

**Zyklonen im Europäischen Nordmeer und
Zusammenhänge mit der
nordatlantischen Tiefdruckzone**

Dissertation

**Zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im
Department Geowissenschaften der Universität Hamburg**

vorgelegt von

Annika Jahnke-Bornemann

**aus
Hamburg**

**Hamburg
2010**

**Als Dissertation angenommen vom Department Geowissenschaften der
Universität Hamburg**

**Auf Grund der Gutachten
von Prof. Dr. Burghard Brümmer
und Prof. Dr. Felix Ament**

Hamburg, den 15. Dezember 2009

**Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge
Leiter des Departments für Geowissenschaften**

Abstract

The North Atlantic weather and climate, especially the position of the dominant cyclone, has a strong influence on the weather situation in Europe. In the North Atlantic exist two regions with high cyclone activity, which affect the meridional heat fluxes directed to Europe. These centers of activity are located over the Irminger Sea near Iceland and over the Norwegian Sea near the Lofotes Islands. The centers are nearly at the position of a primary and secondary minimum in mean sea level pressure (SLP). The cyclone activity in the Lofotes region, the variability in time and space of the Lofotes pressure minimum and its connection to large scale circulation of the atmosphere are subject of this study.

This work focuses on meteorological phenomena with different timescales and spatial extensions. On the one hand these are single cyclones in the Lofotes region, that have lifetimes of up to two weeks. On the other hand this work focusses on different states of the North Atlantic low pressure zone and their connections to large scale northern hemisphere circulation patterns in monthly means of SLP. The mean SLP fields used for all analyses in this study are taken from the ERA-40 re-analysis data set and cover the time period 1957 - 2002. Two different methods for analysis of cyclones and cyclone tracks are used and compared to each other. Each method is following a different approach: the first is a partly manual method and the second a totally automated method. The comparison of the results of these methods in the context of this work shows a good agreement.

The characteristics of the Lofotes cyclones and their cyclone tracks are examined. The analysis of the Lofotes cyclone tracks shows that they often occur over the Atlantic and dissolve in the Arctic regions. Compared to summer, the number of Lofotes cyclones increases during winter months and its pressure decreases.

Furthermore a climate index is defined, describing the Iceland-Lofotes pressure difference (ILD) in the North Atlantic low pressure zone. Based on this ILD-index, a composite analysis of different meteorological parameters was performed and an ILD-pattern was identified. During winter, this pattern extends through the troposphere into the stratosphere. The connection between the different states of the North Atlantic low pressure zone, characterized by the ILD-index, and other meteorological parameters is shown. The ILD pressure pattern has an effect on air temperatures in the regions ranging from Northamerica to Siberia, on the arctic sea ice and the precipitation in the area of North Atlantic and Europe. The ILD-index

is until the year 1976 strongly correlated with the index of the North Atlantic oscillation (NAO), but nearly not correlated afterwards.

From the results of this work we get a better understanding of the atmospheric states of the North Atlantic low pressure zone, its variability with time and its connection to large scale atmospheric variations of the northern hemisphere.

Zusammenfassung

Das Wetter- und Klimageschehen im Nordatlantik hat großen Einfluss auf Europas Wetter. Besonders die Lage der steuernden Tiefs ist dabei von größtem Interesse. Es gibt im langjährigen Mittel des Luftdrucks im Nordatlantik zwei Regionen mit verstärkter Tiefdruckaktivität. Diese Tiefs haben einen wesentlichen Einfluss auf die meridionalen Wärme Flüsse nach Europa. Die beiden Aktivitätszentren befinden sich zum einen über der Irmingersee bei Island und zum anderen über der Norwegensee nahe den Lofoten-Inseln, wo sich auch ein primäres und sekundäres Minimum im langjährigen mittleren Luftdruckfeld auf Meeresniveau zeigen. Diese Arbeit untersucht die Zyklonenaktivität in der Lofotenregion, sowie die zeitliche und räumliche Variabilität des dortigen Luftdruckminimums und dessen Zusammenhänge mit der großskaligen atmosphärischen Zirkulation.

Es werden meteorologische Phänomene auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen betrachtet: Zum einen einzelne Zyklonen in der Lofotenregion, mit Lebensdauern von bis zu zwei Wochen, zum anderen die Zustände der nordatlantischen Tiefdruckrinne und deren Zusammenhänge mit großräumigen Mustern auf der Nordhalbkugel in monatlich gemittelten Luftdruckfeldern. Beiden Untersuchungen liegen Luftdruckfelder aus ERA-40 Reanalyse-Daten des ECMEF für den Zeitraum von 1957 bis 2002 zugrunde. Es werden zwei verschiedene Methoden zur Analyse der Zyklonen und Zyklonenzugbahnen verglichen, die eine Methode funktioniert vollautomatisch, die andere teilweise manuell. Der Vergleich der Ergebnisse dieser Methoden im Rahmen dieser Arbeit zeigt eine gute Übereinstimmung.

Charakteristische Eigenschaften und die zeitliche Entwicklung der Zyklonen in der Lofotenregion vor der Westküste Norwegens werden untersucht. Die Analyse der Zugbahnen dieser Lofotenzyklonen zeigt, dass sie oft über dem Atlantik entstehen und sich in den arktischen Regionen auflösen. In den Wintermonaten treten in der Lofotenregion mehr Zyklonen auf als im Sommer und zusätzlich haben sie im Winter einen niedrigeren Kerndruck als im Sommer.

Zur Analyse von großräumigen Zusammenhängen wird ein Klimaindex definiert und als Island-Lofoten-Druckdifferenz (ILD) bezeichnet. Der Index beschreibt die Luftdruckdifferenz innerhalb der nordatlantischen Tiefdruckrinne zwischen der Island- und Lofotenregion. Er wird für eine umfassende Kompositanalyse verschiedener meteorologischer Parameter genutzt.

Mithilfe des ILL-Index wird ein Island-Lofoten-Druckmuster identifiziert, das sich bis in die Stratosphäre erstreckt. Zusätzlich wird der Zusammenhang der Island-Lofoten-Druckschaukel mit weiteren meteorologischen Parametern untersucht. Das ILL-Druckmuster wirkt sich deutlich auf die Lufttemperatur im gesamten Gebiet von Nordamerika bis Sibirien, auf das arktische Meereis und auf den Niederschlag im nordatlantisch-europäischen Raum aus. Einen Zusammenhang des ILL-Index mit dem Index der nordatlantischen Oszillation (NAO) gibt es nicht durchgehend über den ganzen Zeitraum, sondern er konnte nur für die Periode 1957 bis 1976 hergestellt werden.

Aus den Ergebnissen dieser Arbeit folgt ein besseres Verständnis der atmosphärischen Zustände der nordatlantischen Tiefdruckrinne, deren Veränderlichkeiten auf verschiedenen Zeitskalen und deren Zusammenhängen mit großräumigen atmosphärischen Variationen der Nordhalbkugel.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Verwendete Daten	5
2.1	Klimadatensätze des ECMWF	5
2.1.1	Analysen des ECMWF	5
2.1.2	Reanalysen des ECMWF	6
2.2	Meereisdaten des NSIDC	8
2.3	Zyklonenanalysedaten	8
3	Verfahren der Zyklonendetektion und -verfolgung	9
3.1	Zyklonenverfolgung	9
3.1.1	Begriffsklärung Zyklone	12
3.1.2	Semi-automatische Zyklonenverfolgung	13
3.1.3	Automatische Zyklonenverfolgung	14
3.2	Vergleich der Ergebnisse der beiden Zyklonenanalyseverfahren	15
3.2.1	Vergleich der Anzahl der Detektionen und Zyklonen	15
3.2.2	Vergleich der mittleren Jahresgänge	17
3.2.3	Vergleich der Druckverteilung	17
3.2.4	Vergleich der Zugbahnen	19
3.2.5	Vergleich der räumlichen Verteilung der Detektionen	22
3.2.6	Abschließende Bewertung des Vergleichs	22
4	Zyklonen in der Lofotenregion	27
4.1	Einleitung zur Zyklonenstatistik	27
4.2	Definition des Lofotengebietes	28
4.3	Ergebnisse der Zyklonenstatistik im Lofotengebiet	29
4.3.1	Zyklonenhäufigkeit	30
4.3.2	Zyklonenzugbahnen	31
4.3.3	Zeitreihen der Lofotenzyklonen	36
4.3.4	Mittlere Jahresgänge der Lofotenzyklonen	41
4.3.5	Zuggeschwindigkeit	41
4.3.6	Alter und Lebensdauer	42
4.3.7	Kerndruck	44
5	Island-Lofoten-Druckdifferenz in der Nordatlantischen Tiefdruckrinne	53
5.1	Motivation	53
5.2	Telekonnektionen der Nordhemisphäre	53

5.3	Druckminima bei Island und Lofoten in der nordatlantischen Tiefdruckrinne	58
5.3.1	Lofoten- und Island-Fälle	61
5.3.2	Lofoten- und Island-Druckanomalien	62
5.4	Definition eines Klima-Index der Island-Lofoten-Druckdifferenz (ILD)	65
5.4.1	Lofoten- und Island-Fälle aus dem ILD-Index	69
5.4.2	Das ILD-Druckmuster	70
5.4.3	Sensitivitätsstudie zur Wahl der Referenzgebiete	71
5.4.4	Signifikanz des ILD-Musters	76
5.4.5	Erklärte Varianz	77
5.4.6	Höhenabhängigkeit des ILD-Musters	78
5.5	Erweiterung der ILD-Untersuchung auf das ganze Jahr	79
5.5.1	Jahresgang des ILD-Indexes	79
5.5.2	Ganzjährige ILD-Index-Zeitreihe	81
5.5.3	Korrelation der ILD-Zeitreihe mit dem Luftdruckfeld	82
5.5.4	ILD-Muster der Jahreszeiten	83
5.6	Auswirkung der ILD auf andere Atmosphären-Parameter	88
5.6.1	Lufttemperatur	88
5.6.2	Fühlbarer und latenter Wärmefluss	91
5.6.3	Niederschlag	94
5.7	ILD-Index und Meereis	94
5.7.1	Meereisbedeckung	94
5.7.2	Meereisdrift	97
5.8	ILD-Index und Lofoten-Zyklonen	99
5.9	Zusammenhänge der ILD mit Telekonnektionsmustern der Nordhemisphäre	100
5.9.1	Zusammenhang mit der NAO	101
5.9.2	Zusammenhang mit anderen Klimaindizes	103
6	Resümee	107
6.1	Zusammenfassung und Diskussion der Zyklonenstatistik	107
6.1.1	Ergebnisse	107
6.1.2	Diskussion	109
6.2	Zusammenfassung und Diskussion der Island-Lofoten-Druckdifferenz	111
6.2.1	Ergebnisse	111
6.2.2	Diskussion	113
6.3	Schlussfolgerungen und Ausblick	115
	Literaturverzeichnis	116
	Abkürzungen	127
	Danksagungen	129

Kapitel 1

Einleitung

„Tiefdruckgebiete und Klimasystem des Nordatlantiks“ war das Thema des Sonderforschungsbereichs (SFB) 512 an der Universität Hamburg. Das Teilprojekt F1 des SFB, in dem diese Arbeit entstanden ist, befasste sich mit Zyklonen im Europäischen Nordmeer.

Das nordatlantische Klima wird besonders beeinflusst durch die Verbindung des Nordatlantiks mit dem Arktischen Ozean. Das Meereis und die Abkühlung von Wasser und Luft durch den arktischen Einfluss bewirken eine meridionale Umwälzzirkulation des Ozeans, die eine erhebliche Auswirkung auf das nordatlantische Klima hat (z.B. Dickson u. a. (2000)). Die Details dieses Prozesses sind bis heute noch nicht vollständig verstanden, es lässt sich aber sagen, dass das nordatlantische Klimasystem direkte Auswirkungen auf das Klima des europäischen Festlandes hat (z.B. Bengtsson u. a. (2004b)). Veränderungen im arktischen Bereich wie die sommerliche Eisabnahme, die in den letzten Jahren beobachtet wurde, oder Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation können sich demnach auch im europäischen Klima bemerkbar machen (z.B. Zhang u. a. (2008)). Eine sehr ausführliche Untersuchung der Einflüsse und Mechanismen, die sich auf die nordatlantische Klimavariabilität auswirken, findet man bei Marshall u. a. (2001).

Das dominierende Muster der atmosphärischen Druckvariabilität im Nordatlantik ist die nordatlantische Oszillation (NAO) (Walker, 1925; Hurrell, 1995). Die NAO wird im Kapitel 5.2 näher betrachtet. Variationen der NAO sind besonders im Winter verknüpft mit Änderungen der Temperatur und des Niederschlags in Europa, es gibt aber auch Zusammenhänge mit den sibirischen Wintern und der Meereisausdehnung in der Labrador- und Grönlandsee (z.B. Serreze u. a. (1997); Ruprecht u. a. (2002); Lu u. Greatbatch (2002); Cullen u. a. (2002); Qian u. a. (2000)). Allerdings erklärt die NAO nur etwa ein Drittel der Druckvariation und ist auch nicht signifikant mit dem Eistransport durch die Framstraße korreliert (Vinje, 2001), was darauf hindeutet, dass es beteiligte Prozesse gibt, die noch nicht erfasst und verstanden wurden.

Diese Arbeit untersucht die Variabilität der Zyklonenaktivität im Europäischen Nordmeer und deren Zusammenhänge mit der nordhemisphärischen Zirkulation. Die atmosphärische Zirkulation in unseren Breiten wird hauptsächlich angetrieben

durch die meridionale Temperaturdifferenz zwischen der kalten Arktis und dem warmen Äquatorgürtel. Zyklonen sind ein wichtiger Teil des Zirkulationssystems, da sie durch Advektion kalter Luft nach Süden und warmer Luft nach Norden zum Luftmassenaustausch beitragen und damit zum meridionalen Wärmetransport. Darüber hinaus wirken sich Zyklonen in vielen anderen Bereichen aus: Sie durchmischen die oberste Schicht des Ozeans, brechen in der Arktis das Meereis auf oder bringen mit ihren Fronten Regen auf das Festland, um nur einige Effekte zu nennen. Eine Veränderung der Zyklonenanzahl und Lage der typischen Zugbahnen kann sich aufgrund dieser Zusammenhänge in Änderungen des regionalen Klimas zeigen.

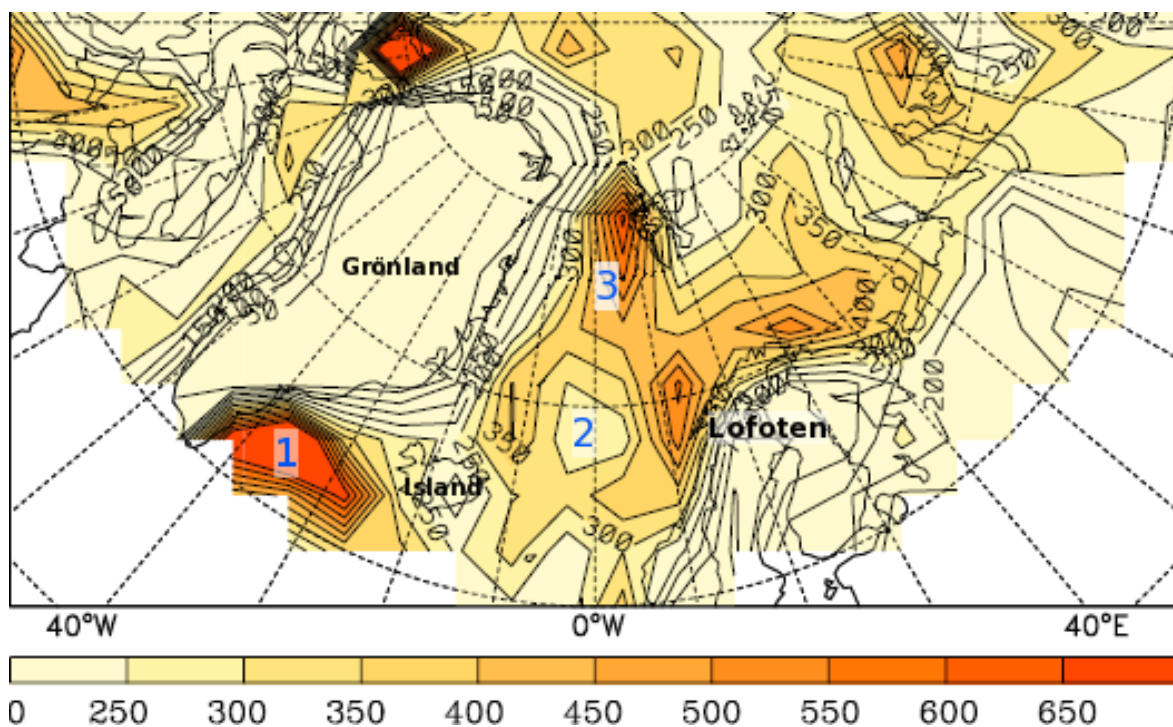


Abbildung 1.1: Die Verteilung der gefundenen Zyklonenereignisse während der Wintermonate November bis April im Zeitraum 1978 - 2000 aus der Arbeit von Affeld (2003). Die Skala gibt die Anzahl der gefundenen Ereignisse in 50er Schritten an. Die für die vorliegende Arbeit relevanten Landgebiete sind beschriftet, bei den Seegebieten bezeichnet 1 die Irminger See, 2 das europäische Nordmeer und 3 die Framstraße. Ereignisse über dem grönländischen Festland wurden von Affeld ausgeschlossen, da die Ergebnisse als nicht glaubwürdig erachtet wurden. Fragwürdig ist auch das Maximum nordwestlich von Grönland, das dennoch eingezeichnet ist. Es sind deutlich die Maxima in der Irmingersee, der Framstraße und vor der norwegischen Küste erkennbar.

Das Europäische Nordmeer ist ein Gebiet mit hoher Zyklonenaktivität. Zyklonenzugbahnen überdecken den ganzen Nordatlantik und können räumlich und zeitlich stark variieren (Tsukernik u. a., 2007). Frühere Untersuchungen im SFB 512 (Affeld, 2003) haben gezeigt, dass es im Hinblick auf die Zyklonenaktivität im

Nordatlantik Regionen gibt, in denen Zyklonen besonders häufig auftreten (Abbildung 1.1). Das absolute Maximum der Zyklonenereignisse befindet sich demnach in der Irmingersee südwestlich von Island. Dieses entspricht dem Islandtief, das zum Beispiel im Zusammenhang mit der NAO in vielen Veröffentlichungen bereits ausführlich untersucht wurde und in dieser Arbeit im Kapitel 5 betrachtet wird. Weitere relative Maxima liegen in der Framstraße, sowie über dem Norwegenstrom nahe bei den Lofoten-Inseln und dem Nordkap. Damit liegen zwei der relativen Maxima genau über dem warmen Hauptestrom (Norwegenstrom) und dem kalten Hauptausstrom (Framstraße) zum und vom Arktischen Ozean (Abbildung 1.2). Beide Regionen, Framstraße und Lofoten, sind besonders im Winter durch starke Wärmeabgaben des Ozeans an die Atmosphäre gekennzeichnet. Wie Abbildung 5.32 (a) auf Seite 93 zeigt, werden dort die höchsten Werte im latenten Wärmefluss der ganzen Arktis, das ist das Gebiet nördlich 60°N , gemessen. Aufgrund des großen Einflusses der Zyklonen auf das regionale Klima, sind diese beiden Regionen mit relativ hoher Zyklonenanzahl von besonderem wissenschaftlichen Interesse.



Abbildung 1.2: Die Strömungen, die an der Transformation von warmem subtropischem Wasser zu kälterem subpolarem und kaltem polarem Wasser im Nordatlantik beteiligt sind. Die farblichen Übergänge von rot zu orange in der Norwegen- und Grönlandsee zeigen die Aufspaltung des kräftigen warmen Nordatlantik-Stroms auf der Höhe Großbritanniens. Der stärkste Zweig ist der Norwegenstrom entlang der norwegischen Küste, der sich weiter bis Spitzbergen verfolgen lässt, was zu einer eisfreien Westküste Spitzbergens führt. Der Rückstrom von der Arktis in Richtung Süden ist in blau eingezeichnet. (Quelle: Cook (2009))

Mit dem Zyklonen-Maximum in der Framstraße und dessen Auswirkungen auf den Eistransport befasst sich die Arbeit von Affeld (2003). Auf das zweite Gebiet, die Lofotenregion mit einem lokalen Maximum in der Zyklonenaktivität über dem Nordatlantik, ist in dieser Arbeit der Fokus gerichtet. Es werden Tiefdruckge-

biere und die Tiefdrucktätigkeit in der Lofotenregion näher analysiert und zeitliche Veränderungen aufgezeigt. Ein weiteres Ziel ist, die Frage zu beantworten, ob es Unterschiede in der großräumigen nordhemisphärischen Zirkulation zwischen Phasen mit hoher und geringer Zyklonenaktivität im Europäischen Nordmeer gibt und wie diese aussehen.

Die Untersuchungen in dieser Arbeit nutzen den Reanalyse-Datensatz des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage, der den Zeitraum von 1957 bis 2002 abdeckt, sowie operationelle Analysen des Zeitraumes 2002 bis 2008. In Kapitel 2 werden die Daten beschrieben, die für die Zyklonenstatistik in Kapitel 3 und 4 und die Untersuchung großräumiger Zusammenhänge in Kapitel 5 verwendet werden.

Im Kapitel 4, werden Zyklonen in der Lofotenregion betrachtet und damit ein begrenztes Gebiet mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden auf der synoptischen Skala. Dazu werden Zyklonendatensätze verwendet, die mit verschiedenen Verfahren erzeugt wurden. In Kapitel 3 werden diese verschiedenen Methoden, Zyklonen zu erkennen und zu verfolgen, vorgestellt. Zwei dieser Methoden werden näher betrachtet und die damit erzielten Ergebnisse miteinander verglichen. Die so gewonnenen Zyklonen-Daten werden in Kapitel 4 hinsichtlich der zeitlichen Variabilität der Zyklonenaktivität über dem Westnorwegenstrom analysiert. Der Zeitraum der Untersuchungen der Zyklonenaktivität in der Lofotenregion wird mit Daten der operationellen Analysen des ECMWF über den Reanalyse Zeitraum hinaus bis zum Jahr 2008 verlängert.

Im Kapitel 5 dieser Arbeit, wird die nordatlantische Tiefdruckrinne untersucht, die im langjährigen Winter-Mittelwert des Luftdrucks auf Meeresniveau zwei Druckminima aufweist: Das eine liegt südwestlich von Island in der Irmingersee, das andere über der Norwegensee nahe der Lofoten. Eine Betrachtung der Lage aller Druckminima im Nordatlantik von Winter zu Winter zeigt, dass die Druckminima im Gebiet des Nordatlantiks verstreut liegen, aber eine klare Trennung der beiden Aktionszentren zu sehen ist. Anhand monatlich gemittelter Luftdruckdaten wird untersucht, wie sich die beiden Aktionszentren zueinander verhalten, und wie oft das Island- oder das Lofoten-Druckminimum dominiert. Ein Klima-Index zur Island-Lofoten-Druckdifferenz (ILD) wird definiert. Damit wird eine statistische Studie der Variation und eine Analyse der Auswirkungen der Aktionszentren auf die Klima-Situation des Nordatlantiks durchgeführt. Es werden Zusammenhänge mit der nordatlantischen Oszillation (NAO) sowie anderen Telekonnektionsindizes hergestellt. Einige Aspekte dieses Kapitels wurden bereits veröffentlicht (Jahnke-Bornemann u. Brümmer, 2009).

Im abschließenden Kapitel der hier vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse der Zyklonenstatistik und der Untersuchungen auf Grundlage des ILD-Klimaindexes zusammengefasst und diskutiert sowie Anknüpfungspunkte für weitere Forschungsarbeiten aufgezeigt.

Kapitel 2

Verwendete Daten

In diesem Kapitel werden die Daten beschrieben, die für die Statistik der Zyklonen in Kapitel 3 und 4 und für die Untersuchung großräumiger atmosphärischer Zirkulationsmuster in Kapitel 5 verwendet werden.

2.1 Klimadatensätze des ECMWF

Das „European Centre for Medium-Range Weather Forecasts“ (ECMWF) berechnet regelmäßig Modelldaten zum Wetter- und Klimageschehen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden verschiedene Datensätze des ECMWF verwendet, um eine möglichst lange Zeitspanne untersuchen zu können. Es werden Daten aus den Reanalysen ERA-15 und ERA-40 für Berechnungen genutzt, sowie Daten der operationellen numerischen Analysen für zwei Zeiträume (März 1994 bis Dezember 2000 und Januar 2002 bis Juni 2008). In den folgenden Unterkapiteln werden alle Analyse- und Realanalyse-Datensätze des ECMWF näher erläutert.

2.1.1 Analysen des ECMWF

Als ECMWF-Analysen werden hier die operationellen Analysen bezeichnet, die mit dem ECMWF „Integrated Forecast System“ (IFS) täglich berechnet werden. Die Analysen basieren auf Modellrechnungen für 6h-Kurzfristvorhersagen, in die Beobachtungsdaten aus Routinemessungen assimiliert werden. Die zu einer Zeitreihe von mehreren Jahren zusammengestellten Analysen bilden keinen homogenen Datensatz, da das Vorhersagemodell, mit dem sie erzeugt werden, einem ständigen Verbesserungsprozess unterliegt und sich daher über längere Zeiträume oft ändert. Diese Änderungen betreffen z.B. die räumliche horizontale und vertikale Auflösung, die in mehreren Schritten verfeinert wurde, indem zusätzliche spektrale Wellen und weitere vertikale Niveaus hinzu genommen wurden. Auch das Analyse-schema an sich wurde im Laufe der Zeit mehrfach verbessert (siehe ECMWF).

Am Anfang des ersten für diese Arbeit relevanten Zeitraumes (März 1994 bis Dezember 2000), siehe Zyklonendaten in Abschnitt 2.3, beträgt die Auflösung der Modelldaten T213 L31, das heißt die spektralen horizontalen Wellen werden bei der Wellenzahl 213 abgeschnitten („Truncated“) und die vertikale Auflösung hat

31 Niveaus („Level“). Am Ende dieses ersten Zeitraumes (Dezember 2000) hat das Modell bereits eine Auflösung von T511 L60 und auch das Analyseschema sowie die Initialisierung der Analysen wurde erheblich geändert. Auch innerhalb des zweiten Zeitraumes Januar 2002 bis August 2008, in dem Analysedaten zur Ergänzung der Zyklonenzeitreihen verwendet werden, hat sich die Auflösung und das Analyseschema des Modells geändert. Im Jahr 2008 haben die Analysen eine Auflösung von T799 L91, das entspricht einem regulären Gitter von $0,22^\circ \times 0,22^\circ$ und 91 Modellniveaus.

Für alle Rechnungen dieser Arbeit werden die Analysedaten auf ein geographisches Gitter aus Längen- und Breitengraden mit einer Auflösung von $1,125^\circ \times 1,125^\circ$ umgerechnet, was der Auflösung der ERA-40 Daten entspricht, die im nächsten Abschnitt beschrieben werden. Die Umrechnung auf ein einheitliches Gitter dient dazu, die Ergebnisse der Datensätze besser vergleichen zu können, allerdings enthalten die Analysedaten aufgrund der genaueren Berechnung auch in dieser größeren Auflösung noch mehr Informationen als die entsprechenden Reanalysedaten. Das bedeutet, dass in den Analysen mehr Informationen über kleine und schwach ausgeprägte Zyklonen enthalten sind als in den ERA-40 Daten.

2.1.2 Reanalysen des ECMWF

Bereits im Jahr 1995 stellte das ECMWF in Reading das Reanalyseprojekt ERA-15 (Gibson u. a., 1997) für den Zeitraum 1.12.1978 0:00H bis 28.2.1994 18:00H fertig. Aufgrund der Weiterentwicklungen des Vorhersagesystems und der Datenassimilation erfolgte eine erneute, umfangreichere Reanalyse, das Projekt ERA-40 (Simmons u. Gibson, 2000; Uppala u. a., 2005), das seit 2003 zur Verfügung steht. ERA-40 deckt den Zeitraum 1.9.1957 0:00 UTC bis 31.8.2002 18:00 UTC ab, beginnt also mit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr 1958, das besonders viele Beobachtungsdaten lieferte.¹

Der räumlich dreidimensionale ERA-40 Datensatz wurde durchgehend mit einer Version des „Integrated Forecasting System“ (IFS) des ECMWF berechnet. Das verwendete Assimilationsmodell hat eine horizontale, spektrale Auflösung von T159 und L60 Höhenlevel. Die räumliche Auflösung T159 entspricht etwa einer räumlichen Auflösung im geographischen Gitter von $1,125^\circ \times 1,125^\circ$. Die zeitliche Auflösung zwischen zwei Analysedatenfeldern beträgt 6 Stunden (0:00, 6:00, 12:00, 18:00 UTC). Die zeitliche und räumliche Auflösung der Daten bestimmen die Genauigkeit von Positionen und Zeitpunkten bei der Zyklonenanalyse in Kapitel 4. In die Berechnung mit dem Modell wurden, neben den Routinemessungen, alle verfügbaren und geeigneten Beobachtungsdaten einbezogen. Diese assimilierten Beobachtungsdaten stammen aus mannigfaltigen Quellen, wie Wetterstationen, Radiosondenaufstiegen, Schiffsmessungen und seit den 1970er Jahren auch Satellitenmessungen.

¹Die Reanalyse „ERA-Interim“ (1989 - aktuell) war zum Zeitpunkt der Erstellung dieser Arbeit noch nicht beendet.

Für Untersuchungen atmosphärischer Prozesse anhand langer Zeitreihen eignen sich die Reanalysen besonders gut, weil sie mit einer unveränderlichen aktuellen Version eines Datenassimilationssystems, das für die Wettervorhersage entwickelt wurde, erzeugt werden und somit einen homogenen globalen Datensatz liefern. Durch die Rechnung über 45 Jahre mit dem gleichen Modell ist der ERA-40 Datensatz in sich konsistent. Das Modell schließt die räumlichen und zeitlichen Lücken in den Beobachtungsdaten. Hier stellt sich aber besonders in Gebieten mit traditionell wenig verfügbaren Messungen, wie der Arktis, die Frage nach der Güte der modellierten Daten.

Einige Artikel setzen sich kritisch mit der Qualitätsfrage auseinander. Zum Beispiel befassen sich Trenberth u. a. (2001) mit der Qualität der Reanalysen in den Tropen. Bengtsson u. a. (2004c) untersuchen die Frage, ob sich überhaupt Klimatrends aus Reanalysedaten berechnen lassen, da die Änderung von Art und Anzahl der Beobachtungsdaten Trends und Artefakte in den Reanalysedaten erzeugen können, besonders nach der Einführung von Satellitenmessungen. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen Bengtsson u. a. (2004d), die Reanalyse-Daten auf Grundlage variierender Beobachtungsdaten untersuchen und feststellen, dass aufgrund der zeitlichen Inhomogenität der verfügbaren Beobachtungsdaten die Reanalysen nur unter Vorbehalt für Langzeit-Klimastudien zu verwenden sind.

Bengtsson u. a. (2004a) befassen sich außerdem kritisch mit dem Wasserkreislauf (Verdunstung, Niederschlag etc.) der ERA-40 Reanalysen. Probleme mit zu hohen Niederschlägen in den Tropen werden von Uppala u. a. (2005) beschrieben. Auch die natürliche Orografie kann nicht vollständig abgebildet werden. Dies ist eine weitere Fehlerquelle für die ohnehin nur näherungsweise richtige Reduktion eines in der Höhe gemessenen Luftdrucks auf das Meeresniveau. Auch beim arktischen Meereis gibt es Vereinfachungen im Modell, indem nördlich von 83°N für mehrere Parameter konstante Werte angenommen werden.

Jedoch ist ERA-40 der beste homogene und hoch aufgelöste Datensatz, der aktuell zur Verfügung steht. Der alternativ zur Verfügung stehende Reanalysedatensatz des „National Centers for Environmental Prediction“ (NCEP), beschrieben von Kalnay u. a. (1996), hat nur eine horizontale geografische Auflösung von etwa $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, was für diese Arbeit als zu grob erachtet wurde.

Vergleicht man die Reanalysedaten noch einmal mit den im vorigen Abschnitt beschriebenen Analysedaten, werden die Analysedaten mit einer höheren und über die Zeit zunehmend besseren horizontalen und vertikalen Auflösung berechnet als die Reanalysedaten. Die Reanalysedaten sind über den betrachteten Zeitraum einheitlich berechnet, die Analysedaten nicht. Es werden für die Analysen außerdem weniger Beobachtungsdaten assimiliert als für die Reanalysen, da z.B. die Auswertung von Daten aus Feldexperimenten und von Satelliten zum Zeitpunkt der Berechnung der Analysen noch nicht abgeschlossen sind und daher nicht in vollem Umfang für die Assimilation zur Verfügung stehen.

2.2 Meereisdaten des NSIDC

Das US-amerikanische „National Snow and Ice Data Center“ (NSIDC) stellt auf seiner Internetseite Daten von Meereisbewegungsvektoren (Fowler, 2003) aus dem Polar-Pathfinder-Satelliten-Programm zur Verfügung. Die im Rahmen dieser Arbeit genutzten Daten basieren auf Messungen von Satelliten und Bojen.

In Kapitel 5.7 dieser Arbeit werden für den Zeitraum von November 1978 bis März 2003 die monatlich gemittelten Felder täglicher Karten der Eisbewegungsvektoren verwendet, die die u und v Vektorkomponenten der Eisbewegung in cm/s enthalten. Diese Karten werden aus den Daten verschiedener Sensoren, nämlich aus „Advanced Very High Resolution Radiometer“ (AVHRR), „Scanning Multichannel Microwave Radiometer“ (SMMR), „Special Sensor Microwave/Imager“ (SSM/I), und Bojendaten des „International Arctic Buoy Programme“ (IABP) erzeugt. Die daraus berechneten Meereisdaten erstrecken sich zirkumpolar im Gebiet von $48,4^\circ\text{N}$ bis 90°N und liegen auf einem kartesischen „Equal-Area Scalable Earth“ (EASE) Gitter mit einer räumlichen Auflösung von $25 \times 25 \text{ km}$ vor.

2.3 Zyklonenanalysedaten

In dieser Arbeit wird in den Kapiteln 3 und 4 ein Zyklonenanalysedatensatz von Affeld (2003) verwendet, der Zyklonendaten für den Zeitraum von Dezember 1978 bis Dezember 2000 analysiert hat. Die Methode zur Erzeugung dieses Datensatzes wird im nächsten Kapitel im Abschnitt 3.1.2 beschrieben. Als Ausgangsdaten zur Erzeugung dieses Datensatzes dienten Felder des mittleren Luftdrucks aus dem in 2.1.2 beschriebenen ERA-15 Datensatz für den Zeitraum vom 1.12.1978 bis zum 28.02.1994, der mit den in 2.1.1 beschriebenen ECMWF-Analysen für den Zeitraum 01.03.1994 bis 31.12.2000 verlängert wurde. Affeld (2003) hat die Ergebnisse beider Ausgangsdaten für einen Monat (Februar 1994) verglichen und schloss aus der guten Übereinstimmung, dass eine Kombination der Zeitreihen physikalisch konsistente Ergebnisse liefert.

Die Zyklonendaten haben, wie die zugrunde liegenden Ausgangsdatensätze, eine zeitliche Auflösung von 6 Stunden und eine räumliche Auflösung von $1,125^\circ \times 1,125^\circ$. Der Zyklonendatensatz umfasst das Gebiet nördlich von 60°N und enthält für jede detektierte Zyklone eine eigene Identifikationsnummer, Datum und Uhrzeit der Detektion sowie den zugehörigen Kerndruck mit Ortsangabe (Längen- und Breitengrad). Es wurde auch erfasst, wie oft ein Tief von der ersten bis zur aktuellen Detektion gefunden wurde (aktuelles Alter) und wie oft es insgesamt bis zum Zeitpunkt der Zyklolyse detektiert wurde (Lebensdauer).

Kapitel 3

Verfahren der Zyklonendetektion und -verfolgung

In diesem Kapitel werden verschiedene, in der Literatur beschriebene Verfahren, Zyklonen zu detektieren und zu verfolgen, vorgestellt. Es wird hier zwischen semi-automatischer und automatischer Zyklonenverfolgung unterschieden, da die in dieser Arbeit verwendeten Zyklonen-Datensätze auf diesen beiden Verfahren basieren. Die Ergebnisse der Anwendung dieser Verfahren auf Luftdruckdaten werden vorgestellt, verglichen und bewertet. Das daraus resultierende beste Ergebnis wird im Kapitel 4 zur Analyse von Zyklonen in der Lofotenregion genutzt.

3.1 Zyklonenverfolgung

Die Detektion von Tiefdruckgebieten und ihre Verfolgung in aufeinanderfolgenden Luftdruckkarten hat eine lange Tradition in der Wettervorhersage und begann mit der subjektiven Auswertung von Analysekarten. Typische Zugbahnen der Tiefdruckgebiete in Europa wurden von van Bebber (1891) manuell aus Wetterkarten für den Zeitraum 1876 bis 1880 statistisch erfasst und mit römischen Ziffern I bis V bezeichnet. Bis heute spielt die von ihm benannte Vb Tiefzugbahn eine bedeutende Rolle für die Wetterklassifikation in Mitteleuropa, weil diese Zyklonen häufig starke Niederschläge mit sich bringen.

Ein Nachteil der rein manuellen Analysen ist, dass sie sehr zeitaufwändig und personalintensiv sind. Aus diesem Grund wurde mit der zunehmenden Verbreitung von Computern nach leistungsfähigen Algorithmen gesucht, welche die Zyklonendetektion und -verfolgung zumindest teilweise automatisieren. In der Literatur wurden verschiedene Verfahren zur Zyklonenbestimmung beschrieben, von denen einige nachfolgend vorgestellt werden.

Der Start bei der Zyklonenbestimmung ist üblicherweise die Suche nach Zyklonenpositionen in jedem einzelnen Zeitschritt (Zyklonendetektion). In vielen Arbeiten werden die Zyklonenpositionen als Minima im Luftdruckfeld auf Meeresebene oder einem anderen Niveau des Geopotentials (1000 hPa, 850 hPa oder 500 hPa) gesucht (Alpert u. a., 1990; Blender u. a., 1997). Eine häufige Fehlerquelle bei

der Suche nach Druckminima in Luftdruckfeldern auf Meeresniveau sind als Zyklonenposition detektierte Luftdruckanomalien, die durch die Reduktion des zum Beispiel in Gebirgen gemessenen Drucks auf das Meeresniveau mit approximierten Temperaturprofilen entstanden sind.

In einigen Studien wird nicht der Druck betrachtet, sondern es werden Maxima im Vorticity-Feld gesucht (Sinclair, 1994, 1997; Hodges, 1994). Die Ergebnisse aus der Analyse der Vorticity werden jedoch stärker durch die räumliche Auflösung der Rohdaten beeinflusst als die Ergebnisse, die aus der Nutzung von Druckfeldern folgen (z.B. Blender u. a. (1997)). Durch weitere Anforderungen, wie geschlossene Isobaren um das Druckminimum (König u. a., 1993; Wernli u. Schwierz, 2006) oder vorgegebene Wertebereiche für Gradienten in der Umgebung des Druckminimums (Blender u. a., 1997), wird die Auswahl der Zyklonendetektionen weiter eingeschränkt.

In verschiedenen wissenschaftlichen Arbeiten werden Untersuchungen von Zyklonenzugbahnen mit diversen räumlichen und zeitlichen Auflösungen beschrieben. Generell kann man sagen, dass die Anzahl der gefundenen Zyklonenpositionen stark von der räumlichen und zeitlichen Auflösung der Daten abhängt (Zolina u. Gulev, 2002; Blender u. Schubert, 2000; Pinto u. a., 2005). Auch die Auflösung der Daten bei der Berechnung hat einen Einfluss auf die Anzahl der gefundenen Zyklonen. So enthält ein Datensatz, der von einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung auf eine gröbere Auflösung interpoliert wird immer noch mehr Detail-Informationen, als ein Datensatz der mit dieser groben Auflösung berechnet wurde. Einige Autoren benutzen zusätzlich räumliche Interpolationen um die genaue Zyklonenposition auch bei niedriger räumlicher Auflösung der Daten, also großen Abständen zwischen den Gitterpunkten, zu erhalten (Murray u. Simmonds, 1991a). Einen Vergleich mit einigen der beschriebenen Detektions- und Zyklonen-Verfolgungs-Methoden und verschiedenen Reanalysen haben Raible u. a. (2008); Hanson u. a. (2004) und Hodges u. a. (2003) durchgeführt.

Im folgenden Schritt wird unterschieden zwischen dem *semi-automatischen Verfahren*, in dem die Position der Zyklonen automatisch detektiert wird und die Zugbahnen im nächsten Schritt nach zum Teil subjektiven Kriterien per Hand miteinander verbunden werden, und dem *automatischen Verfahren*, in dem Zyklonenpositionen und Zugbahnen voll automatisiert gefunden werden.

Eine der ersten automatischen Prozeduren zur Zyklonenverfolgung stammt von Murray u. Simmonds (1991a,b), die außertropische Zyklonen auf der Südhalbkugel detektiert haben. Auch Jones u. Simmonds (1993) haben dieses Verfahren auf Luftdruckfelder angewendet und Sinclair (1994) hat es in abgewandelter Form für Vorticity-Felder der Südhemisphäre genutzt. Ebenso hat Pinto u. a. (2005) das Verfahren für die Nordhemisphäre angepasst und Zyklonenverfolgungen durchgeführt.

Ein weiterer Algorithmus zur Detektion und Verfolgung von Zyklonen in den mittleren Breiten nach der Lagrange-Methode wurde von Blender u. a. (1997) entwickelt. Diese Methode wurde in mehreren Arbeiten angewendet (z.B. Schubert u. a. (1998); Blender u. Schubert (2000); Schneiderei u. a. (2007)). Das Verfahren wird in dieser Arbeit zur Erzeugung eines Zyklonendatensatzes genutzt und in Abschnitt 3.1.3 näher erläutert. Nach einem ganz ähnlichen Verfahren analysierten Serreze (1995) und Serreze u. a. (1997) Zyklonen in der Arktis.

Hodges (1994) hat eine weitere Methode entwickelt, mit der sich synoptische Phänomene objektiv aus Datenfeldern oder Bildern bestimmen und deren Entwicklungen verfolgen lassen. Hierzu werden Methoden benutzt, die aus der Bildverarbeitung stammen: Die Datenpunkte/-Pixel werden unterteilt in das Objekt und den Hintergrund. Nach dem Bestimmen von charakteristischen Objektpunkten zu jedem Zeitschritt wird eine Technik aus der „Dynamic Scene Analysis“ genutzt, um diese Punkte zu Zugbahnen zu verbinden. Hoskins u. Hodges (2002) verwenden ebenfalls diese Verfolgungsmethode um Winter-Stormtracks auf der Nordhalbkugel zu bestimmen.

Semi-automatische Ansätze zur Zyklonenverfolgung werden seltener gewählt, da sie zeitaufwändiger sind als die automatischen Methoden. Es gibt aber einen interessanten Ansatz, der auf einem semi-automatischen Verfahren basiert (Grigoriev u. a., 2000; Gulev u. a., 2001). Die Datenfelder des Luftdrucks, werden bei diesem Verfahren in einem GUI (Graphical User Interface) grafisch dargestellt. Der Benutzer kann zwischen den verschiedenen implementierten Methoden zur Suche von Druckminima wählen und anschließend die gefundenen Druckminima per Hand (Mausklick) zu Zugbahnen über mehrere Zeitschritte verbinden.

In den Arbeiten von Brümmer u. a. (2000, 2001) und Affeld (2003) wird ein semi-automatisches Verfahren zur Bestimmung von Zyklonendetektionen und -zugbahnen beschrieben, dessen Ergebnisse auch im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit verwendet werden. Für dieses Verfahren wird eine Routine aus der NCAR-Programmbibliothek zur Suche und automatischen Speicherung von Druckminima genutzt und die Detektionen anschließend manuell zu Zugbahnen verbunden. Im folgenden Abschnitt 3.1.2 wird das Vorgehen bei diesem semi-automatischen Verfahren näher erläutert.

Das automatische Verfahren hat gegenüber dem semi-automatischen Verfahren den Vorteil, dass bei Verfügbarkeit eines geeigneten Programms, die Auswertung sehr schnell innerhalb weniger Minuten bis Tage durchgeführt werden kann, was die Betrachtung großer Gebiete und langer Zeitreihen ermöglicht, während eine manuelle Auswertung der gleichen Daten ein Vielfaches an Zeit und Personal benötigt.

Bei dem automatischen Verfahren sind die Kriterien, nach denen Zyklonen detektiert und verfolgt werden, eindeutig im Programm festgeschrieben und reproduzierbar. Dies ist besonders wichtig, wenn Ergebnisse miteinander verglichen werden sollen. Hingegen sind manuelle Analysen nicht objektiv, da sie von der Erfahrung des Ausführenden abhängen und daher von anderen Per-

sonen nicht exakt reproduzierbar sind. Dies ist aber auch ein Vorteil des semi-automatischen Verfahrens, das eine Entscheidung von Fall zu Fall ermöglicht, die verschiedene Kriterien berücksichtigt. So können damit zum Beispiel auch unterschiedlich schnell ziehende Zyklonen, komplexe Zyklonensysteme mit mehreren Kernen, sowie andere komplexe synoptische Situationen erfasst werden. Solche „nicht-trivialen“ Zyklonensituationen können durch orografische Effekte, Meereis, Meeresströmungen und die Übergänge zwischen Land und Wasser hervorgerufen werden. Mit einfachen numerischen Methoden sind für solche Fälle oft keine plausiblen Ergebnisse möglich.

Viele der automatischen Zyklonenerfassungsprogramme arbeiten mit Beschränkungen, die die Anzahl und Auswahl gefundener Zyklonen beeinflussen, so gibt es zum Beispiel Beschränkungen bei der Lebensdauer, Mindestanforderungen beim Kerndruck oder dem zeitlichen Druckgradienten oder Beschränkungen bei der Zuggeschwindigkeit. Dies kann ein Nachteil sein, weil durch die Restriktionen bestimmte Zyklonen, die nicht diesem Muster entsprechen, nicht detektiert werden. Die Einschränkungen können aber auch ein Vorteil sein, da die gefundenen Zyklonensysteme bestimmten Anforderungen, wie zum Beispiel einem vorgegebenen Kerndruckintervall, entsprechen und statistische Ausreißer entfernt werden. Ein Problem bei der automatischen Zyklonenerfassung stellen zudem die Randbereiche des betrachteten Gebiets dar, wo Zyklonen nicht sicher detektiert und Zugbahnen nicht weiter verfolgt werden können.

Zuletzt ist noch auf die unterschiedliche Erfassung der Ergebnisse bei den beiden Verfahren hinzuweisen. Während bei dem vollständig automatischen Ansatz die Ergebnisse direkt und ohne menschliche Interaktion hinterlegt werden, existieren bei dem semi-automatischen Verfahren Fehlerquellen bei der Digitalisierung der Daten durch manuelle Eingabe.

3.1.1 Begriffsklärung Zyklone

Bevor in den nächsten Abschnitten näher auf die beiden verwendeten Verfahren zur Zyklonenverfolgung eingegangen wird, soll hier kurz für die vorliegende Arbeit definiert werden, was unter dem Begriff Zyklone zu verstehen ist. Eine Zyklone wird im Folgenden charakterisiert durch ein lokales Luftdruckminimum, das sich räumlich und zeitlich verändern kann. Der Punkt mit dem niedrigsten Druck wird als Kerndruck der Zyklone genommen. Der Punkt, an dem diese Zyklone zum ersten Mal erscheint und detektiert wird, ist der Ort der Zyklogenese. Entsprechend ist der Punkt, an dem sie zum letzten Mal auftritt, der Ort der Zyklolyse. Die Zeit zwischen Zyklogenese und Zyklolyse ist die Lebensdauer der Zyklone. Die Zugbahn der Zyklone ist die Verbindung zeitlich aufeinanderfolgender Orte, an denen ein Druckminimum detektiert wurde und zwischen denen bei Berücksichtigung logischer Gesichtspunkte, zum Beispiel der Entfernung zwischen den Orten, der Zuggeschwindigkeit und -richtung ein Zusammenhang besteht. Der Durchmesser der in der hier vorliegenden Arbeit betrachteten Zyklonen ist nicht eingeschränkt, jedoch können einige Zyklonen mit einem Durchmesser kleiner als 125 km aufgrund der Auflösung der verwendeten Daten nicht im Datensatz enthalten sein. Als typischer

Durchmesser einer Zyklone im untersuchten Gebiet wird hier 600 km angenommen (Simmonds, 2000). Eine Untersuchung von Zykloneneigenschaften findet man bei Simmonds u. Keay (2000) für die Südhalbkugel.

3.1.2 Semi-automatische Zyklonenverfolgung

Unter semi-automatischer Zyklonenverfolgung wird hier eine Methode verstanden, bei der automatisch die Position der Zyklonen für jeden Zeitschritt detektiert wird, aber die Verbindung der gefundenen Positionen in aufeinanderfolgenden Zeitschritten nicht automatisch erfolgt. Von Affeld (2003) wurde ein Datensatz mit Zyklonendetektionen und -zugbahnen erzeugt, der bereits im Abschnitt 2.3 beschrieben wurde und in Kapitel 4 für die Untersuchung von Lofotenzyklonen genutzt wird. Im Folgenden wird noch einmal genau beschrieben, wie bei der Erzeugung des Datensatzes vorgegangen wurde.

Im ersten Schritt wird eine automatisierte Minimumsuche aus der NCAR-Programmbibliothek auf die Luftdruckfelder des Zeitraumes von Dezember 1978 bis Dezember 2000 angewendet. Innerhalb eines Ausschnitts von drei Gitterpunkten in Nord-Süd-Richtung (entsprechend 375 km) und 15 Gitterpunkten in Ost-West-Richtung (75 km bis 900 km, je nach geografischer Breite) wird das lokale Druckminimum in den Daten bestimmt. Dieser Ausschnitt wird nun solange um einen Gitterpunkt nach Osten und nach Schließen des Kreises weiter nach Norden verschoben, bis das gesamte Datenfeld eines Zeitschritts durch Verschieben des Ausschnitts erfasst ist. Dabei werden schwächere Minima innerhalb des Ausschnitts zugunsten stärkerer verworfen und auch Minima auf Randpunkten nicht detektiert. Ist die Untersuchung des Feldes zu diesem Zeitschritt abgeschlossen, werden alle verbliebenen Druckminima mit Kerndruck und Position automatisch gespeichert.

Im nächsten Schritt wird für jede Detektion eine Luftdruckkarte mit Isobaren in 2 hPa Abstand für das Gebiet nördlich 60°N in Azimutal-Projektion erstellt. In dieser Karte ist jedes zuvor gefundene Minimum mit Kerndruck verzeichnet. Aus diesen Karten werden anschließend die gefundenen Druckminima manuell zu Zyklonenzugbahnen kombiniert, indem entsprechende Minima aufeinanderfolgender Zeitschritte aufgrund der Position des Kerndrucks, der Zugrichtung und -geschwindigkeit, einander zugeordnet werden. Dabei werden in Zweifelsfällen mehrere aufeinanderfolgende Karten, Drucktendenzen und Zuggeschwindigkeiten berücksichtigt. Druckminima, die nur einmal detektiert werden und keine Folgeereignisse haben, werden ebenfalls berücksichtigt. Die Verbindung von Zugbahnen über die Ränder des Gitters hinweg, insbesondere am Pol, ist in automatischen Verfahren meist nicht möglich. Das Minimum-Suchprogramm findet lokale Minima in Polnähe nicht, daher werden Detektionen und Zugbahnen über den Nordpol hinweg manuell korrigiert.

Der so von Affeld (2003) gewonnene Zyklonendatensatz enthält Zyklonentrajektorien für den Zeitraum 1.12.1978 0:00 UTC bis 31.12.2000 18:00 UTC, die sich zirkumpolar im Gebiet nördlich von 60°N befinden.

3.1.3 Automatische Zyklonenverfolgung

Unter automatischer Zyklonenverfolgung soll hier eine Methode verstanden werden, bei der automatisch die Position der Zyklonen für jeden Zeitschritt gefunden wird und auch die Verbindung der gefundenen Positionen in aufeinander folgenden Zeitschritten automatisch erfolgt. Das in dieser Arbeit verwendete Verfahren zur automatischen Erzeugung eines Zyklonendatensatzes, der für die statistischen Analysen in Kapitel 4 genutzt wird, wird im Folgenden beschrieben.

Betrachtet wird hier das Gebiet nördlich von 30°N , das die ganze Region des Nordatlantiks enthält und damit wesentlich größer ist als das für die Erzeugung des semi-automatischen Datensatzes genutzte Gebiet. Als Ausgangsdaten für die Suche nach Zyklonen dienen Felder des mittleren Luftdrucks auf Meeresniveau aus den in Abschnitt 2.1.2 beschriebenen ERA-40 Reanalysen mit einer T159 Auflösung für den Zeitraum vom 1.9.1957 bis 31.8.2002 (6-stündlich), die in einem Programmdurchlauf analysiert werden. Des weiteren werden zur Verlängerung des Zeitraumes die in Abschnitt 2.1.1 beschriebenen ECMWF-Analysen für den Zeitraum vom 1.1.2002 bis 31.8.2008 verwendet, die für die Untersuchungen in der gleichen Auflösung wie die der Reanalysen vorliegen. Die beiden Zyklonendatensätze haben eine zeitliche Überschneidung von acht Monaten. Die Ausgangsdatenfelder des Luftdrucks zeigen Unterschiede in der Größenordnung einiger Zehntel Hekto-Pascal. Ein statistischer Vergleich der Zyklonen aus diesen beiden Datensätzen wird im folgenden Kapitel 4 durchgeführt.

Für die Zyklonendetektion und -verfolgung wird ein von Blender u. a. (1997) entwickelte Verfolgungsalgorithmus auf die oben genannten Luftdruckdaten angewendet. Der Algorithmus basiert auf einem Standardansatz für die Suche nach Extremwerten in den nächsten Nachbarn, siehe z.B. König u. a. (1993), und kann sowohl auf Minima als auch Maxima in Feldern beliebiger Parameter angewendet werden. Für die Untersuchungen im folgenden Kapitel sind aber nur die Minima von Interesse.

Im ersten Schritt werden die lokalen Druckminima im Feld gesucht, die von nun an als „Detektionen“ bezeichnet werden. Die gefundenen Druckminima müssen mindestens einen vorgegebenen Druckgradienten pro 1000 km, bezeichnet mit gr , aufweisen. Der Wert für den Gradienten gr ist frei wählbar und wird in den folgenden Untersuchungen variiert.

Die so gefundenen Detektionen werden im zweiten Schritt einer oder mehreren Zugbahnen zugeordnet. Dazu werden gefundene Detektionen in aufeinanderfolgenden Zeitschritten miteinander verbunden, wenn sie räumlich nahe genug beieinander liegen. Als Kriterium zur Verbindung der Detektionen zu einer Zugbahn dient hier eine maximale Distanz oder Suchradius, bezeichnet mit sr , in Gitterpunkten, die zwischen 1 und 20 Gitterpunkten (entspricht 125 bis 2500 km) variabel vorgegeben werden kann. Bei der Berechnung dieser Distanz berücksichtigt der Algorithmus die zum Pol hin in Ost-West-Richtung dichter bei einander liegenden Gitterpunkte und nimmt entsprechende Anpassungen vor. An den

nördlichen und südlichen Randpunkten des Gitters werden keine Druckminima gefunden, eine Verfolgung von Zyklonen über den Pol hinweg ist daher nicht möglich. Allerdings werden Zyklonen sehr wohl über die Ost-West-Grenze des Gitters hinweg verbunden.

Die mit diesem Verfahren bestimmten Zyklonenzugbahnen enthalten mindestens zwei Detektionen, die in aufeinanderfolgenden Zeitschritten (im Abstand von 6 Stunden) gefunden und als Zyklone gespeichert werden. Die zeitliche Länge der Zyklonenzugbahn ist durch ein maximal erreichbares Alter begrenzt (Lebensdauer), das in dieser Untersuchung bei 45 Zeitschritten liegt - das entspricht 270 Stunden oder 11 Tagen. In der semi-automatischen Analyse, die keine Beschränkung der Länge der Zugbahnen enthält, gibt es nur wenige Zyklonen, die ein höheres Gesamtalter aufweisen (44 Zyklonen in 22 Jahren, die längste endet nach 76 Detektionen - das entspricht etwa 19 Tagen).

Die so erzeugten Zyklonendatensätze, die für die Untersuchung der Zyklonenaktivität im Lofotengebiet genutzt werden, enthalten für jede Detektion die Zyklonennummer, Datum, Uhrzeit, Position, den Kerndruck, das aktuelle Zyklonalter und das am Ende erreichte Alter (Lebensdauer), ähnlich wie bei dem in Abschnitt 3.1.2 beschriebenen semi-automatischen Datensatz.

3.2 Vergleich der Ergebnisse der beiden Zyklonenanalyseverfahren

Wie im letzten Abschnitt beschrieben, hat das automatische Verfahren die zwei variablen Parameter Gradient gr und Suchradius sr , die je nach Einstellung die Ergebnisse beeinflussen. Als Maßstab für die Güte der gewählten Einstellung sollen die Ergebnisse des automatischen Verfahrens möglichst gut mit den Ergebnissen des im vorigen Abschnitt beschriebenen semi-automatischen Verfahrens übereinstimmen. Daher werden die Ergebnisse des automatischen Verfahrens mit denen des semi-automatischen Verfahrens validiert mit dem Ziel, die beste Parametereinstellung für sr und gr zu finden und diese für spätere Berechnungen zu nutzen. Die Ergebnisse hierzu werden in den nächsten Abschnitten vorgestellt und verglichen.

Das automatische Verfahren wird auf Luftdruckdaten angewendet, wie im vorigen Abschnitt 3.1.3 beschrieben, mit verschiedenen Einstellungen des Gradienten gr und des Suchradius sr (siehe Tabelle 3.1). Insgesamt werden zehn Läufe durchgeführt und die Ergebnisse mit dem Referenzdatensatz von Affeld (2003) verglichen. Die jeweiligen Datensätze aus den beiden Verfahren haben einen Vergleichszeitraum vom 1.1.1979 0:00 UTC bis zum 31.8.2000 18:00 UTC und überschneiden sich räumlich in dem Gebiet zirkumpolar nördlich von 60°N .

3.2.1 Vergleich der Anzahl der Detektionen und Zyklonen

Zur Bestimmung der Parameter sr und gr werden zehn unterschiedliche Parameterkonfigurationen (bezeichnet mit A bis J) im automatischen Verfahren gewählt und deren Ergebnisse mit denen des Referenzdatensatzes aus dem semi-automatischen Verfahren von Affeld (2003) (bezeichnet mit BA) verglichen. Der Wert des Druckgradienten gr wird dazu von 200 Pa bis 1500 Pa pro 1000 km variiert, während der Suchradius sr Werte zwischen 4 und 15 Gitterpunkten annimmt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 3.1 dargestellt.

Lauf	gr	sr	D	Z	cc D	cc Z	cc p
A	1300	15	116186	24131	-0.91	-0.84	0.908
B	600	15	387181	65109	+0.41	+0.51	0.985
C	1500	15	80456	17666	-0.92	-0.87	0.828
D	1300	7	115160	24815	-0.91	-0.83	0.906
E	950	7	218011	42868	-0.81	-0.66	0.991
F	800	15	284649	50704	-0.59	-0.35	0.999
G	700	15	333942	57653	-0.18	+0.08	0.996
H	700	4	324953	64339	-0.17	-0.05	0.996
I	200	7	559856	96758	+0.86	+0.95	0.921
J	500	7	436655	77083	+0.71	+0.79	0.971
BA	-	-	188988	26173	1	1	1

Tabelle 3.1: Zehn verschiedene Läufe (A bis J) mit dem automatischen Verfahren von Blender u. a. (1997) im Vergleich mit dem semi-automatischen Verfahren von Affeld (2003) (BA), beide im Zeitraum 1979 - 2000 für das Gebiet nördlich von 60°N berechnet. Angegeben sind die variierten Parameter Druckgradient gr (Pa/1000 km) und Suchradius sr (Gitterpunkte) und die Anzahl der gefundenen Detektionen (D) und Zugbahnen (Z). In den letzten drei Spalten stehen die Korrelationskoeffizienten für die Zeitreihen des Jahresgangs der Detektionen (cc D), der Zugbahnen (cc Z) und des Kerndrucks (cc p) aus den zehn Läufen mit den Ergebnissen aus BA.

Durch die Variation der Parameter ergibt sich für die Läufe eine unterschiedliche Anzahl von Zyklonendetektionen und von Zyklonenzugbahnen, die im weiteren Text kurz „Detektionen“ (D) und „Zyklonen“ (Z) genannt werden.

Aus dem Referenzdatensatz BA werden für den Vergleich mit den Läufen 9873 Zyklonen mit nur einer Detektion entfernt. Diese Zyklonen mit einer Lebensdauer von einem Termin können in den automatischen Datensätzen nicht enthalten sein, denn diese enthalten nur Zyklonen mit einer Lebensdauer von mindestens zwei Terminen, was zwei Detektionen entspricht. Es werden demnach für die Vergleiche fünf Prozent der Detektionen aus dem Datensatz BA entfernt.

Vergleicht man anhand der Ergebnisse in Tabelle 3.1 die Gesamtanzahlen der Detektionen sowie Zyklonen der Läufe A bis J mit dem Referenzdatensatz BA, stellt man fest, dass nur in den Läufen A, C und D weniger Detektionen und Zyklonen gefunden werden als im Referenzfall. In allen anderen Läufen werden mehr Detek-

tionen und Zyklonen gefunden, im Lauf I sogar etwa 3 mal so viele Detektionen und 3,7 mal so viele Zyklonen wie im Datensatz BA. Von der Anzahl her vergleichbar mit dem Datensatz BA sind die Läufe A und D, die weniger Zyklonen enthalten (92% und 94% der Anzahl aus Datensatz BA), und der Lauf E, der mehr Zyklonen enthält (163% der Anzahl aus Datensatz BA).

3.2.2 Vergleich der mittleren Jahrgänge

Aus den Ergebnissen beider Zyklonenanalyseverfahren werden in diesem Abschnitt mittlere Jahrgänge der Detektionen und Zyklonen berechnet und verglichen. Die Abbildungen 3.1 zeigen die mittlere monatliche Anzahl der Detektionen (a) und Zyklonen (b) bezogen auf 30-Tage Monate.

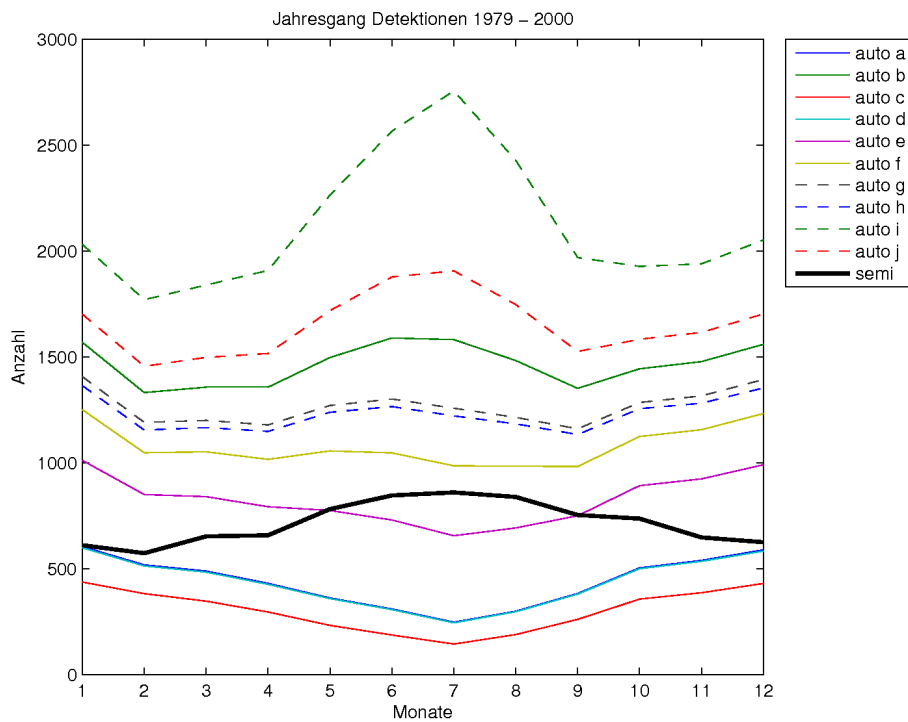
Der Jahrgang für die Detektionen und Zyklonen in der Arktis hat für den Referenzdatensatz BA ein Maximum im Sommer und ein Minimum im Winter. Es ist deutlich zu sehen, dass die Jahrgänge der Läufe A bis J nicht alle dem Jahrgang aus Datensatz BA ähneln.

Die Tabelle 3.1 enthält außerdem die berechneten Korrelationskoeffizienten der mittleren Jahrgänge der Detektionen (cc D) und der Zyklonen (cc Z) der Läufe A bis J mit dem Jahrgang des Referenzdatensatzes BA. Die Koeffizienten zeigen deutlich, genau wie die Abbildung 3.1, dass die Jahrgänge der meisten Läufe negativ mit dem des Referenzdatensatzes BA korreliert sind. Es fällt auf, dass Lauf E, in dem etwa die gleiche Anzahl Detektionen gefunden wurde wie im Referenzdatensatz, stark negativ korreliert ist. Nur die Läufe B, I und J weisen positive Korrelationen im Jahrgang der Detektionen und Zyklonen auf, dabei hat der Lauf I die höchste Korrelation. Es ist außerdem zu sehen, dass die Änderung des Suchradius von 15 im Lauf G zu 4 im Lauf H nur einen geringen Einfluss auf den Kurvenverlauf hat.

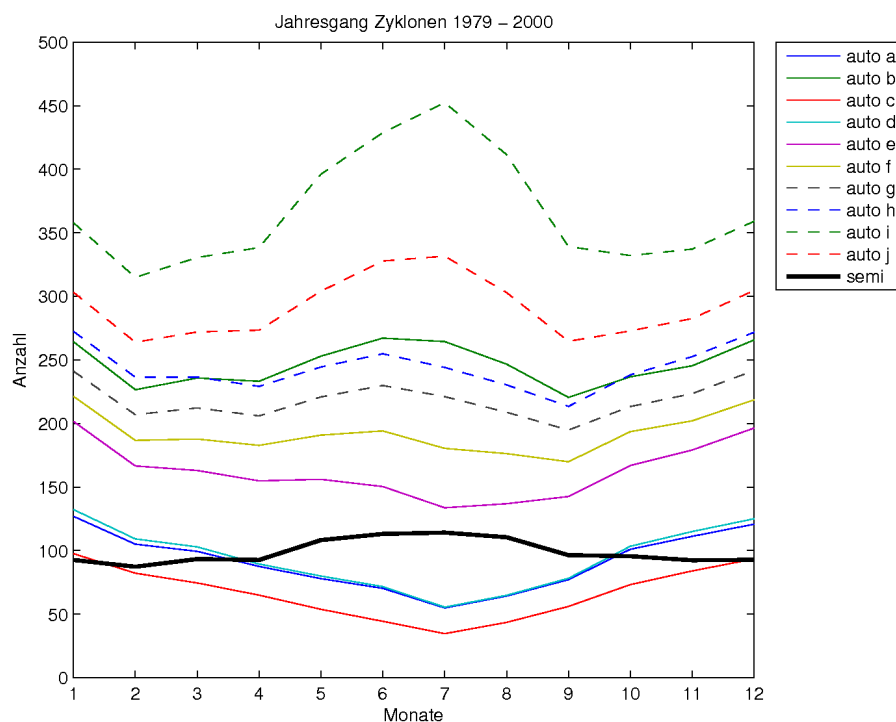
3.2.3 Vergleich der Druckverteilung

Die Druckverteilungen der Detektionen für die beiden Verfahren werden hier betrachtet. Es werden die Werte des Kerndrucks der Zyklonen bei jeder Detektion der Läufe A bis J verglichen mit den Werten des Referenzdatensatzes. Die Anzahl der Detektionen pro Kerndruckintervall von 10 hPa zeigt Abbildung 3.2 für alle Datensätze.

Alle Häufigkeitsverteilungen haben ihr Maximum im Bereich 990 bis 1000 hPa, was bedeutet, dass dieser Druckwert am häufigsten im Verlauf der Lebensdauer einer Zyklone gefunden wird. Auffällig ist die Verschiebung des Maximums zu höheren Druckwerten für Läufe mit einer insgesamt größeren Anzahl von Detektionen. Die Verschiebung hängt ab vom Gradienten gr : Je kleiner dieser ist, desto mehr Zyklonen werden gefunden und desto höher ist der Druckwert. Eine Erklärung ist, dass die größere Anzahl gefundener Detektionen darauf zurückzuführen ist, dass auch schwach ausgeprägte Zyklonen mit einem generell höheren Druckverlauf gefunden werden. Hingegen zeigen die Läufe, in denen wenige Zyklonen gefunden



(a) Detektionen



(b) Zyklonen

Abbildung 3.1: Mittlerer Jahresgang der Anzahl der (a) Detektionen und (b) Zyklonen bezogen auf 30-Tage Monate im Zeitraum von 1979 bis 2000 für das Gebiet nördlich von 60°N aus den zehn Läufen (auto a bis j) des automatischen Verfahrens und aus dem Referenzdatensatz BA (semi).

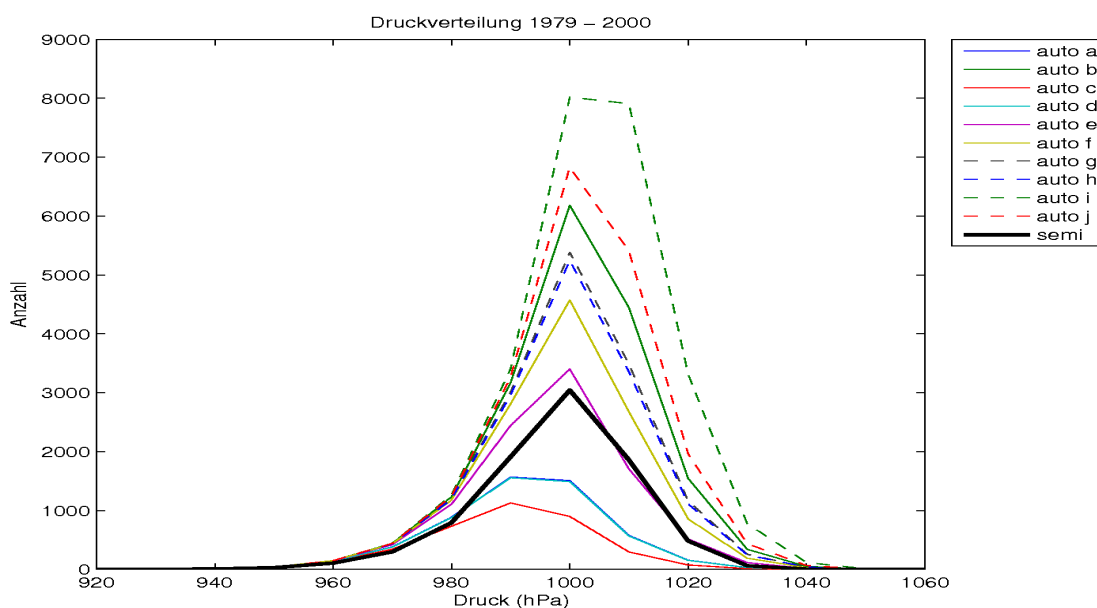


Abbildung 3.2: Häufigkeitsverteilung der Detektionen pro Kerndruckwert (Intervallbreite 10 hPa) im Zeitraum 1979 bis 2000 für die zehn Läufe A bis J (auto a bis j) des automatischen Verfahrens und den Referenzfall (semi).

werden, ein zu niedrigen Werten verschobenes Maximum, was darauf hindeutet, dass in diesen Läufen überwiegend starke Zyklonen detektiert werden. Hier wird der steuernde Einfluss durch die Einstellung des Parameters gr deutlich. Im Lauf C mit nur sehr wenigen gefundenen Detektionen könnte es sich überwiegend um Extremwert-Ereignisse handeln.

3.2.4 Vergleich der Zugbahnen

In diesem Abschnitt wird qualitativ und quantitativ verglichen, wie gut die Zugbahnen der Zyklonen, die mit dem automatischen Verfahren gefunden werden, mit den Zugbahnen der Zyklonen, die mit dem semi-automatischen Verfahren gefunden werden, übereinstimmen.

Zunächst werden die Zugbahnen qualitativ verglichen. Beispielhaft zeigt Abbildung 3.3 einen Vergleich der Zyklonenzugbahnen aus dem Referenzdatensatz BA und dem Datensatz aus Lauf E für den Zeitraum 1.1. bis 10.1.1979. Die Zugbahnen der beiden Datensätze stimmen in vielen Bereichen relativ gut überein, allerdings treten besonders am Anfang und Ende der Zugbahnen größere Abweichungen auf. Die Unstimmigkeiten am Nordpol aufgrund der fehlenden Detektionen im automatischen Verfahren fallen ebenfalls ins Auge. Es gibt auch Fälle, in denen bei benachbarten Detektionen das automatische Zyklonenverfolgungsverfahren bei der Zuordnung von der einen Zyklone zur anderen springt, was einen offensichtlich unrealistischen Verlauf der Zugbahn zur Folge hat. Ein Beispiel für ein solches Verhalten sieht man in der Abbildung 3.3: Vom Programm werden bei

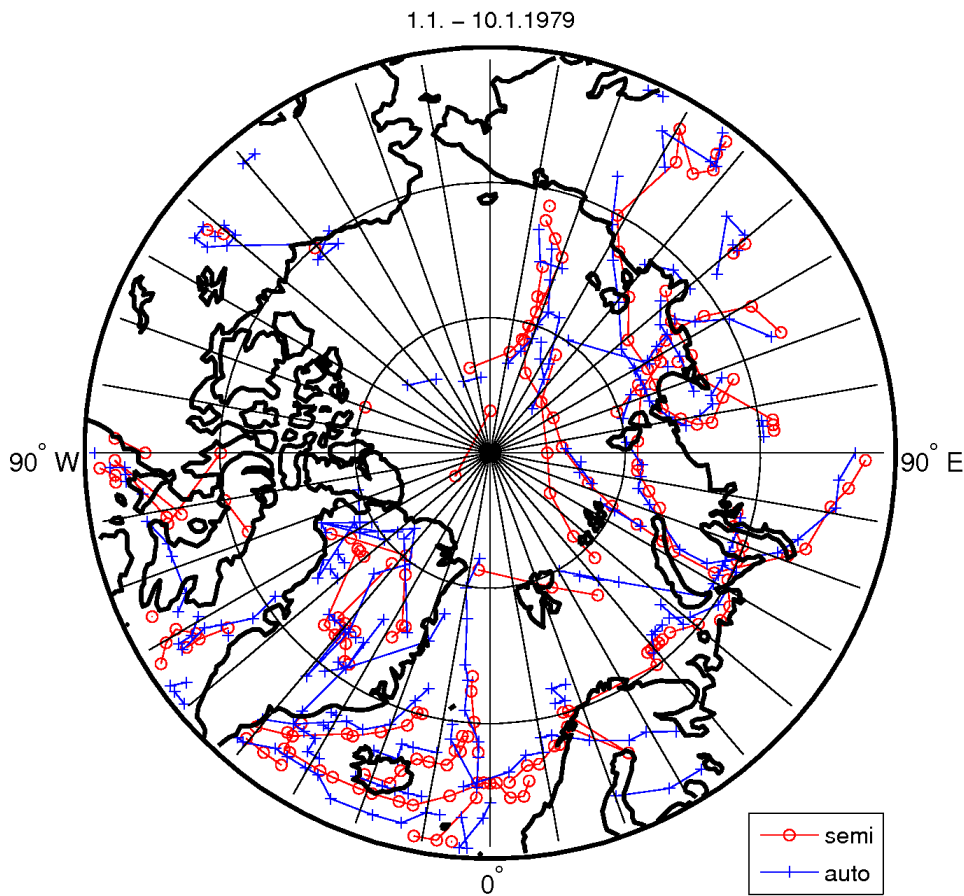


Abbildung 3.3: Beispielhafter qualitativer Vergleich der Zyklonenzugbahnen aus dem semi-automatischen Verfahren (rot) und dem automatischen Verfahren „Lauf E“ (blau) im Zeitraum 1.1.1979 0:00UTC bis 10.1.1979 18:00UTC.

60°N bis 70°N und 130°W bis 140°W zwei Systeme miteinander verbunden, die im semi-automatischen Verfahren getrennt existieren.

Um nicht nur qualitative Aussagen über die Güte der Übereinstimmung der Zugbahnen zu machen, wird nun eine objektive Analyse durchgeführt. Es interessiert dabei, ob die Zyklonen aus dem mit dem semi-automatischen Verfahren erzeugten Datensatz in dem mit dem automatischen Verfahren erzeugten Datensatz vorhanden sind und ob die zugehörigen Zugbahnen gleich lang sind. Es ist zum Beispiel möglich, dass alle Detektionen einer Zyklonenzugbahn aus dem Referenzdatensatz BA in dem mit dem automatischen Verfahren erzeugten Datensatz gefunden werden, diese Detektionen aber nicht nur einer, sondern verschiedenen Zyklonen zugeordnet werden. Es wird daher nicht nur die Zugbahn betrachtet, es wird auch anhand der Zyklonennummer geprüft, wie vielen Zyklonen aus dem mit automatischem Verfahren erzeugten Datensatz die entsprechenden Detektionen der Zugbahn aus dem Referenzdatensatz zugeordnet sind.

Lauf	Anzahl Z	Anzahl D	Fehlt (%)	Wechsel
A	998	4754	79	3,87
B	2948	17154	20	5,57
C	730	3278	83	3,87
D	1023	4714	79	3,85
E	1889	9460	53	4,28
F	2259	12542	38	4,87
G	2587	14738	28	5,12
H	2878	14318	29	5,08
I	4370	24978	4	5,89
J	3488	19430	13	5,87
BA	1508	8531	-	-

Tabelle 3.2: Ergebnisse des Vergleichs der Zugbahnen des Referenzdatensatzes BA mit den Zugbahnen der Läufe A bis J für das Jahr 1980. Es ist die Anzahl der Zyklonen (Z) und Detektionen (D) angegeben, außerdem die Anzahl der in den Läufen nicht gefundenen Zugbahnen in Prozent bezogen auf die Anzahl der Zyklonen im Datensatz BA. Die letzte Spalte gibt das Verhältnis der gesamt möglichen Zyklonenzahlwechsel (das entspricht der Anzahl der Detektionen) zu den tatsächlich gefundenen Zyklonenzahlwechseln an.

Zum objektiven Vergleich wird eine von Blender u. a. (1997) beschriebene Vergleichsmethode für Zugbahnen herangezogen. Da die mit den zwei Zyklonenanalyseverfahren erstellten Datensätze, die verglichen werden sollen, die gleiche zeitliche und räumliche Auflösung haben, kann ein vereinfachter Fall der Vergleichsmethode genutzt werden.

Um den Rechenaufwand zu beschränken, wird nur das Jahr 1980 betrachtet. Die Ergebnisse sollten jedoch repräsentativ für jeden anderen gewählten Zeitraum sein. Es werden zu jeder Detektion einer jeden Zyklone aus dem Referenzdatensatz BA anhand ihres zugehörigen Zeitpunktes alle Detektionen aus einem Lauf des automatischen Verfahrens (zum Beispiel Lauf A), die ebenfalls zu diesem Zeitpunkt detektiert wurden, herausgesucht. Es wird dann der Abstand zwischen der Detektion aus BA und jeder einzelnen Detektion aus Lauf A zu diesem Zeitpunkt bestimmt. Die Detektion aus Lauf A mit dem kleinsten so ermittelten Abstand wird der Detektion aus BA zugeordnet. Dazu werden der Zeitpunkt, der ermittelte Abstand sowie beide Zyklonennummern gespeichert. So wird für alle Detektionen der Zyklonenzugbahn aus BA verfahren. Aus diesen Abständen zwischen den Zyklonendetektionen aus BA und aus Lauf A wird dann im nächsten Schritt ein mittlerer Abstand (in km) zwischen der Zugbahn BA und derjenigen aus Lauf A berechnet. Es wird dann geprüft, ob dieser mittlere Abstand größer ist als ein typischer Zyklonendurchmesser von 600 km. Ist dies der Fall, werden die Zugbahnen als „nicht übereinstimmend“ gewertet. Um die Ergebnisse der Läufe vergleichen zu können, wird berechnet, wie viel Prozent der Zyklonen aus BA im Datensatz der Läufe A bis J mit „nicht übereinstimmend“ bewertet werden (Spalte 4 in Tabelle 3.2). Die besten prozentualen Werte erreicht der Datensatz aus Lauf I, der auch die meisten Zyklonen und Detektionen aller Läufe enthält. Daher findet man zu vielen

Detektionen aus dem Datensatz BA eine nahe gelegene Detektion im Datensatz I. Weitere gute Ergebnisse liefern die Datensätze J und B.

Werden alle Detektionen einer Zyklonenzugbahn aus dem Referenzdatensatz BA in einem mit dem automatischen Verfahren erzeugten Datensatz gefunden, ist es immer noch möglich, dass die Detektionen im automatischen Verfahren verschiedenen Zyklonen zugeordnet wurden. Um dies zu untersuchen, wird zu jeder Zugbahn aus dem Referenzdatensatz BA untersucht, ob ihre Detektionen verschiedenen Zyklonen in den mit dem automatischen Verfahren erzeugten Datensätzen A bis J zugeordnet wurden. Eine Zugbahn mit zum Beispiel zehn Detektionen kann demnach einer bis zehn verschiedenen Zyklonen zugeordnet werden. Das Verhältnis der Anzahl der Detektionen der betrachteten Zugbahn im Referenzdatensatz BA zu der gefundenen Anzahl von zugeordneten Zyklonen in einem mit dem automatischen Verfahren erzeugten Datensatz A bis J, ist ein Maß dafür, wie gut die Zugbahnen reproduziert werden (Spalte 5 in Tabelle 3.2). Je besser die Detektionen im automatischen Verfahren zu einer kompletten Zugbahn verbunden werden, desto größer ist dieser Wert. Die besten Werte werden für die Läufe B, I und J erreicht.

Generell gilt, dass die Zyklonen aus dem Referenzdatensatz umso besser repräsentiert werden, je mehr Zyklonen in dem mit automatischem Verfahren gewonnenen Datensatz enthalten sind. Die Zugbahnen aus dem Referenzdatensatz werden in den Läufen meist nicht komplett gefunden, sondern die zugehörigen Detektionen werden verschiedenen Zyklonen zugeordnet.

3.2.5 Vergleich der räumlichen Verteilung der Detektionen

Die absolute Anzahl der Detektionen wurde bereits betrachtet, aber es interessiert auch die Übereinstimmung bei der räumlichen Verteilung der gefundenen Detektionen in den verschiedenen Datensätzen. Daher wird für den Referenzdatensatz und die in den vorigen Abschnitten schon positiv bewerteten Läufe I, E und B berechnet, wie viele Detektionen pro Flächeneinheit gefunden werden. Als Flächeneinheit werden hier 125 km x 125 km genommen, da die Auflösung von $1,125^\circ$ der Breitengrade einer Entfernung von 125 Kilometern entspricht. Die folgenden Abbildungen 3.4 (a) bis (d) zeigen jeweils die Summe aller Detektionen vom 1.1.1979 bis 31.12.2000.

Im automatischen Verfahren werden am Nordpol keine Detektionen gefunden, daher bleibt dieser Bereich bei den Läufen B, E und I weiß. Außerdem erscheint in allen Karten ein extremes Maximum über Grönland, das unrealistisch ist und daher in verschiedenen Arbeiten bereits ausgeschlossen wurde, wie zum Beispiel auch bei Affeld (2003). Die beste Übereinstimmung mit dem Referenzdatensatz BA bei der räumlichen Verteilung hat Lauf E. Die Differenz der Detektionsanzahl pro Fläche von Lauf E minus Referenzdatensatz BA in Abbildung 3.5 zeigt vor allem über den gebirgigen Regionen von Grönland, Ellesmere Island und Kanada größte-

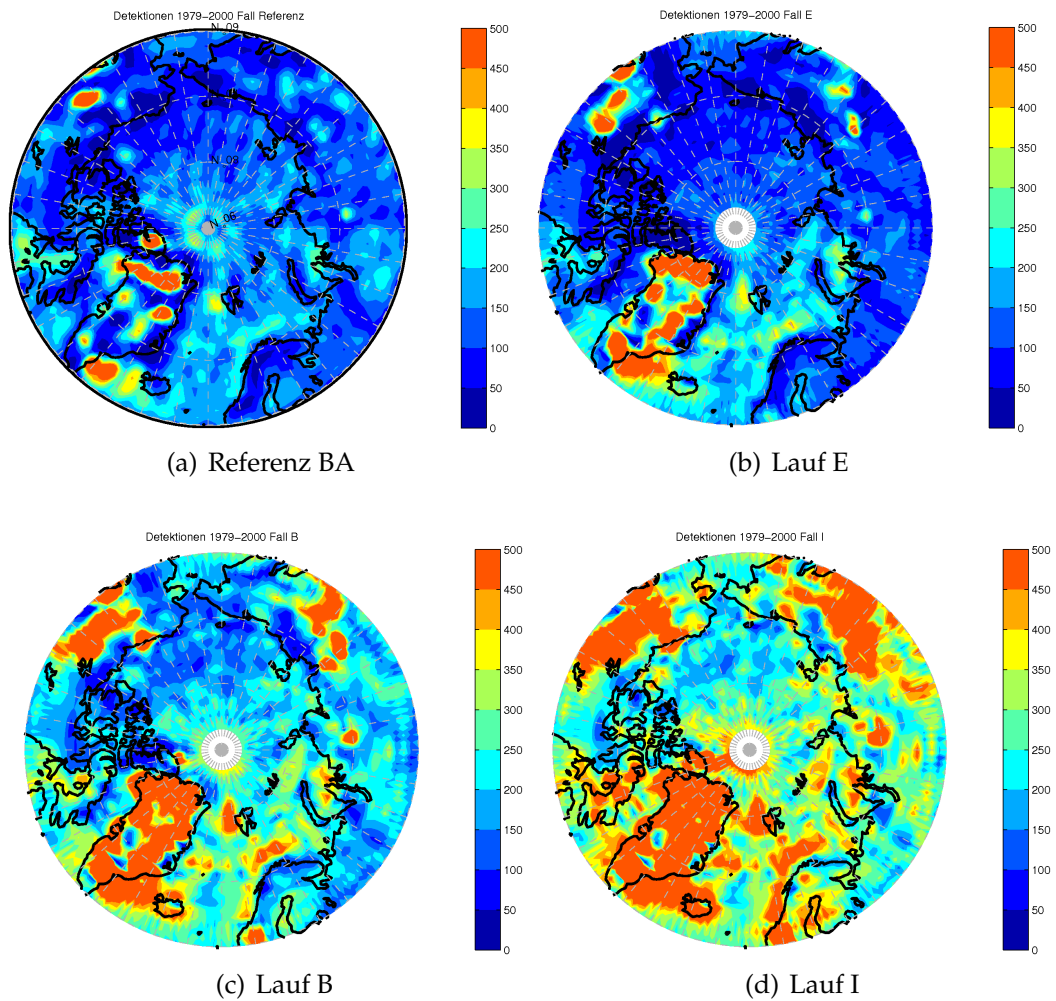


Abbildung 3.4: Die Detektionenzahl pro Fläche für das semi-automatische Verfahren BA und die Läufe B, E und I des automatischen Verfahrens. Die Anzahl bezieht sich auf 125 km x 125 km Flächen und auf den Zeitraum Januar 1979 bis Dezember 2000.

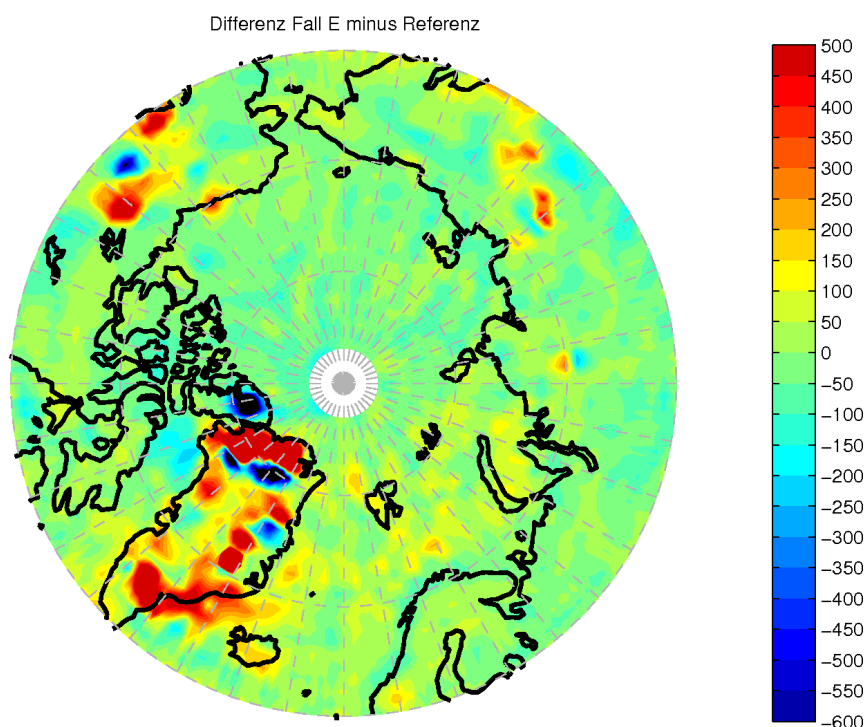


Abbildung 3.5: Die Differenz der Detektionenanzahl pro Fläche von Lauf E minus der Detektionenanzahl pro Fläche der semi-automatischen Analyse BA.

re Unterschiede von mehr als ± 100 in der Detektionenanzahl. Ansonsten stimmen die Verteilungen gut überein mit zufällig verteilten Abweichungen um ± 100 in der Anzahl der Detektionen.

3.2.6 Abschließende Bewertung des Vergleichs

Das Ziel der Untersuchungen in den vorigen Abschnitten war, die besten Parameterwerte für das automatische Verfahren im Vergleich mit der Referenz zu ermitteln. Es gibt zwischen dem Referenzdatensatz und einem der Läufe A bis J keine optimale Übereinstimmung, aber am besten haben die Läufe E und I in diesen Vergleichen abgeschnitten.

Lauf I stimmt bei den Jahresgängen und auch bei den Zugbahnen am besten mit dem Referenzdatensatz überein. Allerdings werden im Lauf I viel mehr Zyklonen und Detektionen gefunden als im Referenzdatensatz, nämlich etwa doppelt so viele. Diese große Zahl der gefundenen Zyklonen ist der Anlass, keine weiteren Läufe durchzuführen, die zu einer noch größeren Anzahl von Zyklonen führen. In solchen Läufen werden zu viele sehr schwache lokale Druckminima als Zyklone detektiert, die man nach subjektiven Gesichtspunkten nicht als solche bezeichnen würde.

Die Anzahlen der Detektionen und Zyklonen aus dem Lauf E stimmen deutlich besser mit dem Referenzdatensatz überein als die von Lauf I, haben jedoch bei Betrachtung der ganzen Nordhalbkugel bis 60°N eine Antikorrelation der Jahresgänge. Da dies auch für alle anderen Läufe gilt, in denen weniger Detektionen als im Referenzfall enthalten sind, werden diese Läufe ebenfalls ausgeschlossen. Die Läufe E und I stellen demnach eine untere und obere Grenze des akzeptablen Bereiches dar, in dem Parameter gr von 200 bis 950 Pa/1000 m variiert und sr konstant bei 7 Gitterpunkten ist.

Die weiteren Untersuchungen werden nun mit dem Lauf E durchgeführt, da insbesondere die Verteilung der Detektionen pro Fläche und auch die Druckverteilung sehr gut zum Referenzdatensatz passt. Woher die unterschiedlichen Tendenzen im Jahresgang im Vergleich mit dem Referenzdatensatz stammen, wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt. Es ist zu vermuten, dass diese Problematik durch die Differenzen über den Gebirgen, insbesondere über Grönland, erzeugt wird.

Kapitel 4

Zyklonen in der Lofotenregion

In diesem Kapitel wird die Zyklonenaktivität in der Lofotenregion untersucht. Die Einleitung gibt zunächst einen Überblick über einige relevante Arbeiten zum Thema Zyklonen über dem Nordatlantik und der Arktis. Für die Untersuchungen wird ein Lofotengebiet definiert, das für die folgenden Auswertungen verwendet wird. Es werden alle Zyklonen betrachtet, die sich im Laufe ihrer Lebenszeit in diesem Lofotengebiet aufhalten, und mit statistischen Mitteln analysiert. Untersucht werden Zyklonenzugbahnen aus dem semi-automatischen Verfahren BA (Abschnitt 3.1.2) und dem automatischen Verfahren mit der Parametereinstellung aus Lauf E (Abschnitt 3.1.3).

Es interessieren insbesondere die Zyklonenhäufigkeit und deren zeitliche Variation, die Zugbahnen, die Lebensdauer und die Aufenthaltsdauer in dem Lofotengebiet, sowie der Kerndruck der Zyklonen. Die Ergebnisse dieser statistischen Untersuchungen werden im letzten Kapitel dieser Arbeit diskutiert.

4.1 Einleitung zur Zyklonenstatistik

Eine gute Zusammenfassung der bisherigen Untersuchungen zu extra-tropischen Zyklonen, die aus verschiedenen Datensätzen und Modellsimulationen mit unterschiedlichen Verfahren (siehe Kapitel 3) erzeugt wurden, gibt die Arbeit von Ulbrich u. a. (2009). Nordatlantische und arktische Tiefdruckgebiete und ihr Zusammenhang mit großskaligen atmosphärischen Mustern und dem europäischen Klima wurden in sehr vielen Arbeiten untersucht. Einige dieser Arbeiten befassen sich besonders mit arktischen Zyklonen (Serreze u. a., 1993; Serreze, 1995; Serreze u. a., 1997; Kirchgässner, 1998; Brümmer u. a., 2000, 2001; Affeld, 2003; Zhang u. a., 2004). Auf einige dieser Arbeiten wird im Folgenden genauer eingegangen.

Serreze u. a. (1993, 1997) untersuchten arktische Zyklonen und fanden heraus, dass im Winter Zyklonen besonders im Gebiet Island, östliche Arktis, Baffin Bay und Nordkanada auftreten. Der Kerndruck ist im Winter bei Island, über der Norwegischen See und westlich von Grönland am niedrigsten. Winterzyklonen ziehen von der Norwegischen See nach Ost-Nordost zum Arktischen Ozean und enden typischerweise im Gebiet der Karasee. Im Sommer treten Zyklonen in den

gleichen Regionen auf wie im Winter, aber die Zyklonen sind im Sommer 5 hPa bis 10 hPa schwächer. Der Jahresgang zeigt, dass Zyklonen im Winter seltener, aber stärker ausgeprägt als im Sommer auftreten.

Brümmer u. a. (2000) beschreiben die Zyklonenaktivität in der Arktis für den Zeitraum 1986 bis 1991 aus ERA-15 Reanalysen. Beobachtet wurde ein ausgeprägter Jahresgang der Zyklonenhäufigkeit mit dem Maximum im Sommer. Die höchste Zyklonenhäufigkeit im Winter trat bei Island, in der Framstraße, in der Norwegischen See bis Barents- und Laptev-See auf. Die Lebensdauer der Zyklonen ist im Mittel 1,5 Tage und nur 18% aller Zyklonen werden älter als 3 Tage. Im Winter haben die Zyklonen einen tieferen Kerndruck als im Sommer.

Die Zyklonen bei Island werden zum Teil durch das Grönlandmassiv hervorgerufen (Serreze u. a., 1997). Diese These wird gestützt durch Modellsimulationen der Nordhemisphäre mit und ohne Berücksichtigung der Orografie Grönlands, in denen die Hälfte der Island-Zyklonen auf das Grönlandmassiv zurückzuführen waren (Junge u. a., 2005). Grönlands Orografie verschiebt demnach das Islandtief nach Südwesten und beeinflusst das Strömungsmuster über Nordamerika und Asien.

4.2 Definition des Lofotengebietes

Zur Untersuchung der Zyklonenaktivität über der Norwegischen See wird in diesem Abschnitt ein Gebiet festgelegt, das im Folgenden als „Lofotengebiet“ bezeichnet wird. Dieses Gebiet wurde so gewählt, dass es das von Affeld (2003) gefundene sekundäre Maximum der Zyklonenhäufigkeit nahe der Lofoten-Inseln enthält. Eingeschlossen ist auch das Gebiet des Feldexperimentes LOFZY 2005 (Lofoten-Zyklonen), das im März 2005 im Rahmen des SFB 512 durchgeführt wurde (Brümmer u. a., 2009; Lammert u. a., 2008).

Für das Lofotengebiet wurde nun eine fünfeckige Form gewählt, die entlang der Norwegischen Küste ausgerichtet ist. Die Region ist in Abbildung 4.1 eingezeichnet. Die Eckpunkte des Fünfecks liegen bei den in Tabelle 4.1 angegebenen Koordinaten.

Punkt	1	2	3	4	5
Breitengrad	73,46°N	73,46°N	71,21°N	67,85°N	67,85°N
Längengrad	13,50°O	24,75°O	24,75°O	14,63°O	4,5°O
Strecke (km)	356	249	542	424	704

Tabelle 4.1: Die geographischen Koordinaten der fünf Eckpunkte des Lofotengebietes und die Kantenlängen des Fünfecks in Kilometern.

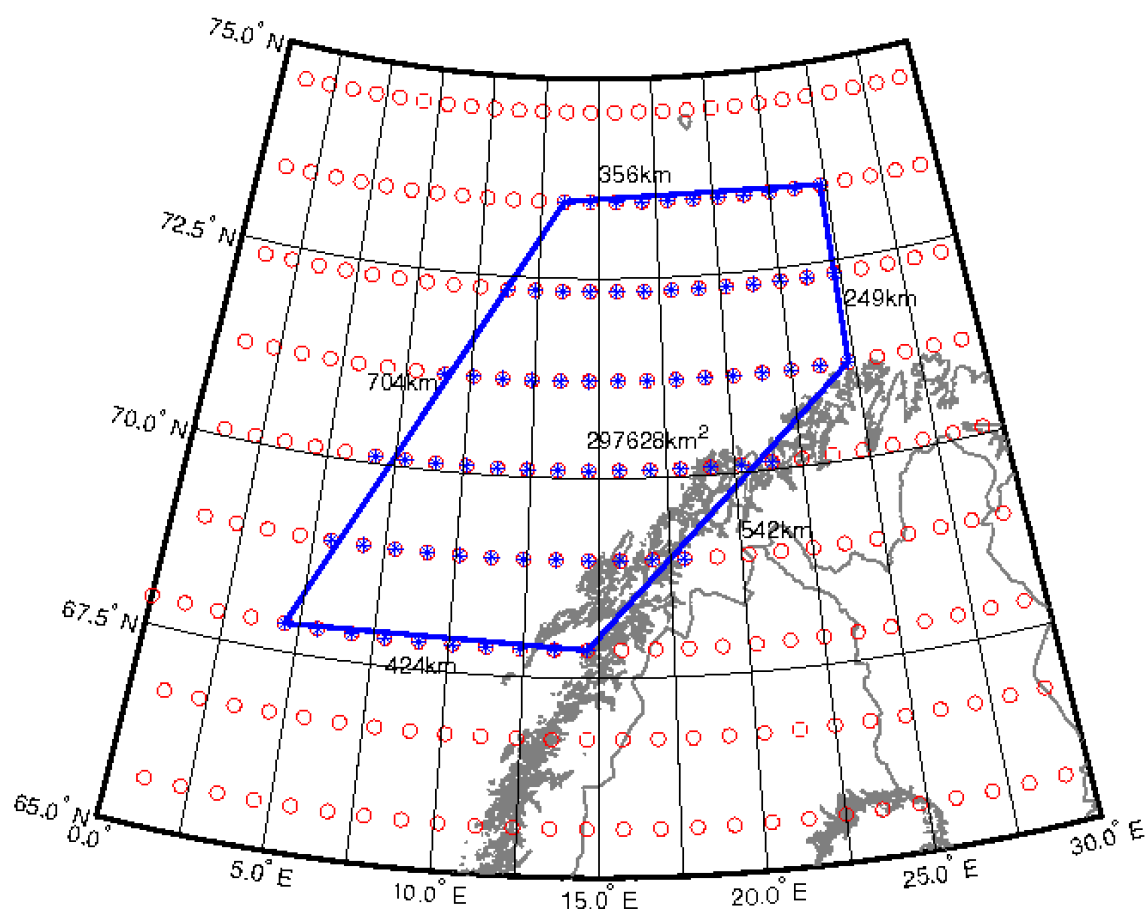


Abbildung 4.1: Das Lofotengebiet vor der Küste Norwegens ist auf dieser Karte blau umrandet, die zugehörigen 75 Gitterpunkte aus dem $1,125^\circ$ -ECMWF-Gitter sind blau markiert. Zur Veranschaulichung sind die anderen Gitterpunkte in rot eingezeichnet. Die Zahlen geben die Kantenlängen des Fünfecks in Kilometern an, sowie die Fläche des Fünfecks.

Die Zyklonenzugbahnen, die für die weiteren Analysen verwendet werden, liegen mindestens einmal auf einem der in Abbildung 4.1 markierten Gitterpunkte. Die Fläche des Lofotengebietes beträgt rund 300.000 km^2 , also etwa 80% der Fläche der Bundesrepublik Deutschland.

4.3 Ergebnisse der Zyklonenstatistik im Lofotengebiet

Im Folgenden werden alle Zyklonen untersucht, die sich mindestens einmal in ihrem Leben in dem Lofotengebiet aufhalten und somit an dem Maximum in der Zyklonenhäufigkeit vor den Lofoten beteiligt sind. Diese Zyklonen werden in diesem Kapitel als „Lofotenzyklonen“ bezeichnet. Zunächst werden die Häufigkeit der Lofotenzyklonen sowie deren Zugbahnen untersucht. Danach werden die Zykloneneigenschaften wie Kerndruck und das Alter der Zyklonen analysiert.

Für diese Untersuchungen werden drei Zyklonendatensätze verwendet, die mit den in Kapitel 3 beschriebenen Methoden erzeugt wurden. Es wird zum einen der von Björn Affeld mit dem semi-automatischen Verfahren erzeugte Datensatz für den Zeitraum Dezember 1978 bis Dezember 2000 verwendet (siehe 3.1.2), der mit BA bezeichnet wird. Dazu werden zwei Zyklonen-Datensätze E1 und E2 genutzt, die nach dem automatischen Verfahren mit Einstellungen des Laufs E (siehe 3.1.3) erzeugt wurden. Sie unterscheiden sich in den zugrunde liegenden Daten und dem betrachteten Zeitraum: E1 wurde für den ERA-40 Reanalyse-Zeitraum September 1957 bis August 2002 berechnet, E2 für den ECMWF Analyse-Zeitraum Januar 2002 bis August 2008. Es gibt somit zeitliche Überschneidungen der drei Datensätze, die einen Vergleich der Ergebnisse ermöglichen.

4.3.1 Zyklonenhäufigkeit

Die Zyklonenhäufigkeit gibt die Anzahl verschiedener Zyklonen an, die das Lofotengebiet passieren. Zusätzlich wird bestimmt, an wie vielen Terminen diese einzelnen Zyklonen in dem Lofotengebiet detektiert werden (Detektionen). Interessant ist die zeitliche Variation der Anzahl von Zyklonen sowie die räumliche Verteilung der Zyklonenzugbahnen.

Datensatz:	BA	E1	E2
Zeiträume:	1979 - 2000	1957 - 2002	2002 - 2008
Monate:	265	540	80
Zyklonen	1128	2394	584
Detektionen	3217	6384	1551
Eintritte	753 (67%)	1386 (58%)	326 (56%)
Austritte	704 (62%)	1229 (51%)	308 (53%)
Zyklogenese	375 (33%)	1008 (42%)	258 (44%)
Zyklolyse	424 (38%)	1165 (49%)	276 (47%)
Zyklonen/Jahr	51,1	53,2	87,6
Aufenthalt (h)	17,11	16,00	15,93

Tabelle 4.2: Anzahl von Lofotenzyklonen aus den Datensätzen der drei Zeiträume und Anzahl der zugehörigen Detektionen, sowie Anzahl der Zyklonen, die in das Lofotengebiet ein- und austreten, dort entstehen sowie sich auflösen. Angegeben ist außerdem die Anzahl von Zyklonen pro Jahr und die Aufenthaltsdauer in dem Lofotengebiet in Stunden (h). Die Zahlen in Klammern geben das Verhältnis in Prozent zur jeweiligen Zyklonenhäufigkeit an.

Da die drei Datensätze verschiedene Zeitspannen abdecken, erhält man die unterschiedlichen Zyklonenhäufigkeiten der drei Datensätze. Tabelle 4.2 listet die Ergebnisse der Zählung von Lofoten-Zyklonen und Detektionen auf. Umgerechnet auf ein Jahr sind es 51,1 Zyklonen im Datensatz BA und mit 53,2 Zyklonen pro Jahr ähnlich viele im Datensatz E1, jedoch mit 87,6 Zyklonen pro Jahr fast doppelt so viele im Datensatz E2. Diese Unterschiede werden vermutlich erzeugt durch die größere Informationsdichte der Analyse-Daten, auf denen Datensatz E2 basiert, im

Vergleich zu den Reanalysen, die für die Berechnung des Datensatzes E1 genutzt wurden. Im Mittel über alle drei Datensätze gehören zu jeder Zyklone 2,72 Detektionen, was im Mittel 16,3 Stunden Aufenthalt in dem Lofotengebiet entspricht, da die Detektionen 6 Stunden auseinander liegen.

4.3.2 Zyklonenzugbahnen

Die Zugbahn einer Zyklone beginnt am Punkt der ersten Detektion, an der sie gefunden wird (Zyklogenese). Im Datensatz BA gibt es einige Zyklonen, die nur einmal detektiert werden und demnach weniger als 12 Stunden leben, hingegen sind alle Zyklonen aus den Datensätzen E1 und E2 mindestens zwei Detektionen lang.

Richtung Winkel (°)	N 0	NO 45	O 90	SO 135	S 180	SW 225	W 270	NW 315	Summe
Einzug:									
BA	9	9	23	22	119	202	238	131	753
(%)	1	1	3	3	16	27	32	17	100
E1	34	25	43	35	206	338	436	269	1386
(%)	2	2	3	3	15	24	31	19	100
E2	14	9	5	12	57	79	83	67	326
(%)	4	3	2	4	17	24	25	21	100
Auszug:									
BA	43	141	232	110	59	12	34	73	704
(%)	6	20	33	16	8	2	5	10	100
E1	103	218	317	202	157	29	64	139	1229
(%)	8	18	26	16	13	2	5	11	100
E2	26	53	52	56	46	17	10	48	308
(%)	8	17	17	18	15	6	3	16	100

Tabelle 4.3: Richtungen aus denen Zyklonen in das Lofotengebiet hereinziehen und in die sie herausziehen, angegeben in Anzahl der Zyklonen und in Prozent der gesamten Zyklonenzahl. In der letzten Spalte ist jeweils die Gesamtzahl pro Datensatz für Ein- oder Auszug angegeben.

Die Anzahl von Zyklonen, die in das Lofotengebiet eintreten, dieses verlassen, dort entstehen oder sich auflösen, und die Anzahl der Detektionen innerhalb des Lofotengebiets sind in Tabelle 4.2 angegeben. Es treten insgesamt etwas mehr Zyklonen in die Region ein (56% - 67%) als ausziehen (51% - 62%). Die Differenz erklärt sich damit, dass die Anzahl der sich auflösenden Zyklonen um wenige Prozent größer ist als die Zahl der neu entstehenden Zyklonen. Die Ergebnisse der beiden automatischen Datensätze E1 und E2 sind sehr ähnlich, der semi-automatische Datensatz enthält bei den ein- und ausziehenden Zyklonen etwa 10% mehr Zyklonen.

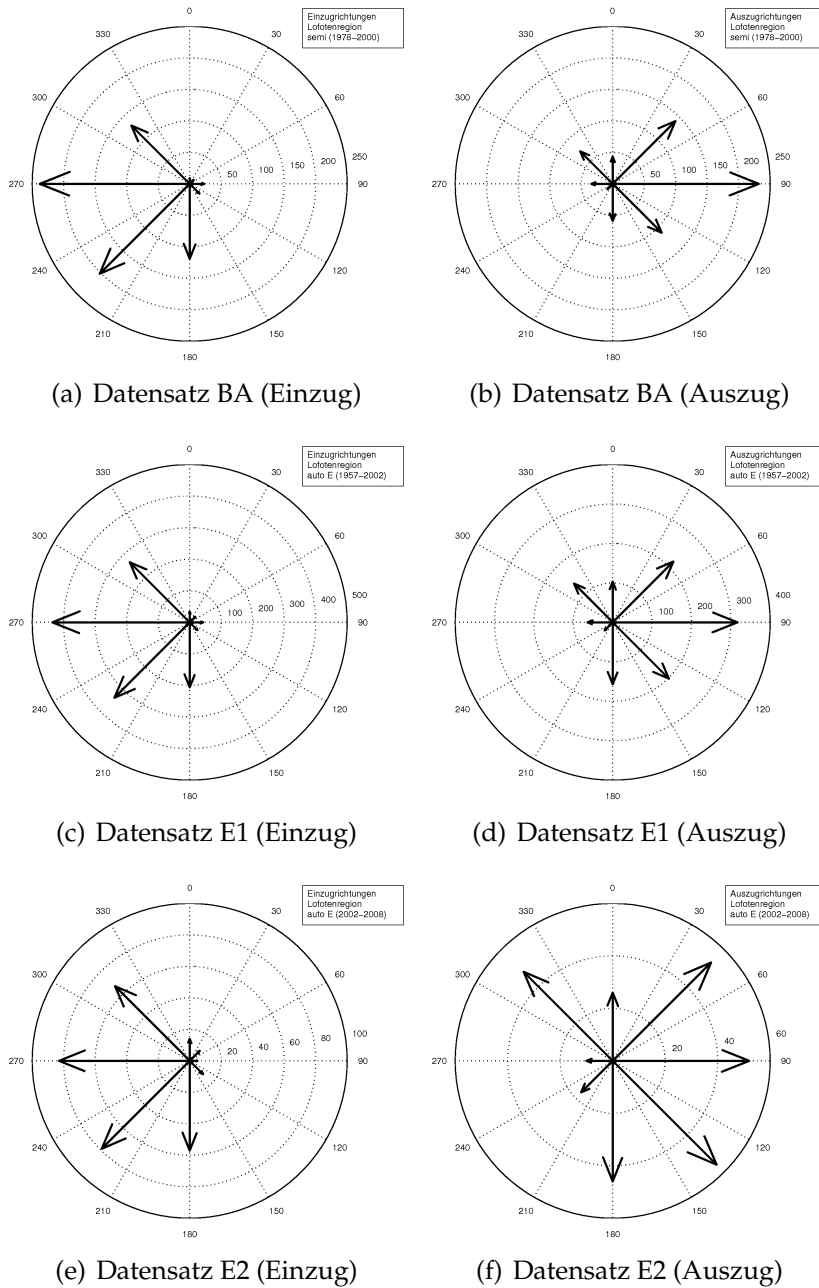


Abbildung 4.2: Häufigkeit der Einzugs- und Auszugsrichtungen der Lofotenzyklonen (Anzahl pro 45° Richtungsintervall) beim Ein- und Ausziehen. Die Abbildungen haben unterschiedliche Häufigkeitsskalen, da die Datensätze (a) BA Einzug und (b) BA Auszug, (c) E1 Einzug und (d) E1 Auszug, sowie (e) E2 Einzug und (f) E2 Auszug unterschiedlich viele Zyklonen enthalten.

Die ein- und ausziehenden Zyklonen sind in Tabelle 4.3 nach Herkunftsbeziehungsweise Auszugsrichtung unterteilt. Bei den einziehenden Zyklonen wird die Verlagerung zwischen dem ersten Ort innerhalb des Lofotengebietes und dem letzten Ort außerhalb der Region betrachtet, bei den ausziehenden Zyklonen entsprechend der letzte Ort innerhalb und der erste Ort außerhalb des Lofotengebietes. Es wurden alle Zyklonen aus den drei Datensätzen getrennt betrachtet. Die Ergebnisse der Eintritts- und Austrittsrichtungen stehen in Tabelle 4.3 und sind in Abbildung 4.2 grafisch veranschaulicht. Die Ergebnisse der Datensätze BA und E1 sind sich sehr ähnlich. Der Datensatz E2 zeigt Abweichungen, so findet man bei den Einzugsrichtungen eine Verlagerung des Maximums von West nach Nordwest und Nord. Außerdem kommt die Auszugsrichtung Nordwest häufiger und Ost seltener im Datensatz E2 vor als in den anderen Datensätzen. Dies ist möglicherweise ein Trend der letzten 8 Jahre. Die meisten Zyklonen ziehen aus der Richtung West und Südwest, also der Richtung des Nordatlantiks, in das Lofotengebiet und verlassen das Gebiet in Richtung Ost.

Zur weiteren Analyse der Zugbahnen werden getrennt die Anfangs- und Endpunkte (Zyklogenese und Zyklolyse) der Zyklonen sowie die Lage der gesamten Zugbahnen untersucht. Der Endpunkt ist die letzte Detektion jeder Zyklone, bevor sie sich auflöst (Zyklolyse).

Die Anfangspunkte aller Lofotenzyklonen sind getrennt für die drei Datensätze in Abbildung 4.3 (a), (c) und (e) eingezeichnet. Es ist deutlich erkennbar, dass im Datensatz BA für viele Zyklonen der Anfang und das Ende der Zugbahn auf 60°N fällt, da der Datensatz südlich von 60°N abgeschnitten wurde und daher Teile der Zugbahnen fehlen. Die anderen beiden Datensätze beginnen bereits ab 30°N , sodass die Zugbahnen komplett erfasst sind. Die Mehrheit der Lofotenzyklonen entsteht über dem Nordatlantik, vor allem im Europäischen Nordmeer, und nur wenige entstehen in weiter entfernten Gebieten. Die meisten Anfangspunkte liegen über dem Ozean, nur wenige über dem Land. Aus der Lage der Zyklonenstartpunkte folgt, dass die Zyklonen aus westlichen Richtungen in das Lofotengebiet ziehen, was gut zu den in Tabelle 4.3 ermittelten Eintrittsrichtungen der Lofotenzyklonen passt.

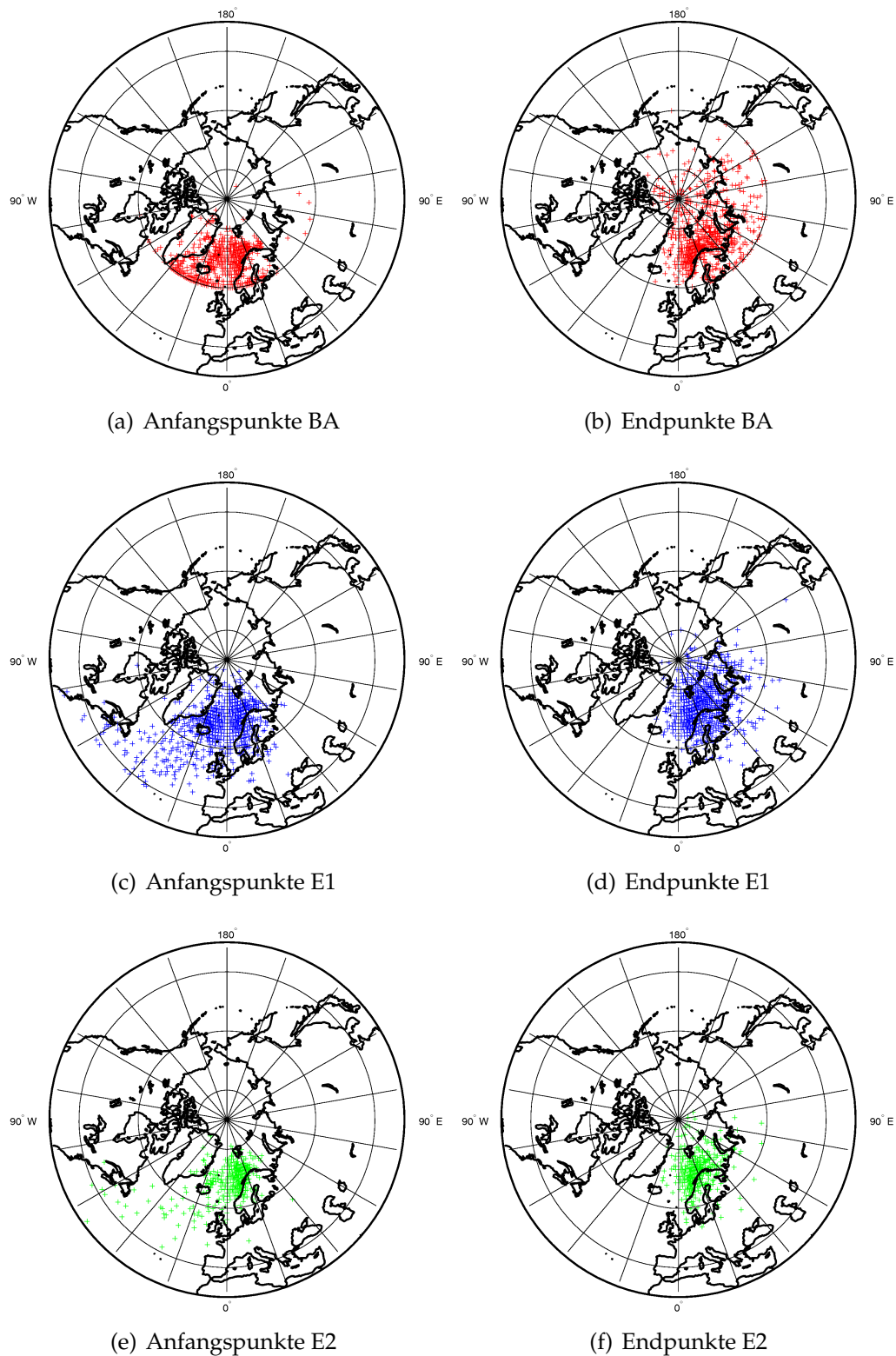


Abbildung 4.3: Die Anfangs- und Endpunkte (Zyklogenese und Zyklolyse) (a) und (b) von Datensatz BA für den Zeitraum 1978 bis 2000, (c) und (d) von Datensatz E1 für 1957 bis 2002, sowie (e) und (f) von Datensatz E2 für 2002 bis 2008.

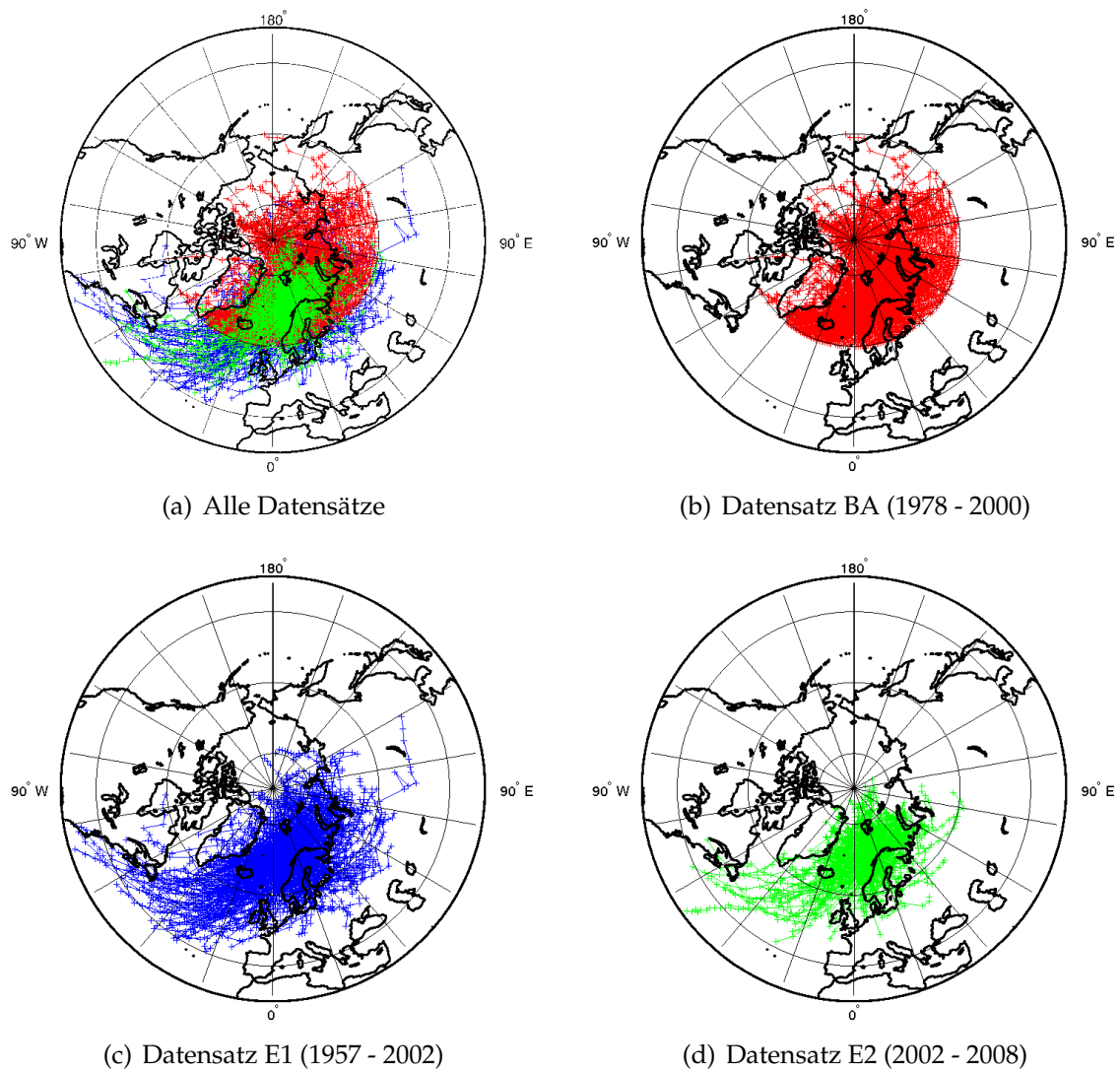


Abbildung 4.4: Die vollständigen Zugbahnen aller Lofotenzyklonen. Der Datensatz BA wird in Rot, der Datensatz E1 in Blau und der Datensatz E2 in Grün dargestellt. (a) alle Datensätze, (b) Datensatz BA, (c) Datensatz E1 und (d) Datensatz E2.

Die Endpunkte der Lofotenzyklonen, die in Abbildung 4.3 (b), (d) und (f) eingezeichnet sind, häufen sich besonders im Europäischen Nordmeer und der Barentssee. Eine große Anzahl Zyklonen endet im Gebiet des Skandinavischen Gebirges, einige ziehen weiter bis ins Sibirische Inland. Im Datensatz BA werden Zyklonen auch über den Pol hinweg verfolgt, sodass einige Zugbahnen vom Arktischen Ozean bis zur Nordküste des Amerikanischen Kontinents verlaufen.

Betrachtet man nun die vollständigen Zugbahnen der Lofotenzyklonen (Abbildung 4.4), bestätigen sich die Vermutungen über die aus Anfangs- und Endpunkten erschlossenen Zugrichtungen: Es gibt eine bevorzugte Tendenz der Zyklonen, von Südwesten in Richtung Nord / Nordost zu ziehen.

Im direkten Vergleich der drei Datensätze (Abbildung 4.4(a)) sieht es so aus, als wären die Zyklonen in den letzten Jahren (2002 bis 2009, grün) nicht mehr so weit nach Nordsibirien (Osten) gezogen. Es ist auch erkennbar, dass beim Abschneiden der Regionen südlich von 60°N in Datensatz BA viele Zyklonenzugbahnen verloren gehen, die schon im Bereich 40°N starten.

4.3.3 Zeitreihen der Lofotenzyklonen

Es wird der zeitliche Verlauf der Zyklonenaktivität in dem Lofotengebiet betrachtet. Für diese Untersuchung werden die innerhalb des Lofotengebietes monatlich gezählten Zyklonen (Abbildung 4.5(a)) und Detektionen (Abbildung 4.5(b)) für die drei Datensätze BA, E1 und E2 betrachtet. Die Zeitreihen der Detektionen und Zyklonen ähneln sich, was darauf zurückzuführen ist, dass die Zyklonen sich im Mittel weniger als einen Tag im Lofotengebiet aufhalten.

Das Maximum der Detektionen-Zeitreihen bis zum Jahr 2002 findet sich in den beiden Datensätzen im Dezember 1985: Es sind in diesem Monat 37 Detektionen im Datensatz BA und 46 Detektionen im Datensatz E1. Der Korrelationskoeffizient der Zeitreihen der Detektionen ist 0,79 und zeigt somit eine gute Korrelation im überlappenden Zeitraum. Die Differenz der Anzahl der Detektionen der Datensätze BA und E1 zeigt Abweichungen von bis zu etwa ± 15 Detektionen pro Monat. Aus diesen Abbildungen folgt, dass im Datensatz E1 mehr Zyklonen pro Monat detektiert werden. Der Datensatz E2 hat ein Maximum von 50 Detektionen im Februar 2002. Die Zeitreihen von E2 und E1 sind im überlappenden Zeitraum von 8 Monaten mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,96 sehr hoch korreliert, jedoch werden im Datensatz E2 im Mittel 7,4 Detektionen mehr in jedem Monat gefunden.

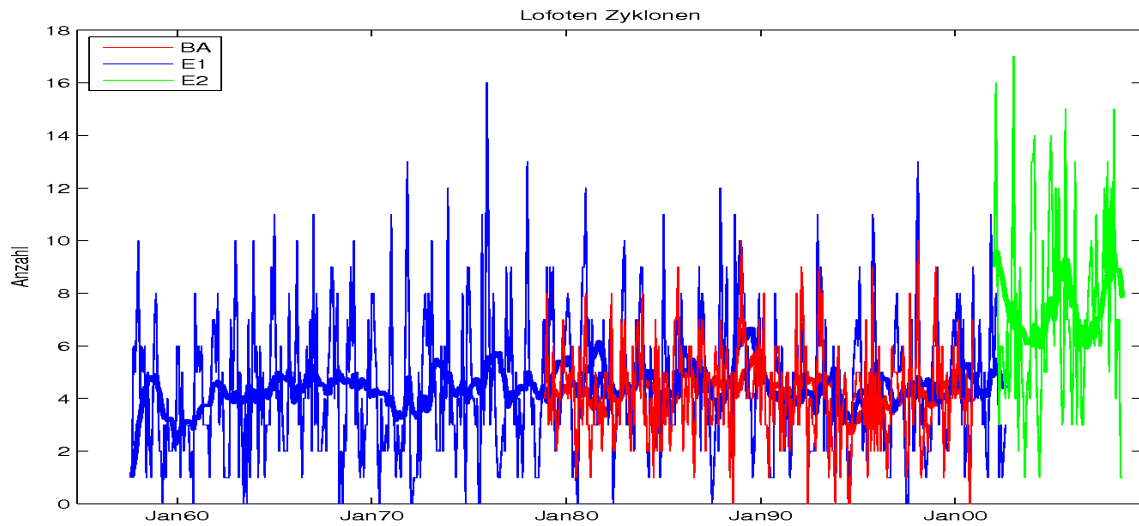
In allen Datensätzen gibt es einige Monate, in denen keine Zyklonen gefunden wurden. Im Datensatz E1 sind es 23 Monate (4% des untersuchten Zeitraumes), fünf Monate in Datensatz BA (2% des Zeitraumes) und ein Monat im Datensatz E2 (1% des Zeitraumes).

Daten	BA (1979 - 2000)		E1 (1957 - 2002)		E2 (2002 - 2008)	
Anzahl	D	Z	D	Z	D	Z
30-Tage-Monat, Jahr	11,1	7,2	11,7	7,3	18,6	12,2
30-Tage-Monat, Sommer	-	5,5	-	3,9	-	7,3
30-Tage-Monat, Winter	-	8,3	-	11,1	-	17,4
Trends	D	Z	D	Z	D	Z
Jahr	-0.0003	-0.0000	0.0001	0.0000	0.0007	0.0002
Winter	-0.0113	0.0356	0.0816	0.0067	-1.2000	-0.8000
Sommer	-0.1252	-0.0265	0.0070	-0.0056	-0.0357	-0.0238
cc	D	Z	D	Z	D	Z
1979 - 2000	1	1	0.79	0.62	-	-
1957 - 2002	0.79	0.62	1	1	0.96	0.84
2002 - 2008	-	-	0.96	0.84	1	1

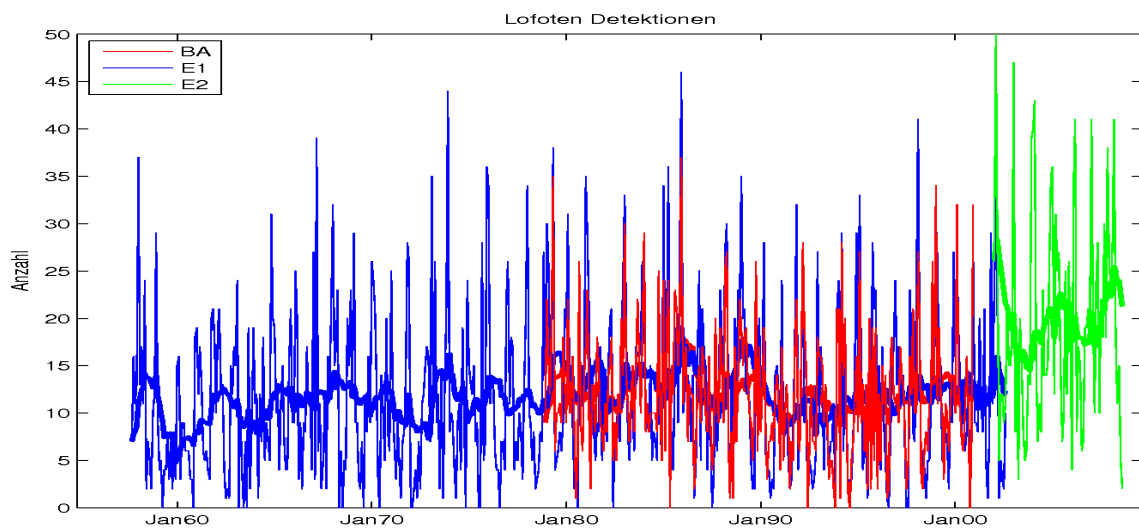
Tabelle 4.4: Monatsmittelwerte der jährlichen Anzahl der Zyklonen im Lofotengebiet, lineare Trends der ganzjährigen Zeitreihen, sowie für Zeitreihen der Sommer- und Wintermittelwerte für Zyklonen Z und Detektionen D für jeden der drei Datensätze. Im unteren Teil sind die Korrelationskoeffizienten (cc) der Zeitreihen der Zyklonen (Z) und Detektionen (D) für die Zeiten, in denen sich die drei Datensätze überlappen, aufgelistet.

Die Trends der Zeitreihen sind sehr klein und nicht signifikant. Alle berechneten Zahlenwerte der Trends für die Zeitreihen der Zyklonen und Detektionen sowie die Korrelationen zwischen diesen Zeitreihen sind in Tabelle 4.4 zusammengestellt.

Aus den Mittelwerten der Zyklonenhäufigkeit über die Wintermonate (D, J, F) sowie die Sommermonate (J, J, A) werden ebenfalls Zeitreihen berechnet (Abbildungen 4.6, 4.7). Hier sind die Steigungen der Trends deutlicher, beide Trends der Zeitreihen BA und E1 sind positiv, jedoch der Trend des Datensatzes E2 ist stark negativ. Es fällt auf, dass im Winter deutlich mehr Zyklonen gezählt werden, als im Sommer. Im Datensatz BA gibt es im Sommer ein herausragendes Maximum mit 17 Zyklonen im Jahr 1984. Die Trends im Sommer sind für die Zyklonen fallend, für die Detektionen nicht eindeutig. Demnach ist der Trend der Zyklonenhäufigkeit für das ganze Jahr stark wechselhaft.

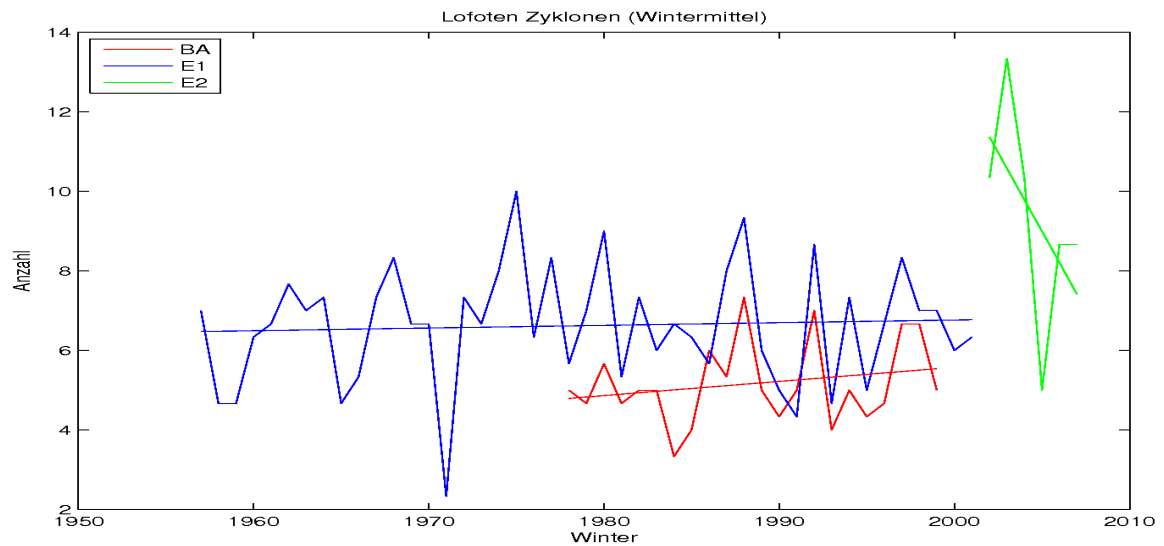


(a) Anzahl der Zyklonen

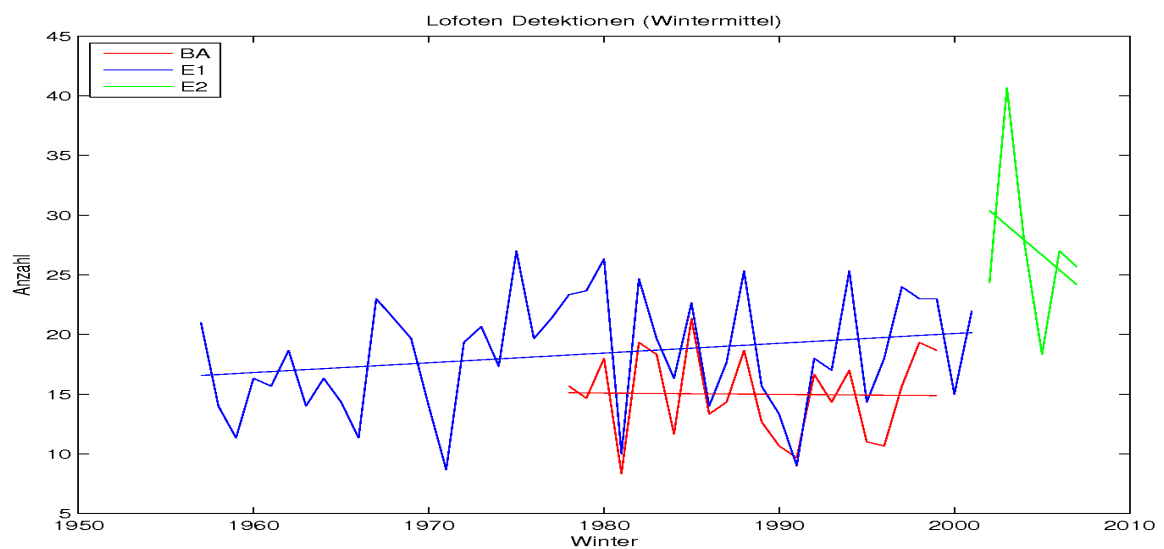


(b) Anzahl der Detektionen

Abbildung 4.5: Zeitreihen der Anzahl der (a) Lofotenzyklonen und (b) Detektionen pro Monat (dünne Linien) und über 12 Monate gleitend gemittelt (dicke Linie) für die drei Datensätze BA (rot), E1 (blau) und E2 (grün), die den Zeitraum 1957 bis 2009 umfassen.

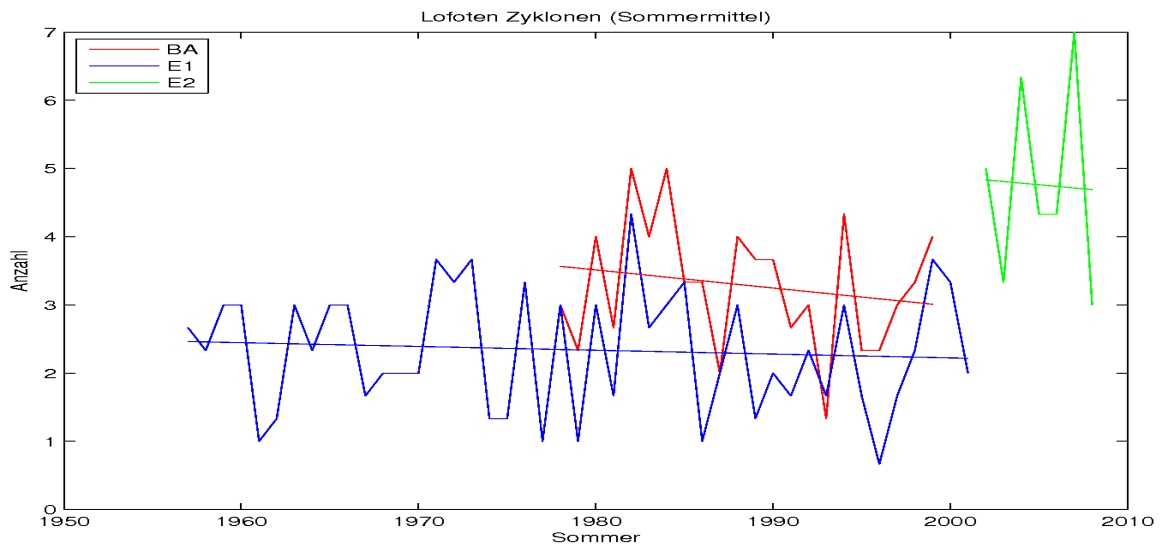


(a) Wintermittel der Zyklonen

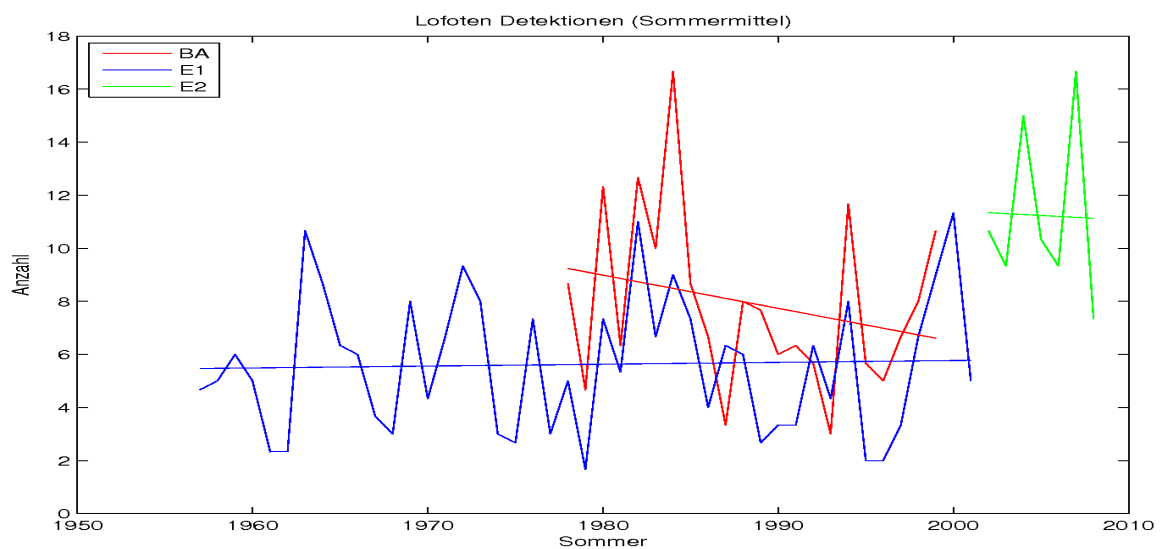


(b) Wintermittel der Detektionen

Abbildung 4.6: Zeitreihen der Wintermittel (DJF) der Anzahl der (a) Lofotenzyklonen und (b) Detektionen mit linearen Trends für Datensatz BA (rot), Datensatz E1 (blau) und Datensatz E2 (grün).



(a) Sommermittel der Zyklonen



(b) Sommermittel der Detektionen

Abbildung 4.7: Zeitreihen der Sommermittel (JJA) der Anzahl der (a) Lofotenzyklonen und (b) Detektionen mit linearen Trends für Datensatz BA (rot), Datensatz E1 (blau) und Datensatz E2 (grün).

4.3.4 Mittlere Jahrgänge der Lofotenzyklonen

Mittlere Jahrgänge der Lofotenzyklonen sind in Abbildung 4.8 dargestellt und beziehen sich auf 30-Tage Monate. Der Jahrgang der Anzahl der Lofotenzyklonen zeigt für alle drei Datensätze ein Minimum im Juli und August und ein Maximum im Dezember und Januar. Die Jahrgänge von Datensatz BA und E2 zeigen sekundäre Maxima im Mai und September, hingegen hat der Datensatz E1, der bereits 1957 beginnt und deutlich mehr Zyklonen enthält, keine solchen Nebenmaxima.

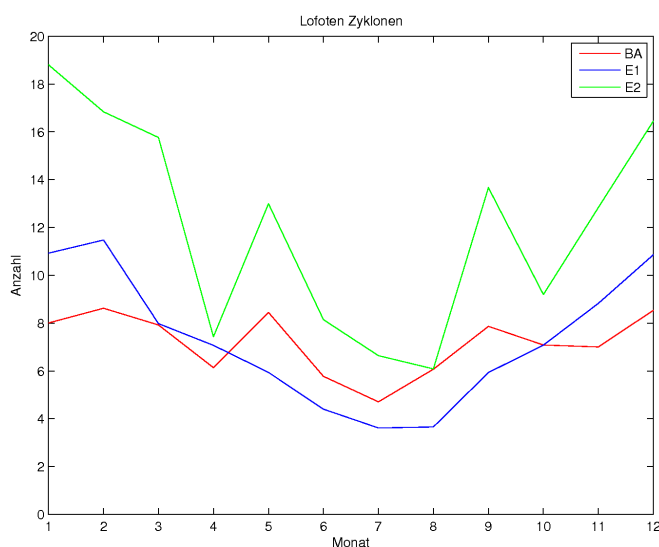


Abbildung 4.8: Jahrgänge der Anzahl der Lofotenzyklonen pro 30-Tage Monat für Datensatz BA in Rot (1978 - 2000), Datensatz E1 in Blau (1957 - 2002) und Datensatz E2 in Grün (2002 - 2008).

Die Mittelwerte der Zyklonenhäufigkeiten für Winter, Sommer und das ganze Jahr und die Anzahl der Detektionen des ganzen Jahres, die aus dem Jahrgang ermittelt wurden, stehen in Tabelle 4.4. Aus diesen Zahlen wird der Unterschied zwischen der Anzahl im Winter und im Sommer besonders deutlich. Für alle Datensätze gilt, dass im Winter etwa doppelt so viele Zyklonen vorhanden sind wie im Sommer. Die Jahrgänge der drei Datensätze der Anzahl der Zyklonen sind, ebenso wie die der Detektionen, gut miteinander korreliert und die zugehörigen Korrelationskoeffizienten liegen bei 0,75 bis 0,9.

4.3.5 Zuggeschwindigkeit

Die mittlere Zuggeschwindigkeit der Zyklonen beim Eintritt in das Lofotengebiet hat für die drei Datensätze sehr ähnliche Werte, zwischen 47 und 53 km/h (Tabelle 4.5). Die Zuggeschwindigkeit wurde bestimmt zwischen der ersten Detektion innerhalb des Lofotengebietes und der vorigen Detektion außerhalb des Gebietes.

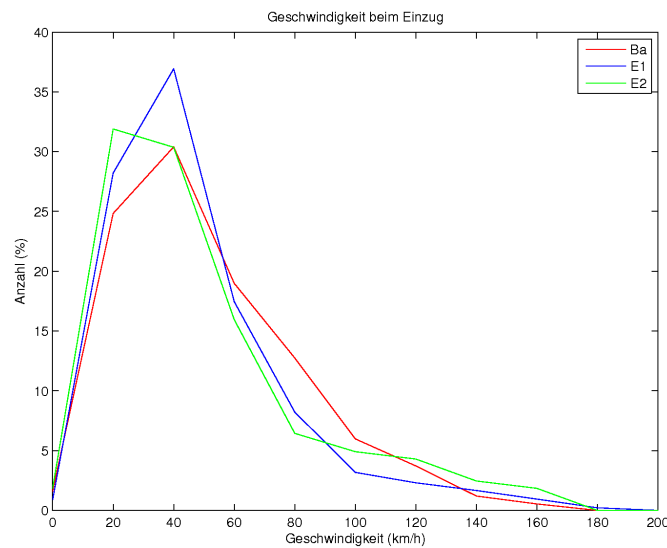


Abbildung 4.9: Relative Häufigkeit der Zyklonengeschwindigkeit pro Geschwindigkeitsintervall (20 km/h Schritte) beim Eintritt in das Lofotengebiet für Datensatz BA in Rot (1978 - 2000), Datensatz E1 in Blau (1957 - 2002) und Datensatz E2 in Grün (2002 - 2008).

Datensatz	BA	E1	E2
Mittelwert (km/h)	52,3	47,6	50,8
STD (km/h)	29,4	29,7	34,5

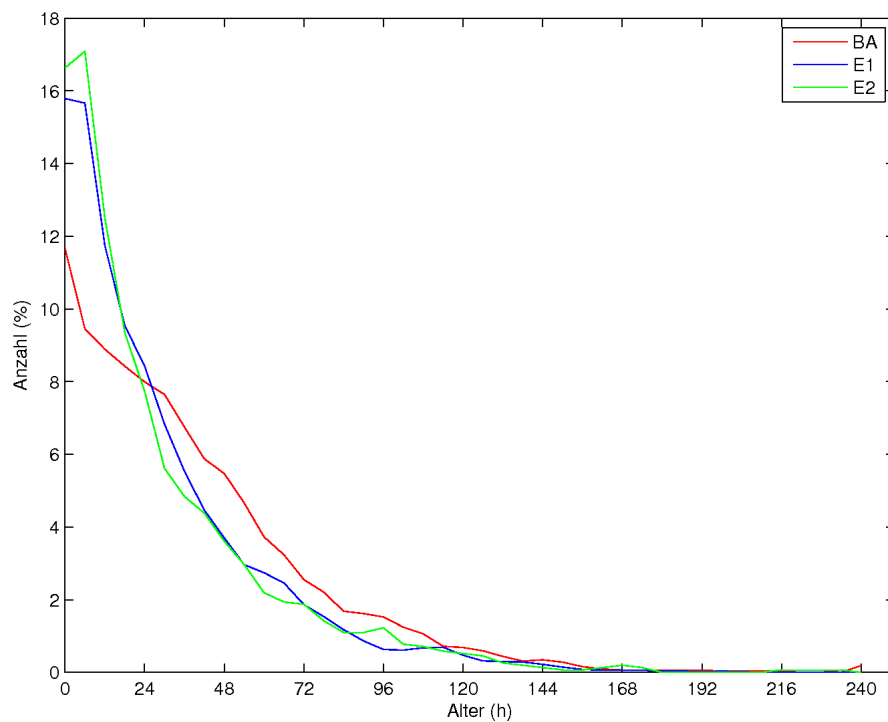
Tabelle 4.5: Zuggeschwindigkeiten beim Einzug in das Lofotengebiet: Mittelwerte und Standardabweichungen (STD) der drei Datensätze.

Abbildung 4.9 zeigt die relative Häufigkeit der Zuggeschwindigkeiten der Zyklonen beim Eintritt in das Lofotengebiet in 20 km/h Stufen aufsummiert. Die Verteilungen stimmen für die drei Datensätze relativ gut überein. Die maximalen Einzugsgeschwindigkeiten liegen bei 180 km/h.

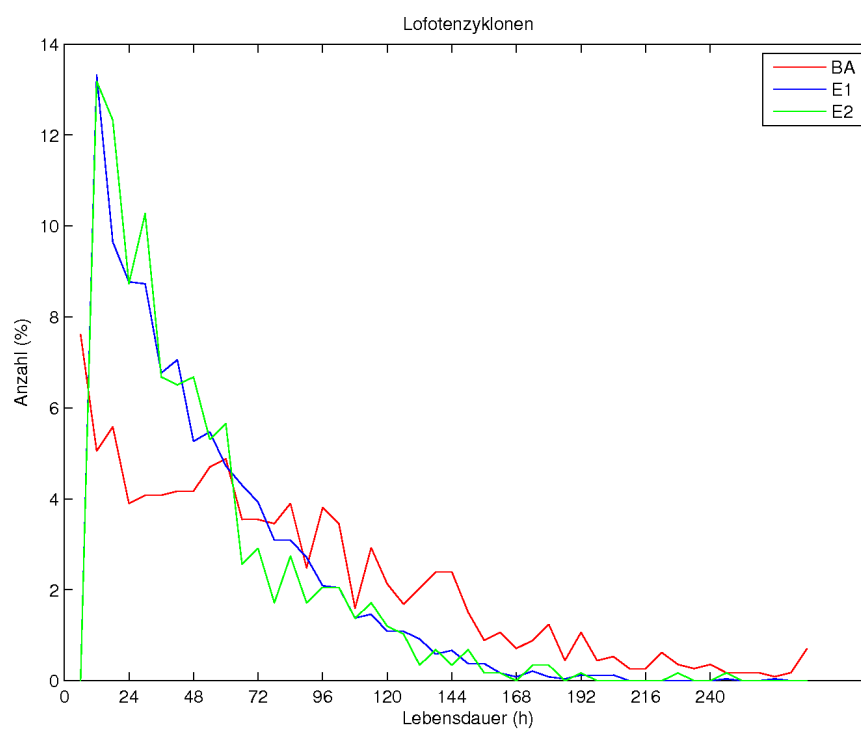
4.3.6 Alter und Lebensdauer

Hier wird untersucht, welches Alter die Lofotenzyklonen haben, wenn sie sich in dem Lofotengebiet aufhalten und wie alt sie insgesamt werden. Wie bereits in Abschnitt 4.3.1 festgestellt, beträgt die mittlere Aufenthaltsdauer in dem Lofotengebiet etwa 16 Stunden. Der längste Aufenthalt einer Zyklone in dem Lofotengebiet ist 138 Stunden (23 Detektionen), also etwa 6 Tage. Die kürzeste Aufenthaltsdauer ist beschränkt durch die zeitliche Auflösung der Daten und beträgt 6 Stunden.

Bestimmt man das aktuelle Zyklonalter bei jeder Detektion in dem Lofotengebiet, erhält man die relative Häufigkeit des Zyklonalters im Lofotengebiet in 6-Stunden-Intervallen (Abbildung 4.10(a)). Die Anzahl ist in Prozent der gesamten Detektionsanzahl angegeben, um die Ergebnisse der drei Datensätze vergleichbar zu machen. Es zeigt sich, dass der Anteil jüngerer Zyklonen im Altersbereich 6 h bis 30 h (entspricht 1 bis 5 Detektionen) in den Datensätzen E1 und E2 größer



(a) Zyklonenalter



(b) Lebensdauer

Abbildung 4.10: Die relative Häufigkeit (a) des Zyklonenalters im Lofotengebiet und (b) der Lebensdauer in 6-Stunden Intervallen für alle Lofoten-Zyklonen aus Datensatz BA (rot), Datensatz E1 (blau) und Datensatz E2 (grün).

ist als im Datensatz BA. Hingegen gibt es im Datensatz BA mehr alte Zyklonen im Altersbereich 36 h bis 114 h (6 bis 19 Detektionen). Es folgt daraus, dass die Zyklonen im semi-automatisch erzeugten Datensatz BA länger leben als in den anderen beiden Datensätzen E1 und E2. Es gibt nur wenige Zyklonen (3 - 4%), die beim Aufenthalt im Lofotengebiet älter als 180 Stunden (20 Detektionen) sind. Bei 80% der Detektionen ist das Alter während des Aufenthaltes im Lofotengebiet kleiner als 50 h (Daten E1 und E2) beziehungsweise kleiner als 66 h (Daten BA).

Hiermit ist die Frage geklärt, wie alt die Zyklonen sind, die sich innerhalb des Lofotengebietes aufhalten. Es interessiert nun, wie alt die Lofotenzyklonen insgesamt werden. Dazu wird die erreichte Lebensdauer aller Lofotenzyklonen betrachtet (Abbildung 4.10(b)). Die Lebensdauer ist in den automatisch erzeugten Datensätzen E1 und E2 begrenzt auf 270 Stunden (45 Detektionen). Im Datensatz BA erreichen manche Zyklonen eine höhere Lebensdauer und sind hier im letzten Wert mit aufsummiert, der dadurch etwas höher ausfällt. 80% der Zyklonen in Datensatz BA haben sich nach 120 Stunden (20 Detektionen) aufgelöst. In den Datensätzen E1 und E2 haben sich 80% der Zyklonen bereits nach 72 Stunden (12 Detektionen) aufgelöst.

4.3.7 Kerndruck

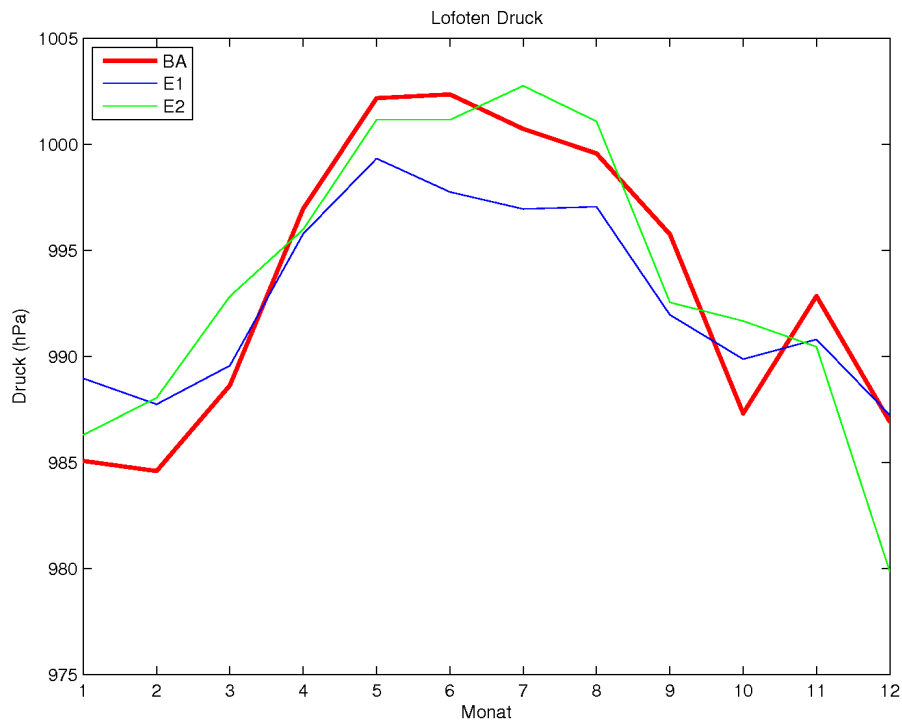
Hier wird unterschieden zwischen dem Kerndruck während der ganzen Lebensdauer der Lofotenzyklonen und dem Kerndruck, den die Zyklonen annehmen, während sie sich in dem Lofotengebiet befinden.

Zunächst wird nur das Lofotengebiet betrachtet. Abbildung 4.11 zeigt den Jahresgang des Kerndrucks gemittelt über alle Detektionen innerhalb des Lofotengebietes und Tabelle 4.6 zeigt die Druckwerte gemittelt über das ganze Jahr. Es gibt

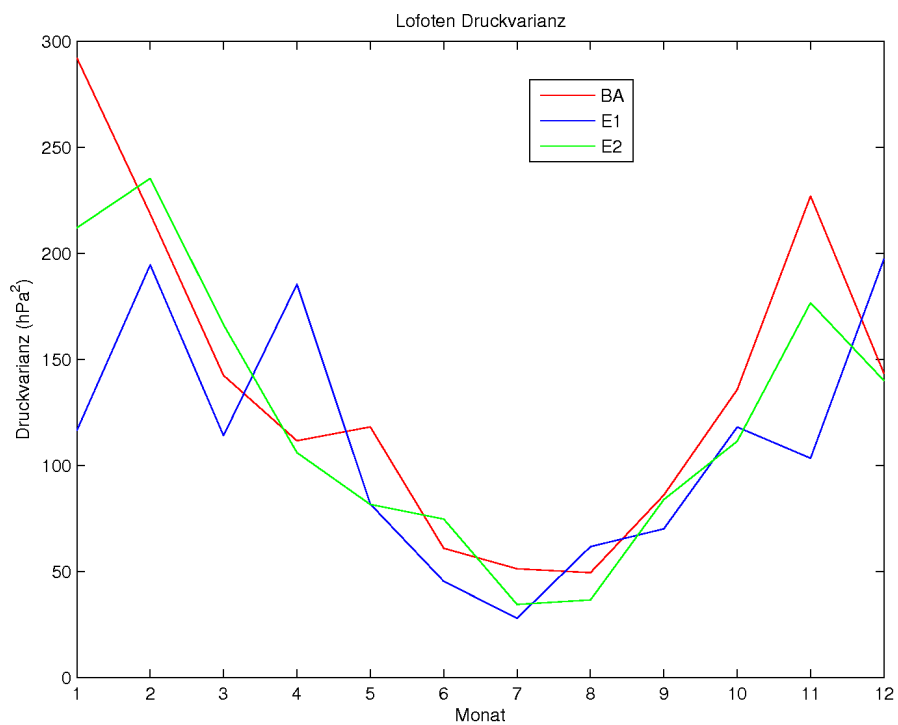
Daten	Mittelwert (hPa)	STD (hPa)	Trend (DJF)	Trend (JJA)
BA	993,57	13,09	-0,1	-0,1
E1	992,75	12,26	-0,1	+0,1
E2	993,65	12,81	+0,3	-0,5

Tabelle 4.6: Mittlerer Druckwert der Lofotendetektionen des ganzen Jahres für die drei Datensätze, die zugehörige Standardabweichung (STD) und die linearen Trends der Druckzeitreihen für Winter und Sommer.

eine gute Übereinstimmung des Jahresganges des Drucks für die drei Datensätze, im Sommer (Mai bis August) gibt es ein Maximum mit Druckwerten von 1002 hPa (BA, E2) bis 999 hPa (E1), im Winter (Dezember bis Februar) ein Minimum mit Druckwerten von 980 hPa bis 987 hPa. Die Varianz des Kerndrucks ist hingegen im Sommer am niedrigsten und im Winter am höchsten.



(a) Kerndruck



(b) Varianz

Abbildung 4.11: Jahresgang (a) des mittleren Kerndrucks in (hPa) und (b) die zugehörige Varianz der Zyklonen während des Aufenthalts im Lofotengebiet für Datensatz BA (rot), Datensatz E1 (blau) und Datensatz E2 (grün).

Die monatlich gemittelten Werte des Lofotendrucks für den ganzen Zeitraum der drei Datensätze 1957 - 2008 sind als Zeitreihe in Abbildung 4.12(a) dargestellt, es gibt keinen signifikanten Trend. Zusätzlich sind hier auch die Zeitreihen der über Winter (DJF) (Abbildung 4.12(b)) und Sommer (JJA) (Abbildung 4.12(c)) gemittelten Druckwerte mit linearen Trendlinien dargestellt. Es gibt einen abnehmenden Trend im Winter und einen zunehmenden Trend im Sommer, allerdings sind alle Trendwerte unterhalb des 80% Signifikanzniveaus. Die Trends der kurzen Zeitreihe E2 sind abweichend, jedoch aufgrund der Kürze dieser Zeitreihe nicht signifikant.

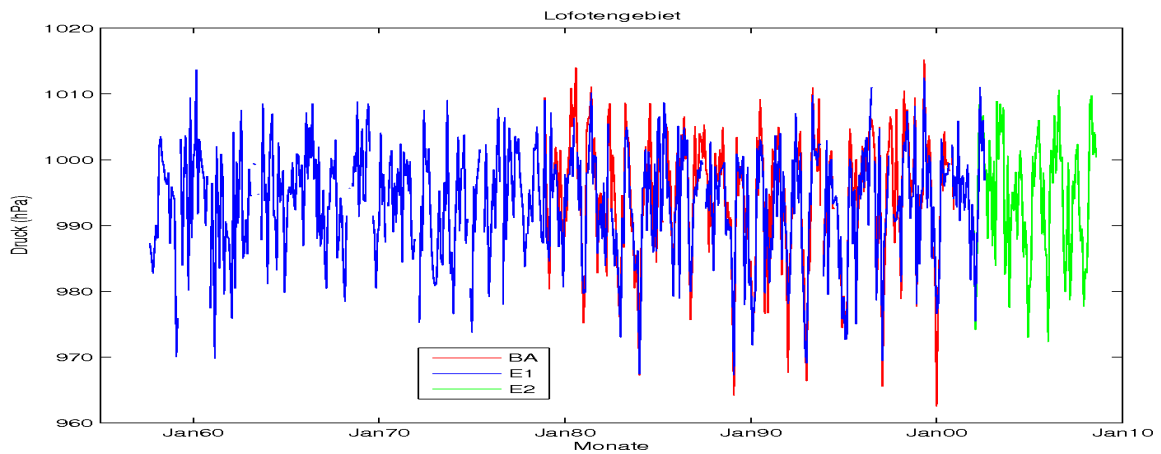
Als nächstes wird die Drucktendenz der Zyklonen beim Eintritt in das Lofotengebiet betrachtet. Dazu wird die Druckdifferenz zwischen der ersten Detektion innerhalb des Lofotengebietes und der vorigen Detektion außerhalb des Lofotengebietes berechnet, die im Zeitintervall von 6 h aufeinander folgen. Der Jahresgang und die Zeitreihen dieses Druckgradienten (Abbildung 4.13) zeigen im Mittel nur geringe Schwankungen um Null. Positive Werte stehen dabei für ein Auffüllen der Zyklonen, negative Werte entsprechend für eine Vertiefung der Zyklonen. Die Gesamtmittelwerte zeigen, dass sich Zyklonen im Datensatz BA (-0,28 hPa/6 h) und E1 (-0,14 hPa/6 h) im Lofotengebiet tendenziell vertiefen, Zyklonen aus dem Datensatz E2 (+0,15 hPa/6 h) füllen sich jedoch tendenziell in dem Lofotengebiet auf. Die Varianz zeigt einen Jahresgang mit großen Werten im Winter und kleinen Werten im Sommer.

Betrachtet man nun die Lofotenzyklonen nicht nur innerhalb des Lofotengebietes, sondern während ihrer gesamten Lebensdauer und mittelt den Druck von Zyklonen gleicher Lebensdauer, bekommt man eine lebensdauerabhängige Druckverteilung (Abbildung 4.14). In Tabelle 4.7 ist angegeben, wie viele Zugbahnen jeweils

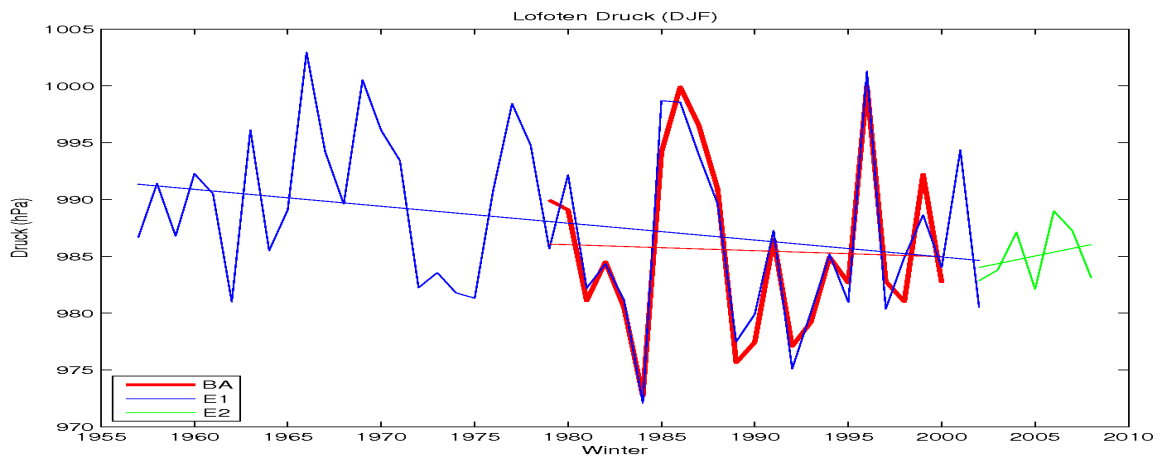
Lebensdauer	BA	E1	Lebensdauer	BA	E1	Lebensdauer	BA	E1
6	86	0	96	43	50	186	5	1
12	57	319	102	39	49	192	12	3
18	63	231	108	18	33	198	5	3
24	44	210	114	33	35	204	6	3
30	46	209	120	24	26	210	3	0
36	46	162	126	19	26	216	3	0
42	47	169	132	23	22	222	7	0
48	47	126	138	27	14	228	4	0
54	52	130	144	27	16	234	3	0
60	55	113	150	17	9	240	4	0
66	40	103	156	10	9	246	2	1
72	40	94	162	12	4	252	2	0
78	39	74	168	8	2	258	2	0
84	44	74	174	10	5	264	1	1
90	28	65	180	14	2	270	2	0

Tabelle 4.7: Die Tabelle zeigt die Lebensdauer in Stunden und die Anzahl der Zyklonen mit dieser Lebensdauer für den Datensatz BA und den Datensatz E1.

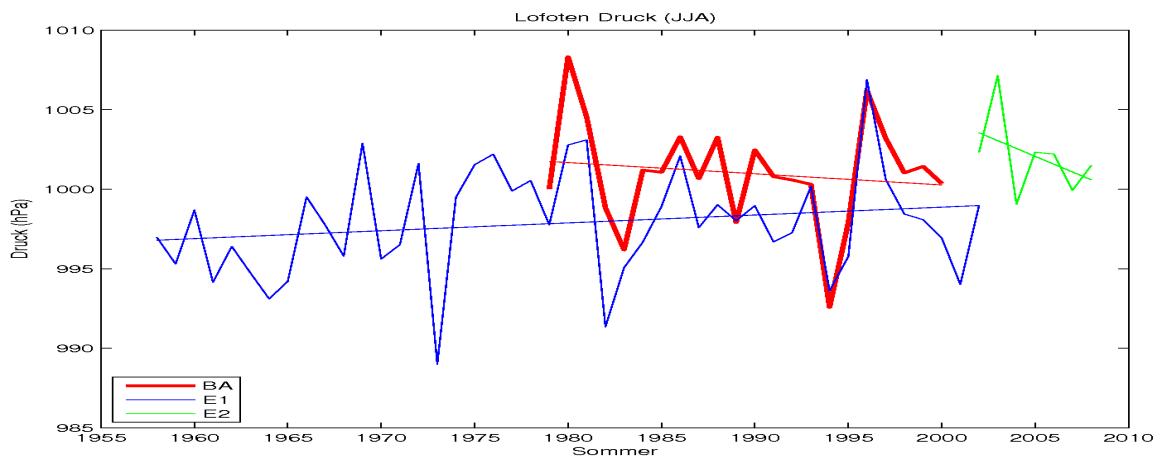
pro Lebensdauer gemittelt wurden.



(a) Jahr



(b) Winter



(c) Sommer

Abbildung 4.12: Zeitreihen der Kerndrucks von Lofotenzyklonen (a) des monatlich gemittelten Zyklonenkerndrucks, sowie (b) des Winters (D, J, F) und (c) des Sommers (J, J, A) für alle drei Datensätze im Zeitraum 1957 bis 2008.

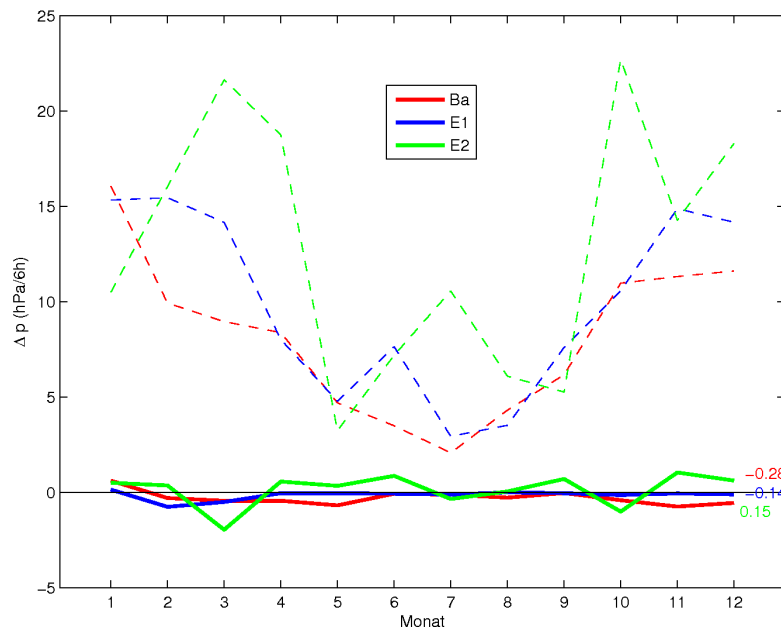
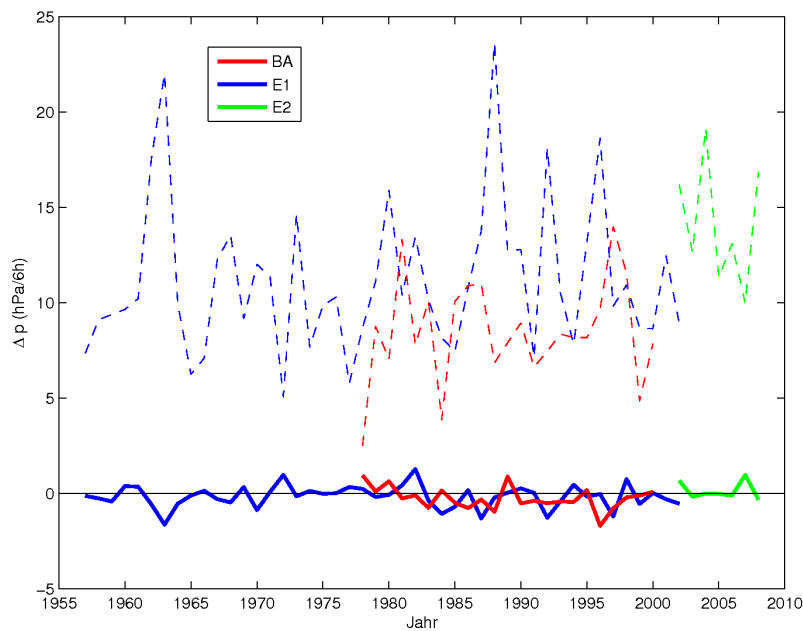
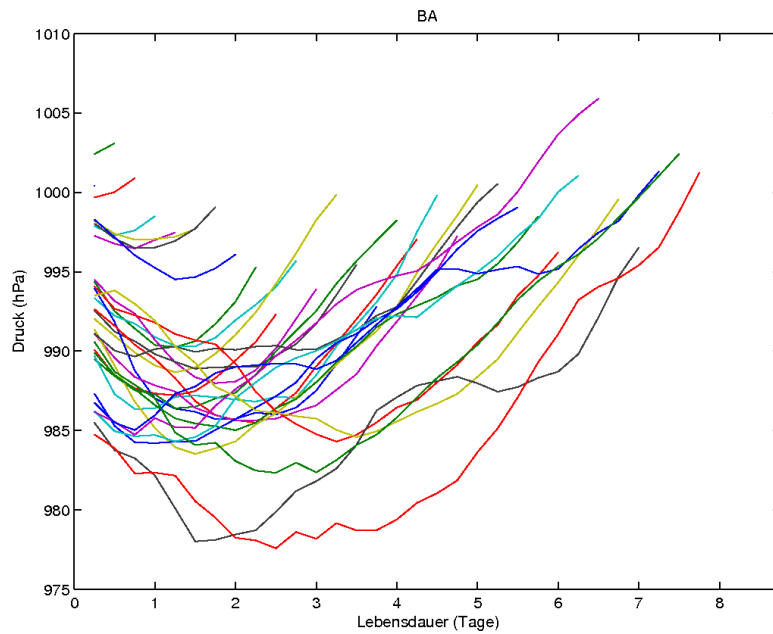
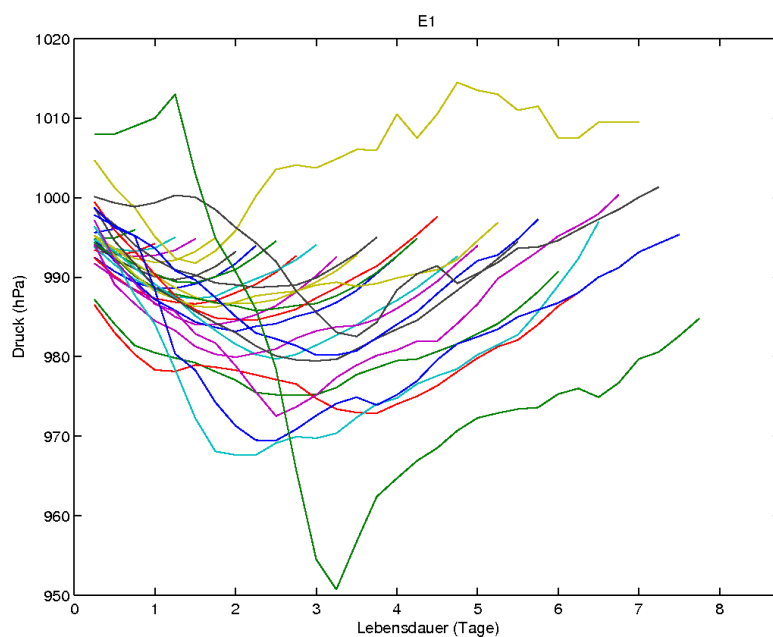
(a) Jahresgang $\Delta p/6h$ (b) Zeitreihe $\Delta p/6h$

Abbildung 4.13: (a) Jahresgang und (b) Zeitreihe von 1957 bis 2009 des Luftdruckgradienten Δp in hPa pro 6 Stunden für Zyklonen während des Eintritts in das Lofotengebiet für die drei Datensätze. Die dicken Linien geben den Mittelwert, die gestrichelten Linien die zugehörigen Varianzen an und die Zahlen am Rand des Jahresgangs die Mittelwerte über den ganzen Zeitraum.



(a) Lebensdauer Datensatz BA

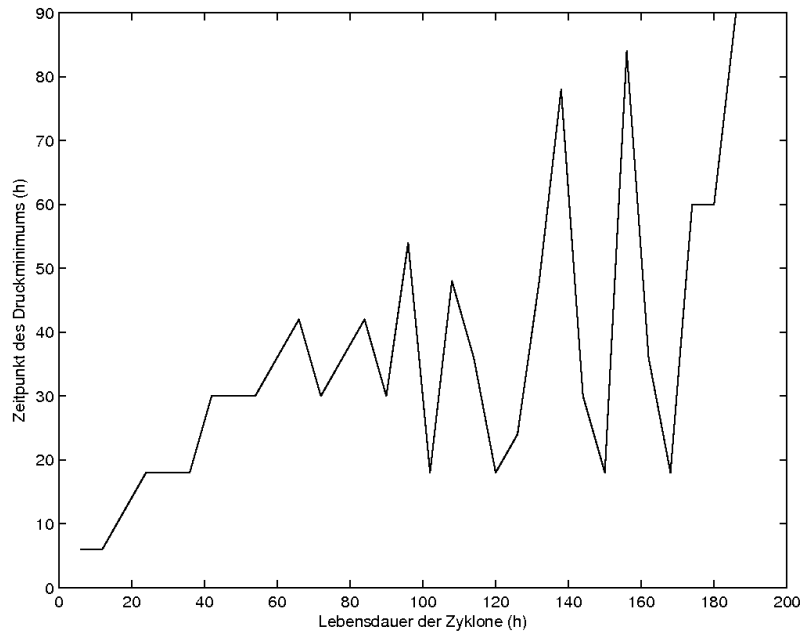


(b) Lebensdauer Datensatz E1

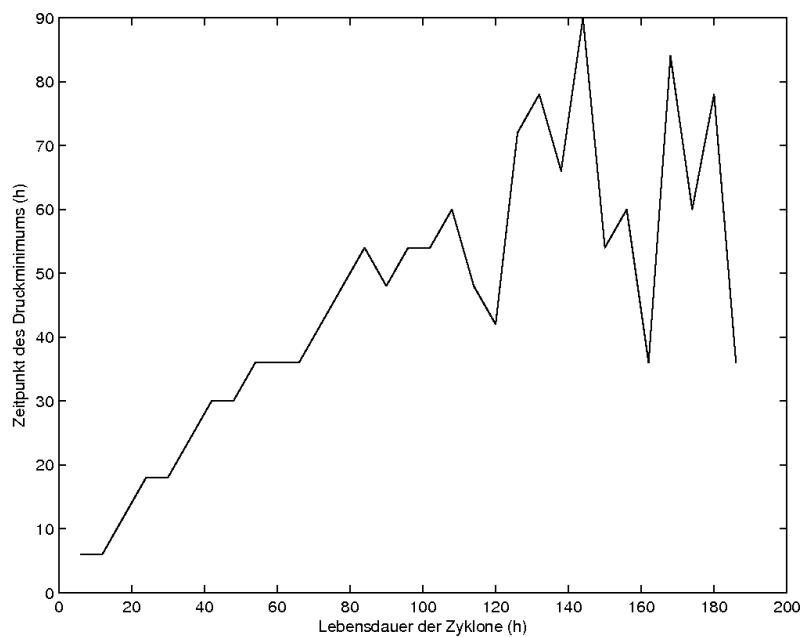
Abbildung 4.14: Verlauf des Zyklonenkerndrucks in (hPa), gemittelt über die Lebensdauer für (a) Datensatz BA (1978 - 2000) und (b) Datensatz E1 (1957 - 2002) für Lebensdauern von 6 h bis 186 h.

In der Abbildung zeigt sich, dass das absolute Minimum des Zyklonendrucks für Zyklonen mit längerer Lebensdauer niedrigere Werte annimmt und bei einem höheren Zyklonalter auftritt.

Es wird bei beiden betrachteten Datensätzen anhand der mittleren Zyklonenzugbahnen untersucht, nach welcher Zeit der Lebensdauer der minimale Druckwert erreicht wird (Abbildung 4.15). Wesentliche Unterschiede bei diesen Mittelwerten zwischen den beiden betrachteten Datensätzen BA und E1 sind, dass im Datensatz BA mehr Zyklonen ein hohes Lebensalter erreichen als im Datensatz E1 (siehe Tabelle 4.7) und dass es im Datensatz E1 aufgrund fehlerhafter Zyklonenverfolgung Sprünge im zeitlichen Druckverlauf gibt. Werden bei hohem Lebensalter nur wenige Zyklonen gemittelt, fallen diese Sprünge in den Druckwerten des Datensatzes E1 besonders ins Gewicht. Daher sind die Kurven des Datensatzes BA gerade bei höheren Lebensdauern, wo es weniger Zyklonen gibt, aussagekräftiger als im Datensatz E1. Zyklonen, die im Datensatz E1 eine Lebensdauer von 8 oder mehr Tagen erreichen, wurden wegen dieser Problematik in der Abbildung 4.14 nicht mehr dargestellt. Aus dem gleichen Grund wurde hier auch auf die Darstellung des Datensatzes E2 verzichtet.



(a) Zeitpunkt Druckminimum in Datensatz BA



(b) Zeitpunkt Druckminimum in Datensatz E1

Abbildung 4.15: Zeitpunkt des Druckminimums der mittleren Zugbahnen mit Lebensdauern von 6 bis 186 Stunden aus (a) Datensatz BA (1978 - 2000) und (b) Datensatz E1 (1957 - 2002).

Kapitel 5

Die Island-Lofoten-Druckdifferenz innerhalb der nordatlantischen Tiefdruckrinne

5.1 Motivation

Im vorigen Kapitel wurden Zyklonen untersucht, die im Europäischen Nordmeer durch ein Gebiet nahe der Lofoten-Inseln ziehen, das die zweitgrößte Zyklonenhäufigkeit im Nordostatlantik aufweist. Zyklonen sind synoptische Ereignisse, die wenige Stunden bis Tage existieren und eine räumliche Ausdehnung bis zu einigen hundert Kilometern haben. Für die Untersuchung der Zusammenhänge zwischen Änderungen der synoptischen Besonderheiten in der Lofotenregion und großräumigen atmosphärischen Zirkulationsmustern werden in diesem Kapitel größere räumliche und zeitliche Skalen gewählt. Eine Übersicht über die für diese Arbeit wichtigsten atmosphärischen Zirkulationsmuster gibt Abschnitt 5.2. In diesem Kapitel werden über Monate oder Winter gemittelte Luftdruckfelder auf Meeresebene betrachtet. Im Mittelwert der Luftdruckfelder befindet sich dort, wo die Maxima in der Zyklonenanzahl liegen, ein Druckminimum: Die sogenannte nordatlantische Tiefdruckrinne (Abschnitt 5.3). Die Eigenschaften dieser Tiefdruckrinne und die Zusammenhänge mit anderen nordhemisphärischen Druckzentren werden in den anschließenden Abschnitten dieses Kapitels mit verschiedenen statistischen Methoden untersucht.

5.2 Telekonnektionen der Nordhemisphäre

Die nordatlantische Oszillation (NAO) ist das dominierende Muster der Druckvariabilität über dem Nordatlantik. Sie wurde bereits von Walker u. Bliss (1932) als atmosphärisches Muster identifiziert. Den Zusammenhang zwischen dem Bodendruck im Winter und einer Winter-Temperatur-Schaukel zwischen Grönland und Nordeuropa beschreiben van Loon u. Rogers (1978). Niedrige Temperaturen über Europa sind demnach korreliert mit hohen Temperaturen über Grönland und der kanadischen Arktis und umgekehrt. Anhand der beiden Temperatur-Gegensätze dieser Schaukel haben van Loon u. Rogers (1978) Komposite des Luftdrucks

auf Meeresniveau für den Winter berechnet. Die Differenz dieser Komposite hat große Ähnlichkeit mit dem NAO-Muster. Das NAO-Muster zeigt sich ebenfalls als starker Dipol in den von Wallace u. Gutzler (1981) auf der Basis von Monatsmitteln analysierten Telekonnektionsmustern auf der Nordhalbkugel im Luftdruckfeld auf Meeresniveau und für das Geopotential auf dem 500-hPa-Niveau. Einen guten Überblick über die historische Entwicklung der NAO-Forschung gibt Luterbacher u. a. (2008). Eine ausführliche Beschreibung der NAO und der damit zusammenhängenden Phänomene, auf die im Folgenden näher eingegangen wird, verfassten Hurrell u. a. (2003).

Das NAO-Muster hat eine nord-süd-orientierte dipolare Struktur im Druckfeld über dem Atlantik, dessen eines Zentrum beim Islandtief liegt und das andere beim Azorenhoch. Der zeitliche Verlauf der Variation des NAO-Musters kann gut mit dem NAO-Index beschrieben werden, der von Hurrell (1995) eingeführt wurde. Der stationsbasierte NAO-Index ist definiert als die Differenz der normierten Druckanomalien zwischen einem Punkt, der das Islandtief repräsentiert und einem weiteren Punkt, der das Azorenhoch repräsentiert. Die Normierung mit der Standardabweichung ist notwendig um die unterschiedlichen Amplituden der Druckschwankungen an den beiden Orten vergleichbar zu machen. Hurrell (1995) verwendete Stationen in Lissabon in Portugal und Stykkisholmur bzw. Reykjavik auf Island und berechnete damit einen Winter-NAO-Index, der 1864 beginnt. Andere Autoren verwendeten abweichende Stationen, um z.B. längere Zeitreihen zu erzeugen (Jones u. a., 1997; Rogers, 1984).

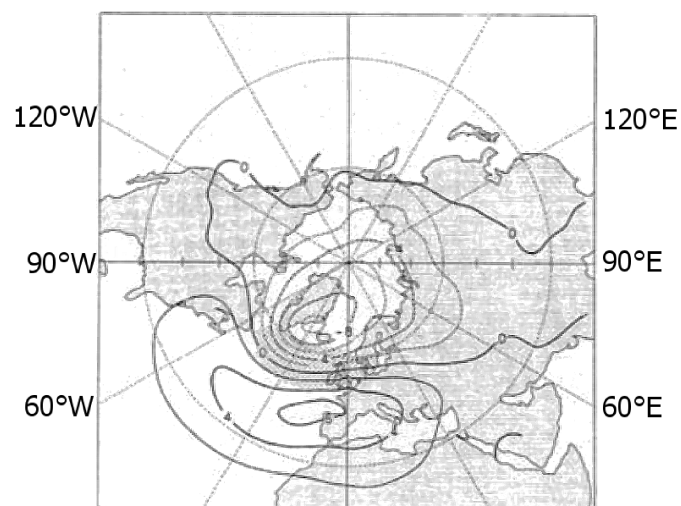


Abbildung 5.1: Das winterliche (Dezember bis März) stationsbasierte NAO-Muster für den Zeitraum 1864 bis 1994, berechnet aus der Differenz des Mittels der Jahre mit positivem NAO-Index minus des Mittels der Jahre mit negativem NAO-Index (aus Hurrell (1995), Fig. 1B). Der Linienabstand ist 2 hPa.

Der Vorteil dieser stationsbasierten Methode ist, dass schon aus einzelnen Stationen lange Zeitreihen erzeugt werden können und damit eine Aussage über die Druckvariabilität im Bereich des Nordatlantiks möglich ist. Anders als die zur NAO-Index-Berechnung verwendeten Punkte können die beiden Druckzentren sich mit der Zeit in Ost-West-Richtung verlagern (Rogers, 1997; Ulbrich u. Christoph, 1999; Hilmer u. Jung, 2000; Luo u. Gong, 2006).

Eine andere Methode, bei der keine Stationen benötigt werden, ist die Berechnung der NAO mittels EOF-Analyse (empirische Orthogonalfunktion) für ein Gebiet im Nordatlantik. Die erste EOF für den atlantischen Sektor 20°N bis 80°N und 90°W bis 40°O (Hurrell, 1995) erzeugt das NAO-Muster. Die zugehörigen „Principal Component“ (PC) Zeitreihen der ersten EOF entsprechen dem stationsbasierten NAO-Index. Das so von Hurrell (1995) berechnete NAO-Muster der Winter-Druckanomalien (Dezember bis März) über dem atlantischen Sektor und die zugehörige PC-Zeitreihe ab 1899 zeigt Abbildung 5.2.

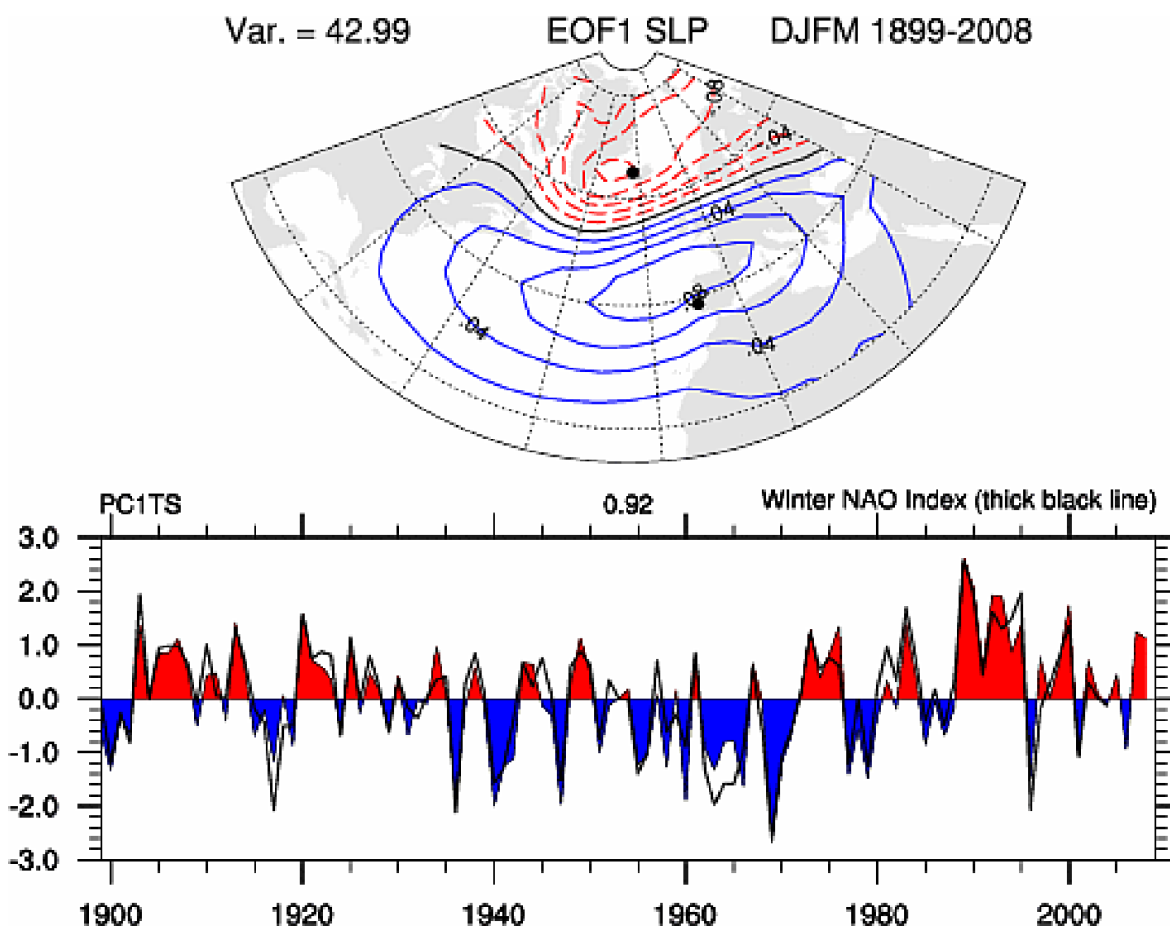


Abbildung 5.2: Das NAO-Muster aus der ersten EOF der Druckanomalien über dem atlantischen Sektor 20°N - 80°N , 90°W - 40°O im Winter (Dezember bis März) seit 1899 und die zugehörigen PC Zeitreihen in Farbe und zum Vergleich die Zeitreihe des stationsbasierten NAO-Index (schwarze Linie) (Quelle: UCAR (2008)).

Man unterscheidet zwischen Phasen mit positiven und negativen NAO-Indexwerten. Hurrell (1995) beschreibt einen lange andauernden positiven Trend in der NAO-Phase während der zweiten Hälfte des zwanzigsten Jahrhunderts, dessen Auswirkungen sich in vielen meteorologischen Parametern zeigen. Bei einem positiven Wert des NAO-Indexes, der positiven NAO-Phase, sind das Azorenhoch und das Islandtief besonders intensiv. Das hat verstärkte Westwinde über dem Nordatlantik zur Folge und führt damit zur Advektion feucht-warmer Meeresluft nach Europa, sodass sich im Winter eine positive Temperaturanomalie einstellt, die von Großbritannien bis Sibirien reicht (Hurrell, 1995). Im umgekehrten Fall des negativen NAO-Indexes, mit schwach ausgeprägten oder mit umgekehrten Vorzeichen versehenen Aktionszentren, kann kontinentale Kaltluft aus den nördlichen Regionen nach Mitteleuropa einströmen, was im Winter zur sprichwörtlichen sibirischen Kälte führen kann. Die NAO beschreibt 31% der nordhemisphärischen Temperaturvariabilität (Hurrell, 1996).

Änderungen in der Stärke und Position der NAO-Zentren haben einen großen Einfluss auf die Lufttemperatur in Europa, vor allem im Winter. Die Änderungen in den NAO-Zentren wirken sich auch auf den nordatlantischen Stormtrack (Rogers, 1997) aus und es gibt auch Zusammenhänge mit der Zyklonenaktivität (Serreze u. a., 1997). Andererseits ist der NAO-Index nur zeitweise und nicht stark mit den Lufttemperaturschwankungen zwischen Grönland und Europa korreliert (Rogers, 1997). Gleiches gilt für den Meereistransport durch die Framstrasse (Hilmer u. Jung, 2000) sowie den Zusammenhang mit ungewöhnlich milden Wintern in Sibirien (Rogers u. Mosley-Thompson, 1995).

Die NAO ist ein Muster, das das ganze Jahr über beobachtet wird, wobei es sich im Winter stärker nach Süden ausbreitet als im Sommer (Barnston u. Livezey, 1987). Die zeitabhängigen Änderungen der NAO, die sich zum Beispiel an den Phasenwechseln im NAO-Index ablesen lassen, sind besonders interessant in Zusammenhang mit dem Klimawandel. Es ist möglicherweise davon auszugehen, dass ein Teil der Klimaerwärmung mit dem Verhalten der NAO zusammenhängt (Hurrell, 1996; Thompson u. Wallace, 2000).

Erweitert man das betrachtete Gebiet vom Nordatlantik auf die gesamte Nordhalbkugel, tritt ein anderes Muster in den Vordergrund, die Arktische Oszillation (AO). Die AO ist das dominierende Muster der winterlichen Variabilität des Luftdrucks der gesamten Nordhalbkugel (Thompson u. Wallace, 1998). Sie ist üblicherweise definiert als erste EOF des mittleren Luftdruckfeldes auf der Nordhalbkugel und weist drei Aktionszentren auf: Island, Azoren und Aleuten (siehe Abbildung 5.3). Dabei haben die Zentren über dem Pazifik und Atlantik das gleiche Vorzeichen. Ein positiver AO-Index entspricht einer Verstärkung des Azorenhochs und einer Schwächung des Aleutentiefs (Baldwin u. Dunkerton, 1999).

Mit den beiden Zentren bei Island und den Azoren ähnelt die AO der NAO, jedoch bedeckt das Hauptaktionszentrum der AO größere Teile der Arktis und aufgrund des dritten Aktionszentrums weist das AO-Muster eine andere Symmetrie auf als das NAO-Muster. Bei der Untersuchung der Frage, inwiefern es sich bei

der AO tatsächlich um eine signifikante Korrelation zwischen Luftdruckanomalien an weit auseinander gelegenen Orten handelt, die physikalisch nachvollziehbar ist, stellte Deser (2000) fest, dass das arktische Zentrum der AO dominiert und sich die Zentren von Atlantik und Pazifik nicht direkt beeinflussen. Sie fand, dass die AO der NAO so ähnlich ist, dass es für monatliche Daten eine zeitliche Korrelation von 0,95 gibt. Auch Rogers u. McHugh (2002) untersuchen unter Verwendung von „rotated principal component analysis“ (RPCA) die Frage, inwiefern AO und NAO unterscheidbar sind. Im Frühling, Sommer und Herbst zeigen sich AO- und NAO-Muster. Für den Winter finden sie kein Muster, das der AO ähnelt und vermuten, dass AO und NAO im Winter aufgrund des gemeinsamen Storm-tracks zwischen Nordostatlantik und der Arktis nicht unterscheidbar sind. Wallace u. Thompson (2002) stellen darüber hinaus die These auf, dass das Aktionszentrum der AO im Pazifik bei den Aleuten ein Artefakt der EOF-Analyse ist.

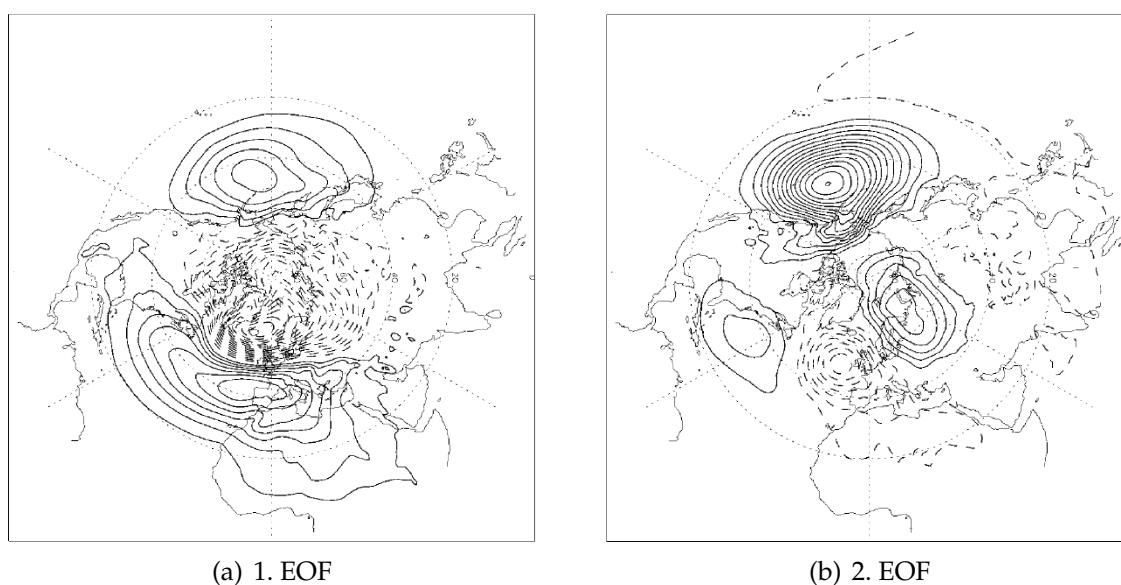


Abbildung 5.3: Das AO-Muster aus (a) der 1. EOF und (b) der 2. EOF des mittleren Luftdruckfeldes für Winter (DJFM) aus ERA-15 mit Konturintervall von 0.5 hPa für den Zeitraum 1979 bis 1997 (Quelle: Ambaum u. a. (2001)).

Die erste und zweite EOF des mittleren Luftdruckfeldes für Winter (DJFM) erklären 25% bzw. 14% der Varianz. Für die AO vermuteten Thompson u. Wallace (2000), dass sie durch eine „annular mode“ erzeugt wird, die z.B. durch die Topografien der NH hervorgerufen wird. Die AO erstreckt sich über die ganze Troposphäre und zeigt in der mittleren Stratosphäre ein symmetrisches Muster, das die Ausprägung des Polarwirbels repräsentiert (Baldwin u. Dunkerton, 1999).

Die NAO weist Gemeinsamkeiten mit der arktischen Oszillation (AO) auf, es gibt jedoch auch klare Unterschiede (Wallace, 2000). Die Zentren bei Island und den Azoren haben beide Klimaindizes gemeinsam. Ambaum u. a. (2001) fanden aufgrund dieser Ähnlichkeit der Muster eine starke Korrelation der

NAO- und AO-Zeitreihen, bemerkten aber auch, dass die NAO die Korrelationen zwischen der Druckvariabilität ihrer beiden Aktionszentren bei Island und den Azoren widerspiegelt, was die AO nicht tut, und kommen zu dem Schluss, dass die NAO die Variabilität auf der Nordhemisphäre besser beschreibt als die AO.

Es gibt weitere winterliche Telekonnektionsmuster auf der Nordhalbkugel (Wallace u. Gutzler, 1981; Barnston u. Livezey, 1987; Blackmon u. a., 1984). Eine Möglichkeit, diese Muster zu identifizieren ist die „Rotated Principle Component Analysis (RPCA)“. Neben der NAO wurden Muster im Ost-Atlantik (EA), in West-Russland, Skandinavien (SCAND), in der Region Pol/Eurasien, im West-Pazifik (WP), im Ost- und Nord-Pazifik (EP-NP) und Pazifischen Übergang (PT), für Pazifik/Nord Amerika (PNA) und für Tropen/Nord-Hemisphäre (TNH) gefunden und zu all diesen Mustern Klimaindizes berechnet (Climate Prediction Center, 2008). Nicht alle dieser Muster treten ganzjährig in Erscheinung und insbesondere bei den Mustern, in die der Pazifik involviert ist, ist keine große Auswirkung auf den Nordatlantik zu erwarten.

Zusammenfassend kann man sagen, dass für das Klima im Nordatlantik besonders die NAO bestimmend ist. Sie ist ein Muster der Variabilität der atmosphärischen Zirkulation, die besonders im Winter die Klimavariabilität in großen Teilen Europas bis hin zur Arktis beschreibt. Jedoch erklärt die NAO die Klimavariabilität nur zu einem Teil. Es ist daher ein Ziel dieser Arbeit, weitere Prozesse zu identifizieren, die zur Erklärung der Variabilität beitragen.

5.3 Druckminima bei Island und den Lofoten in der nordatlantischen Tiefdruckrinne

Im Folgenden liegt der Fokus auf der generellen Druckverteilung der Nordhalbkugel. Die Abbildung 5.4 zeigt den Mittelwert der Winter-Luftdruckfelder. Es sind deutlich die fünf dominanten Druckaktionszentren der Nordhemisphäre erkennbar: Das Azorenhoch (AH), nordamerikanische Hoch (NH) und Sibirienhoch (SH), sowie das Aleutentief (AT) und Islandtief (IT).

Der Begriff „Islandtief“ ist dabei nicht ganz zutreffend, da es sich hier um eine Tiefdruckrinne handelt, die sich von der Südspitze Grönlands über Island hinweg, entlang der norwegischen Küste bis nach Nord-Norwegen erstreckt. Dieses Druckzentrum wird daher in dieser Arbeit als „nordatlantische Tiefdruckrinne“ bezeichnet. Diese Tiefdruckrinne enthält zwei Druckminima, von denen das stärker ausgeprägte in der Irmingersee zwischen Grönland und Island liegt und im Folgenden mit *Island-Minimum* bezeichnet wird. Das zweite Druckminimum befindet sich in der Norwegensee in der Nähe der Lofoten und wird im Folgenden *Lofoten-Minimum* genannt. Die räumliche und zeitliche Variation dieser beiden Druckminima wird nun genauer analysiert.

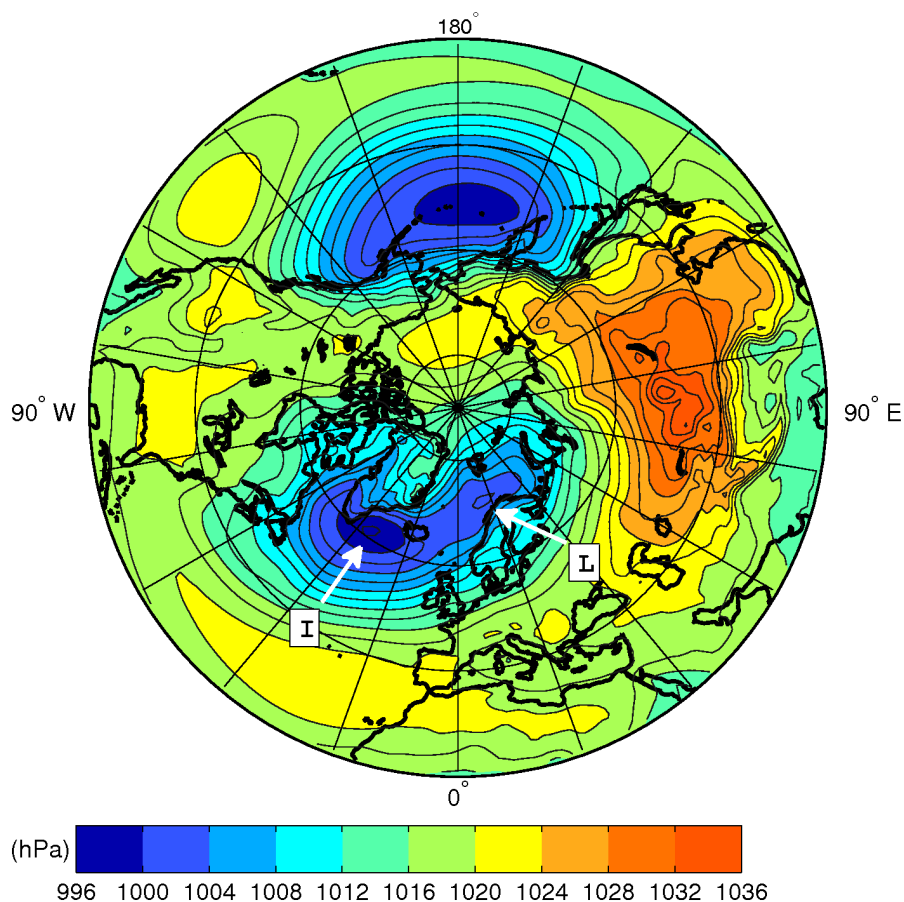


Abbildung 5.4: Der Luftdruck-Mittelwert für den Winter (DJF) der 45 Jahre 1957 bis 2002 aus ERA 40. Die Beschriftung I und L bezeichnet die Druckminima bei Island in der Irmingersee bzw. das Druckminimum in der Norwegensee vor den Lofoten. Das Island-Druckminimum beträgt 999 hPa und das Lofoten-Druckminimum 1002 hPa.

Um die Lage der Druckminima im Winter untersuchen zu können, werden Mittelwerte des Luftdrucks für den ERA-40 Zeitraum 1957 - 2002 für 135 Wintermonate (D, J, F) und für 45 Winter (DJF) berechnet. Aus den so errechneten mittleren Druckfeldern der Winter und Wintermonate wird für jedes lokale Druckminimum im Raum der nordatlantischen Tiefdruckrinne die Position und der zugehörige Druckwert bestimmt. Die Abbildung 5.5 zeigt beispielhaft vier über einen Wintermonat gemittelte Luftdruckkarten mit den gefundenen Druckminima. Die Bestimmung der Lage der Druckminima per Auge ist jedoch in einigen Fällen schwierig, wenn sich im mittleren Luftdruckfeld keine eindeutige Situation erkennen lässt, zum Beispiel, weil mehrere Minima nahe beieinanderliegen oder weil sich der Druckwert des Minimums nur schwach von der Umgebung unterscheidet.

Die resultierende Verteilung der Druckminima im Umfeld der nordatlantischen Tiefdruckrinne aus mittleren Winter-Luftdruckfeldern (DJF) zeigt Abbildung 5.6. Die Summe aller Detektionen ist größer als die Anzahl der betrachteten Winter (45),

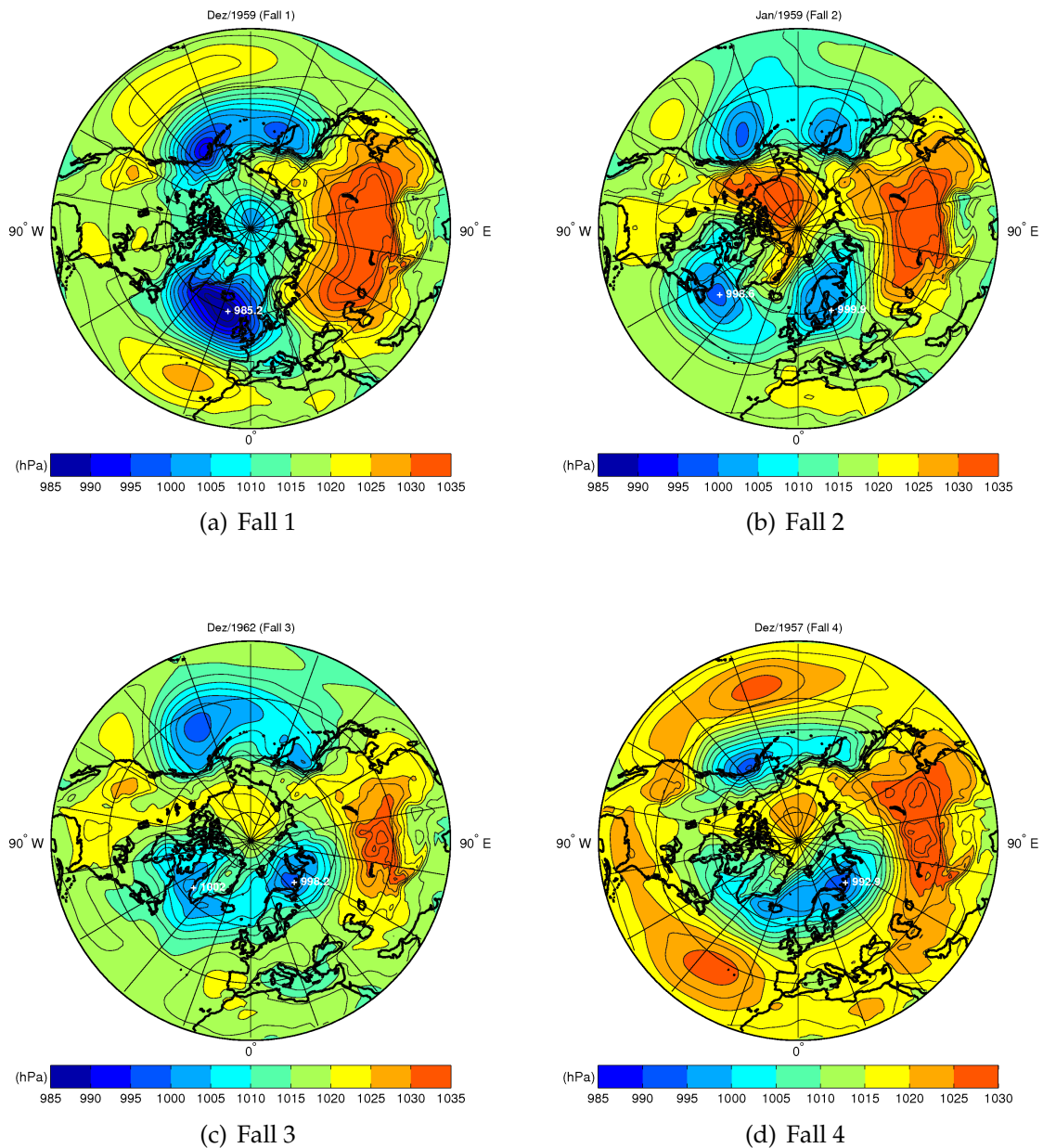


Abbildung 5.5: Beispiele für Karten der Wintermittelwerte des Luftdrucks zur Bestimmung der Island- und Lofotenfälle. Die im Nordatlantik gefundenen Druckminima sind mit einem „+“ gekennzeichnet, daneben steht der Druck (hPa). Jedes Bild zeigt einen der vier Fälle: (a) Nur ein Druckminimum bei Island (Dez. 1959, Fall 1), (b) zwei Minima, aber niedrigerer Druck bei Island (Jan. 1959, Fall 2), (c) zwei Minima, aber niedrigerer Druck bei den Lofoten (Dez. 1962, Fall 3) und (d) nur ein Druckminimum bei den Lofoten (Dez. 1957, Fall 4). Bild (d) hat eine abweichende Skala.

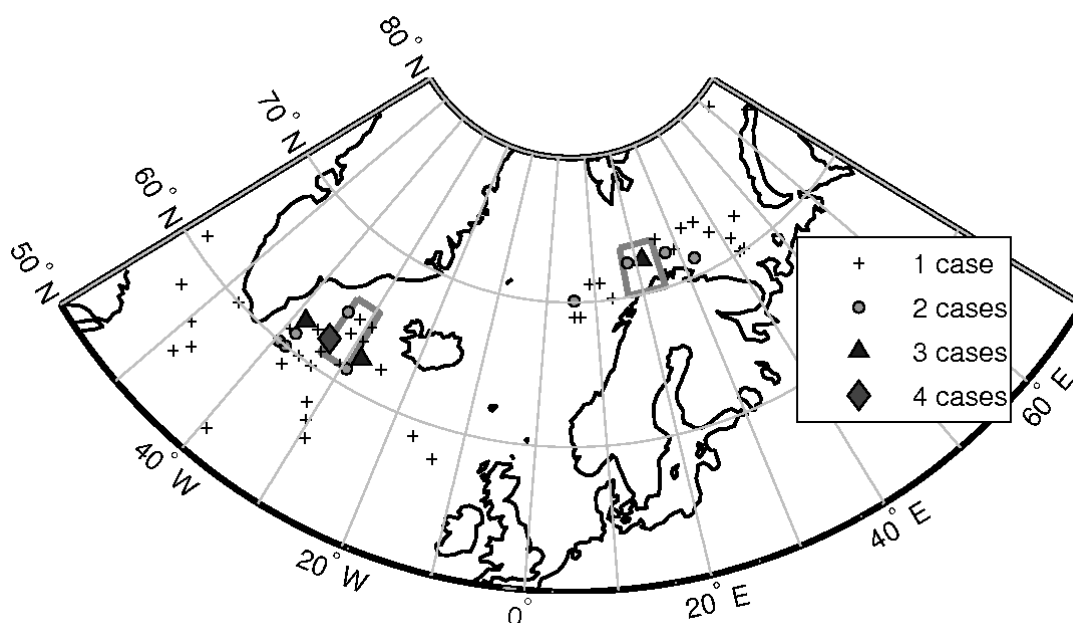


Abbildung 5.6: Auf dieser Karte sind alle Orte eingezeichnet, an denen sich in den 45 Wintern (DJF) im Zeitraum 1957- 2002 ein Luftdruckminimum befindet. Die verschiedenen Symbole geben die Anzahl der gefundenen Detektionen pro Gitterpunkt an: Raute für 4, Dreieck für 3, Kreis für 2 und Kreuz für 1 Detektion pro Gitterpunkt. Die eingezeichneten Kästchen sind die Gebiete, die später zur Charakterisierung der nordatlantischen Tiefdruckrinne benutzt werden.

da sich in vielen Wintern zwei voneinander getrennte Druckminima lokalisieren lassen. Die Winter-Druckminima im Nordatlantik häufen sich in zwei Regionen: Die eine liegt bei Island und die andere bei den Lofoten-Inseln. Dies sind die Orte, an denen sich im 45-Jahre-Mittel die beschriebenen Druckminima der nordatlantischen Tiefdruckrinne befinden (siehe Abbildung 5.4). Aber nicht alle Druckminima befinden sich in der Nähe dieser beiden Regionen, einige Druckminima liegen einige hundert Kilometer entfernt zum Beispiel in der Barentssee oder bei Großbritannien. Zwischen beiden Regionen gibt es eine Zone, in der keine Druckminima auftreten.

5.3.1 Lofoten- und Island-Fälle

Es interessiert nun, wie häufig sich die Druckminima auf die beiden Regionen, Island und Lofoten, verteilen. Dazu wird eine Unterteilung der Winter und Wintermonate in verschiedene Fälle anhand der Druckminima vorgenommen. Für die Einteilung der Fälle ist entscheidend, ob beim betrachteten mittleren Luftdruckfeld ein Druckminimum im Bereich der Island- oder der Lofotenregion liegt und, falls es in beiden Regionen eines gibt, welches das Druckminimum mit dem niedrigeren Druckwert ist. Es gibt also vier mögliche Fälle:

1. Es gibt ein Druckminimum bei Island und kein Druckminimum bei den Lofoten (Abbildung 5.5(a)).

2. Es gibt ein Druckminimum bei Island und ein Druckminimum bei den Lofoten. Der niedrigere Druck ist bei Island (Abbildung 5.5(b)).
3. Es gibt ein Druckminimum bei Island und ein Druckminimum bei den Lofoten. Der niedrigere Druck ist bei den Lofoten (Abbildung 5.5(c)).
4. Es gibt ein Druckminimum bei den Lofoten und kein Druckminimum bei Island (Abbildung 5.5(d)).

Zur Veranschaulichung gibt es zu jedem dieser vier Fälle ein Beispiel in Abbildung 5.5. Jeder Winter und jeder Wintermonat wird einem dieser Fälle zugeordnet. Auch hier gibt es das Problem, dass sich manche Situationen nicht eindeutig einem der Fälle zuordnen lassen, zum Beispiel weil ein gefundenes Minimum sehr weit von den beiden Regionen entfernt liegt. In diesen Fällen wird es zur näher gelegenen Region gezählt. Die Ergebnisse dieser Auszählung sind in Tabelle 5.1 zusammengestellt.

Zeit	1. Fall	2. Fall	3. Fall	4. Fall
Winter (45)	17 38%	16 36%	11 24%	1 2%
Wintermonat (135)	46 34%	52 39%	18 13%	19 14%

Tabelle 5.1: Anzahl der vier Island- und Lofotenfälle pro Winter (DJF) und pro Wintermonat (D, J, F) für den ERA40-Zeitraum. 1. Fall: Nur Islandtief, 2. Fall: Islandtief dominiert, 3. Fall: Lofotentief dominiert, 4. Fall: Nur Lofotentief. In Klammern ist die gesamte Anzahl der Fälle angegeben.

Die Ergebnisse dieser Auszählung zeigen, dass sich in mindestens 90% der Zeit ein Druckminimum bei Island befindet, aber auch in mehr als 60% der Zeit eines bei den Lofoten. Das Minimum mit dem tieferen Druck liegt in etwa 75% der Zeit bei Island, aber immerhin in 25% der Zeit bei den Lofoten.

Eine Zeitreihe der Verteilung der vier Fälle für die 45 Winter und 135 Wintermonate zeigt Abbildung 5.7. Für die Wintermittel tritt nur im ersten Winter 1957/58 der Fall 4 auf, in dem sich nur ein einzelnes Druckminimum bei den Lofoten befindet. Auf monatlicher Basis tritt Fall 4 deutlich öfter auf (siehe Tabelle 5.1). Die Zeitreihen zeigen jedoch, dass die Anzahl der Lofotenfälle seit der Mitte der 1980er Jahre abgenommen hat.

5.3.2 Lofoten- und Island-Druckanomalien

Die Druckwerte in der Island- und Lofotenregion, deren Variationen und Verhältnis zueinander, waren im vorigen Abschnitt das Unterscheidungskriterium für die verschiedenen Fälle. Es werden im Folgenden die Vorzeichen der Island- und

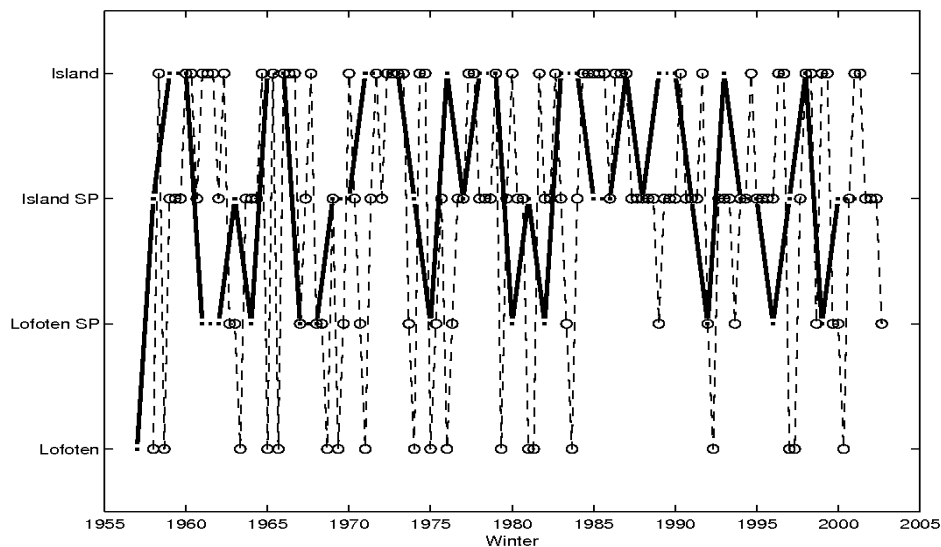


Abbildung 5.7: Zeitreihen der subjektiv zugeordneten Island- und Lofotenfälle pro Winter (DJF) (durchgezogene Linie) und pro Wintermonat (D, J, F) (gestrichelte Linie) für den ERA-40 Zeitraum von 1957 bis 2002. Bei Fällen mit zwei Druckminima ist der Schwerpunkt (SP) mit dominierendem Tief angegeben.

Lofoten-Druckanomalien untersucht, um herauszufinden, wie sie sich zueinander verhalten.

Es liegt nahe, ähnlich vorzugehen wie beim stationsbasierten NAO-Index. Hierzu benötigt man geeignete „Stationen“, die die Island- und die Lofotenregion repräsentieren. Die Lage der beiden Stationen wird hier so gewählt, dass sie sowohl zu den Maxima der Zyklonenaktivität (Abbildung 1.1, S. 2), als auch zu den Ergebnissen der Lage der Druckminima innerhalb der nordatlantischen Tiefdruckrinne (Abbildung 5.4) und zu den beiden Häufungspunkten der Druckminima aus Wintermittelwerten (Abbildung 5.6) passen. Für jede Region wird nicht nur ein einzelner Gitterpunkt der ERA-40 Reanalyse betrachtet, wie es bei einer Messstation der Fall wäre, sondern ein kleines Gebiet, in das auch die nächsten umliegenden Punkte einbezogen werden, um zumindest einen Teil der räumlichen Variation zu erfassen (siehe graue Kästchen in Abbildung 5.6). Die Lofotenregion wird durch das gewählte Gebiet mit den Koordinaten $16.88 - 24.75^\circ\text{E}$ und $70.09 - 73.46^\circ\text{N}$ repräsentiert und die Islandregion durch das gewählte Gebiet mit den Koordinaten $29.25 - 33.75^\circ\text{W}$ und $61.12 - 65.61^\circ\text{N}$. Diese Gebiete sind etwa gleich groß und in Abbildung 5.6 als graue Kästchen eingezeichnet. Über jedes dieser Gebiete wird der mittlere Luftdruck berechnet, um den „Stationswert“ des Drucks zu erhalten.

Für den ERA-40 Zeitraum werden aus diesen Druckwerten die Island- und Lofoten-Druckanomalien berechnet. Dazu wird der mittlere Druck im jeweiligen Gebiet für jeden Wintermonat berechnet und der Druckmittelwert des Gebiets für den Gesamtzeitraum 1957 bis 2002 abgezogen. Abbildung 5.8 zeigt die Zeitreihen der Island- und Lofoten-Druckanomalien, die deutliche Unterschiede aufweisen,

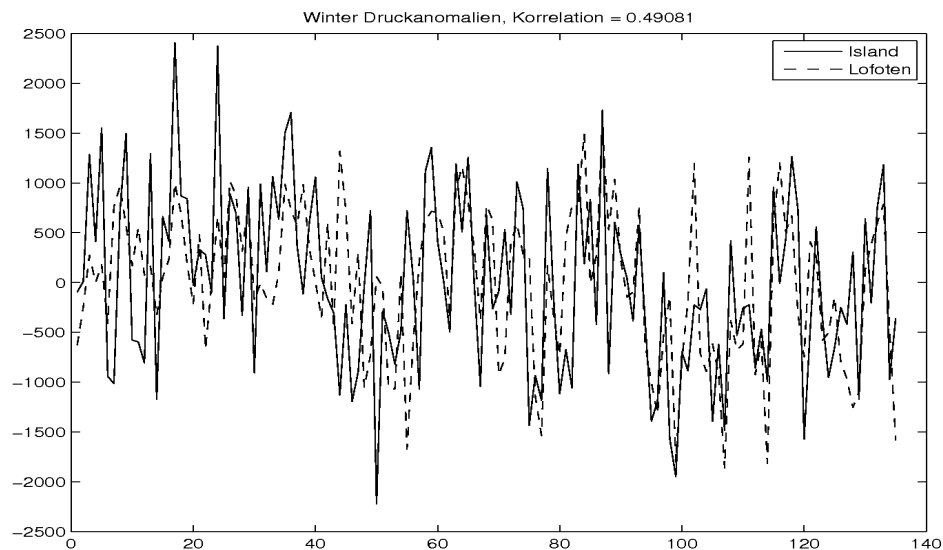


Abbildung 5.8: Zeitreihen der mittleren Druckanomalien in (Pa) der 135 Wintermonate (D, J, F) für den Zeitraum 1957 - 2002 für das Islandgebiet (durchgezogen) und das Lofotengebiet (gestrichelt). Der Korrelationskoeffizient der Kurven ist 0,49.

was sich auch in der Korrelation der Anomaliewerte zeigt. Trägt man die Druckanomalien von Island gegen die der Lofoten auf, erhält man Abbildung 5.9. Das Ergebnis dieser Vorzeichenanalyse ergibt für die 135 Wintermonate (D, J, F), dass die beiden Druckanomalien in 47 Monaten gleichzeitig eine positive Abweichung zeigen, in 46 Monaten gleichzeitig eine negative Abweichung zeigen und sich in 42 Monaten gegensätzlich verhalten.

Für die Wintermonate, deren Punkte zusammen in jeweils einem der vier Quadranten der Abbildung 5.9 liegen, werden Mittelwerte des Luftdrucks mit dem Komposit-Verfahren gebildet. Das erste Luftdruckfeld-Komposit ergibt sich demnach aus einer Mittelung über 47 Monate deren Punkte im ersten Quadranten (beide Anomalien sind positiv) liegen, das zweite Komposit aus der Mittelung über 16 Monate, deren Punkte im zweiten Quadranten (Island positiv, Lofoten negativ) liegen und so weiter. Diese vier Komposite zeigt Abbildung 5.10. In Abbildung (a), beide Anomalien positiv, ist die nordatlantische Tiefdruckrinne nur schwach ausgeprägt und das Azorenhoch nicht vorhanden. In Abbildung (b), beide Anomalien negativ, sind das Azorenhoch und die Tiefdruckrinne deutlich sichtbar. In den Abbildungen (c) und (d) liegt ein deutliches Druckminimum bei der Region, deren Anomalie negativ ist. Dies sind wesentliche Unterschiede, wie sich in den Differenzen zeigt.

Aus diesen vier Kompositen werden die sechs möglichen Komposit-Differenzen berechnet (Abbildung 5.11). Die Differenzen der Luftdruck-Komposite zeigen die größten Unterschiede im Bereich des Azorenhochs und im Bereich der nordatlantischen Tiefdruckrinne. In der Tiefdruckrinne ist außerdem die Lage der Druckminima zwischen Island- und Lofotenregion verschoben. Die Differenz (a), in der das Komposit aus Monaten, in denen beide Anomalien negativ sind, abgezogen wurde

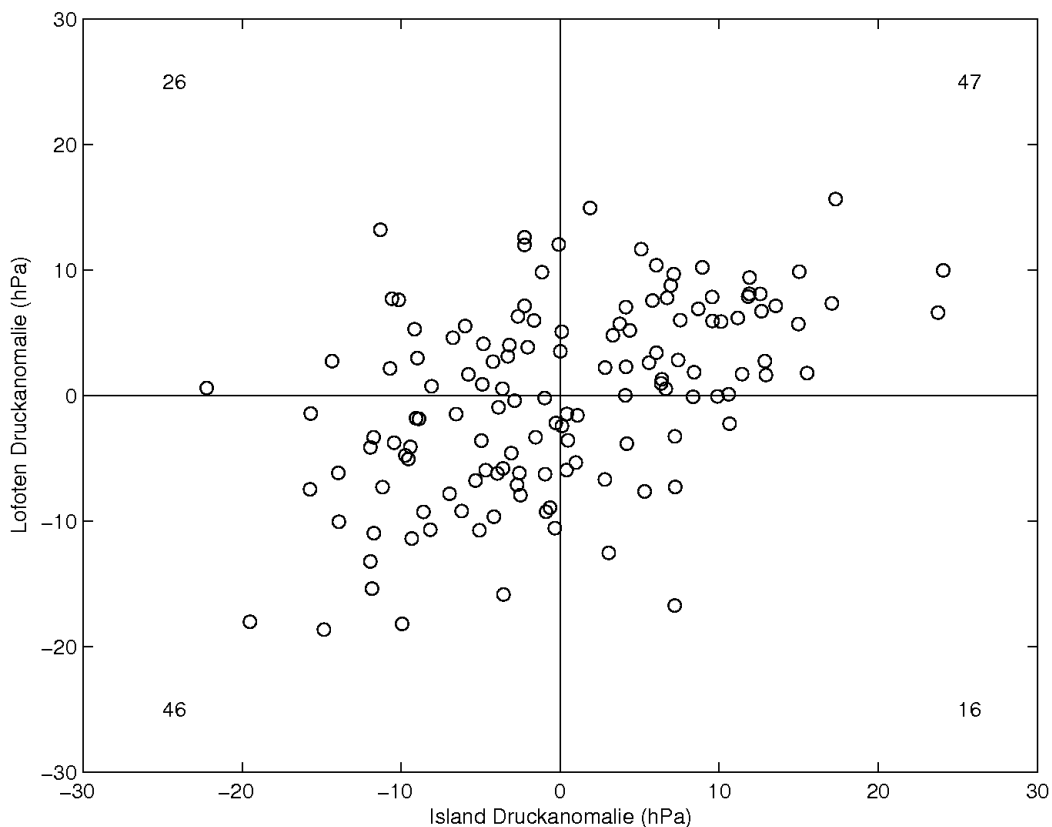


Abbildung 5.9: Streudiagramm der Druckanomalien der Island- und Lofotengebiete aus den 135 Wintermonaten (D, J, F) im Zeitraum 1957 - 2002. Jeder Punkt steht für einen Monat. Die Zahlen geben die Anzahl der Monate pro Quadrant an.

von dem Komposit aus Monaten, in denen beide Anomalien positive Vorzeichen haben, sieht bemerkenswerter Weise aus wie das NAO-Muster. Hingegen weist die Differenz (f), in der die Komposite voneinander abgezogen wurden, deren Monate Anomalien mit gegensätzlichen Vorzeichen besitzen, große Ähnlichkeit mit dem Island-Lofoten-Druckdifferenz-Muster auf, das später in diesem Kapitel eingeführt wird (siehe Abschnitt 5.4.2). Die anderen vier Differenzen sind der Vollständigkeit halber gezeigt, jedoch lassen sich daraus zur Zeit keine besonderen Schlüsse ableiten.

5.4 Definition eines Klima-Indexes der Island-Lofoten-Druckdifferenz

Im vorigen Abschnitt dieses Kapitels wurde eine subjektive Auswahl von Island- und Lofoten-Fällen vorgenommen. Da eine Auswertung der Lage der Druckminima „per Auge“ sehr aufwändig und zudem subjektiv ist, soll im folgenden Abschnitt ein objektives Auswahlkriterium definiert werden, mit dem die Druckmittelwerte einfacher klassifiziert werden können. Es wird ein Klimaindex eingeführt, mit dem

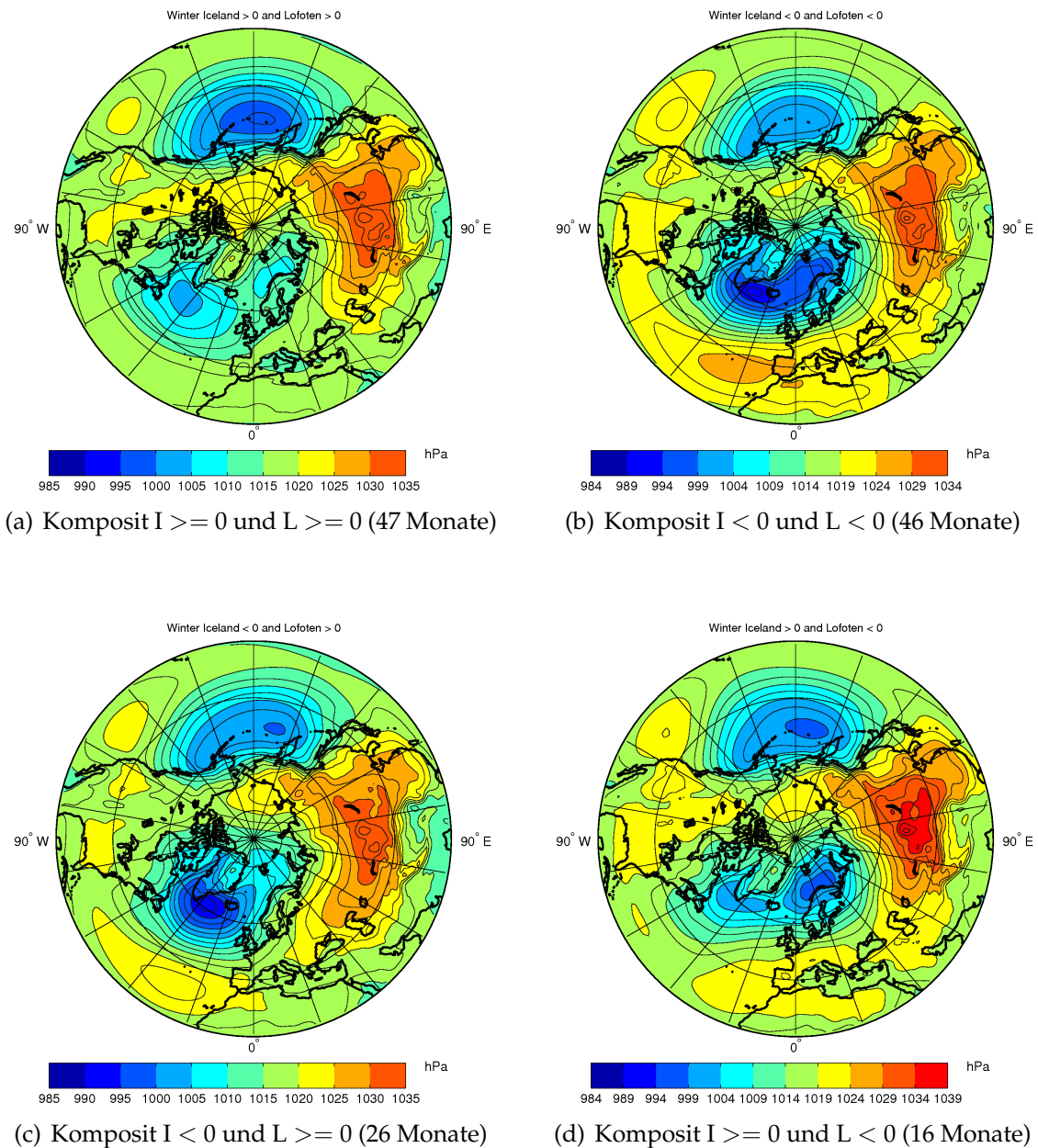


Abbildung 5.10: Luftdruck-Komposite berechnet aus Wintermonaten (D, J, F), die die angegebenen Kriterien an die Druckanomalien des Island- (I) und Lofotengebietes (L) erfüllen. Angegeben ist die Anzahl der Monate, über die der Luftdruck gemittelt wurde.

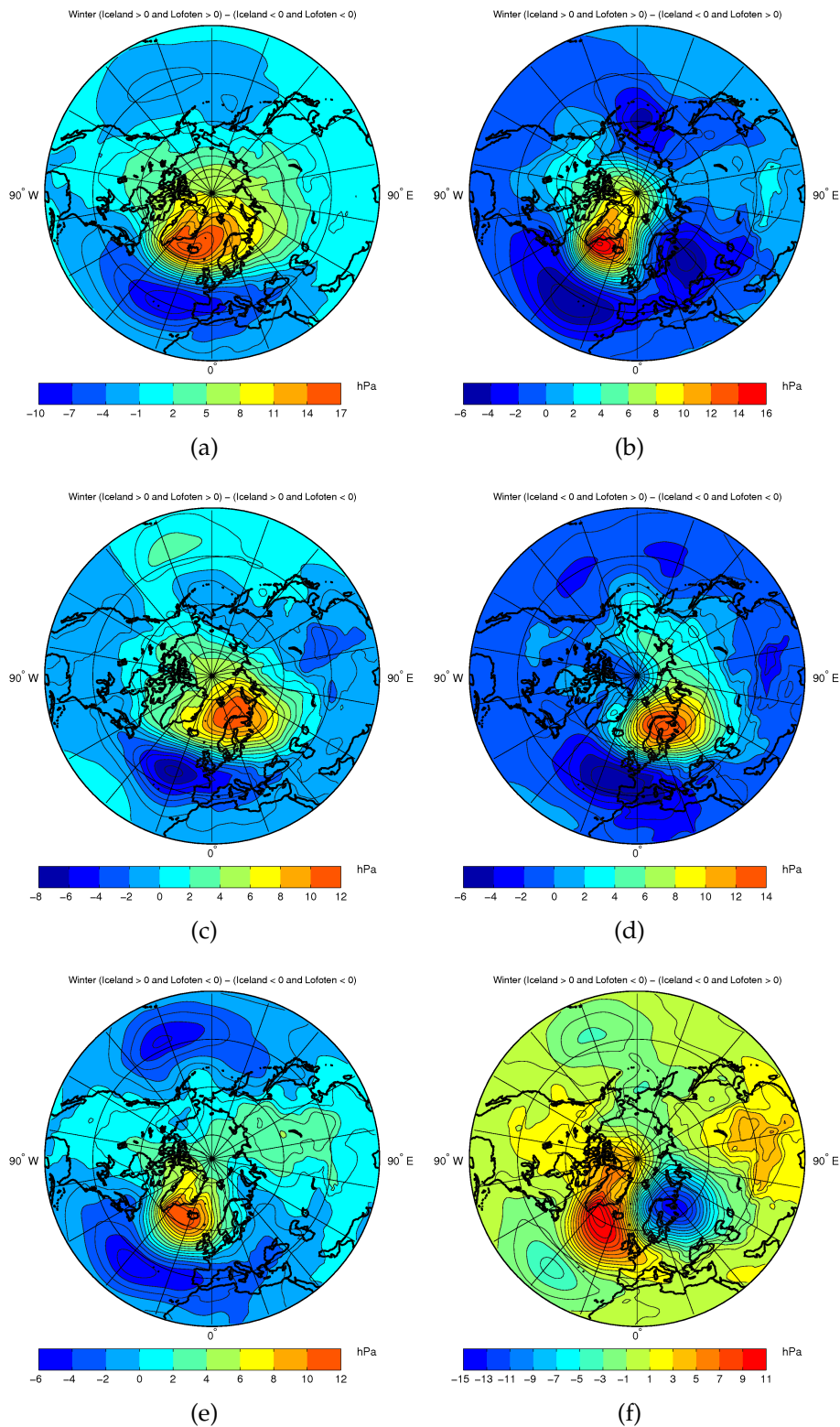


Abbildung 5.11: Differenzen der Luftdruck-Komposite der Wintermonate aus Abbildung 5.10: (a) Komp. (I>0 und L>0) minus Komp. (I<0 und L<0), (b) Komp. (I>0 und L>0) minus Komp. (I<0 und L>0), (c) Komp. (I>0 und L<0), (d) Komp. (I<0 und L>0) minus Komp. (I<0 und L<0), (e) Komp. (I>0 und L<0) minus Komp. (I<0 und L<0) und (f) Komp. (I>0 und L<0) minus Komp. (I<0 und L>0).

objektiv und automatisch zwischen den Zuständen mit niedrigerem Druck bei Island oder bei den Lofoten unterschieden werden kann.

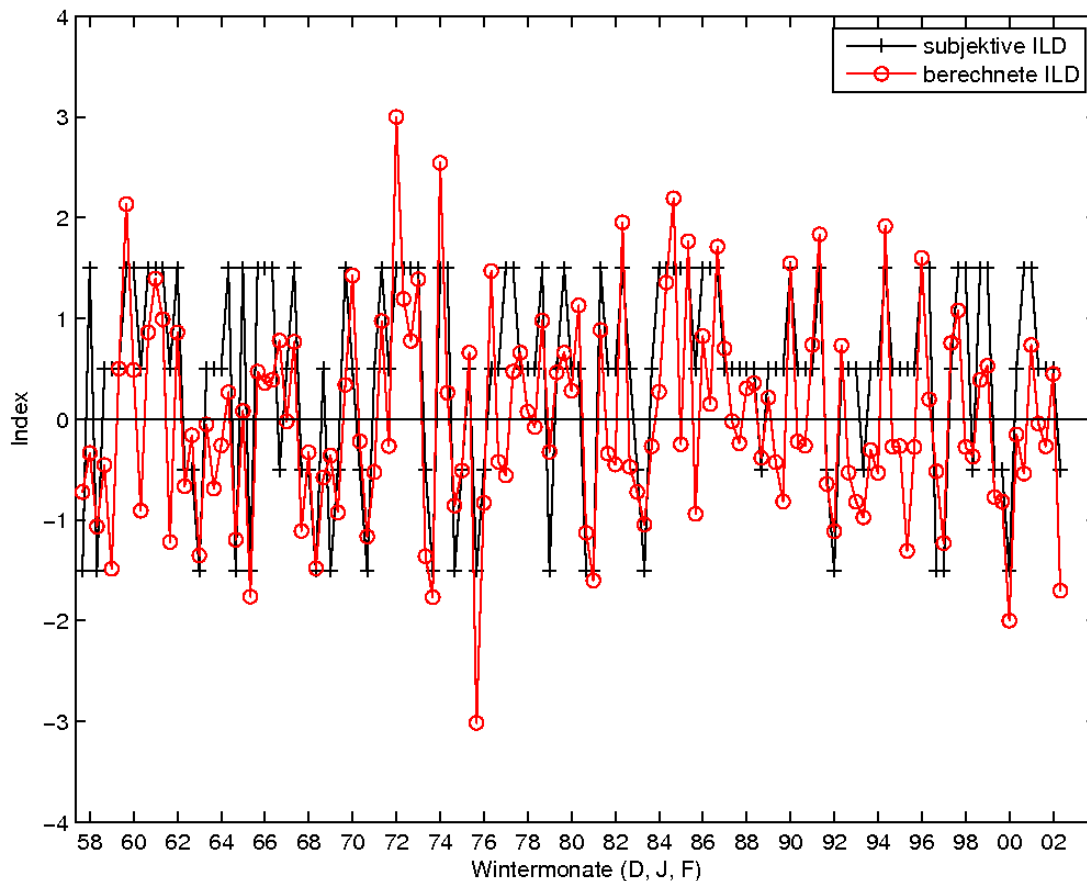


Abbildung 5.12: Kurven des berechneten ILLD-Index (rote Kurve) für 135 Wintermonate (D, J, F) von Dezember 1957 bis Februar 2002 im Vergleich mit den Ergebnissen der subjektiven Island-Lofoten-Fallunterscheidung (schwarze Kurve). Um den subjektiven Index zeichnen und korrelieren zu können, werden den Fällen Werte von -1,5 (Lofotenfall) bis +1,5 (Islandfall) zugeordnet.

Die Definition und Berechnung des Index der Island-Lofoten-Druckdifferenz (ILLD-Index) erfolgt analog zum stationsbasierten NAO-Index, der von Hurrell (1995) definiert wurde. Es werden für jeden Zeitpunkt t des betrachteten Zeitraums der Druck für die Lofoten- und Island-Station berechnet. Hierfür werden die mittleren Druckwerte auf Meeresebene der beiden in Abschnitt 5.3.2 festgelegten Lofoten- und Island-Gebiete verwendet. Es werden außerdem die mittleren Drücke \bar{p}_L und \bar{p}_I des gesamten Zeitraums berechnet. Aus der Differenz ergeben sich die mittleren Druckanomaliezeitreihen $\Delta p_L(t)$ und $\Delta p_I(t)$ für beide Regionen, die im vorigen Abschnitt betrachtet wurden. Diese Druckanomalien werden mit der jeweiligen Standardabweichung σ_{p_L} und σ_{p_I} der Zeitreihe normiert. Die Differenz dieser normierten Druckanomalien ist der Index der Island-Lofoten-Druckdifferenz:

$$ILD(t) = \frac{p_L(t) - \bar{p}_L}{\sigma_{p_L}} - \frac{p_I(t) - \bar{p}_I}{\sigma_{p_I}}. \quad (5.1)$$

Die berechnete ILD-Index-Zeitreihe für die Wintermonate (D, J, F) im Vergleich mit der subjektiven Klassifikation der Island- und Lofotenfälle aus dem vorigen Abschnitt zeigt Abbildung 5.12. Der Korrelationskoeffizient zwischen diesen beiden Kurven beträgt 0,73. Man erkennt, dass positive Index-Werte einen relativ hohen Druck bei den Lofoten im Vergleich zu Island bedeuten, während negative Index-Werte einen relativ zu Island niedrigen Druck bei den Lofoten angeben.

5.4.1 Lofoten- und Island-Fälle aus dem ILD-Index

Anhand des ILD-Index wird nun wieder eine Einteilung in Island- und Lofoten-Fälle vorgenommen. Wie die vorangehenden Untersuchungen zeigen, gibt es viele Winter und Wintermonate, die sich nicht eindeutig zuordnen lassen. Um solche Werte auszusortieren, ist eine Auswahl der betrachteten Monate unter Verwendung eines Grenzwertes notwendig. Als sinnvolle Grenze zur Unterscheidung von Lofoten- und Island-Fällen wird der Betrag einer Standardabweichung $|\sigma|$ des ILD-Index gewählt. Für den aus Wintermonaten (D, J, F) berechneten ILD-Index ist die Standardabweichung $\sigma = 1.01$. Abbildung 5.13 zeigt die Zeitreihe des ILD-Index für die Wintermonate mit den durch eine positive/negative Standardabweichung gegebenen Schwellenwerten.

Index	Island	Island SP	Lofoten SP	Lofoten
Berechnet (135 Monate D, J, F)	19 14%	96 71%		20 15%
Ausgezählt (135 Monate D, J, F)	46 34%	52 39%	18 13%	19 14%

Tabelle 5.2: Die Anzahlen der Lofoten- und Island-Fälle aus den Wintermonaten (D, J, F) für den ERA40-Zeitraum 1957 bis 2002: Berechnet mit dem ILD-Index aus der $\pm\sigma$ -Beschränkung und manuell ausgezählt anhand der vier Island- und Lofotenfälle. Den manuell ausgezählten Fällen mit Schwerpunkt (SP) bei Island bzw. bei den Lofoten entsprechen beim berechneten Index die nicht betrachteten Fälle in der Mitte.

Zur Bestimmung von Lofoten- und Island-Fällen anhand der Index-Werte werden Monate, in denen der ILD-Index größer als eine positive Standardabweichung ist, als Island-Fälle gezählt, Monate, in denen der ILD-Index kleiner als eine negative Standardabweichung ist, als Lofoten-Fälle. Die Anzahl der Island- und Lofoten-Fälle, sowie der Monate, die nicht berücksichtigt werden, und im Vergleich dazu die Ergebnisse der subjektiven Fall-Analyse der 135 Wintermonate, zeigt Tabelle 5.2. Durch die Beschränkung der Werte mit der Standardabweichung werden bei der Untersuchung der Extremwerte für Island- und Lofoten-Fälle 71% der Wintermonate ausgelassen.

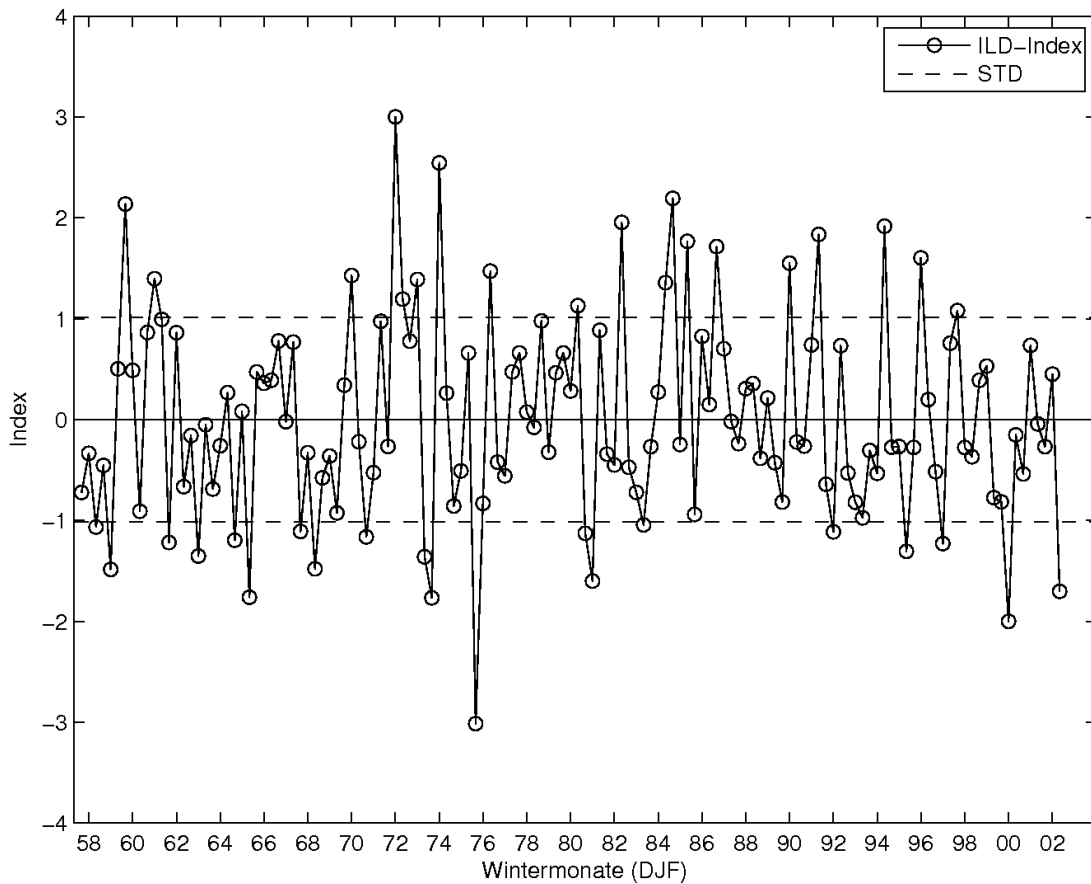


Abbildung 5.13: Zeitreihe des ILD-Index für die Wintermonate (D, J, F) im Zeitraum 1957 bis 2002. Die gestrichelten Linien geben den Schwellenwert (eine Standardabweichung $\pm\sigma$) zur Klassifizierung der Island- und Lofoten-Fälle an.

Die Abbildung 5.14 zeigt die beiden Summanden aus der Formel 5.1 zur Berechnung des ILD-Indexes, nämlich die normierten Druckanomalien für die Island- beziehungsweise Lofotenregion. Die Punktwolke in der Abbildung sieht daher ebenso aus wie diejenige in Abbildung 5.9. Die Island- und Lofotenfälle sind in der Abbildung markiert und die Druckschaukel zwischen Island- und Lofotenregion beschränkt sich demnach nicht nur auf einzelne Quadranten, wie man denken könnte, sondern die Lage der Island- und Lofoten-Druckanomalien zueinander ist entscheidend.

5.4.2 Das ILD-Druckmuster

Aus dem ILD-Index werden Lofoten- und Island-Fälle bestimmt und Komposite der Luftdruckfelder aller Lofoten- und Island-Fälle berechnet. Für das Island-Komposit, dargestellt oben in Abbildung 5.15, werden nur Luftdruckfelder von Wintermonaten mit Index-Werten größer als eine positive Standardabweichung vom Mittelwert der Index-Zeitreihe gemittelt. Entsprechend werden für die Berechnung des Lofoten-Komposites, unten in Abbildung 5.15 gezeigt, nur Monate mit ILD-Index-Werten kleiner als eine negative Standardabweichung verwendet. In die

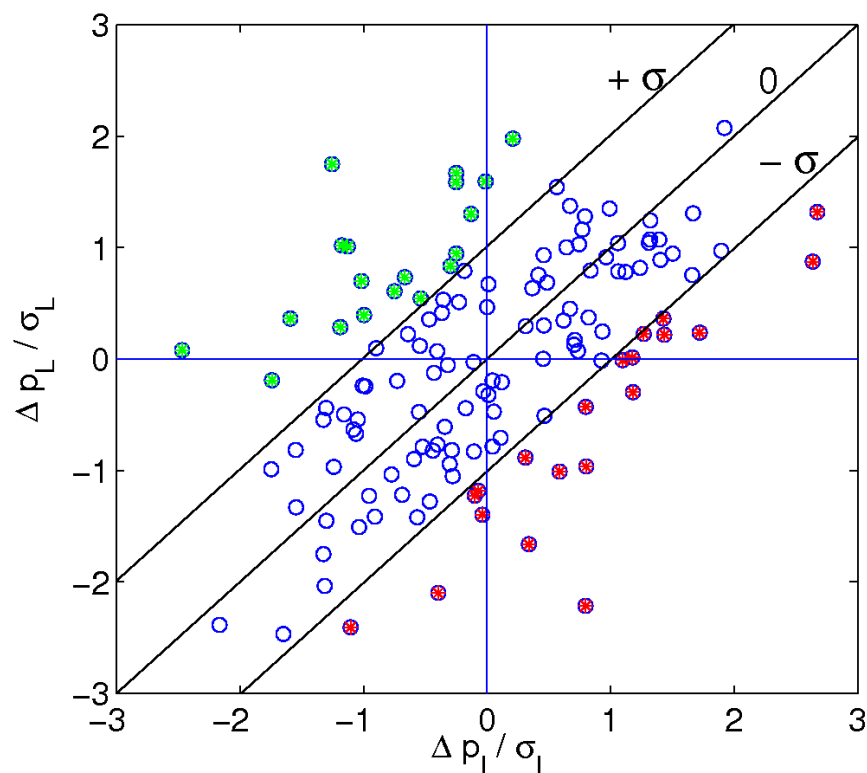


Abbildung 5.14: Streudiagramm der normierten Druckanomalien der 135 Wintermonate (D, J, F) 1957 - 2002 im Island- und Lofotengebiet. Farbige sind die Punkte der Monate der Islandfälle (grün) und Lofotenfälle (rot) markiert, die anhand des ILD-Indexes ausgewählt wurden. Die diagonal verlaufenden Linien zeigen die dabei verwendeten $\pm\sigma$ -Grenzen an.

Berechnung des Island-Komposites gehen 19 Wintermonate ein, in die des Lofoten-Komposites 20 Wintermonate. Die Standardabweichung der ILD-Zeitreihe der Wintermonate ist $\sigma = 1,01$. Die Differenz zwischen Lofoten- und Island-Komposit ergibt ein Muster, das als ILD-Druckmuster bezeichnet wird und in Abbildung 5.16 gezeigt ist.

Das Island-Komposit, oben in Abbildung 5.15, zeigt deutlich ein absolutes Druckminimum über dem Nordatlantik bei Island. Entsprechend zeigt das Lofoten-Komposit, unten in Abbildung 5.15 ein absolutes Druckminimum bei den Lofoten.

Im Differenzbild in Abbildung 5.16, in dem vom Lofoten-Komposit das Island-Komposit abgezogen wurde, zeigen dementsprechend die Gebiete um Island- und Lofoten-Region die größten Differenzen. Allerdings liegen die Zentren in der Differenz nicht exakt über den beiden Auswahl-Gebieten der Komposite. Die Differenz zwischen dem Island- und Lofotenminimum beträgt mehr als 30 hPa. Die Unterschiede zwischen den beiden Kompositen, außerhalb des Island- und Lofotengebietes, sind in der Differenz ebenfalls deutlicher zu sehen. Auffällig sind auch

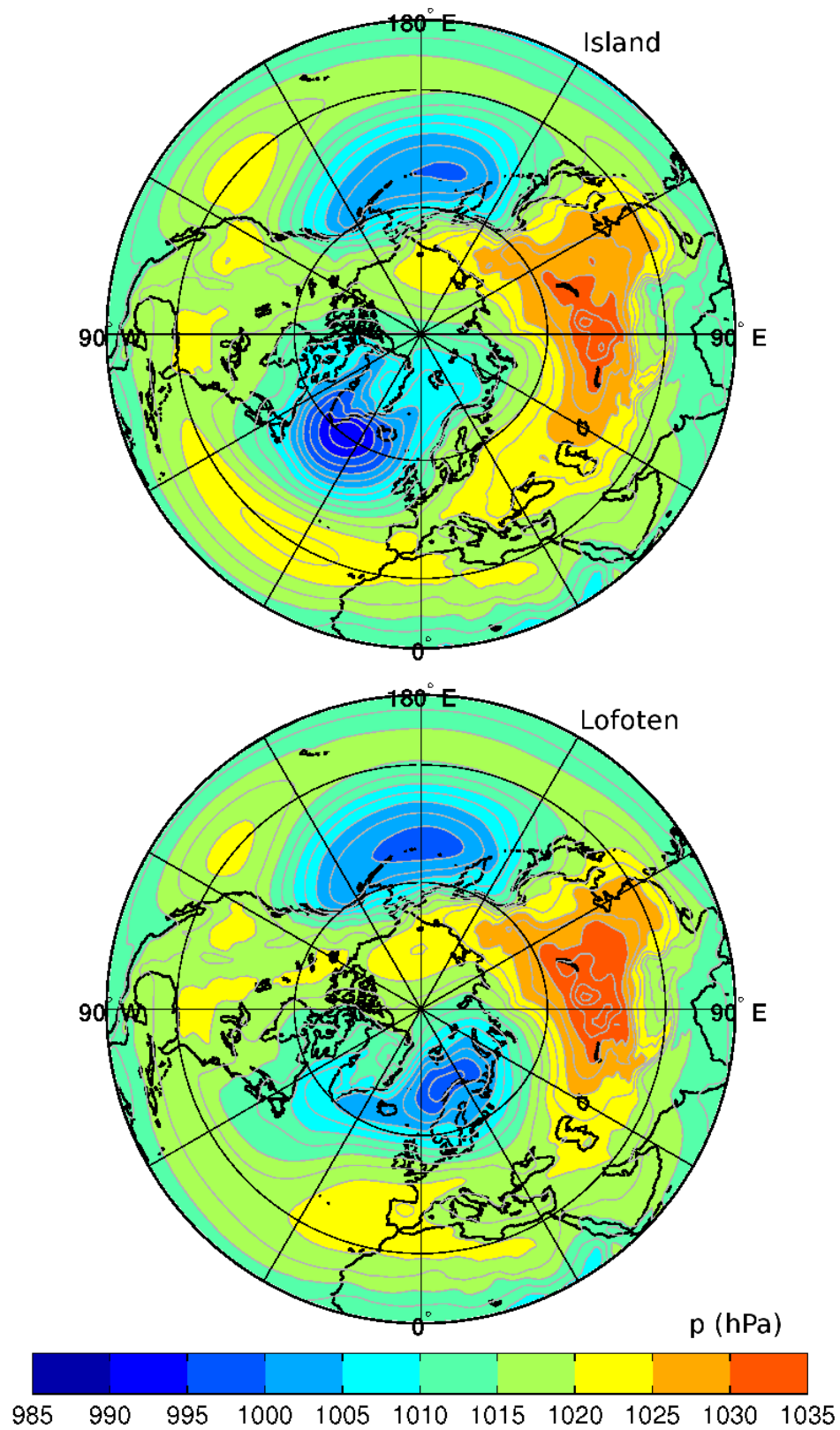


Abbildung 5.15: Winter-Druckfeldkomposite von 19 Monaten mit Island-Fällen (oben) und 20 Monaten mit Lofoten-Fällen (unten) ausgewählt anhand des ILD-Index-Wertes.

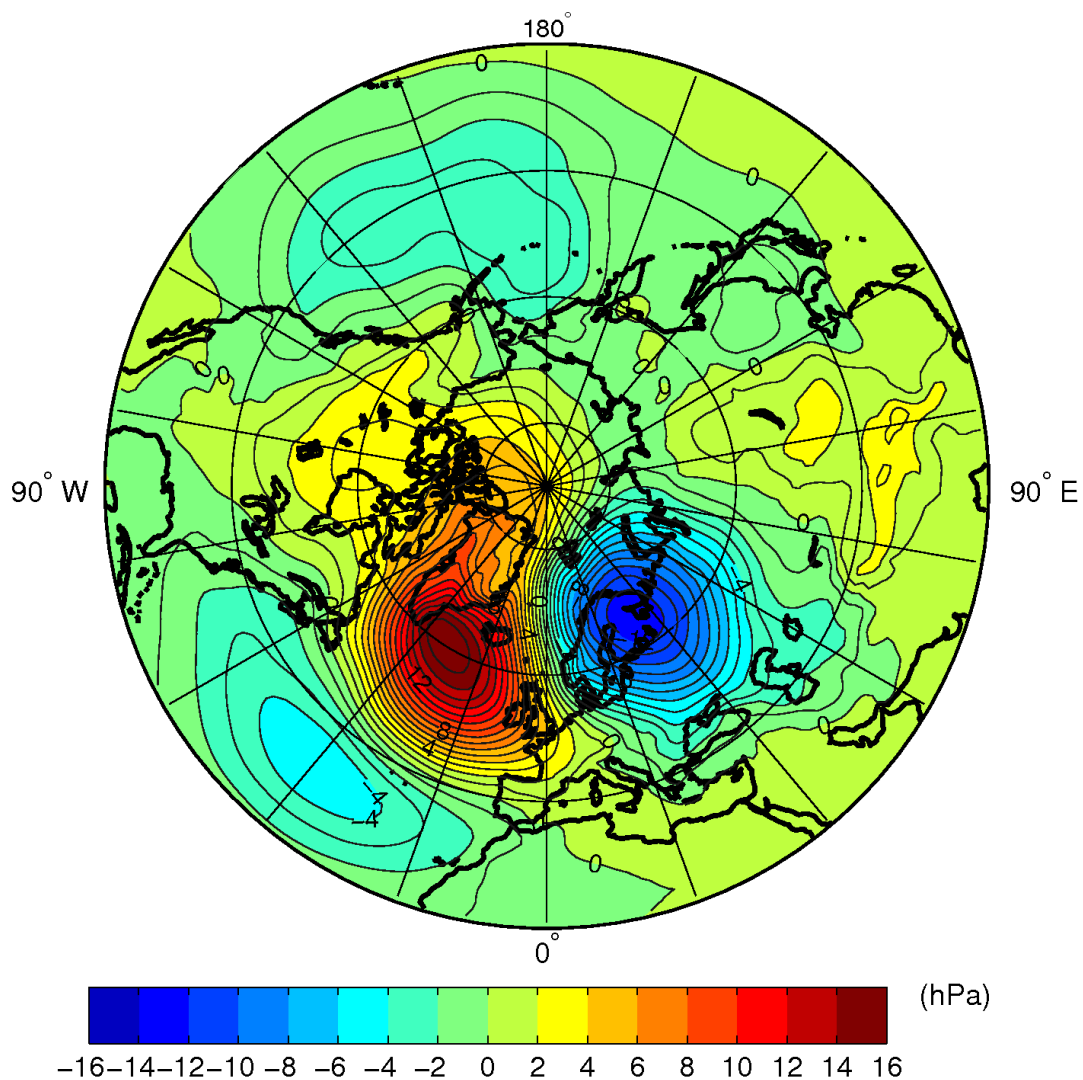


Abbildung 5.16: Differenz der Druckfeldkomposite der Island-Fälle und Lofoten-Fälle aus dem ILD-Index für die Wintermonate (D, J, F) 1957 bis 2002.

Abweichungen im Druck über dem Azorenhoch, dem sibirischen Hoch sowie dem Aleutentief. Sie haben nur einen Betrag von 1 bis 5 hPa. Die Relevanz dieser Druckabweichungen im Muster wird in Abschnitt 5.4.4 mit einer Signifikanzberechnung noch einmal bestätigt.

5.4.3 Sensitivitätsstudie zur Wahl der Referenzgebiete

In diesem Abschnitt wird untersucht, welchen Einfluss eine Verschiebung der Gebiete, die für die Bestimmung der Lofoten- und Island-Luftdruckmittelwerte verwendet werden, auf die Ergebnisse der ILD hat.

Zur Berechnung des ILD-Index (Gleichung 5.1) werden repräsentativ für die Island- und die Lofotenregion jeweils Druckmittelwerte über begrenzte Gebiete genommen. Diese Gebiete wurden in Abschnitt 5.4 definiert und sind als graue

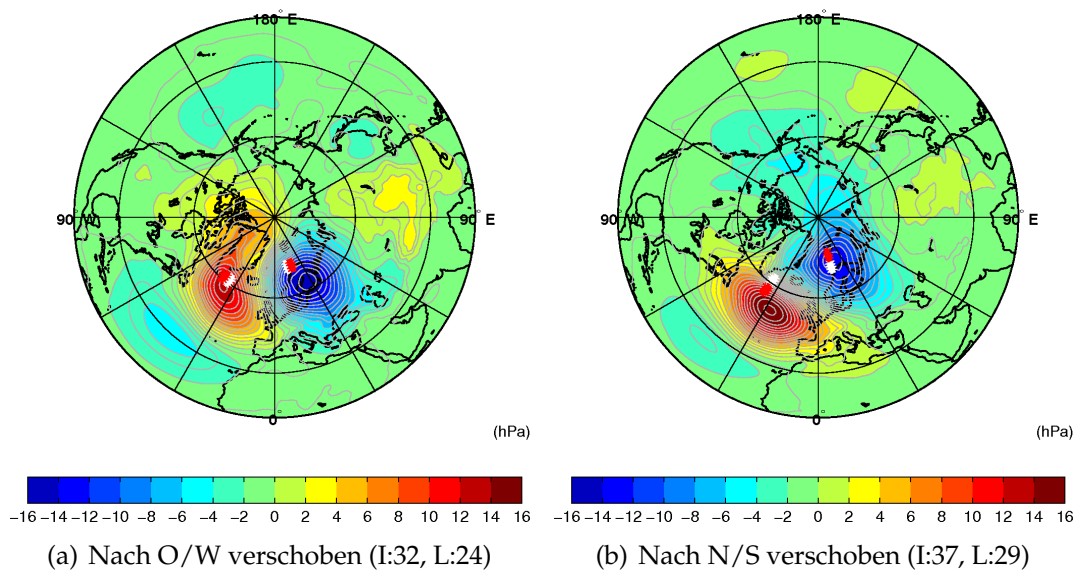


Abbildung 5.17: Differenz von Lofotenkomposit minus Islandkomposit der Wintermonate (D, J, F), wobei die Island- und Lofotenregion gegenläufig (Nord-Süd und Ost-West) verschoben werden. Die originalen Positionen der Regionen sind in weiß eingezeichnet, die verschobenen Positionen in rot. In Klammern ist die Anzahl der Monate angegeben, die zur Berechnung des Island- (I) und Lofoten- (L) Komposites verwendet werden.

Kästchen in Abbildung 5.6 auf S. 61 eingezeichnet. Diese Lofoten- und Island-Gebiete wurden anhand von bestimmten Kriterien festgelegt, die genaue Lage ist aber dennoch etwas willkürlich gewählt.

Um festzustellen, welchen Einfluss eine räumliche Verschiebung der Gebiete auf das ILD-Muster hat, wird die Lage der Gebiete im Folgenden variiert. Es werden für sechs verschiedene Berechnungen beide Gebiete um vier Gitterpunkte entlang von Längen- oder Breitengraden verschoben. Aus diesen neuen Gebieten werden die zugehörigen Druckmittelwerte für Island und Lofoten bestimmt und damit der entsprechende ILD-Index der jeweiligen Variation berechnet. Aus diesem werden die Lofoten- und Island-Fälle bestimmt und das Druckanomalie-Differenzmuster der zugehörigen Komposite berechnet. Die Anzahl der Monate, die zu den Lofoten- und Island-Kompositen beitragen, ist für jede dieser Variation etwas anders.

Die Abbildungen 5.17 (a) und (b) und Abbildung 5.18 (a) bis (d) zeigen die Ergebnisse der Druckfelddifferenzen der Lofoten- und Island-Komposite, die aus diesen neuen Indizes und dem gleichen $\pm\sigma$ -Kriterium berechnet werden. Die so gebildeten Muster unterscheiden sich nur wenig in der Struktur: Die fünf Zentren Island, Lofoten, Azoren, Sibirien und Aleuten sind gut erkennbar. Die Lage dieser Zentren verschiebt sich jedoch leicht mit der Variation der Gebiete. Insbesondere

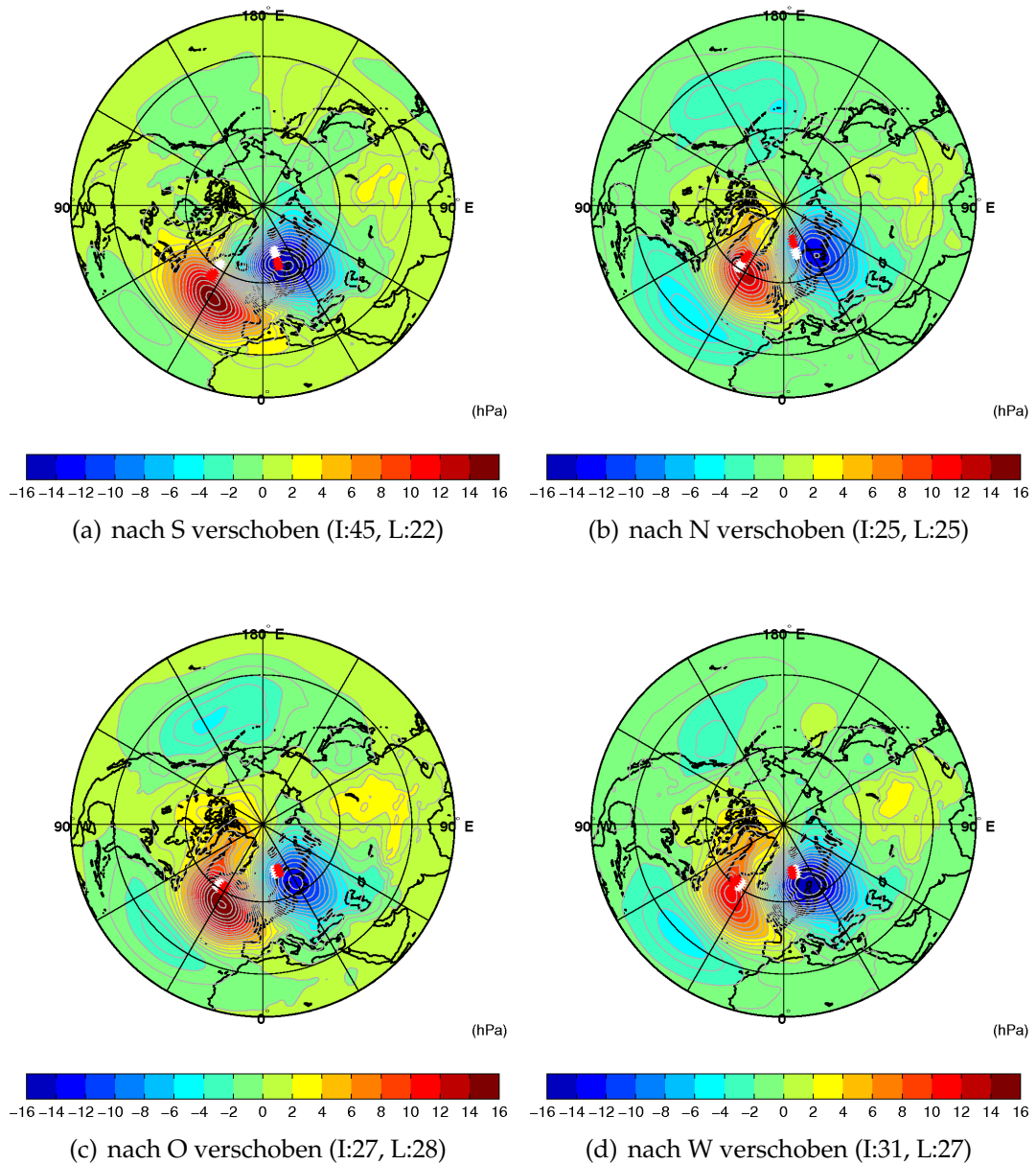


Abbildung 5.18: Differenz von Lofotenkomposit minus Islandkomposit der Wintermonate (D, J, F). Die Island- und Lofotenregionen werden gegenüber der ILD-Definition um vier Gitterpunkte in vier Himmelsrichtungen (N, S, O, W) verschoben. Die originalen Positionen der Regionen sind in weiß eingezeichnet, die verschobenen Positionen in rot. In Klammern ist die Anzahl der Monate angegeben, die zur Berechnung des Island- (I) und Lofoten (L) Komposites verwendet werden.

bei der Verschiebung des Island-Gebiets Richtung Süden ändert sich die Lage des Islandzentrums.

Die größere Sensitivität auf die Verschiebung der Druckzentren Richtung Süden zeigt sich auch in den Korrelationskoeffizienten zwischen der Zeitreihe des ILD-Indexes, der aus den Druckwerten der in Abschnitt 5.4 festgelegten Gebiete berechnet wurde, und den Zeitreihen der neuen ILD-Indizes, die aus den Druckwerten der verschobenen Gebiete berechnet wurden. Der Korrelationskoeffizient der ILD-Index-Zeitreihe aus nach Süden verschobenen Gebieten mit der des unverschobenen ILD-Index liegt bei 0,79. Viel größer sind die Korrelationskoeffizienten aus der Berechnung mit den Zeitreihen der ILD-Indizes, dessen Gebiete nach Westen (0,91), Osten (0,98) und Norden (0,95) verschoben sind.

5.4.4 Signifikanz des ILD-Musters

Die Untersuchung der Signifikanz des ILD-Musters soll zeigen, inwieweit die Druckdifferenzen zwischen beiden Zuständen der nordatlantischen Tiefdruckrinne zufällig oder nicht zufällig sind.

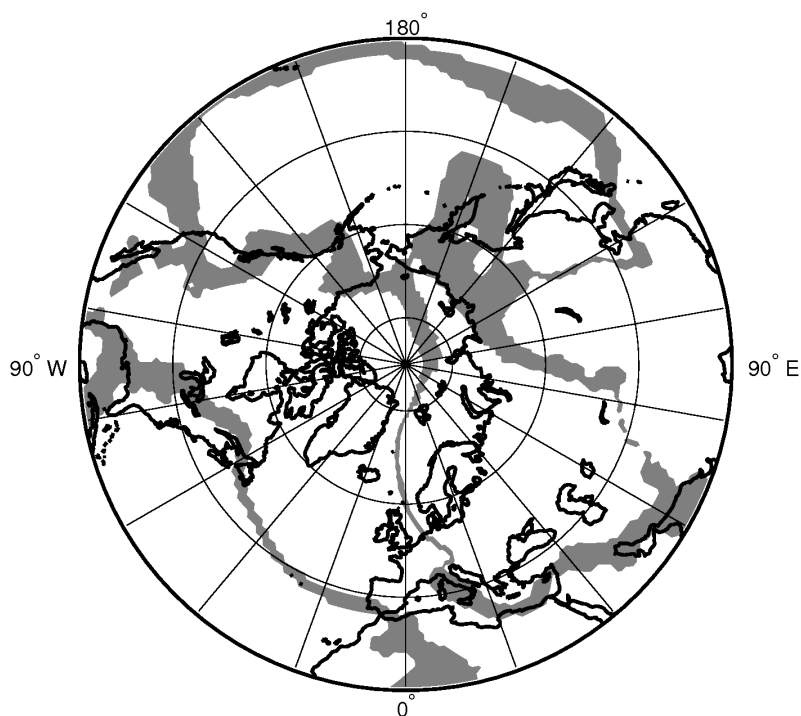


Abbildung 5.19: Signifikanz des ILD-Musters. Die weißen Flächen entsprechen einer Signifikanz von $\alpha < 0,05$. Die grauen Flächen sind nicht signifikant.

Zur Berechnung der Signifikanz des ILD-Musters werden die 19 Island-Fälle der Monate mit ILD-Index-Werten größer als eine Standardabweichung σ und die 20 Lofoten-Fälle der Monate mit ILD-Index-Werten kleiner als eine Standardabweichung heraus genommen. Daraus werden alle 380 möglichen Differenzen der

Luftdruckfelder eines Island-Falls minus eines Lofoten-Falls gebildet. Dieses Vorgehen ähnelt dem statistischen Bootstrap-Verfahren und dient dazu, eine möglichst lange Reihe aus Druckfelddifferenzen zu erzeugen.

Die Signifikanzbestimmung wird mittels eines Einstichproben t-Tests beim Signifikanzniveau $\alpha = 0,05$ mit der Matlab-Funktion „ttest“ durchgeführt. Mit dem Einstichproben t-Test wird für die Datenreihe der Luftdruckfelder an jedem Gitterpunkt geprüft, ob die Nullhypothese zutrifft, dass diese Datenreihe ein zufälliges Produkt einer Normalverteilung mit Mittelwert Null ist oder ob der Mittelwert nicht Null ist.

Die Normalverteilungsannahme der Datenreihe wurde vorher für jeden der 380 Gitterpunkte mit einem χ^2 -Test unter Verwendung der Matlab-Funktion „chi2gof“ geprüft. Das Ergebnis zeigte, dass die Normalverteilung gegeben ist und daher der t-test verwendet werden darf.

Der Test mit der 5% Signifikanzschwelle zeigt, dass das ILD-Muster fast überall signifikant ist und es nur zwischen den zuvor gefundenen Aktionszentren schmale Bereiche gibt, die nicht signifikant sind, wie Abbildung 5.19 zeigt.

5.4.5 Erklärte Varianz

Es wird nun bestimmt, welcher Anteil der Druckvarianz durch das ILD-Muster beschrieben und also erklärt wird. Dazu wird die durch das ILD-Muster erklärte Varianz (EV) der Zeitreihe des Druckfeldes berechnet nach folgender Gleichung (siehe auch Schönwiese (2000)):

$$EV = \sum_{k=1}^N (p_{IL}^{norm}(i, j) \cdot \Delta p_k(i, j))^2 / \sum_{k=1}^N \Delta p_k(i, j) \cdot \Delta p_k(i, j). \quad (5.2)$$

Dabei wird die Summe über alle 135 Monate k berechnet, $p_{IL}^{norm}(i, j)$ ist ein Punkt aus dem ILD-Muster, also das mit der Norm $\|ILD - Muster\|$ normierte Island-Lofoten-Differenz-Druckfeld von Längengrad i und Breitengrad j . $\Delta p_k(i, j)$ ist das Druckanomaliefeld für Monat k für die geografischen Koordinaten (i, j) .

Die erklärte Varianz wird für drei verschiedene Gebiete berechnet:

1. die Nordhalbkugel mit den Koordinaten 0°N bis 90°N und 180°W bis 180°O ,
2. das NAO-Gebiet nach Hurrell mit den Koordinaten 20°N bis 70°N und 90°W bis 40°O und
3. das Zentrum des ILD-Gebiets mit den Koordinaten $51,03^\circ\text{N}$ bis $79,06^\circ\text{N}$ und $23,63^\circ\text{W}$ bis $100,13^\circ\text{O}$.

Zur besseren Einordnung der Ergebnisse zur erklärten Varianz des ILD-Index in den drei Gebieten, werden diese mit den Werten des NAO-Index in den gleichen Gebieten verglichen (siehe Tabelle 5.3). Hurrell (1995) berechnete für die NAO auf

Gebiet	NAO	ILD
Nordhalbkugel	0,28	0,08
Gebiet NAO	0,35	0,17
Gebiet ILD	0,31	0,27

Tabelle 5.3: Werte der erklärten Varianz des NAO-Musters und des ILD-Musters, berechnet für drei verschiedene Gebiete.

Basis der ersten EOF des Luftdrucks für die Wintermonate eine EV von 36,7%. Das hier berechnete Ergebnis der erklärten Varianz von 35,03% für die NAO im gleichen Gebiet (Tabelle 5.3) stimmt gut mit dem Literaturwert überein. Die ILD erklärt einen kleineren Teil der Varianz als die NAO. Der durch die ILD erklärte Varianzanteil steigt mit zunehmender geografischer Konzentration auf das Zentrum des ILD-Gebiets. Dort ist der ILD-Anteil an der Gesamt-Varianz des Luftdrucks fast ebenso groß wie der NAO-Anteil.

5.4.6 Höhenabhängigkeit des ILD-Musters

Das ILD-Muster wurde allein auf Basis des Luftdrucks auf Meeressniveau ermittelt. Es stellt sich die Frage, ob und inwieweit sich das Muster mit der Höhe fortsetzt. Dazu werden sechs ERA-40 Höhenniveaus betrachtet (1000, 850, 500, 250, 100 und 50 hPa) und ebenso wie für das Meeressniveau auch für diese Höhen das ILD-Muster berechnet. Für die Berechnung der dazu notwendigen Komposite in den verschiedenen Höhen wird ebenfalls die Standardabweichung $\pm\sigma$ als Kriterium und der ILD-Index auf Meeressniveau aus Abschnitt 5.4 verwendet. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5.20 dargestellt.

Die Untersuchung zeigt, dass sich das ILD-Muster durch die ganze Troposphäre bis in die Stratosphäre erstreckt. In jeder Höhe ist das dipolartige Muster aus Island- und Lofotenzentrum erkennbar. Die Lage beider Zentren verschiebt sich leicht mit der Höhe nach Westen, das Lofotenzentrum liegt bei der größten Höhe (50 hPa) über Mittel-Skandinavien, das Islandzentrum über der Südspitze Grönlands. Die Bedeutung der anderen drei Zentren über Sibirien, den Aleuten und den Azoren ändert sich ebenfalls mit der Höhe. Besonders interessant ist das Zentrum über Sibirien, das am Boden relativ schwach ausgeprägt ist, und sich mit steigender Höhe verstärkt. Auch über den Aleuten findet eine Intensivierung statt. Hingegen verliert das Zentrum über dem Azorenraum mit steigender Höhe an Bedeutung.

So wird aus den fünf Zentren am Boden (die beiden Hauptzentren bei Island und den Lofoten und den drei Nebenzentren bei Sibirien, den Azoren und den Aleuten) in einer Höhe von 50 hPa ein quadrupolartiges Muster, dessen Minima mit Lofoten und Aleuten und dessen Maxima mit Island und Sibirien assoziiert sind und alle etwa die gleiche Amplitude besitzen.

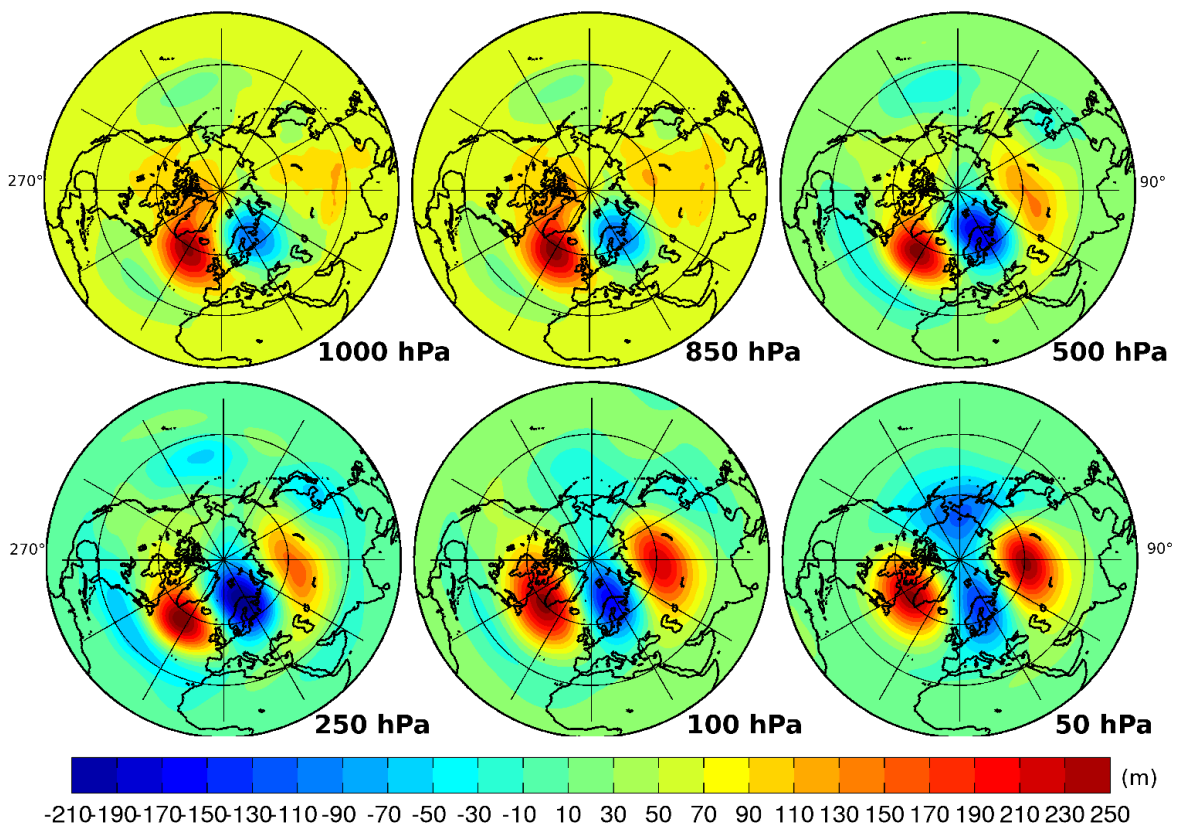


Abbildung 5.20: Das Winter ILD-Muster in sechs verschiedenen Höhen auf den Druckniveaus 1000, 850, 500, 250, 100 und 50 hPa.

5.5 Erweiterung der ILD-Untersuchung auf das ganze Jahr

Das zweite Minimum innerhalb der nordatlantischen Tiefdruckrinne bei den Lofoten ist zwar im Winter am stärksten ausgeprägt, eine Verlängerung der Tiefdruckrinne bis zu den Lofoten ist aber nicht nur im Winter vorhanden, wie die Luftdruckmittel für die anderen Jahreszeiten in Abbildung 5.21 zeigen. Lediglich im Sommermittel des Luftdrucks ist sie nicht sichtbar.

In diesem Abschnitt wird die ILD für das ganze Jahr betrachtet. Dazu wird nach Gleichung 5.1 aus den mittleren Luftdruckfeldern aller Monate im ERA-40 Zeitraum ein ILD-Index aus Druckanomalien berechnet, die mit dem Mittelwert der Zeitreihe des ganzen Jahres (und nicht nur der Wintermonate, wie in Abschnitt 5.4) normiert werden. Nimmt man aus diesem neuen ganzjährigen ILD-Index nur die Wintermonate (D, J, F) heraus und vergleicht diesen Wintermonats-ILD-Index mit dem im vorigen Abschnitt betrachteten Winter-ILD-Index, findet man kleine Abweichungen, die durch die unterschiedlichen Normierungen für Winter und das ganze Jahr bei der Berechnung entstehen (Abbildung 5.22).

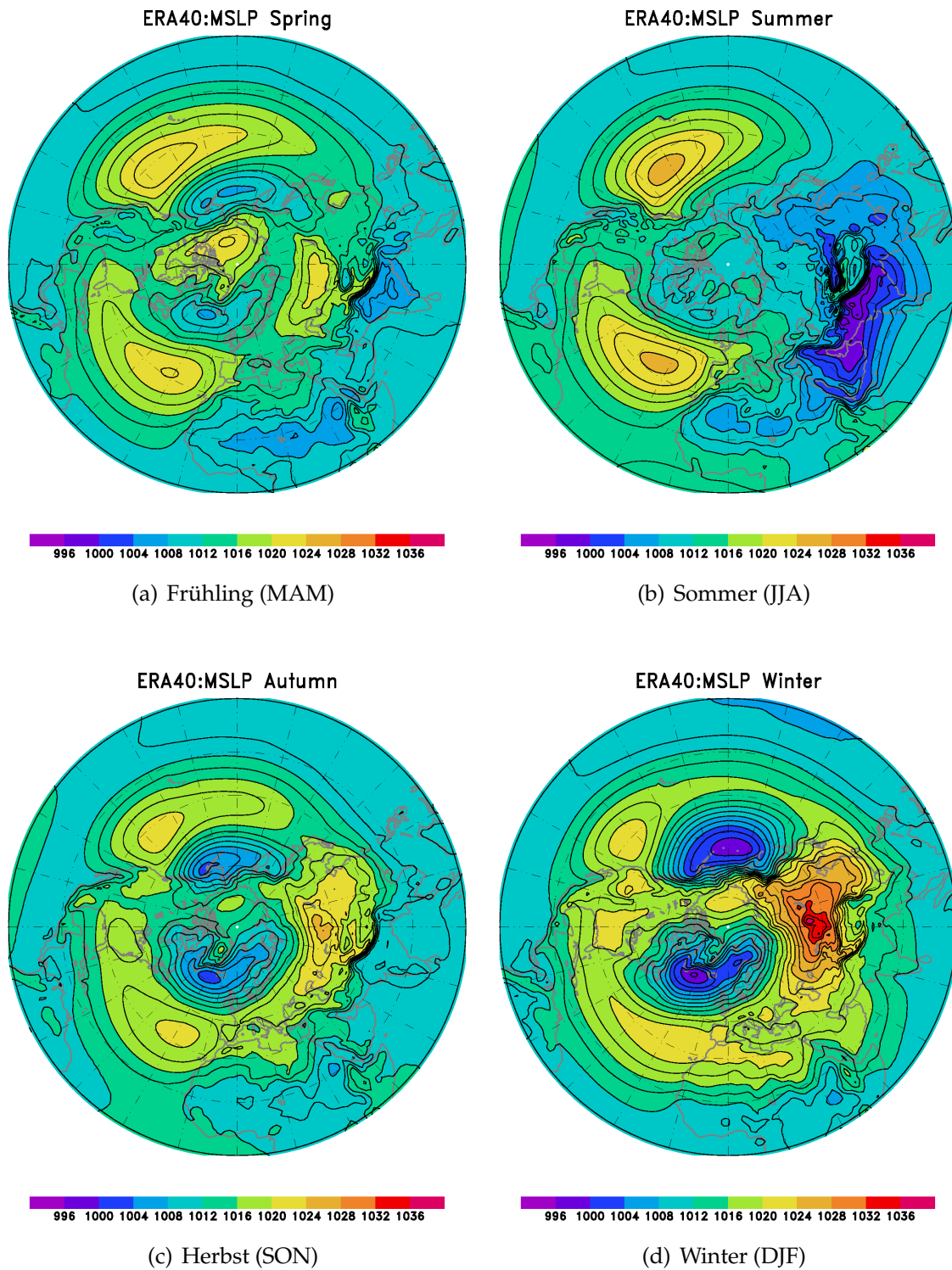


Abbildung 5.21: Mittelwerte des Luftdrucks auf Meeresebene der vier Jahreszeiten (a) Frühling, (b) Sommer, (c) Herbst und (d) Winter aus ERA-40 Reanalysen im Zeitraum 1957 bis 2002.

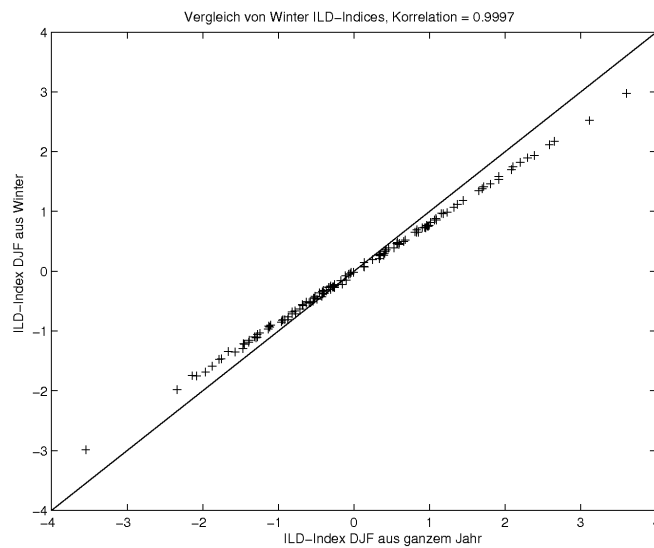


Abbildung 5.22: Der Winter-ILD-Index, berechnet für Wintermonate (D, J, F), aufgetragen gegen die Winter-Werte (D, J, F) des ganzjährig berechneten ILD-Indexes.

Der auf das ganze Jahr bezogene ILD-Index nimmt leicht extremere Werte an, als der nur auf den Winter bezogene Index. Daher wird auch der Winter hier noch einmal dargestellt, obwohl er im vorigen Kapitel bereits ausführlich betrachtet wurde.

5.5.1 Jahrgang des ILD-Indexes

Der Jahrgang und die zugehörige monatliche Varianz des ILD-Index ist in Abbildung 5.23 gezeigt.

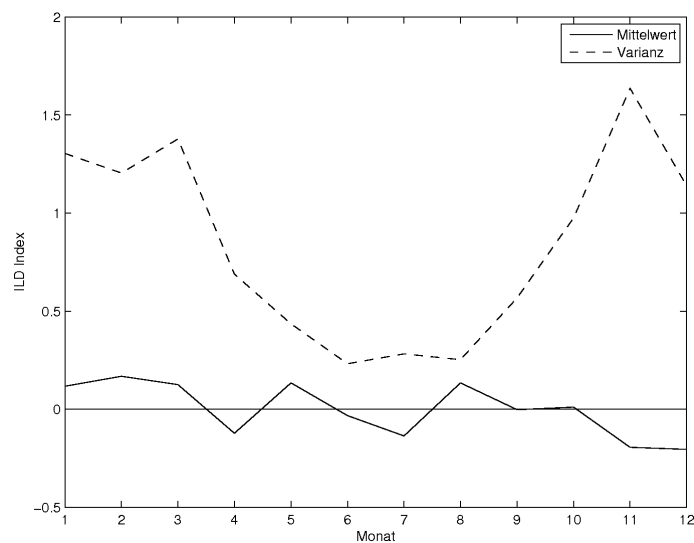


Abbildung 5.23: Mittlerer Jahrgang und monatliche Varianz des ILD-Index im ERA-40 Zeitraum 1957 - 2002.

Die Monatsmittelwerte des ILD-Index schwanken nur leicht um Null. Ganz anders sieht die Varianz des ILD-Index aus, die ein eindeutiges Minimum im Sommer (JJA) und ein Maximum im Winter (November bis März) hat. Der Grund für diesen Jahresgang der Varianz ist vermutlich, dass die synoptischen Druckschwankungen, bedingt durch den im Jahresverlauf wechselnden meridionalen Temperaturgradienten, im Winter viel größer sind als im Sommer.

5.5.2 Ganzjährige ILD-Index-Zeitreihe

In diesem Abschnitt erfolgt die Betrachtung der ILD-Index-Zeitreihe des ganzen Jahres. Die monatlichen Werte des ILD-Indexes, die in Abbildung 5.24 für den Zeitraum 1957 bis 2002 dargestellt sind, schwanken zwischen Werten von -3,25 bis 4,03. Die Standardabweichung der Zeitreihe des ILD-Index beträgt $\sigma = 0,92$ für das ganze Jahr und ist damit etwas niedriger als die des Winter-ILD-Indexes. Die Zeitreihe hat keinen signifikanten linearen Trend.

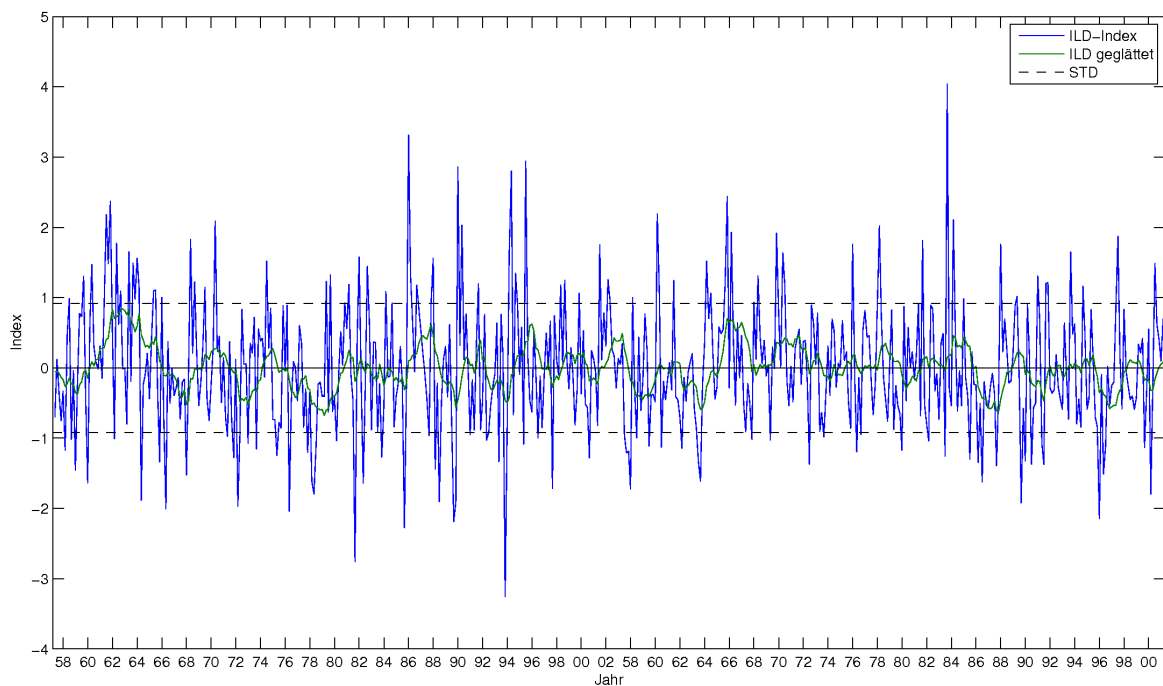


Abbildung 5.24: Monatliche (blau) und über 12 Monate gleitend gemittelte (grün) Zeitreihe des ILD-Index mit Standardabweichung $\sigma = \pm 0,92$ für den ERA-40 Zeitraum 1957 - 2002.

Die Autokorrelationsfunktion dieser Zeitreihe fällt sehr schnell ab, wie Abbildung 5.25 zeigt. Der Korrelationskoeffizient der um einem Monat gegeneinander verschobenen Zeitreihen, der den Zusammenhang zwischen dem aktuellen Monat und dem Folgemonat angibt, liegt mit einem Wert von 0,12 gerade über dem Konfidenzintervall von 0,09. Die Korrelationen bei einer Verschiebung der Zeitreihen um mehr als einen Monat gegeneinander liegen unterhalb des Konfidenzintervalls und sind daher nicht mehr signifikant.

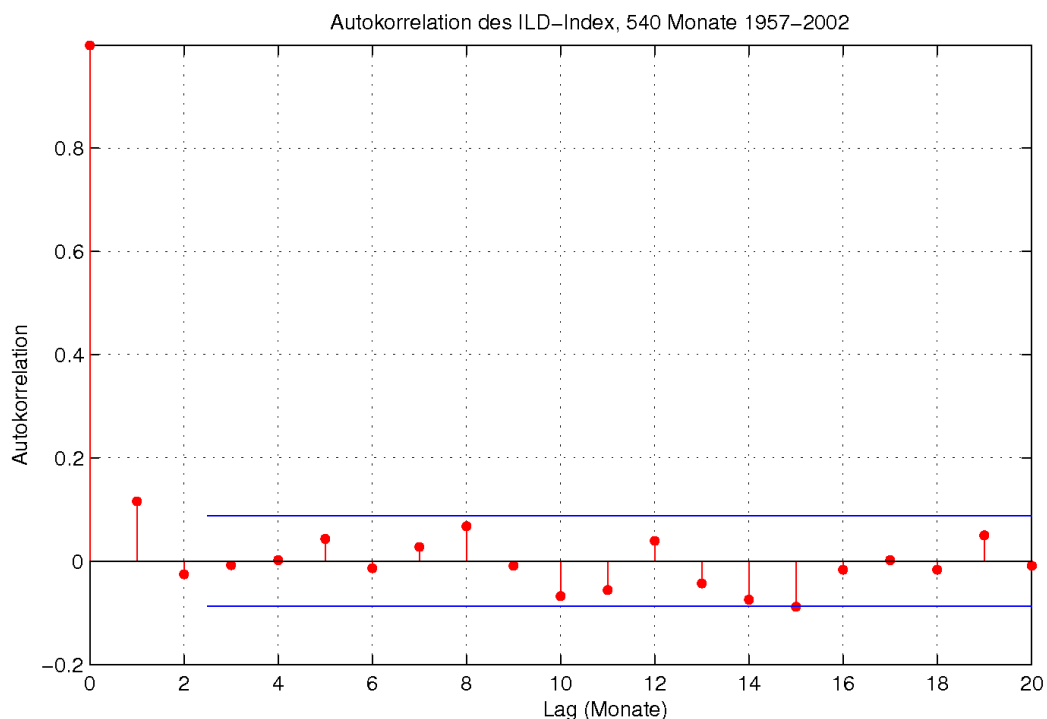


Abbildung 5.25: Autokorrelationen des monatlichen ILD-Index zwischen 0 und 20 Monaten Zeitverschiebung auf Basis monatlicher SLP-Mittelwerte der Jahre 1957 bis 2002. Die blauen Linien geben das Konfidenzintervall von 0,09 an.

Die Autokorrelation kann als Maß für die Vorhersagbarkeit interpretiert werden. Die kleinen Autokorrelationskoeffizienten für den ILD-Index besagen, dass sich die ILD nicht für Zeiträume, die größer als ein Monat sind, vorhersagen lässt. Die Berechnung eines 10-tägigen ILD-Indexes, aus 10-Tages-Mittelwerten des Luftdrucks anstatt aus Monatsmitteln, zeigt eine größere Korrelation. So erhält man für den 10-Tage-Zeitraum einen Korrelationskoeffizienten von 0,22. Jedoch liegen die weiteren Koeffizienten dieser Korrelation ebenfalls unterhalb des Konfidenzintervalls.

5.5.3 Korrelation der ILD-Zeitreihe mit dem Luftdruckfeld

Die räumlichen Zusammenhänge zwischen dem ILD-Index und dem Luftdruckfeld werden mit einer Korrelationsrechnung untersucht. Dazu wird die ILD-Zeitreihe mit den Zeitreihen jedes einzelnen Gitterpunktes des ERA-40 Luftdruckfeldes korreliert. Zeitliche Zusammenhänge zwischen dem Vor- und dem Folgemonat sind mit einer entsprechenden Lag-Korrelation von ± 1 Monat berechnet worden.

Wie erwartet zeigt die Korrelation der unverschobenen Zeitreihen in Abbildung 5.26(a) ein Muster, das dem ILD-Muster sehr ähnlich ist. Die höchsten Korrelationskoeffizienten von 0,6 werden in der Lofotenregion erreicht, die niedrigsten von weniger als -0,6 in der Islandregion. Ein Muster, das dem Azorenhoch ähnelt, aber von der Lage her nach Westen verschoben ist, weist ebenfalls einen hohen Wert auf.

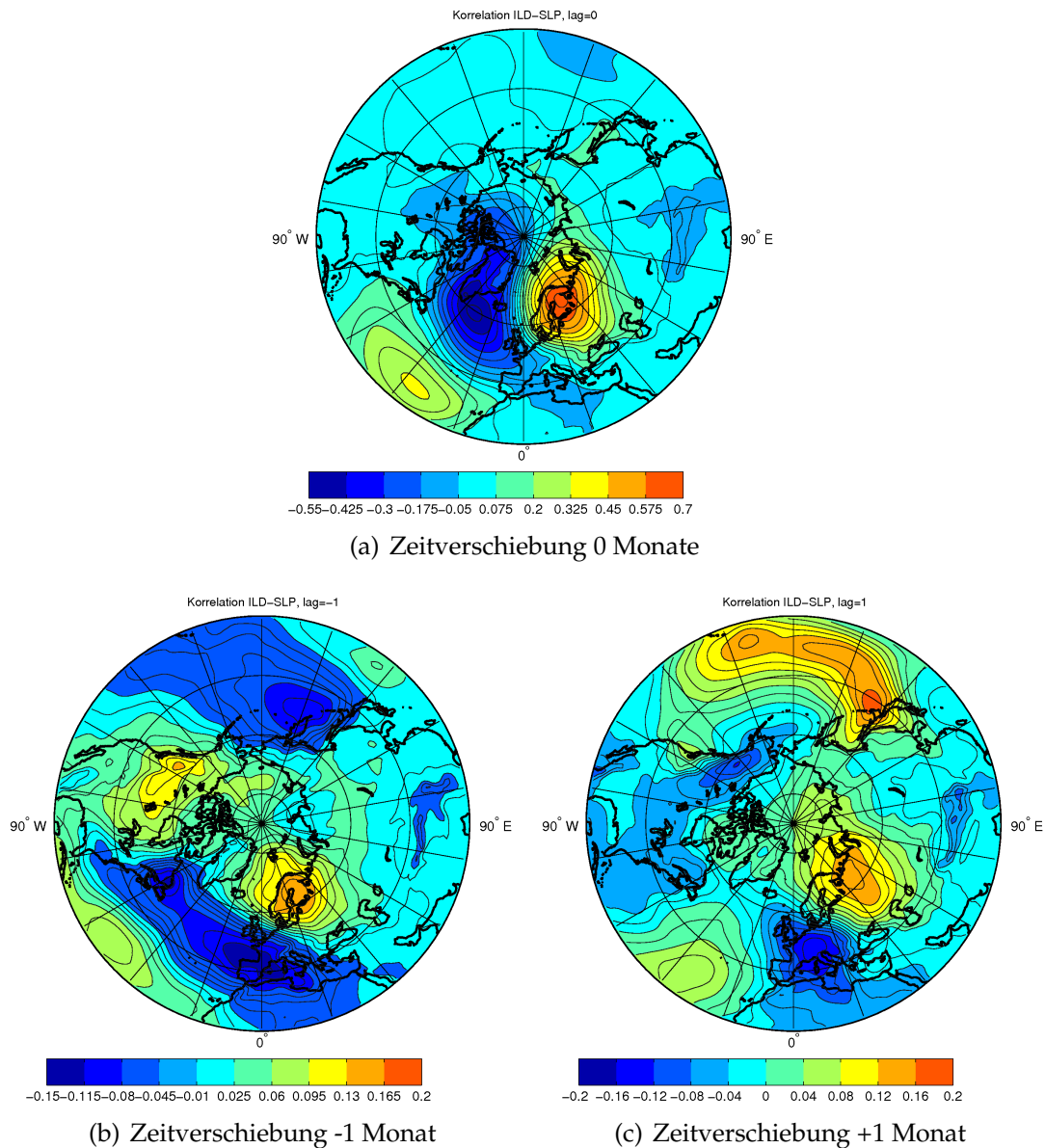


Abbildung 5.26: Korrelation zwischen der ILD-Zeitreihe und der Zeitreihe der Luftdruckfelder, ohne zeitliche Verschiebung und mit der Verschiebung des Luftdruckfeldes um plus/minus einen Monat. Zu beachten sind die unterschiedlichen Wertebereiche der gleichen Farbskalen.

Auch eine geringe Korrelation mit dem Sibirienhoch ist erkennbar. Hingegen gibt es keine Korrelation mit dem Aleutentief.

Die Korrelation des ILD-Index mit dem Luftdruck des Vormonats, dargestellt in Abbildung 5.26(b), zeigt Regionen auf, die die Eigenschaften der ILD beeinflussen. Eine nennenswerte positive Anomalie mit Werten bis zu 0,2 liegt über der Lofotenregion sowie über dem Norden des nordamerikanischen Kontinents, entsprechende größere Ausdehnungen mit negativen Anomalien mit Werten bis zu -0,2 sind nur in der Region des Azorenhochs zu beobachten.

Die Korrelation mit dem Folgemonat zeigt Gebiete, die durch die ILD beeinflusst werden (Abbildung 5.26(c)). Hier zeigt sich wieder eine positive Anomalie in der Lofotenregion, diesmal aber weiter östlich und eine negative Korrelation des ILD-Index mit dem Druckfeld über dem europäischen Festland. Interessant ist auch die positive Anomalie über dem Pazifik und Kamtschatka, bei der zu klären ist, ob sie durch die ILD beeinflusst wird.

Zusammenfassend gilt für den Fall, dass es ein Druckminimum bei den Lofoten gibt, dass es auch im Vormonat und im Folgemonat ein Druckminimum in der Lofotenregion gibt. Analog gilt dies auch für den tieferen Luftdruck bei den Azoren. Im Bereich der Aleuten zeigt sich jedoch ein anderes Verhalten: der Vormonat zeichnet sich durch eine negative, der Folgemonat durch eine positive Anomalie aus.

5.5.4 ILD-Muster der Jahreszeiten

Aus der Zeitreihe des ganzjährigen ILD-Index wird, wie zuvor für den Winter, ein ILD-Muster des ganzen Jahres aus der Differenz von Lofoten-Komposit (72 Monate) und Island-Komposit (76 Monate) des Luftdrucks berechnet (Abbildung 5.27). Die Komposite basieren auf Monatsmitteln der Luftdruckfelder von Monaten, bei denen der Wert des ganzjährigen ILD-Indexes größer als eine Standardabweichung ist.

Das ganzjährige ILD-Muster ähnelt dem des Winters sehr stark: Es gibt wieder die beiden Extremwerte bei Island und den Lofoten, aber die Maximalwerte sind etwa 2 hPa geringer als im Winter. Ebenfalls erkennbar, aber schwach ausgeprägt, sind die drei Nebenmaxima des Azorenhochs, des Sibirienhochs und des Aleutentiefs.

Auf gleiche Weise wie bisher wird das ILD-Muster für die vier Jahreszeiten berechnet (Abbildung 5.28), um jahreszeitliche Variationen zu finden. Größere Unterschiede gibt es zwischen Sommer und Winter. Im Sommer ist das Muster am schwächsten ausgeprägt. Die Lofoten-Anomalie liegt im Sommer etwas weiter westlich als im Winter. Herbst und Frühling ähneln sich und sind Übergangsmuster zwischen Sommer und Winter. Betrachtet man den Unterschied zwischen Sommer und Winter, sind alle fünf Aktionszentren des Drucks leicht verschoben. Insbesondere über dem europäischen Teil Russlands treten im Winter im Mittel um bis zu 9 hPa größere Druckvariationen auf als im Sommer, umgekehrt liegen im Sommer die Werte westlich von Großbritannien um bis zu 9 hPa niedriger als im Winter.

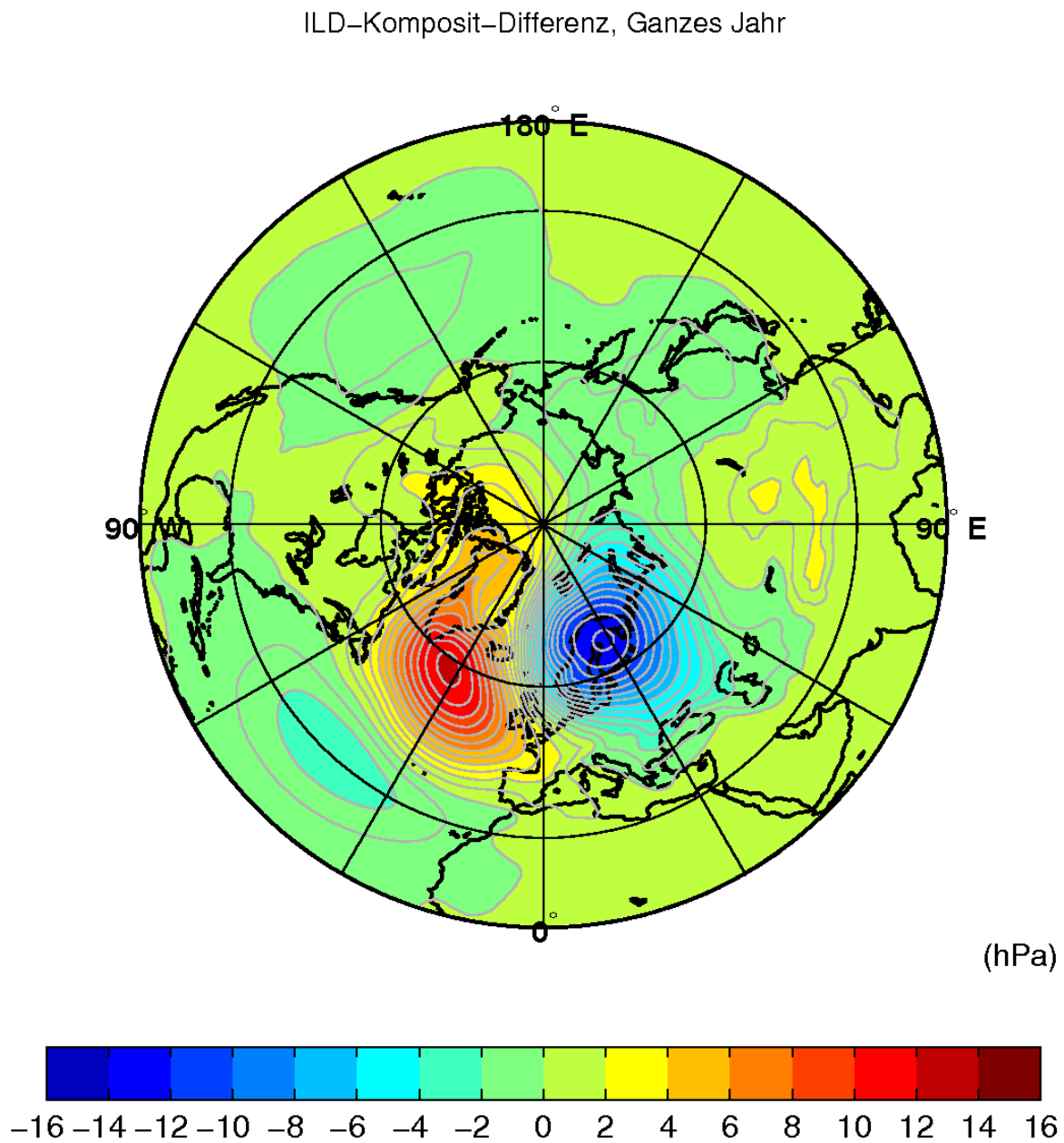


Abbildung 5.27: Differenz von Lofoten-Komposit und Island-Komposit für das ganze Jahr für den Zeitraum September 1957 bis August 2002.

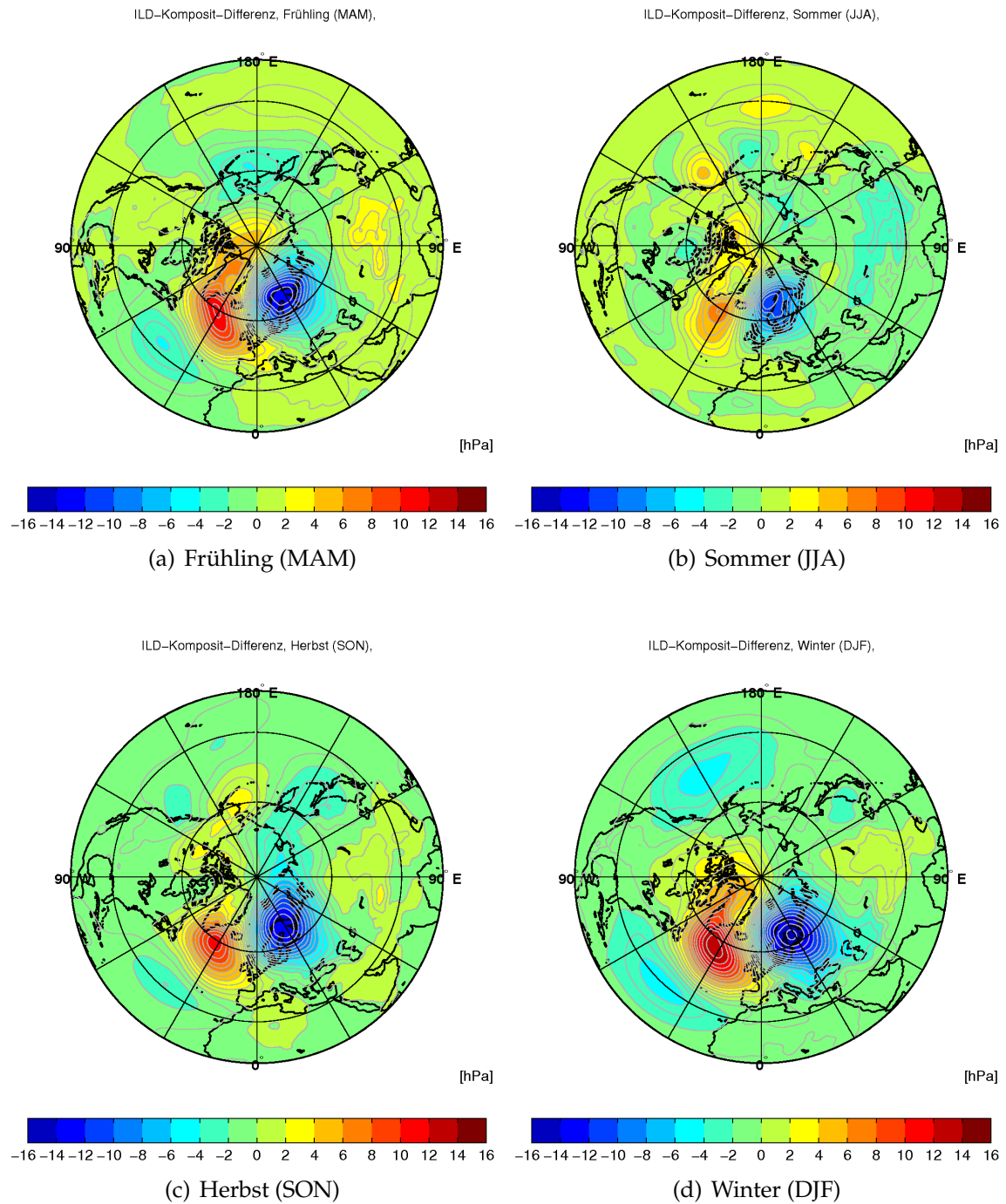


Abbildung 5.28: Das ILD-Muster berechnet aus der Differenz von Lofoten- und Island-Komposit für alle vier Jahreszeiten im Zeitraum 1957 bis 2002.

5.6 Auswirkung der ILD auf andere Atmosphären-Parameter

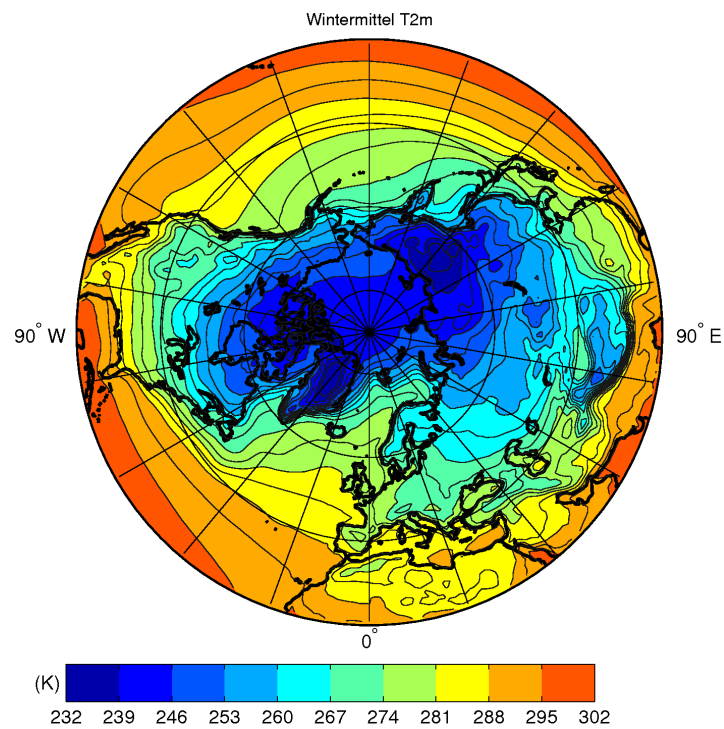
In diesem Abschnitt wird die Auswirkung der ILD auf andere atmosphärische Parameter, im speziellen Lufttemperatur, fühlbarer und latenter Wärmefluss und Niederschlag untersucht. Betrachtet werden nur die Wintermonate (D, J, F) und der daraus berechnete ILD-Index. Zur Untersuchung der Auswirkung der ILD auf die Parameter bildet man nun, wie zuvor für das ILD-Muster, ein Komposit der Parameterfelder für die Wintermonate mit ILD-Index größer als eine positive Standardabweichung (Island-Fall) sowie ein Komposit der Parameterfelder der Wintermonate mit ILD-Index kleiner als eine negative Standardabweichung (Lofoten-Fall). Die Differenz-Muster der Parameter werden als Lofoten-Komposit minus Island-Komposit berechnet, sodass die Ergebnisse immer dem Fall „Niedrigerer Druck bei den Lofoten“ entsprechen.

5.6.1 Lufttemperatur

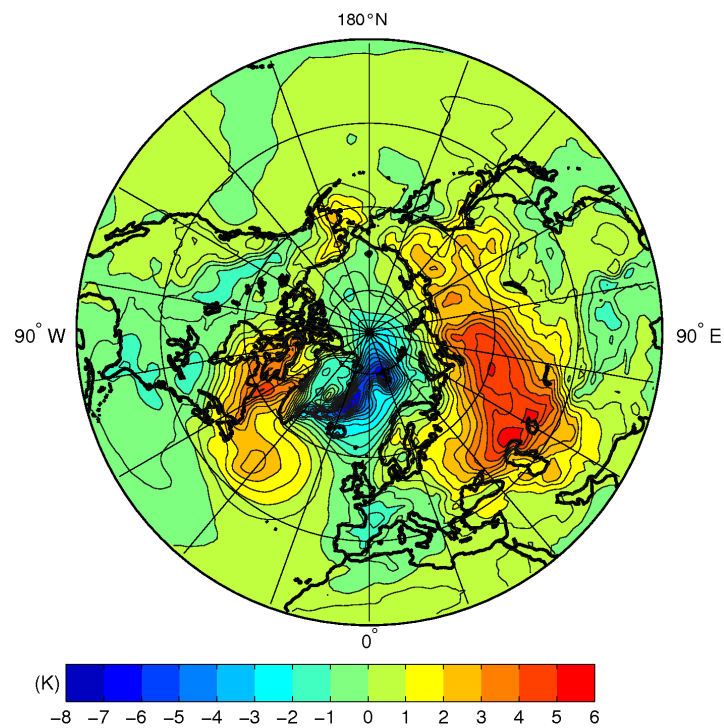
Zuerst wird die Auswirkung der ILD auf die 2m-Temperatur aus den ERA-40 Reanalysen betrachtet. Das mittlere Temperaturfeld über alle Wintermonate zeigt die tiefsten Temperaturen in der Arktis, insbesondere über Grönland und Sibirien (Abbildung 5.29(a)). Die Auswirkungen der warmen Meeresströmungen im Nordatlantik sind ebenfalls sichtbar: Sie sorgen entlang der norwegischen Küste bis nach Spitzbergen zu einer für die jeweilige Breite anomal hohen Lufttemperatur.

In der Komposit-Differenz der Temperatur (Abbildung 5.29(b)) ist ein deutlicher Einfluss der ILD auf die Temperatur im Nordatlantik sichtbar, der vom Nordpol bis ins westliche Mittelmeer reicht. Dessen Effekt ist am größten im Nordosten, im Bereich des Nordmeeres, wo es Temperaturanomalien bis zu -7 K gibt. Dieses Gebiet ist genau der Einflussbereich der beiden ILD-Zentren. Zusätzlich gibt es zwei Bereiche mit entgegengesetztem Vorzeichen an den Rändern der Island-Lofoten-Struktur über der Labradorsee sowie über Russland bis Sibirien, mit bis zu +5 K Unterschied gegenüber dem Mittelwert.

Führt man die Berechnung der Komposit-Differenzen für Temperaturfelder auf verschiedenen geopotentiellen Höhen durch, zeigt sich in der Troposphäre bei 850 hPa und 500 hPa ein ähnliches Muster wie am Boden. Darüber in der Stratosphäre bei 250 hPa und 100 hPa bilden sich andere Strukturen aus (Abbildung 5.30).



(a) Wintermittel der 2m-Temperatur



(b) Komposit-Differenz (L - I) der 2m-Temperatur

Abbildung 5.29: Mittleres Feld der 2m-Temperatur (a) für den Winter (D, J, F) im Zeitraum 1957 - 2002, sowie (b) die Komposit-Differenz der Temperatur des Komposits der Monate mit ILD-Indizes $< -\sigma$ minus dem Komposit der Monate mit ILD-Indizes $> \sigma$.

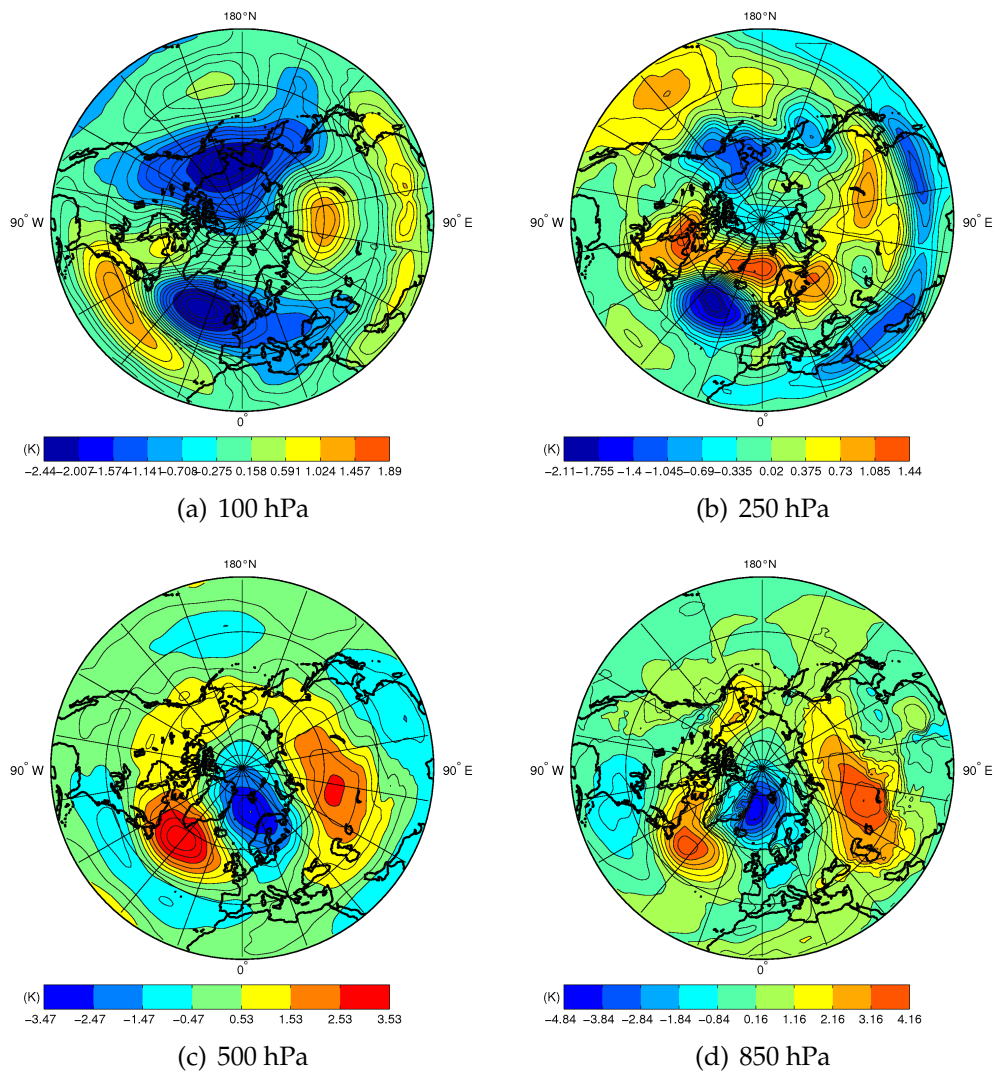


Abbildung 5.30: Die Komposit-Differenz der Temperatur für die Wintermonate (D, J, F) mit ILD-Indizes $< -\sigma$ minus den Wintermonaten mit ILD-Indizes $> \sigma$ auf verschiedenen geopotentiellen Höhen (100, 250, 500, 850 hPa).

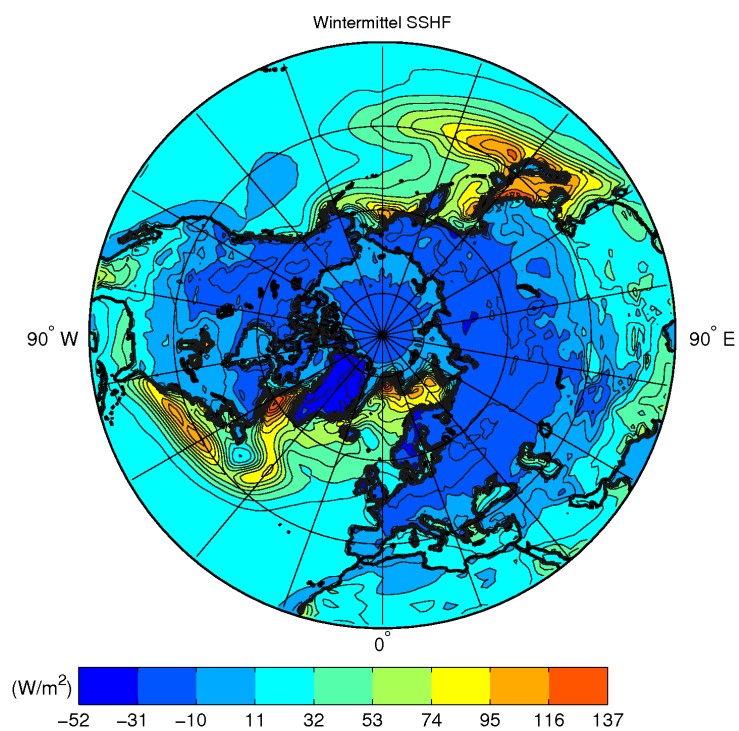
5.6.2 Fühlbarer und latenter Wärmefluss

Betrachtet werden die Auswirkung der ILD auf den fühlbaren und latenten Wärmefluss aus den ERA-40 Reanalysen. Die Wärmeflüsse zeigen von der Oberfläche in die Atmosphäre. Der Wintermittelwert des fühlbaren Wärmeflusses (Abbildung 5.31(a)) hat Zonen mit positiven Werten bis zu 137 W/m^2 entlang des Eisrandes und der Küsten im nördlichen Nordatlantik, in dem kalte Meeresströmungen von der Arktis in Richtung Süden verlaufen. Ein zweites Gebiet mit einem positiven fühlbaren Wärmefluss liegt im westlichen Nordpazifik. Nördlich von etwa 40°N gibt es über dem eurasischen Kontinent und Nordamerika, sowie Grönland und den Meereisflächen Gebiete mit nach unten gerichtetem fühlbarem Wärmefluss.

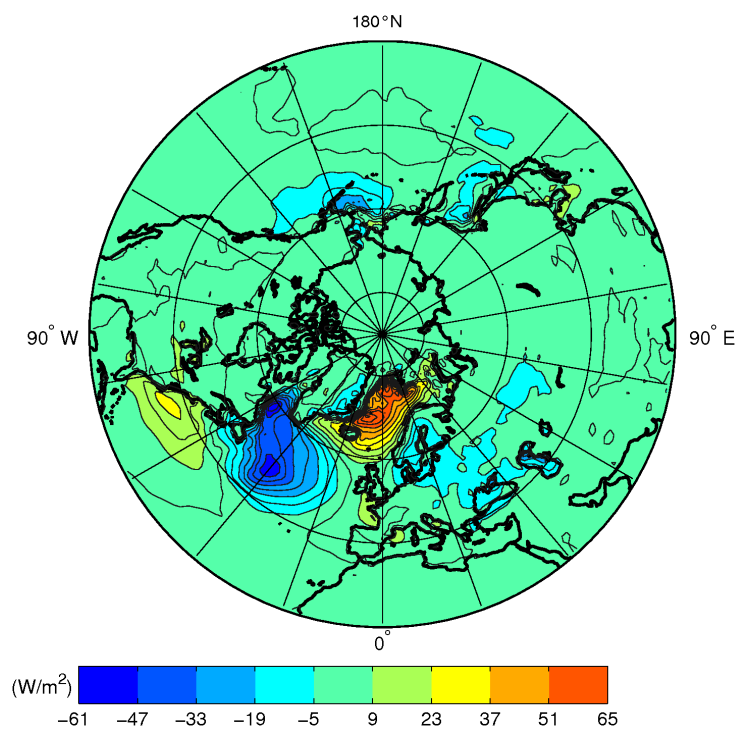
Der fühlbare Wärmefluss hat in der Komposit-Differenz (Abbildung 5.31(b)) positive Werte um 65 W/m^2 über einem Teil des Nordatlantiks, der zwischen Grönland, Island und Norwegen liegt. Dies bedeutet eine Verstärkung des aufwärts gerichteten Wärmeflusses um 50% des eben betrachteten Mittelwertes. Im Bereich der Labradorsee ist der Wärmefluss um den etwa gleichen Betrag verringert.

Im Wintermittelwert des latenten Wärmeflusses (Abbildung 5.32(a)) zeigen sich negative Werte und entsprechend abwärts gerichtete Flüsse über den mit Eis bedeckten Bereichen der Arktis. Die kreisförmige Anomalie um den Nordpol herum entspricht jedoch nicht der Realität, hier wurde offensichtlich im Modell mit vereinfachenden Annahmen (konstante Eisbedeckung und -dicke) gerechnet. Bemerkenswert ist das Maximum im Nordatlantik nahe Island und das sekundäre Maximum im Nordatlantik vor den Lofoten-Inseln, zwischen denen sich ein sekundäres Minimum befindet. Dies passt gut zu den bisherigen Ergebnissen der hier vorliegenden Arbeit. Die absoluten Maxima des latenten Wärmeflusses mit Werten bis zu 217 W/m^2 liegen über dem Golfstrom vor der amerikanischen Ostküste und im Westpazifik.

Das Muster der Komposit-Differenz sieht in der Abbildung 5.32(b) sehr ähnlich aus wie das Muster des fühlbaren Wärmeflusses. Auch hier gibt es eine negative Differenz südlich von Grönland und eine positive Differenz im europäischen Nordmeer. Dazu kommt im latenten Wärmefluss eine positive Differenz vor der Ostküste der USA.

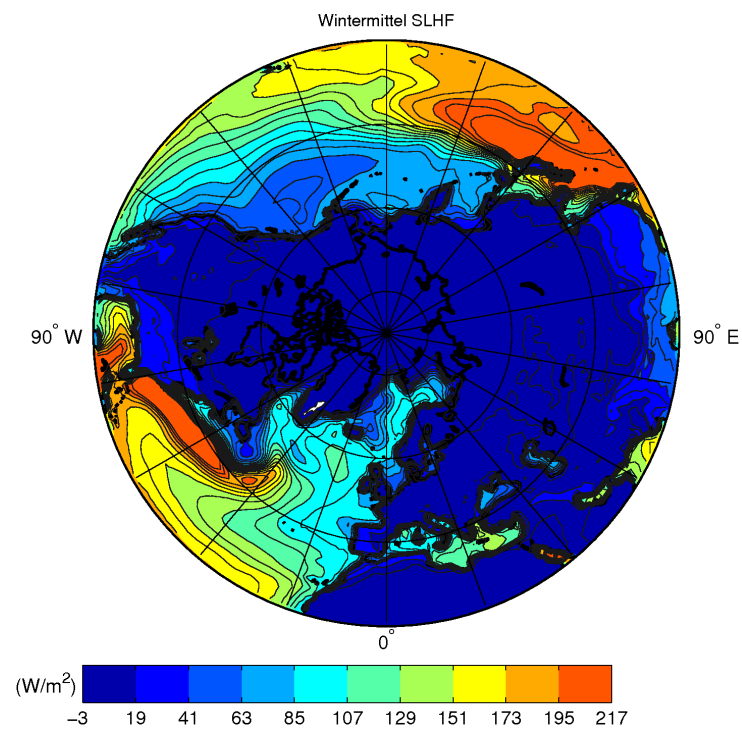


(a) Wintermittel des fühlbaren Wärmeflusses

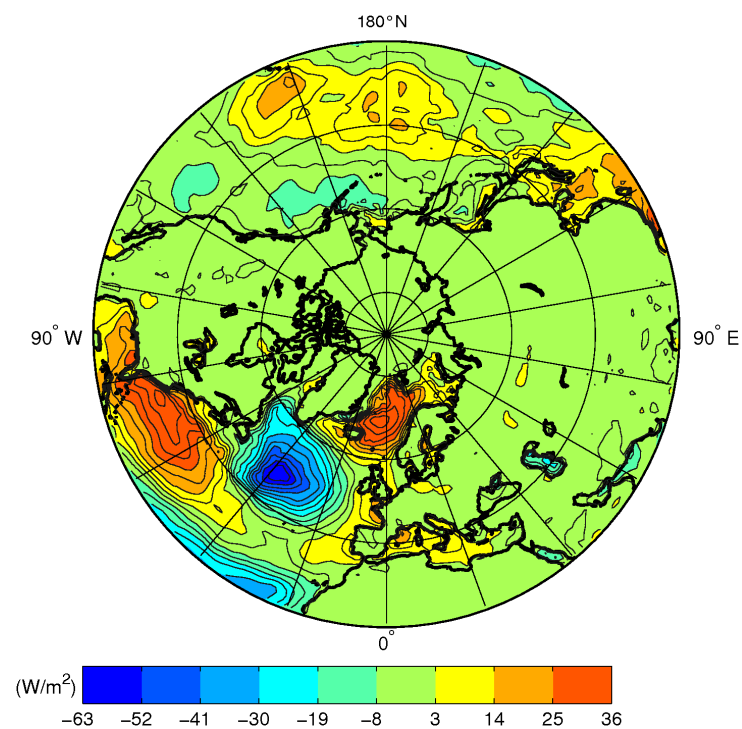


(b) Komposit-Differenz (L - I) des fühlbaren Wärmeflusses

Abbildung 5.31: Mittleres Feld des fühlbaren Wärmeflusses (a) für den Winter (D, J, F) im Zeitraum 1957 - 2002, sowie (b) die Komposit-Differenz des fühlbaren Wärmeflusses der beiden Komposite der Monate mit ILD-Indizes $< -\sigma$ minus der Monate mit ILD-Indizes $> \sigma$.



(a) Wintermittel des latenten Wärmeflusses



(b) Komposit-Differenz (L - I) des latenten Wärmeflusses

Abbildung 5.32: Mittleres Feld des latenten Wärmeflusses (a) für den Winter (D, J, F) im Zeitraum 1957 - 2002, sowie (b) die Komposit-Differenz des latenten Wärmeflusses des Komposites für Monate mit ILD-Indizes $< -\sigma$ minus dem der Monate mit ILD-Indizes $> \sigma$.

5.6.3 Niederschlag

Die ILD beschreibt eine Variation des Luftdrucks und es ist zu erwarten, dass sich diese Variation auch in den Niederschlagsdaten zeigt. Der zur Verfügung stehende ERA-40 Datensatz enthält jedoch keine Daten für den kompletten Niederschlag. Der hier betrachtete Niederschlag ist daher die Summe aus dem konvektiven Niederschlag (Convective precipitation, CP) und dem stratiformen Niederschlag (Large scale precipitation, LSP), die im ERA-40 Datensatz getrennt angegeben sind.

Der Mittelwert des gesamten Niederschlags über die Wintermonate in Abbildung 5.33(a) zeigt zwei ausgedehnte Regionen mit erhöhten Niederschlägen über dem Atlantik und Pazifik mit mehr als 20 mm Niederschlag pro Tag. Das Gebiet über dem Atlantik erstreckt sich bis nach Island und bis zur Südspitze Grönlands. Es gibt außerdem leicht erhöhte Werte in der Lofotenregion, von etwa 16 mm pro Tag, die vermutlich auf Steigungsregen am Norwegischen Gebirge zurückzuführen sind.

Die Differenz aus Lofoten- und Island-Kompositen des Niederschlags der Wintermonate ist in Abbildung 5.33(b) zu sehen. Sie zeigt positive Differenzen, also eine Zunahme des Niederschlags, an der Westküste Norwegens und über Osteuropa sowie über dem Atlantik südlich von 40°N im Bereich des Azorenhochs. Negative Differenzen und somit eine Abnahme der Niederschläge treten an der Ostküste von Grönland, über Island und im Nordatlantik westlich von Irland auf.

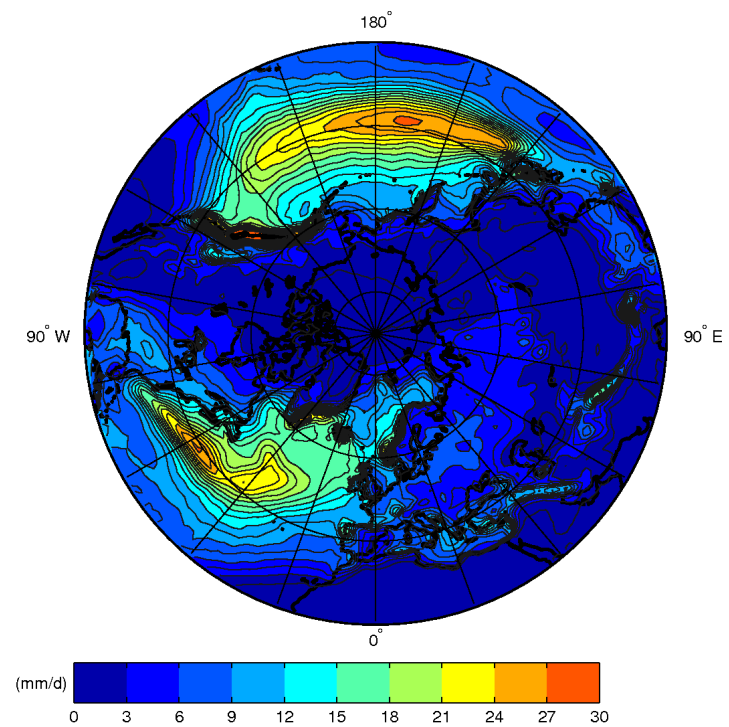
5.7 ILD-Index und Meereis

Nachdem in den vorigen Abschnitten die Auswirkung der ILD auf atmosphärische Parameter untersucht wurde, wird hier der Zusammenhang mit dem arktischen Meereis betrachtet.

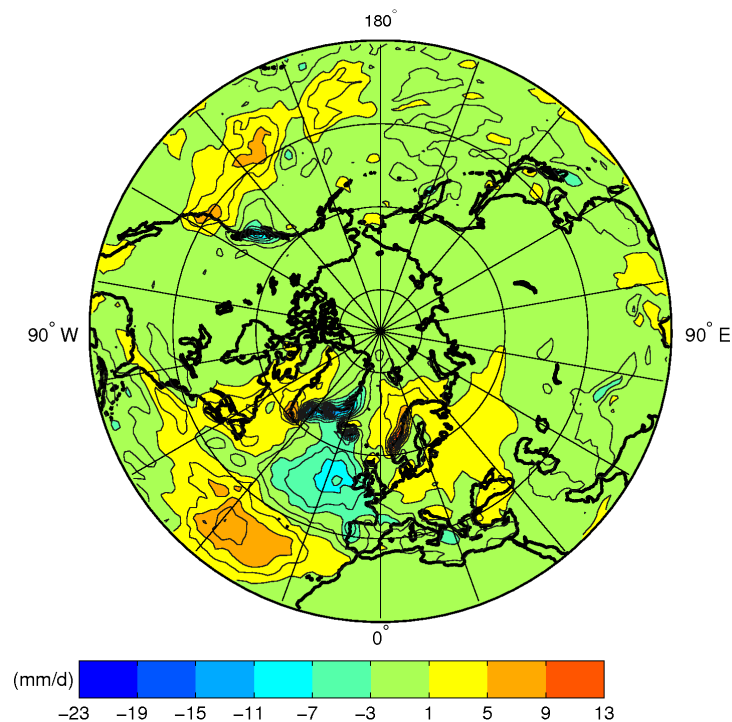
5.7.1 Meereisbedeckung

Die Abbildung 5.34(a) zeigt die Meereiskonzentration gemittelt über die Wintermonate aus den ERA-40 Daten. Die zentrale Arktis ist in den Daten durchgehend mit einer Konzentration von 100% mit Eis bedeckt. In den Randmeeren Labrador-, Grönland- und Barentssee ist die Eiskonzentration in einem breiten Streifen deutlich niedriger.

Die Differenz zwischen Lofoten- und Island-Komposit der Meereiskonzentration zeigt die Abbildung 5.34(b). Eine positive Differenz bedeutet hier eine Erhöhung der Meereiskonzentration. Die größten positiven Differenzen erscheinen in einem Streifen von Spitzbergen bis zur Südostküste Grönlands in der Irmingersee. Hingegen gibt es große negative Differenzen, also eine Abnahme von Meereis in der Labradorsee und in Teilen der Barentssee, sowie der Karasee.



(a) Wintermittel des Niederschlags



(b) Komposit-Differenz (L - I) des Niederschlags

Abbildung 5.33: Mittleres Feld des Niederschlags (a) für den Winter (D, J, F) im Zeitraum 1957 - 2002, sowie (b) die Komposit-Differenz des Niederschlags zwischen dem Komposit für Monate mit ILDI-Indizes $< -\sigma$ minus dem der Monate mit ILDI-Indizes $> \sigma$.

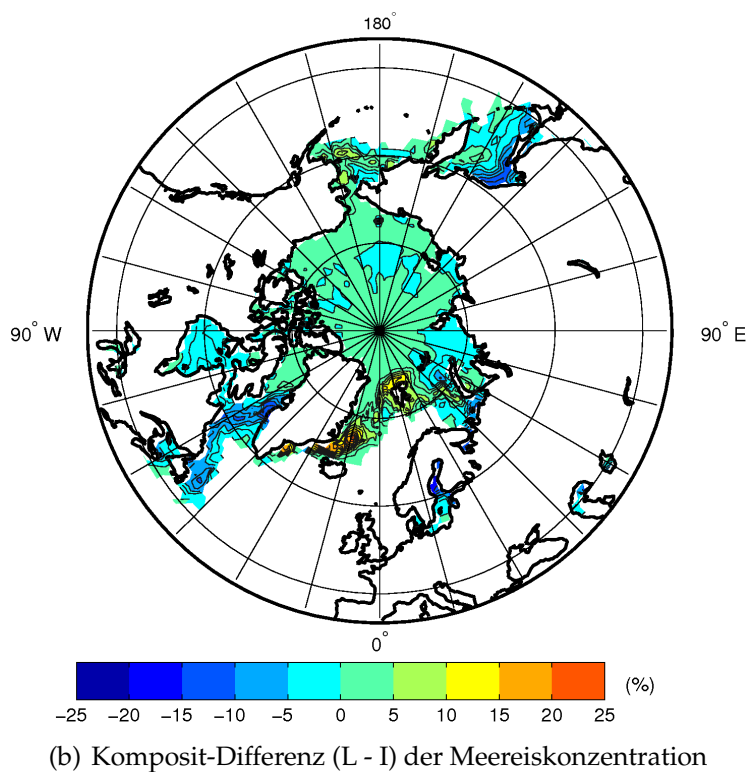
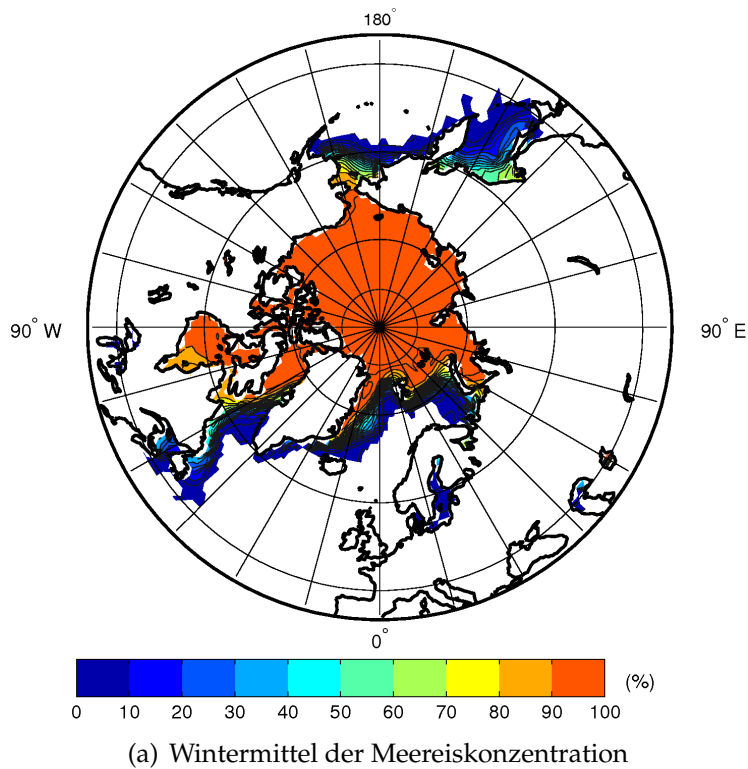


Abbildung 5.34: Mittlere Meereiskonzentration in Prozent der Fläche und Komposit-Differenz der Meereiskonzentration der Monate mit $ILD\text{-Indizes} < -\sigma$ minus denen mit $ILD\text{-Indizes} > \sigma$ für die Winter (D, J, F) des Zeitraums 1957 - 2002.

5.7.2 Meereisdrift

Der hier verwendeten Meereisdrift basieren auf Satellitendaten, die erst ab Dezember 1978 zur Verfügung stehen (siehe Abschnitt 2.2). Insofern ist der betrachtete Zeitraum mit 23 Jahren nur halb so lang wie der ERA-40 Zeitraum, der bisher betrachtet wurde. Betrachtet wird der Driftvektor des Meereises, genauer gesagt dessen u - und v -Komponente, die die Meereisbewegung im kartesischen Koordinatensystem beschreiben. Die u -Komponente ist positiv, wenn sie parallel der Richtung vom Nordpol nach 90°O zeigt, und die v -Komponente ist positiv, wenn sie parallel zur Richtung vom Nordpol nach 180°O zeigt. Die Island- und Lofoten-Komposite werden wieder anhand des $\pm\sigma$ -Kriteriums ausgewählt, aber da der Zeitraum erst 1978 beginnt, gehen in das Island-Komposit nur elf Wintermonate ein und in das Lofoten-Komposit gehen acht Wintermonate ein.

In den Wintermittelwerten der Eisdrift, dargestellt in Abbildung 5.35, ist deutlich die transpolare Drift zu sehen. Mit dieser driftet das Meereis von der sibirischen Küste zur Framstraße und weiter im Ost-Grönlandstrom. Ebenso tritt im westlichen Arktischen Ozean der Beaufort-Wirbel in Erscheinung, der eine Driftrichtung nach Nordosten vor der Nordküste Alaskas bewirkt, sodass das Meereis zwischen der Nordküste des kanadischen Archipels und dem zentralen Arktischen Ozean zirkuliert.

In den Komposit-Differenzen, Abbildung 5.36, ist ebenfalls eine markante Meereisdrift nach Südwesten in der Region der Framstraße zu beobachten. Das bedeutet, dass die transpolare Drift und die Drift im Ostgrönlandstrom verstärkt werden. Damit erhöht sich auch der Eistransport durch die Framstraße.

Betrachtet man nur die Framstraße im Gebiet 79°N bis 80°N , beträgt die größte Differenz in der v -Komponente $0,04\text{ m/s}$. Verglichen mit der mittleren v -Komponente, die an dieser Stelle etwa $-0,11\text{ m/s}$ beträgt, hat der durch die ILD bewirkte Unterschied in der Eisdrift einen Betrag von 20%. Zeitliche Änderungen am Eisexport durch die Framstraße in dieser Größenordnung wurden auch in der Literatur beschrieben (Hilmer u. a., 1998; Kwok u. Rothrock, 1999; Vinje, 2001). Die Korrelation zwischen dem ILD-Index und der mittleren v -Komponente der Eisdrift in diesem Gebiet der Framstraße (79° - 80°N) hat einen Koeffizienten von 0,43.

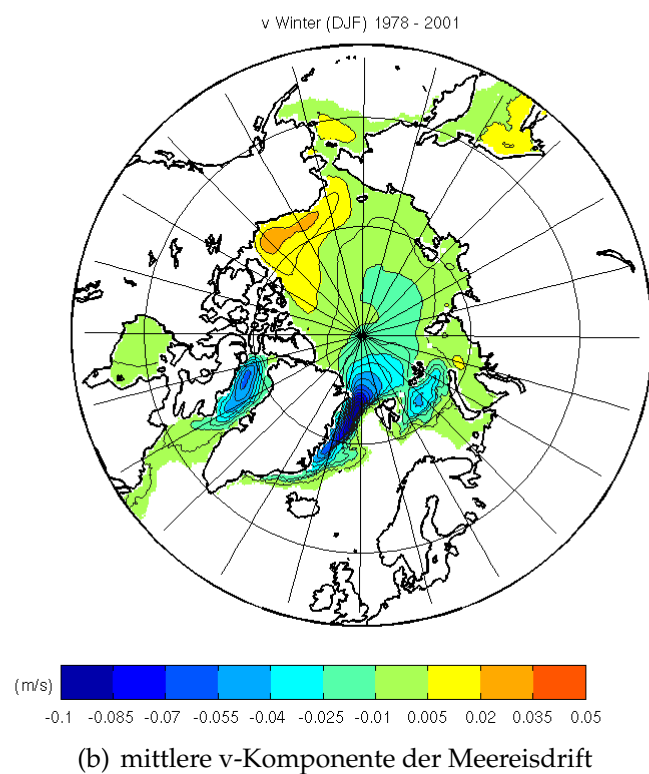
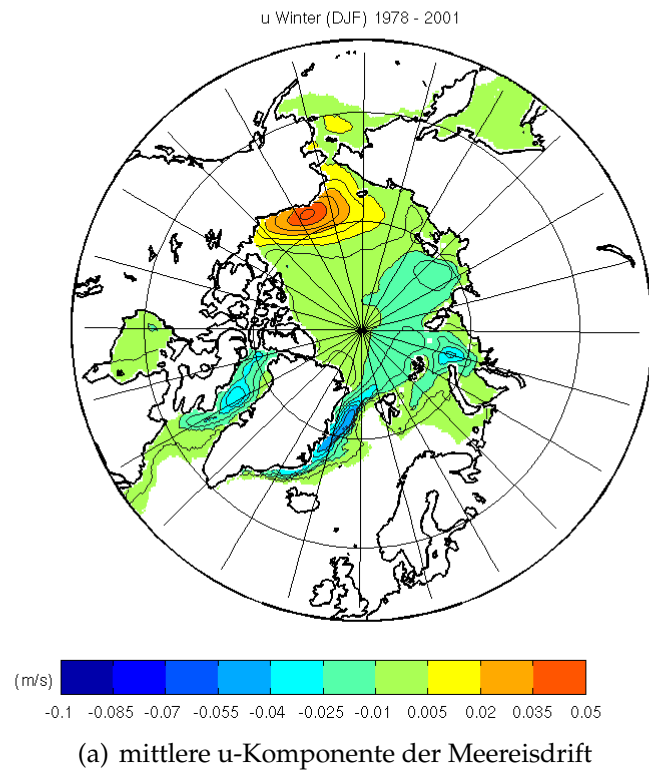


Abbildung 5.35: Die Wintermittelwerte (D, J, F) der u- und v-Komponenten der Eisdrift in (m/s) für den Zeitraum von 1978 bis 2002 (positive u-Richtung: \rightarrow , positive v-Richtung: \uparrow).

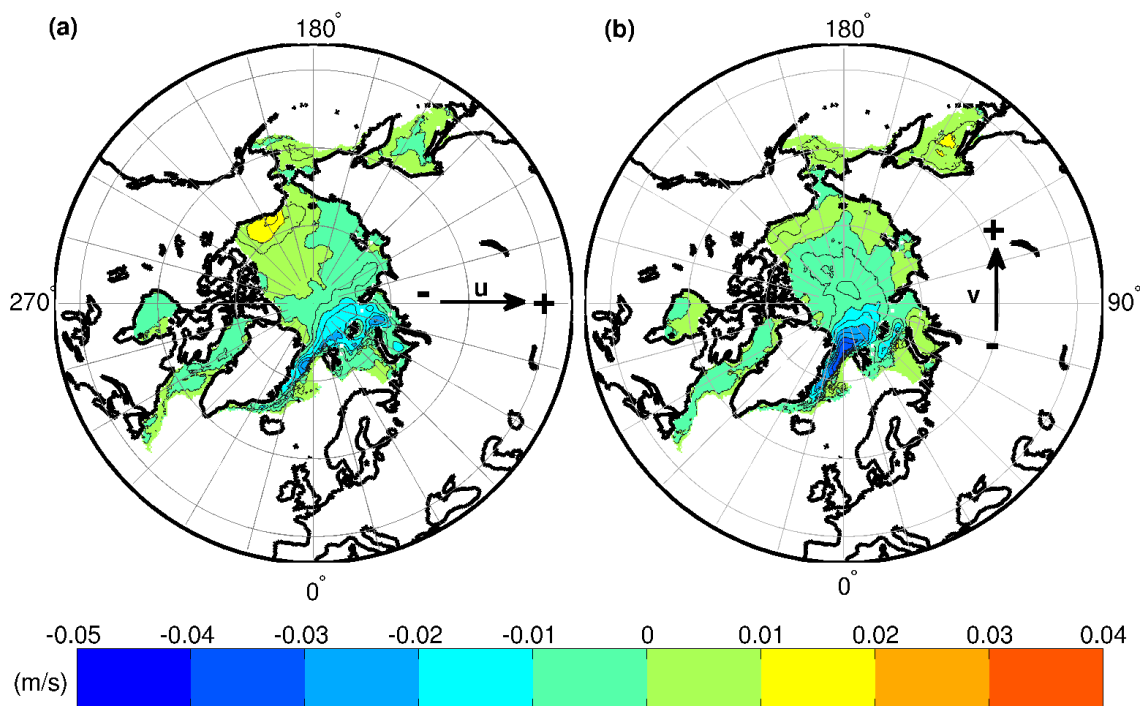


Abbildung 5.36: Differenzfelder der u- sowie v-Komponente der Eisdrift aus NSIDC-Daten berechnet aus dem Komposit der Wintermonate (D, J, F) mit ILD-Indizes $< -\sigma$ minus dem Komposit der Wintermonate mit ILD-Indizes $> \sigma$ im Zeitraum 1978 - 2002.

5.8 ILD-Index und Lofoten-Zyklonen

In diesem Abschnitt wird der Zusammenhang zwischen der Häufigkeit von Lofoten-Zyklonen und dem Zustand der ILD untersucht. In Abbildung 5.37 sind die zugehörigen Zeitreihen der Lofotenzyklonen und des ILD-Index zum Vergleich dargestellt.

Der ILD-Index und die Anzahl der Detektionen von Lofotenzyklonen sind negativ miteinander korreliert. Der Korrelationskoeffizient ist -0,47 für den ERA-40 Zeitraum und -0,24 für den kürzeren semi-automatischen Datensatz aus Kapitel 4. Die Daten sind negativ korreliert, weil ein negativer ILD-Index mit einem Druckminimum bei den Lofoten einhergeht und damit die Anzahl der Detektionen der gefundenen Lofoten-Zyklonen steigt. Allerdings ist es erstaunlich, dass die Korrelation nicht größer ist. Hier haben möglicherweise Werte des ILD, die vom Betrag her kleiner als eine Standardabweichung sind, einen ungünstigen Einfluss. Betrachtet man nur Werte des ILD-Indexes, die vom Betrag her größer als eine Standardabweichung sind, ist der Korrelationskoeffizient mit der Anzahl der Zyklonen-Detektionen für

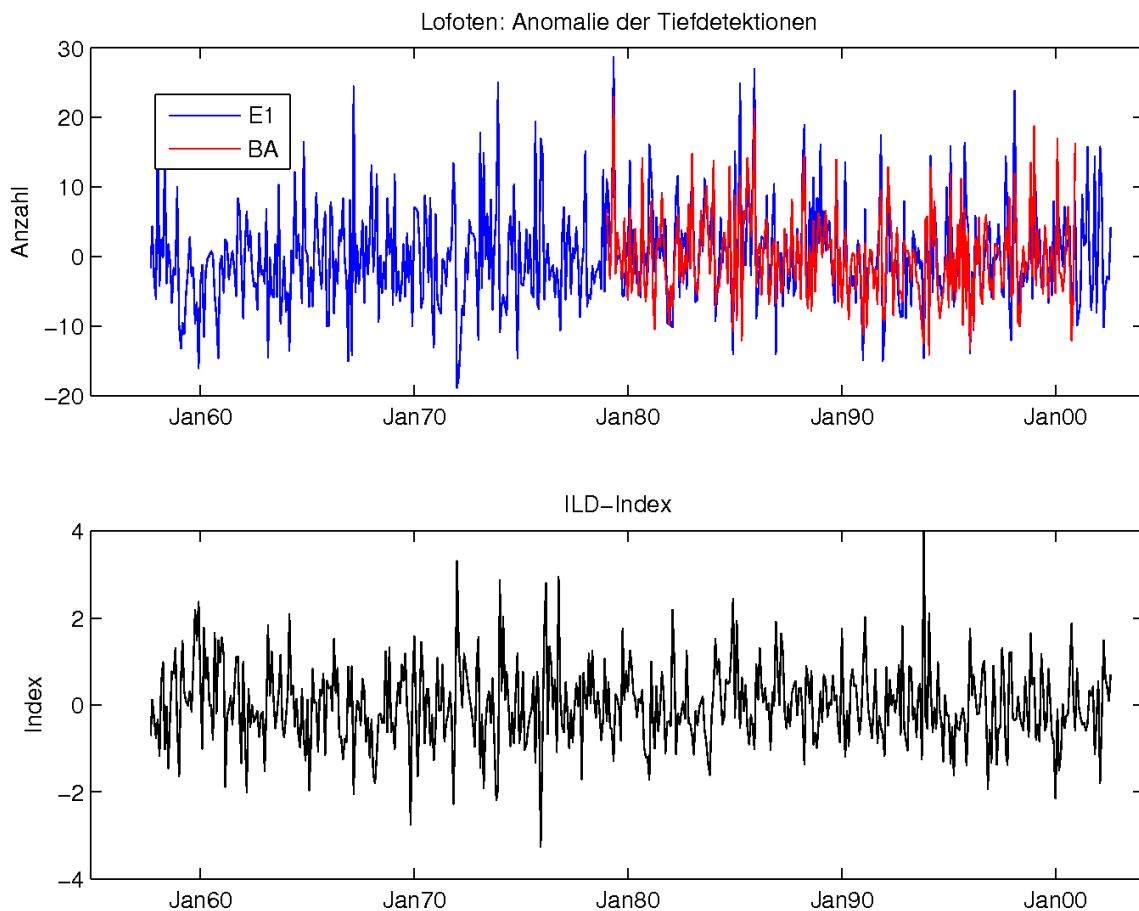


Abbildung 5.37: Zeitreihen der Anomalie der Lofotendetektionen (oben) für die zwei Datensätze BA (rot) und E1 (blau) aus Kapitel 4. Darunter befindet sich die Zeitreihe des ILD-Index für jeden Monat im Zeitraum 1957 bis 2002.

den ERA-Zeitraum immerhin bei -0.60 . Dies zeigt, dass der ILD-Index nicht nur einfach die Anzahl der Lofotenzyklonen wiedergibt, sondern das Verhältnis zwischen den Druckschwankungen bei Island und den Lofoten beschreibt.

5.9 Zusammenhänge der ILD mit Telekonnektionsmustern der Nordhemisphäre

In diesem Abschnitt soll die Frage beantwortet werden, ob und wie die ILD mit anderen Telekonnektionsmustern der Nordhemisphäre zusammenhängt. In diesem Zusammenhang wird zuerst ein ausführlicher Vergleich mit dem Index der NAO durchgeführt und einige weitere wichtige nordhemisphärische Klimaindizes betrachtet.

5.9.1 Zusammenhang mit der NAO

Die NAO ist das wichtigste Muster im Hinblick auf die Luftdruckvariation im Nordatlantik. Die ILD wurde in Analogie zur NAO definiert, die ebenfalls einen Stationswert im Island-Gebiet hat. Daher liegt es nahe, die Zusammenhänge zwischen diesen beiden Indizes genauer zu untersuchen.

Es wird der monatliche stationsbasierte NAO-Index des ganzen Jahres von Hurrell (UCAR, 2008) für die Vergleiche mit dem monatlichen ILD-Index für das ganze Jahr verwendet. Aus diesen Indizes werden für die Abbildungen nur die Wintermonate (D, J, F) verwendet.

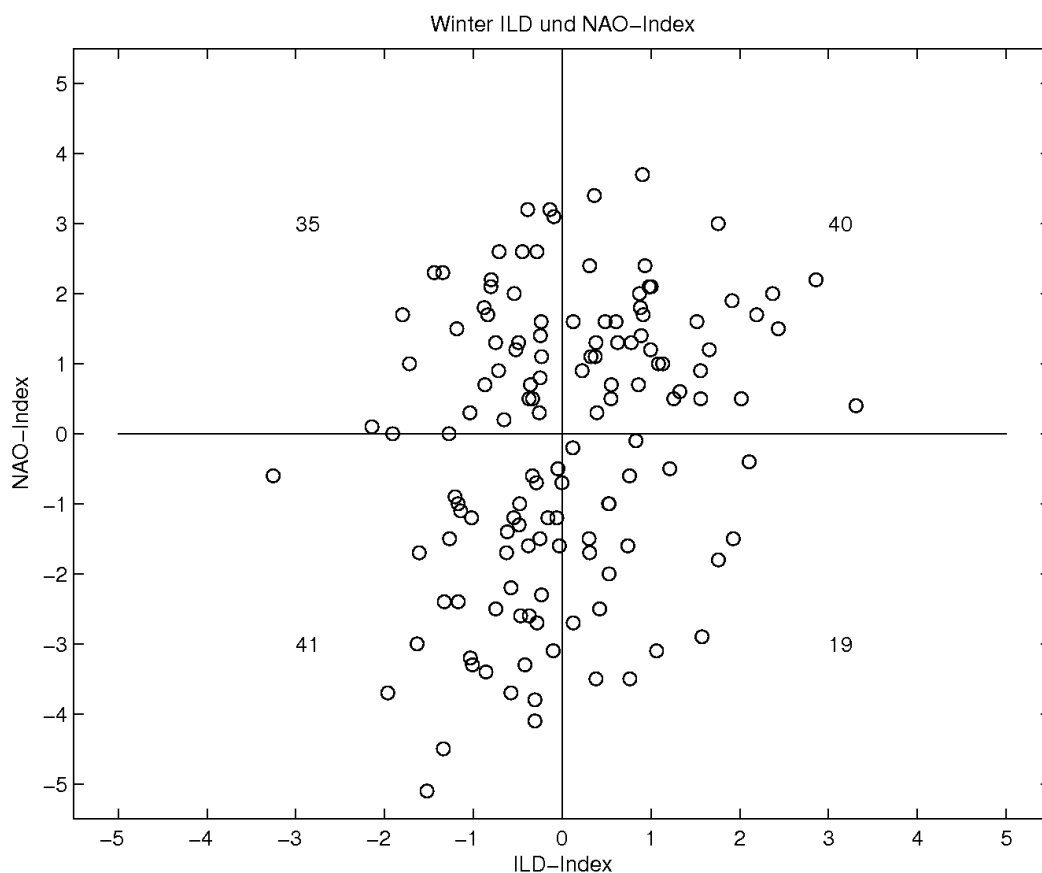


Abbildung 5.38: In diesem Streudiagramm sind die Werte des ILD-Index für die 135 Wintermonate (D, J, F) im Zeitraum 1957 bis 2002 gegen die Werte des NAO-Index aufgetragen. Die kleinen Zahlen geben die Anzahl der Monate pro Quadrant an.

Zunächst wird der Zusammenhang zwischen dem ILD-Index und dem NAO-Index in einem Streudiagramm für die Wintermonate (D, J, F) untersucht (Abbildung 5.38). Dieses zeigt eine Tendenz dahin, dass beide Indizes häufiger das gleiche Vorzeichen haben als ein gegensätzliches Vorzeichen. Dies liegt vermutlich an dem Islandzentrum, das beide Indizes gemeinsam haben.

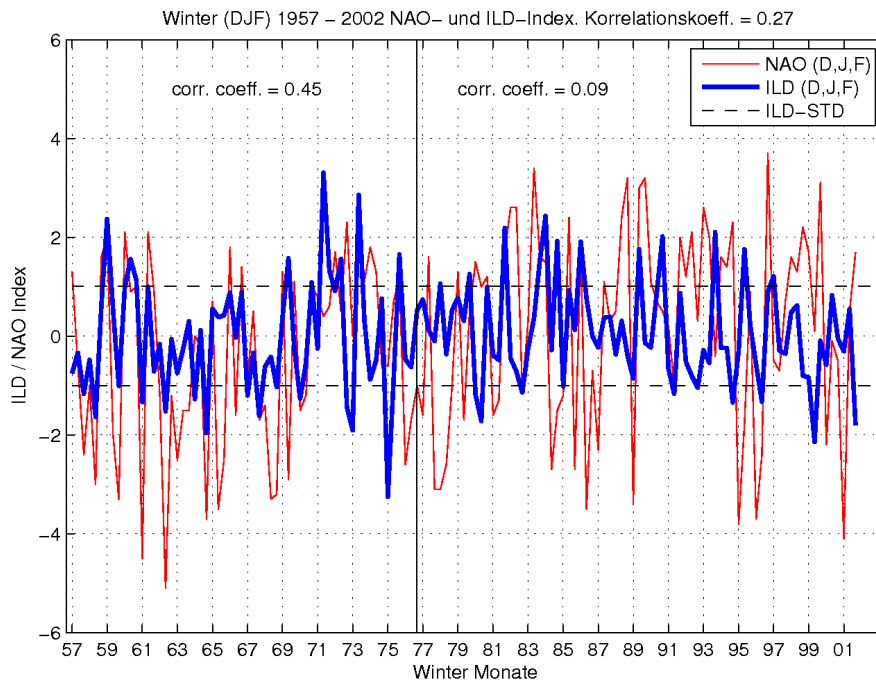


Abbildung 5.39: ILD-Index (blau) und NAO-Index (rot) für einzelne Wintermonate (D, J, F) aus den Jahren 1957 - 2002. Der Korrelationskoeffizient für den Ersten Zeitraum (1957 - 1976) ist 0,45. Für den zweiten Zeitraum (1977 - 2002) ist er 0,09.

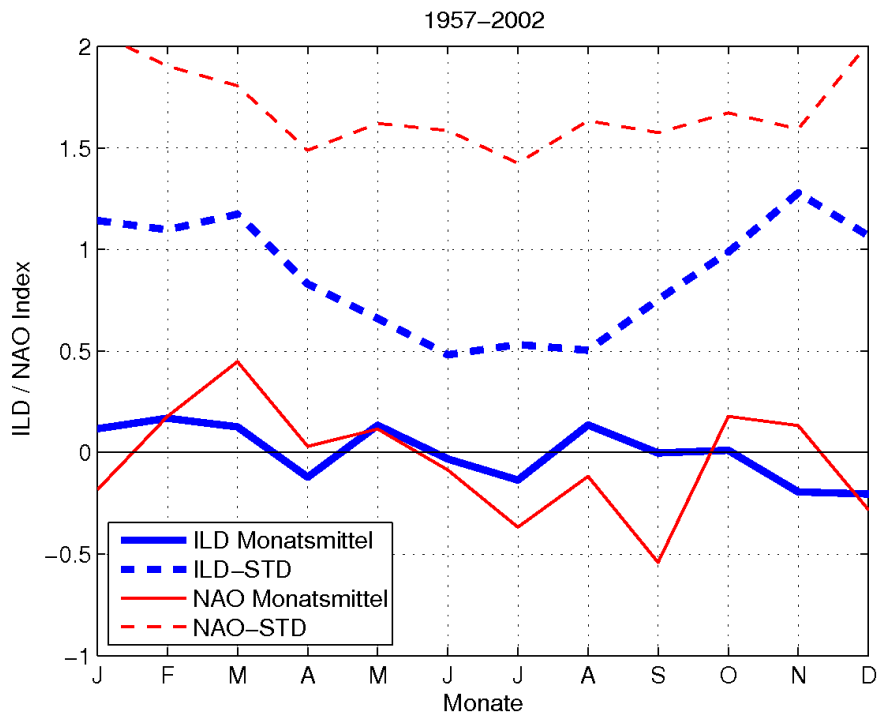


Abbildung 5.40: Jahrgang von ILD-Index (blau) und NAO-Index (rot) für den Zeitraum 1957 bis 2002. Gestrichelt sind die zugehörigen Standardabweichungen eingezeichnet.

Die durch ILD und NAO erklärten Luftdruckvarianzen wurden in Abschnitt 5.4.5 betrachtet. Die NAO erklärt einen größeren Anteil der Luftdruckvarianz als die ILD. Dennoch kann die NAO allein nicht vollständig die Variationen im Nordatlantik beschreiben.

Die Zeitreihen des NAO- und ILD-Index für die Wintermonate haben einen Korrelationskoeffizienten von 0,27 (Abbildung 5.39). Diese Korrelation ändert sich aber um das Jahr 1976 herum: Im Zeitraum 1957 - 1976 beträgt der Korrelationskoeffizient 0,45 und im Zeitraum 1977 - 2002 liegt er nur noch bei 0,09. Für den gleichen Zeitraum fanden Hilmer u. Jung (2000) eine Änderung in der Korrelation zwischen NAO und Eisexport durch die Framstraße. Auch Lu u. Greatbatch (2002) fanden im gleichen Zeitraum eine Änderung im Zusammenhang von NAO und nordhemisphärischer Klimavariabilität. Es gibt jedoch keinen signifikanten Zusammenhang zwischen NAO und dem Eisexport durch die Framstraße auf zwischenjährlichen und dekadischen Zeitskalen (Jung u. Hilmer, 2001).

Der Vergleich der mittleren Jahressgänge von NAO- und ILD-Index zeigt, dass auch der NAO-Index ebenso wie der ILD-Index keinen deutlichen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen ist. Nur in der Standardabweichung gibt es einen deutlichen Jahresgang mit einem Minimum im Sommer, das aber beim NAO-Index weniger ausgeprägt ist als beim ILD-Index.

5.9.2 Zusammenhang mit anderen Klimaindizes

Es soll nun festgestellt werden, ob es auch Zusammenhänge zwischen der ILD und anderen nordhemisphärischen Telekonnektionsmustern gibt. Dazu wird der ganzjährige monatliche ILD-Index mit den wichtigsten standardisierten nordhemisphärischen Telekonnektions-Indizes (Climate Prediction Center, 2005, 2008) korreliert.

Die Ergebnisse dieser Korrelationsrechnungen sind in Tabelle 5.4 zusammengestellt und zeigen relevante Korrelationskoeffizienten vor allem mit dem SCAND-Index, sowie mit dem NAO- und dem EA-Index. Das SCAND-Muster ist in Abbildung 5.9.2 gezeigt. Die Abbildung zeigt die zeitliche Korrelation zwischen den monatlichen Anomalien an jedem Gitterpunkt und den entsprechenden Zeitreihen des Telekonnektionsmusters. Das SCAND-Muster hat genau wie das ILD-Muster ein Aktionszentrum über der Lofotenregion. Jedoch fehlt im Vergleich zur ILD beim SCAND-Muster das Zentrum bei Island. Die Zusammenhänge mit der NAO sind im vorigen Abschnitt bereits diskutiert worden. Das EA-Muster hat, genau wie das ILD-Muster eine Island-Anomalie und eine Azoren-Anomalie mit entgegengesetztem Vorzeichen. Das EA-Muster hat jedoch im Unterschied zum ILD-Muster keine Lofoten-Anomalie.

Muster	cc
Scandinavia Pattern (SCAND)	0,54
North Atlantic Oscillation (NAO)	0,25
East Atlantic Pattern (EA)	0,17
East Atlantic/West Russia Pattern (EA/WR)	0,09
EastPacific/ North Pacific Pattern (EP/NP)	0,05
Arctic Oscillation (AO)	0,03
Tropical/ Northern Hemisphere Pattern (TNH)	0,02
Pacific Transition Pattern (PT)	0,02
West Pacific Pattern (WP)	-0,02
Pacific/ North American Pattern (PNA)	-0,02
Polar/ Eurasia Pattern (POL)	-0,09

Tabelle 5.4: Korrelationskoeffizienten (cc) der Zeitreihe des ILD-Index mit den Zeitreihen der Indizes anderer nordhemisphärischer Telekonnektionsmuster für den Zeitraum von September 1957 bis August 2002.

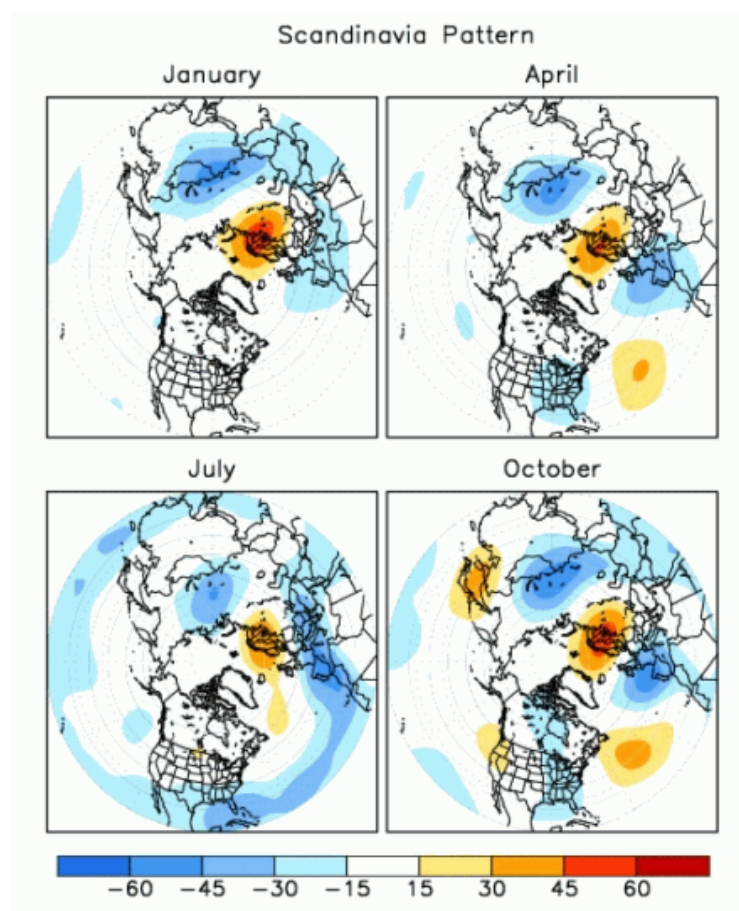


Abbildung 5.41: Positive Phase des Skandinavischen-Musters (SCAND) für Januar, April, Juli und Oktober im Zeitraum 1950 - 1997 (Quelle: Climate Prediction Center (2008)).

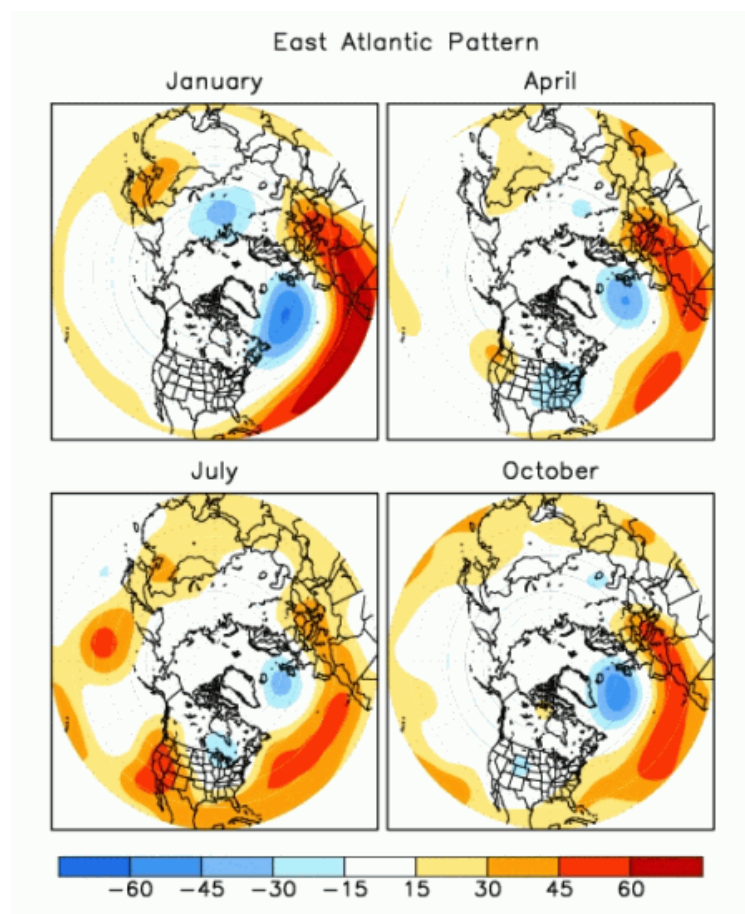


Abbildung 5.42: Positive Phase des Ost-Atlantik-Musters (EA) für Januar, April, Juli und Oktober im Zeitraum 1950 - 1997 (Quelle: Climate Prediction Center (2008)).

Kapitel 6

Resümee

Das Ziel dieser Arbeit war, die Variabilität der Zyklonenaktivität im Europäischen Nordmeer zu analysieren und Zusammenhänge mit der nordhemisphärischen Zirkulation herzustellen. Zur Untersuchung dieses Themas wurden zwei unabhängige Ansätze gewählt:

Zum einen wurde in Kapitel 4 die Zyklonenaktivität in der Lofotenregion separat betrachtet und eine ausführliche statistische Untersuchung mit zeitlich hoch aufgelösten Daten durchgeführt. Die Fragestellung dazu war: Wie sieht die zeitliche Variabilität der Zyklonenaktivität in der Lofotenregion aus und welche Eigenschaften haben die Lofotenzyklonen?

Zum anderen wurden in Kapitel 5 Zusammenhänge zwischen den Druckanomalien bei den Lofoten und bei Island innerhalb der nordatlantischen Tiefdruckrinne und großräumigen atmosphärischen Druckmustern der Nordhemisphäre hergestellt. Die Fragestellung dazu lautete: Gibt es Zusammenhänge zwischen der Zyklonenaktivität in der Lofotenregion und der großräumigen Zirkulation? Gibt es einen eigenständigen und in gewissen Zeitabläufen sich wiederholenden Zirkulationsmode, der mit überregionalen oder gar hemisphärischen Änderungen verbunden ist?

Die Ergebnisse dieser beiden Teile werden in den nächsten Abschnitten jeweils zusammengefasst und im Hinblick auf diese Fragen diskutiert. Abschließend erfolgt ein übergreifendes Fazit und ein Ausblick auf Fragen, die in dieser Arbeit offen geblieben sind.

6.1 Zusammenfassung und Diskussion der Zyklonenstatistik

6.1.1 Ergebnisse

In Kapitel 4 wurde die Zyklonenaktivität in der Norwegensee nahe der Lofoten untersucht, da dies eine Region relativ hoher Zyklonenhäufigkeit im Nordatlantik ist. Das absolute Maximum der Zyklonenhäufigkeit befindet sich in

der Irmingersee südwestlich von Island. Für die Analysen wurde zunächst ein rund 300.000 km² großes Untersuchungsgebiet bei den Lofoten festgelegt, das das beobachtete Maximum der Anzahl der Zyklonen enthält (Abschnitt 4.2). Für die statistische Auswertung wurden drei Zyklonendatensätze verwendet: Der Datensatz BA wurde mit einem semi-automatischen Verfahren (Abschnitt 3.1.2) aus ERA-15 Reanalysen (Abschnitt 2.1.2) und ECMWF-Analysen (Abschnitt 2.1.1) erzeugt, umfasst den Zeitraum von Dezember 1978 bis Dezember 2000 und das Gebiet der Nordhalbkugel nördlich von 60°N. Die Datensätze E1 und E2 wurden mit dem automatischen Verfahren (Abschnitt 3.1.3) erzeugt und beide Datensätze umfassen die Nordhalbkugel nördlich von 30°N. Der Datensatz E1 wurde aus ERA-40 Reanalysen für den Zeitraum von September 1957 bis August 2002 berechnet und der Datensatz E2 aus Analysen für den Zeitraum von Januar 2002 bis August 2008.

Es wurden Zyklonen untersucht, die mindestens einmal im Lofotengebiet detektiert wurden (Lofotenzyklonen). Die Anzahl der Lofotenzyklonen beträgt für die Datensätze BA und E1 etwa 52 Zyklonen pro Jahr, bei Datensatz E2 liegt der Wert deutlich höher bei 88 Zyklonen pro Jahr (Tabelle 4.2). Die Zyklonen halten sich im Mittel 16,3 Stunden in der Lofotenregion auf. Es zeigte sich, dass 80% der in der Lofotenregion detektierten Zyklonen nicht älter als 50 bis 66 Stunden waren. Für 80% der Zyklonen beträgt außerdem die Lebensdauer, also das maximal erreichte Alter, 76 bis 120 Stunden (Abschnitt 4.3.6).

In etwa 1% bis 4% des untersuchten Zeitraumes gab es keine Zyklonen in dem Lofotengebiet. Die Zeitreihen der drei verschiedenen Datensätze sind in den überlappenden Zeiträumen gut korreliert (Abschnitt 4.3.3). Die monatliche Anzahl der Zyklonen und Detektionen zeigt keinen Trend für das ganze Jahr, aber einen kleinen positiven Trend im Winter und einen leicht negativen Trend im Sommer für die Datensätze BA und E1 (Tabelle 4.4). Die Trends der Daten E2 sind für Sommer und Winter negativ, jedoch ist die zugehörige Zeitreihe sehr kurz. Die Anzahl der Zyklonen hat einen Jahresgang mit etwa doppelt so vielen Zyklonen im Winter verglichen mit dem Sommer (Abbildung 4.8).

Von den Lofotenzyklonen entstehen 33% bis 44% direkt im Lofotengebiet und etwa gleich viele Zyklonen, 38% bis 49%, lösen sich im Lofotengebiet auf (Tabelle 4.3). Die Region, in der überwiegend die Zyklogenese der Lofotenzyklonen stattfindet, liegt über dem Nordatlantik, besonders im Europäischen Nordmeer. Die Region der Zyklolyse liegt überwiegend in der Barents- und Karasee (Abbildung 4.3). Die Lofotenzyklonen kommen zu etwa 50% aus Richtung Westen/Südwesten, also über den Nordatlantik, in das Lofotengebiet. Gleichzeitig verlassen 40% bis 50% der Zyklonen das Gebiet in Richtung Osten/Nordosten zur Barents- und Karasee (Abbildung 4.2). Beim Einzug in die Lofotenregion haben die Zyklonen eine mittlere Geschwindigkeit um 50 km/h und erreichen in Einzelfällen bis zu 180 km/h (Tabelle 4.3.5).

Der Kerndruck der Zyklonen im Lofotengebiet ist im Mittel bei 993 hPa. Er hat einen Jahresgang mit einem Maximum im Sommer und einem Minimum im Winter, was bedeutet, dass die Zyklonen im Winter intensiver sind als im Sommer (Abschnitt 4.3.7). Die Varianz des Kerndrucks verhält sich genau umgekehrt, sie ist im Winter am größten. Die Trends der Kerndruckzeitreihen sind leicht positiv im Sommer, leicht negativ im Winter, jedoch beide unterhalb der Signifikanzschwelle von 80%. Die mittlere Drucktendenz beim Eintritt in die Lofotenregion schwankt um Null, es gibt sehr kleine negative Tendenzen, also eine Vertiefung der Zyklone, für den Zeitraum 1957 bis 2002 (-0,28 bis -0,14 hPa /6 h) und eine kleine positive Tendenz (Auffüllen der Zyklone) für den Zeitraum 2002 bis 2008 (+0,15 hPa/6 h). Die Varianz hat einen Jahresgang mit einem Maximum im Winter und Minimum im Sommer. Schwankung um Null bedeutet, dass sich einige Zyklonen in der Vertiefungsphase befinden, während sie in die Lofotenregion eintreten, andere füllen sich bereits wieder auf. Dies passt auch zur beobachteten Altersverteilung der Lofotenzyklonen. Es gibt einen Zusammenhang zwischen Kerndruck und Lebensdauer: Je länger die Lebensdauer ist, desto später tritt das Minimum des Kerndrucks der Zyklone auf und desto ausgeprägter ist es. Das absolute Minimum des Kerndrucks wird bei den meisten Zyklonen bis zum dritten Tag der Lebensdauer erreicht.

6.1.2 Diskussion

Ein Ergebnis bisheriger Forschungsarbeiten (siehe Abschnitt 4.1) ist, dass die Zyklonenhäufigkeit in der gesamten Arktis einen Jahresgang aufweist mit einem Maximum im Sommer und einem Minimum im Winter und dazu einer größeren Intensität der Winterzyklonen. Die Untersuchung der Zyklonen in der Framstrasse von Affeld (2003) zeigt hierzu leicht abweichende Ergebnisse: Er fand für die Framstraße nur einen schwach ausgeprägten Jahresgang der Zyklonenhäufigkeit, der zudem eine entgegengesetzte Tendenz zu dem Jahresgang der Arktis aufweist.

In der hier vorliegenden Arbeit wurde in der Lofotenregion ein Jahresgang der Zyklonenhäufigkeit gefunden, der sich genau umgekehrt zu dem Jahresgang in der Arktis verhält. Es gibt außerdem einen Jahresgang des Kerndrucks mit niedrigeren Werten, das heißt größerer Intensität, im Winter. Eine Erklärung für den zur Arktis konträren Jahresgang in der Lofotenregion findet man in den unterschiedlichen geografischen Bedingungen: Die Arktis ist mit Eis bedeckt, im Winter dominiert dort eine antizyklonale Strömung. In der Lofotenregion hingegen sorgt der Golfstrom besonders im Winter für relativ hohe Temperaturen. Die daraus resultierenden starken Temperaturgradienten vom Ozean zum Meereis und zum Festland fördern die Zyklogese.

Affeld (2003) analysierte die Zugrichtungen der Zyklonen für die Framstraße und fand drei bevorzugte Zugrichtungen: Am häufigsten ziehen Framstraßenzyklonen von Süden nach Osten, am zweithäufigsten von Westen nach Osten und am dritt-häufigsten von Süden nach Norden. Auch die Lofotenzyklonen ziehen bevorzugt von Südwesten und Westen in Richtung Osten.

Ein Vergleich der zeitlichen Entwicklung des Kerndrucks in Abhängigkeit von der Lebensdauer von Zyklonen bei den Lofoten und der Framstraße zeigt, dass das absolute Druckminimum der Framstraßenzyklonen bereits nach etwa 1,5 Tagen erreicht wird (Affeld, 2003). Die Lofotenzyklonen sind langlebiger als die Framstraßenzyklonen, denn in der Lofotenregion wird erst nach zwei bis drei Tagen das absolute Druckminimum erreicht und damit etwa einen Tag später als bei Framstraßenzyklonen.

Im Gegensatz zu dem von Affeld (2003) gefundenen positiven Trends in der ganzjährigen Zyklonenhäufigkeit sowohl in der Arktis als auch in der Framstraße, gibt es in der Lofotenregion keinen signifikanten ganzjährigen Trend (Abschnitt 4.3.3). Für die Zyklonenhäufigkeit im Winter wurde ein leichter positiver, nicht signifikanter Trend in der Lofotenregion hin zu mehr Zyklonen gefunden. Ein solcher Trend zusammen mit den gefundenen niedrigeren Kerndrücken der Winter-Lofotenzyklonen bedeutet, dass es zugleich in Europa im Winter mehr Niederschläge und Wind gibt. Für den Sommer wurde in der Lofotenregion kein eindeutiger Trend gefunden.

In Abschnitt 4.3.2 wurde die Hypothese aufgestellt, dass es eine Verschiebung der nordhemisphärischen Zyklonenzugbahnen in Richtung Norden (Arktis) gibt, die vermutlich mit der globalen Erwärmung zusammen hängt. König u. a. (1993) fanden in Modell-Studien mit erhöhten Kohlendioxid-Konzentrationen in der Atmosphäre ebenfalls einen Anstieg der Zyklonenhäufigkeit und eine Verschiebung der Zugbahnen der atlantischen Zyklonen im Herbst und Winter in Richtung Pol. McCabe u. a. (2001) untersuchten den Einfluss der Klimaerwärmung auf die Intensität und Frequenz außer-tropischer Zyklonen im Winter. Deren Resultate zeigen im Zeitraum 1959 bis 1997 eine signifikante Abnahme der Anzahl von Zyklonen in den mittleren Breiten und einen signifikanten Anstieg der Zyklonen in arktischen Regionen und zusätzlich eine größere Intensität der Zyklonen in beiden Regionen.

Ein kleiner positiver Trend in den Winter-Zeitreihen der Anzahl der Lofotenzyklonen zeigte sich auch in dieser Arbeit, zumindest bis zum Jahr 2002. Zu den beschriebenen Auswirkungen der globalen Erwärmung passt außerdem die in dieser Arbeit gefundene Tendenz, dass die Lofoten-Zyklonen in den letzten Jahren weniger über das sibirische Festland, sondern eher über den Arktischen Ozean ziehen. Hier spielt sicherlich auch die Reduktion des Meereises eine Rolle, da eine geschlossene Eisdecke aufgrund des fehlenden Antriebs eine natürliche Barriere für Zyklonen bildet. Die weiter nördlich ziehenden Zyklonen bringen zusätzliche Feuchtigkeit und Wärme in die Arktis - Faktoren, die das Potenzial haben, die Eisschmelze zu beschleunigen, was in den letzten Jahren auch beobachtet wurde (Stroeve u. Serreze, 2007; Richter-Menge u. a., 2006).

6.2 Zusammenfassung und Diskussion der Island-Lofoten-Druckdifferenz

6.2.1 Ergebnisse

Der Mittelwert des Luftdrucks auf Meeresebene für die Wintermonate zeigt zwei Druckminima in der nordatlantischen Tiefdruckrinne, die bei Island und den Lofoten liegen. Die Untersuchung der Lage von Druckminima in einzelnen Wintern und Wintermonaten im Kapitel 5 zeigt, dass diese sich tatsächlich in zwei unabhängigen Gebieten häufen. Dabei gibt es in 90% der Zeit ein Druckminimum bei Island, das in 75% der Zeit das dominierende Druckminimum ist, und in immerhin 60% der Zeit ein Druckminimum bei den Lofoten, das in 25% der Zeit das dominierende Druckminimum in der nordatlantischen Tiefdruckrinne ist.

Zur genaueren Analyse wurden eine Island- und eine Lofotenregion definiert und deren Druckanomalien untersucht. Die Druckanomalien im Island- und Lofoten-Gebiet haben in 47 Monaten gleichzeitig eine positive Abweichung, in 46 Monaten gleichzeitig eine negative Abweichung und in 42 Monaten entgegengesetzte Abweichungen.

Es wurde ein Klima-Index der Island-Lofoten-Druckdifferenz (ILD-Index) analog zum stationsbasierten NAO-Index definiert. Mit diesem Index wurden Island- und Lofoten-Komposite des Luftdrucks berechnet. Als Auswahlkriterium für die Monate der Komposite wurde als Schranke eine Standardabweichung der ILD-Index-Zeitreihe von 1957 bis 2002 genommen. So haben alle Monate, die in das Island-Komposit eingehen, einen Index-Wert größer als eine positive Standardabweichung und entsprechend die des Lofoten-Komposites einen Index-Wert kleiner als eine negative Standardabweichung. Betrachtet man die Wintermonate, tragen 19 Monate zum Island-Komposit bei und 20 Monate zum Lofoten-Komposit. Die restlichen 96 Wintermonate, das sind 71% der Monate, gehen nicht in die Komposite ein.

Aus der Differenz des Lofoten-Komposites und des Island-Komposites wurde ein signifikantes ILD-Muster des Luftdrucks berechnet, das neben den Druckzentren über Island und Lofoten auch Anomalien im Bereich des Azorenhochs, des Sibirienhochs und des Aleutentiefs zeigt. Das ILD-Muster erklärt 8% der Luftdruckvarianz auf der Nordhalbkugel und bis zu 27% der Varianz in einem Gebiet des Nordostatlantiks, das die Zentren bei Island und den Lofoten beinhaltet.

Das ILD-Muster erstreckt sich durch die gesamte Troposphäre bis in die Stratosphäre. Dabei verändert es sich von einem Muster mit fünf Zentren (Island, Lofoten, Azoren, Sibirien und Aleuten) auf Meeresebene zu einem Muster mit nur vier Zentren (Island, Lofoten, Sibirien, Aleuten) in 50hPa-Höhe, die eine etwa gleiche Amplitude haben.

Der Jahresgang des ILD-Indexes, monatlich berechnet für den ERA-40 Zeitraum, wurde untersucht. Es zeigte sich, dass es nur in der Varianz des ILD-Index einen deutlichen Jahresgang gibt: Die Varianz ist im Winter deutlich größer als im

Sommer. Die Zeitreihe des ILD-Index hat nur eine geringe Autokorrelation. Der Zusammenhang eines Monatswertes des ILD-Index mit dem Folgemonat fällt mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,12 klein aus, für weitere Monate ist sie nicht mehr signifikant. Die Korrelationen des ILD-Index mit den Bodendruckfeldern bei einer Verschiebung der Zeitreihen um ± 1 Monat zeigen, dass für den Fall mit einem Druckminimum bei den Lofoten bereits im Vormonat und auch im Folgemonat ein Druckminimum bei den Lofoten existiert. Das ILD-Muster ist im Winter deutlicher ausgeprägt als im Sommer.

Die ILD wirkt sich auch auf weitere atmosphärische Parameter aus. So gibt es für den Fall, dass sich ein Luftdruckminimum bei den Lofoten befindet, in der 2m-Temperatur einen negativen Einfluss (Abkühlung) auf die Temperatur im Nordatlantik im Gebiet zwischen den beiden ILD-Zentren, der vom Nordpol bis ins westliche Mittelmeer reicht und der im Nordosten im Bereich des Nordmeers am größten ist. Hingegen zeigen die Zonen, die an den Außenrändern der Island-Lofoten-Struktur liegen, über der Labradorsee sowie über Russland bis Sibirien eine positive Temperaturabweichung. Das ILD-Muster lässt sich auch in der Temperatur bis in die Troposphäre verfolgen.

Fühlbarer und latenter Wärmefluss zeigen ebenfalls Zusammenhänge mit der ILD. Der aufwärts gerichtete, fühlbare Wärmefluss wird für den Lofotenfall (tieferer Luftdruck über den Lofoten) über einem Teil des Nordatlantiks, der zwischen Grönland, Island und Norwegen liegt, um 50% des Mittelwertes verstärkt. Im Bereich der Labradorsee ist der fühlbare Wärmefluss um den etwa gleichen Betrag verringert. Der latente Wärmefluss zeigt bereits im Wintermittelwert eine Anomalie in der Lofoten-Region. Für den Lofoten-Fall gibt es im latenten Wärmefluss zusätzlich zur negativen Differenz südlich von Grönland und der positiven Differenz im europäischen Nordmeer eine positive Differenz vor der Ostküste der USA.

Im Niederschlag gibt es für den Lofoten-Fall positive Niederschlags-Differenzen, also mehr Niederschläge, an der Westküste Norwegens und über Osteuropa sowie über dem Atlantik südlich von 40°N im Bereich des Azorenhochs. Negative Differenzen, also weniger Niederschläge, erscheinen an der Ostküste von Grönland, über Island und im Nordatlantik westlich von Irland.

Die Zirkulation der ILD wirkt sich auch auf die Meereisdrift und die Meereiskonzentration aus. Die Meereiskonzentration erhöht sich im Fall eines Druckminimums bei den Lofoten in einem Streifen von Spitzbergen bis zur Südostküste Grönlands (Irmingersee) und verringert sich in der Labradorsee und in Teilen der Barentssee und Karasee. Dazu passt die beobachtete markante Meereisdrift nach Südwesten in die Region der Framstraße, die zu einem erhöhten Eistransport durch die Framstraße führt.

Der ILD-Index und die Anzahl der Detektionen von Lofotenzyklonen sind negativ miteinander korreliert, was zu erwarten war, da ein negativer ILD-Index einem Druckminimum bei den Lofoten entspricht. Allerdings sind die Korrelationskoeffizienten mit -0,47 für den Zeitraum 1957 bis 2002 und -0,24 für 1978 bis 2000 niedrig.

Es lassen sich Zusammenhänge zwischen dem ILD-Index und anderen nordhemisphärischen Klimaindizes herstellen. Der ILD-Index ist im Zeitraum 1957 bis 1976 hoch mit dem NAO-Index korreliert (Koeffizient 0,45), aber nicht durchgehend über den gesamten ERA-40 Zeitraum (Koeffizient 0,25). Eine stärkere Korrelation (Koeffizient 0,54) besteht zwischen ILD-Index und dem SCAND-Index des skandinavischen Druckmusters.

6.2.2 Diskussion

Die nordatlantische Tiefdruckrinne ist das dominierende Druckmuster über dem Nordostatlantik. Zwei Druckminima zeigen sich in der Tiefdruckrinne in den Wintermitteln des Luftdrucks. Das primäre Druckminimum befindet sich über der Irminger See und das sekundäre vor der Küste der norwegischen Lofoten. In Monatsmitteln des Luftdruckfeldes für den Winter zeigt sich das sekundäre Druckminimum der Lofoten in zwei Dritteln der Zeit. Dieses sekundäre Druckminimum, das sich etwa am gleichen Ort vor der Küste Norwegens befindet wie das sekundäre Maximum in der Zyklonenhäufigkeit, war die Motivation die Variabilität der Druckverteilung in der nordatlantischen Tiefdruckzone detaillierter zu untersuchen.

Eine mit den Ergebnissen der hier vorliegenden Arbeit vergleichbare Anomalie in der Temperaturverteilung über der Nordsee, die sich über der Nordsee und Labradorsee befindet, fanden auch Wu u. a. (2004) in Kompositen aus jeweils starker und schwacher Meereisbedeckung im arktischen Winter. Aus diesem Resultat kann man schließen, dass der ILD-Index ein geeigneter Parameter ist um die Bedingungen des arktischen Meereises zu beschreiben. Die größte negative Differenz der Komponenten u und v der Eisdrift findet man in der Region nördlich von Franz-Joseph-Land und Spitzbergen, sowie in der Framstraße und entlang des Ost-Grönland-Stroms. Ein Hauptergebnis dieser Arbeit ist, dass allein die Druckanomalien in der nordatlantischen Tiefdruckrinne, gelegen in der Irmingersee und im Lofotengebiet, geeignet sind, sowohl die Ost-West- als auch die Nord-Süd-Druckvariabilität über dem Nordatlantik zu beschreiben.

Die Luftdruckvariabilität der hohen Breiten der Nordhemisphäre, aber nicht speziell die nordatlantische Tiefdruckrinne, wurde unter anderem von Skeie (2000); Cavalieri u. Häkkinen (2001) und Wu u. a. (2006) untersucht.

Skeie (2000) wendete die EOF-Methode auf den Luftdruck in Meeresniveau nördlich von 30°N an und fand ein ungewöhnliches Druckmuster in der zweiten EOF. Dieses Muster hat ein Zentrum über der südöstlichen Barentssee, das an das nordöstliche Zentrum des ILD-Musters erinnert. Außerdem zeigt die zweite EOF auch einen Pendant, der eine ähnliche Form und Lage aufweist, wie das

südwestliche Zentrum des ILD-Musters. Skeie bezeichnete diese Variation der zweiten EOF als die Barentssee Oszillation (BSO) und fand einen Zusammenhang zwischen dieser BSO und dem Eisexport durch die Framstraße. Positive und negative Phasen der BSO kennzeichnen, wie auch das ILD-Muster, einen Wechsel in der meridionalen Zirkulation über dem Europäischen Nordmeer mit einer Ost-West-Verlagerung der planetaren Wellen 1 und 2.

Wu u. a. (2006) haben ebenfalls eine EOF-Analyse des Luftdrucks durchgeführt, jedoch für ein Gebiet nördlich von 70°N. Das Ergebnis zeigt eine dipolartige Druckanomalie in der zweiten EOF über der Arktis, die Zentren über der Karasee und dem Kanadischen Archipel hat. Obwohl die zweite EOF nur 13% der arktischen Druckvariabilität erklärt, ist diese Druckanomalie gut mit dem Eisexport durch die Framstraße und der arktischen Meereisdrift korreliert.

Cavalieri u. Häkkinen (2001); Cavalieri (2002) fanden eine starke Verbindung zwischen dem Eisexport durch die Framstraße und den Phasen-Lagen der zirkumpolaren Wellen mit Wellenzahl 1 und 2. Sie berechneten Komposite der Luftdruckfelder für Fälle mit negativen oder positiven Differenzen der Phasenlage der Welle 1 und Welle 2 von der mittleren Position. Diese Komposite zeigen bemerkenswerte Ähnlichkeiten mit den zwei entgegengesetzten Zuständen der ILD, da sie entweder nur ein Druckminimum über der Irmingersee haben oder dazu ein zweites Minimum, das über der Norwegen-/Barentssee-Region lokalisiert ist. Die Korrelation zwischen der Zeitreihe der Phasenlage der Welle 2, berechnet für die 45 Januare zwischen 1958 und 2002, und der Zeitreihe des ILD-Index beträgt -0,5. Cavalieri u. Häkkinen (2001) schreiben, dass die zwei Komposit-Muster des Luftdrucks klar eine eigene dynamische Einheit repräsentieren und begründen es mit der Tiefdruck-Anomalie, die sich bis in die Barentssee erstreckt. Beachtet werden müssen auch Gemeinsamkeiten mit der NAO-Druckanomalie bei hohen und niedrigen Index-Phasen.

Es stellt sich die Frage, ob die ILD eine Darstellung der Ost-West-Verschiebung der NAO-Zentren ist. Viele Veröffentlichungen beschäftigen sich mit der Ost-West-Verschiebung der NAO-Zentren, zum Beispiel bei steigender CO₂-Konzentration (Ulbrich u. Christoph, 1999), bei steigender Aktivität der Westwindzone (Peterson u. a., 2003) oder die Veränderungen der Lage des Island-Tiefs (Mächel u. a., 1998). Diese Veröffentlichungen berücksichtigen jedoch nicht die Existenz des zweiten Druckminimums in der nordatlantischen Tiefdruckrinne. Die Analysen im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit zeigen, dass die Variation der Druckdifferenz in der Tiefdruckrinne nicht nur einfach eine Ost-West-Verschiebung der NAO-Zentren ist. Wäre dies der Fall, so müsste im ILD-Muster eine zweite Druckanomalie östlich des Azorenhochs erscheinen, was nicht passiert.

Diese Arbeit, sowie die Arbeiten von Skeie (2000) und Cavalieri u. Häkkinen (2001) zeigen, dass die Druckvariabilität über dem Nordatlantik nicht befriedigend alleine durch den NAO beschrieben werden kann. Zusätzlich zum NAO, der durch den Nord-Süd-Druckgradient zwischen Island und den Azoren beschrieben wird, oder durch die erste EOF des Druckfeldes, muss auch der Ost-West-Druckgradient

betrachtet werden. Dieser Ost-West-Druckgradient kann einfach durch die ILD beschrieben werden.

Proshutinsky u. Johnson (1997) demonstrierten in ihrer Arbeit mit Modellrechnungen eines windgetriebenen, gekoppelten Eis-Ozean-Modells, dass im arktischen Ozean zwei windgetriebene Zirkulations-Regime existieren. Sie folgern aus den Ergebnissen, dass der durch Wind forcierte Antrieb des Meereises in der zentralen Arktis wechselt zwischen zyklonaler und antizyklonaler Zirkulation, wobei diese Regime jeweils fünf bis sieben Jahre bestehen. Diese Wechsel wirken sich auf die transpolare Drift und damit auf den Meereistransport aus. Im Vergleich mit dem ILD-Index der Wintermonate fallen die zyklonalen Zustände mit tendenziell negativen ILD-Werten und die antizyklonalen Zustände mit tendenziell positiven ILD-Werten zusammen, was der von Proshutinsky u. Johnson (1997) beschriebenen Feststellung entspricht, dass der Regime-Wechsel mit einem Wechsel der Lage und Intensität des Islandtiefs und Sibirienhochs zusammenhängt.

6.3 Schlussfolgerungen und Ausblick

Hier soll noch einmal auf die anfangs gestellten Fragen eingegangen werden:

- Die räumliche und zeitliche Variabilität der Zyklonen in der Lofotenregion ist in dieser Arbeit ausführlich untersucht und diskutiert worden.
- Ein Zusammenhang zwischen den Zyklonen der Lofotenregion und der großräumigen Zirkulation wurde mithilfe des ILD-Index hergestellt.
- Die Zyklonenhäufigkeit im Europäischen Nordmeer kann mit der Druckschaukel zwischen dem Islandtief und dem Lofotentief innerhalb der nordatlantischen Tiefdruckrinne teilweise erklärt werden, wie die vorhandene Korrelation mit dem ILD-Index zeigt.
- Änderungen in dem ILD-Zirkulationsmode hängen zusammen mit überregionalen, sich bis in die Stratosphäre erstreckenden Signalen. Insbesondere der Zusammenhang zwischen dem Sibirienhoch und der ILD, sowie die Bedeutung der Stratosphäre sind im Rahmen dieser Arbeit noch nicht umfassend untersucht worden und bieten weiteres Forschungspotential.
- Aufgrund der geringen Autokorrelation des ILD-Index auf der Basis von Monatsmitteln gibt es für die ILD vermutlich nur wenig Vorhersagepotential für längere Zeiträume, aber möglicherweise mehr für kürzere Zeiträume bis zu zwei Wochen.
- In Abhängigkeit des ILD-Zustandes ändert sich die Temperaturverteilung und -variabilität in verschiedenen Regionen des Nordatlantiks und in Europa/Asien. Das Signal dieser Änderungen kann bis an den Rand der Troposphäre beobachtet werden. Der ILD-Index scheint zusätzlich zum NAO-Index ein wichtiger Parameter zur Charakterisierung des Klimas in Europa zu sein.

Literaturverzeichnis

- [Affeld 2003] AFFELD, Björn: *Zyklonen in der Arktis und ihre Bedeutung für den Eistransport durch die Framstraße*, Universität Hamburg, Geowissenschaften, Diss., 2003. <http://nbn-resolving.de/urn/resolver.pl?urn=nbn:de:gbv:18-10095>.
– URN nbn:de:gbv:18-10095
- [Alpert u. a. 1990] ALPERT, P. ; NEEMAN, B.U. ; SHAY-EL, Y.: Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. In: *Tellus A* 42 (1990), Nr. 1, 65-77. <http://dx.doi.org/10.1034/j.1600-0870.1990.00007.x>
- [Ambaum u. a. 2001] AMBAUM, Maarten H. P. ; HOSKINS, Brian J. ; STEPHENSON, David B.: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? In: *Journal of Climate* 14 (2001), 3495-3507. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282001%29014%3C3495%3AA00NA0%3E2.0.CO%3B2>
- [Baldwin u. Dunkerton 1999] BALDWIN, Mark P. ; DUNKERTON, Timothy J.: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. In: *J. Geophys. Res.* 104 (1999), Nr. D24, 30937-30946. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JD900445>
- [Barnston u. Livezey 1987] BARNSTON, Anthony G. ; LIVEZEY, Robert E.: Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. In: *Monthly Weather Review* 115 (1987), 1083-1126. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2)
- [Bengtsson u. a. 2004a] BENGTSSON, L. ; HODGES, K.I. ; HAGEMANN, S.: Sensitivity of large-scale atmospheric analyses to humidity observations and its impact on the global water cycle and tropical and extratropical weather systems in ERA40. In: *Tellus A* 56 (2004), Nr. 3, 202-217. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1600-0870.2004.00053.x>
- [Bengtsson u. a. 2004b] BENGTSSON, L. ; SEMENOV, V.A. ; JOHANNESSEN, O.M.: The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic - A Possible Mechanism. In: *Journal of Climate* 17 (2004), Nr. 20, 4045-4057. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282004%29017%3C4045%3ATETWIT%3E2.0.CO%3B2>
- [Bengtsson u. a. 2004c] BENGTSSON, Lennart ; HAGEMANN, Stefan ; HODGES, Kevin I.: Can climate trends be calculated from reanalysis data? In: *Journal of Geophysical Research - Atmospheres* 109 (2004), June, Nr. D11. <http://dx.doi.org/10.1029/2004JD004536>

- [Bengtsson u. a. 2004d] BENGTSSON, Lennart ; HODGES, Kevin I. ; HAGEMANN, Stefan: Sensitivity of the ERA40 reanalysis to the observing system: determination of the global atmospheric circulation from reduced observations. In: *Tellus A* 56 (2004), Nr. 5, 456-471. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1600-0870.2004.00079.x>
- [Blackmon u.a. 1984] BLACKMON, Maurice L. ; LEE, Y.-H. ; WALLACE, John M.: Horizontal Structure of 500 mb Height Fluctuations with Long, Intermediate and Short Time Scales. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 41 (1984), 961-980. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0469%281984%29041%3C0961%3AHSOMHF%3E2.0.CO%3B2>
- [Blender u. a. 1997] BLENDER, R. ; FRAEDRICH, K. ; LUNKEIT, F.: Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 123 (1997), Nr. 539, 727-741. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49712353910>
- [Blender u. Schubert 2000] BLENDER, R. ; SCHUBERT, M.: Cyclone Tracking in Different Spatial and Temporal Resolutions. In: *Monthly Weather Review* 128 (2000), 377-384. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0493%282000%29128%3C0377%3ACTIDSA%3E2.0.CO%3B2>
- [Brümmer u. a. 2001] BRÜMMER, B. ; MÜLLER, G. ; AFFELD, B. ; GERDES, R. ; KARCHER, M. ; KAUKER, F.: Cyclones over Fram Strait: impact on sea ice and variability. In: *Polar Research* 20 (2001), Nr. 2, 147-152. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1751-8369.2001.tb00050.x>
- [Brümmer u. a. 2009] BRÜMMER, B. ; MÜLLER, G. ; NOER, G.: A Polar Low Pair over the Norwegian Sea. In: *Monthly Weather Review* 137 (2009), 2559-2575. <http://dx.doi.org/10.1175%2F2009MWR2864.1>
- [Brümmer u. a. 2000] BRÜMMER, B. ; THIEMANN, S. ; KIRCHGÄSSNER, A.: A cyclone statistics for the Arctic based on European Centre-reanalysis data. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 75 (2000), Nr. 3-4, 233-250. <http://dx.doi.org/10.1007/s007030070006>
- [Cavalieri u. Häkkinen 2001] CAVALIERI, D. J. ; HÄKKINEN, S.: Arctic climate and atmospheric planetary waves. In: *Geophys. Res. Lett.* 28 (2001), Nr. 5, 791-794. <http://dx.doi.org/10.1029/2000GL011855>
- [Cavalieri 2002] CAVALIERI, Donald J.: A link between Fram Strait sea ice export and atmospheric planetary wave phase. In: *Geophys. Res. Lett.* 29 (2002), Nr. 12, 1614:56.1-4. <http://dx.doi.org/10.1029/2002GL014684>
- [Climate Prediction Center 2005] CLIMATE PREDICTION CENTER: *Teleconnections: Arctic Oscillation*. http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml. Version: Dezember 2005
- [Climate Prediction Center 2008] CLIMATE PREDICTION CENTER: *Northern Hemisphere Teleconnection Patterns*. <http://www.cpc.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>. Version: Mai 2008

- [Cook 2009] COOK, Jack: *North Atlantic Oscillation*. Oceanus Illustration Gallery. <http://www.who.i.edu/oceanus/viewIllustrationGallery.do?gType=2&gallery=true&id=3680&clid=2417&mainid=3680>. Version: April 2009
- [Cullen u. a. 2002] CULLEN, H.M. ; KAPLAN, A. ; ARKIN, et a. P.A.: Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern Climate and Streamflow. In: *climatic change* 55 (2002), Nr. 3, 315-338. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1020518305517>
- [Deser 2000] DESER, Clara: On the Teleconnectivity of the „Arctic Oscillation“. In: *Geophys. Res. Lett.* 27 (2000), Nr. 6, 779-782. <http://dx.doi.org/10.1029/1999GL010945>
- [Dickson u. a. 2000] DICKSON, R. R. ; OSBORN, T. J. ; HURRELL, J. W. ; MEINCKE, J. ; BLINDHEIM, J. ; ADLANDSVIK, B. ; VINJE, T. ; ALEKSEEV, G. ; MASLOWSKI, W.: The Arctic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation. In: *Journal of Climate* 13 (2000), 2671-2696. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282000%29013%3C2671%3ATAORTT%3E2.0.C0%3B2>
- [ECMWF] ECMWF: *Brief history of the ECMWF analysis and forecasting system*. http://www.ecmwf.int/products/data/operational_system/description/brief_history.html
- [Fowler 2003] FOWLER, C: Polar Pathfinder Daily 25 km EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors. In: *Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media*. (2003). <http://nsidc.org/data/nsidc-0116.html>
- [Gibson u. a. 1997] GIBSON, J.K. ; KÅLLBERG, P. ; UPPALA, S. ; NOMURA, A. ; HERNANDEZ, A. ; SERRANO, E.: ERA Description. In: *ECMWF ERA-15 Project Report Series* (1997), Nr. 1. – ECMWF
- [Grigoriev u. a. 2000] GRIGORIEV, S. ; GULEV, S. K. ; ZOLINA, O.: Innovative software facilitates cyclone tracking and analysis. In: *Eos Trans. AGU* 81 (2000), Nr. 16, 170-179. <http://dx.doi.org/10.1029/00E000117>
- [Gulev u. a. 2001] GULEV, S.K. ; ZOLINA, O ; GRIGORIEV, S: Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. In: *Climate Dynamics* 17 (2001), Nr. 10, 795-809. <http://dx.doi.org/10.1007/s003820000145>
- [Hanson u. a. 2004] HANSON, C.E. ; PALUTIKOF, J.P. ; DAVIES, T.D.: Objective cyclone climatologies of the North Atlantic - a comparison between the ECMWF and NCEP Reanalyses. In: *Climate Dynamics* 22 (2004), Nr. 6-7, 757-760. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-004-0415-z>
- [Hilmer u. a. 1998] HILMER, M. ; HARDER, M. ; LEMKE, P.: Sea Ice Transport: a Highly Variable Link Between Arctic and North Atlantic. In: *Geophysical Research Letters* 25 (1998), 3359-3362. <http://dx.doi.org/10.1029/98GL52360>
- [Hilmer u. Jung 2000] HILMER, M. ; JUNG, T.: Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic Sea ice export. In: *Geophysical Research Letters* 27 (2000), Nr. 7, 989-992. <http://dx.doi.org/10.1029/1999GL010944>

- [Hodges 1994] HODGES, K.I.: A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data. In: *Monthly Weather Review* 122 (1994), 2573-2586. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0493%281994%29122%3C2573%3AAGMFTA%3E2.0.CO%3B2>
- [Hodges u. a. 2003] HODGES, K.I. ; HOSKINS, B. J. ; BOYLE, J. ; THORNCROFT, C.: A Comparison of Recent Reanalysis Datasets Using Objective Feature Tracking: Storm Tracks and Tropical Easterly Waves. In: *Monthly Weather Review* 131 (2003), Nr. 9, 2012-2037. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0493%282003%29131%3C2012%3AACORRD%3E2.0.CO%3B2>
- [Hoskins u. Hodges 2002] HOSKINS, B.J. ; HODGES, K.I.: New Perspectives on the Northern Hemisphere Winter Storm Tracks. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 59 (2002), 1041-1061. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0469%282002%29059%3C1041%3ANPOTNH%3E2.0.CO%3B2>
- [Hurrell 1995] HURRELL, James W.: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. In: *Science* 269 (1995), Nr. 5224, 676-679. <http://dx.doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
- [Hurrell 1996] HURRELL, James W.: Influence of Variations in Extratropical Wintertime Teleconnections on Northern Hemisphere Temperature. In: *Geophys. Res. Lett.* 23 (1996), Nr. 6, 665-668. <http://dx.doi.org/10.1029/96GL00459>
- [Hurrell u. a. 2003] *Kapitel An Overview of the North Atlantic Oscillation.* In: HURRELL, J.W. (Hrsg.) ; KUSHNIR, Y. (Hrsg.) ; OTTERSEN, G. (Hrsg.) ; VISBECK, M. (Hrsg.): *The North Atlantic Oscillation.* Bd. 134. Geophysical Monograph Series, AGU, 2003, S. 1-36
- [Jahnke-Bornemann u. Brümmer 2009] JAHNKE-BORNEMANN, Annika ; BRÜMMER, Burghard: The Iceland-Lofotes pressure difference: different states of the North Atlantic low-pressure zone. In: *Tellus A* 61 (2009), Nr. 4, 466-475. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00401.x>
- [Jones u. Simmonds 1993] JONES, D. A. ; SIMMONDS, I.: A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones. In: *Climate Dynamics* 9 (1993), Nr. 3, 131-145. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00209750>
- [Jones u. a. 1997] JONES, P. D. ; JÓNSSON, T. ; WHEELER, D.: Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. In: *International Journal of Climatology* 17 (1997), Nr. 13, 1433-1450. [http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19971115\)17:13<1433::AID-JOC203>3.0.CO;2-P](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19971115)17:13<1433::AID-JOC203>3.0.CO;2-P)
- [Jung u. Hilmer 2001] JUNG, T. ; HILMER, M.: The Link between the North Atlantic Oscillation and Arctic Sea Ice Export through Fram Strait. In: *Journal of Climate* 14 (2001), Nr. 19, 3932-3943. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282001%29014%3C3932%3ATLBTNA%3E2.0.CO%3B2>

- [Junge u. a. 2005] JUNGE, M. M. ; BLENDER, R. ; FRAEDRICH, K. ; GAYLER, V. ; LUKSCH, U. ; LUNKEIT, F.: A world without Greenland: impacts on the Northern Hemisphere winter circulation in low- and high-resolution models. In: *Climate Dynamics* 24 (2005), Nr. 2-3, 297-307. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-004-0501-2>
- [Kalnay u. a. 1996] KALNAY, E. ; KANAMITSU, M. ; KISTLER, R. ; COLLINS, W. ; DEAVEN, D. ; GANDIN, L. ; IREDELL, M. ; SAHA, S. ; WHITE, G. ; WOOLLEN, J. ; ZHU, Y. ; LEETMAA, A. ; REYNOLDS, B. ; CHELLIAH, M. ; EBISUZAKI, W. ; HIGGINS, W. ; JANOWIAK, J. ; MO, K.C. ; ROPELEWSKI, C. ; WANG, J. ; JENNE, Roy ; JOSEPH, Dennis: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (1996), 437-471. <http://dx.doi.org/10.1175/2F1520-0477%281996%29077%3C0437%3ATNYRP%3E2.0.CO%3B2>
- [Kirchgässner 1998] KIRCHGÄSSNER, Amelie: *Zyklonen über der Arktis*, Diplomarbeit, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg, Diss., 1998
- [König u. a. 1993] KÖNIG, W. ; SAUSEN, R. ; SELMANN, F.: Objective Identification of Cyclones in GCM Simulations. In: *Journal of Climate* 6 (1993), 2217-2231. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%281993%29006%3C2217%3A0I0CIG%3E2.0.CO%3B2>
- [Kwok u. Rothrock 1999] KWOK, R. ; ROTHROCK, D.A.: Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic Oscillation. In: *J. Geophys. Res.* 104 (1999), Nr. C3, 5177-5189. <http://dx.doi.org/10.1029/1998JC900103>
- [Lammert u. a. 2008] LAMMERT, A. ; BRÜMMER, B. ; EBBERS, I. ; MÜLLER, G.: Validation of ECMWF and DWD model analyses with buoy measurements over the Norwegian Sea. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 102 (2008), November, 87-96. <http://www.springerlink.com/content/k192558q8771m167/>
- [Lu u. Greatbatch 2002] LU, Jian ; GREATBATCH, Richard J.: The changing relationship between the NAO and northern hemisphere climate variability. In: *Geophys. Res. Lett.* 29 (2002), Nr. 7, 1148,52.1-52.4. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL014052>
- [Luo u. Gong 2006] LUO, Dehai ; GONG, Tingting: A possible mechanism for the eastward shift of interannual NAO action centers in last three decades. In: *Geophys. Res. Lett.* 33 (2006), Nr. L24815. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL027860>
- [Luterbacher u. a. 2008] LUTERBACHER, J. ; WANNER, H. ; BRÖNNIMANN, S.: Historische Entwicklung der NAO-Forschung. In: *Promet* 34 (2008), Nr. 3-4, S. 79-88
- [Marshall u. a. 2001] MARSHALL, John ; KUSHNIR, Yochanan ; BATTISTI, David ; CHANG, Ping ; CZAJA, Arnaud ; DICKSON, Robert ; HURRELL, James ; MCCARTNEY, Michael ; SARAVANAN, R. ; VISBECK, Martin: North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. In: *International Journal of Climatology* 21 (2001), 1863-1898. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.693>

- [McCabe u. a. 2001] MCCABE, G. J. ; CLARK, M. P. ; SERREZE, M. C.: Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity. In: *Journal of Climate* 14 (2001), Nr. 12, 2763-2768. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282001%29014%3C2763%3ATINHSC%3E2.0.CO%3B2>
- [Mächel u. a. 1998] MÄCHEL, H. ; KAPALA, A. ; FLOHN, H.: Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. In: *International Journal of Climatology* 18 (1998), Nr. 1, 1-22. [http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199801\)18:1<1::AID-JOC225>3.0.CO;2-A](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199801)18:1<1::AID-JOC225>3.0.CO;2-A)
- [Murray u. Simmonds 1991a] MURRAY, R. J. ; SIMMONDS, I.: A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. In: *Aust. Meteorol. Mag.* 39 (1991), S. 155–166
- [Murray u. Simmonds 1991b] MURRAY, R. J. ; SIMMONDS, I.: A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part II: Application to January and July GCM simulations. In: *Aust. Meteorol. Mag.* 39 (1991), S. 167–180
- [Peterson u. a. 2003] PETERSON, K. A. ; LU, J. ; GREATBATCH, R. J.: Evidence of nonlinear dynamics in the eastward shift of the NAO. In: *Geophys. Res. Lett.* 30 (2003), Nr. 2, 1030. <http://dx.doi.org/10.1029/2002GL015585>
- [Pinto u. a. 2005] PINTO, Joaquim G. ; SPANGEHL, Thomas ; ULBRICH, Uwe ; SPETH, Peter: Sensitivities of a cyclone detection and tracking algorithm: individual tracks and climatology. In: *Meteorologische Zeitschrift* 14 (2005), Nr. 6, S. 823–838
- [Proshutinsky u. Johnson 1997] PROSHUTINSKY, A. Y. ; JOHNSON, M. A.: Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. In: *J. Geophys. Res.* 102 (1997), Nr. C6, 12,493-12,514. <http://dx.doi.org/10.1029/97JC00738>
- [Qian u. a. 2000] QIAN, Budong ; CORTE-REAL, João ; XU, Hong: Is the North Atlantic Oscillation the most important atmospheric pattern for precipitation in Europe? In: *Journal of Geophysical Research* 105 (2000), Nr. D9, 11,901-11,910. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JD900102>
- [Raible u. a. 2008] RAIBLE, C. C. ; DELLA-MARTA, P. M. ; SCHWIERZ, C. ; WERNLI, H. ; BLENDER, R.: Northern Hemisphere Extratropical Cyclones: A Comparison of Detection and Tracking Methods and Different Reanalyses. In: *Monthly Weather Review* 136 (2008), <http://dx.doi.org/10.1175>
- [Richter-Menge u. a. 2006] RICHTER-MENGE, J. ; OVERLAND, J. ; PROSHUTINSKY, A. ; ROMANOVSKY, V. ; BENGTSOON, L. ; L. BRIGHAM, M. D. ; GASCARD, J.C. ; GERLAND, S. ; GRAVERSEN, R. ; HAAS, C. ; KARCHER, M. ; KUHRY, P. ; MASLANIK, J. ; MELLING, H. ; MASLOWSKI, W. ; MORISON, J. ; PEROVICH, D. ; PRZYBYLAK, R. ; RACHOLD, V. ; RIGOR, I. ; SHIKLOMANOV, A. ; STROEVE, J. ; WALKER, D. ; WALSH, J.: State of the Arctic Report / NOAA OAR Special Report, NOAA/OAR/PMEL. Version: 2006. <http://hdl.handle.net/10013/epic.25952>. Seattle, WA, 2006. – Forschungsbericht. – 36 Seiten

- [Rogers u. McHugh 2002] ROGERS, J. ; MCHUGH, M.: On the separability of the North Atlantic oscillation and Arctic oscillation. In: *Climate Dynamics* 19 (2002), September, Nr. 7, S. 599 – 608
- [Rogers 1984] ROGERS, Jeffery C.: The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. In: *Monthly Weather Review* 112 (1984), 1999-2015. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0493%281984%29112%3C1999%3ATABTNA%3E2.0.CO%3B2>
- [Rogers 1997] ROGERS, Jeffrey C.: North Atlantic Storm Track Variability and Its Association to the North Atlantic Oscillation and Climate Variability of Northern Europe. In: *Journal of Climate* 10 (1997), 1635-1647. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%281997%29010%3C1635%3ANASTVA%3E2.0.CO%3B2>
- [Rogers u. Mosley-Thompson 1995] ROGERS, Jeffrey C. ; MOSLEY-THOMPSON, Ellen: Atlantic Arctic Cyclones and the Mild Siberian Winters of the 1980s. In: *Geophys. Res. Lett.* 22 (1995), 799-802. <http://dx.doi.org/10.1029/95GL00301>
- [Ruprecht u. a. 2002] RUPRECHT, E. ; SCHRÖDER, S. ; UBL, S.: On the relation between NAO and water vapour transport towards Europe. In: *Meteorologische Zeitschrift* 11 (2002), Nr. 6, 395-401. <http://dx.doi.org/10.1127/0941-2948/2002/0011-0395>
- [Schneidereit u. a. 2007] SCHNEIDEREIT, Andrea ; BLENDER, Richard ; FRAEDRICH, Klaus ; LUNKEIT, Frank: Icelandic climate and North Atlantic cyclones in ERA-40 reanalyses. In: *Meteorologische Zeitschrift* 16 (2007), Nr. 1, 17-23. <http://dx.doi.org/10.1127/0941-2948/2007/0187>
- [Schönwiese 2000] SCHÖNWIESE, C. D.: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. 3. Auflage. Gebrüder Borntraeger, 2000. – S. 172
- [Schubert u. a. 1998] SCHUBERT, M. ; PERLWITZ, J. ; BLENDER, R. ; FRAEDRICH, K. ; LUNKEIT, F.: North Atlantic cyclones in CO₂-induced warm climate simulations: frequency, intensity, and tracks. In: *Climate Dynamics* 14 (1998), Nr. 11, 827-838. <http://dx.doi.org/10.1007/s003820050258>
- [Serreze u. a. 1997] SERREZE, M. C. ; CARSE, F. ; BARRY, R. G. ; ROGERS, J. C.: Icelandic Low Cyclone Activity: Climatological Features, Linkages with the NAO, and Relationships with Recent Changes in the Northern Hemisphere Circulation. In: *Journal of Climate* 10 (1997), Nr. 3, 453-464. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%281997%29010%3C0453%3AILCAF%3E2.0.CO%3B2>
- [Serreze 1995] SERREZE, M.C.: Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic. In: *Atmosphere-ocean* 33 (1995), Nr. 1, S. 1–23
- [Serreze u. a. 1993] SERREZE, M.C. ; BOX, J. E. ; BARRY, R. G. ; WALSH, J. E.: Characteristics of Arctic synoptic activity, 1952 - 1989. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 51 (1993), Nr. 3-4, 147-164. <http://dx.doi.org/10.1007/BF01030491>

- [Simmonds u. Keay 2000] SIMMONDS, I. ; KEAY, K.: Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP-NCAR Reanalysis. In: *Journal of Climate* 13 (2000), 873-885. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282000%29013%3C0873%3AMSHECB%3E2.0.CO%3B2>
- [Simmonds 2000] SIMMONDS, Ian: Size Changes over the Life of Sea Level Cyclones in the NCEP Reanalysis. In: *Monthly Weather Review* 128 (2000), Nr. 12, 4118-4125. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0493%282000%29129%3C4118%3ASCOTL0%3E2.0.CO%3B2>
- [Simmons u. Gibson 2000] SIMMONS, A. J. ; GIBSON, J. K.: The ERA-40 Project Plan. In: *The ERA-40 Project Report Series* (2000), Nr. 1. <http://www.ecmwf.int/research/era/Project/Plan/>. – 63 Seiten
- [Sinclair 1994] SINCLAIR, Mark R.: An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. In: *Monthly Weather Review* 122 (1994), 2239-2256. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0493%281994%29122%3C2239%3AAOCCFT%3E2.0.CO%3B2>
- [Sinclair 1997] SINCLAIR, Mark R.: Objective Identification of Cyclones and Their Circulation Intensity, and Climatology. In: *Weather and Forecasting* 12 (1997), Nr. 3, 595-612. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0434%281997%29012%3C0595%3A0IOCAT%3E2.0.CO%3B2>
- [Skeie 2000] SKEIE, P.: Meridional flow variability over the Nordic Seas in the Arctic oscillation framework. In: *Geophysical Research Letters* 27 (2000), Nr. 16, 2569-2572. <http://dx.doi.org/10.1029/2000GL011529>
- [Stroeve u. Serreze 2007] STROEVE, M. M. Holland W. Meier T. S. J. ; SERREZE, M.: Arctic sea ice decline: Faster than forecast. In: *Geophys. Res. Lett.* 34 (2007). <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL029703>
- [Thompson u. Wallace 1998] THOMPSON, David W. J. ; WALLACE, John M.: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. In: *Geophysical Research Letters* 25 (1998), Nr. 9, 1297-1300. <http://dx.doi.org/10.1029/98GL00950>
- [Thompson u. Wallace 2000] THOMPSON, David W. J. ; WALLACE, John M.: Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. In: *Journal of Climate* 13 (2000), 1000-1016. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282000%29013%3C1000%3AAMITEC%3E2.0.CO%3B2>
- [Trenberth u. a. 2001] TRENBERTH, Kevin E. ; STEPANIAK, David P. ; HURRELL, James W. ; FIORINO, Michael: Quality of Reanalyses in the Tropics. In: *Journal of Climate* 14 (2001), Nr. 7, 1499-1510. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282001%29014%3C1499%3AQORITT%3E2.0.CO%3B2>
- [Tsukernik u. a. 2007] TSUKERNIK, Maria ; KINDIG, David N. ; SERREZE, Mark C.: Characteristics of winter cyclone activity in the northern North Atlantic: Insights from observations and regional modeling. In: *J. Geophys. Res.* 112 (2007), Nr. D03101, 1-9. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JD007184>

- [UCAR 2008] UCAR: CGD's Climate Analysis Section: Jim Hurrell, NAO-Index. Online, 2008. – Available online at <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.info.html>
- [Ulbrich u. Christoph 1999] ULBRICH, U. ; CHRISTOPH, M.: A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. In: *Climate Dynamics* 15 (1999), Nr. 7, 551-559. <http://dx.doi.org/10.1007/s003820050299>
- [Ulbrich u. a. 2009] ULBRICH, U. ; LECKEBUSCH, G. C. ; PINTO, J. G.: Extratropical cyclones in the present and future climate: a review. In: *Theoretical and Applied Climatology* 96 (2009), Nr. 1-2, 117-131. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-008-0083-8>
- [Uppala u. a. 2005] UPPALA, S.M. ; KALLBERG, P.W. ; SIMMONS, A.J. ; ANDRAE, U. ; COSTA BECHTOLD, V. da ; FIORINO, M. ; GIBSON, J.K. ; HASELER, J. ; HERNANDEZ, A. ; KELLY, G.A. ; LI, X. ; ONOGI, K. ; SAARINEN, S. ; SOKKA, N. ; ALLAN, R.P. ; ANDERSSON, E. ; ARPE, K. ; BALMASEDA, M.A. ; BELJAARS, A.C.M. ; BERG, L. van d. ; BIDLOT, J. ; BORMANN, N. ; CAIRES, S. ; CHEVALLIER, F. ; DETHOF, A. ; DRAGOSAVAC, M. ; FISHER, M. ; FUENTES, M. ; HAGEMANN, S. ; HOLM, E. ; HOSKINS, B.J. ; ISAKSEN, L. ; JANSSEN, P.A.E.M. ; JENNE, R. ; MCNALLY, A.P. ; MAHFOUF, J-F. ; MORCRETTE, J-J. ; RAYNER, N.A. ; SAUNDERS, R.W. ; SIMON, P. ; STERL, A. ; TRENBERTH, K.E. ; UNTCH, A. ; VASILJEVIC, D. ; VITERBO, P. ; WOOLLEN, J.: The ERA-40 re-analysis. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131 (2005), 2961-3012. <http://dx.doi.org/10.1256/qj.04.176>
- [van Bebbber 1891] VAN BEBBBER, W.J.: Die Zugstraßen der barometrischen Minima nach den Bahnenkarten der Deutsche Seewarte für den Zeitraum 1875-1890. In: *Meteorol Z* 8 (1891), S. 361–366
- [van Loon u. Rogers 1978] VAN LOON, Harry ; ROGERS, Jeffery C.: The Seesaw in Winter Temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description. In: *Monthly Weather Review* 106 (1978), 296-310. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0493%281978%29106%3C0296%3ATSIIWTB%3E2.0.CO%3B2>
- [Vinje 2001] VINJE, Torgny: Fram Strait Ice Fluxes and Atmospheric Circulation: 1950-2000. In: *Journal of Climate* 14 (2001), 3508-3517. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282001%29014%3C3508%3AFSIFAA%3E2.0.CO%3B2>
- [Walker 1925] WALKER, G. T.: Correlation in seasonal variations of weather - A further study of world weather. In: *Monthly Weather Review* 53 (1925), 252-254. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0493%281925%2953%3C252%3ACISVOW%3E2.0.CO%3B2>
- [Walker u. Bliss 1932] WALKER, G. T. ; BLISS, E. W.: World Weather V. In: *Memoirs of the Royal Meteorological Society* 4 (1932), Nr. 36, 53-84. <http://www.rmets.org/pdf/ww5.pdf>

- [Wallace u. Gutzler 1981] WALLACE, J. M. ; GUTZLER, D. S.: Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. In: *Monthly Weather Review* 109 (1981), 784-812. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0493%281981%29109%3C0784%3ATITGHF%3E2.0.CO%3B2>
- [Wallace u. Thompson 2002] WALLACE, J. M. ; THOMPSON, D. W.: The Pacific Center of Action of the Northern Hemisphere Annular Mode: Real or Artifact? In: *Journal of Climate* 15 (2002), 1987-1991. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282002%29015%3C1987%3ATPCOA0%3E2.0.CO%3B2>
- [Wallace 2000] WALLACE, John M.: North Atlantic oscillation / annular mode: Two paradigms - one phenomenon. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 126 (2000), 791-805. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49712656402>
- [Wernli u. Schwierz 2006] WERNLI, H. ; SCHWIERZ, C.: Surface Cyclones in the ERA-40 Dataset (1958-2001) Part I: Novel Identification Method and Global Climatology. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 63 (2006), 2486-2507. <http://dx.doi.org/10.1175%2FJAS3766.1>
- [Wu u. a. 2006] WU, B. ; WANG, J. ; WALSH, J.E.: Dipole Anomaly in the Winter Arctic Atmosphere and Its Association with Sea Ice Motion. In: *Journal of Climate* 19 (2006), 210-225. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3619.1>
- [Wu u. a. 2004] WU, B. ; WANG, Jia ; WALSH, John: Possible Feedback of Winter Sea Ice in the Greenland and Barents Seas on the Local Atmosphere. In: *Monthly Weather Review* 132 (2004), 1868-1876. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0493%282004%29132%3C1868%3APFOWSI%3E2.0.CO%3B2>
- [Zhang u. a. 2004] ZHANG, X.D. ; WALSH, J.E. ; ZHANG, J. ; BHATT, U.S. ; IKEDA, M.: Climatology and Interannual Variability of Arctic Cyclone Activity: 1948-2002. In: *Journal of Climate* 17 (2004), 2300-2317. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282004%29017%3C2300%3ACAIV0A%3E2.0.CO%3B2>
- [Zhang u. a. 2008] ZHANG, Xiangdong ; SORTEBERG, Asgeir ; ZHANG, Jing ; GERDES, Rüdiger ; COMISO, Josefino C.: Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. In: *Geophys. Res. Lett.* 35 (2008), L22701. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL035607>
- [Zolina u. Gulev 2002] ZOLINA, O. ; GULEV, S.K.: Improving the Accuracy of Mapping Cyclone Numbers and Frequencies. In: *Monthly Weather Review* 130 (2002), Nr. 3, 748-759. <http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0493%282002%29130%3C0748%3AITA0MC%3E2.0.CO%3B2>

Abkürzungen

Dies ist eine Liste aller Abkürzungen, offizielle und selbst definierte, die in dieser Arbeit verwendet wurden.

AO	Arktische Oszillation
BSO	Barentssee Oszillation
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
D, J, F	Dezember, Januar, Februar (Wintermonate)
DJF	Winter
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage, EZMW)
EASE	Equal-Area Scalable Earth
EOF	Empirische Orthogonalfunktion
ERA	European Re-Analysis
IABP	International Arctic Buoy Programme
IFS	Integrated Forecasting System
ILD	Island-Lofoten-Druckdifferenz (S. 65)
NAO	nordatlantische Oszillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
SFB	Sonderforschungsbereich
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
T106	Truncation (Rundung, Abbruch) bei Wellenzahl 106

Danksagungen

Ich danke allen, die mich durch anregende Diskussionen, hilfreiche Anmerkungen, aufmunternde Worte oder kritische Fragen bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt haben.

Mein besonderer Dank gilt:

- Prof. Burghard Brümmer, meinem Betreuer und Erstgutachter,
- Prof. Felix Ament, meinem Zweitgutachter,
- Dr. Richard Blender, der das Zyklonenverfolgungsprogramm zur Verfügung gestellt hat,
- Prof. Lars Kaleschke für die Unterstützung bei der Suche nach geeigneten Meereisdaten,
- Dr. Frank Lunkeit für die Unterstützung bei statistischen Fragen,
- den Mitarbeitern des ECMWF, NSIDC, DKRZ, CERA, sowie der Bibliothek des ZMAW, die Daten und Informationen verfügbar gemacht haben,
- den Korrekturlesern Arne Kriegsmann, Christian Wetzel, Dr. Georg Hooss, Michael Glodek und Dr. Verena Figge,
- allen gegenwärtigen und ehemaligen Kollegen der Arbeitsgruppe von Prof. Brümmer und des SFB 512 für die angenehme Zusammenarbeit, insbesondere Dr. Gerd Müller, Dr. David Schröder, Dr. Amelie Kirchgässner, Dr. Andrea Lammert, Michael Haller, Ingo Lange, Michael Offermann, Werner Biselli und Dr. Simon Blessing,
- ganz besonders meinem Mann Magnus Bornemann für seine großartige Unterstützung in allen Lebenslagen, ohne die ich diese Arbeit nicht hätte beenden können.

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 512 „Tiefdruckgebiete und Klimasystem des Nordatlantiks“ von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert.