

Wasserdampfhaushalt über dem BALTEX-Gebiet

von
Torben Kahl

Kiel 2002



MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE FAKULTÄT DER
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE
- MARITIME METEOROLOGIE -

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Theorie	4
2.1	Berechnungen	4
2.2	Daten	6
2.2.1	NCEP/NCAR-Reanalysedaten	6
2.2.2	Beobachtungsdaten	7
2.3	Nordatlantische Oszillation	8
2.4	Statistische Methoden	9
2.4.1	Korrelationsanalyse	9
2.4.2	EOF - Analyse	10
3	Wasserdampfgehalt	12
3.1	Verteilung des Wasserdampfgehalts	12
3.2	Temperaturabhängigkeit des Wasserdampfgehalts	16
3.3	Variabilität der Wasserdampfgehalts-Verteilung	18
3.4	Änderung des Wasserdampfgehalts	21
4	Wasserdampftransporte	23
4.1	Wasserdampffluss über dem BALTEX-Gebiet	23
4.2	Variabilität des Wasserdampfflusses	27
5	Divergenz des Wasserdampfflusses	32
5.1	Verteilung der Divergenz	32
5.2	Variabilität der Divergenz	38
5.3	Nettotransport in das BALTEX-Gebiet	40
5.4	Fehlerdiskussion der Divergenz	46
6	Niederschlag und Verdunstung	56
6.1	Räumliche Verteilung	56
6.2	Differenz aus Verdunstung und Niederschlag	59
6.3	Variabilität von E - P	61
6.4	Fehlerdiskussion	64
6.4.1	Niederschlag	64
6.4.2	Verdunstung	67
7	Wasserdampfhaushalt	71
7.1	Wasserdampfbilanz NCEP/NCAR	71
7.2	Korrigierte Wasserdampfbilanz	75

7.3 Zusammenhang zwischen den Haushaltskomponenten	77
8 Schlussfolgerungen	84
Abkürzungen	86
Abbildungsverzeichnis	89
Tabellenverzeichnis	91
Literaturverzeichnis	92

Zusammenfassung

Im Ostseeraum fanden in den letzten 20 Jahren zahlreiche Untersuchungen der Wasserdampfhaushaltskomponenten statt (z.B. HELCOM, 1988; Omstedt und Rutgersson, 2000). Dabei wurden aber relativ kurze Zeiträume und zum Teil nur einzelne Komponenten betrachtet. Außerdem beschränkten sich diese Studien häufig auf die Ostsee.

In dieser Arbeit wird der atmosphärische Wasserhaushalt für den Zeitraum von 1948 bis 2000 betrachtet. Alle Komponenten werden aus den NCEP/NCAR-Reanalysen für das gesamte BALTEX-Gebiet, also für die Ostsee und ihr Wassereinzugsgebiet, bestimmt.

Die Untersuchungen zeigen, dass der Wasserdampftransport in der Atmosphäre konvergent ist und zu einer mittleren Zunahme des Wasserdampfes von 247 mm/Jahr führt. Der Wasserdampftransport findet überwiegend zonal von Westen nach Osten statt und ist im Südwesten der BALTEX-Region am größten. Nach Osten und nach Norden nimmt der Wasserdampftransport deutlich ab. Eine Aufteilung des totalen Flusses in den mittleren und den turbulenten Fluss zeigt, dass der turbulente Fluss nur etwa ein Fünftel des mittleren Flusses beträgt. Im Gegensatz dazu trägt die Divergenz des turbulenten Flusses sogar zu etwas mehr als 50 % zur Divergenz des totalen Flusses bei.

Wie bei den bisherigen Studien übertrifft der mittlere Niederschlag die mittlere Verdunstung um 140 mm/Jahr. Allerdings ist nach den NCEP-Daten über der Ostsee die Verdunstung etwas größer als der Niederschlag. Dies steht im Gegensatz zu den bisherigen Veröffentlichungen und wird durch den geringen Niederschlag über der Ostsee in den NCEP-Daten verursacht. Bei den Verdunstungswerten gibt es dagegen über der Ostsee gute Übereinstimmungen mit den bisherigen Berechnungen.

Mit Hilfe einer EOF-Analyse werden die zeitlichen und räumlichen Variationen der Haushaltskomponenten betrachtet. Es zeigt sich, dass die Nordatlantische Oszillation im Winter einen deutlichen Einfluss auf alle Komponenten ausübt. Die Variationen, die dem BALTEX-Gebiet von aussen aufgeprägt werden, sind sehr groß.

Die Wasserdampfbilanz ist lokal nicht geschlossen und auch im räumlichen Mittel gibt es eine Abweichung von über 100 mm/Jahr.

Eine Fehlerbetrachtung zeigt, dass in allen Haushaltskomponenten der NCEP-Daten, zumindest lokal, erhebliche Fehler auftreten. Eine korrigierte Wasserdampfbilanz, wobei die Divergenz der Wasserdampfbilanz durch Schließung der Massenbilanz korrigiert wird und der Niederschlag durch Beobachtungsdaten aus dem BALTEX-Programm ersetzt wird, ist deutlich besser geschlossen. Insbesondere über der Ostsee ist die Bilanz nahezu ausgeglichen. Immer noch große Fehler gibt es aber weiterhin im Nordwesten des BALTEX-Gebiets.

1 Einleitung

Wasser hat einen entscheidenden Einfluss auf die Evolution der Erde und ist die Grundvoraussetzung für die Existenz von Leben. Der hydrologische Kreislauf führt zu der größten Bewegung einer Substanz auf der Erde. Er verbindet die verschiedenen Klimakomponenten miteinander und spielt somit eine wichtige Rolle im gesamten Klimasystem (Chahine, 1992).

Die herausragende Eigenschaft von Wasser gegenüber allen anderen Gasen der Atmosphäre und der Materie an der Erdoberfläche besteht darin, dass es bei den auf der Erde auftretenden Drücken und Temperaturen in allen drei Aggregatzuständen vorkommen kann. Durch die hohe Wärmekapazität von Wasser haben die Ozeane, das Hauptreservoir von Wasser im flüssigen Zustand, eine sehr hohe Wärmespeicherung und wirken als Folge ausgleichend auf das Klima. Durch Verdunstung von Wasser- und Landoberflächen gelangt Wasser im gasförmigen Zustand als Wasserdampf in die Atmosphäre. Dort absorbiert der Wasserdampf vor allem langwellige Strahlung, verringert damit die Ausstrahlung und ist daher ein sehr wirksames Treibhausgas. Wenn der Dampf kondensiert, wird die dem System bei der Verdunstung entzogene Energie als Kondensationsenergie freigesetzt. Sie steuert 30 % der thermischen Energie bei, die die Atmosphäre antreibt. Auch in flüssiger und fester Form in der Atmosphäre, als Wolken, beeinflusst Wasser in großem Maße den Strahlungshaushalt der Erde.

Der Wasserdampf verweilt im Durchschnitt zehn Tage in der Atmosphäre und kehrt dann nach seiner Kondensation als Niederschlag zum Erdboden zurück. Ein Teil des auf dem Land aufkommenden Niederschlags verdunstet, ein anderer läuft über- und unterirdisch in die Ozeane ab, und ein dritter versickert und bildet neues Grundwasser.

Im festen Zustand kommt Wasser als Schnee und Eis vor und wirkt durch die stark erhöhte Albedo abkühlend. Des Weiteren werden die Energieflüsse durch die Erdoberfläche erheblich verändert.

Um Klimaszenarien für die Zukunft zu erstellen, wird eine genauere Kenntnis über die Wasser- und Energiekreisläufe benötigt (Peixoto und Oort, 1992). GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment) ist ein wichtiges Element in Untersuchungen dieser Kreisläufe. Eines der Unterprogramme von GEWEX ist BALTEX (Baltic Sea Experiment) (BALTEX, 1994, 1997), mit dem der Energie- und Wasserhaushalt im Ostseeraum bestimmt werden soll. Dabei werden insbesondere die verschiedenen Mechanismen, die zeitliche und räumliche Variationen hervorrufen und eine Verbindung zwischen der großräumigen Zirkulation von Atmosphäre und Ozean mit dem Wasser- und Energiehaushalt erzeugen, untersucht. Das BALTEX - Gebiet umfasst

die Ostsee und ihr gesamtes Einzugsgebiet. Es beinhaltet mit der Ostsee eines der größten Binnenmeere der Welt und erstreckt sich von mildem, recht feuchtem Klima im Süden des Gebiets bis zu subarktischen Klimaregionen im Norden und umfasst somit Regionen mit unterschiedlichen geographischen und vegetationspezifischen Charakteristika. Die vorhergesagten Klimaänderungen haben für diese Region aufgrund der starken natürlichen Variabilität des Klimas über Nordeuropa große Unsicherheiten (Hurrell, 1995). Deswegen ist gerade in diesem Gebiet eine besonders genaue Kenntnis des Ausgangszustands nötig, um bessere Prognosen für die Zukunft erstellen zu können.

Eine wichtige Kenngröße im hydrologischen Kreislauf ist der Wasserdampfgehalt. Obwohl sich nur ein kleiner Teil des Wassers in der Atmosphäre befindet, wird durch die schnelle Erneuerung des atmosphärischen Wasserdampfes ein unverhältnismäßig großer Einfluss auf das Klimasystem ausgeübt. Schon kleine Schwankungen im Wasserdampfgehalt können zu großen Änderungen in der Bewölkung führen und als Folge die Strahlungsbilanz deutlich verändern. Des Weiteren ist die Korrelation zwischen Wasserdampfgehalt und Oberflächentemperatur sehr hoch, und die beiden Größen sind positiv rückgekoppelt.

Der Ostseeraum liegt in dem Einfluss maritimer, vom Atlantik herangeführter Luftmassen, wobei diese Luftmassen nur über Dänemark und Norddeutschland freien Zugang zum BALTEX-Gebiet haben, da sie weiter nördlich von den Skanden behindert werden (Speth und Skade, 1977). Somit findet also nach Speth und Skade der Hauptwasserdampftransport in das Gebiet im Südwesten statt. Im Wasserdampfgehalt konstatierten sie ein deutliches Süd-Nord-Gefälle und stellten einen Einfluss der Ostsee auf die Wasserdampfgehaltsverteilung vor allem im Herbst und Winter fest, wenn sie deutlich wärmer als die darüber liegenden Luftmassen ist.

Die ersten Untersuchungen des Wasserdampfhaushalts im Ostseebereich führten Simojoki (1948) und Brogmus (1952) durch. Sie kamen zu dem Ergebnis, dass Niederschlag und Verdunstung ungefähr gleich groß sind. Palmen (1963) berechnete die Verdunstung als Resultierende aus der Wasserdampfbilanzgleichung (Peixoto und Oort, 1983; Rasmusson, 1968) und erhielt somit eine jährliche mittlere Verdunstung für die zentrale Ostsee von 510 mm, welche den Niederschlag sogar knapp überwog. Er nahm dann die Differenz als vernachlässigbar an, da die Bestimmung von Niederschlag auf Grund einer zu geringen Anzahl von Messstationen schwierig ist.

Seit der Konferenz der Ostseeanrainerstaaten von Helsinki wurde die Forschung im Ostseegebiet verstärkt (HELCOM, 1986). Die Ergebnisse aus diesen Untersuchungen zeigen, dass die Differenz aus Niederschlag und Verdunstung positiv ist und in einer Größenordnung von 100 - 150 mm pro Jahr liegt (Heise, 1996). Ausgeglichen wird diese Differenz durch eine Konvergenz des Wasserdampfes, da die Änderung des Wasserdampfgehalts über dem Messzeitraum nur gering ist. Diese Ergebnisse decken sich weitgehend mit Berechnungen des PROBE-Baltic-Modells (Omstedt und Rut-

gersson, 2000), das Daten von 1980 bis 1995 verwendet.

Die Konvergenz des Wasserdampfflusses hat einen deutlichen Jahresgang. Während im Winter eine verhältnismäßig starke Konvergenz zu erkennen ist, nimmt diese zum Sommer hin erheblich ab und ist dann etwa Null (Alestalo, 1983).

In den bisherigen Studien wird der Wasserdampfhaushalt immer nur über wenige Jahre betrachtet. Häufig werden auch nur einzelne Komponenten über Teilgebieten des BALTEX-Raums untersucht. So beschränken sich viele Autoren in ihren Untersuchungen auf die Ostsee und gehen nicht auf das Einzugsgebiet ein. Des Weiteren werden vielfach nur räumlich gemittelte Werte für die betrachtete Region bestimmt. In dieser Arbeit werden dagegen für das gesamte BALTEX-Gebiet alle Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung über den Zeitraum von 1948 bis 2000 ermittelt. Dies ermöglicht es, langjährige Mittel und Zeitreihen zu bilden, mögliche Trends in den Daten zu erkennen sowie dekadische Variabilitäten zu untersuchen. So hat die NAO (North Atlantic Oscillation) (Hurrell, 1995) einen deutlichen Einfluss auf den Ostseeraum. Bei hohem Index, d.h. großen Druckunterschieden zwischen Island und den Azoren, werden die Westwinde und damit der Wasserdampftransport in das BALTEX-Gebiet verstärkt.

Im Gegensatz zu den bisherigen Studien wird auch die räumliche Verteilung und die räumliche Variabilität der einzelnen Komponenten untersucht. Zunächst wird die Verteilung des Wasserdampfgehalts betrachtet und seine räumlichen und zeitlichen Variationen bestimmt. Hauptziel ist es jedoch, die Wasserdampf Flüsse durch die Grenzen des BALTEX-Gebiet zu berechnen und somit die Ein- und Ausflussgebiete zu ermitteln. Zu ergründen ist, ob der Wasserdampftransport in das Gebiet hinein den Transport hinaus wirklich überwiegt, und damit die bisherigen Studien auch über einen langen Zeitraum bestätigt werden können. Durch Berechnung der Divergenzen und einer Betrachtung der Differenz aus Niederschlag und Verdunstung wird zusammen mit der zeitlichen Änderung des Wasserdampfgehalts die Wasserdampfbilanz gebildet und geprüft, ob die NCEP/NCAR-Reanalysedaten diese Wasserdampfbilanz schließen. Die Fehler, die in den einzelnen Termen der Wasserdampfhaushaltsgleichung auftreten, werden durch Vergleich mit Beobachtungsdaten und Berechnungen aus bisherigen Studien untersucht und ihre Größe abgeschätzt.

2 Theorie

2.1 Berechnungen

Ziel dieser Arbeit ist es, den atmosphärischen Wasserdampfhaushalt des BALTEX-Gebiets zu untersuchen. Dazu werden die einzelnen Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung betrachtet. Um diese zu erhalten geht man von der Bilanzgleichung der spezifische Feuchte q (z.B. Peixoto und Oort (1992)) aus:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q \mathbf{v}_h + \frac{\partial q \omega}{\partial p} = e - c \quad (2.1)$$

Dabei stellt e die Verdunstung und c die Kondensation dar, \mathbf{v}_h ist der horizontale Windvektor und ω die vertikale Windkomponente. Integriert man diese Bilanzgleichung vom Boden bis zum oberen Rand der Atmosphäre und vernachlässigt man den Wassertransport in fester und flüssiger Form, so erhält man die atmosphärische Wasserdampfhaushaltsgleichung:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{Q} = E - P \quad (2.2)$$

Dabei wird angenommen, dass die zeitlichen und räumlichen Änderungen des Bodendrucks p_s vernachlässigbar klein sind. Die Wasserdampfhaushaltsgleichung besagt, dass die lokalzeitliche Änderung des Wasserdampfgehalts W einer Luftsäule und die Divergenz des horizontalen Wasserdampfflusses \mathbf{Q} durch die Differenz aus Verdunstung und Niederschlag, welches die Hauptquellen des Wasserdampfes sind, kompensiert wird. Man trifft die Annahme, dass der Wasserdampf nach der Kondensation sofort als Niederschlag ausfällt. Es gilt dabei:

$$W = \int_{p_u}^{p_s} q \frac{dp}{g} \quad (2.3)$$

$$\mathbf{Q} = \int_{p_u}^{p_s} q \mathbf{v}_h \frac{dp}{g} \quad (2.4)$$

mit der zonalen und meridionalen Komponente des Wasserdampfflusses

$$\mathbf{Q}_\lambda = \int_{p_u}^{p_s} q u \frac{dp}{g} \quad (2.5)$$

$$\mathbf{Q}_\phi = \int_{p_u}^{p_s} q v \frac{dp}{g} \quad (2.6)$$

Der Druck am Oberrand der Atmosphäre wird mit p_u bezeichnet, g ist die Erdbeschleunigung. Mittelung über die Zeit führt zu:

$$\frac{\partial \overline{W}}{\partial t} + \nabla \cdot \overline{\mathbf{Q}} = \overline{E} - \overline{P} \quad (2.7)$$

Wird die Mittelung über einen Zeitraum von einem Jahr oder länger durchgeführt, so ist $\partial \overline{W} / \partial t$ sehr klein und kann vernachlässigt werden. Die atmosphärische Wasserhaushaltsgleichung vereinfacht sich in diesem Fall zu

$$\nabla \cdot \overline{\mathbf{Q}} = \overline{E} - \overline{P} \quad (2.8)$$

Die Divergenz des horizontalen Wasserdampfes kompensiert also den Überschuss an Verdunstung. Berechnet man den Wasserdampfaushalt für eine Region, in diesem Fall für die BALTEX-Region, so muss noch eine räumliche Mittelung durchgeführt werden (Smirnov und Moore, 1999). Mit Hilfe des Gauss-Theorems folgt:

$$\left\langle \frac{\partial \overline{W}}{\partial t} \right\rangle + \frac{1}{A} \cdot \oint \overline{\mathbf{Q}} \cdot \mathbf{n} d\gamma = \langle \overline{E} - \overline{P} \rangle \quad (2.9)$$

bzw. unter Vernachlässigung von $\frac{\partial \overline{W}}{\partial t}$

$$\frac{1}{A} \cdot \oint \overline{\mathbf{Q}} \cdot \mathbf{n} d\gamma = \langle \overline{E} - \overline{P} \rangle \quad (2.10)$$

A ist die Fläche der Region, $\langle \rangle$ das räumliche Mittel und \mathbf{n} steht normal nach außen gerichtet auf dem Grenzelement γ . Das heisst, der pro Flächeneinheit durch die Grenzen des Gebietes hinausgerichtete Wasserdampfesfluss entspricht der räumlich gemittelten Differenz aus den zeitlichen Mitteln von Verdunstung und Niederschlag.

Der totale Wasserdampfesfluss teilt sich in den mittleren Fluss, der durch die mittlere Strömung hervorgerufen wird, und deren zeitliche Abweichungen, die durch die turbulenten Störungen verursacht werden, auf.

$$\int_{p_u}^{p_s} \overline{q \mathbf{v}_h} \frac{dp}{g} = \int_{p_u}^{p_s} \overline{q} \overline{\mathbf{v}_h} \frac{dp}{g} + \int_{p_u}^{p_s} \overline{q' \mathbf{v}_h'} \frac{dp}{g} \quad (2.11)$$

Dieser, von den Störungen hervorgerufene 'Eddy-Fluss' ist nach Schröder (2001) im Ostseeraum und über Europa deutlich kleiner als der mittlere Fluss, so dass sich der mittlere nur wenig von dem totalen Wasserdampfesfluss unterscheidet.

2.2 Daten

2.2.1 NCEP/NCAR-Reanalysedaten

Zur Berechnung des Wasserdampfhaushalts werden die NCEP (National Center for Environment Prediction) - NCAR (National Center for Atmospheric Research) - Reanalysedaten (z.B. Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001) von 1948 bis 2000 verwendet. Dabei werden für den Niederschlag, den latenten Wärmefluss und die 2-Meter-Temperatur Monatsmittelwerte, die durch Mittelung der 6-stündigen NCEP/NCAR-Reanalysedaten gebildet wurden, benutzt.

Für die Windkomponenten und die spezifische Feuchte werden direkt die 6-stündige Werte verwendet, damit auch der turbulente Wasserdampftransport untersucht werden kann.

Die Feuchtedaten existieren auf acht und die Winddaten auf 17 Druckniveaus. Diese Größen sind auf einem $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter gegeben, während die übrigen Parameter auf dem Gaussgitter mit einer Auflösung von $1.9^\circ lon \times 1.875^\circ lat$ vorliegen. Diese Daten werden vom Gaussgitter auf das $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter interpoliert. Die dem latenten Wärmefluss entsprechende Verdunstung erhält man durch Division des latenten Wärmeflusses durch die Verdunstungswärme L_v . L_v ist hier konstant und wird als die Verdunstungswärme bei $10^\circ C$, die $2477 kJ kg^{-1}$ beträgt, angenommen.

$$E = \frac{Q_L}{L_v} \quad (2.12)$$

Die Reanalysen basieren auf einem globalen Modell ohne Änderungen mit einer einheitlichen Modellphysik für den gesamten Zeitraum. Abgesehen von Modellfehlern kann die zeitliche und räumliche Varianz nur natürlich sein oder von Änderungen in den Messmethoden, der assimilierten Beobachtungsdaten abhängen. In den NCEP/NCAR - Daten wurden stets die modernsten Beobachtungstechniken einbezogen, so z.B. die zunehmenden Satelliten- und Radiosondendaten.

Die verschiedenen Parameter, die in den NCEP - Daten dargestellt werden, sind nach dem Anteil von Beobachtungsdaten, die in das Modell eingehen, geordnet: Je mehr Beobachtungen enthalten sind, desto größer ist das Vertrauen in die Genauigkeit der Reanalysedaten.

Die Daten werden in drei Kategorien unterteilt: Typ-A- bis Typ-C-Variablen. Die Typ-A-Variablen werden stark von Beobachtungsdaten beeinflusst und sind somit am zuverlässigsten. Dazu gehören unter anderem die Lufttemperatur und die Windkomponenten. Bei Typ-B-Variablen, hat das Modell bereits einen größeren Einfluss, auch wenn die Daten direkt beobachtet werden. Die spezifische Feuchte ist eine B-Variable. Zu den C-Variablen gehören alle Größen, die nicht beobachtet und nur vom Modell berechnet werden. Dazu gehören alle Oberflächenflüsse und der Nieder-

schlag. Diese Daten sind am wenigsten vertrauenswürdig und die Ergebnisse sollten möglichst mit anderen Daten verglichen werden. Allgemein sind die Daten der ersten Dekade von 1948 bis 1957 aufgrund der geringsten Anzahl von Beobachtungen am wenigsten zuverlässig (Kistler et al., 2001).

Trenberth und Guillemot (1998) untersuchten die Zuverlässigkeit der NCEP-Reanalysen für den globalen atmosphärischen Feuchte- und Wasserzyklus für die Jahre von 1979 bis 1995. Nach ihren Ergebnissen stimmen die NCEP-Werte für den Wasserdampfgehalt im Bereich des BALTEX-Gebiets sehr gut mit den NVAP-Daten (National Aeronautics and Space Administration Water Vapor Project) überein. Die Wasserdampfbilanz ist jedoch nicht geschlossen, insbesondere über Süd- und Mittelnorwegen gibt es laut Trenberth und Guillemot große Fehler.

Mo und Higgins (1996) sowie Rasmussen und Mo (1996) fanden bei Wasserdampfhauhaltsuntersuchungen über Nord- und Südamerika heraus, dass die Divergenz des Wasserdampfstromes der NCEP-Daten große, regionale, terrainabhängige Fehler aufweist. Des Weiteren wird der konvektive Niederschlag überschätzt. Damit sind die Niederschlagswerte im Frühling und vor allem im Sommer zu hoch.

Cullather und Kollegen (2000) untersuchten das Gebiet nördlich von 60° N und vermuten den größten Fehler in der Differenz von Verdunstung und Niederschlag, da besonders die Verdunstung ein Wellenmuster aufweist, welches nicht durch die geographischen und klimatologischen Gegebenheiten erklärbar ist.

2.2.2 Beobachtungsdaten

Alle oben genannten Autoren führten ihre Untersuchungen global oder für sehr große Gebiete durch. Zur genaueren Abschätzung der Fehler im BALTEX-Raum in den NCEP-Niederschlagsdaten werden deswegen als weiterer Vergleich Beobachtungsdaten der Jahre 1996 bis 1999 benutzt, die im Rahmen des BALTEX-Programms gewonnen wurden, sowie von August bis November 1995 aus der PIDCAP-Phase (Pilot study for Intensive Data Collection and Analysis of Precipitation) von BALTEX. Rubel (1996) hat hier die Datenanalyse von 1100 Beobachtungsstationen innerhalb des BALTEX-Gebietes verwendet. Mit Hilfe der Kriging-Methode hat er diese Stationsdaten auf ein $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter interpoliert. Dabei wird die räumliche Autokorrelationsfunktion des Niederschlages bestimmt. Die Dekorrelationsdistanz liegt dort, wo die Autokorrelationsfunktion auf $1/e$ abgefallen ist. Innerhalb der Dekorrelationsdistanz werden die 12 Stationen verwendet, die dem jeweiligen Gitterpunkt am nächsten sind.

Anschliessend fand in dieser Arbeit zum besseren Vergleich der Daten eine weitere Interpolation auf ein $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter statt. Dabei wurde jede Gitterbox des alten $1^\circ \times 1^\circ$ Gitters mit seiner Fläche im neuen $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter gewichtet.

Diese Niederschlagsdaten aus dem BALTEX-Programm sind gegen Wind und Verdunstung korrigiert worden und auf Grund der großen Anzahl von Stationen zumindest über Land sehr vertrauenswürdig.

Als 30-Jahre-Mittel (1931-1960) standen zusätzlich Niederschlagsdaten von 85 Beobachtungsstationen im BALTEX-Gebiet zur Verfügung (Müller, 1996). Auch diese Daten werden auf das $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter interpoliert, indem die Stationswerte innerhalb einer Box gemittelt werden. Befand sich dort keine Station, so werden die umgebenden Boxen betrachtet. Sind auch hier keine Stationen vorhanden, so wird die Gitterbox mit keinem Wert belegt. Auf Grund der viel geringeren Stationsdichte sind diese Felder vermutlich mit mehr Fehlern behaftet als die BALTEX-Daten.

2.3 Nordatlantische Oszillation

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) ist eine Hauptursache der interannualen Variabilität in der Atmosphäre der mittleren Breiten. Die NAO ist mit Veränderungen der Druckverhältnisse über dem Nordatlantik und somit mit Veränderungen der Westwinde über dem Nordatlantik nach Europa verbunden. Damit muss die NAO einen Einfluss auf den Wasserdampftransport über der BALTEX-Region ausüben (Schröder, 2001) und das Klima dieser Region beeinflussen (Kleppek, 2001).

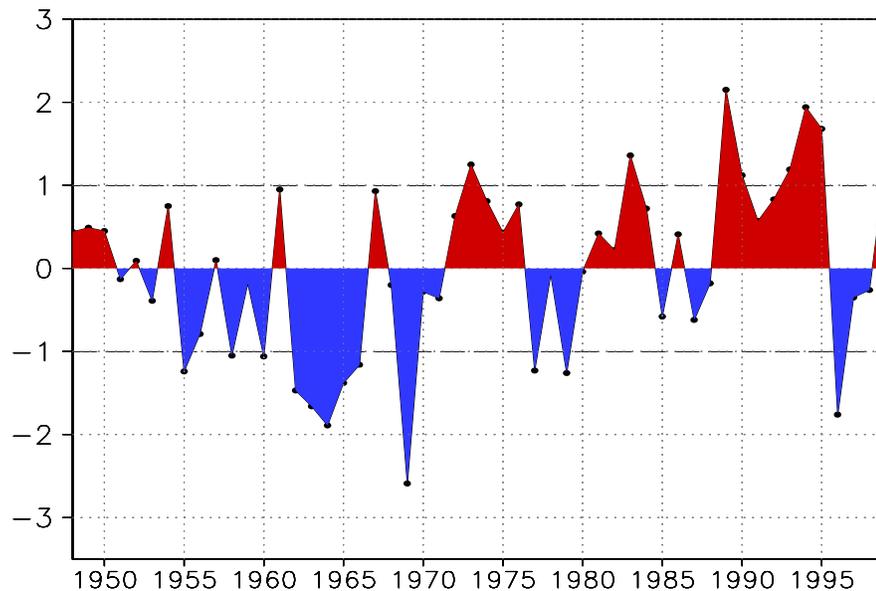


Abbildung 2.1: Wintermittel (DJF) des NAO-Indexes von Hurrell

Dieser Einfluss wird mit Hilfe des NAO-Index von Hurrell für den Zeitraum von 1948 bis 2000 (Abb. 2.1) untersucht. Hurrells NAO-Index beschreibt den Druckunterschied zwischen Stykkisholm (Island) und Lissabon (Portugal). Bei positivem Index kommt es, im Vergleich zum langjährigen Mittel, zu einer Verstärkung des Azorenhochs und einer Vertiefung des Islandtiefs. Damit sind die Druckunterschiede zwischen den beiden Druckgebilden überdurchschnittlich groß. Bei negativem Index schwächen sich dagegen beide Druckgebilde ab und somit auch die Differenz zwischen ihnen. Hier wird die NAO nur im Winter betrachtet, da sie nur im Winter einen größeren Anteil der Varianz des Bodendrucks erklärt. In den anderen Jahreszeiten ist auch keine interdekadische Variabilität der NAO, wie im Winter, zu erkennen (Jung, 2000).

2.4 Statistische Methoden

Die Klimatologie war früher hauptsächlich eine rein beschreibende Wissenschaft. Dazu wurden nur einfache statistische Methoden benötigt. Inzwischen versucht man jedoch auch die Dynamik des Klimas zu verstehen. Dabei sind neben den äusseren Faktoren auch innere Klimafaktoren, z.B. die Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Klimakomponenten, von großer Bedeutung, so dass das Klimasystem ein nichtlineares, dynamisches System ist. Mit Hilfe von Computern ist man heutzutage in der Lage, Klimazustände und deren Variabilitäten teilweise zu simulieren.

Zur Bearbeitung und Interpretation der meteorologischen Daten spielen statistische Methoden eine entscheidende Rolle. Somit ist die Klimatologie zu einem großen Grad das Studium der Statistik unseres Klimas (von Storch und Zwiers, 1999).

2.4.1 Korrelationsanalyse

Die Korrelationsrechnung dient der Analyse des Zusammenhanges mehrerer Datensätze. Bei der Korrelation wird die Güte des linearen Zusammenhanges bestimmt. Ein Maß der Güte ist der Korrelationskoeffizient, 'r', der Werte zwischen '-1' und '+1' annehmen kann. Dabei bedeutet $r=0$, dass gar kein Zusammenhang zwischen den Datensätzen existiert, und $|r|=1$ gibt einen streng linearen Zusammenhang an. Von einer positiven Korrelation spricht man, wenn die Werte der ersten Datenreihe mit denen der zweiten Datenreihe ansteigen (r ist dann positiv). Bei negativer Korrelation (r negativ) fallen die Werte der einen Reihe mit zunehmenden Werten der anderen Datenreihe. Das Quadrat von r ist wichtig zur Bestimmung der gemeinsamen Varianz und gibt die relativ erklärte Varianz der einen Variablen an, die durch die andere erklärt wird.

Bei der Interpretation des Korrelationskoeffizienten muss beachtet werden, dass die betrachteten Größen von dritten oder vierten Größen beeinflusst sein können, dass

die Korrelation also nur einen statistischen Zusammenhang und keinen physikalischen liefert (Wilks, 1995).

Bei Zeitreihen ist es auch notwendig, dass die Daten in der Zeitreihe unabhängig voneinander sind. Dies lässt sich durch eine Autokorrelation überprüfen, wobei die Daten der Zeitreihe mit sich selbst - schrittweise verschoben - korreliert werden. Kennt man die Anzahl der Freiheitsgrade, so kann der Signifikanzgrad der Korrelation bestimmt werden. Hier wird, wenn es nicht anders geschrieben steht, eine Korrelation als signifikant bezeichnet, wenn der Signifikanzgrad 95 % überschreitet, also mit mehr als 95 % Wahrscheinlichkeit eine Korrelation zwischen den betrachteten Größen existiert.

Eng mit der Korrelation ist die Regressionsanalyse verknüpft. Dabei wird ein expliziter funktionaler, linearer Zusammenhang zwischen den betrachteten Größen ermittelt, der dann in einer Beziehungsgleichung (Regressionsgleichung) beschrieben wird. Diese Regressionsgleichung wird nach der Methode der kleinsten Quadrate berechnet.

In dieser Arbeit wird die Korrelation benutzt, um Zusammenhänge der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung mit der Nord-Atlantischen-Oszillation (NAO) im Winter und Zusammenhänge der verschiedenen Komponenten untereinander zu ermitteln.

2.4.2 EOF - Analyse

Die Aufgabe der EOF - Analyse (empirische Orthogonalfunktion) ist es, einen Datensatz, der aus einer großen Anzahl verschiedener Variablen besteht, in einen neuen Datensatz mit sehr viel weniger neuen Variablen umzuwandeln. Dieser neue Datensatz soll dennoch einen großen Teil der ursprünglichen Variabilität enthalten und diese Informationen übersichtlicher darstellen. Dies ist möglich, wenn die Variablen des Ausgangsdatsatzes gut miteinander korreliert sind. In der Meteorologie wird diese Technik insbesondere zur Analyse der Variabilitäten langer Zeitreihen von Feldern angewendet. Dabei werden die räumliche und die zeitliche Variabilität getrennt dargestellt.

Um eine EOF - Analyse durchzuführen, benötigt man die der Datenmatrix zugehörige Korrelationsmatrix, deren Elemente die Korrelationen zwischen den Feldgrößen an den verschiedenen Raumpunkten darstellen. Zur Korrelationsmatrix (a_{jk}) existiert eine Eigenwertgleichung der Form:

$$(a_{jk})\mathbf{g} = \lambda\mathbf{g} \quad \text{bzw.} \quad \sum a_{jk}\mathbf{g}_k = \lambda\mathbf{g}_k, \quad j=1,2,\dots,N$$

mit dem Eigenwert λ und dem Eigenvektor \mathbf{g} (Schönwiese, 1988).

Nach Berechnung der Eigenwerte λ lassen sich auch die Eigenvektoren \mathbf{g}_k bestimmen. Diese Eigenvektoren sind die EOF's und die zugehörigen Eigenwerte geben die

jeweils erfasste Varianz an. Dabei ist der Eigenvektor mit dem größten Eigenwert die 1. EOF, usw. Die Eigenvektoren sind alle orthogonal zueinander und somit völlig unkorreliert.

Die EOF - Analyse wird hier zur Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Variabilitäten der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung im BALTEX - Gebiet von 1948 bis 2000 verwendet.

3 Wasserdampfgehalt

Zunächst soll ein Überblick über die Größenordnung und Verteilung des Wasserdampfgehalts im BALTEX-Gebiet gewonnen werden. Anschließend werden seine zeitlichen und räumlichen Variationen untersucht.

3.1 Verteilung des Wasserdampfgehalts

Der Ostseeraum liegt im Einflussbereich der Westwindzone und vor allem der Südwesten dieses Gebietes ist stark maritim geprägt, während im Osten und Norden das Klima kontinentaler wird. Dieser Übergangscharakter ist auch in der Verteilung des vertikal integrierten Wasserdampfgehalts \bar{W} erkennbar.

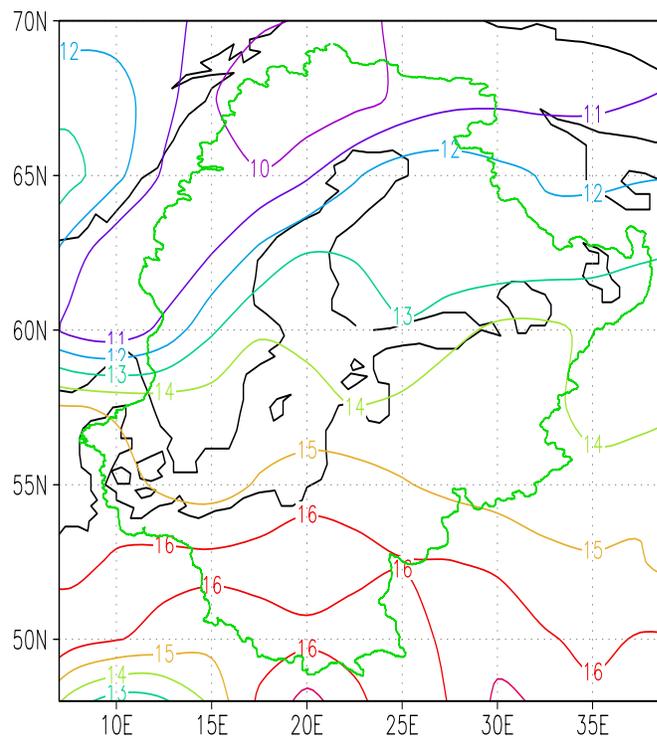


Abbildung 3.1: Wasserdampfgehalt in kg/m^2 für das BALTEX-Gebiet, gemittelt von 1948 - 2000. Die durchgezogene grüne Linie kennzeichnet die Grenze des BALTEX-Gebiets

Abbildung 3.1 zeigt den mittleren Wasserdampfgehalt \bar{W} von 1948 bis 2000. Die Grenzen der BALTEX - Region sind durch die durchgezogene, grüne Linie dargestellt. Der räumliche Mittelwert der BALTEX-Region von \bar{W} liegt bei $13.7 \text{ kg}/\text{m}^2$. Man erkennt allgemein eine Abnahme des Wasserdampfgehalts nach Norden, was

auch auf Grund der nach Norden hin abnehmenden Temperaturen zu erwarten ist. Die höchsten Werte werden mit 16 kg/m^2 in Polen erreicht und das Minimum liegt in Nordschweden mit Werten von nur 10 kg/m^2 . Dieses Minimum erstreckt sich entlang der Westgrenze des BALTEX - Gebietes und damit entlang des skandinavischen Gebirges (Skanden) nach Süden. Dort liegt die Oberfläche verbreitet zwischen 950 und 850 hPa und da sich ein Großteil des Wasserdampfes (ca. 75 %) unterhalb von 700 hPa befindet (Randel et al., 1996), ist \overline{W} über einem Gebirge deutlich geringer als über dem Flachland. Südlich der Skanden kann über Dänemark von der Nordsee feuchte Luft eindringen, die zu einem erhöhten Wasserdampfgehalt führt, so dass der Gradient von \overline{W} über dem Skagerrak und Mittelschweden am höchsten ist. Der Einfluss der Ostsee ist auch im Mittel zu erkennen. Er führt zu etwas erhöhtem Wasserdampfgehalt, was die Ausbeulungen der Linien gleichen Wasserdampfgehalts nach Norden zeigen.

Die Verteilung von \overline{W} variiert innerhalb der Jahreszeiten deutlich (Abb. 3.2). Im Winter (Dezember, Januar, Februar; DJF) strömt über Dänemark und Norddeutschland feuchte, relativ warme Luft ein, die im Südwesten des Gebietes zu den höchsten Werten mit 10 kg/m^2 führt. Nach Osten gewinnt zunehmend kontinentale Luft an Einfluss und \overline{W} sinkt bis auf 7.5 kg/m^2 . Nach Norden nimmt der Wasserdampfgehalt ab und liegt bei 5 kg/m^2 in Nordschweden. Über der nördlichen Ostsee ist \overline{W} größer, da die Ostsee im Vergleich zur darüberliegenden Luft warm ist, und es so zu verstärkter Verdunstung und damit zu einem erhöhten \overline{W} kommt. Durch vorherrschende Südwestwinde an Finnlands Westküste findet man auch dort einen erhöhten Wasserdampfgehalt. Im Frühling (März, April, Mai; MAM) kommt es durch steigende Temperaturen zu einem Anstieg von \overline{W} . Das Maximum verlagert sich dabei von Norddeutschland nach Polen. Die West-Ost-Gradienten verschwinden und überall nimmt \overline{W} nach Norden kontinuierlich ab. Die Werte von \overline{W} liegen zwischen 14 kg/m^2 in Polen und 7.5 kg/m^2 in Nordschweden. Der Einfluss der Ostsee ist deutlich geringer als im Winter, da die Lufttemperaturen nur wenig von den Wasseroberflächentemperaturen abweichen.

Zum Sommer (Juni, Juli, August; JJA) hin kommt es im gesamten Gebiet zu einem starken Anstieg von \overline{W} . Das Maximum hat sich mit Werten bis zu 24 kg/m^2 weiter nach Südosten verlagert - durch den kontinentalen Einfluss im Osten sind dort die Sommertemperaturen höher als im Westen. Allerdings ist gerade im Bereich des Maximums die Korrelation zwischen Temperatur und Wasserdampfgehalt etwas geringer, so dass neben der Temperatur noch andere Faktoren Einfluss auf die Wasserdampfgehaltsverteilung ausüben (s. Kapitel 3.2). Das Minimum liegt mit 16 kg/m^2 in NW-Schweden. Ein Streifen mit sehr großem Gradienten von \overline{W} erstreckt sich vom Skagerrak quer über Schweden bis zum nördlichen Bottnischen Meerbusen. Auch im Sommer ist kein großer Einfluss der Ostsee auf die \overline{W} -Verteilung erkennbar.

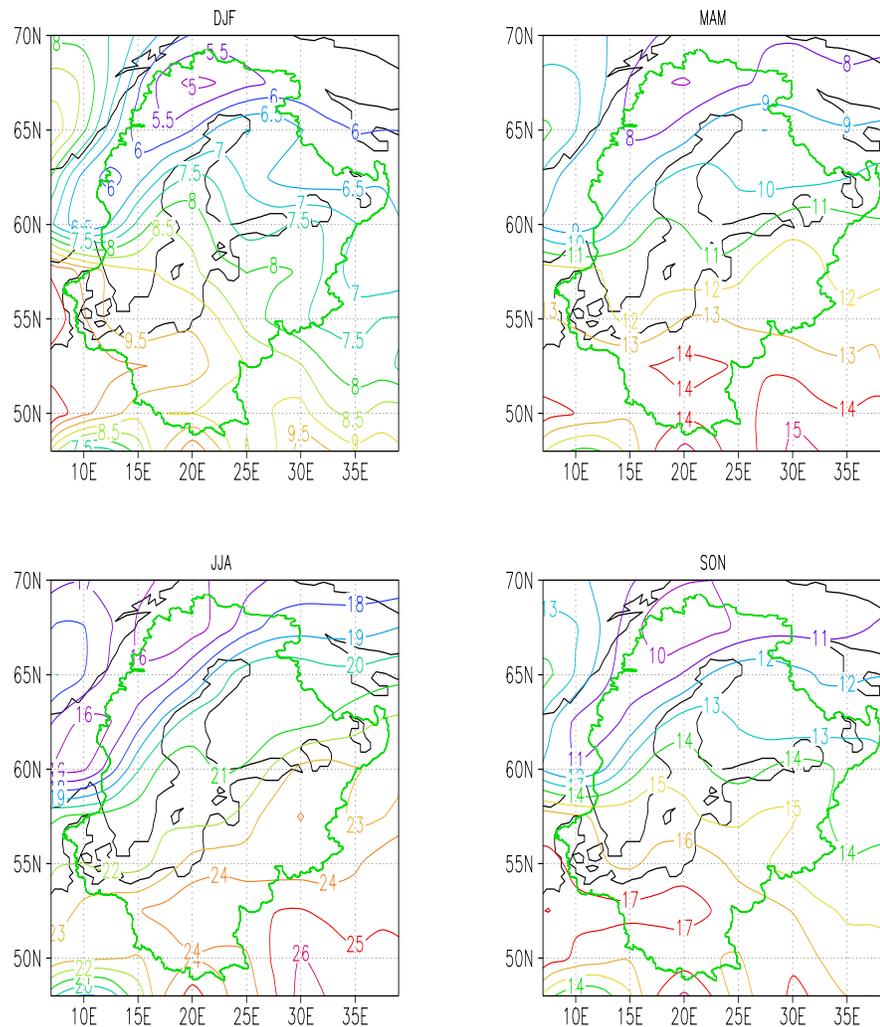


Abbildung 3.2: Mittlerer Wasserdampfgehalt der einzelnen Jahreszeiten in kg/m^2

Dies ändert sich im Herbst (September, Oktober, November; SON) wieder, wenn die Wassertemperaturen, ähnlich wie im Winter, höher als die Lufttemperaturen sind. Damit ist \overline{W} über der Ostsee wieder größer als über dem Land. Das Einströmen von feuchter, milder Atlantikluft im Südwesten des Gebietes ist auch schon erkennbar, so dass die höchsten Wasserdampfgehaltswerte wieder im Süden und Südwesten zu finden sind. Sie nehmen nach Norden von $17 kg/m^2$ bis auf $10 kg/m^2$ ab. Das Mittel der gesamten BALTEX-Region beträgt $7.6 kg/m^2$ im Winter, $11.2 kg/m^2$ im Frühling, $21.1 kg/m^2$ im Sommer und $14.2 kg/m^2$ im Herbst.

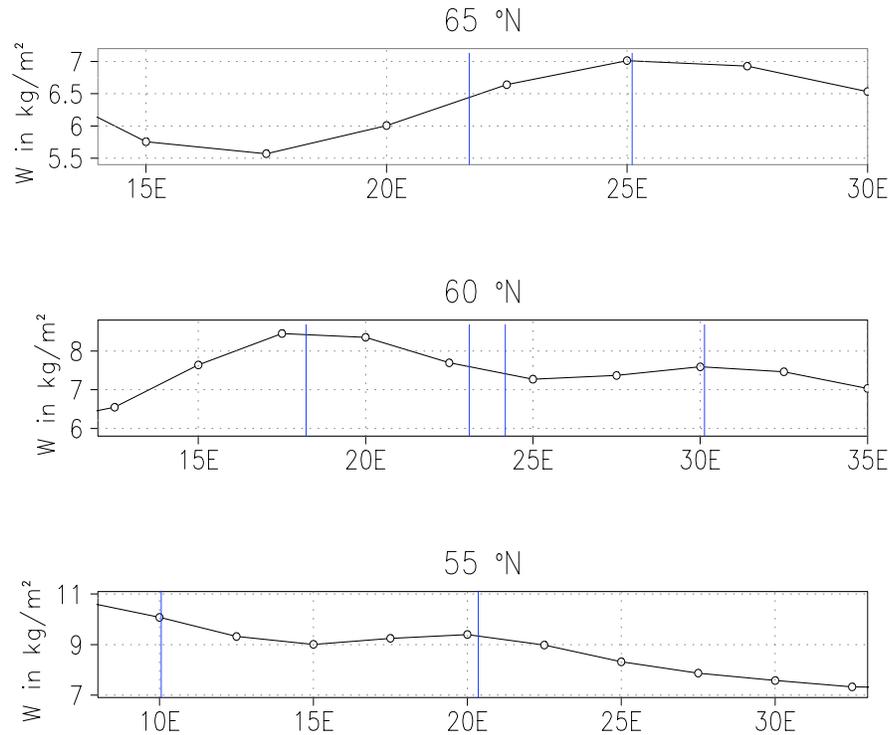


Abbildung 3.3: West-Ost-Schnitte durch den BALTEX-Raum vom Wasserdampfgehalt im Winter (DJF), gemittelt von 1948 bis 2000. Die blauen Linien markieren die Ränder der Ostsee

Die Auswirkung der nach Osten zunehmenden Kontinentalität sowie der Einfluss der Ostsee auf den Wasserdampfgehalt lassen sich durch West-Ost-Schnitte (Abb. 3.3 und 3.4) gut erkennen. Im Winter nimmt im Süden des BALTEX - Gebietes ($55^{\circ}N$), \bar{W} von Westen nach Osten ab, mit einem kleinen, sekundären Maximum bei $20^{\circ}E$. Dieser Anstieg wird durch die feuchtere Luft über der Ostsee hervorgerufen und das Maximum liegt aufgrund der vorherrschenden Westwinde am Ostrand der Ostsee. Bei $60^{\circ}N$ sieht man zunächst einen deutlichen Anstieg, hervorgerufen durch absinkende Landoberfläche und dadurch, dass das westlichste Gebiet im Schatten der süd-norwegischen Berge liegt. Der Wasserdampfgehalt erreicht sein Maximum mit Werten von über 8 kg/m^2 zwischen $17.5^{\circ}E$ und $20^{\circ}E$. Östlich von den Alandinseln kommt es jedoch zu einer Abnahme von W bevor der Wasserdampfgehalt über dem Finnischen Meerbusen nochmals etwas ansteigt.

Bei $65^{\circ}N$ nimmt der Wasserdampfgehalt auf der Ostseite des skandinavischen Gebirges zunächst ab, nimmt dann aber weiter östlich mit Annäherung an die Ostsee wieder zu und steigt über der Ostsee bis zur finnischen Küste weiter an. Über Finnland sinken die Werte von W erneut. Betrachtet man im Vergleich die West-Ost-Schnitte

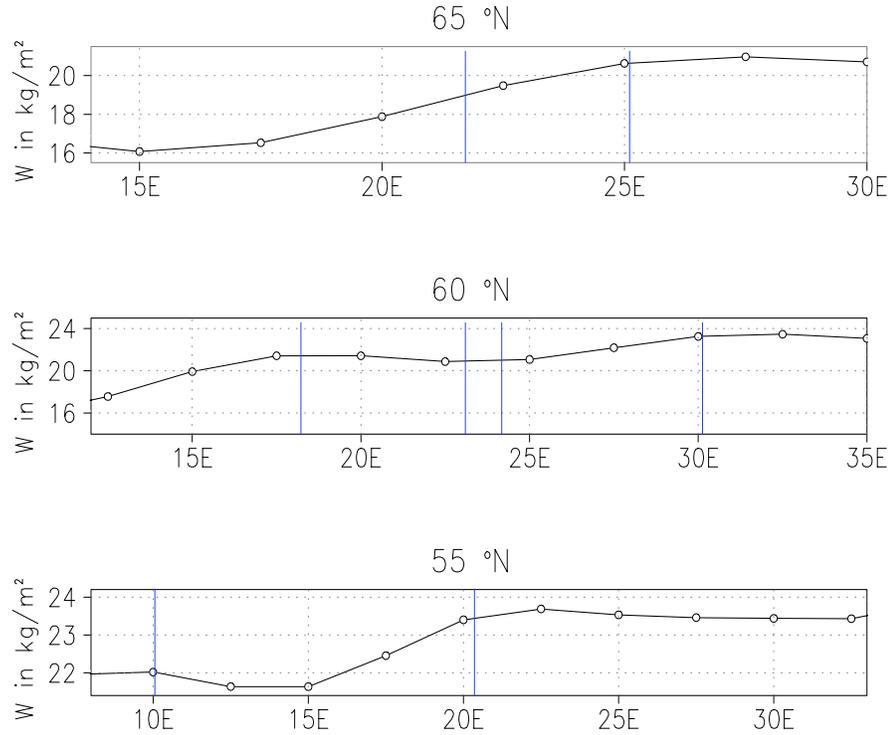


Abbildung 3.4: West-Ost-Schnitte durch den BALTEX-Raum vom Wasserdampfgehalt im Sommer (JJA), gemittelt von 1948 bis 2000. Die blauen Linien markieren die Ränder der Ostsee

vom Sommer, so sieht man einen deutlich veränderten Kurvenverlauf. Allgemein ist nun eine Zunahme von \bar{W} nach Osten hin zu beobachten. Hauptgrund dafür sind die im Sommer im Osten höheren Temperaturen. Trotz der deutlichen Unterschiede fallen einige Besonderheiten auf: Sowohl im Sommer als auch im Winter gibt es bei Stockholm ($60^\circ N / 18^\circ E$) ein Maximum und ein Minimum an der finnischen SW-Küste.

Die Sommer-Winter-Unterschiede nehmen von Westen nach Osten von $10\text{-}12 \text{ kg/m}^2$ auf $14\text{-}16 \text{ kg/m}^2$ zu.

3.2 Temperaturabhängigkeit des Wasserdampfgehalts

Der Wasserdampfgehalt W hängt stark von der Lufttemperatur ab. Hohe Temperaturen führen dazu, dass mehr Wasserdampf aufgenommen werden kann. Betrachtet man die Temperaturverteilung (Abb. 3.5), so ähnelt diese der Wasserdampfgehaltsverteilung. Insbesondere die Ausbeulung der Isolinien über der Ostsee nach Norden und das Minimum über den Skanden stimmen überein. Unterschiede sind im östli-

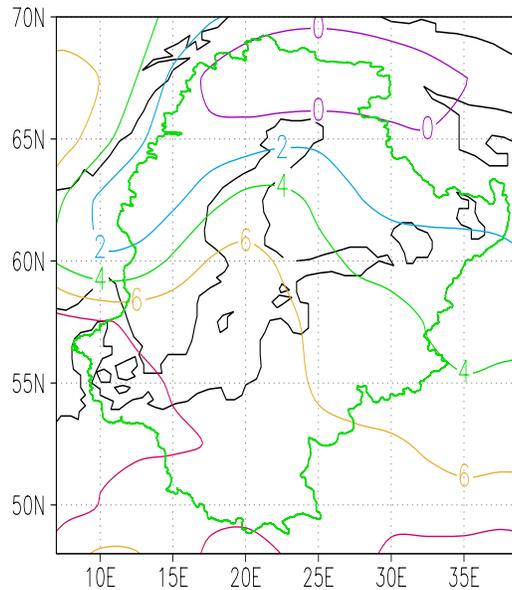


Abbildung 3.5: 2m - Jahres-Temperatur in $^{\circ}\text{C}$, gemittelt von 1948 bis 2000

chen Teil ersichtlich: Die Temperatur nimmt nach Osten deutlich stärker ab als der Wasserdampfgehalt. Dies liegt daran, dass Temperaturunterschiede im Sommer, wenn es im Osten wärmer als im Westen ist, zu größeren W-Differenzen führen können als die gleichen Temperaturdifferenzen im Winter, da die Sättigungsdampf-kurve exponentiell von der Temperatur abhängt.

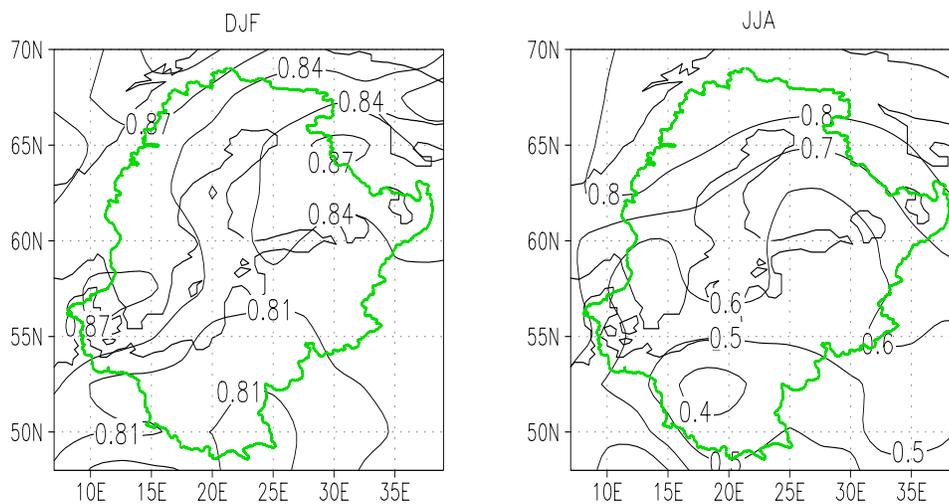


Abbildung 3.6: Korrelationskoeffizient von 2m - Lufttemp. und Wasserdampfgehalt

Auch die Korrelation zwischen 2m-Lufttemperatur und Wasserdampfgehalt (Abb. 3.6) ist, besonders im Winter, sehr hoch. Der Korrelationskoeffizient liegt zwischen 0.8 im Süden der Region und 0.88 im Nordwesten. Im Winter kommt warme Luft meistens aus Westen, und diese führt viel Feuchte mit sich, während kalte Luftmassen eher aus östlichen Richtungen herantransportiert werden und tendenziell trockener sind. Im Sommer ist die Korrelation vor allem im Süden mit Koeffizienten von 0.4 bis 0.6 deutlich schlechter als im Winter. Das 95 % - Signifikanzniveau liegt bei dieser Korrelation bei $r = 0.28$. Somit ist die Korrelation zwischen Temperatur und Wasserdampfgehalt auch im Sommer im gesamten BALTEX-Gebiet signifikant. In Polen kann aber nur 15 bis 25 % der Varianz des Wasserdampfgehalts durch die Temperatur erklärt werden. Somit muss es im Sommer noch andere Faktoren geben, die den Wasserdampfgehalt stärker beeinflussen. Die besonders niedrige Korrelation über Mittel- und Südpolen kann zum Teil durch die geographische Lage erklärt werden: Südwestlich dieses Gebietes liegt das Riesengebirge und im Süden und Südosten schließen sich die Karpaten an. Dadurch kommt es bei Wind aus diesen Richtungen zu einem Föhnneffekt, der dafür sorgt, dass die Luft trotz hoher Temperatur relativ trocken ist (Okolowicz, 1977). Ansonsten konnte nicht festgestellt werden, dass der Wasserdampfgehalt bei gleicher Temperatur direkt von der Windrichtung abhängig ist. Möglicherweise (das wurde hier jedoch nicht untersucht) gibt es einen Zusammenhang zwischen dem Wasserdampfgehalt und dem Weg, auf dem eine Luftmasse in das betrachtete Gebiet geführt wird. Nach Okolowicz (1977) ist z.B. eine Luftmasse, die von einem Tiefdruckgebiet mit Südwestwinden herantransportiert wird, feuchter als eine genauso warme Luftmasse, die aus derselben Richtung von einem Hochdruckgebiet kommt. Diese Luftmassen unterscheiden sich in ihren Ursprungsgebieten und Wegverläufen.

3.3 Variabilität der Wasserdampfgehalts-Verteilung

Neben dem jahreszeitlichen Verlauf des Wasserdampfgehalts, sind auch die räumlichen und zeitlichen Variabilitäten über dekadische Zeitperioden von Interesse. Um diese genauer zu untersuchen wird eine EOF-Analyse durchgeführt.

Die 1. EOF (Abb. 3.7) erklärt im Winter (DJF) eine Varianz von 69.4 % und zeigt im ganzen BALTEX-Gebiet ein gemeinsames Ansteigen bzw. Absinken von W, wobei diese Schwankungen von Südschweden über die Ostsee bis zu den baltischen Staaten und Polen besonders groß sind. Nach Norden nimmt die Variabilität deutlich ab und beträgt noch etwa die Hälfte der maximalen Schwankungen. Die zugehörige Zeitserie der 1. EOF ist mit dem Verlauf des NAO-Indexes mit $r = 0.49$ korreliert. Die Nord-Atlantische-Oszillation ist signifikant wirksam und erklärt 24 % der winterlichen Varianz der ersten EOF des Wasserdampfgehalts.

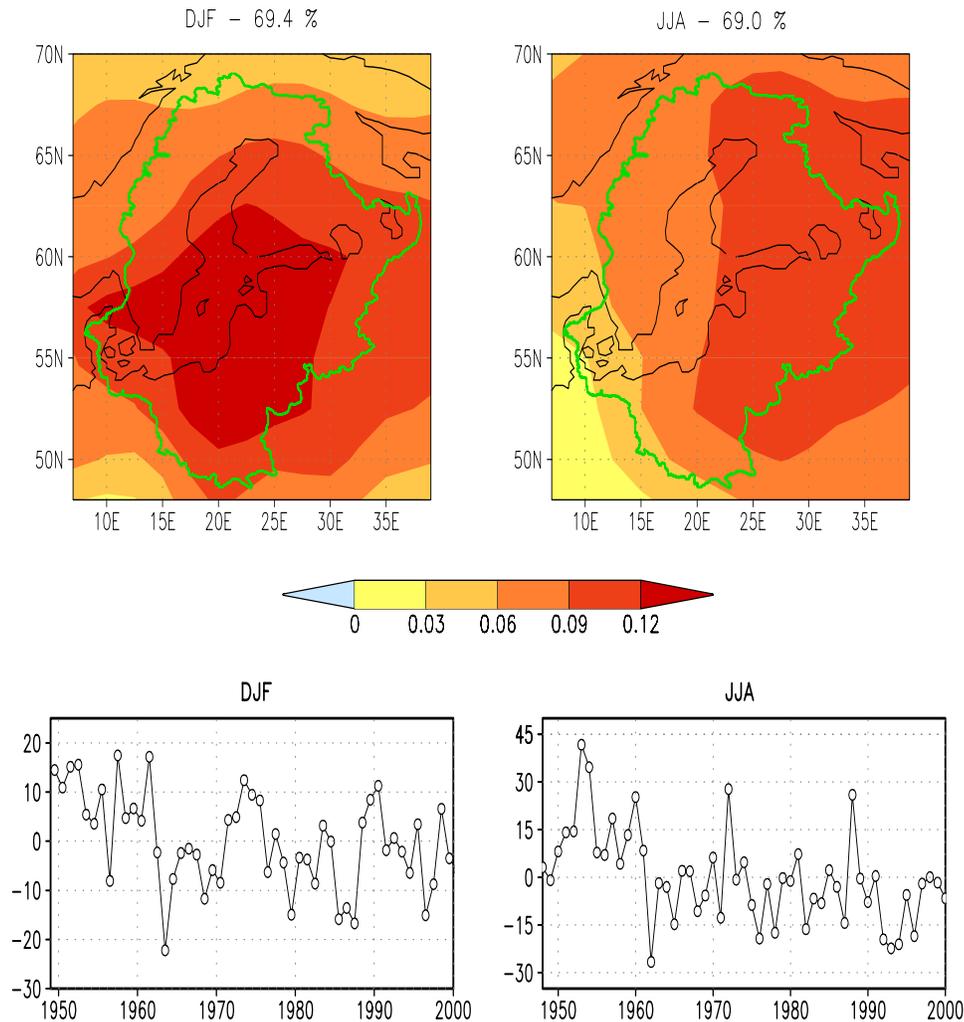


Abbildung 3.7: 1. EOF mit zugehöriger Principal Component des Wasserdampfgehalts für DJF-Mittel (links) und JJA-Mittel (rechts)

Bei hohem NAO-Index führen die verstärkten Westwinde feuchtere und mildere Luftmassen in den gesamten Ostseeraum, während Winter mit niedrigem NAO-Index im Ostseeraum kälter und trockener als im Mittel sind (Hurrell, 1995; Schröder, 2001). Im Gegensatz dazu zeigt die Zeitreihe von 1950 bis 1960 eine Reihe von Jahren mit überdurchschnittlich hohem Wasserdampfgehalt, während der NAO-Index in diesen Jahren überwiegend negativ ist, was eigentlich für einen geringeren Wasserdampfgehalt als im Durchschnitt sprechen würde.

Auch im Sommer erklärt die 1. EOF mit 69 % bereits einen hohen Anteil der Varianz des Wasserdampfgehalts. Es kommt in der gesamten Region zu einem gleichzeitigen

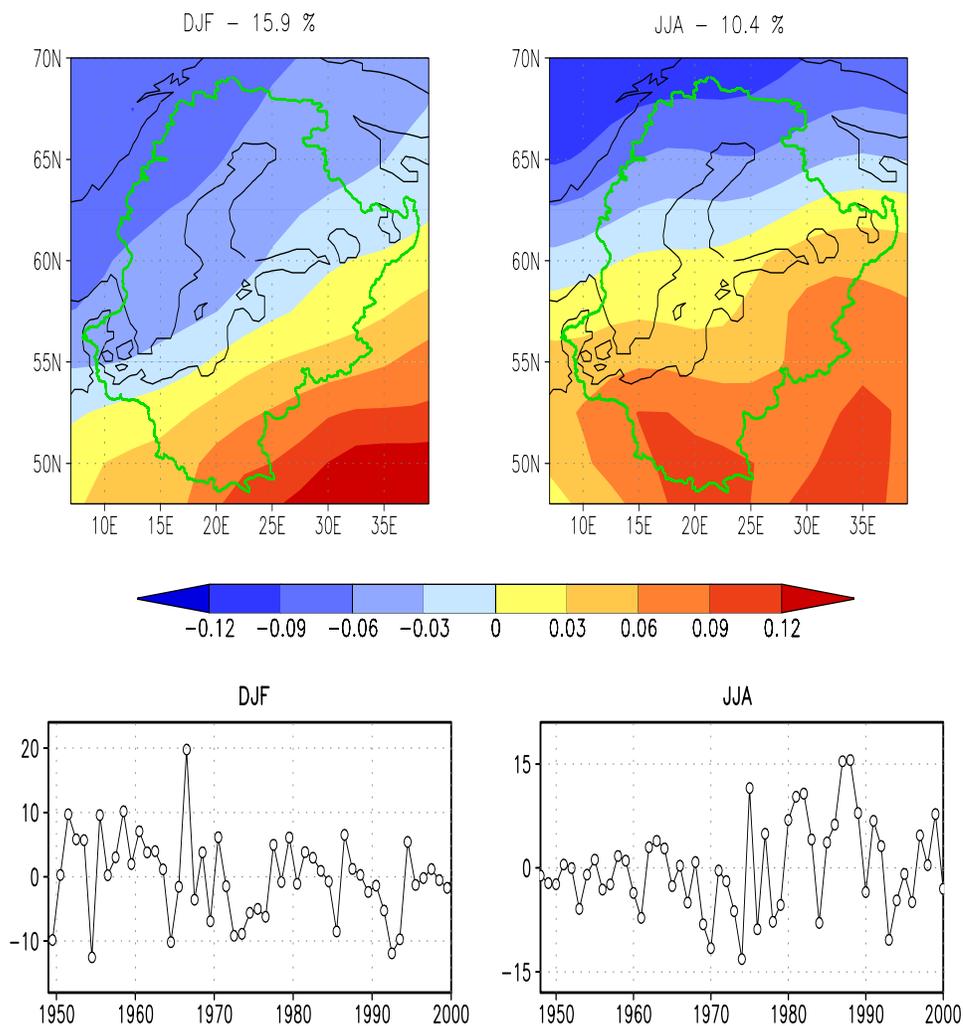


Abbildung 3.8: 2. EOF mit zugehöriger Principal Component des Wasserdampfgehalts für DJF-Mittel (links) und JJA-Mittel (rechts)

Anstieg bzw. Absinken von W , wobei diese Schwankungen im Osten am stärksten und bis zu dreimal so groß wie im Südwesten sind. Die 1. Principal Component (PC) zeigt ähnlich wie im Winter in den Jahren bis 1960 einen ungewöhnlich hohen Wasserdampfgehalt.

Die 2. EOF des Wasserdampfgehalts zeigt sowohl im Winter als auch im Sommer eine Zweiteilung der Region (Abb. 3.8). Im Winter variiert der Bereich nördlich einer Linie Stettin - St. Petersburg negativ bei positiver PC und südlich davon positiv. Die stärksten Schwankungen befinden sich im Nordwesten und im Südosten des BALTEX-Gebietes. Im Sommer ist das Muster etwas zonal. Die größten Variatio-

nen gibt es im Norden und Süden des Ostseeraums. Dabei hat das Gebiet nördlich einer Linie Oslo - Karelien negative und südlich davon positive Anomalien bei positiver PC. Im Sommer erkennt man in der PC eine Zunahme der Variation bis 1990. Seitdem nimmt sie wieder etwas ab. Im Winter dagegen waren die Jahr zu Jahr Schwankungen bis 1975 besonders groß und sind dann kleiner geworden.

3.4 Änderung des Wasserdampfgehalts

Allgemein wird angenommen, dass die Änderung des Wasserdampfgehalts über einen längeren Zeitraum gering gegenüber der Divergenz des Wasserdampfflusses und der Differenz aus Verdunstung und Niederschlag ist und somit in der Wasserdampfhaushaltsgleichung vernachlässigt werden kann. Hier soll die jahreszeitliche Änderung von W untersucht werden (Abb. 3.9) um festzustellen, ob diese auch in der jahreszeitlichen Wasserdampfbilanz vernachlässigt werden darf. Diese Differenz wurde folgendermaßen bestimmt:

$$\left. \frac{dW}{dt} \right|_{winter} = \frac{(W_M + W_F)/2 - (W_D + W_N)/2}{3 \text{ Monate}} \quad (3.1)$$

Dabei ist W_M der Wasserdampfgehalt des März, W_F des Februars usw.. Für die anderen drei Jahreszeiten geht man entsprechend vor.

Im Winter ist im gesamte BALTEX-Raum eine Abnahme von W zu beobachten. Diese Abnahme liegt zwischen -0.8 mm/Monat im Norden und -1.2 mm/Monat im Rest des BALTEX-Gebietes und ist somit relativ klein. Im Frühling kommt es zu einem Gewinn an Wasserdampf. Dieser nimmt von Nordwesten von 1.5 mm/Monat nach Südosten auf 3 mm/Monat zu. Auch im Sommer ist die Änderung des Wasserdampfgehalts positiv. Es kommt zu einer ziemlich einheitlichen Zunahme im BALTEX-Raum von 2.0 bis 2.8 mm/Monat. Im Herbst wird mit einer mittleren Änderung von -3 mm/Monat im Westen und -4.5 mm/Monat im Osten der Ostseeregion ein Großteil des Gewinns aus Frühling und Sommer wieder abgebaut.

Wie in den nächsten Kapiteln gezeigt wird, ist der Term dW/dt zwar auch im jahreszeitlichen Mittel kleiner als die anderen, aber nicht um Größenordnungen, so dass man ihn in jahreszeitlichen Bilanzen nicht vernachlässigen kann.

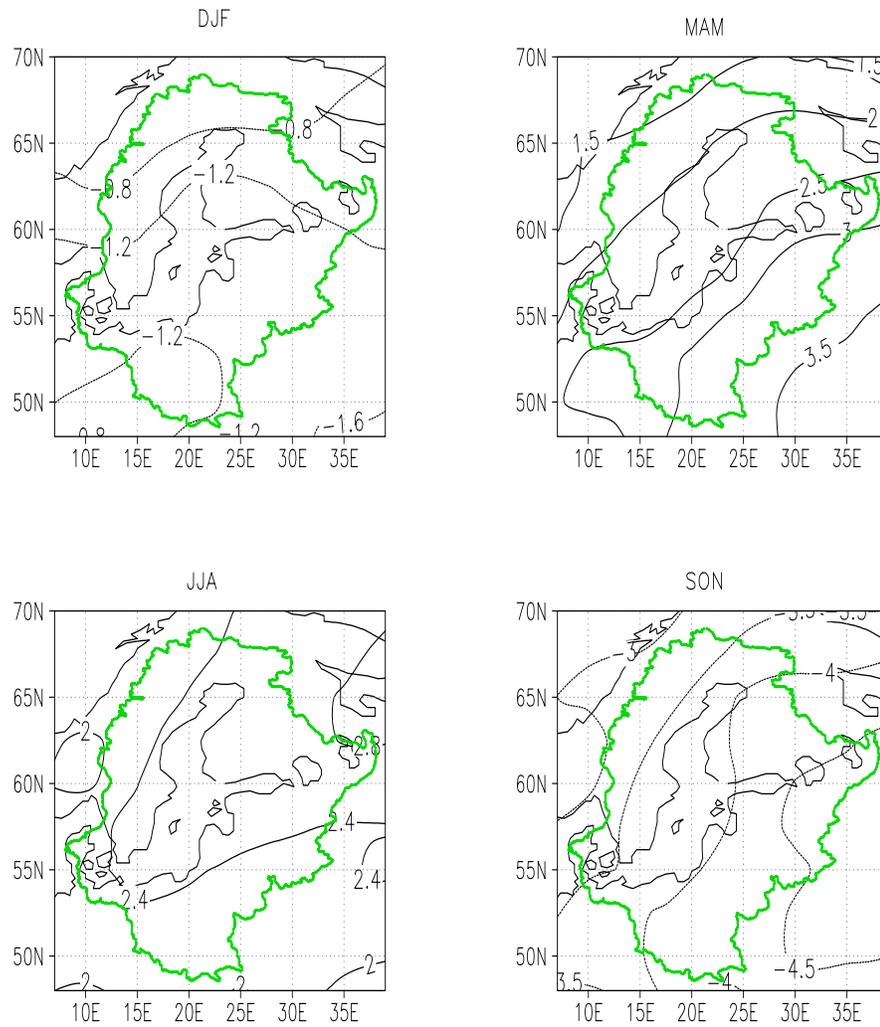


Abbildung 3.9: Saisonale Änderung des Wasserdampfgehaltes in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000

4 Wasserdampftransporte

Für die Untersuchung der Wasserdampfbilanz einer Region muss man den Wasserdampftransport über dem betrachteten Gebiet kennen. In diesem Kapitel wird die Größe und die Richtung des Wasserdampftransports sowie seine Variabilität berechnet. Eine Aufspaltung des totalen mittleren Wasserdampftransports in den mittleren Fluss und den Eddy-Fluss soll Aufschluss über den Einfluss der Störungen auf die Wasserdampftransporte in der BALTEX-Region geben.

4.1 Wasserdampffluss über dem BALTEX-Gebiet

Zunächst wird der totale mittlere Wasserdampftransport über dem BALTEX-Gebiet betrachtet. Zwei Tatsachen fallen besonders auf (Abb. 4.1): 1. Die zonale Komponente überwiegt die meridionale bei weitem. Nach Norden nimmt die meridionale Komponente etwas zu und der Fluss kommt dort aus westsüdwestlichen Richtungen.

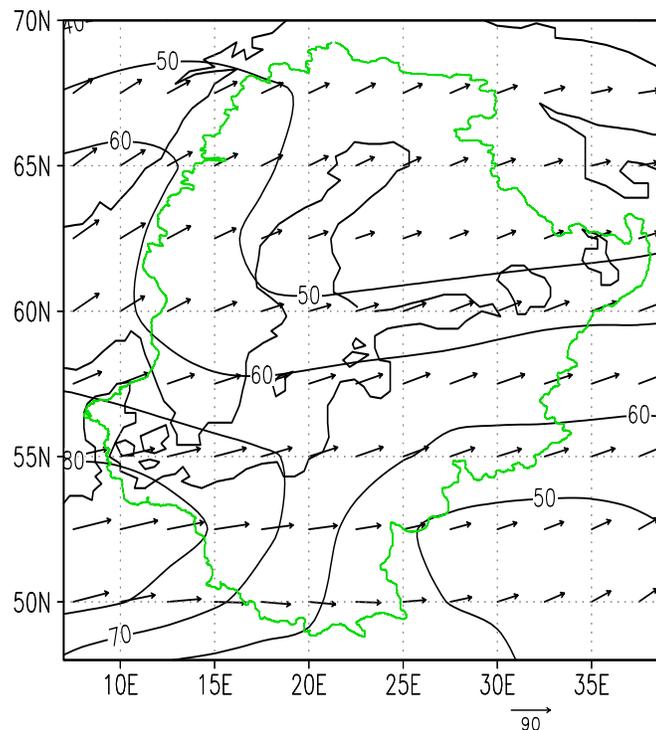


Abbildung 4.1: Totaler mittlerer Wasserdampftransport in $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$, gemittelt von 1948 bis 2000. Die Pfeile sind Vektoren der Flüsse und die Linien geben die Beträge der Flüsse an.

2. Der Absolutbetrag des Transports ist im Südwesten des Gebietes am größten und nimmt nach Nordosten ab.

Über Norddeutschland und Dänemark erreicht der Wasserdampftransport $80 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Nach Osten schwächt er sich auf 50 bis $60 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ab. Vor allem im Westen nimmt der Wasserdampftransport auch nach Norden deutlich ab, während im Osten nur eine geringe Abnahme des Flusses nach Norden zu erkennen ist. Somit ist der totale mittlere Wasserdampftransport durch die Westgrenze in das BALTEX-Gebiet hinein im Süden deutlich größer als der Transport durch die Ostgrenze hinaus. Nach Norden nimmt diese Differenz jedoch ab. Die geringsten Transporte befinden sich über Mittel-Finnland, wo die Werte unter $50 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ liegen.

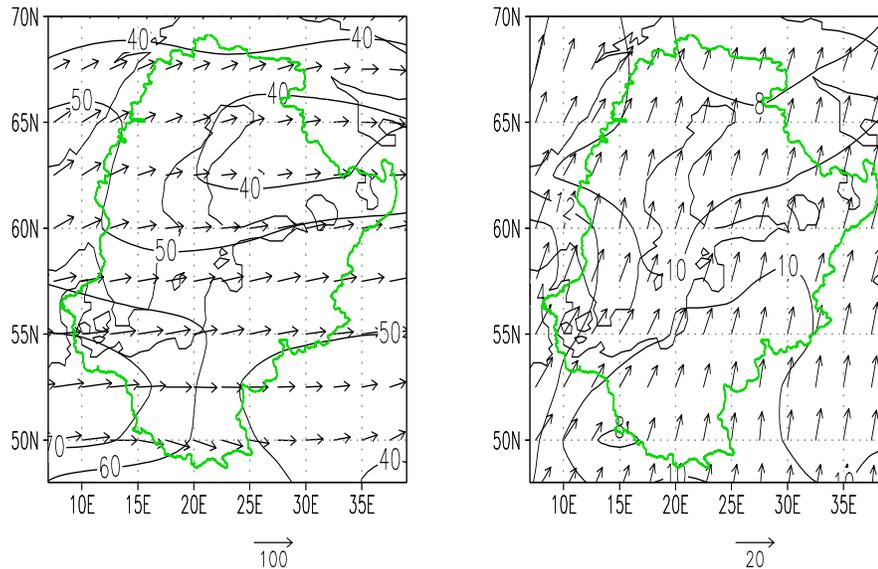


Abbildung 4.2: Mittlerer Wasserdampftransport (links) und turbulenter Wasserdampftransport (rechts) in $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, gemittelt von 1948 bis 2000

Wird eine Aufteilung des totalen mittleren Flusses in den mittleren Fluss und seine turbulente Komponente (Eddy-Fluss) gemäß Gleichung 2.11 durchgeführt (Abb. 4.2), so erkennt man zunächst, dass der mittlere Fluss etwa fünfmal so groß wie der Eddy-Fluss ist und somit den Hauptanteil zum totalen Fluss liefert. Der mittlere Fluss läuft fast überall von Westen nach Osten. Der Eddy-Fluss kommt im Gegensatz dazu überall aus südlichen oder südwestlichen Richtungen und schwankt zwischen $8 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ im Norden und Nordosten des Gebietes und $14 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ über Norddänemark. Hervorgerufen wird der südliche Eddy-Fluss dadurch, dass eine große Anzahl von Zyklonen auf einer Bahn von Südwesten nach Nordosten nordwest-

lich vom BALTEX-Gebiet vorbeizieht (Ubl, 2001). Somit liegt der BALTEX-Raum häufig auf der Südostseite der Zyklogen und es resultiert ein süd- oder südwestlicher Eddy-Fluss.

Eine Aufteilung des totalen in den mittleren Fluss und den Eddy-Fluss bedeutet also annähernd eine Aufspaltung in die zonale und meridionale Komponente des totalen Flusses. Der mittlere Fluss verursacht den zonalen Transport während der Eddy-Fluss für die Südkomponente im totalen Fluss verantwortlich ist.

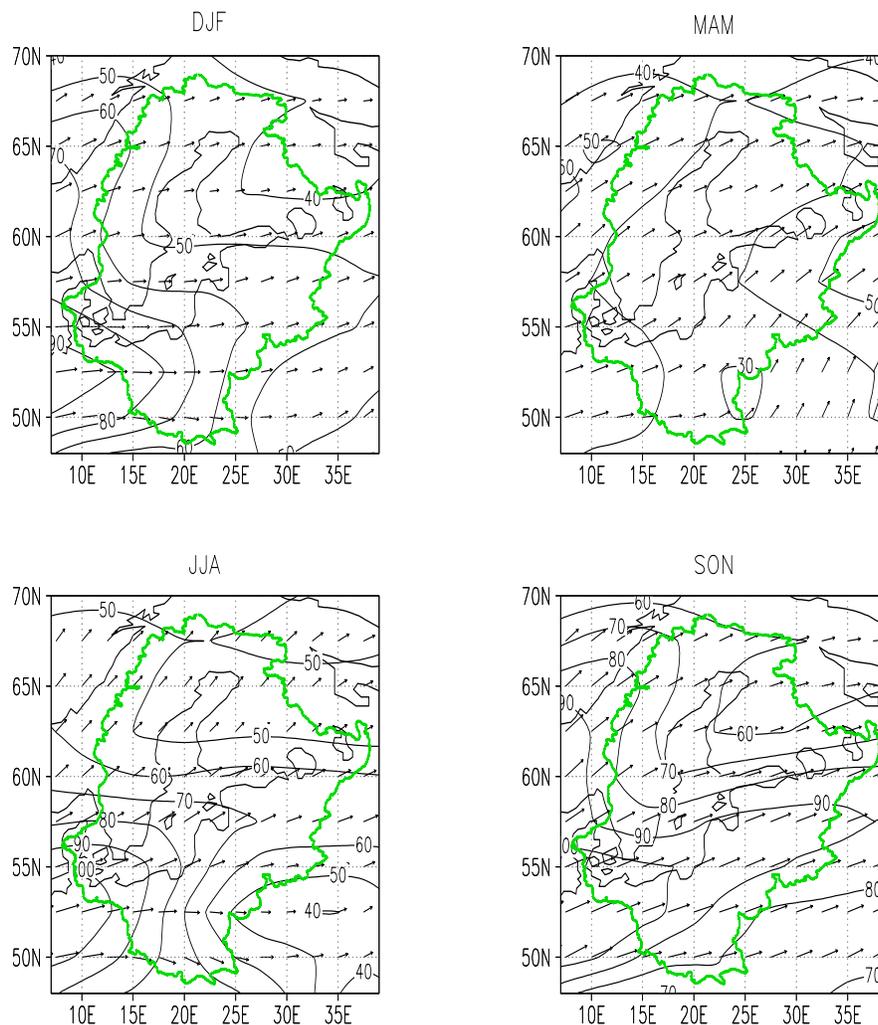


Abbildung 4.3: *Saisonal, totaler mittlerer Wasserdampffluss in $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$*

Innerhalb des Jahres kommt es zu deutlichen Veränderungen des totalen Wasserdampfflusses (Abb. 4.3). Im Winter ist der Wasserdampffluss weitgehend zonal von

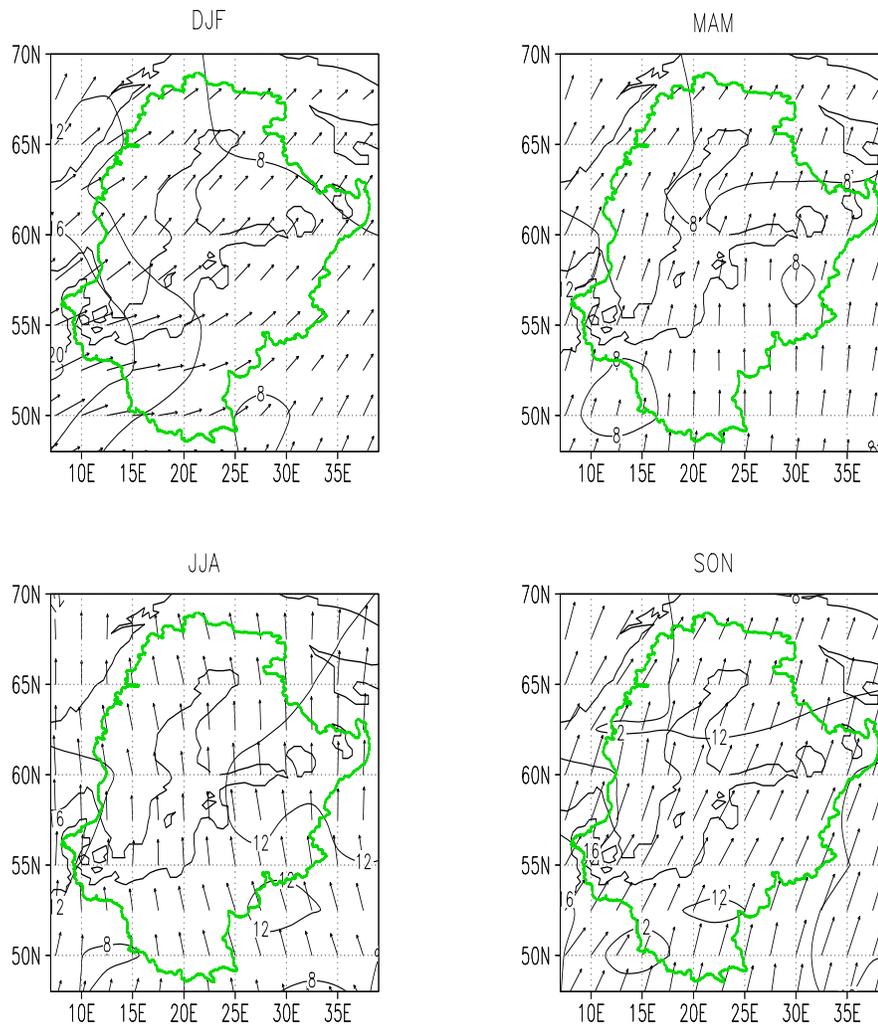


Abbildung 4.4: *Saisonal, turbulenter Wasserdampftransport in $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$*

Westen nach Osten gerichtet. Es gibt einen starken Gradienten im Betrag des Flusses, der von Nordosten ($40\ kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) nach Südwesten ($90\ kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) gerichtet ist. Im Frühling ist der Fluss auf Grund der schwächsten Winde und relativ niedriger spezifischer Feuchte am kleinsten und erreicht allgemein nur Werte um $40\ kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ d.h., dass der starke Gradient des Winters nun verschwunden ist. Der Transport kommt jetzt aus west- bis südwestlichen Richtungen. Zum Sommer baut sich der Nordost-Südwest-Gradient wieder auf und die Werte liegen zwischen $50\ kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ im Nordosten und im äußersten Südosten und erreichen mit $100\ kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ im Südwesten die höchsten Werte. Die hohen Transporte im Sommer sind vor allem

durch die hohe spezifische Feuchte begründet. Auffällig ist, dass im Sommer die Richtung des Transports deutlich stärker als in den anderen Jahreszeiten variiert. Während im Norden der Fluss aus Südwesten kommt, wird im Süden Wasserdampf nach Südosten transportiert. Damit wird sowohl im Norden als auch im Süden Wasserdampf aus dem BALTEX-Gebiet hinaus transportiert. Im Herbst sind die Wasserdampftransporte sogar noch etwas größer als im Sommer. Es werden Werte zwischen knapp $60 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ im Nordosten und über $100 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ im Südwesten erreicht. Vor allem im Südosten der BALTEX-Region ist der Wasserdampftransport bis zu $30 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ höher als im Sommer. Der Transport kommt wieder aus westlichen und südwestlichen Richtungen.

Auch der turbulente Wasserdampftransport zeigt im Jahresverlauf Veränderungen (Abb. 4.4). Im Winter nimmt der Eddy-Fluss deutlich vom Nordosten der Region, wo er knapp $8 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ erreicht, nach Südwesten zu. Hier kommt der Fluss aus West bis Südwest und erreicht bis zu $20 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Somit beträgt der Eddy-Fluss im Winter ungefähr ein Viertel bis ein Fünftel des totalen mittleren Wasserdampf flusses. Im Frühling kommt der Eddy-Fluss in der Südhälfte aus Süden und dreht im Norden auf südwestliche Richtungen und erreicht Werte um $10 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Der Eddy-Fluss beträgt somit erneut ein Viertel bis ein Fünftel des totalen Flusses. Auch im Sommer wird durch den Eddy-Fluss Wasserdampf von Süden nach Norden transportiert, wobei im Südosten und im Nordwesten eine leichte Ostkomponente zu erkennen ist. Die Werte liegen ziemlich einheitlich bei knapp $12 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ und der turbulente Fluss trägt somit ein Viertel im Nordosten bis ein Zehntel im Südwesten zum totalen mittleren Fluss bei. Im Herbst wird dieser Fluss wieder etwas größer und liegt zwischen $10 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ im Nord und $16 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ über Dänemark. Die Flussrichtung geht von Südwest nach Nordost.

Der Eddy-Wasserdampf fluss ist somit in allen Jahreszeiten erheblich kleiner als der mittlere Wasserdampf fluss und führt nur zu einer leichten Drehung des Wasserdampf flusses in Richtung Südwesten-Nordosten.

4.2 Variabilität des Wasserdampf flusses

Die räumliche und zeitliche Variabilität des Wasserdampf flusses wird mit Hilfe einer EOF-Analyse betrachtet. Die 1. EOF für die zonale Komponente des Flusses in der Wintersaison (DJF) (Abb. 4.5) erklärt bereits 65.4 % der Varianz und zeigt, dass der gesamte BALTEX-Raum bei positiver Principle Component einen überdurchschnittlich großen Wasserdampf fluss nach Osten aufweist, wobei die positive Abweichung über der westlichen Ostsee besonders groß ist. Im Osten und Norden sind die Schwankungen sehr viel geringer und sinken in Nordfinnland bis auf ein Fünftel der maximalen Schwankung ab. Die 1. PC ist gut mit dem NAO-Index korreliert - der Korrelationskoeffizient beträgt 0.76. Somit erklärt die NAO 38 % der

gesamten winterlichen Variation. Bei hohem NAO-Index wird also der zonale Wasserdampftransport verstärkt. Dies liegt daran, dass dann die Westwinde und somit der zonale Transport verstärkt werden. Der Einfluss der NAO ist über Nordosteuropa schwächer ausgeprägt und daher sind dort geringere Schwankungen zu erkennen. Die 2. und 3. EOF erklären nochmal 25.7 bzw. 3.0 %.

Die 1. EOF des meridionalen Wasserdampftransportes hat im Winter bei positiver Principal Component überall ein positives Signal, d.h. dass der nordwärts gerichtete Fluss verstärkt bzw. der südwärts gerichtete abgeschwächt wird. Diese negativen Abwei-

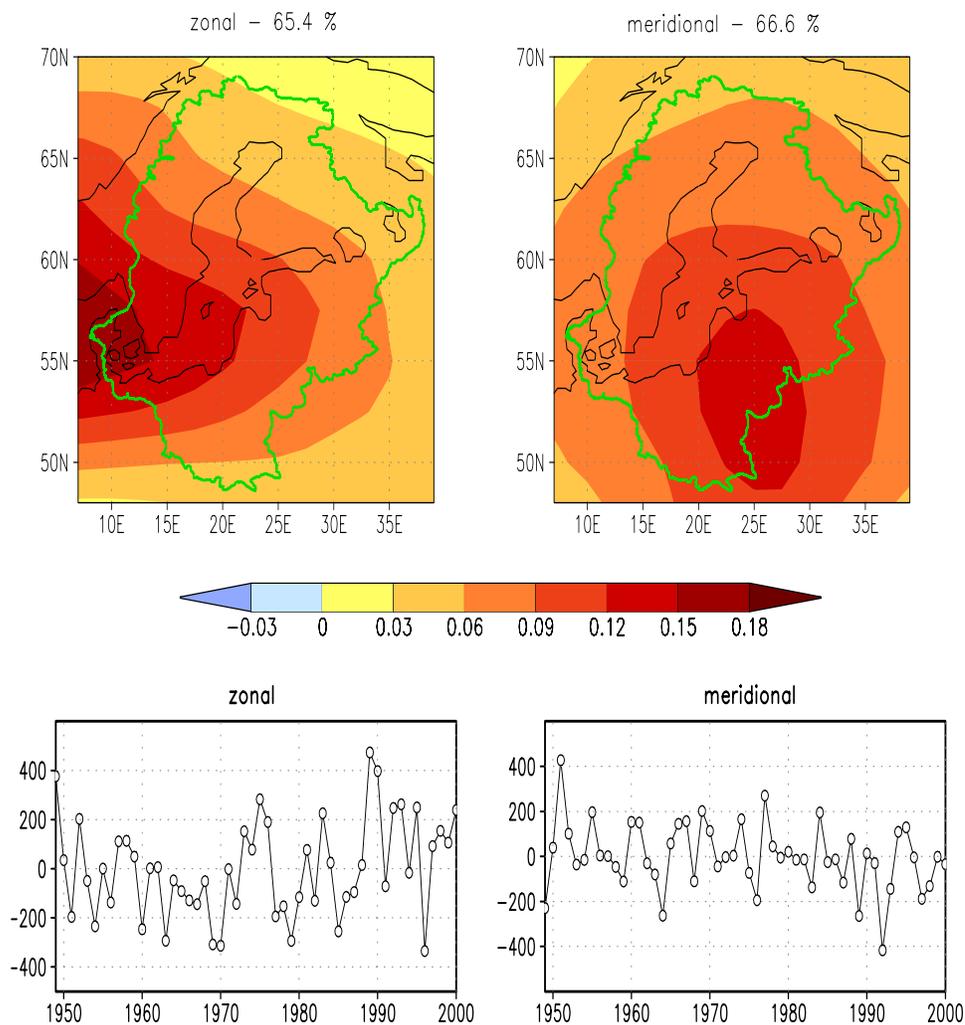


Abbildung 4.5: 1. EOF und Principal Component des zonalen und meridionalen Wasserdampftransportes im Winter

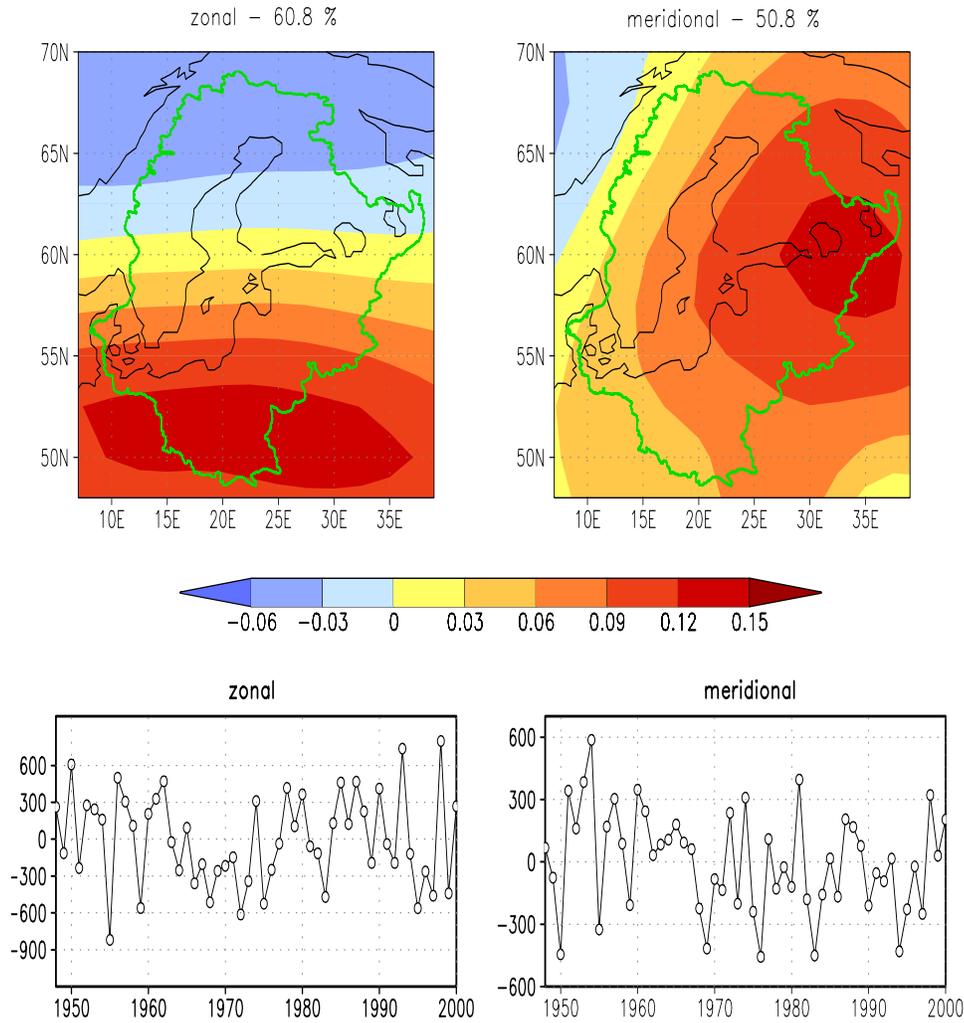


Abbildung 4.6: 1. EOF und Principal Component des zonalen und meridionalen Wasserdampfes im Sommer

chungen haben ihr Maximum über Litauen und Ostpolen. Die Korrelation der 1. PC mit der NAO ist relativ schlecht ($r = -0.27$) und nicht signifikant. Etwas besser und auch signifikant ist die Korrelation mit der 1. PC der zonalen Komponente des Wasserdampfes ($r = -0.45$). Eine negative Korrelation bedeutet, dass bei überdurchschnittlich großer u-Komponente die v-Komponente kleiner bzw. negativer als im Mittel ist. Die 1. EOF erklärt bereits 66.6 % der Varianz und die 2. und 3. nochmals 16.8 bzw. 10.6 %.

Im Sommer (JJA) sind hohe zonale Flüsse nach Osten im Südteil des BALTEX-Gebietes mit einem abgeschwächten Ostfluss im Nordteil des Gebiets verbunden

(Abb. 4.6), wobei die 0-Linie bei ungefähr $62^{\circ}N$ verläuft. Dieses Muster lässt sich mit zwei im Sommer häufig vorherrschenden Wetterlagen in Verbindung bringen. In Sommern mit positiver PC sind Tiefdruckgebiete über Skandinavien bestimmend. Diese führen auf ihrer Südseite durch Westwinde zu verstärktem Wasserdampftransport nach Osten und auf der Nordseite nach Westen. Sommer mit negativer PC sind durch hohen Druck über dem Baltikum geprägt und führen im Südteil der Region zu Ostwinden und somit zu negativen Anomalien. Auf der Nordseite dieser Hochdruckgebiete kommt es im Zusammenspiel mit den weit nach Norden abgelenkten Tiefdruckgebieten zu Westwinden und verstärktem Wasserdampftransport nach Osten. Die 1.EOF erklärt 60.8 % der Varianz, die 2. und 3. noch 16.6 % bzw. 8.6 %. Die 1. PC des meridionalen Flusses ist noch schlechter als im Winter mit der 1. PC der zonalen Komponente korreliert. Die 1. EOF der meridionalen Flusskomponente zeigt bei positiver PC für das gesamte BALTEX-Gebiet positive Werte, mit einem Maximum beim Ladogasee, wo die Abweichungen bis zu 5 mal größer als im Westen und Nordwesten sind. 79.5 % der Varianz werden von den ersten drei EOF's erklärt, wobei 50.8 % auf die 1. EOF entfallen.

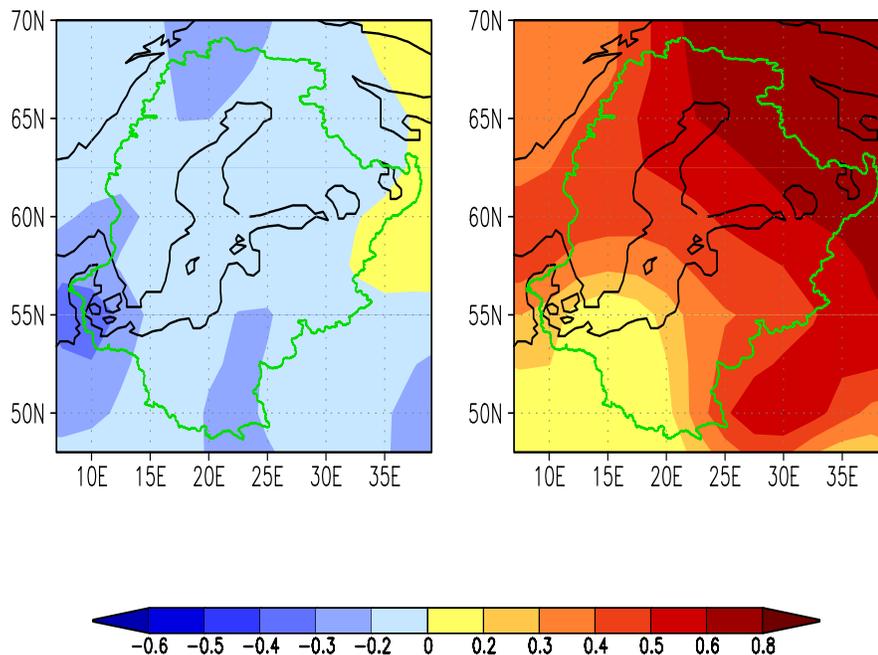


Abbildung 4.7: *Korrelationskoeffizient zwischen dem Sommermittel des zonalen Wasserdampftransportes und dem Wasserdampfgehalt (links) und dem Sommermittel des meridionalen Wasserdampftransportes und dem Wasserdampfgehalt (rechts)*

Vergleicht man die 1. EOF des zonalen Wasserdampf­flusses und des Wasserdampf­gehalts im Sommer, so erkennt man erhebliche Unterschiede im Muster. Auch die ersten PC's sind nicht miteinander korreliert ($r = -0.02$). Damit lässt sich die Varianz der 1. EOF des Wasserdampf­gehalts nicht durch den zonalen Wasserdampf­fluss erklären. Im Gegensatz dazu weisen die Muster der 2. EOF des Wasserdampf­gehalts im Sommer (Abb. 3.8) und der 1. EOF des zonalen Wasserdampf­flusses große Ähnlichkeiten auf. Allerdings sind auch hier die PC's schlecht korreliert.

Korreliert man den Wasserdampf­gehalt mit den Fluss­komponenten an jedem Ort (Abb. 4.7), so bestätigt sich, dass der zonale Wasserdampf­fluss im Sommer nur einen geringen Einfluss auf den Wasserdampf­gehalt hat. Die Korrelation ist schlecht und anders als man erwarten könnte sogar leicht negativ. Im Gegensatz dazu ist die Korrelation des Wasserdampf­gehalts mit der meridionalen Fluss­komponente im Osten und Norden relativ gut. Bei Transport nach Norden wird wärmere und feuchtere Luft herantransportiert und der Wasserdampf­gehalt steigt an.

Für die Variation des Wasserdampf­gehalts im BALTEX-Gebiet im Sommer ist also neben Verdunstungsprozessen der meridionale Wasserdampf­transport und nicht der zonale Transport entscheidend, auch wenn dieser deutlich größer ist.

5 Divergenz des Wasserdampfes

Die Divergenz des Wasserdampfes ist neben der Differenz aus Verdunstung und Niederschlag die Hauptkomponente in der Wasserdampfbilanzgleichung. Sie gibt an, ob in einem Punkt oder einem Gebiet der Zufluss oder der Abfluss an Wasserdampf überwiegt und wie groß dieser Nettogewinn bzw. -verlust ist. In diesem Kapitel wird zunächst die räumliche Verteilung der Divergenz und ihre zeitlichen und räumlichen Variationen untersucht. Anschließend findet eine Untersuchung des Transportes durch die Grenzen und damit des Nettotransportes in die BALTEX-Region statt.

5.1 Verteilung der Divergenz

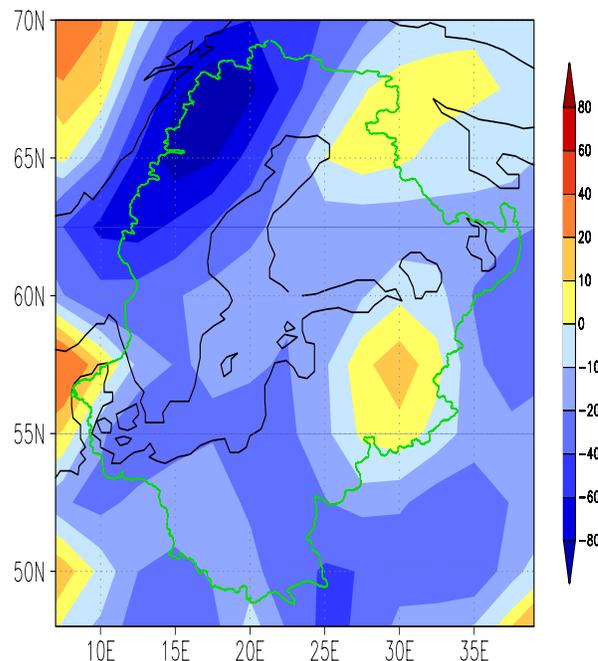


Abbildung 5.1: *Divergenz des totalen mittleren Wasserdampfes in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000*

Zunächst wird die Divergenz des totalen mittleren Wasserdampfes betrachtet (Abb 5.1). Es fällt auf, dass der Wasserdampf über dem BALTEX-Gebiet im Mittel von 1948 - 2000 überwiegend konvergent ist. Das Maximum der Konvergenz ist über Nordwestschweden im Grenzbereich zu Norwegen zu erkennen und erstreckt sich entlang des Skandinavischen Gebirges nach Süden. Dies wird dadurch

hervorgerufen, dass sich der Wasserdampffluss an den Bergen staut. Es werden dort Divergenzwerte von unter -60 mm/Monat erreicht. Im Bereich der Ostsee, sowie über Norddeutschland und Polen ist der Fluss konvergent mit Werten zwischen -10 und -40 mm/Monat. Nur im äußersten Nordosten der BALTEX-Region und in einem Gebiet südlich von St. Petersburg ist der totale Wasserdampffluss mit Werten von 0 bis 20 mm/Monat leicht divergent. In Konvergenzgebieten wird im langjährigen Mittel mehr Wasserdampf herantransportiert als wegtransportiert, d.h. der Niederschlag muss hier die Verdunstung übertreffen, damit der Wasserhaushalt geschlossen bleibt. Dies bedeutet, dass die Differenz aus Niederschlag und Verdunstung im Ostseeraum positiv sein muss.

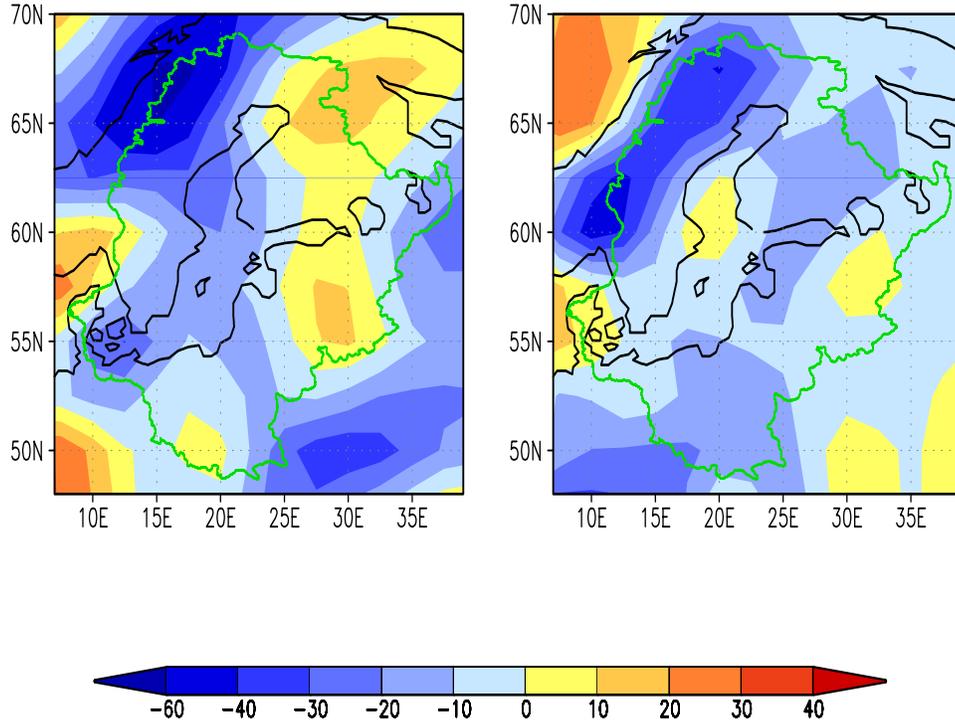


Abbildung 5.2: *Divergenz des mittleren Wasserdampftransportes (links) und des Eddy-Flusses (rechts) in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000*

Spaltet man die Divergenz des totalen Wasserdampftransportes in die des mittleren und des Eddy-Flusses auf, so wird klar, dass sowohl der mittlere als auch der Eddy-Fluss überwiegend konvergent ist (Abb. 5.2). Der mittlere Fluss hat ein ausgeprägtes Konvergenzmaximum in Nordwestschweden mit bis zu -60 mm/Monat. Auf Grund der zonalen Strömung des mittleren Wasserdampftransportes staut sich der Fluss vor allem am Westrand des Gebirges. Konvergenter Fluss ist aber auch über der Ostsee mit

-10 bis -40 mm/Monat zu erkennen. Dagegen gibt es leichte Divergenz über dem nördlichen und östlichen Finnland sowie in Estland und Teilen Weißrusslands. Der turbulente Fluss ist im Bereich des gesamten skandinavischen Gebirges stark konvergent und erreicht sein Konvergenzmaximum von 40 bis 60 mm/Monat im schwedisch-norwegischen Grenzbereich nördlich von Oslo. Weil der Eddy-Fluss jedoch von Süden nach Norden gerichtet ist, verschiebt sich das Maximum auf die Süd- und Ostseite der Skanden. Auch über Polen und weiten Teilen von Finnland ist der Fluss mit Werten von -10 bis -20 mm/Monat konvergent. Über der Ostsee dagegen ist die Divergenz des Eddy-Flusses fast null.

Im jahreszeitlichem Verlauf sind erhebliche Veränderungen in der Divergenz des Wasserdampfstromes zu erkennen (Abb. 5.3). Im Winter ist der totale mittlere Wasserdampfstrom im gesamten BALTEX-Raum konvergent. Dabei liegt das Konvergenzmaximum im Nordwesten des Gebiets und erstreckt sich entlang der Skanden mit Werten von unter -60 mm/Monat. Stärkere Konvergenz befindet sich auch über Norddeutschland sowie Teilen Polens und den baltischen Staaten mit Werten von -30 bis -60 mm/Monat. Von Nordostfinnland bis in die zentrale Ostsee erstreckt sich ein Gebiet mit geringerer Konvergenz (0 bis -20 mm/Monat). Ausserhalb des BALTEX-Gebietes über der Nordsee und dem Nordatlantik ist der Wasserdampfstrom sogar divergent.

Im Frühling schwächt sich die starke Konvergenz über der Region ab, dennoch ist der Wasserdampfstrom mit Ausnahme eines Gebietes südlich vom Ladogasee (bis 30 mm/Monat) überall noch konvergent. Über den Skanden liegt dabei weiterhin das Maximum der Konvergenz. Ansonsten liegen die Werte zumeist zwischen -10 und -40 mm/Monat, wobei sich die geringere Konvergenz wieder von Nordostfinnland über Teile der Ostsee bis zum Skagerak erstreckt. Stark verändert ist die Divergenzverteilung im Sommer. Nun ist der Wasserdampfstrom über dem gesamten Süden und Osten des Gebiets divergent. Besonders groß ist die Divergenz dabei südlich vom Ladogasee und dem finnischen Meerbusen mit Werten bis zu 60 mm/Monat. Weiterhin konvergent ist der Fluss über dem Nordwesten. Von dort schiebt sich eine Konvergenzzone bis nach Südostschweden mit z.T. unter -60 mm/Monat. Somit sind im Sommer die Gradienten der Divergenz besonders groß, zumal über den Karpaten erneut starke Konvergenz und über der Nordsee ebenso große Divergenz zu erkennen ist. Das Divergenzmaximum südlich des Finnischen Meerbusens und des Ladogasees ist im Herbst verschwunden. Der Wasserdampfstrom divergiert nur noch über Nordostfinnland schwach. Sonst ist der Fluss, mit einer ähnlichen Verteilung wie in den Wintermonaten, wieder überall konvergent.

Abbildung 5.4 zeigt die jahreszeitlichen Divergenzen des mittleren Wasserdampfstromes. Vergleicht man die Muster mit denen der Divergenz des totalen Stromes, so erkennt man deutliche Ähnlichkeiten. Der mittlere Fluss ist allgemein etwas diver-

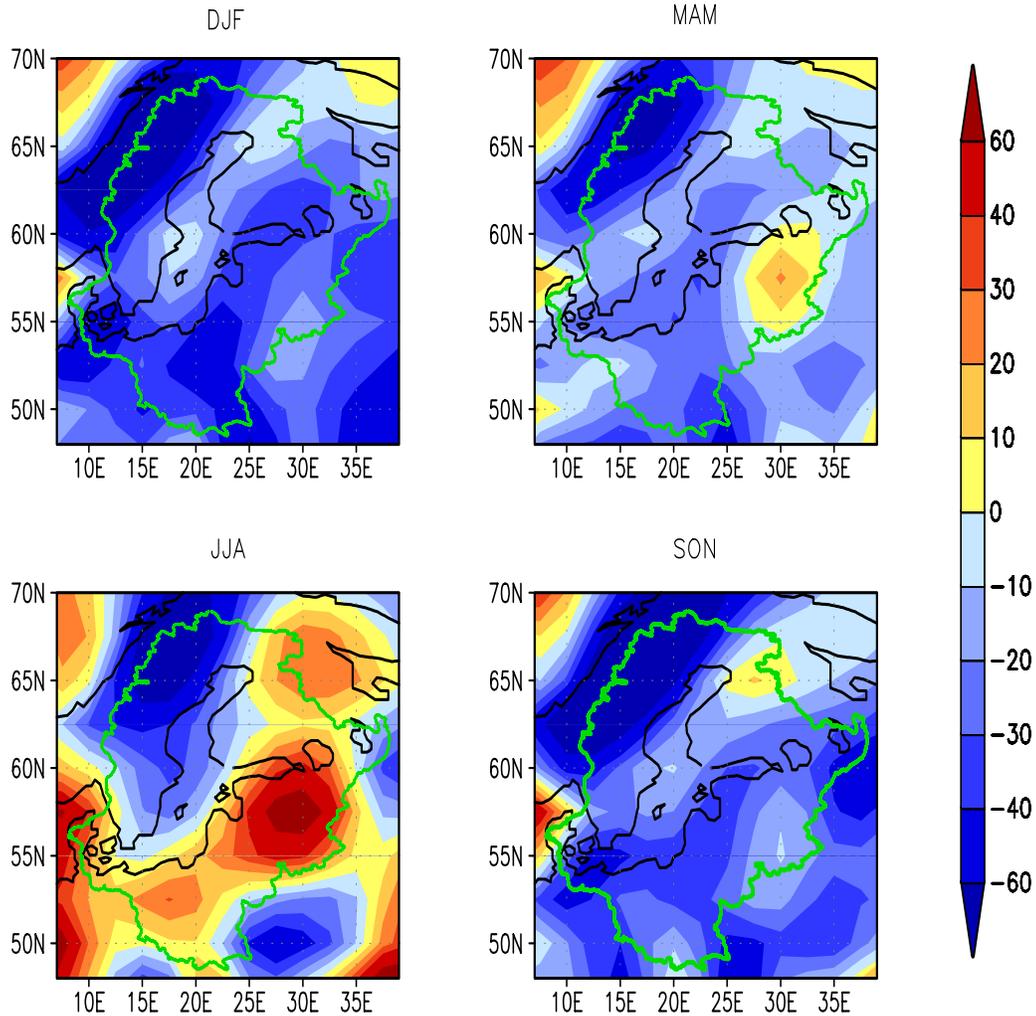


Abbildung 5.3: Saisonale Divergenz des totalen mittleren Wasserdampf­flusses in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000

genter bzw. nicht so konvergent wie der totale. Das Maximum über dem Nordwesten des BALTEX-Gebietes ist in allen Jahreszeiten nicht ganz so stark ausgeprägt und erstreckt sich nicht so weit nach Süden. Im Winter gibt es kleine Gebiete mit divergentem Fluss über Nordostfinland und Mittelschweden, aber auch beim mittleren Fluss ist das Divergenzmuster geprägt von starker Divergenz im Nordwesten und relativ großem konvergentem Fluss im Süden und Südosten. Dazwischen befindet sich eine Zone schwächerer Konvergenz oder leichter Divergenz. Während im Sommer die Verteilungen der Divergenzen sehr große Ähnlichkeiten aufweisen, sind sie im Frühling jedoch verschieden. Der mittlere Fluss ist hier mit Ausnahme des Nord-

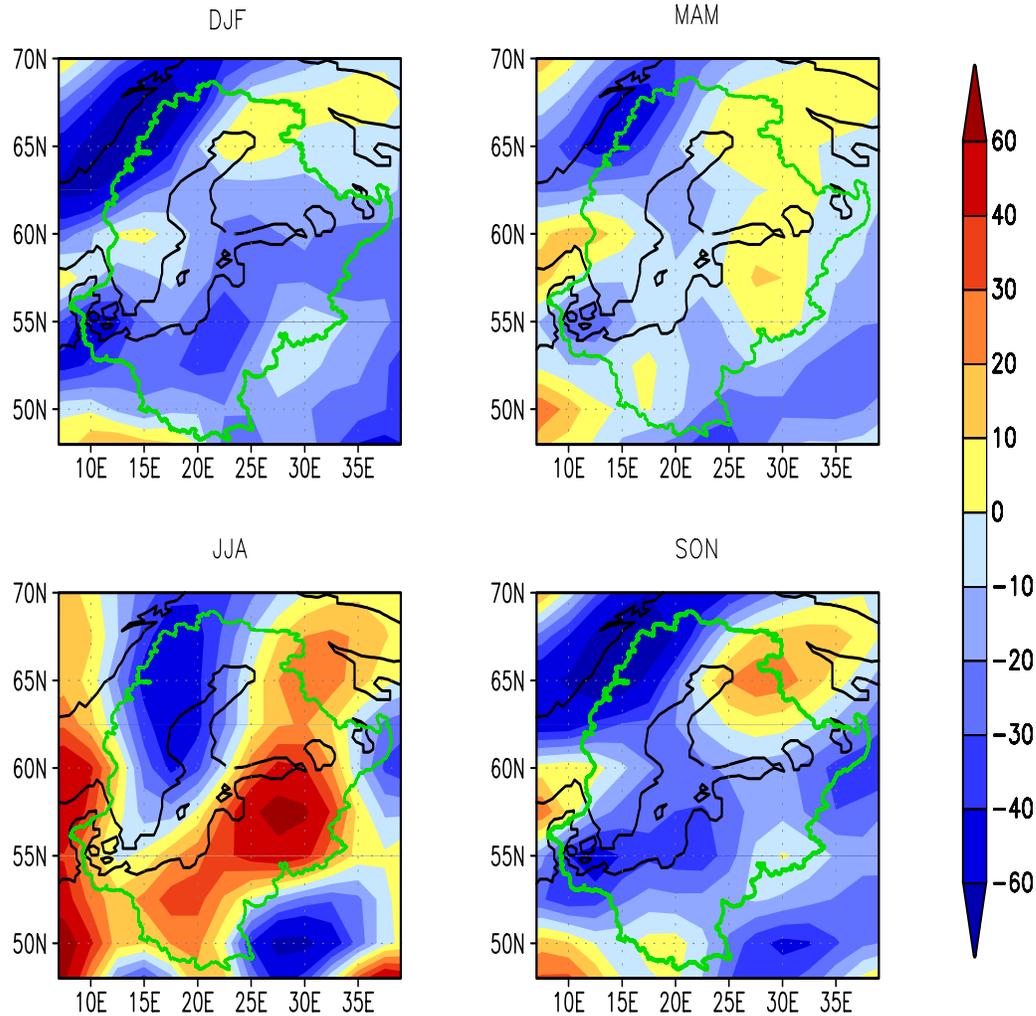


Abbildung 5.4: Saisonale Divergenz des mittleren Wasserdampfstromes in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000

westens in großen Teilen nur schwach konvergent oder divergent. Die Muster der Divergenzen stimmen dagegen im Herbst wieder recht gut überein, wobei die Verteilung der im Winter sehr ähnelt.

Die jahreszeitlichen Änderungen in der Divergenz des Eddy-Flusses (Abb. 5.5) sind nicht so groß. In allen Jahreszeiten liegt ein ausgeprägtes Konvergenzmaximum über dem skandinavischen Gebirge, das im Herbst am stärksten ausgebildet ist. Ansonsten ist der Eddy-Fluss im Winter, Frühling und Herbst meistens konvergent mit Werten zwischen 0 und -20 mm/Monat. Leichte oder keine Divergenz findet man im Winter und Herbst allerdings über einigen Teilen der Ostsee und in allen Jah-

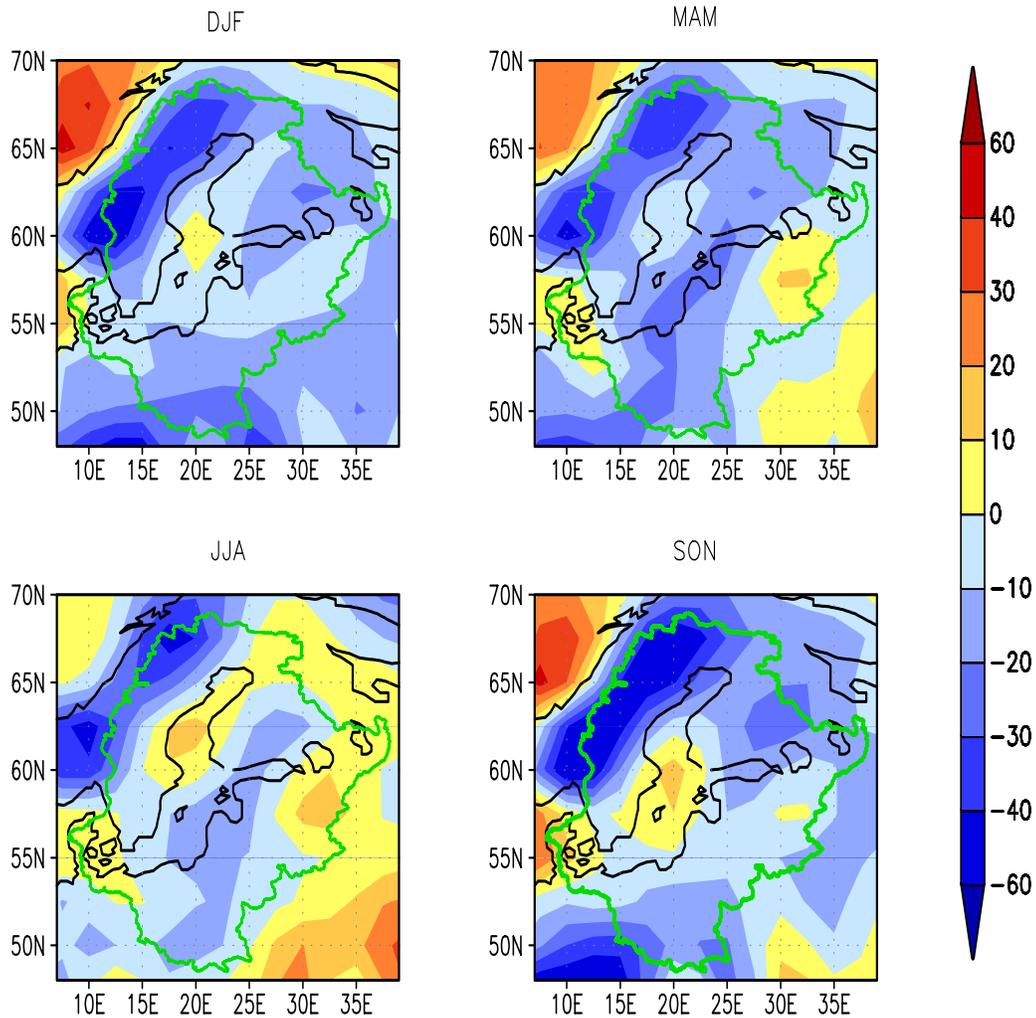


Abbildung 5.5: Saisonale Divergenz des Eddy-Wasserdampfflusses in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000

reszeiten erstreckt sich Divergenz von der Nordsee bis nach Dänemark und Teilen Norddeutschlands. Im Sommer führt der Eddy-Fluss zu geringerer Konvergenz als in den anderen Jahreszeiten und ist über dem Bottnischen Meerbusen und südlich vom Ladogasee mit 10 bis 20 mm/Monat sogar etwas stärker divergent.

Eine räumliche Mittelung der Divergenz vom totalen Wasserdampffluss ergibt eine mittlere Zunahme des Wasserdampfes um 247.2 mm/Jahr. Diese Zunahme ist im Winter (DJF) und Herbst (SON) mit 33 bzw. 30 mm/Monat besonders hoch. Dabei trägt der Eddy-Fluss mit 14.0 bzw. 13.9 mm/Monat jeweils knapp die Hälfte zur Konvergenz bei. Im Frühling konvergiert der totale Wasserdampffluss noch mit

-19 mm/Monat, wobei hier der Eddy-Fluss mit -12.4 mm/Monat sogar zwei Drittel der Gesamtkonvergenz verursacht. In den Sommermonaten divergiert der totale Fluss im räumlichen Mittel fast gar nicht. Dabei ist der Eddy-Fluss mit -5.0 mm/Monat leicht konvergent und der mittlere Fluss mit 4.6 mm/Monat leicht divergent. Über das gesamte Jahr gemittelt trägt die Divergenz des Eddy-Flusses -135.9 mm/Jahr und die des mittleren Flusses nur -111.7 mm/Jahr zur Gesamtdivergenz bei. Somit lässt sich feststellen, dass der Eddy-Fluss zwar viel kleiner als der mittlere Fluss ist, aber seine Divergenz deswegen keineswegs vernachlässigt werden darf.

5.2 Variabilität der Divergenz

Beschreibt man die zeitliche und räumliche Variabilität der Divergenz des Wasserdampfstromes in dem betrachteten Zeitraum von 1948 bis 2000 mit EOF's (Abbildung 5.7 und 5.6), so sieht man, dass die Muster der 1. EOF stark mit den Jahreszeiten variieren.

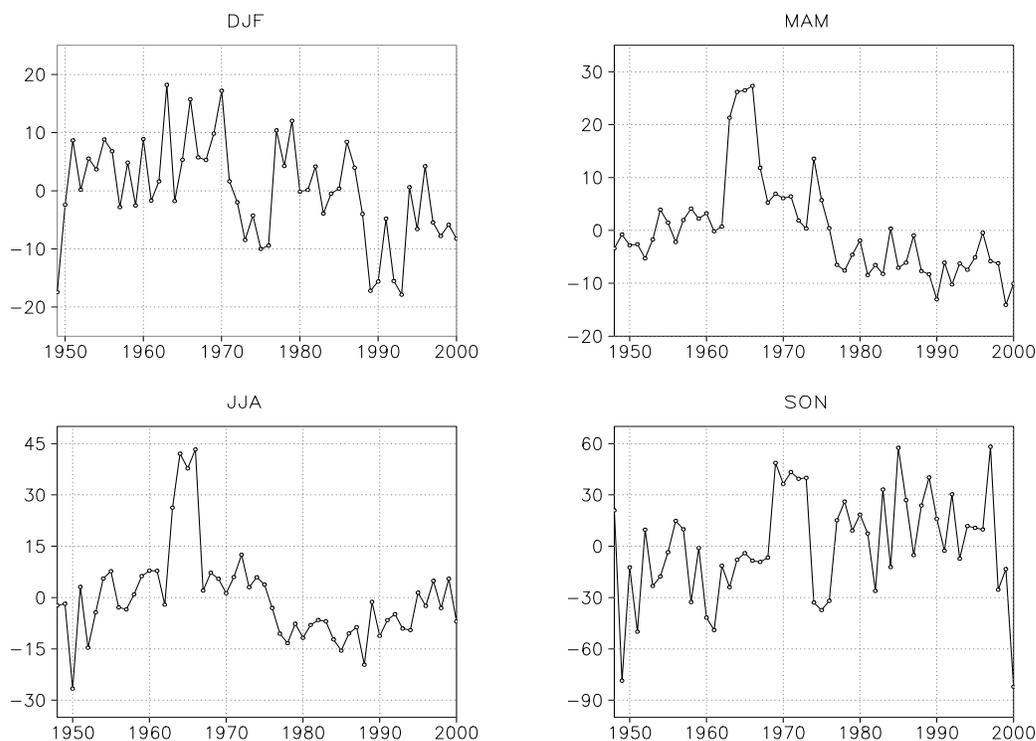


Abbildung 5.6: 1. PC der Divergenz des Wasserdampfstromes von 1948 bis 2000 für die einzelnen Jahreszeiten

Die 1. EOF erklärt im Winter 30.3 % der Varianz und hat die stärksten Schwankungen über Schweden und Norwegen mit hohen positiven Werten, während über

Finland nur geringe Variationen zu erkennen sind. Gebiete südlich von $50 - 53^\circ \text{N}$ variieren entgegengesetzt zu dem skandinavischen Bereich. Die 1. PC ist gut mit dem NAO-Index korreliert ($r = -0.76$), so dass 58 % der Varianz der 1. EOF von der NAO erklärt wird und somit 17.5 % der gesamten winterlichen Varianz. Das bedeutet, dass bei Jahren mit hohem NAO-Index der totale Wasserdampftransport über Norwegen und Schweden besonders konvergent ist, während er südlich von $50 - 53^\circ \text{N}$ divergente Anomalien aufweist. Die 2. und 3. EOF erklären noch 12.4 und 10.9 % der gesamten Varianz und sind nicht mit dem NAO-Index korreliert.

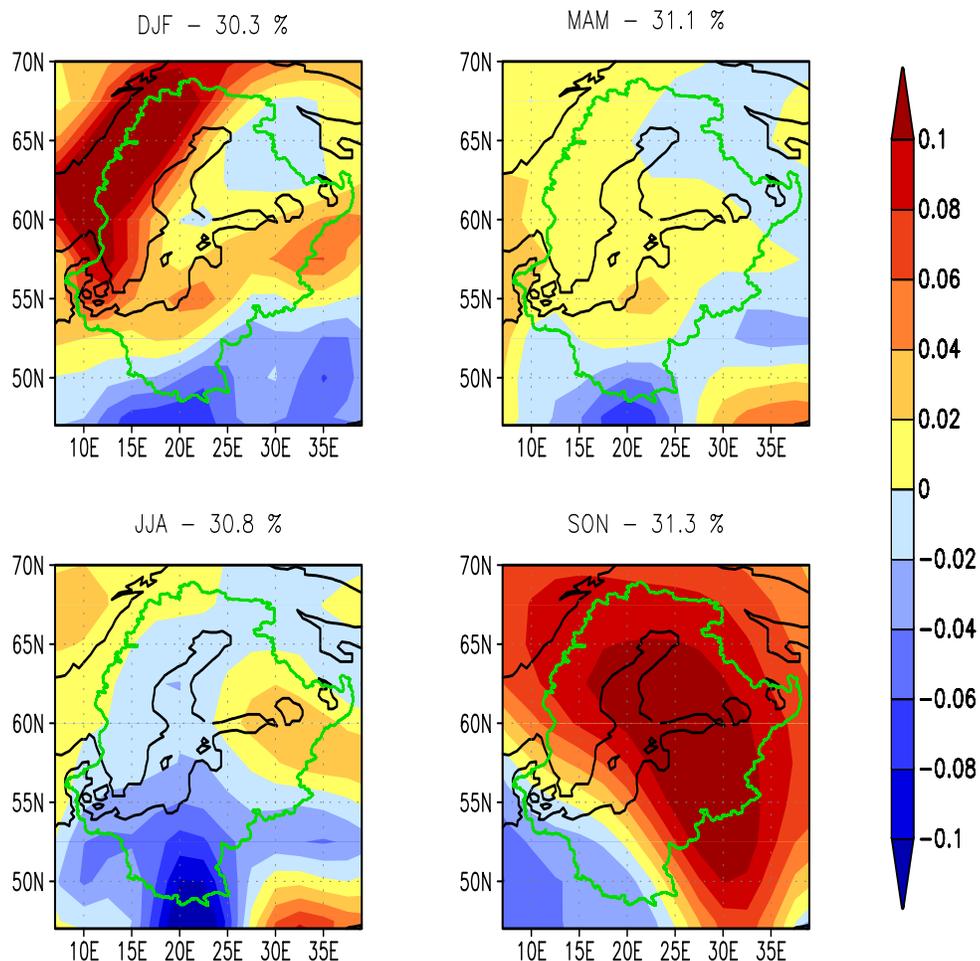


Abbildung 5.7: 1. EOF der Divergenz des Wasserdampftransportes für die einzelnen Jahreszeiten

Ein ähnlich großer Anteil der Varianz wird auch in den anderen Jahreszeiten von den ersten drei EOF's erklärt. Im Frühling variiert fast das gesamte BALTEX-Gebiet einheitlich, nur im Nordosten und im äußerstem Süden mit umgekehrtem Vorzeichen. Das Maximum negativer Abweichungen im Süden der Region verstärkt sich im Sommer und dehnt sich weiter nach Norden aus. Nach Norden erkennt man eine Abnahme der Schwankungen, wobei diese aber im Gegensatz zum Frühling bei positiver PC leicht negativ sind. Im Bereich des Ladogasees und an der schwedisch-norwegischen Grenze sind die Abweichungen positiv. Auch die PC's vom Frühling und Sommer sind gut miteinander korreliert. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0.83. Besonders auffällig bei beiden Zeitreihen ist das ausgeprägte Maximum in den Jahren von 1963 bis 1966. Eine einheitliche Variation von großen Teilen der BALTEX-Region erkennt man für den Herbst. Lediglich südlich einer Linie Trondheim - Gotland - Minsk nimmt die Variation ab und Teile Dänemarks, Norddeutschlands und Polens schwanken entgegengesetzt zum Rest der Region. Sowohl die räumliche Verteilung als auch die Zeitreihe weisen keine Ähnlichkeiten mit denen der anderen Jahreszeiten auf.

5.3 Nettotransport in das BALTEX-Gebiet

Um festzustellen, wie groß der Wasserdampftransport und vor allem der Nettotransport in das BALTEX-Gebiet ist, wird der Transport durch die Grenzen des Raumes bestimmt. Ähnliches führten Cadet und Nnoli (1987) für Afrika und Rasmusson (1967) für Nordamerika durch. Aus dem Nettotransport erhält man die mittlere Divergenz für die gesamte BALTEX-Region. Die Bestimmung des Nettotransports ist somit eine andere Methode zur Bestimmung der Divergenz des Wasserdampfes. Da die NCEP/NCAR - Daten auf einem $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter gegeben sind, werden dazu die Punkte, die zu den Berechnungen für das BALTEX-Gebiet berücksichtigt werden, so gewählt, dass die Fläche des Gebietes etwa gleich bleibt. Zur Berechnung des Flusses durch die Grenzen wird der Mittelwert aus zwei benachbarten Grenzpunkten gebildet und mit dem Abstand dieser Punkte multipliziert. In Abb. 5.8 ist der totale Fluss senkrecht durch jedes einzelne Grenzstück dargestellt. Durch die gesamte Westgrenze findet im Mittel ein starker Wasserdampftransport in das BALTEX-Gebiet hinein statt, wobei maximale Transporte über Dänemark, Norddeutschland und Polen erkennbar sind. Nach Nordwesten nimmt der Nettotransport in den BALTEX-Raum um ca. 35 % ab. Durch die gesamte Ostgrenze wird Wasserdampf hinaus transportiert. Dieser Transport erreicht bei 55° N sein Maximum und nimmt vor allem nach Norden etwas ab. Durch die Nordgrenze wird netto Wasserdampf aus der Ostseeregion hinaus transportiert, während der Transport durch die Südgrenze nahezu null ist. Allerdings sind diese Transporte erheblich kleiner als die Flüsse durch die West- und Ostgrenze.

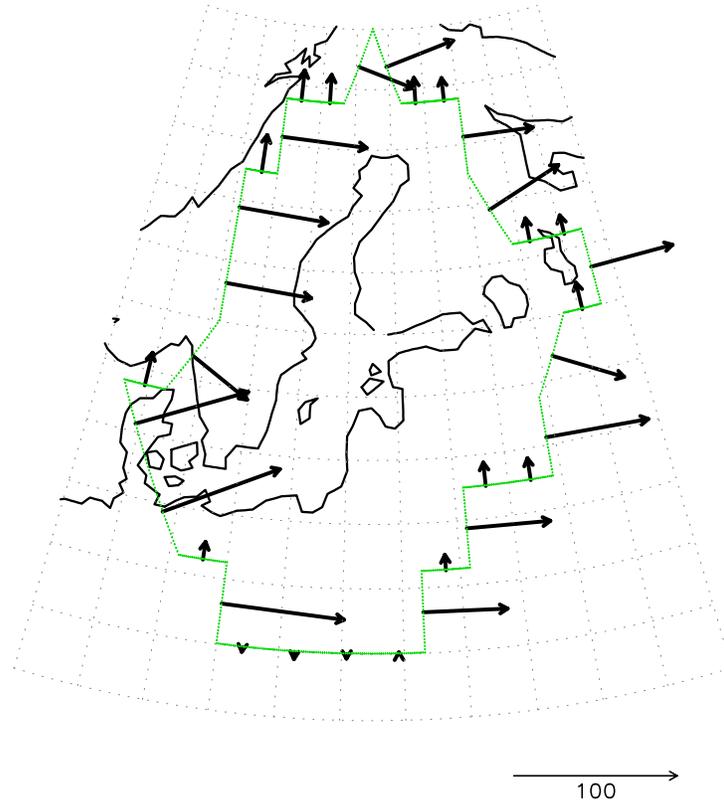


Abbildung 5.8: *Totaler mittlerer Wasserdampftransport senkrecht zu den Grenzen, gemittelt von 1948 bis 2000. Der Referenzpfeil gibt einen Transport von $100 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ an.*

Durch Integration der mittleren Flüsse über die Grenzen des BALTEX-Gebietes erhält man den mittleren Nettofluss in die Region. Er beträgt $14.4 \times 10^6 \text{ kg/s}$. Das entspricht einem mittleren jährlichen Nettogewinn an Wasserdampf von 214.5 mm bzw 17.9 mm/Monat.

Der Nettofluss variiert stark mit den Jahreszeiten (Abb. 5.9). Im Winter und im Herbst ist der Nettotransport in den Ostseeraum mit 29.9 mm/Monat bzw. 28.7 mm/Monat besonders groß. Im Frühjahr ist er mit 15.2 mm/Monat deutlich geringer und im Sommer (-1.9 mm/Monat) wird sogar Wasserdampf aus dem BALTEX-Raum hinaus transportiert.

In allen Jahreszeiten findet der stärkste Transport in den Ostseeraum im Südwesten der Region statt und aus dem Gebiet wird durch die Ostgrenze bei etwa 55° N am meisten hinaus transportiert.

Die größten Flüsse erkennt man im Sommer und im Herbst, während im Frühjahr

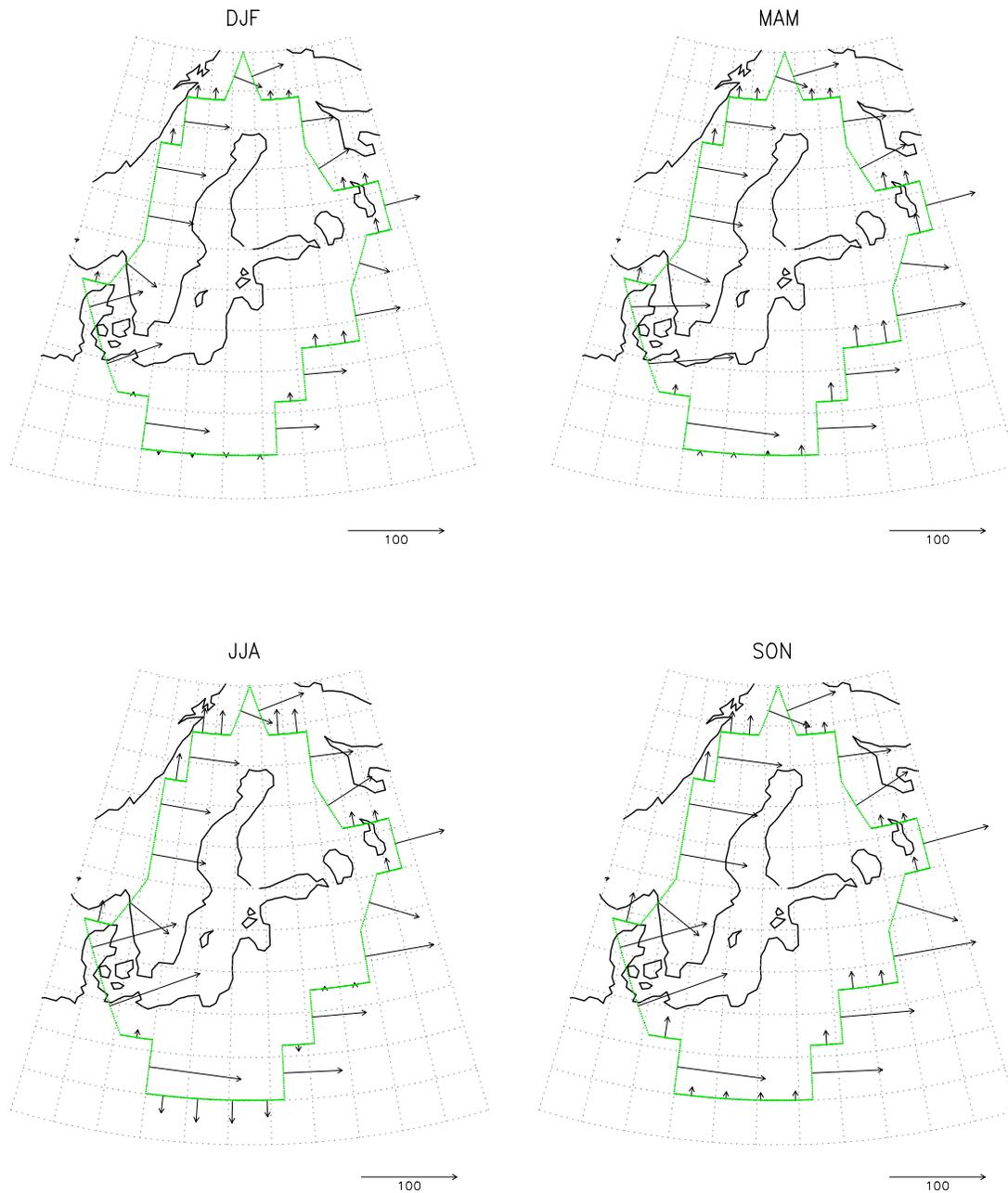


Abbildung 5.9: Saisonaler, totaler mittlerer Wasserdampftransport senkrecht zu den Grenzen, gemittelt von 1948 bis 2000. Der Referenzpfeil gibt einen Transport von $100 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ an.

der Transport sehr viel geringer ist. Auffällig ist noch, dass es im Sommer einen verhältnismäßig großen Fluss nach Süden durch die Südgrenze gibt, der mit dazu führt, dass der Nettotransport im Sommer negativ ist.

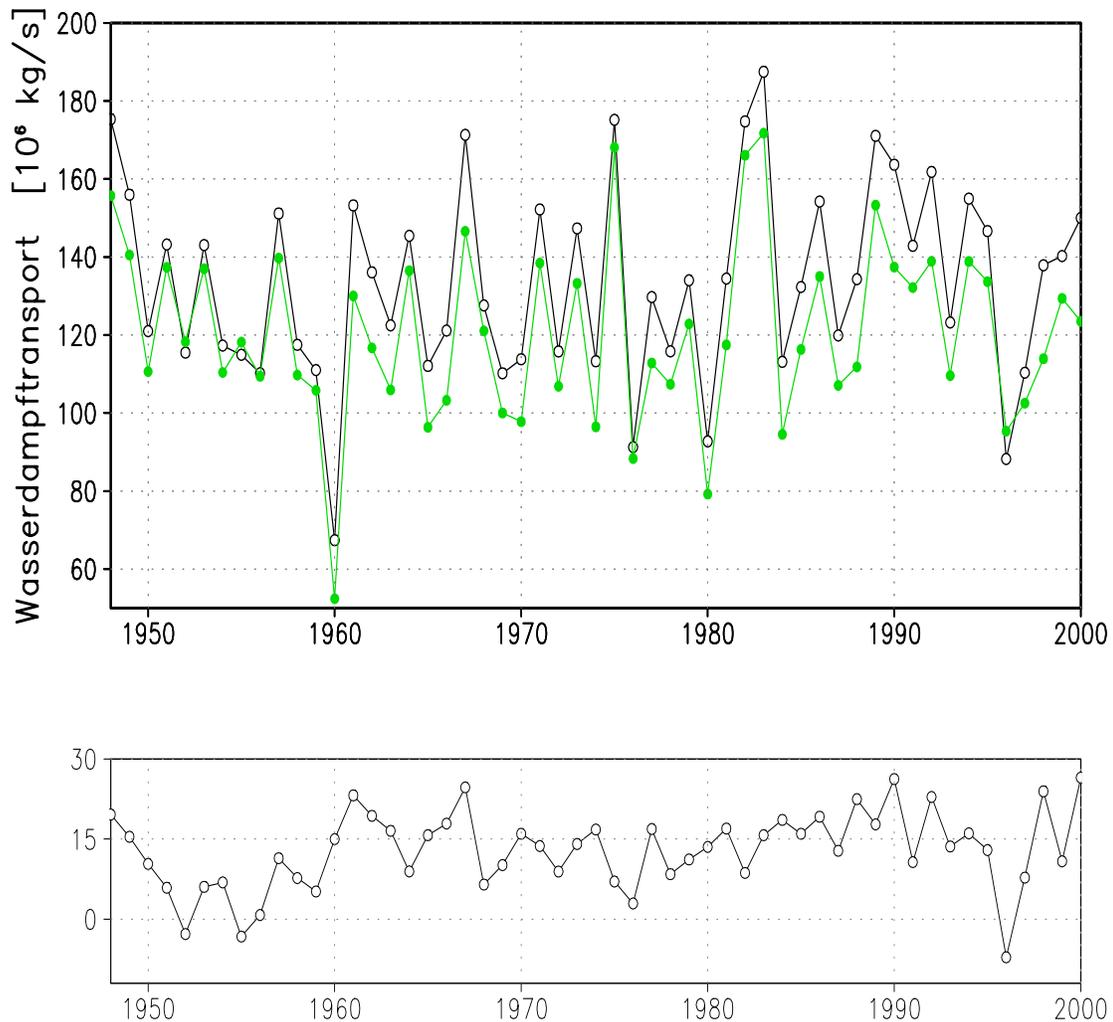


Abbildung 5.10: Oben: Wasserdampftransport in 10^6 kg/s in das BALTEX-Gebiet hinein (schwarz) und aus dem BALTEX-Gebiet hinaus (grün). Unten: Nettowasserdampftransport in 10^6 kg/s in das BALTEX-Gebiet.

Eine Betrachtung des mittleren jährliche Nettowasserdampftransport in das BALTEX-Gebiet zeigt (Abb. 5.10(unten)), dass es von Jahr zu Jahr sehr große Schwankungen gibt, aber der Nettotransport im Jahresmittel fast immer positiv ist. Lediglich 1952, 1955 und 1996 gab es einen negativen Nettotransport (bis -6×10^6 kg/s). Nachdem

der Nettotransport in den 50er-Jahren relativ gering war, gab es von 1961 bis 1967 sehr große Gewinne an Wasserdampf. Nochmals hohe Nettowerte sind zum Ende der 80er- und Beginn der 90er-Jahre zu erkennen, wobei 1990 und 2000 mit etwa $27 \times 10^6 \text{ kg/s}$ die maximalen Nettotransporte zu verzeichnen waren.

Um zu untersuchen, was einen hohen bzw. niedrigen Nettowasserdampffluss verursacht, wird der Transport in das BALTEX-Gebiet hinein getrennt von dem Transport aus dem Gebiet betrachtet. Es lässt sich dann erkennen, ob besonders hoher Transport in die Region, geringer Transport aus der Region oder eine Kombination von beiden für einen hohen Nettotransport verantwortlich ist. Zunächst wird deutlich, dass der Einfluss mit dem Ausfluss sehr gut korreliert ist ($r = 0.95$). Es ist jedoch weder eine signifikante Korrelation des Einflusses noch des Ausflusses mit dem Nettotransport festzustellen ($r = -0.18$ bzw. $r = -0.17$). Dennoch ist zu erkennen, dass in den drei Jahren, in denen der Nettotransport negativ ist, der Ein- bzw. Ausfluss aus der Region relativ gering ist.

Die Variationen des Nettotransportes in den einzelnen Jahreszeiten (Abb. 5.11) sind noch deutlich größer als im Jahresmittel. Im Winter war der Nettotransport bis auf die Jahre 1963 ($-5 \times 10^6 \text{ kg/s}$), 1979 ($-2 \times 10^6 \text{ kg/s}$) und 1996 ($-16 \times 10^6 \text{ kg/s}$) stets positiv. Die Zeitreihe ist signifikant mit dem NAO-Index korreliert ($r = 0.59$). Damit erklärt die NAO etwa 35 % der Varianz des Nettotransportes. Entsprechend den hohen NAO-Indizes seit Ende der achtziger Jahre war auch der Nettotransport von Wasserdampf seit 1988 besonders hoch und erreichte maximale Werte von bis zu $58 \times 10^6 \text{ kg/s}$. Im Frühling schwanken die Werte zwischen $-18 \times 10^6 \text{ kg/s}$ 1974 und etwa $30 \times 10^6 \text{ kg/s}$ 1983. In den Jahren 1951 bis 1957 und 1974 bis 1980 floss überwiegend Wasserdampf aus dem BALTEX-Gebiet hinaus, während der Gewinn an Wasserdampf in den Zeiträumen 1966 bis 1973 und 1981 bis 1986 besonders groß war. Auch im Sommer sind Zeiträume von mehreren Jahren zu erkennen, in denen auffällig viel Wasserdampf in das Gebiet hinein- bzw. hinaustransportiert wurde. So ist von 1950 bis 1959 und von 1968 bis 1975 der Nettotransport meistens negativ, während der Gewinn zwischen 1960 und 1966, aber auch zwischen 1977 und 1981 besonders groß war. Im Herbst wird ähnlich wie im Winter fast jedes Jahr mehr Wasserdampf in das BALTEX-Gebiet hinein- als hinaustransportiert. In den 50er Jahren war dieser Gewinn an Wasserdampf gering, nahm in den 60er Jahren bis auf $50 \times 10^6 \text{ kg/s}$ 1969 zu und ist seit Ende der 80er-Jahre wieder relativ gering.

Betrachtet man die einzelnen Jahreszeiten (Abb. 5.11) getrennt, so bestätigt sich die sehr hohe Korrelation zwischen dem Ein- und Ausfluss aus der BALTEX-Region auch für alle Jahreszeiten mit Korrelationskoeffizienten zwischen 0.91 im Sommer und 0.97 im Herbst. Jetzt ist ein deutlicher Zusammenhang zwischen Ein- und Ausfluss und dem Nettofluss zu erkennen. Im Winter ist sowohl der Ein- als auch der Ausfluss mit dem Nettofluss positiv korreliert ($r = 0.85$ bzw. $r = 0.73$). Das bedeutet also, dass es bei einem hohem Nettofluss sowohl einen hohen Einfluss als auch

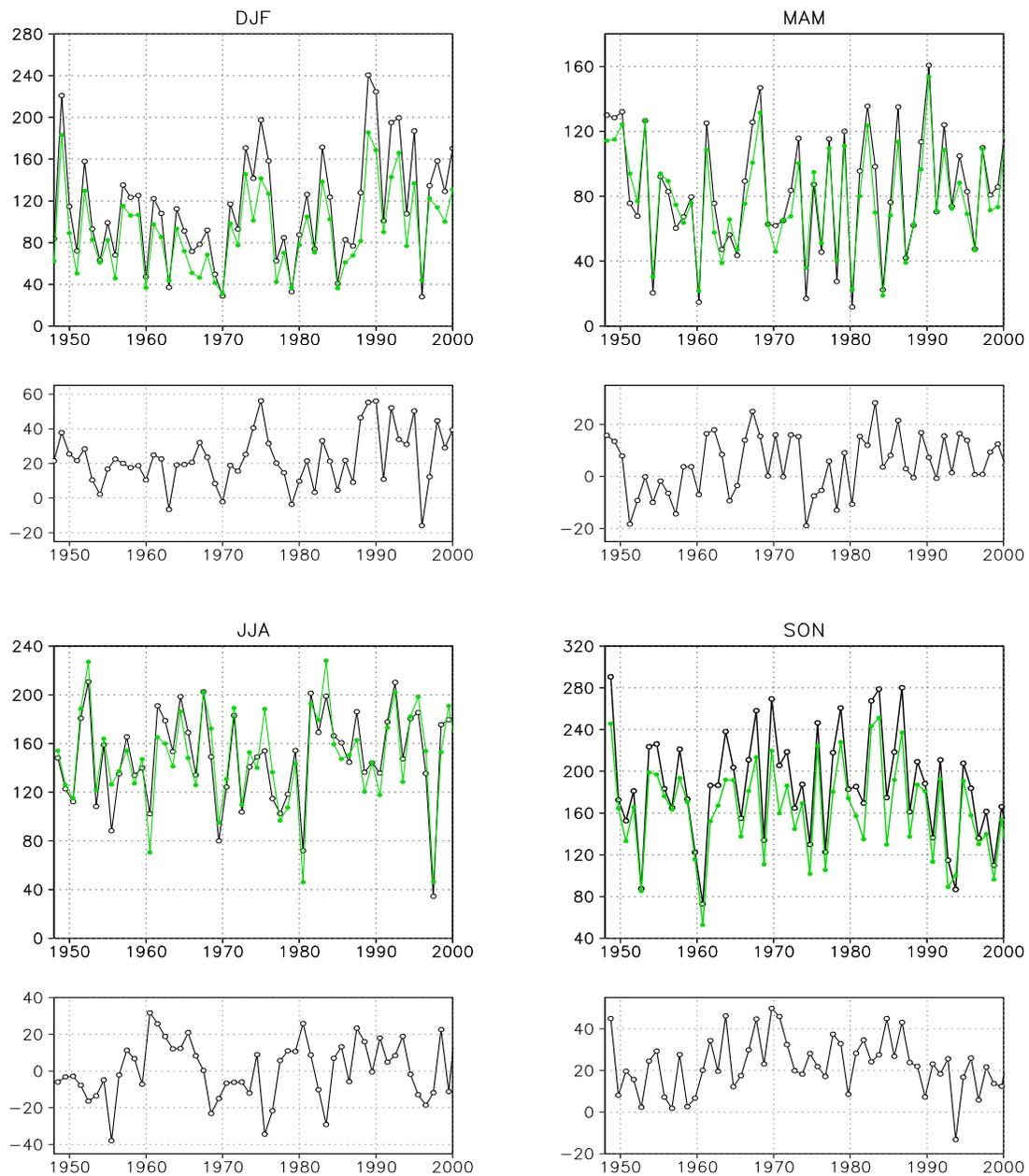


Abbildung 5.11: Für jede Jahreszeit: Oben: Saisonaler Wasserdampftransport in 10^6 kg/s in das BALTEX-Gebiet hinein (schwarz) und Wasserdampftransport aus dem BALTEX-Gebiet hinaus (grün). Unten: Nettowasserdampftransport in das BALTEX-Gebiet.

einen großen Ausfluss aus der Ostseeregion gibt, wobei die positive Anomalie des Einflusses größer als die des Ausflusses ist. Dies ist bei Jahren mit hohem NAO-Index der Fall, was dadurch belegt wird, dass Ein- und Ausfluss im Winter mit der NAO positiv korreliert sind ($r = 0.77$ bzw. $r = 0.73$). Auch im Frühling und Herbst sind Ein- und Ausfluss positiv mit dem Nettofluss korreliert, wobei die Korrelation des Einflusses mit dem Nettofluss noch deutlich besser ist, als die des Ausflusses mit dem Nettofluss ($r_{MAM}(Einfluss, Nettofluss) = 0.63$, $r_{MAM}(Ausfluss, Nettofluss) = 0.39$, $r_{SON}(Einfluss, Nettofluss) = 0.58$, $r_{SON}(Ausfluss, Nettofluss) = 0.38$). Der Sommer zeigt dagegen gar keinen Zusammenhang zwischen Ein- oder Ausfluss mit dem Nettofluss in das Gebiet.

Daraus lässt sich schließen, dass das BALTEX-Gebiet im Winter besonders stark von aussen beeinflusst wird. Ein großer Fluss in das Gebiet führt zu hoher Konvergenz und somit zu starken Niederschlägen. Im Sommer dagegen ist der äussere Einfluss gering. Man kann aus einem hohen Einfluss in das BALTEX-Gebiet nicht auf eine überdurchschnittlich große Konvergenz des Wasserdampfes schließen. Vielmehr überwiegen dann die lokalen Prozesse.

5.4 Fehlerdiskussion der Divergenz

Verschiedene Untersuchungen (z.B. Trenberth und Guillemot, 1998; Mo und Higgins, 1996) zeigten, dass die Divergenz des Wasserdampfes besonders im Gebirge erhebliche Fehler aufweisen kann.

Um den Fehler in der Divergenz im BALTEX-Gebiet zu bestimmen, wird zunächst die Divergenz des vertikal integrierten, horizontalen Massenflusses \mathbf{M}_h betrachtet:

$$\nabla \cdot \mathbf{M}_h = \nabla \cdot \int_{p_u}^{p_s} \frac{1}{g} \mathbf{v}_h dp \quad (5.1)$$

Diese muss über einen längeren Zeitraum gemittelt an jedem Ort Null sein, wenn man voraussetzt, dass der Bodendruck sich nicht verändert und kein Massenaustausch mit der Stratosphäre stattfindet. Betrachtet man Abb. 5.12, welche die mittlere Massenflussdivergenz von 1948 bis 2000 darstellt, so erkennt man, dass dies in den NCEP-Daten nicht der Fall ist. Es gibt relativ starke Konvergenz- und Divergenzmaxima. Im Nordwesten des Ostseeraums konvergiert der Massenfluss mit mehr als $30 \times 10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ und über Südnorwegen divergiert er ebenso stark. Die Struktur des Feldes weist große Ähnlichkeit mit der Verteilung der Divergenz des mittleren Wasserdampfes auf. Dies legt den Schluss nahe, dass sich der Fehler, den es in der Divergenz des Massenflusses gibt, auch stark in der Divergenz vom mittleren Wasserdampf und somit auch im totalen Fluss zeigt. Die mittlere Massenflussdivergenz beträgt im BALTEX-Gebiet $-3.84 \times 10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

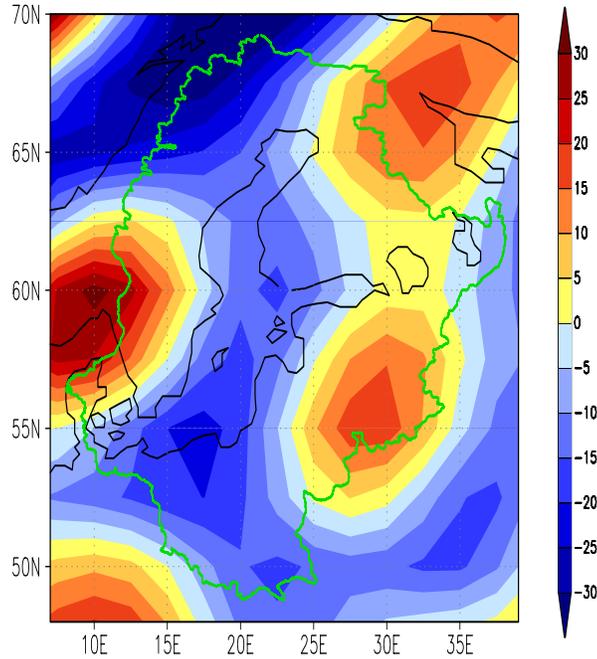


Abbildung 5.12: Mittel der Divergenz des Massenflusses von 1948 bis 2000 in $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

Das entspräche einer mittleren Zunahme des Druckes um 0.8 hPa in sechs Stunden. Die Divergenz des mittleren Wasserdampf-flusses lässt sich folgendermaßen aufspalten (Abb. 5.13):,

$$\int_{p_u}^{p_s} \nabla \cdot (\bar{q} \bar{\nabla}) dp/g = \int_{p_u}^{p_s} \bar{\nabla} \cdot \nabla \bar{q} dp/g + \int_{p_u}^{p_s} \bar{q} \nabla \cdot \bar{\nabla} dp/g \quad (5.2)$$

Dabei wird der 1. Term auf der rechten Seite als horizontaler Advektionsterm und der 2. Term als Massendivergenzterm bezeichnet. Betrachtet man die beiden Terme getrennt, so sieht man, dass das Muster des Massendivergenzterms (2. Term) dem der Massenflussdivergenz sehr ähnlich ist und die gleichen Minima und Maxima aufweist. Dies zeigt, dass der Hauptfehler in der Divergenz des Wasserdampf-flusses in diesem Term liegt. Der Advektionsterm führt vor allem im Bereich der norwegisch-schwedischen Grenze stärker zur Wasserdampf-flussdivergenz bei (-30 bis -40 mm/Monat).

Bestimmt man die Divergenz des horizontalen Massenflusses für einzelne Atmosphärenschichten (Abb. 5.14), so ist klar zu erkennen, dass der horizontale Fluss besonders in Bodennähe starke Divergenz- und Konvergenzmaxima besitzt. Hier ziehen

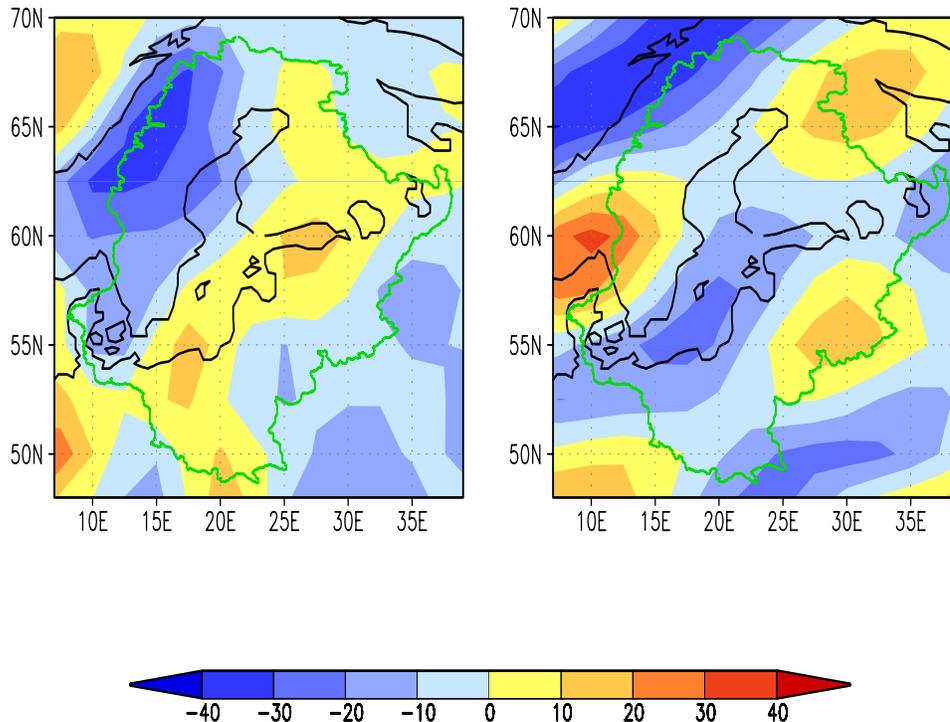


Abbildung 5.13: Links: mittlerer Advektionsterm der Divergenz des Wasserdampf-flusses in mm/Monat; rechts: mittlerer Massendivergenzterm des Wasserdampf-flusses in mm/Monat

sich Streifen mit konvergentem und divergentem Massenfluss von Südwesten nach Nordosten entlang. Im Nordwesten ist er konvergent, südöstlich davon erstreckt sich Divergenz von Südnorwegen bis nach Nordostfinland. Von Norddeutschland über die Ostsee bis Russland ist der Massenfluss erneut stark konvergent.

Mit zunehmender Höhe wird der Betrag der Divergenz immer geringer und der Massenfluss ist oberhalb von 600 hPa fast divergenzfrei.

Führt man auch für die Divergenz des vertikalen Massenflusses eine Aufspaltung für einzelne Atmosphärenschichten durch (Abb. 5.15), so sind ebenfalls die größten Divergenzbeträge unterhalb von 700 hPa zu sehen. Die Muster der Felder sind denen der Divergenz des horizontalen Massenflusses sehr ähnlich, allerdings mit umgekehrtem Vorzeichen. Die Beträge der Divergenzen sind ebenfalls in der gleichen Größenordnung.

Addiert man die horizontale und vertikale Divergenz, so erhält man die Divergenz des gesamten Massentransports. Diese muss nach der Kontinuitätsgleichung für jedes Intervall null sein. Abbildung 5.16 zeigt, dass die Massenbilanz insbesondere in den

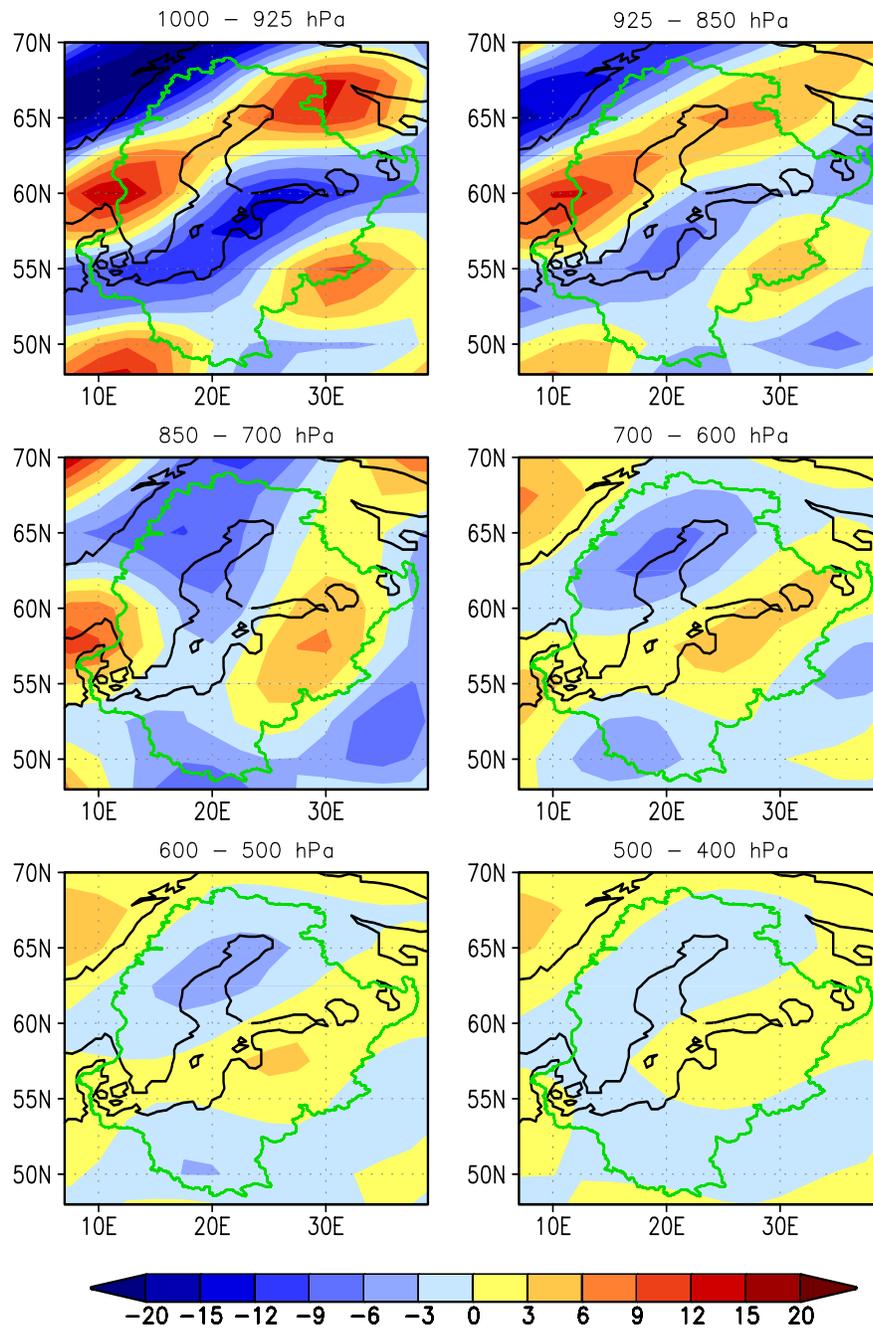


Abbildung 5.14: Divergenz des horizontalen Massenflusses in sechs verschiedenen Druckintervallen in $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, gemittelt von 1948 bis 2000

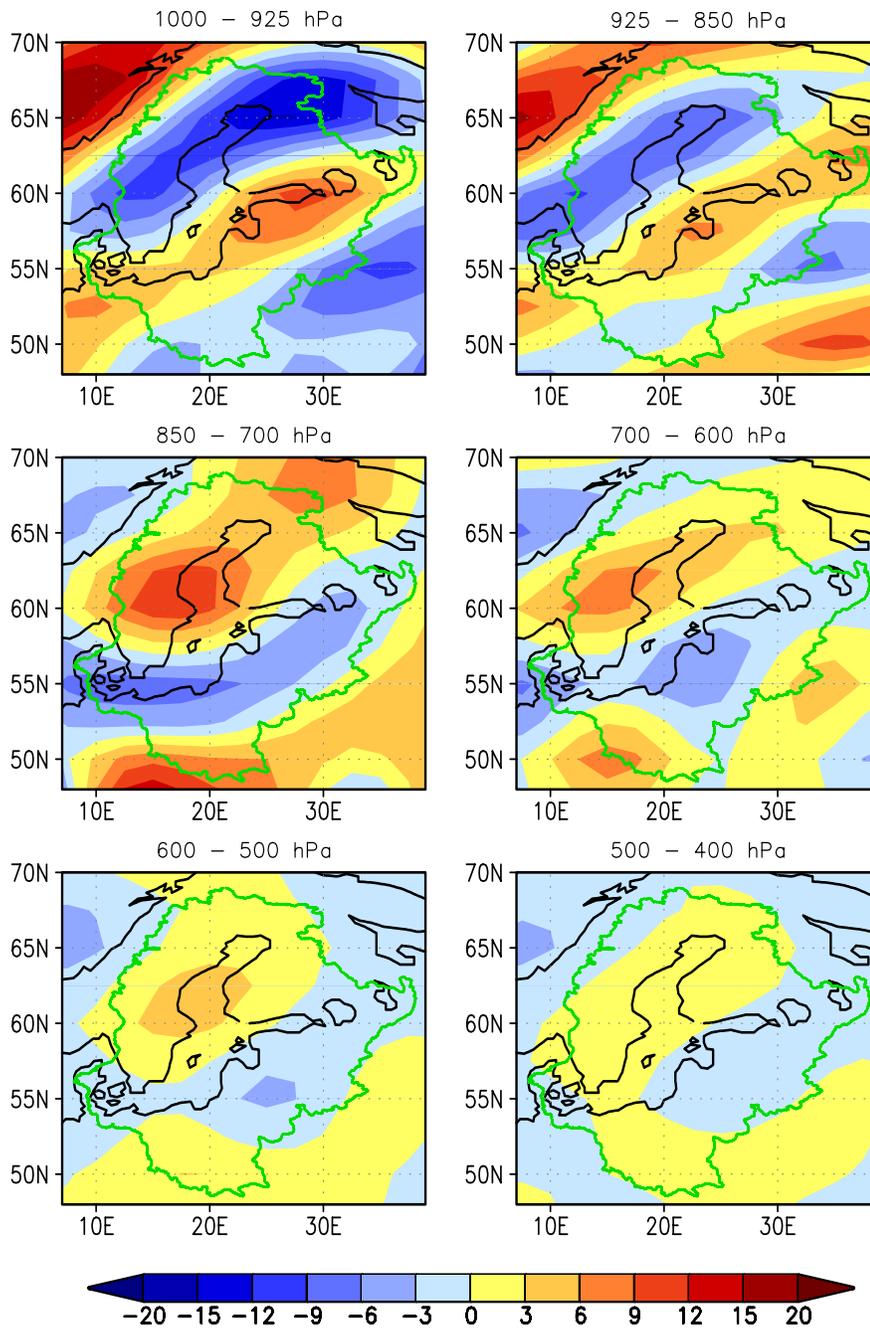


Abbildung 5.15: Divergenz des vertikalen Massenflusses in sechs verschiedenen Druckintervallen in $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, gemittelt von 1948 bis 2000

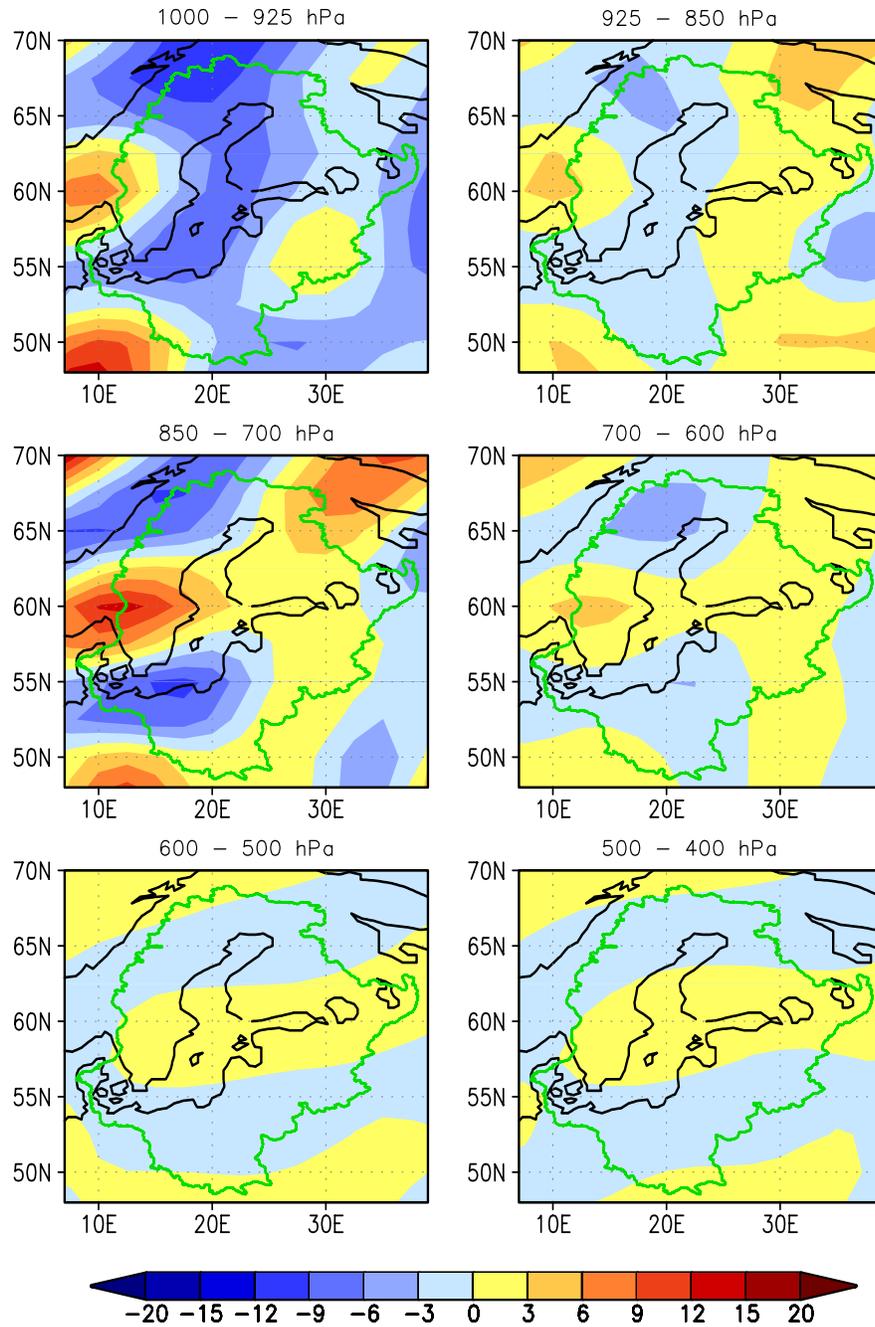


Abbildung 5.16: Divergenz des gesamten Massenflusses in sechs verschiedenen Druckintervallen in $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, gemittelt von 1948 bis 2000

bodennahen Schichten nicht geschlossen ist. In dem Druckintervall zwischen 1000 und 925 hPa ist der Massenfluss auch im räumlichen Mittel konvergent, während die Divergenz in den übrigen Schichten über das BALTEX-Gebiet gemittelt annähernd null ist. Oberhalb von 700 bis 600 hPa ist die Bilanz dagegen auch lokal fast ausgeglichen.

Somit lässt sich die nicht geschlossene Massenbilanz in den NCEP-Daten hauptsächlich auf Fehler in den untersten Schichten zurückführen. Dort spielt mit Sicherheit der Einfluss der Orographie eine entscheidende Rolle. In den NCEP-Reanalysen gibt es auf dem 1000 hPa-Niveau immer Daten, auch wenn diese Druckfläche unterhalb der Oberfläche liegt. Dies ist im Gebirge zu jeder Zeit der Fall und auch im Flachland ist der Druck bei Durchzug von Zyklonen oft tiefer als 1000 hPa.

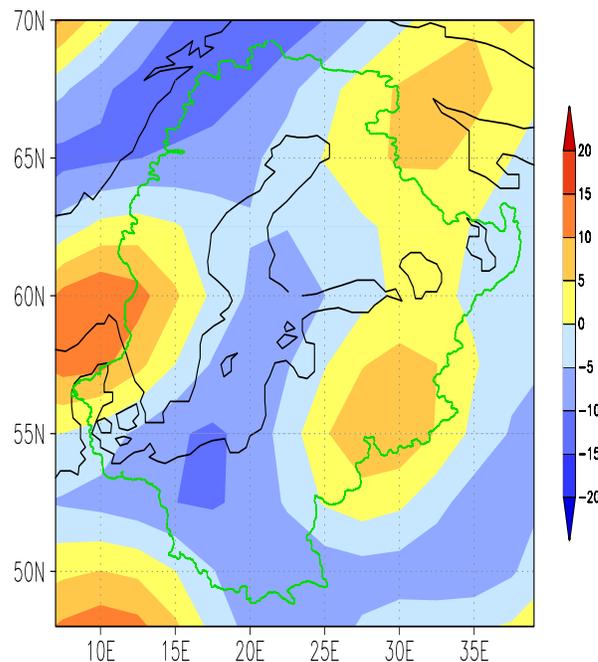


Abbildung 5.17: Fehler in der Divergenz des Wasserdampfstromes in mm/Monat hervorgerufen durch die fehlerhafte Massenbilanz

Mit dem Problem einer nicht geschlossenen Massenbilanz beschäftigten sich auch Boer und Sargent (1985) bei Untersuchungen von Beobachtungsdaten. Hacker (1981) und Hantel (1983) entwickelten eine Methode zur Reduktion dieser Fehler in der Massenbilanz. Dabei passten sie das Windfeld so an, dass die Massenbilanz für jede Gitterbox erfüllt wird.

Hier soll jetzt nicht das Windfeld selbst korrigiert werden, sondern der Fehler für die Divergenz bestimmt werden, der aus der Divergenz des Massenstromes entsteht.

Anschliessend wird die Divergenz des Wasserdampfstromes dann um diesen Fehler korrigiert. Diesen Fehler $F(\nabla \cdot \mathbf{Q})$ erhält man, indem die Divergenz des Massenstromes von jeder Höhengschicht mit der über die Schicht gemittelten spezifischen Feuchte an jedem Gitterpunkt multipliziert wird und anschließend die Fehler aller Höhenlevel aufsummiert werden:

$$F(\nabla \cdot \mathbf{Q}) = \sum \bar{q}^h (\nabla \cdot \mathbf{M})_h, \quad h = 1, 2, \dots, 8 \quad (5.3)$$

Es zeigt sich (Abb. 5.17), dass im Nordwesten des Gebietes, über der gesamten Ostsee und über Polen und Norddeutschland der Fehler in der Divergenz des Massenstromes zu einem zu konvergenten Fluss führt. Der Betrag des Fehlers erreicht im Nordwesten und an der polnischen Ostseeküste 10 bis 15 mm/Monat und liegt ansonsten zwischen 0 und 10 mm/Monat. Im Gegensatz dazu ist der Fluss im Osten der Region zwischen Weißrussland und Nordostfinland sowie über Südnorwegen und Westschweden zu divergent. Die Fehlerbeträge liegen im Osten zwischen 0 und 10 mm/Monat und erreichen in Südnorwegen bis zu 15 mm/Monat. Mittelt man den Fehler räumlich über das gesamte BALTEX-Gebiet, so erhält man einen Wert von -1.7 mm/Monat bzw. -20.4 mm/Jahr. Somit ist der aus den NCEP-Daten berechnete totale Wasserdampfstrom um 20.4 mm/Jahr zu konvergent. Das entspricht einem Fehler im räumlichen Mittel der Divergenz von 8.3 %.

Auch die Divergenz des Massenstromes lässt sich über den Nettomassenstrom in den Ostseeraum bestimmen. Abbildung 5.18 zeigt die jährlich gemittelten Nettomassenströme in die Ostseeregion. Im Mittel beträgt der Massenstrom $3.6 \times 10^8 \text{ kg/s}$ bzw. $1.73 \times 10^{-4} \text{ kg/m}^2 \text{ s}$. Das entspräche einer mittleren Zunahme des Druckes von 44 hPa im Monat. Es ist aber kein einheitlicher Offset des Massenstromes zu erkennen, sondern es gibt große Variationen von Jahr zu Jahr.

Mit der Annahme, dass der Nettomassenstrom im Jahresmittel Null ist, lässt sich aus dem Nettomassentransport der NCEP-Daten der Fehler im Nettotransport des Wasserdampfes bestimmen (Abb. 5.19). Dazu wird der Nettomassenstrom mit der mittleren spezifischen Feuchte multipliziert. Ein Vergleich des Fehlers mit dem Nettowasserdampftransport (Abb. 5.10) zeigt, dass der Fehler relativ klein ist und nur geringe Veränderungen verursacht.

Smirnov und Moore (1999) bestimmten den Fehler in der Divergenz des Wasserdampfstromes bei Untersuchungen im Mackenzie River Becken zu:

$$\delta \langle \nabla \cdot \mathbf{Q} \rangle = D \sqrt{N} \delta Q \quad (5.4)$$

Dabei ist D die Länge einer Gitterbox, N die Anzahl der Grenzgitterboxen des betrachteten Gebietes, und δQ der Fehler im Wasserdampfstrom an jedem Gitterpunkt. Smirnov und Moore errechneten durch Vergleich mit Radiosondendaten einen Fehler

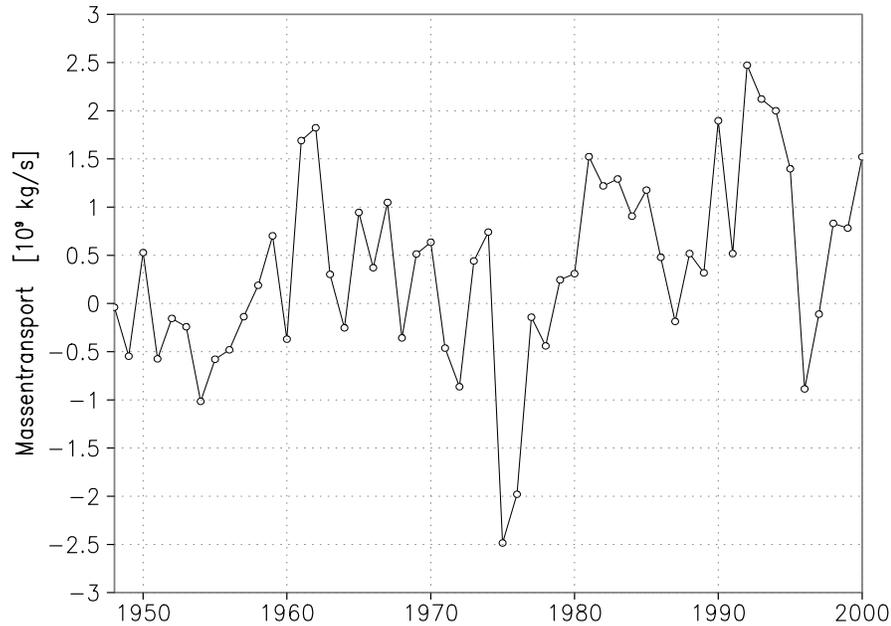


Abbildung 5.18: *Nettotransport des jährlich gemittelten Massenflusses in das BALTEX-Gebiet in 10^9 kg/s*

von bis zu 10 % für Monatsmittelwerte von Q . Übertrüge man diese Voraussetzungen auf das BALTEX-Gebiet, so ergäbe sich ein Fehler in der mittleren räumlichen Divergenz von $2.3 \times 10^6 \text{ kg/s}$. Bei einem mittleren Nettofluss von $14.4 \times 10^6 \text{ kg/s}$ in das BALTEX-Gebiet wäre dies ein maximaler Fehler von 16 %. Man muss jedoch beachten, dass Smirnov und Moore ECMWF-Daten und nicht die NCEP-Daten verwendeten. Des Weiteren stehen im BALTEX-Raum aufgrund der höheren Besiedlung vermutlich mehr Beobachtungsdaten, die in das Modell eingehen können, als im Mackenzie-River-Becken zur Verfügung.

Zu berücksichtigen ist bei der Betrachtung der Divergenz auch, dass die Gitterboxgröße von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ die Orographie nicht detailgetreu wieder gibt und insbesondere im Gebirge zu Fehlern führen kann. Des Weiteren kann die vertikale Auflösung von nur acht Höhenniveaus ebenfalls für Fehler verantwortlich sein.

Ein Vergleich des Wasserdampfgehalts der NCEP-Daten mit GPS-Messungen (Elgered et al., 1997) von September bis November 1995 und Satelliten-Messungen (Lindau und Ruprecht, 2000) im August 1995 zeigen sehr gute Übereinstimmungen. Die GPS-Daten von 25 Stationen in Schweden und Finnland messen im Mittel 1 kg/m^2 weniger Wasserdampf als die NCEP-Daten. Gleichzeitig zeigt ein Vergleich, den Elgered und Kollegen für den gleichen Zeitraum durchführten, von den GPS-

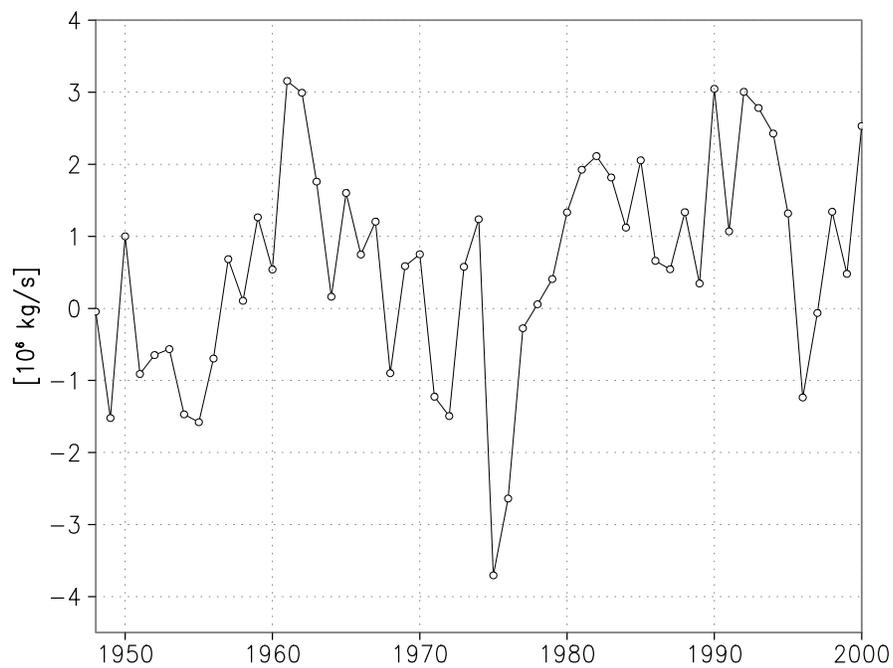


Abbildung 5.19: Fehler im Nettowasserdampftransport in das BALTIC-Gebiet in 10^6 kg/s

Daten mit Radiosondenmessungen, dass auch hier die GPS-Daten etwas zu gering sind (1.2 kg/m^2). Somit ist der Fehler, den die Feuchte auf die Divergenz des Wasserdampftransportes ausübt, klein.

6 Niederschlag und Verdunstung

Verdunstung und Niederschlag sind wichtige Bestandteile des Wasserhaushalts. Bei der Verdunstung wird Wasser in Wasserdampf umgewandelt. Somit ist die Verdunstung die Hauptquelle des Wasserdampfes. Ihr gegenüber steht der Niederschlag als Senke: Wasserdampf kondensiert und fällt als Niederschlag aus der Atmosphäre aus.

6.1 Räumliche Verteilung

Zunächst wird die räumliche Verteilung des mittleren Niederschlags und der mittleren Verdunstung, wie sie sich aus den NCEP/NCAR-Daten ergeben, dargestellt (Abb. 6.1).

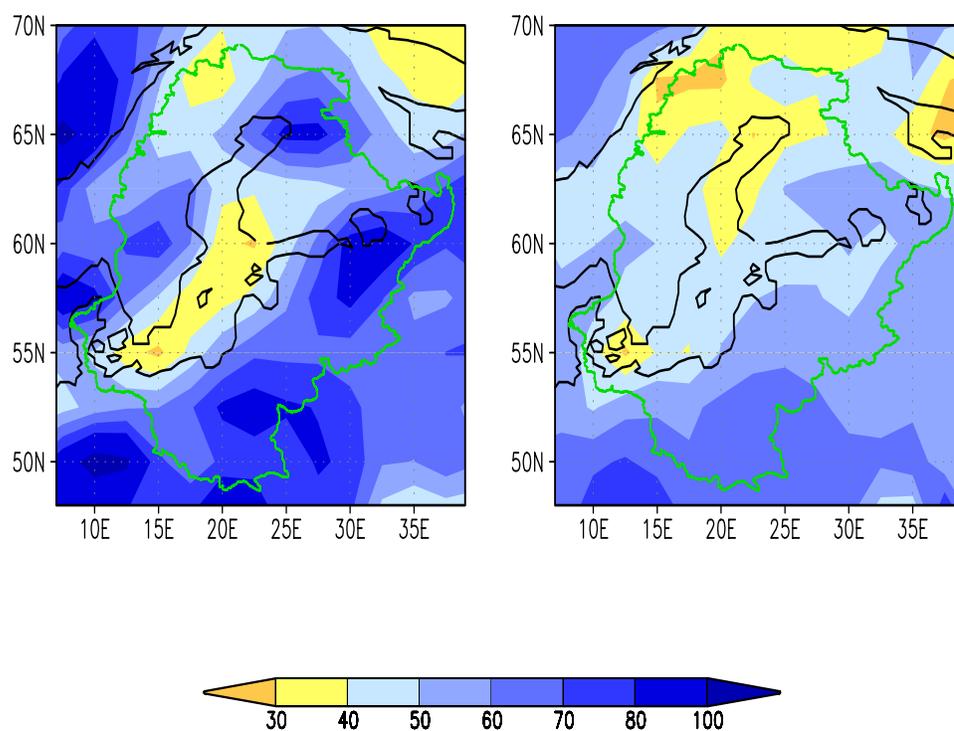


Abbildung 6.1: *Mittlerer Niederschlag (links) und mittlere Verdunstung (rechts) in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000*

Im Niederschlag erstreckt sich ein Minimum von den dänischen Inseln über die Ostsee bis nach Südwest-Finnland. Sehr wenig Niederschlag fällt auch in Nordschweden. In diesen Gebieten liegen die mittleren Niederschlagsmengen zwischen 30 und 40 mm/Monat. Hohe Niederschlagsmengen mit über 100 mm/Monat gibt es dagegen

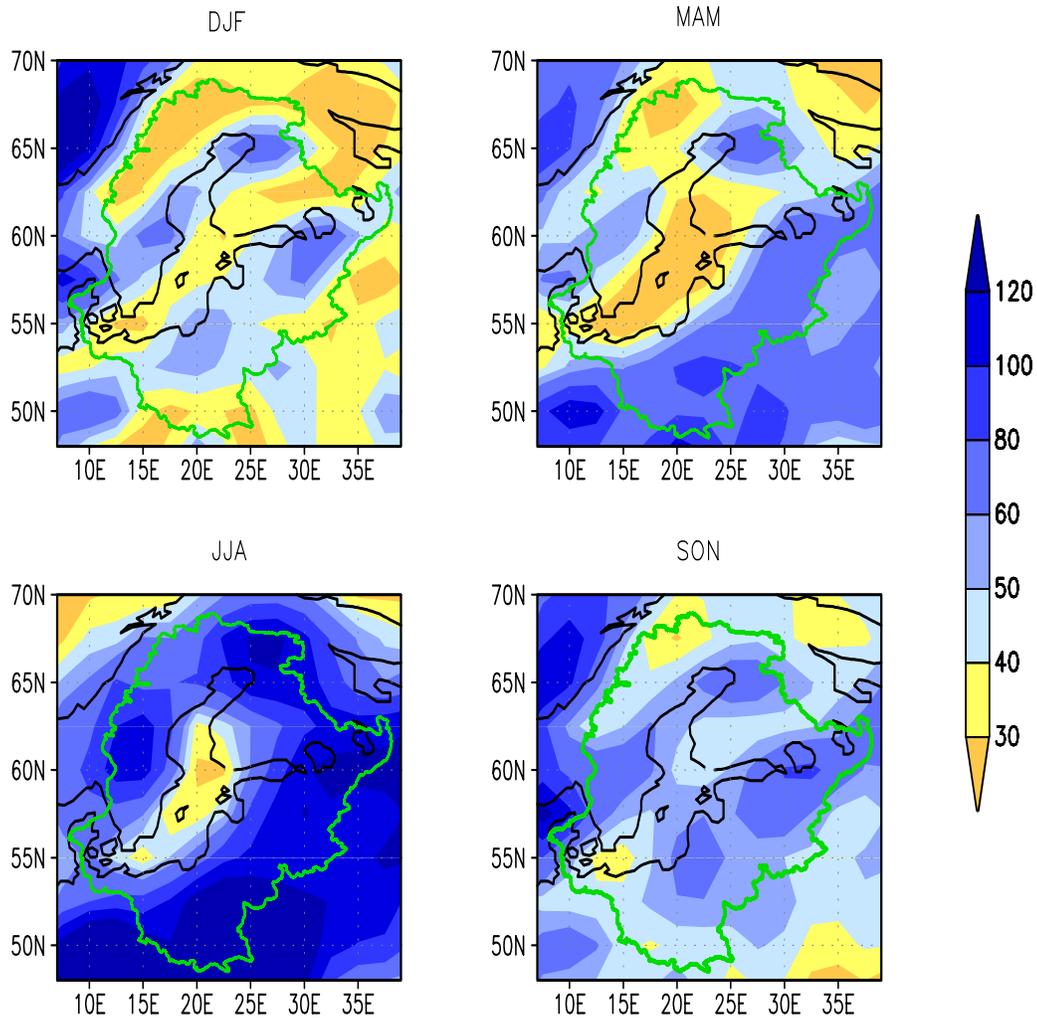


Abbildung 6.2: Mittlerer, saisonaler Niederschlag in mm/Monat

über dem Südosten des BALTEX-Raums mit Maxima über Ostpolen, sowie südlich des Ladogasees. Das ausgeprägteste Niederschlagsmaximum ist jedoch über Nordfinnland sichtbar.

Bei der Verdunstung ist allgemein eine Zunahme von Norden nach Süden zu beobachten. Die geringsten Werte befinden sich in Nordschweden und Nordfinnland mit teilweise weniger als 30 mm/Monat, sowie über dem Bottnischen Meerbusen. Ein weiteres Minimum liegt über der südwestlichen Ostsee. Somit ist die Verdunstung über der Ostsee im langjährigen Mittel offensichtlich etwas geringer als über den

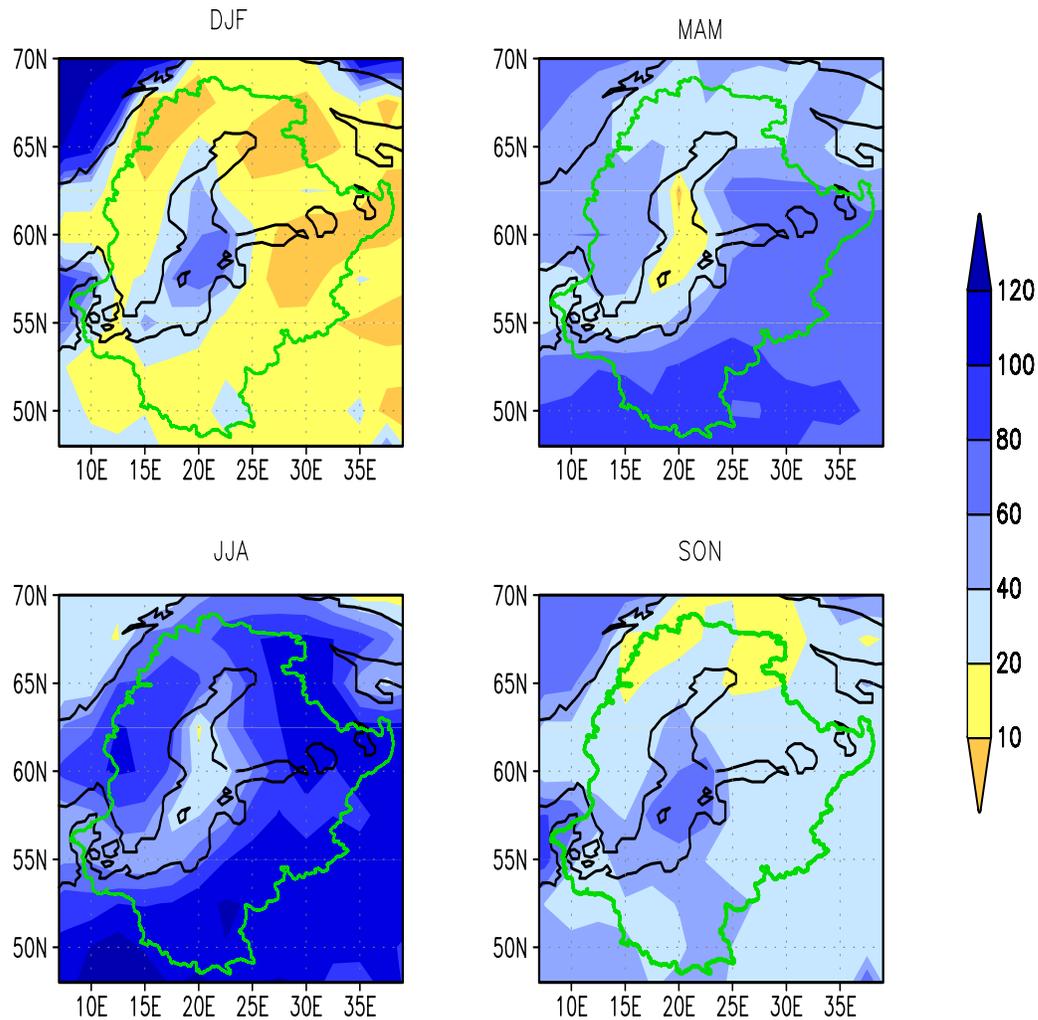


Abbildung 6.3: *Mittlere, saisonale Verdunstung in mm/Monat*

umgebenden Landflächen. Im Süden der Region über Ostpolen wird mit Werten von 70 bis 80 mm/Monat das Maximum erreicht.

Im Jahresverlauf ändert sich die Verteilung von Niederschlag und Verdunstung erheblich (Abb. 6.2, 6.3). Im Winter fällt der wenigste Niederschlag und es ergibt sich als mittlerer Niederschlag für das BALTEX-Gebiet 42.8 mm/Monat. Die Werte liegen zwischen 25 mm/Monat im Nordwesten der Region und erreichen bis zu 80 mm/Monat am Ladogasee und in Nordfinnland. Das Raummittel nimmt im Frühling leicht zu und erreicht 51.3 mm/Monat. Man erkennt ein deutliches Minimum mit

Werten unter 30 mm/Monat über der südlichen und zentralen Ostsee. Im Süden und Südosten der Region nehmen die Niederschläge im Vergleich zum Winter aber erheblich zu und erreichen hier verbreitet 60 bis 80 mm/Monat, z.T. sogar 100 mm/Monat. Im Sommer sind die Niederschläge über das gesamte Gebiet gemittelt am höchsten (94.2 mm/Monat) und erreichen in weiten Teilen 80 - 120 mm/Monat. Nur über der Ostsee sind die Niederschläge geringer und liegen weiterhin unter 40 mm/Monat. Dieses Ostseeminimum verschwindet im Herbst. Die Niederschläge sind recht einheitlich verteilt und liegen größtenteils zwischen 40 und 60 mm/Monat. Nur in Norddänemark, am Ladogasee und in Nordfinnland fallen bis zu 80 mm/Monat. So ergibt sich ein mittlerer räumlicher Niederschlagswert von 55.3 mm/Monat.

Auch bei der Verdunstung ist der Ostseeinfluss gut zu sehen. Im Winter und Herbst ist die Verdunstung über dem Meer deutlich größer als über den Landflächen, weil die Wasseroberflächentemperatur höher als die Lufttemperatur ist. So verdunsten über der Ostsee bis 60 mm/Monat (im Herbst auch bis 80 mm/Monat), während die Verdunstung über Land im Winter fast überall unter 20 mm/Monat liegt und auch im Herbst nur ganz im Süden und Westen 40 mm/Monat überschreitet. Mittelt man die Verdunstung räumlich über den gesamten BALTEX-Raum, so erhält man für den Winter 18.1 mm/Monat und den Herbst 35.6 mm/Monat. In den anderen beiden Jahreszeiten ist die Verteilung umgekehrt: Die Luft ist wärmer als das Wasser und somit ist die Verdunstung über dem Meer deutlich geringer als über den Landflächen. Im Frühjahr sind die Verdunstungswerte über der Ostsee mit 0 bis 30 mm/Monat besonders niedrig, während über Land zwischen 30 mm/Monat in Nordschweden und -finnland und mehr als 80 mm/Monat im Süden der Region verdunsten. Die mittlere Verdunstung beträgt 54.5 mm/Monat. Die größte Verdunstung gibt es im Sommer mit Werten von allgemein 75-100 mm/Monat, im äußersten Süden werden sogar 120 mm/Monat erreicht, während die Ostsee nur Werte von 20-60 mm/Monat erreicht. Somit liegt die mittlere räumliche Verdunstung im Sommer bei 88.7 mm/Monat.

6.2 Differenz aus Verdunstung und Niederschlag

Entscheidend für die Wasserdampfbilanz ist die Differenz aus Verdunstung und Niederschlag ($E - P$). Eine positive Differenz bedeutet einen Gewinn an Wasserdampf für die Atmosphäre, eine negative Differenz einen Verlust. Diese Differenz steht in der Wasserdampfhaushaltsgleichung der Divergenz des Wasserdampfes gegenüber. Abbildung 6.4 zeigt das mittlere $E - P$ von 1948 bis 2000 für das BALTEX-Gebiet. Man erkennt deutlich, dass der Niederschlag die Verdunstung im Mittel überwiegt. Lediglich in der zentralen Ostsee und in Südfinnland ist $E - P$ mit Werten zwi-

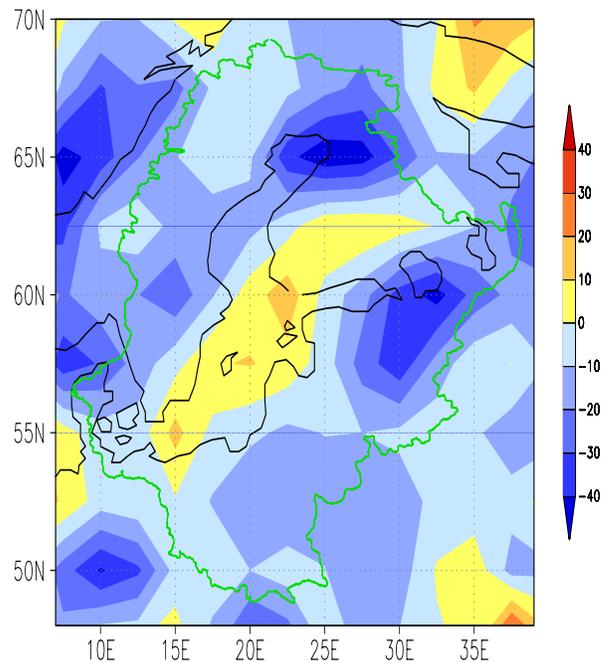


Abbildung 6.4: *Mittlere Differenz aus Verdunstung und Niederschlag in mm/Monat*

schen 0 und 20 mm/Monat positiv. In allen übrigen Bereichen ist der Niederschlag stärker als die Verdunstung und die Werte liegen zwischen 0 und -30 mm/Monat, in den Gebieten der Niederschlagsmaxima in Nordfinnland und südlich des Ladogasees sogar unter -40 mm/Monat. Der Mittelwert für den gesamten BALTEX-Raum liegt bei -139.8 mm/Jahr, wobei der mittlere Niederschlag 730.4 mm/Jahr und die Verdunstung 590.6 mm/Jahr beträgt.

Der Niederschlag ist vor allem im Winter und Herbst fast überall deutlich höher als die Verdunstung (Abb. 6.5), wobei diese Differenz über Nordfinnland und beim Ladogasee die größten Werte erreicht ($E - P < -40$ mm/Monat). Auch in Westschweden werden ähnlich hohe Werte erreicht. Nur im Ostseebereich zwischen Rügen und SW-Finnland überwiegt die Verdunstung leicht.

Dagegen ist im Frühling die Verdunstung fast im gesamten BALTEX-Gebiet etwas größer als der Niederschlag. Nur im Bereich des Bottnischen Meerbusens und erneut über Nordfinnland und südlich vom Ladogasee ist $E - P$ negativ mit bis zu -40 mm/Monat Nordfinnland. Dem steht ein Maximum in Südfinnland mit 30 bis 40 mm/Monat gegenüber. Im Sommer sind Verdunstung und Niederschlag über die gesamte Region gemittelt fast ausgeglichen. Etwas stärkere negative Werte (bis -30 mm/Monat) gibt es über dem Süden und Südosten der Region.

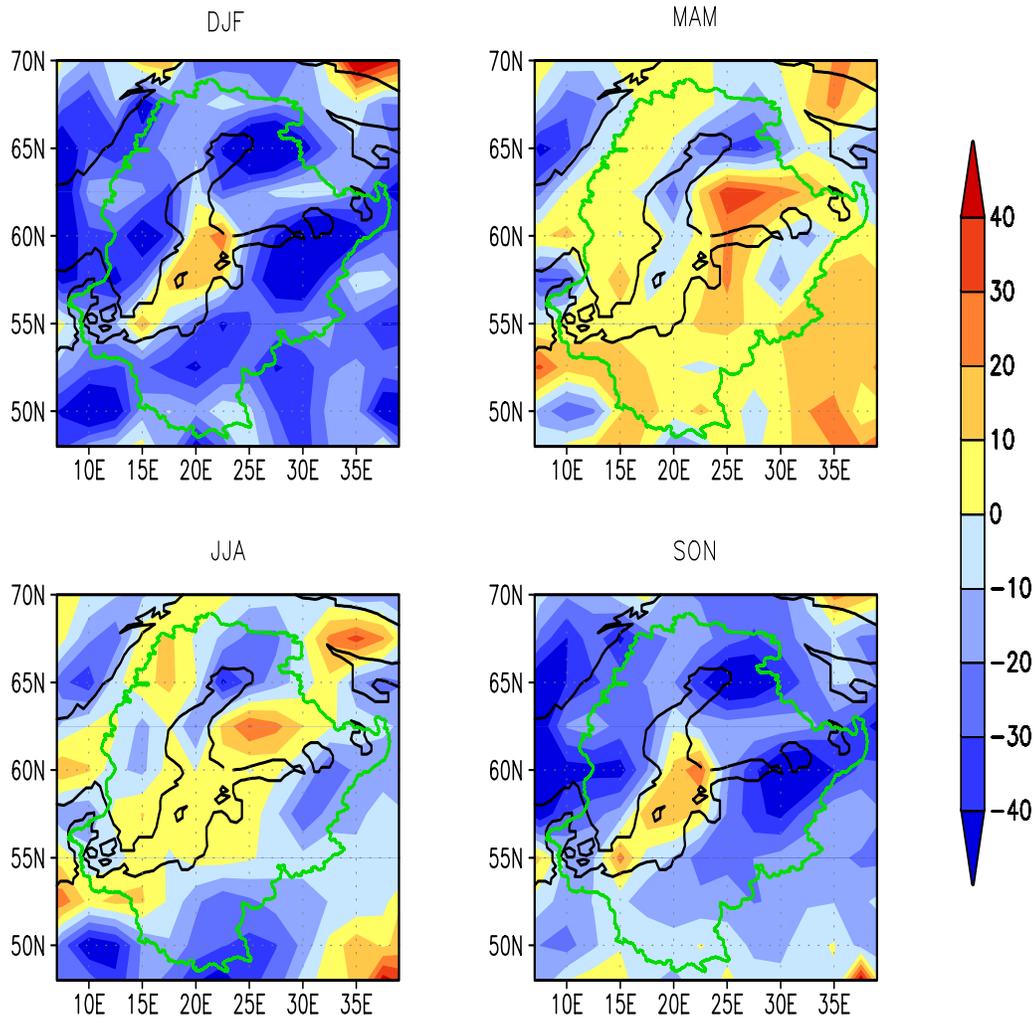


Abbildung 6.5: *Mittlere, saisonale Differenz aus Verdunstung und Niederschlag in mm/Monat*

6.3 Variabilität von E - P

Um die räumliche und zeitliche Variabilität von E - P zu bestimmen, wird auch hier eine EOF-Analyse durchgeführt.

Betrachtet man die EOF-Analyse mit zugehöriger Principal Component (Abb. 6.6, 6.7), so erkennt man für die 1. EOF im Herbst und Winter sehr ähnliche Muster. Große positive Abweichungen über Mittelschweden, sowie schwache positive im Süden der Region stehen negativen Schwankungen im Osten und Norden der Region mit Maxima zwischen Lettland und SW-Finnland sowie in NW-Schweden

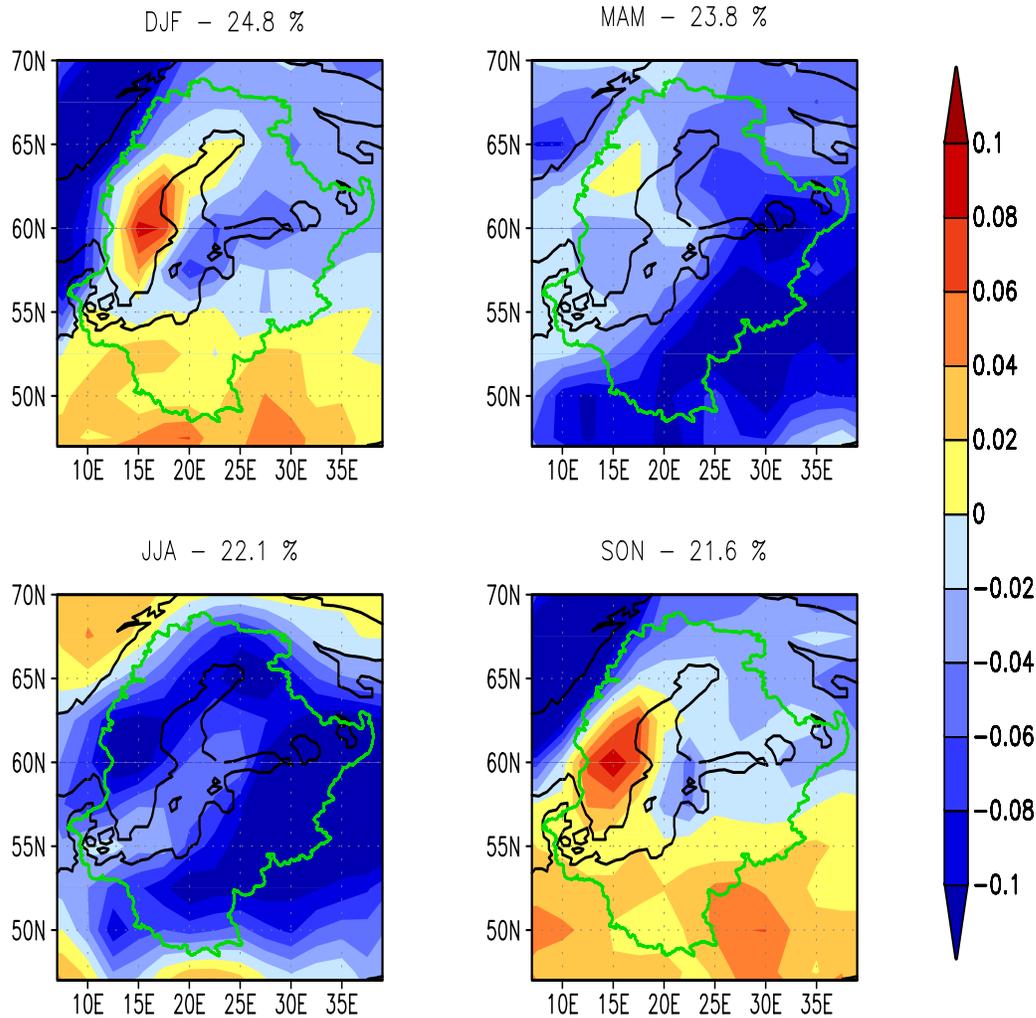


Abbildung 6.6: 1. EOF der saisonalen Differenz aus Verdunstung und Niederschlag

gegenüber. Westlich des BALTEX-Gebietes in Norwegen gibt es bei positiver PC starke negative Variationen von E - P. Ein nahezu identisches Muster der 1. EOF des winterlichen Niederschlags fanden auch Rimbu und Kollegen (2001) bei Untersuchungen der dekadischen Niederschlagsvariabilitäten über Europa. Auch das Maximum über Mittelschweden findet man in Rimbus Ergebnissen, nicht ganz so ausgeprägt, wieder.

Im Muster der 1. EOF vom Frühjahr und Sommer gibt es ebenfalls einige Ähnlichkeiten. Es variiert der gesamte Raum einheitlich, wobei die Schwankungen im Frühjahr von Südosten nach Nordwesten abnehmen, während im Sommer die Schwankungen auch im Norden und Nordosten sehr groß sind. Nur über der südlichen und zentralen

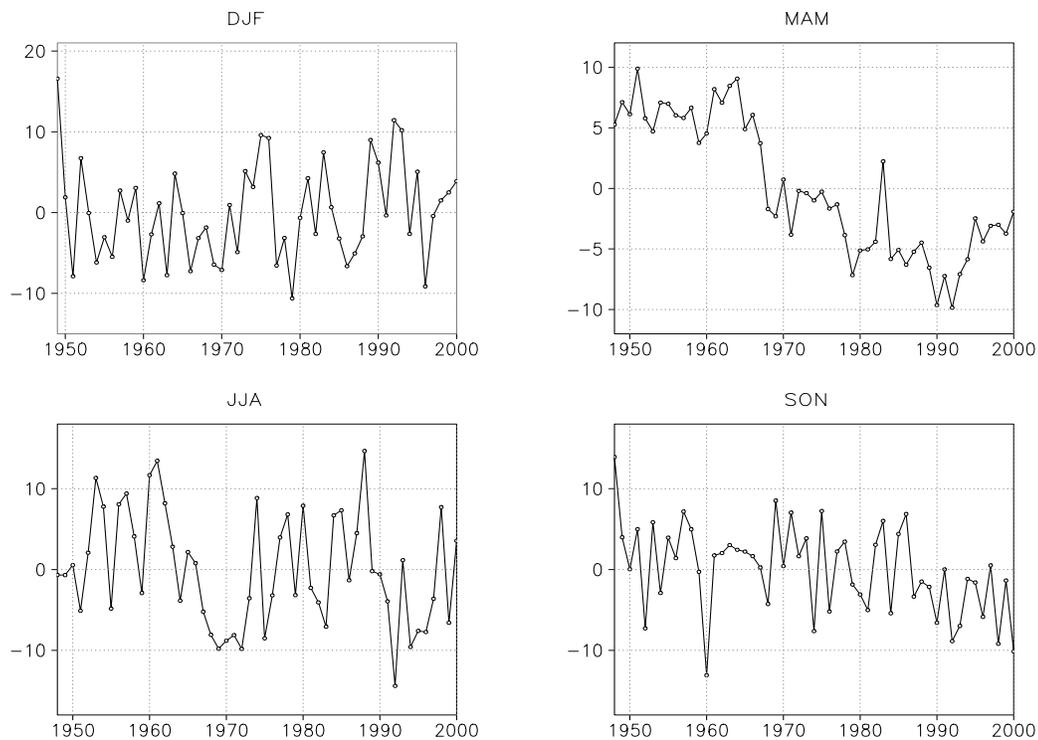


Abbildung 6.7: 1. PC der saisonalen Differenz aus Verdunstung und Niederschlag

Ostsee sind die Abweichungen etwas geringer als im übrigen Gebiet.

Die 1. EOF erklärt für den abgebildeten Bereich zwischen 21.6 % im Herbst und 24.8 % der Varianz im Winter. Die 2. und 3. EOF erklären nochmals 12 - 17 % bzw. 8 - 12 % der Varianz. Die 1. PC vom Winter (DJF) ist mit der NAO mit einem Wert von $r = 0.67$ korreliert. Da die 2. und 3. PC nicht mit der NAO korreliert ist, bedeutet das, dass die NAO 11 % der gesamten winterlichen Varianz von E - P erklärt. Damit nimmt die Differenz aus Verdunstung und Niederschlag über Nord- und Nordosteuropa (mit Ausnahme von Mittelschweden) bei hohen NAO-Indizes ab, bzw. wird negativer, während über Mittel- und Südeuropa und vor allem über Mittelschweden diese Differenz positiver wird. Wie in Kapitel 7 gezeigt wird, ist E - P hauptsächlich durch den Niederschlag bestimmt. Dies zeigt auch das hohe Maß an Übereinstimmung der Variabilität von E - P mit der Niederschlagsvariabilität bei Rimbu.

Die Zeitreihe vom Frühling zeigt einen eindeutigen negativen Trend in den Daten. Das bedeutet, dass die Differenz aus Verdunstung und Niederschlag zunehmend positive Abweichungen besitzt. Im Sommer ist ein solcher Trend nicht zu erkennen und auch die Korrelation der 1. PC des Sommers mit der des Frühlings ist niedrig

($r = 0.25$), obwohl die Muster der 1. EOF Ähnlichkeiten haben. Noch schlechter ist die Korrelation zwischen der 1. PC vom Herbst und Winter, obwohl auch hier die Muster der 1. EOF sehr große Ähnlichkeiten aufweisen. Vergleicht man die 1. EOF und PC von E - P mit der 1. EOF und PC der Divergenz des Wasserdampfes, so erkennt man im Winter eine hohe Korrelation der 1. PC von E - P mit der 1. PC der winterlichen Divergenz des Wasserdampfes auf. Der Korrelationskoeffizient beträgt $r = -0.86$, wobei die Divergenz des Wasserdampfes mit der NAO mit $r = -0.76$ korreliert ist. Somit übt die NAO sowohl für die Divergenz als auch für E - P Einfluss auf die Varianz aus. Die Muster der 1. EOF weisen im Süden und Osten Ähnlichkeiten auf, während das starke Maximum bei der Divergenz über Schweden bei E - P nach Westen verschoben ist. In den anderen Jahreszeiten sind keine größeren Gemeinsamkeiten im Muster oder den Zeitreihen zu erkennen.

6.4 Fehlerdiskussion

6.4.1 Niederschlag

Der Niederschlag in den NCEP/NCAR-Daten ist nach verschiedenen Untersuchungen (Trenberth und Guillemot, 1995; Trenberth, 1998; Mo und Higgins, 1996) mit großen Fehlern behaftet. Ein Grund dafür ist erneut die relativ grobe Auflösung. Des Weiteren gehen nicht Beobachtungsdaten, sondern 6-stündige Niederschlagsvorhersagen in das Modell ein.

Ein Vergleich der NCEP/NCAR-Reanalysedaten mit Beobachtungsdaten bestätigt die großen Fehler. Abbildung 6.8 zeigt die Niederschlagsmittelwerte von 1948 bis 2000 der NCEP-Daten und Beobachtungsdaten, die von 1931 bis 1960 gemittelt wurden und an der Universität Trier (Müller, 1996) zusammengestellt wurden, von 85 Stationen im BALTEX-Gebiet. Diese Trier-Daten werden ebenfalls auf ein $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter interpoliert.

Die räumliche Struktur zwischen den Feldern zeigt kaum Zusammenhänge. Nur die Niederschlagszunahme zur norwegischen Westküste hin zeigen beide Niederschlagsfelder. Ansonsten ist der Niederschlag in den Trier-Daten sehr viel homogener verteilt. Die Werte liegen überwiegend zwischen 40 und 60 mm/Monat. Dagegen weisen die NCEP-Daten Niederschlagsminima mit unter 40 mm/Monat über der Ostsee und im Nordwesten des Gebietes auf. Auch die Niederschlagsmaxima über Nordfinland und beim Ladogasee von 100-120 mm/Monat lassen sich in den Synop-Daten ebensowenig wie der hohe Niederschlag über Polen wieder finden. Bei diesem Vergleich muss berücksichtigt werden, dass auch die Stationsdichte der Beobachtungsdaten nicht besonders hoch ist und also auch in dem aus diesen Daten gewonnenem Feld Fehler sein können.

Weitere Auskunft über die Qualität der NCEP-Daten liefert ein Vergleich mit Niederschlagsdaten, die im Rahmen des BALTEX-Programmes von 1996 bis 1999 ge-

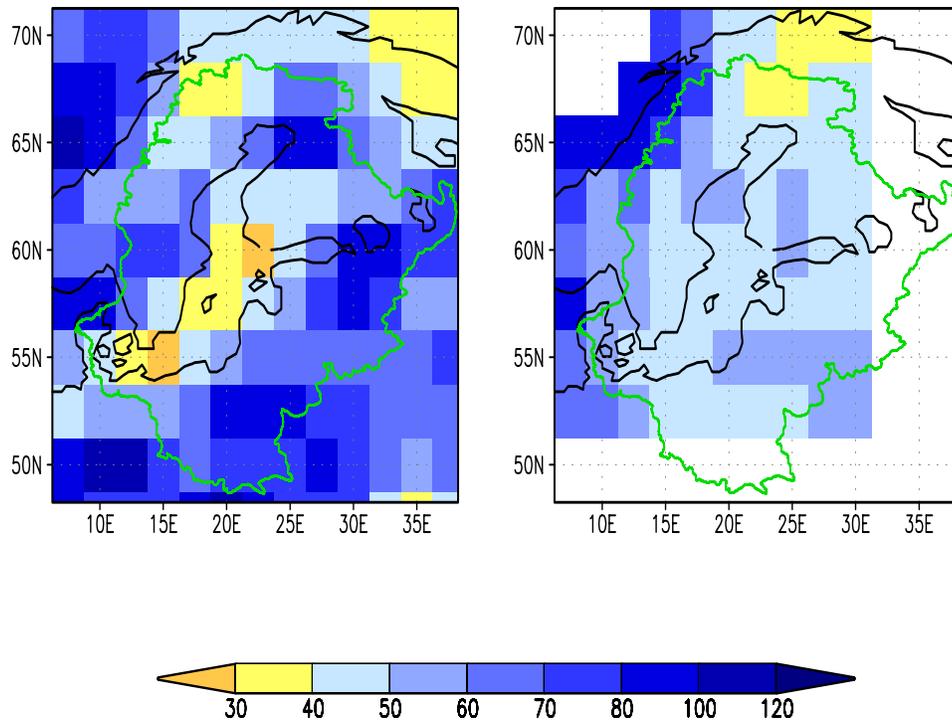


Abbildung 6.8: Mittel von 1948 bis 2000 des Niederschlags der NCEP-Daten (links) und Synop-Daten der Universität Trier, gemittelt von 1931 bis 1960, (rechts) in mm/Monat

messen wurden (Abb. 6.9). Diese Niederschlagsdaten wurden auf Wind und Verdunstung korrigiert und dann mit Hilfe der Kriging-Methode (Rubel, 1996) auf ein $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter interpoliert. Ein $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter wird erstellt, indem die Gitterboxen des $1^\circ \times 1^\circ$ Gitters mit ihrer Fläche gewichtet werden, die in der neuen $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitterbox liegt. Auch hier kann man keine größeren Zusammenhänge zwischen den Niederschlagsmustern erkennen. Die Synop-Daten zeigen für große Teile des BALTEX-Raums monatliche Werte von 50 bis 70 mm, während die NCEP-Daten 20 - 40 mm/Monat über der Ostsee und im Nordwesten und bis zu 100 mm/Monat im Südosten des Gebietes anzeigen.

Die räumlichen Mittel der BALTEX-Region der Felder weichen jedoch nicht so stark voneinander ab: Die NCEP-Daten liefern 56.1 mm/Monat im Mittel und die Synop-Daten 61.2 mm/Monat. Im Jahresmittel käme man so auf eine Differenz von ungefähr 60 mm, d.h. die Differenz zwischen P und E würde ebenfalls um 60 mm/Jahr ansteigen. Dass der Mittelwert der NCEP-Daten über das BALTEX-Gebiet recht gut ist, zeigt auch ein Vergleich der Monatswerte von August 1995 bis November

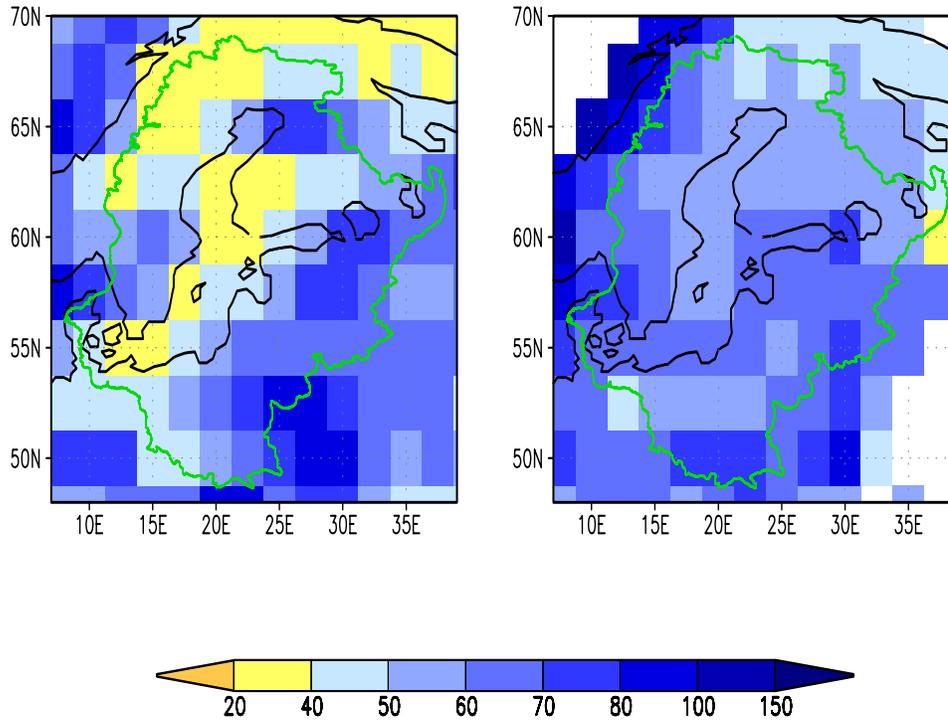


Abbildung 6.9: Mittel von 1996 bis 1999 des Niederschlags der NCEP-Daten (links) und Synop-Daten aus dem BALTEX-Programm (rechts) in mm/Monat

	Aug 95	Sep 95	Okt 95	Nov 95	Mittelwert
PIDCAP[mm/Monat]	55	71	47	46	54.8
NCEP[mm/Monat]	57.5	62.5	49.1	44.6	53.4

Tabelle 6.1: Mittlerer Niederschlag im BALTEX-Gebiet von PIDCAP und NCEP von August bis November 1995

1995 mit Synopdaten aus der Pilotstudie für das BALTEX-Programm (Tabelle 6.1). Lediglich im September sind die Abweichungen etwas größer.

Die Synop-Daten aus dem BALTEX-Programm sind zumindest über Land aufgrund der hohen Stationsdichte und der Korrekturen als sehr gut anzunehmen. Über die gesamte Ostsee gemittelt erhielten Rutgersson und Kollegen (2000) aus SMHI-Daten von 1981 bis 1994 einen Wert von 606 mm/Jahr. Aus der HELCOM-Studie (1986) geht für den Zeitraum von 1951 bis 1970 ein mittlerer Niederschlag für die Ostsee von 640 mm/Jahr hervor. Die Daten aus dem BALTEX-Programm liegen über der Ostsee auch in diesem Bereich.

Somit lässt sich sagen, dass die NCEP-Niederschlagsdaten im Raummittel recht

gut benutzbar sind. Die lokalen Fehler sind jedoch mit Abweichungen bis zu 40 mm/Monat groß. Diese Fehler erklären somit auch einen Teil der auftretenden Abweichungen von einer geschlossenen Wasserdampfbilanz (Kapitel 7).

6.4.2 Verdunstung

Eine Reihe von Untersuchungen und Messungen der Verdunstung über der Ostsee wurden bereits durchgeführt (z.B. Palmén und Söderman, 1966; Bunke et al., 1998; HELCOM, 1986). Die Beobachtungszeiträume lagen zwischen ein und drei Jahren, und es ergaben sich mittlere Verdunstungswerte für die gesamte Ostsee von 427 bis 553 mm/Jahr. Nur Modellergebnisse von Heise (1996) für die Jahre 1993 und 1994 waren mit 570 bzw. 730 mm/Jahr deutlich höher. Der Jahresverlauf der Verdunstung ist bei allen Autoren übereinstimmend: Die höchsten Verdunstungswerte werden im Herbst und im frühen Winter mit ca. 50 bis 90 mm/Monat erreicht und die geringste Verdunstung findet zwischen März und Juni mit teilweise weniger als 10 mm/Monat statt. Die Verdunstung über längere Zeiträume betrachteten Henning (1988) sowie Omstedt und Kollegen (1997). Henning bestimmte die Verdunstung von 1862 bis 1978 aus allen verfügbaren Daten und Omstedt untersuchte die Jahre 1981 bis 1994. Die Verdunstungsdaten der NCEP/NCAR-Reanalysen werden mit diesen Daten verglichen.

Dazu wird einmal eine 10-Gitterbox-Ostsee betrachtet, in der alle Gitterboxen berücksichtigt werden, die überwiegend in der Ostsee liegen und zum weiteren Vergleich eine 3-Gitterbox-Ostsee, in der nur die Gitterboxen benutzt werden, die vollständig mit Wasser bedeckt sind. Bei der 10-Box-Ostsee hat auch die Verdunstung über dem Land einen geringen Einfluss auf die Werte, da bei der Interpolation vom Gaussgitter auf das $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter auch Landboxen des Gaussgitters in die Ostseeboxen des $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitters mit eingehen. Bei der 3-Box-Ostsee wird die Verdunstung über der Bottenvik, dem Finnischen Meerbusen und der westlichen Ostsee gar nicht berücksichtigt, so dass in beiden Fällen mit größeren Abweichungen von der mittleren Verdunstung der gesamten Ostsee zu rechnen ist.

Betrachtet man die Tabellen 6.2 und 6.3, so erkennt man, dass die jährliche Verdunstung über die Zeiträume von 1948 bis 1960, 1961 - 1970 und 1971 - 1978 gemittelt bei Henning zwischen 40 und 100 mm größer ist, als die der NCEP-Daten. Dabei findet man die 100 mm - Abweichung im Zeitraum von 1948 bis 1960, wo die wenigsten und schlechtesten Daten zur Verfügung standen. Berücksichtigt man weiter, dass es nicht möglich ist aus dem NCEP-Gitter die Ostsee exakt auszuschneiden, so stimmen die jährlichen Werte gut überein. Allerdings nimmt bei Henning die jährliche Verdunstung von Dekade zu Dekade zu, während die NCEP-Daten die höchste Verdunstung in den Jahren von 1961 bis 1970 zeigen. Der jahreszeitliche Verlauf der

Verdunstung zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen den Henning-Daten und denen der NCEP 10-Gitterbox-Ostsee. Die geringste Verdunstung gibt es im April und Mai, die höchste im September. Bei den Henning-Daten ist der Jahresgang jedoch ausgeprägter als bei der 10-Box-Ostsee. Dies liegt vermutlich daran, dass auch das Land in der 10-Box-Ostsee Einfluss hat. Da über dem Land die Verdunstung schon im Frühling relativ hoch ist, wird das Minimum zu dieser Zeit abgeschwächt und ebenso das Maximum im Herbst, weil dort die Verdunstung über Land bereits geringer als über Wasser ist. Bei der 3-Box-Ostsee ist der Jahresverlauf deutlich stärker ausgeprägt. Das Minimum liegt im Mai bei unter 10 mm/Monat, die maximale Verdunstung erstreckt sich von September bis Januar mit Verdunstungswerten um 55 mm/Monat. In den NCEP-Daten erkennt man eine kontinuierliche Zunahme der Verdunstung von April bis Juni, die sich aber in den Henning-Daten nicht wiederfinden lässt.

Vergleicht man die mittlere Verdunstung aus den NCEP-Daten über der Ostsee

	1862 - 1978	1948 - 1960	1961 - 1970	1971 - 1978
J [mm/Monat]	44.3	43.3	57.4	42.8
F [mm/Monat]	26.6	29.7	37.8	24.5
M [mm/Monat]	22.1	22.9	25.3	23.2
A [mm/Monat]	9.9	15.5	9.4	11.2
M [mm/Monat]	10.2	16.1	11.1	10.8
J [mm/Monat]	20.6	18.2	14.9	22.6
J [mm/Monat]	39.6	38.9	37.9	41.5
A [mm/Monat]	53.6	48.0	52.3	59.1
S [mm/Monat]	80.0	74.0	55.8	86.7
O [mm/Monat]	67.0	62.3	61.3	70.8
N [mm/Monat]	59.4	73.6	62.4	59.4
D [mm/Monat]	64.5	48.1	84.0	66.0
Jahr[mm/Jahr]	498.1	490.7	509.9	518.6

Tabelle 6.2: *Mittlere Verdunstung über der gesamten Ostsee von Henning (1988) für die Jahre von 1862 bis 1976 berechnet*

	48 - 60	61 - 70	71 - 78	48 - 60	61 - 70	71 - 78
J [mm/Monat]	38.0	42.2	36.6	52.4	60.1	47.0
F [mm/Monat]	32.2	38.9	29.3	42.3	51.5	34.4
M [mm/Monat]	25.0	30.1	27.5	24.5	28.2	25.1
A [mm/Monat]	14.8	20.3	22.2	6.8	11.1	13.7
M [mm/Monat]	15.8	20.2	19.5	3.5	4.8	8.5
J [mm/Monat]	22.7	26.3	28.1	5.9	10.0	11.2
J [mm/Monat]	38.3	43.2	41.7	21.9	30.8	24.6
A [mm/Monat]	45.4	49.4	45.1	36.8	43.3	39.9
S [mm/Monat]	43.7	52.2	57.0	42.1	55.6	62.7
O [mm/Monat]	41.7	43.5	53.0	47.1	49.4	61.9
N [mm/Monat]	42.7	50.1	50.2	52.7	61.4	58.1
D [mm/Monat]	37.5	48.3	45.2	46.6	64.9	55.6
Jahr[mm/Jahr]	396.8	464.7	455.4	382.6	471.1	443.2

Tabelle 6.3: *Mittlere Verdunstung der NCEP-NCAR-Daten über der Ostsee. Links: 10-Gitterbox-Ostsee, rechts: 3-Gitterbox-Ostsee*

Studie	Zeitraum	E (Studie) mm/Jahr	E (NCEP-10) mm/Jahr	E (NCEP-3) mm/Jahr
HELCOM	1975 - 77	511	462	456
Bumke et al	1992 - 94	501	490	533
Omstedt et al	1981 - 94	455	447	448
Omstedt/Rutgersson	2000	444	423	399

Tabelle 6.4: *Mittlere Verdunstung über der Ostsee. Links: Werte aus verschiedenen Studien. Mitte: NCEP-Daten der 10-Gitterbox-Ostsee. Rechts: NCEP-Daten der 3-Gitterbox-Ostsee*

	E_E - DWD	E_O - DWD	E_E - NCEP	E_O - NCEP
1993 [mm/Jahr]	404.3	736.9	689.3	575.3
1994 [mm/Jahr]	377.0	572.1	643.4	501.5

Tabelle 6.5: *Mittlere Verdunstung von 1993 und 1994 über dem Einzugsgebiet (E_E) und über der Ostsee (E_O). Links: Daten der Forschungsgruppe des Deutschen Wetterdienstes, rechts: NCEP-Daten*

mit der Verdunstung, die in verschiedenen Studien bestimmt wurde (Tabelle 6.4), so erkennt man in den jeweiligen Zeiträumen Abweichungen von maximal 10 %. Besonders gut ist die Übereinstimmung der NCEP-Daten mit den Ergebnissen von Omstedt und Kollegen (1997), wobei hier aber auch über die meisten Jahre gemittelt wurde. Es muss beachtet werden, dass in bisherigen Berechnungen der Verdunstung zum Teil unterschiedliche Parametrisierungen verwendet wurden. So ist z.B. in der Bulkparametrisierung von Omstedt und Kollegen der Transferkoeffizient C_E für den latenten Wärmefluss bei labiler Schichtung und hohen Windgeschwindigkeiten mit 2.0×10^{-3} deutlich höher als die von anderen Wissenschaftlern benutzten Transferkoeffizienten (z.B. Isemer und Hasse, 1987; Large und Pond, 1981, 1982; Decosmo et al., 1996).

Über dem Einzugsgebiet wurden bislang nur wenige Verdunstungsmessungen bzw. Berechnungen durchgeführt. Es gibt durch den ständig wechselnden Untergrund und sich ändernde Vegetation große Schwierigkeiten die Verdunstung exakt zu bestimmen. Dies zeigt auch ein Vergleich (Tabelle 6.5) zwischen den Verdunstungswerten der NCEP-Daten und Daten der Forschungsgruppe des Deutschen Wetterdienstes (DWD, 1995). Die Verdunstung, die sich aus den NCEP-Daten ergibt, ist fast doppelt so groß wie die DWD-Werte. Während bei NCEP die Verdunstung über dem Einzugsgebiet größer als über der Ostsee ist, ist die Verdunstung in den DWD-Daten über der Ostsee viel höher. Die DWD-Daten, die keine Messdaten sondern Modelldaten sind, erscheinen unrealistisch niedrig. Dieser Vergleich zeigt jedoch, wie unsicher die Bestimmung der Verdunstung über Land ist.

Es lässt sich so mit großer Sicherheit sagen, dass Fehler in der Verdunstung hauptsächlich aus den Landwerten stammen, die Größe dieser Fehler aber ungewiss ist.

Damit wurde gezeigt, dass in allen Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung - zumindest lokal - große Fehler auftreten. Man kann den Fehler nicht auf eine Komponente beschränken. Somit erscheint es, zumindest im Ostseeraum, bei den NCEP/NCAR-Reanalysedaten auch nicht sinnvoll, eine Komponente als Resultierende der anderen zu berechnen.

7 Wasserdampfaushalt

Nachdem in den vorangegangenen Kapiteln die einzelnen Komponenten der Wasserdampfaushaltsgleichung getrennt betrachtet wurden, werden sie in diesem Kapitel zur Wasserdampfbilanz zusammengefasst. Da kein Term als Residuum aus den anderen bestimmt wurde, kann es zu Abweichungen von einer geschlossenen Bilanz kommen. Diese Abweichungen sind ein Maß für die Güte der NCEP-Daten.

7.1 Wasserdampfbilanz NCEP/NCAR

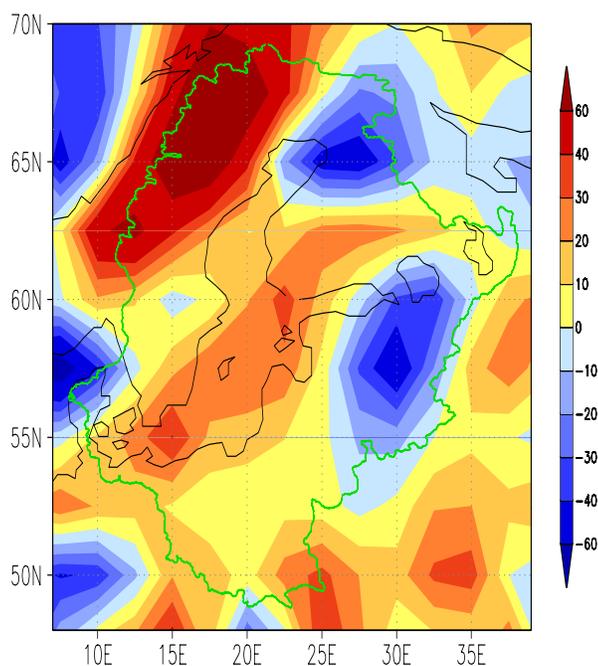


Abbildung 7.1: Wasserdampfbilanz ($E - P - \nabla \cdot \mathbf{Q}$) aus NCEP/NCAR-Daten in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000

In der von 1948 bis 2000 gemittelte Wasserdampfbilanz der NCEP/NCAR-Daten wird $E - P - \nabla \cdot \mathbf{Q}$ dargestellt (Abb.7.1). Der Term dW/dt ist über diesen Zeitraum gemittelt sehr klein und wird deswegen vernachlässigt. Positive Werte bedeuten eine Zunahme und negative eine Abnahme an Wasserdampf. Würden die NCEP-Daten die Wasserdampfbilanz schließen, so müsste $E - P - \nabla \cdot \mathbf{Q}$ an jeder Stelle den Wert null annehmen. Offensichtlich ist dies jedoch nicht der Fall. Im größten Teil des BALTEX-Gebietes ist die Wasserdampfbilanz positiv, d.h es kommt zu einem Gewinn an Wasserdampf. Besonders groß ist dieser Gewinn mit z.T. über 60

mm/Monat im Nordwesten des Gebietes und entlang des skandinavischen Gebirges sowie direkt östlich davon. Hier sind die Fehler in den NCEP-Daten also besonders groß. Auch über der Ostsee ist die Abweichung von einer geschlossenen Bilanz mit 20 bis 30 mm/Monat erheblich. In Nordfinnland und südlich des Ladogasees gibt es zwei Gebiete mit ausgeprägten Minima. In diesen Regionen verliere die Atmosphäre bis zu 60 mm/Monat an Wasserdampf. Genau an den Stellen der beiden Minima wird der Niederschlag in den NCEP-Daten überschätzt (vergl. Kapitel 6.4.1) und gleichzeitig ist der Wasserdampffluss zu divergent (Kapitel 5.4). Durch die Addition dieser Fehler entstehen in diesen beiden Gebieten so auffällige Abweichungen von einer geschlossenen Bilanz.

Der große Fehler in den NCEP-Daten im Nordwesten lässt sich teilweise durch zu geringen Niederschlag in den NCEP-Daten und einem zu konvergentem Wasserdampffluss erklären. Allerdings sind die Korrekturen in diesen beiden Termen noch nicht ausreichend, um die Wasserdampfbilanz in diesem Gebiet zu schließen (s. Kapitel 7.2). Über der Ostsee ist hauptsächlich der zu geringe Niederschlag in den NCEP-Daten für die nicht geschlossene Wasserdampfbilanz verantwortlich.

Im Jahresmittel gibt es also zumindest lokal betrachtet sehr große Fehler in den Daten der NCEP/NCAR-Reanalysen.

Auch in den saisonalen Wasserdampfbilanzen (Abb. 7.2), in die zusätzlich der Term dW/dt eingeht, sind die Bilanzen nicht geschlossen. Die drei Gebiete mit den größten Abweichungen von einer geschlossenen Bilanz, die man im Jahresmittel sieht, sind auch in den Jahreszeiten gut zu erkennen. Zusätzlich zeigen die Daten im Winter und Herbst einen starken Gewinn an Wasserdampf über der südlichen und zentralen Ostsee. Dieses fällt mit der starken Verdunstung und geringem Niederschlag in diesem Gebiet zu dieser Zeit zusammen.

Im Frühling ist die Wasserdampfbilanz mit Ausnahme der Regionen in Nordfinnland und beim Ladogasee positiv, wobei es neben dem Maximum im Nordwesten noch eines in Südfinnland und den baltischen Staaten gibt. Im Sommer erstrecken sich positive Werte dagegen nur von NW-Schweden bis SO-Schweden und SW-Finnland. Insbesondere im Süden und Südosten der BALTEX-Region ist die Bilanz negativ. In diesem Gebiet fällt nach den NCEP-Daten sehr viel Niederschlag, so dass der Term $E - P$ für die negativen Abweichungen verantwortlich sein könnte.

Mittelt man die Komponenten der Haushaltsgleichung räumlich über das BALTEX-Gebiet, so sind die Abweichungen von einer geschlossenen Bilanz deutlich geringer, aber immer noch recht groß. Tabelle 7.1 zeigt die räumlich gemittelte Wasserdampfbilanz im Überblick, wobei $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ als Mittelwert aus den für das BALTEX-Gebiet berechneten Divergenzen gewonnen wurde. Im Jahresmittel ist dW/dt wie erwartet vernachlässigbar, so dass die Differenz aus Verdunstung und Niederschlag durch die Divergenz des Wasserdampfes kompensiert werden muss. Den NCEP-Daten zu-

folge wird Wasserdampf gewonnen. $E - P$ ist mit -139.8 mm/Jahr betraglich deutlich niedriger als $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ mit -247.2 mm/Monat. Es fallen also etwa 108 mm/Jahr weniger an Wasserdampf als Niederschlag aus, als durch Verdunstung und konvergenten Fluss hinzukommt.

Betrachtet man die saisonalen, räumlich gemittelten Bilanzen, so sind besonders im Frühling und Herbst größere Abweichungen von einer geschlossenen Bilanz zu erkennen. Im Frühling ist der Wasserdampftransport noch stark konvergent, während die Verdunstung bereits größer als der Niederschlag ist. Auch im Herbst und Winter ist

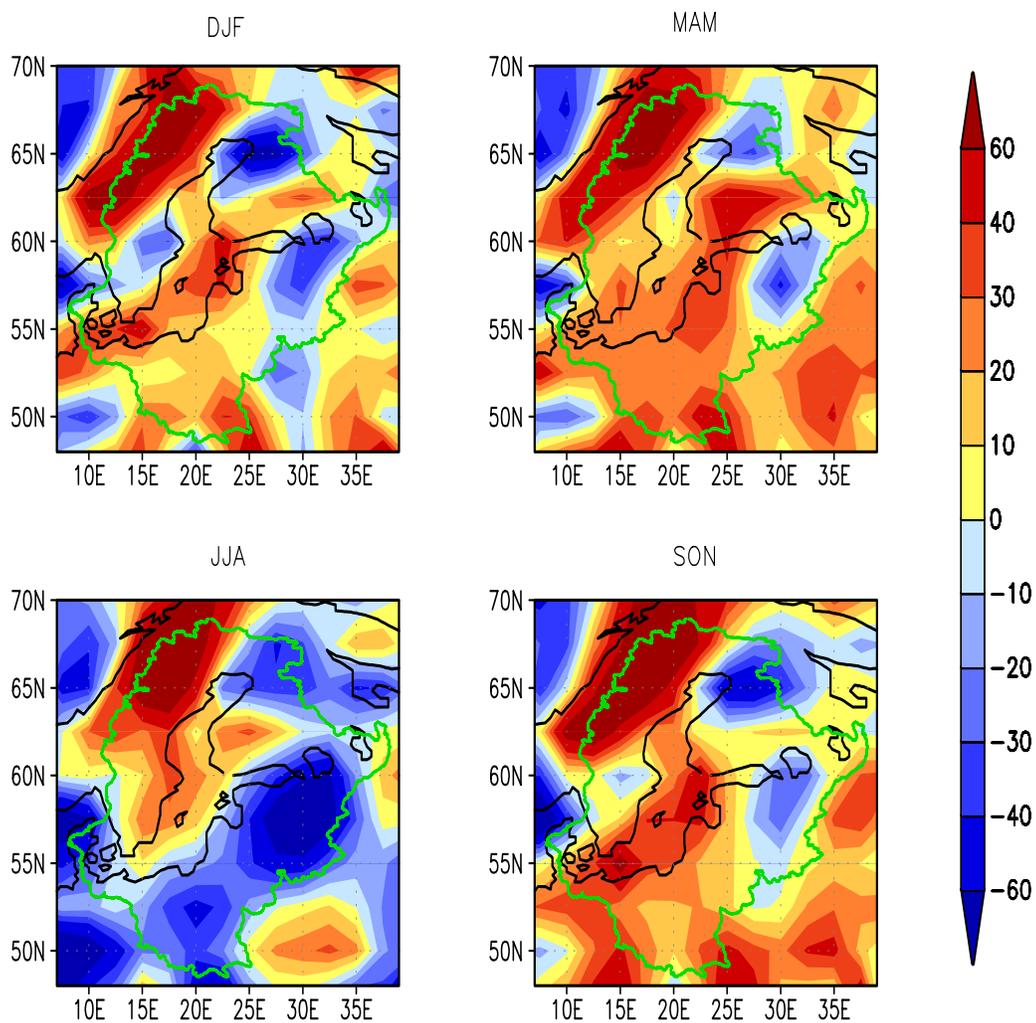


Abbildung 7.2: Saisonale Wasserdampfbilanz ($E - P - \nabla \cdot \mathbf{Q} - dW/dt$) aus NCEP/NCAR-Daten in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000

	P	E	E - P	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	dW/dt	Bilanz
DJF [mm/Monat]	42.84	18.05	-24.79	-32.97	-1.02	9.20
MAM [mm/Monat]	51.27	54.53	3.26	-18.98	2.46	19.78
JJA [mm/Monat]	94.20	88.72	-5.48	-0.48	2.45	-7.45
SON [mm/Monat]	54.76	34.71	-20.05	-30.41	-3.96	14.32
Jahr [mm/Jahr]	730.4	590.6	-139.8	-247.2	-0.2	107.6

Tabelle 7.1: *Wasserdampfbilanz aus den NCEP/NCAR-Daten über den Zeitraum von 1948 bis 2000*

$\nabla \cdot \mathbf{Q}$ betragsmäßig deutlich größer als die Differenz aus Verdunstung und Niederschlag und es kommt so zu einer nicht geschlossenen Wasserdampfbilanz. Im Sommer sind die Abweichungen am geringsten, allerdings mit umgekehrten Vorzeichen. Hier ist der Wasserdampftransport fast divergenzlos, während der Niederschlag die Verdunstung überwiegt und es so zu einem Abbau des atmosphärischen Wasserdampfes kommt.

In Tabelle 7.2 wird $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ dagegen aus dem Nettotransport durch die BALTEX-Grenzen bestimmt. Ein Vergleich zwischen der mittleren Divergenz und den aus dem Nettofluss gewonnenen Werten zeigen eine recht gute Übereinstimmung. Allerdings sind die aus dem Nettofluss gewonnenen Werte in allen Jahreszeiten nicht ganz so konvergent wie die über dem BALTEX-Raum gemittelte Divergenz des totalen Wasserdampftransportes. Über das gesamte Jahr betrachtet summiert sich die Differenz auf ungefähr 30 mm. Damit ist die Wasserdampfbilanz, die man mit dem Nettofluss erhält, etwas besser geschlossen.

Betrachtet man die Quotienten aus der Konvergenz des Wasserdampftransportes und des Niederschlags $-\nabla \cdot \mathbf{Q}/P$ bzw. aus Verdunstung und Niederschlag E/P so lässt sich der äußere (Niederschlag durch konvergenten Wasserdampftransport) und der lokale Einfluss (Niederschlag durch Verdunstung bzw. Konvektion) auf den Niederschlag abschätzen. Tabelle 7.1 zeigt, dass der äussere Einfluss nur im Winter den lokalen Einfluss überwiegt, im Herbst noch knapp 50 % beträgt und im Frühling und besonders im Sommer sehr gering ist. Damit wäre der Frühjahrs- und vor allem der Sommerniederschlag hauptsächlich durch Konvektion hervorgerufen. Diese Berechnung berücksichtigt jedoch nicht den Fall, dass hineintransportierter Wasserdampf kondensiert und als Niederschlag ausfällt und durch Verdunstung entstandener Was-

	E - P	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	dW/dt	Bilanz
DJF [mm/Monat]	-24.79	-29.93	-1.02	6.16
MAM [mm/Monat]	3.26	-15.01	2.46	15.81
JJA [mm/Monat]	-5.48	0.98	2.45	-8.91
SON [mm/Monat]	-20.05	-28.67	-3.96	12.58
Jahr [mm/Jahr]	-139.8	-217.9	-0.2	78.3

Tabelle 7.2: *Wasserdampfbilanz, mit $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ aus dem Nettowasserdampftransport berechnet, der NCEP/NCAR-Daten von 1948 bis 2000*

serdampf wieder aus dem Gebiet hinaus transportiert wird, sondern setzt voraus, dass der gesamte hinaus transportierte Wasserdampf zuvor durch die Grenze hinein transportiert wurde. Bei mittleren Flussgeschwindigkeiten nach Osten in der Schicht von 1000 hPa bis 500 hPa, in der sich ein Großteil des Wasserdampfes befindet, von 2 m/s (1000 hPa) bis 10 m/s (500 hPa) bräuchte der Wasserdampf an der breitesten Stelle des BALTEX-Raumes zwei bis acht Tage, um das Gebiet zu durchqueren. Geht man nun von einer mittleren Aufenthaltsdauer des Wasserdampfes in der Atmosphäre von 10 Tagen aus, so wird klar, dass ein nicht unerheblicher Teil des hineingeflossenen Wasserdampfes als Niederschlag fällt. Fiele der gesamte hinein transportierte Wasserdampf als Niederschlag aus, so ergäben sich 89.3 mm/Monat.

7.2 Korrigierte Wasserdampfbilanz

Um zu überprüfen, wie sich die für die einzelnen Komponenten durchgeführten Fehlerabschätzungen auf die Bilanz auswirken, wird nun eine korrigierte Wasserdampfbilanz für die Jahre 1996 bis 1999, in denen die Niederschlagsdaten des BALTEX-Projektes vorliegen, berechnet (Abb. 7.3). Dazu werden von der Divergenz des totalen mittleren Wasserdampfstromes die durch die fehlerhafte Massenbilanz entstandenen Fehler abgezogen und für die NCEP-Niederschlagsdaten die BALTEX-Niederschlagsdaten eingesetzt. Die Verdunstung wird aus den NCEP-Daten übernommen, da keine sinnvolle Alternative vorhanden ist. Betrachtet man nun diese Bilanz, so ist sie tatsächlich erheblich besser geschlossen als zuvor. Vor allem im Bereich der Ostsee sind die Abweichungen nun ziemlich gering und liegen zwischen 10 und -10 mm/Monat. Grosse Abweichungen erkennt man immer noch in Mittel- und Nordwestschweden, also im Bereich der Skanden und direkt östlich davon. Gebiete

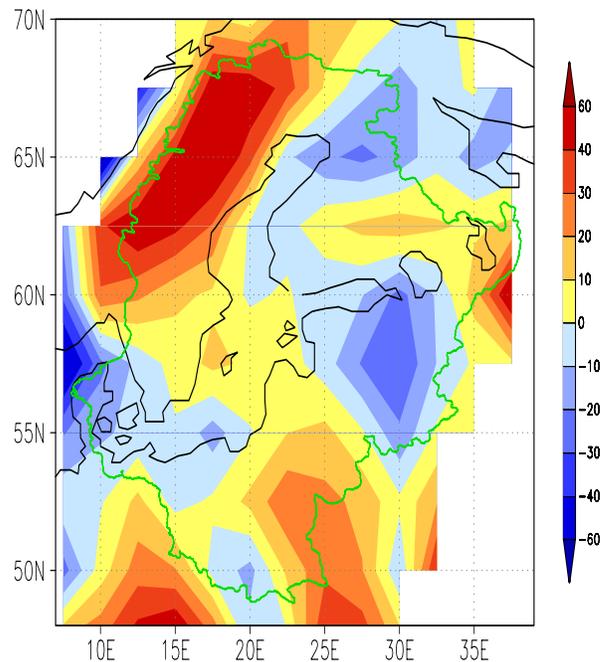


Abbildung 7.3: Korrigierte Wasserdampfbilanz in mm/Monat, gemittelt für die Jahre 1996 bis 1999

	E	P	E - P	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	Bilanz
NCEP [mm/Jahr]	559.2	672.2	-114.0	-245.0	131.0
$NCEP_{korrr}$ [mm/Jahr]	559.2	733.4	-175.2	-224.6	49.4

Tabelle 7.3: Wasserdampfbilanz der NCEP/NCAR-Daten und der korrigierten NCEP/NCAR-Daten von 1996 bis 1999

mit etwas größeren Fehlern befinden sich auch weiterhin in Nordfinland und südlich von St. Petersburg. Eine räumliche Mittelung über die Region ergibt jetzt nur noch eine jährlich Abweichung von 49.4 mm von einer geschlossenen Bilanz (Tabelle 7.3). Dabei ist zu bedenken, dass durch das skandinavische Gebirge offensichtlich noch größere Fehler verursacht werden und auch in den NCEP-Verdunstungsdaten über Land sicherlich Fehler enthalten sind.

7.3 Zusammenhang zwischen den Haushaltskomponenten

Nachdem in den vorangegangenen Kapiteln bereits gezeigt wurde, dass die NAO im Winter sowohl $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ als auch $E - P$ und W beeinflusst, dass diese Komponenten also über die NAO zusammenhängen, wird in diesem Kapitel der Zusammenhang zwischen den Wasserdampfhaushaltskomponenten für jeden einzelnen Monat untersucht. Ähnliches führten Zangvil und Kollegen (2001) für ein Gebiet in den Vereinigten Staaten in den Sommermonaten der Jahre 1975, 1976, 1978 und 1988 durch. Sie fanden für Monatsmittelwerte sehr hohe Korrelationen zwischen dem Niederschlag und der Differenz aus Verdunstung und Niederschlag (negativ korreliert), zwischen der Divergenz des Wasserdampfes und dem Niederschlag (negativ korreliert) und zwischen Divergenz des Wasserdampfes und Differenz aus Verdunstung und Niederschlag (positiv korreliert).

	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$ [mm/M]	E [mm/M]	P [mm/M]	E - P [mm/M]	dW/dt [mm/M]	W [kg/m ²]	Bilanz [mm/M]
J	-34.4	17.4	43.7	-26.3	-0.6	7.5	8.7
F	-29.5	18.6	35.0	-16.5	0.3	7.3	12.7
M	-25.6	34.0	39.7	-5.8	1.8	8.2	18.0
A	-20.5	52.5	48.6	3.9	3.3	10.7	21.1
M	-10.1	78.5	66.8	11.7	4.6	14.8	17.2
J	0.9	92.8	91.6	1.2	4.0	19.7	-3.7
J	0.2	95.5	104.0	-8.5	1.3	22.7	-10.0
A	-3.1	79.8	89.3	-9.5	-2.5	22.2	-3.9
S	-21.7	53.2	60.9	-7.7	-4.1	18.0	18.1
O	-33.8	32.5	52.9	-20.4	-3.8	14.0	17.2
N	-36.9	20.7	51.4	-30.7	-2.7	10.5	8.9
D	-35.2	17.2	48.5	-31.4	-1.6	8.5	5.3

Tabelle 7.4: *Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung über 53 Jahre und das BALTEX-Gebiet gemittelt in mm/Monat bzw. W in kg/m². Die Bilanz stellt $E - P - \nabla \cdot \mathbf{Q} - dW/dt$ dar.*

	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$ [mm/M]	E [mm/M]	P [mm/M]	E - P [mm/M]	dW/dt [mm/M]	W [kg/m ²]
J	18.54	3.53	11.06	10.38	0.67	1.02
F	15.68	3.92	11.30	10.55	0.58	1.20
M	14.64	5.64	10.25	9.85	0.79	1.11
A	13.88	4.23	14.59	14.76	0.88	1.21
M	19.27	4.91	16.93	13.32	0.99	1.50
J	16.72	5.82	22.16	17.53	0.96	1.74
J	22.96	7.64	30.57	23.82	1.07	1.67
A	23.20	6.56	24.62	19.21	1.17	1.46
S	15.98	5.70	17.75	13.75	0.85	1.77
O	18.85	4.75	13.75	11.55	1.04	1.46
N	16.25	3.50	12.19	11.96	0.87	1.39
D	14.29	4.01	12.01	11.14	0.94	1.16

Tabelle 7.5: *Standardabweichungen der räumlichen Monatsmittel von den Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung aus den Jahren 1948 - 2000*

Etwas schlechtere, aber immer noch zu 95 % signifikante, Korrelationen ergaben sich für Verdunstung und Niederschlag (positiv) und für Wasserdampfgehalt und Niederschlag (positiv), Wasserdampfgehalt und E - P (negativ) und Wasserdampfgehalt und Divergenz vom Wasserdampffluss (negativ).

Die Tabellen 7.4 und 7.5 zeigen die monatlichen Mittelwerte der Wasserdampfhaushaltskomponenten und ihre Standardabweichungen als Mittel der Jahre 1948 bis 2000 über das BALTEX-Gebiet gemittelt. Aus den monatlichen Mittelwerten erhält man einen etwas detaillierteren Überblick über den Jahresgang der einzelnen Komponenten als in Tabelle 7.1. Für alle Komponenten ist in der Standardabweichung eine Zunahme vom Winter zum Sommer hin zu erkennen. Besonders ausgeprägt ist diese Zunahme beim Niederschlag, der Verdunstung und der Differenz aus Verdunstung und Niederschlag. Die Standardabweichung vom Niederschlag nimmt von 11 mm/Monat im Winter auf 30 mm/Monat im Juli zu. Ebenso verdoppelt sich die Standardabweichung der Verdunstung von 3.5 auf über 7 mm/Monat und die von E - P steigt von 10.4 auf 23.8 mm/Monat.

	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	E	P	E - P	W	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	E	P	E - P	W
$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	1	-0.30	-0.55	0.48	-0.65	1	-0.43	-0.61	0.49	-0.68
E		1	0.35	0.03*	-0.04*		1	0.36	-0.01*	0.04*
P			1	-0.95	0.49			1	-0.94	0.65
E - P				1	-0.53				1	-0.68
W					1					1

Tabelle 7.6: Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für Januar (links) und für Februar (rechts) von 1948 bis 2000. Kennzeichnung mit '*' bedeutet, dass die Korrelation nicht zu 95 % signifikant ist.

Aus den Mittelwerten und den Standardabweichungen werden für jeden Monat normierte Anomalien der Wasserdampfhaushaltskomponenten gebildet. Diese normierten Anomalien werden für jeden Monat im Jahr miteinander korreliert. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 7.6 bis 7.11 dargestellt. Der Korrelationskoeffizient zwischen der Änderung des Wasserdampfgehalts und den übrigen Komponenten ist zu allen Zeiten klein und nicht signifikant. Aus diesem Grund ist diese Korrelation in den Tabellen auch nicht mit aufgeführt. Alle Korrelationen werden über 53 Zeitschritte, nämlich die 53 Jahre, durchgeführt. Man kann davon ausgehen, dass die Werte der Komponenten von zwei Monaten in aufeinander folgenden Jahren voneinander unabhängig sind, so dass sich insgesamt 53 Freiheitsgrade ergeben. Mit dieser Annahme ergibt sich für das 95 %-Signifikanz-Niveau ein Korrelationskoeffizient von $r = 0.28$. Für 99 %-Signifikanz muss der Koeffizient 0.36 betragen.

Die Divergenz des Wasserdampfes ($\nabla \cdot \mathbf{Q}$) ist mit allen anderen Komponenten in fast allen Monaten signifikant korreliert. Am höchsten ist die Korrelation mit dem Niederschlag. Der Korrelationskoeffizient liegt zwischen -0.4 im September und -0.69 im Juli. Die Verdunstung ist ebenfalls negativ mit $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ korreliert, allerdings ist die Korrelation von Oktober bis Dezember und im April nicht signifikant. Die größte Korrelation ist auch hier im Sommer mit bis zu -0.64 im August zu finden. Der Korrelationskoeffizient von $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ und E - P schwankt zwischen 0.29 im März und 0.7 im Dezember und ist somit zwar fast immer zu 99 % signifikant, aber bedenkt man, dass $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ und E - P die Wasserbilanz fast alleine schliessen sollten, doch relativ niedrig. Mit dem Wasserdampfgehalt ist $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ negativ korreliert. Im August und September ist die Korrelation am schlechtesten mit $r = -0.15$ und $r = -0.38$, im Juli mit einem Koeffizienten von $r = -0.69$ am besten.

	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	E	P	E - P	W	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	E	P	E - P	W
$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	1	-0.52	-0.57	0.29	-0.57	1	-0.13*	-0.56	0.52	-0.56
E		1	0.34	0.21*	0.23*		1	0.11*	0.18*	-0.10*
P			1	-0.84	0.46			1	-0.96	0.54
E - P				1	-0.34				1	-0.57
W					1					1

Tabelle 7.7: Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für März (links) und für April (rechts) von 1948 bis 2000. Kennzeichnung mit '*' bedeutet, dass die Korrelation nicht zu 95 % signifikant ist

	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	E	P	E - P	W	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	E	P	E - P	W
$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	1	-0.43	-0.56	0.56	-0.65	1	-0.55	-0.65	0.64	-0.45
E		1	0.80	-0.65	0.44		1	0.84	-0.73	0.40
P			1	-0.98	0.55			1	-0.98	0.50
E - P				1	-0.53				1	-0.50
W					1					1

Tabelle 7.8: Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für den Mai (links) und den Juni (rechts) von 1948 bis 2000. Kennzeichnung mit '*' bedeutet, dass die Korrelation nicht zu 95 % signifikant ist

Einen großen Zusammenhang hat die Verdunstung mit dem Niederschlag von Mai bis Oktober. E und P sind in dieser Zeit mit Werten von $r = 0.60$ im Oktober und $r = 0.91$ im Juli stark positiv korreliert. D.h., hohe Verdunstung hängt im Sommer mit hohem Niederschlag zusammen. Bei starker Sonneneinstrahlung kommt es über Landmassen zu hoher Verdunstung und starker Konvektion, die Niederschläge hervorruft. Zwischen November und April ist diese Korrelation mit Werten von 0.11 bis 0.36 deutlich schwächer. In diesem Zeitraum ist die Konvektion für den Niederschlag nicht so bedeutend, es wird hauptsächlich Feuchte advehiert. Ebenso wie mit dem Niederschlag ist E auch mit E - P besonders im Sommer stark negativ korreliert,

	$\nabla \cdot Q$	E	P	E - P	W	$\nabla \cdot Q$	E	P	E - P	W
$\nabla \cdot Q$	1	-0.64	-0.69	0.68	-0.69	1	-0.42	-0.52	0.52	-0.15*
E		1	0.91	-0.85	0.46		1	0.87	-0.77	-0.01*
P			1	-0.99	0.53			1	-0.99	0.19*
E - P				1	-0.54				1	-0.24*
W					1					1

Tabelle 7.9: Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für den Juli (links) und August (rechts) von 1948 bis 2000. Kennzeichnung mit '*' bedeutet, dass die Korrelation nicht zu 95 % signifikant ist

	$\nabla \cdot Q$	E	P	E - P	W	$\nabla \cdot Q$	E	P	E - P	W
$\nabla \cdot Q$	1	-0.37	-0.40	0.36	-0.38	1	-0.11*	-0.34	0.37	-0.43
E		1	0.78	-0.60	-0.21*		1	0.60	-0.30	-0.33
P			1	-0.97	0.14*			1	-0.94	0.06*
E - P				1	-0.27*				1	-0.21*
W					1					1

Tabelle 7.10: Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für September (links) und Oktober (rechts) von 1948 bis 2000. Kennzeichnung mit '*' bedeutet, dass die Korrelation nicht zu 95 % signifikant ist

während die Korrelation im Winter fast null ist. Auch der Zusammenhang mit dem Wasserdampfgehalt ist von Januar bis April gering. Von Mai bis Juli gibt es eine signifikante, positive Korrelation, bevor im August und September das Vorzeichen wechselt und E mit W von Oktober bis Dezember signifikant negativ korreliert ist. In dieser Zeit ist die Verdunstung über dem Meer negativ mit dem Wasserdampfgehalt korreliert (Abb. 7.4), da die Luft bei hohem Wasserdampfgehalt feuchter ist und so bis zur Sättigung weniger Wasserdampf als bei trockener Luft aufgenommen werden kann. Da gleichzeitig die Verdunstung über Land sehr gering ist und schlecht mit dem Wasserdampfgehalt korreliert ist, korreliert auch das räumliche Mittel der

	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	E	P	E - P	W	$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	E	P	E - P	W
$\nabla \cdot \mathbf{Q}$	1	-0.07*	-0.61	0.60	-0.49	1	-0.07*	-0.67	0.70	-0.48
E		1	0.21*	0.08*	-0.47		1	0.37	-0.04*	-0.44
P			1	-0.96	0.41			1	-0.94	0.27*
E - P				1	-0.56				1	-0.44
W					1					1

Tabelle 7.11: Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für November (links) und Dezember (rechts) von 1948 bis 2000. Kennzeichnung mit '*' bedeutet, dass die Korrelation nicht zu 95 % signifikant ist

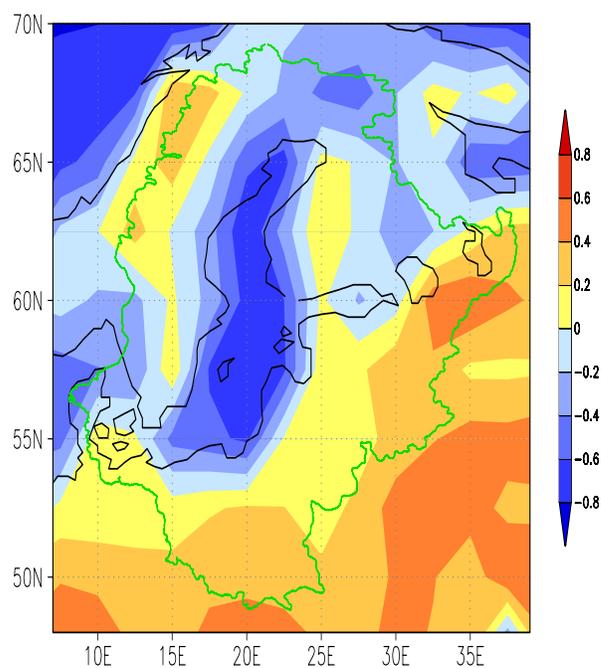


Abbildung 7.4: Korrelationskoeffizient von der Verdunstung und dem Wasserdampfgehalt für die Dreimonatsmittel von Oktober bis Dezember von 1948 bis 2000

Verdunstung mit dem Wasserdampfgehalt negativ.

Die normierten Niederschlagsanomalien haben auf die Variation von E - P offensichtlich sehr großen Einfluss. Die Korrelation ist das gesamte Jahr mit Korrelati-

onskoeffizienten von $r = -0.84$ im März und -0.99 im Juli und August sehr hoch. Der Niederschlag ist auch mit W von Januar bis Juli signifikant verbunden ($r = 0.46$ bis $r = 0.65$). In den anderen Monaten (mit Ausnahme des Novembers) ist keine Signifikanz zu erkennen. $E - P$ ist mit W ähnlich verknüpft, jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen. Insgesamt ist erkennbar, dass der Zusammenhang zwischen den einzelnen Komponenten in der Zeit von Mai bis Juli besonders groß ist. In diesem Zeitraum scheint der äußere Einfluss auf das BALTEX-Gebiet am kleinsten und dementsprechend die lokalen Prozesse von größerer Bedeutung zu sein. Das bestätigt die Ergebnisse aus Kapitel 7.1, nachdem der Niederschlag im Sommer überwiegend durch die Verdunstung und damit durch konvektive Prozesse hervorgerufen wird.

8 Schlussfolgerungen

In dieser Arbeit wurde der Wasserdampfhaushalt über dem BALTEX-Gebiet untersucht. Die Ergebnisse aus dem 53-jährigen Zeitraum der NCEP-Reanalysen bestätigen diejenigen aus früheren Jahren, die - über kürzere Perioden - bestimmten, dass der Wasserdampffluss über dem BALTEX-Raum konvergent ist. Dabei ist die Konvergenz in den NCEP-Daten noch etwas größer als die in den früheren Studien, z.B. der Helsinki Kommission (1986), Heise (1996) sowie Omstedt und Rutgersson (2000). Beim totalen Wasserdampffluss überwiegt die zonale Komponente die meridionale deutlich. Der größte Fluss in das BALTEX-Gebiet hinein wurde im Südwesten über Dänemark, Norddeutschland und Polen festgestellt, während die größten Ausflüsse im Osten stattfinden. Diese sind jedoch kleiner als die Flüsse durch die Westgrenze, so dass die Abschwächung des zonalen Flusses nach Osten für die Konvergenz des Wasserdampfes zu etwa der Hälfte verantwortlich ist. Der Transport durch die Nord- und die Südgrenze ist verhältnismäßig klein. Allerdings wird im Norden etwas mehr Wasserdampf hinaus- als im Süden hineintransportiert.

Bei der Aufspaltung des totalen mittleren Flusses in seine Komponenten wurde festgestellt, dass der Eddy-Fluss, wie auch bereits in anderen Studien (z.B. Schröder (2001)) gezeigt, sehr viel kleiner als der mittlere Wasserdampffluss ist und aus südlichen Richtungen kommt, während der mittlere Fluss fast völlig zonal ist. Obwohl der Eddy-Fluss recht klein ist, trägt er etwa die Hälfte zur Konvergenz des Wasserdampfes bei und ist somit für die BALTEX-Region trotz seines geringen Betrags von großer Bedeutung.

Der Niederschlag ist im Mittel größer als die Verdunstung, wobei nach den NCEP-Daten direkt über der Ostsee die Verdunstung den Niederschlag leicht übertrifft. Dies steht im Gegensatz zu allen bisherigen Veröffentlichungen und liegt daran, dass die NCEP-Niederschlagswerte über der Ostsee geringer als in den bisherigen Studien sind, während die Verdunstungswerte über der Ostsee kaum Abweichungen zeigen.

Eine Betrachtung der Variabilität der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung zeigte, dass die NAO im Winter auf alle Komponenten, mit Ausnahme der zeitlichen Änderung des Wasserdampfgehalts, einen deutlichen Einfluss hat. Es wurde auch klar, dass vor allem im Winter, aber auch im Frühling und Herbst, der Wasserdampffluss besonders dann konvergent ist, wenn der totale Fluss sehr groß ist und zwar sowohl durch die West- als auch durch die Ostgrenze. Im Sommer ließ sich ein solcher Zusammenhang nicht erkennen. Von Mai bis Juli war die Korrelation zwischen den Haushaltskomponenten sehr gut. Besonders die hohe positive Korrelation zwischen Verdunstung und Niederschlag, die in den übrigen Monaten

sehr viel schlechter ist, fällt auf. Des Weiteren ist der äußere Einfluss auf den Niederschlag durch konvergenten Wasserdampffluss im Sommer sehr gering. Aus diesen Ergebnissen ließ sich schließen, dass der BALTEX-Raum vor allem im Winter von äußeren Einflüssen bestimmt wird, während im Sommer lokale Prozesse überwiegen.

Betrachtet man die Wasserdampfbilanz, wie sie sich aus den NCEP-Daten ergibt, so zeigen sich große lokale Fehler. Die über den Raum gemittelte Bilanz ist zwar deutlich besser geschlossen, verzeichnet aber immer noch eine Schließungslücke von ca. 100 mm/Jahr. Somit sind die NCEP/NCAR-Reanalysen zu Wasserhaushaltsberechnungen für kleine Gebiete nicht zu empfehlen, während man für einen großen Raum akzeptable Ergebnisse erhält. Allerdings ist auch hier die Wasserdampfbilanz nicht geschlossen. Für größere Gebiete sind die NCEP-Daten zur Betrachtung von längeren Zeiträumen und den Variationen der verschiedenen Komponenten in diesen Zeiträumen dennoch sehr nützlich.

Eine Fehleruntersuchung der einzelnen Komponenten führte zu dem Ergebnis, dass in allen Komponenten Fehler sind, so dass es zumindest für den BALTEX-Raum nicht sinnvoll erscheint, eine Komponente als Residuum der anderen zu berechnen. Dabei wurden weiter die Ergebnisse von Mo und Higgins (1996) und Mo und Rasmussen (1996) bestätigt, wonach die Divergenz insbesondere über gebirgigem Gelände große Fehler aufweist. Der Niederschlag ist besonders über der Ostsee zu gering und zeigt über Land einige, in der Realität offensichtlich nicht vorhandene, Maxima.

Korrekturen in der Divergenz des Wasserdampfes durch Schließung der Massenbilanz und Benutzung von Beobachtungsdaten des Niederschlags führten zu einer, auch lokal, erheblich besser geschlossenen Wasserdampfbilanz.

Es wurde insgesamt deutlich, dass in Zukunft drei Punkten besondere Aufmerksamkeit gelten sollte:

1. Verbesserung der Verdunstungsdaten über Land.
2. Genauere Bestimmung des Niederschlags über der Ostsee
3. Eine detaillierte Untersuchung der Divergenz des Wasserdampfes über dem Gebirge.

Abkürzungen

BALTEX	Baltic Experiment
DJF	Dezember, Januar, Februar
EOF	Empirical Orthogonal Function
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
HELCOM	Helsinki Commission
JJA	Juni, Juli, August
MAM	März, April, Mai
NAO	North Atlantic Oscillation
NCEP	National Center for Environment Prediction
NCAR	National Center for Atmospheric Research
PC	Principal Component
PIDCAP	Pilot study for Intensive Data Collection and Analysis of Precipitation
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute
SON	September, Oktober, November

E	Verdunstung am Boden
L_v	Verdunstungswärme
P	Niederschlag
Q	Wasserdampffluss
Q_L	latenter Wärmefluss
W	Wasserdampfgehalt
c	Kondensationsrate
e	Verdunstungsrate
g	Erdbeschleunigung
p	Druck
p_u	Druck an der Atmosphärenoberkante
p_s	Bodendruck
q	spezifische Feuchte
\mathbf{v}_h	horizontaler Windvektor
ω	vertikale Windkomponente

Abbildungsverzeichnis

2.1	Wintermittel (DJF) des NAO-Indexes von Hurrell	8
3.1	Wasserdampfgehalt in kg/m^2 für das BALTEX-Gebiet, gemittelt von 1948 - 2000. Die durchgezogene grüne Linie kennzeichnet die Grenze des BALTEX-Gebiets	12
3.2	Mittlerer Wasserdampfgehalt der einzelnen Jahreszeiten in kg/m^2	14
3.3	West-Ost-Schnitte durch den BALTEX-Raum vom Wasserdampfgehalt im Winter (DJF), gemittelt von 1948 bis 2000. Die blauen Linien markieren die Ränder der Ostsee	15
3.4	West-Ost-Schnitte durch den BALTEX-Raum vom Wasserdampfgehalt im Sommer (JJA), gemittelt von 1948 bis 2000. Die blauen Linien markieren die Ränder der Ostsee	16
3.5	2m - Jahres-Temperatur in $^{\circ}C$, gemittelt von 1948 bis 2000	17
3.6	Korrelationskoeffizient von 2m - Lufttemp. und Wasserdampfgehalt	17
3.7	1. EOF mit 1. Principal Component des Wasserdampfgehalts für DJF-Mittel (links) und JJA-Mittel (rechts).	19
3.8	2. EOF mit 2. Principal Component des Wasserdampfgehalts für DJF-Mittel (links) und JJA-Mittel (rechts).	20
3.9	Saisonale Änderung des Wasserdampfgehalts in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000	22
4.1	Totaler mittlerer Wasserdampffluss in $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$, gemittelt von 1948 bis 2000. Die Pfeile sind Vektoren der Flüsse und die Linien geben die Beträge der Flüsse an.	23
4.2	Mittlerer Wasserdampffluss (links) und turbulenter Wasserdampffluss (rechts) in $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$, gemittelt von 1948 bis 2000	24
4.3	Saisonal, totaler mittlerer Wasserdampffluss in $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$	25
4.4	Saisonal, turbulenter Wasserdampffluss in $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$	26
4.5	1. EOF und Principal Component des zonalen und meridionalen Wasserdampfflusses im Winter	28
4.6	1. EOF und Principal Component des zonalen und meridionalen Wasserdampfflusses im Sommer	29
4.7	Korrelationskoeffizient zwischen dem Sommermittel des zonalen Wasserdampfflusses und dem Wasserdampfgehalt (links) und dem Sommermittel des meridionalen Wasserdampfflusses und dem Wasserdampfgehalt (rechts)	30
5.1	Divergenz des totalen mittleren Wasserdampfflusses in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000	32
5.2	Divergenz des mittleren Wasserdampfflusses (links) und des Eddy-Flusses (rechts) in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000	33

5.3	Saisonale Divergenz des totalen Wasserdampfflusses in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000	35
5.4	Saisonale Divergenz des mittleren Wasserdampfflusses in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000	36
5.5	Saisonale Divergenz des Eddy-Wasserdampfflusses in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000	37
5.6	1. PC der Divergenz des Wasserdampfflusses von 1948 bis 2000 für die einzelnen Jahreszeiten	38
5.7	1. EOF der Divergenz des Wasserdampfflusses für die einzelnen Jahreszeiten	39
5.8	Totaler mittlerer Wasserdampftransport senkrecht zu den Grenzen, gemittelt von 1948 bis 2000. Der Referenzpfeil gibt einen Transport von $100 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ an.	41
5.9	Saisonaler, totaler mittlerer Wasserdampftransport senkrecht zu den Grenzen, gemittelt von 1948 bis 2000. Der Referenzpfeil gibt einen Transport von $100 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ an.	42
5.10	Oben: Wasserdampftransport in 10^6 kg/s in das BALTEX-Gebiet hinein (schwarz) und aus dem BALTEX-Gebiet hinaus (grün). Unten: Nettowasserdampftransport in 10^6 kg/s in das BALTEX-Gebiet.	43
5.11	Für jede Jahreszeit: Oben: Saisonaler Wasserdampftransport in 10^6 kg/s in das BALTEX-Gebiet hinein (schwarz) und aus dem BALTEX-Gebiet hinaus (grün). Unten: Nettowasserdampftransport in das BALTEX-Gebiet.	45
5.12	Mittel der Divergenz des Massenflusses von 1948 bis 2000 in $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	47
5.13	Links: mittlerer Advektionsterm der Divergenz des Wasserdampfflusses in mm/Monat; rechts: mittlerer Massendivergenzterm des Wasserdampfflusses in mm/Monat	48
5.14	Divergenz des horizontalen Massenflusses in sechs verschiedenen Druckintervallen in $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, gemittelt von 1948 bis 2000	49
5.15	Divergenz des vertikalen Massenflusses in sechs verschiedenen Druckintervallen in $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, gemittelt von 1948 bis 2000	50
5.16	Divergenz des gesamten Massenflusses in sechs verschiedenen Druckintervallen in $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, gemittelt von 1948 bis 2000	51
5.17	Fehler in der Divergenz des Wasserdampfflusses in mm/Monat hervorgerufen durch die fehlerhafte Massenbilanz	52
5.18	Nettotransport des jährlich gemittelten Massenflusses in das BALTEX-Gebiet in 10^9 kg/s	54
5.19	Fehler im Nettowasserdampftransport in das BALTEX-Gebiet in 10^6 kg/s	55

6.1	Mittlerer Niederschlag (links) und mittlere Verdunstung (rechts) in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000	56
6.2	Mittlerer, saisonaler Niederschlag in mm/Monat	57
6.3	Mittlere, saisonale Verdunstung in mm/Monat	58
6.4	Mittlere Differenz aus Verdunstung und Niederschlag in mm/Monat .	60
6.5	Mittlere, saisonale Differenz aus Verdunstung und Niederschlag in mm/Monat	61
6.6	1. EOF der saisonalen Differenz aus Verdunstung und Niederschlag .	62
6.7	1. PC der saisonalen Differenz aus Verdunstung und Niederschlag . .	63
6.8	Mittel von 1948 bis 2000 des Niederschlags der NCEP-Daten und Synop-Daten der Universität Trier (gemittelt von 1931 bis 1960) in mm/Monat	65
6.9	Mittel von 1996 bis 1999 des Niederschlags der NCEP-Daten (links) und Synop-Daten aus dem BALTEX-Programm (rechts) in mm/Monat	66
7.1	Wasserdampfbilanz ($E - P - \nabla \cdot \mathbf{Q}$) aus NCEP/NCAR-Daten in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000	71
7.2	Saisonale Wasserdampfbilanz ($E - P - \nabla \cdot \mathbf{Q} - dW/dt$) aus NCEP/NCAR-Daten in mm/Monat, gemittelt von 1948 bis 2000	73
7.3	Korrigierte Wasserdampfbilanz in mm/Monat, gemittelt für die Jahre 1996 bis 1999	76
7.4	Korrelationskoeffizient von der Verdunstung und dem Wasserdampfgehalt für die Dreimonatsmittel von Oktober bis Dezember von 1948 bis 2000	82

Tabellenverzeichnis

6.1	Mittlerer Niederschlag im BALTEX-Gebiet von PIDCAP und NCEP von August bis November 1995	66
6.2	Mittlere Verdunstung über der gesamten Ostsee von Henning (1988) für die Jahre von 1862 bis 1976 berechnet	68
6.3	Mittlere Verdunstung der NCEP-NCAR-Daten über der Ostsee. Links: 10-Gitterbox-Ostsee, rechts: 3-Gitterbox-Ostsee	69
6.4	Mittlere Verdunstung über der Ostsee. Links: Werte aus verschiedenen Studien. Mitte: NCEP-Daten der 10-Gitterbox-Ostsee. Rechts: NCEP-Daten der 3-Gitterbox-Ostsee	69
6.5	Mittlere Verdunstung von 1993 und 1994 über dem Einzugsgebiet (E_E) und über der Ostsee (E_O). Links: Daten der Forschungsgruppe des Deutschen Wetterdienstes, rechts: NCEP-Daten	70
7.1	Wasserdampfbilanz aus den NCEP/NCAR-Daten über den Zeitraum von 1948 bis 2000	74
7.2	Wasserdampfbilanz, mit $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ aus dem Nettowasserdampftransport berechnet, der NCEP/NCAR-Daten von 1948 bis 2000	75
7.3	Wasserdampfbilanz der NCEP-Daten und der korrigierten NCEP-Daten von 1996 bis 1999	76
7.4	Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung über 53 Jahre und das BALTEX-Gebiet gemittelt	77
7.5	Standardabweichungen der räumlichen Monatsmittel von den Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung aus den Jahren 1948 - 2000	78
7.6	Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für Januar (links) und für Februar (rechts) von 1948 bis 2000	79
7.7	Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für März (links) und für April (rechts) von 1948 bis 2000	80
7.8	Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für den Mai (links) und den Juni (rechts) von 1948 bis 2000	80
7.9	Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für Juli (links) und August (rechts) von 1948 bis 2000	81
7.10	Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für September (links) und Oktober (rechts) von 1948 bis 2000	81

7.11 Korrelationskoeffizient der mit der Standardabweichung normierten Anomalien der Komponenten der Wasserdampfhaushaltsgleichung für November (links) und Dezember (rechts) von 1948 bis 2000	82
---	----

Literaturverzeichnis

Literatur

- Alestalo, M., 1983. The atmospheric water vapour budget over Europe. *In: Variations in the Global Water Budget, Reidel Publishing Company*, Seiten 67–80.
- BALTEX, 1994. Scientific Plan for the Baltic Sea Experiment. *GKSS, Geesthacht Research Center*.
- BALTEX, 1997. The Main BALTEX Experiment 1999 - 2001, Strategic Plan. *GKSS, Geesthacht Research Center*, 9.
- Boer, G. und Sargent, N., 1985. Vertically Integrated Budgets of Mass and Energy of the Globe. *J. Atmos. Sci.*, 42(15), 1592–1613.
- Brogmus, W., 1948. Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. *Kieler Meeresforschungen*, 9(1).
- Bumke, K., Karger, U., Hasse, L., und Niekamp, K., 1998. Evaporation over the Baltic Sea as an Example of a Semi-Enclosed Sea. *Contr. Atmos. Phys.*, 71(2), 249–261.
- Cadet, D. und Nnoli, N., 1987. Water vapour transport over Africa and the Atlantic Ocean during summer 1979. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 581–602.
- Chahine, M., 1992. The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, 359, 373–379.
- Cullather, R., Bromwich, D., und Serreze, M., 2000. The Atmospheric Cycle over the Arctic Basin from Reanalysis. Part I: Comparison with Observations and Previous Studies. *Amer. Meteor. Soc.*, 13, 923–937.
- Decosmo, J., Katsaros, J., Smith, S., Anderson, R., Oost, W., Bumke, K., und Chadwick, 1996. Air-Sea Exchange of Water Vapor and Sensible Heat: The Humidity Exchange Over Sea (HEXOS) Results. *J. Geophys. Res.*, 102(C9), 21 115–21 129.
- DWD, 1995. Water Balance of the Baltic. *Abt. Forschung*.
- Elgered, G., Carlsson, T., und Johansson, J., 1997. Water vapour content derived from GPS-data. *In: Progress report for NEWBALTIC covering the period 1.1.1996 - 31.12.1996, Ed: Bengtsson, L., Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg*, Seiten 79–85.

- Hacker, J., 1981. Der Massen- und Energiehaushalt der Nordhemisphäre. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, 27, 14–18.
- Hantel, M. und Haase, S., 1983. Mass Consistent Heat Budget of the Zonal Atmosphere. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, 29, 1–83.
- Heise, E., 1996. An investigation of water and energy budgets for the BALTEX region based on short-range numerical weather predictions. *Tellus*, 48 A, 693–707.
- HELCOM, 1986. Water balance of the Baltic Sea. *Baltic Sea Environment Proceedings no.16. Baltic Marine Environment Protection Commission -Helsinki Commission*.
- Henning, D., 1988. Evaporation, water and heat balance of the Baltic Sea. estimates of short- and long-term monthly totals. *Meteor. R.*, 41, 33–53.
- Hurrell, J., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269, 676–679.
- Isemer, H. und Hasse, L., 1987. The Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean: 2. Air-sea interactions. *Springer*, Seite 256 Seiten.
- Jung, T., 2000. *The North Atlantic Oscillation: Variability and Interactions with the North Atlantic Ocean and Arctic Sea Ice*. Doktorarbeit, Institut für Meereskunde Kiel, University of Kiel, Germany.
- 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., Ropelewski, C., Wang, J. and Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., und Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(3), 437–471.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollwn, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H. Jenne, R., und Fiorino, M., 2001. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82(2), 247–267.
- Kleppek, S., 2001. *Einfluss der NAO auf das Klima Europas anhand von Verteilungsfunktionen atmosphärischer Parameter*. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde Kiel, University of Kiel, Germany.
- Large, W. und Pond, S., 1981. Open ocean flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 324–336.

- Large, W. und Pond, S., 1982. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 446–482.
- Lindau, R. und Ruprecht, E., 2000. SSM/I-derived total water vapour content over the Baltic Sea compared to independent data. *Meteor. Z.*, 9(2), 117–123.
- Mo, K. und Higgins, R., 1996. Large-Scale Atmospheric Moisture Transport as Evaluated in the NCEP/NCAR and the NASA/DAO Reanalysis. *J. Climate*, 9, 1531–1545.
- Müller, M., 1996. *Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde*. Universität Trier, Forschungsstelle Bodenerosion Unterdorf.
- Okolowicz, W., 1977. The Climate of Poland, Czechoslovakia and Hungary. *World Survey of Climatology*, 6, 75–125.
- Omstedt, A., Meuller, L., und Nyberg, L., 1997. Interannual, Seasonal and Regional Variations of Precipitation and Evaporation over the Baltic Sea. *Ambio*, 26(8), 484–492.
- Omstedt, A. und Rutgersson, A., 2000. Closing the water and heat cycles of the Baltic Sea. *Tellus*, 9(1), 59–66.
- Palmen, E., 1963. Computation of the evaporation over the Baltic Sea from the flux of water vapor in the atmosphere. *Int. Assoc. of Scientific Hydrologie*, 62, 244–252.
- Palmen, E. und Söderman, D., 1966. Computation of the Evaporation from the Baltic Sea from the Flux of Water Vapor in the Atmosphere. *Geophysica*, Seiten 261–279.
- Peixoto, J. und Oort, A., 1983. The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. In: *Variations in the Global Water Budget*, Reidel Publishing Company, Seiten 5–66.
- Peixoto, J. und Oort, A., 1992. *Physics of Climate*. AIP Press.
- Randel, D., Vonder Haar, T., Ringerud, M., Stephens, G., Greenwald, T., und Combs, C., 1996. A New Global Water Vapor Dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(6), 1233–1246.
- Rasmusson, E., 1967. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America. Part I: Characteristics of the water vapor flux field. *Mon. Wea. Rev.*, 95(7), 403–426.

- Rasmusson, E., 1968. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America. Part II: Large-scale water balance investigations. *Mon. Wea. Rev.*, 96(10), 721–734.
- Rimbu, N., Le Treut, H., Janicot, S., Boroneant, C., und Laurent, C., 2001. Decadal precipitation variability over Europe and its relation with surface atmospheric circulation and sea surface temperature. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 315–329.
- Rubel, F., 1996. Pidcap: Quick look precipitation atlas. *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, 15.
- Rutgersson, A., Bumke, K., Clemens, M., Foltescu, V., Michelson, D., und Omstedt, A., 2000. Precipitation Estimates over the Baltic Sea: Present State of the Art. *Nordic Hydrology*, submitted.
- Schönwiese, C., 1988. *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Schröder, S., 2001. *Wasserdampftransport über dem Nordatlantik in Abhängigkeit von der Nordatlantischen Oszillation*. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde Kiel, University of Kiel, Germany.
- Simojoki, H., 1948. On the Evaporation from the Northern Baltic. *Geophysica*, 3, 123–126.
- Smirnov, V. und Moore, G., 1999. Spatial and Temporal Structure of Atmospheric Water Vapor Transport in the Mackenzie River Basin. *J. Climate*, 12, 681–696.
- Speth, P. und Skade, H., 1977. An investigation of the atmospheric heat and moisture balance in the Baltic Sea region Part I: Aerological climatology. *Meteor. R.*, 30, 72–91.
- Trenberth, K. und Guillemot, C., 1998. Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses. *Clim. Dyn.*, 14, 213–231.
- Trenberth, K. und Guillemot, C., 1995. Evaluation of the global atmospheric moisture budget as seen from analysis. *J. Climate*, 8, 2255–2272.
- Ubl, S., 2001. *Variabilität von Zykloneneigenschaften über dem Nordatlantik*. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde Kiel, University of Kiel, Germany.
- von Storch, H. und Zwiers, F. W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press.

Wilks, D., 1995. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press.

Zangvil, P., Portis, D., und Lamb, P., 2001. Investigation of the Large-Scale Atmospheric Moisture Field over the Midwestern United States in relation to Summer Precipitation. Part I: Relationships between Moisture Budget Components on Different Timescales. *J. Climate*, 14, 582–597.