Arktische Zyklonen und Meereisdrift während der DAMOCLES-Bojenexperimente 2007–2010

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg
vorgelegt von

Michael Haller

aus Malsch bei Karlsruhe

Hamburg

2011

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

Auf Grund der Gutachten von

Prof. Dr. Burghard Brümmer und Dr. Gerd Müller

Hamburg, den 4. Mai 2011

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge Leiter des Fachbereichs für Geowissenschaften

Abstract

Arctic cyclones have always had a great impact on the Arctic climate and have been the focus of research in the last hundred years. For over twenty years automatic tracking programs have been used for cyclone statistics in concordance with several reanalysis products. In this work Arctic cyclone statistics are presented for the ECMWF reanalysis data sets ERA-40 and ERA-Interim. Therefore, the automatic cyclone tracking program of Murray und Simmonds (1991a) is applied here. A total of 1700 000 cyclones have been detected in 52 years of data in the area north of 45° N. Further analyses have been made for the Arctic in the area north of 75° N. The cyclone activity in the Arctic can be divided in three regions. In the european-atlantic sector cyclones appear more often and more intense in the winter months. In contrast, minimum of activity is observed in the summer. In the canadian-pacific Arctic, the differences between winter and summer are less pronounced, but the cyclone activity in summer is greater than in winter. In the North Pole region, the differences between winter and summer are nearly non-existing.

In the context of the European Union (EU) project DAMOCLES, two buoy experiments have been conducted by the University of Hamburg in the central Arctic. The first experiment, (D07), took place in the central Arctic near the North Pole. 16 buoys were deployed in April 2007 and drifted towards the Fram Strait until January 2008. The second campaign, (D08), consisted of 9 buoys which have been deployed in the Canadian Arctic. Some of them drifted for over two years. The measurements of these experiments are presented and analysed with specific focus on the impact of cyclones on the Arctic sea ice. Case studies show a distinct influence of cyclones on the sea ice depending on the cyclone position, strength and on the seasons. Through the application of a simple analysis, the relationship between the ice drift and the wind shows a linear dependance with the drift accounting to approximately 1% of the wind speed. Analyses of the interpolated buoy data fields focus on the ice divergence, vorticity and deformation.

Model analyses of ECMWF, DWD and HIRLAM have been compared with the DAMOCLES buoy measurements. In the case of D07, comparisons of the time series and the spatial correlation of pressure have been made. Results showed good model skills in simulating the mean sea level pressure. Comparisons of buoy data in the case of D08 with ECMWF and HIRLAM analyses also showed comparability concerning the mean sea level pressure. Air and ice temperatures and relative humidity differed especially in the winter months. The simulated wind speed is too high in ECMWF but not in HIRLAM. The annual cycle of the wind speed is better presented in ECMWF than in HIRLAM.

Zusammenfassung

Arktische Zyklonen haben einen großen Einfluss auf das arktische Klimasystem. Seit Anfang des 20. Jahrhunderts wurden Zyklonen beobachtet und analysiert, mit zunehmendem Interesse auch in der Arktis. Seit den neunziger Jahren ist es auch möglich, mit automatischen Programmen Zyklonenstatistiken zu erstellen. Dafür wurden Reanalyse-Produkte benutzt, die seither ebenfalls entwickelt wurden. In dieser Arbeit werden Ergebnisse einer Zyklonenstatistik für die Arktis präsentiert. Benutzt wurden dafür die Reanalysen ERA-40 und ERA-Interim des ECMWF und das automatische Zyklonensuchprogramm nach Murray und Simmonds (1991a). Insgesamt 1700000 Zyklonendetektionen wurden damit für ein Gebiet nördlich von 45° N registriert. Weitere Analysen wurden für die zentrale Arktis nördlich von 75° N durchgeführt. Die zentrale Arktis kann dabei in drei Klassen eingeteilt werden. Der europäisch-atlantische Sektor wird in den Wintermonaten von vielen, häufig auch intensiven Zyklonen dominiert. Im Sommer dagegen nimmt die Anzahl sowie ihre Intensität deutlich ab. Im kanadisch-pazifischen Sektor dagegen ist der Jahresgang erheblich geringer mit mehr und intensiveren Zyklonen im Sommerhalbjahr. In der Nordpolregion sind Unterschiede im Jahresgang fast nicht erkennbar. Diese Region stellt also eine Übergangszone dar.

Im Rahmen des EU-Projektes DAMOCLES wurden von der Universität Hamburg zwei Bojenexperimente in der zentralen Arktis durchgeführt. Das erste Experiment (D07) startete im April 2007 und dauerte bis Januar 2008. 16 Bojen des Typs CALIB wurden rund um das Forschungsschiff Tara in der Nähe des Nordpols ausgesetzt. Das zweite Experiment (D08) fand in den Jahren 2008 bis 2010 statt. 9 Bojen des Typs PAWS wurden im April und September 2008 installiert. Das Experiment endete im August 2010.

In dieser Arbeit werden Ergebnisse der Messungen gezeigt und bezüglich des dynamischen Einflusses der Atmosphäre auf das arktische Meereis untersucht. Fallstudien zeigen einen deutlichen Einfluss von Zyklonen auf das Meereis. Dieser hängt ab von der Position und der Stärke der Zyklonen sowie von der Jahreszeit. Das Verhältnis von Drift zu Wind zeigt im vereinfachten Fall der freien Drift einen linearen Zusammenhang. Die Driftgeschwindigkeit beträgt im Mittel etwa 1% der Windgeschwindigkeit. Weitere Analysen aus interpolierten Bojenfeldern zeigen den Einfluss einer Frontpassage eines Tiefs auf die Werte der Divergenz, Vorticity und Deformation des Eises.

Für Vergleiche von Bojenmessungen mit Modellanalysen standen Daten des ECMWF, des DWD und des HIRLAM zur Verfügung. Bei der Auswertung der Vergleiche des ersten Bojenexperimentes wurden nur die Bodendruckdaten verwendet. Weiterhin werden Ergebnisse der räumlichen Korrelation des Bodendrucks zwischen Bojen- und ECMWF-Modellwerten gezeigt. Für das zweite Bojenexperiment D08 werden Vergleiche des Bodendrucks, der Luft- und Eistemperatur, der relativen Feuchte und der Windgeschwindigkeit mit den Modellanalysen von ECMWF und HIRLAM präsentiert.

Die Vergleiche des Bodendrucks zeigen bei beiden Experimenten gute Ergebnisse mit hohen Korrelationen. Größere Abweichungen zwischen Bojen- und Modellwerten ergeben sich für die Temperaturen und die Luftfeuchte besonders in den Wintermonaten. Das ECMWF simuliert den Jahresgang der Windgeschwindigkeiten besser nach als HIRLAM, liefert aber deutlich höhere Geschwindigkeiten als die Bojendaten und als HIRLAM.

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung							
2	Eine Zyklonenstatistik für die Arktis							
	2.1	Das D	Oetektionsverfahren zur Zyklonenanalyse	. 13				
		2.1.1	Detektion der Zyklonen					
		2.1.2	Tracking der Zyklonen	. 18				
	2.2	Progra	ammeinstellungen und verwendete Datensätze	. 22				
		2.2.1	Einstellungen der Programm-Parameter	. 22				
		2.2.2	Der Reanalyse-Datensatz ERA-40	. 23				
		2.2.3	Der Reanalyse-Datensatz ERA-Interim	. 23				
	2.3	Vergleich der Zyklonenanalysen in ERA-40 und ERA-Interim 2						
	2.4	4 Zyklonenstatistik für den Zeitraum von 1958 bis 2009						
		2.4.1	Gesamtmittel	. 34				
		2.4.2	Mittlerer Jahresgang	. 39				
		2.4.3	Zeitliche Variabilität	. 44				
		2.4.4	Regionale Unterteilung der Region nördlich von 75° N	. 52				
	2.5	Disku	ssion der Ergebnisse	. 57				
3	Die	Die DAMOCLES-Bojenexperimente						
	3.1	Das D	AMOCLES-Bojenexperiment 2007 (D07)	. 67				
		3.1.1	Zeitreihen des Drucks					
		3.1.2	Zeitreihen der Temperatur	. 74				
		3.1.3	Zeitreihen der Eisdrift	. 75				
	3.2	Das D	AMOCLES-Bojenexperiment 2008-2010 (D08)	. 79				
		3.2.1	Die Bojenmessungen	. 88				
		3.2.2	Bojendriften	. 94				
4	Ein	Einfluss der Atmosphäre auf das Meereis 9'						
	4.1	Physil	kalische Grundlagen	. 97				
	4.2	Analy	sen der Eisdrift	. 100				
		4.2.1	Häufigkeitsverteilungen der Eisdrift					
		4.2.2	Weglängen der Drifttrajektorien in Abhängigkeit von der					
			zeitlichen Auflösung	. 107				
	4.3	Analy	sen des Verhältnisses Drift zu Wind					
		$4.3.1^{\circ}$	Der geostrophische Windfaktor					
		4.3.2	Winkel zwischen Eisdrift und geostrophischem Wind					

		4.3.3	Verhältnis Bojendrift zu gemessenem Wind		116				
		4.3.4	Kreuzkorrelation von Drift und gemessenem Wind		119				
	4.4 Fallstudien zum Einfluss von Zyklonen auf das arktische Meerei								
		4.4.1	1. Fallstudie		121				
		4.4.2	2. Fallstudie						
		4.4.3	3. Fallstudie		128				
	4.5	4.5 Divergenz, Vorticity und Deformation des arktischen Meer							
		4.5.1	Berechnung der Divergenz, Vorticity und Deformation		131				
			4.5.1.1 Divergenz		131				
			4.5.1.2 Vorticity		132				
			4.5.1.3 Deformation						
		4.5.2	Fallbeispiel: Frontdurchgang am 12. Mai 2007						
	4.6	Diskussion der Ergebnisse							
5	Vergleiche von Modellanalysen mit Bojendaten 151								
	5.1	_	odellanalysen von ECMWF, DWD und HIRLAM		152				
		5.1.1	Die ECMWF-Analysen						
		5.1.2	Die DWD-Analysen						
		5.1.3	Die HIRLAM-Analysen						
	5.2 Vergleiche der Modellanalysen								
		$ mit \ D07\text{-Bojendaten} \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots $			153				
	5.3		iche der Modellanalysen						
		mit D	08-Bojendaten		160				
	5.4	Diskus	ssion der Ergebnisse		171				
6	Zus	ammer	nfassung und Schlussfolgerungen		175				
\mathbf{Li}	Literaturverzeichnis								
Abbildungsverzeichnis									
D	Danksagung								

"Meile für Meile, Grad für Grad hat man sich mit Aufbietung aller Kräfte vorwärts geschlichen. Langsam tagt es; aber noch befinden wir uns nur im Morgengrauen, und Finsternis schwebt immer noch über großen, öden Strecken dort oben am Pol."

aus: "In Nacht und Eis: Die Polarexpedition 1893–1896", Fridtjof Nansen, 1897, S. 9

Kapitel 1

Einführung

Das Gebiet der Arktis ist besonders von einem sich veränderndem Klima betroffen. Die Anzeichen für einen Klimawandel sind hier seit längerem feststellbar - wohingegen die Folgen der Erderwärmung in anderen Gebieten der Erde langsamer sichtund erfahrbar werden. Seit Mitte der 90er Jahre des letzten Jahrhunderts nimmt die Eisausdehnung am Nordpol beständig ab (siehe Abb. 1.1). Bei Lindsay et al. (2009) wird das Jahr 1987 als Startjahr des negativen Trends genannt. Neueste Studien des Goddard Institute for Space Studies (GISS, 2008) belegen außerdem, dass nirgends auf der Welt die Temperaturen in den letzen 10 Jahren so gestiegen sind wie in der Arktis. Im Jahr 2007 lag die mittlere Jahrestemperatur in weiten Gebieten der Arktis um 4K über dem langjährigen Mittel (siehe Abb. 1.2).

Besonders im öffentlichen Fokus stand in den letzten drei Jahren der dramatische Rückgang des arktischen Meereises mit einem Rekordminimum der Meereisausdehnung von 4 Mio km² im September 2007. Klimaszenarien des Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC) erwarteten diesen Rückgang erst in 10 bis 15 Jahren (WMO, 2007). In den Jahren 2008 und 2009 lag der Betrag der Meereisausdehnung nur wenig über dem Minimum des Rekordjahres 2007.

Der Anteil an mehrjährigem Eis betrug sogar noch weniger, was bedeuten könnte, dass das Meereisvolumen weiter abgenommen hat. Umfassende Untersuchungen zu diesen Entwicklungen sind bislang selten, da insbesondere die Messung der Eisdicke sehr schwierig ist. Möglichkeiten der Messungen der Eisdicke gibt es durch Fernerkundungsverfahren (Kwok et al., 2004b), Sonare an Bord von U-Booten (Wadhams et al., 1991) oder autonome sogenannte Ice mass balance stations (IMB) (Richter-Menge et al., 2006). Obwohl viele verschiedene Forschungsprojekte und Expeditionen in den letzten hundert Jahren wichtige Erkenntnisse über das Klimasystem Arktis in Erfahrung bringen konnten, sind die Ursachen und Auswirkungen des Meereisrückgangs noch nicht vollständig erforscht und verstanden.

Northern Hemisphere Sea Ice Anomaly Anomaly from 1979-2008 mean (Example 1) (Example 2) (Example 2) (Example 2) (Example 3) (Example 4) (Exam

Abbildung 1.1: Zeitreihe der Anomalie der Meereisausdehnung in der Arktis 1979-2010, erstellt von der University of Illinois in Urbana-Champaign (UIUC, 2010).

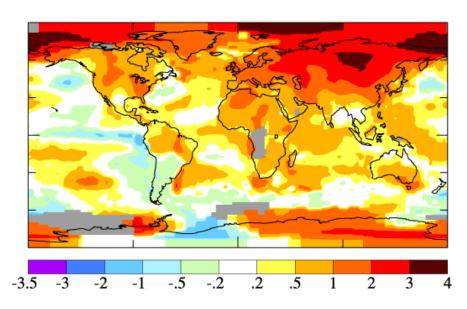


Abbildung 1.2: Analyse der globalen Lufttemperaturanomalien 2007 vom langjährigen Mittel 1951-1980 in K (GISS, 2008). Siehe dazu auch Stroeve et al. (2007).

Im Rahmen des Forschungsprojektes "DAMOCLES" (Developing Arctic Modeling and Observing Capabilities for Long-term Environmental Studies) der Europäischen Union (EU) wurden von 2005 bis 2009 verschiedene Forschungsarbeiten, Experimente und Expeditionen zur Beobachtung, Quantifizierung und Analyse des

Klimawandels in der Arktis durchgeführt. Eine dieser Expeditionen wurde unter französischer Führung vom Jahr 2006 bis Anfang des Jahres 2008 mit dem Segelschiff "Tara" in der zentralen Arktis unternommen. Eingeschlossen im Eis driftete das Segelschiff mit seiner Besatzung vom Eisrand an der sibirischen Küste bis in die Framstraße. Es benötigte für diese Strecke 15 Monate, und war damit dreimal so schnell wie erwartet (Gascard et al., 2008). Vor über 100 Jahren wurde eine ähnliche Expedition durchgeführt, auch damals mit einem Segelschiff namens "Fram". Der berühmte Polarforscher Fridtjof Nansen (1861–1930) benötigte allerdings mit der "Fram" für eine ähnliche Driftroute ganze drei Jahre (siehe Abb. 1.3).

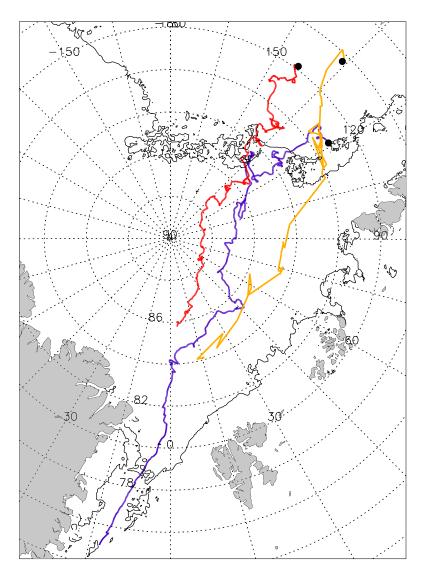


Abbildung 1.3: Trajektorien der Drift der beiden Expeditionsschiffe "Fram" (1894-96, in gelb), "Tara" (2006-07, in rot) und der DAMOCLES-Boje I (2008-2010, in blau). Rekordminimum der Eisdehnung aus dem Jahr 2007 (10. September 2007, in schwarz).

Im Jahr 2008 wurde wiederum eine denkwürdige Expedition durchgeführt. Dem deutschen Forschungsschiff "Polarstern" gelang es als erstem Schiff überhaupt, in einem Sommer sowohl die Nordwest- als auch die Nordostpassage zu durchfahren.

Beide Passagen waren im Sommer 2008 zum ersten Mal gleichzeitig eisfrei und auch für normale Schiffe passierbar. Schon wird in der Schifffahrtsbranche über alternative Routen vom Atlantik zum Pazifik nachgedacht. Über die Nordostpassage würde sich der Seeweg zum Beispiel von Europa nach Asien deutlich verkürzen. Hinzu käme, dass man nicht mehr auf die Durchfahrung des Suezkanals angewiesen wäre und die gefährlichen Seegebiete am Horn von Afrika meiden könnte. Einzelne Frachtschiffe haben bereits die Route erfolgreich absolviert.

Ein weiterer wirtschaftlicher Aspekt, der in Zusammenhang mit dem abschmelzenden arktischen Meereises steht, ist das zunehmende Interesse der Arktis-Anrainerstaaten an den dort vermuteten riesigen Rohstoffvorkommen. Vor allem Erdöl, Erdgas und Kohle werden in absehbarer Zeit erschließbar sein (Serreze und Stroeve, 2008). Im Gegensatz zum Südpol und der dortigen abschließenden Regelung durch den Antarktis-Vertrag von 1961 sind die Ansprüche der Staaten in der Arktis nicht vollends geklärt.

Einige Gebiete werden von zwei oder sogar drei Staaten beansprucht, was diese dazu veranlasst, ihre militärische Präsenz in der Arktis zu verstärken - und zunehmend Schwierigkeiten bei der Planung von wissenschaftlichen Expeditionen verursacht (Serreze und Stroeve, 2008).

Noch wird jedoch in der Wissenschaft darüber diskutiert, in wie vielen Jahren die Arktis im Sommer vollständig eisfrei sein wird. Alles hängt davon ab, ob die letzten vergangenen Jahre nur Extremfälle waren oder ob sich der Trend fortsetzen wird. Ebenso ist es von großer Bedeutung, welche Anstrengungen die Weltgemeinschaft unternimmt, um den weltweiten Temperaturanstieg abzuschwächen (WMO, 2007). Dabei sind besonders die Industrienationen gefragt, eine Vorreiterrolle einzunehmen. Dabei hat sich beim Klimagipfel von Kopenhagen im Jahr 2009 gezeigt, dass die Industrienationen untereinander sehr uneins über die nötigen Schritte sind.

Das Klimasystem Arktis ist ein wichtiger Teil des globalen Klimas. Infolge der unterschiedlichen, vom Breitengrad abhängigen Sonneneinstrahlung werden äquatornahe Gebiete stärker erwärmt als die Polargebiete. Zusätzlich zu der geographischen Lage der Pole sorgt die hohe Albedo der Schnee- bzw. Eisoberflächen für eine stärkere Reflexion der Sonnenstrahlung, während im Infrarotbereich Schnee- oberflächen fast wie ein schwarzer Körper wirken. Daher sind die Polargebiete eine Energiesenke, die die Advektion von großen Energiemengen in Richtung der Pole bedingt. Das Energiebudget der polaren Atmosphäre kann beschrieben werden durch

$$\frac{dE}{dt} = F_{RAD} + F_{WALL} + F_{SFC},\tag{1.1}$$

wobei dE/dt die zeitliche Änderung des Energieinhalts E ist, mit dem Strahlungsfluss F_{RAD} , dem horizontalen Energietransport F_{WALL} durch eine gedachte vertikale Wand z. B. am 70. Breitengrad und dem Energiefluss F_{SFC} von der Erdoberfläche in die Atmosphäre (siehe Abb. 1.4). Nakamura und Oort (1988) fanden heraus, dass wandernde Tiefdruckgebiete (sog. "Zyklonen", im englischen auch "Transient Eddies" genannt) etwa einen Anteil von 50 % am meridionalen Energie-Transport F_{WALL} haben und daher ein wichtiges Element im Energiehaushalt der

Polargebiete sind. Die andere Hälfte des Transports wird von stationären Systemen ("Stationary Eddies") und von der mittleren meridionalen Strömung ("Mean Meridional Circulation") übernommen. Wie bereits schon länger bekannt (z. B. Wiese (1924); Serreze und Barry (2005)), gibt es drei Haupt-Zuggebiete von Zyklonen in die höheren Breiten: vom Nordatlantik über die Norwegen-See in die Arktis, im Bereich der Bering-Straße und über den Nordkanadischen Archipel (siehe dazu Abb. 1.5). Die meisten Zyklonen ziehen durch den europäischen Sektor in die Arktis.

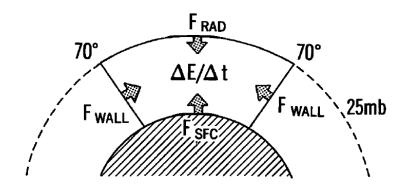


Abbildung 1.4: Schema des Energie-Budgets der Polargebiete mit der Nettostrahlung F_{RAD} , dem vom Erdboden aufwärtsgerichteten Energiefluss F_{SFC} und dem polwärts gerichteten Energietransport F_{WALL} über eine gedachte Grenze am 70. Breitengrad (Nakamura und Oort, 1988).

Zyklonen haben einen großen dynamischen Einfluss auf das arktische Klima. Viele von ihnen bilden sich entlang der Polarfront durch barokline Instabilitäten und verstärken sich durch ein Zusammenspiel von warmen und kalten Ozeanströmungen sowie subtropischen und polaren Luftmassen. Manche vertiefen sich sogar "explosionsartig" bei besonders großen Temperaturgradienten (Sanders und Gyakum, 1980). Vom Bereich der Polarfront, die sich meist zwischen dem 45. und 60. Breitengrad befindet, ziehen viele der Zyklonen unter stetiger Abschwächung nach Norden in die Arktis, während die anderen in der Westwindzone verbleiben. Diese Achsen hoher zyklonaler Aktivität werden auch "Stormtracks" genannt (Whittaker und Horn, 1984; Murray und Simmonds, 1995). Die Hauptaktionszentren der Zyklonen im Nordatlantik und Nordpazifik werden abgeleitet durch ihre geographische Lage als Islandtief bzw. Aleutentief bezeichnet. Klar erkennbar sind beide Zentren z. B. im mittleren Bodendruckfeld des nordhemisphärischen Winters (Jahnke-Bornemann, 2010). Besonders im nordhemisphärischen Winter ziehen viele der Zyklonen in den Bereich nördlich von 70° N, erreichen den Eisrand und lösen sich über dem arktischen Meereis auf. Im Sommer bilden sich viele, aber eher schwache Tiefdruckgebiete in der Arktis, während - anders als im Winter - weniger Zyklonen von Süden her in die Arktis ziehen (Serreze und Barrett, 2007).

Durch den höheren Druckgradienten in dem sie umgebenden Bodendruckfeld verursachen Zyklonen einen höheren Windschub auf das Meereis. Neben dem Windschub und dem Schub, der vom Ozean ausgeübt wird, wirken auf das Meereis außerdem

noch die auf der Nordhalbkugel rechtsdrehende Corioliskraft und interne Kräfte im Eis. Auf kleinen Zeitskalen ist der Windschub dominant und sorgt dafür, dass das Meereis auseinandergerissen, zusammengeschoben oder deformiert wird. Dadurch entstehen entweder offene Rinnen ("leads") oder Presseisrücken ("ridges") im Eis. In den offenen Rinnen wird im Winter Neueis gebildet. Dabei wird beim Gefrieren das Salz ausgefällt und so stark salzhaltiges (und damit relativ schweres) Meerwasser gebildet, das als Tiefenwasser die Ozeanzirkulation auf großen Skalen antreibt. In diesen Rinnen wird auch vom Ozean viel Energie durch den starken Temperaturkontrast an die Atmosphäre abgegeben, was oft durch Seerauch sichtbar wird und eine signifikante Erhöhung der bodennahen Temperaturen im Bereich der offenen Stellen bewirkt (Lüpkes et al., 2008). Auch an den Rändern der arktischen Meereisfläche in der sogenannten marginalen Eisrandzone haben Zyklonen einen großen Einfluss auf das Eis, da interne Kräfte im Eis dort gering sind. Daher spielt die Lage der Zugbahn relativ zum Eisrand eine wichtige Rolle, wie für die Framstraßenregion untersucht wurde (Brümmer et al., 2001; Affeld, 2003; Dierer und Schlünzen, 2005; Schröder, 2005; Brümmer et al., 2008). Dort ist auch festzustellen, dass die Variation der Eisflussmenge durch die Framstraße nicht nur durch Zyklonen, sondern auch zu einem großen Teil von den herrschenden großräumigen atmosphärischen Zirkulationsbedingungen abhängt (Vinje, 2001; Jahnke-Bornemann und Brümmer, 2009).

Da sich der Rückgang des arktischen Meereises in den letzten Jahren dramatisch verstärkt hat, wird vermehrt daran geforscht, welche Ursachen denkbar sind. Wird dieser Schwund weiterhin anhalten? Warum konnten bisherige Modelle diesen Prozess nicht simulieren und können aktuelle Modelle dies nun leisten (Stroeve et al., 2007)?

Auch das EU-Projekt DAMOCLES widmet sich diesen Fragestellungen in seinen einzelnen Arbeitsbereichen ("Work packages"). Vor allem liegt das Interesse darin, mehr über die wechselseitigen Einflüsse zwischen der Atmosphäre, dem Meereis und dem Ozean zu erfahren. Als Mitglied des Arbeitsbereichs "Atmosphäre" in DAMOCLES führte die Universität Hamburg zwei Bojendriftexperimente in der zentralen Arktis durch. Das erste Experiment begann im April 2007, dauerte bis Januar 2008 und bestand aus einem Bojenfeld mit 16 Bojen, das in Nordpolnähe errichtet wurde. Das zweite Experiment startete im April 2008 und dauerte bis August 2010 mit dem Einsatz von neun Bojen. Die Analyse dieser Messungen sind ein bedeutender Teil dieser Arbeit.

Da Zyklonen einen wesentlichen Einfluss auf das arktische Klimasystem haben, soll in dieser Arbeit ein Beitrag zum gesamten Forschungsvorhaben im Arbeitsbereich 2 (Atmosphäre) von DAMOCLES geleistet werden. Im ersten Schritt werden Zyklonen in Hinsicht ihrer Häufigkeiten und Eigenschaften mit Hilfe von Reanalysedaten untersucht. Im zweiten Schritt werden die Einflüsse von Zyklonen auf das Meereis mit Hilfe der Bojendaten genauer untersucht.

Haben sich in den letzten Jahren in der Arktis mehr Zyklonen gebildet? Wenn ja, welche Auswirkungen hat das auf das Meereis?

Im Falle einer höheren Aktivität der Zyklonen über dem sommerlichen, schmel-

zenden arktischen Meereis werden mehr Rinnen im Eis geöffnet, so dass der Ozean darunter durch die sommerliche Einstrahlung erwärmt wird. Zusammen mit den vielen Schmelztümpeln, die sich im Sommer auf dem Eis bilden, entstehen so große Flächen in der Arktis, deren Albedo deutlich geringer ist als die von reinem Meereis. Dadurch wird der Schmelzprozess an der Eisoberfläche verstärkt. Auch an der Unterseite des Eises am Rande von offenen Rinnen kann ein stärkerer Schmelzprozess durch das wärmere Ozeanwasser einsetzen (Perovich et al., 2008). Ebenso wird durch mitgeführte Sedimente im Eis die Albedo des Eises verringert, was ebenfalls zu verstärktem Schmelzen führt. Daher ist auch die Kenntnis über den Sedimentgehalt im Eis wichtig für die Erforschung des arktischen Meereises. Dieser wird durch Satellitenmessungen ermittelt (Huck et al., 2007).

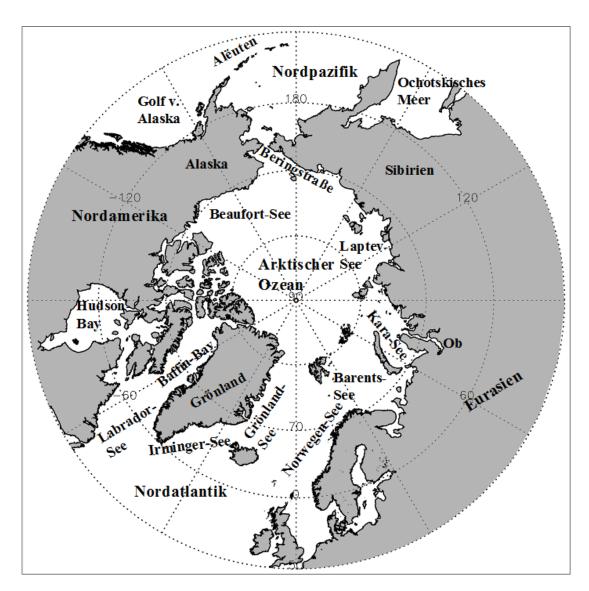


Abbildung 1.5: Geographische Karte der Nordhalbkugel >50°N.

Wenn sich solche Prozesse verstärkt haben sollten, stellt sich die Frage, ob dadurch das Eis tendenziell schneller driftet, wie durch die beiden oben beschriebenen

Forschungsexpeditionen (siehe Abb. 1.3) angedeutet ist. Im Jahr 2007 zeigte sich, dass die atmosphärische Zirkulation neben anderen Faktoren eine Verstärkung der transpolaren Drift bewirkte (Ogi und Wallace, 2007; Ogi et al., 2008). Schon in früheren Jahren wurde ein Zusammenhang zwischen Zyklonenaktivität und Reduktion der Eiskonzentration erkannt, z. B. für das Jahr 2002 (Serreze et al., 2003). Wie sich bei dem Bojenexperiment 2007 zeigte, haben oftmals auch nur einzelne, aber starke Zyklonen einen erheblichen Einfluss auf das Eis in einem weiten Umkreis (siehe dazu Kap. 4.4).

Darüberhinaus haben Satellitenauswertungen ergeben, dass der Anteil an mehrjährigem Eis ("Multi-year ice", MYI) in den letzten Jahren zurückgegangen ist und im Jahr 2005 einen Tiefpunkt erreichte (Comiso et al., 2008; Nghiem et al., 2007). Dieser Rückgang könnte zusätzlich durch eine beschleunigte transpolare Eisdrift verursacht sein. Durch die Framstraße in den offenen Atlantik abtransportiertes mehrjähriges Eis kann so nur durch einjähriges Eis ersetzt werden, das sich im darauffolgenden Winter bildet, aber weniger mächtig ist und daher potentiell im nachfolgenden Sommer ganz abschmilzt. So begünstigt ein Rückgang von mehrjährigem Eis auch den Rückgang der Meereisausdehnung (Lindsay und Zhang, 2005; Comiso et al., 2008).

In dieser Arbeit sollen die Häufigkeiten und Eigenschaften arktischer Zyklonen genauer untersucht werden. Dazu werden Reanalysen der letzten 50 Jahre verwendet, um die Variabilität und mögliche Trends der verschiedenen Zyklonen-Parameter wie Anzahl, Kerndruck, Stärke und Ausdehnung zu erfassen. Untersucht werden die Zyklonen ab 45° N, die arktischen Zyklonen ab 75° N und die Zyklonen in einzelnen Regionen der zentralen Arktis.

Ein weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit ist die Untersuchung des Einflusses der arktischen Zyklonen auf das driftende Meereis. Dieser wird auf vielfältige Weise mit Hilfe von Bojendaten aus zwei von der Universität Hamburg durchgeführten Experimenten analysiert. Neben der Analyse des Verhältnisses von Drift zu Wind, auch Windfaktor genannt, wird auch die Mäandrierung der Bojentrajektorien und in einzelnen Fallstudien der dynamische (und thermodynamische) Einfluss von Zyklonen untersucht.

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in vier Hauptkapitel. Zunächst wird im Kapitel 2 eine Zyklonenstatistik präsentiert, die mit einem automatischen Tracking-Verfahren erarbeitet wurde. Dabei liegt der Schwerpunkt der Statistik auf der Arktis ab 75° N. Sie umfasst die letzten 50 Jahre und verarbeitet Reanalyseprodukte des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW). Kapitel 3 beschreibt die beiden Bojenexperimente, die vom Meteorologischen Institut der Universität Hamburg im Rahmen des DAMOCLES-Forschungsprojektes durchgeführt wurden. Im darauffolgenden Kapitel 4 werden mit Hilfe der in Kapitel 3 beschriebenen Bojendaten die Einflüsse der Atmosphäre auf das Meereis unter verschiedenen Gesichtspunkten untersucht. Im letzten Kapitel werden die Bojendaten zur Beurteilung der Güte ausgewählter operationeller Wettermodellen in der Arktis benutzt.

"Das Barometer war stetig und tief gefallen, stieg dann wieder und steht jetzt auf 726 Millimeter. Das Thermometer beschreibt wie gewöhnlich die umgekehrte Kurve; es stieg stetig, bis es nachmittags auf -21.3°C stand, jetzt fällt es, obwohl sich der Wind nicht gedreht hat. Er hat uns sicher ein tüchtiges Stück nach Norden versetzt, ganz gewiß weit über 83° N hinaus."

aus: "In Nacht und Eis: Die Polarexpedition 1893–1896", Fridtjof Nansen, 1897, S. 154

Kapitel 2

Eine Zyklonenstatistik für die Arktis

In diesem Kapitel werden Bodendruckfelder aus Reanalysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) mit Hilfe eines automatischen Verfahrens zur Suche und Analyse von Zyklonen verwendet. Aus den Ergebnissen der Suche wurde eine Zyklonenstatistik für arktische Zyklonen im Zeitraum von 1958 bis 2009 erstellt. Im Folgenden wird das benutzte Verfahren näher erläutert.

2.1 Das Detektionsverfahren zur Zyklonenanalyse

Das in der vorliegenden Arbeit verwendete Verfahren zur Zyklonenanalyse wurde von Murray und Simmonds (1991a) entwickelt. Es ist ein automatisches Programm für die Suche und Verfolgung von Zyklonen in Luftdruckfeldern z. B. von operationellen Wettermodellen. Bereits Köppen (1888) erarbeitete anhand von synoptischen Wetterkarten eine Klimatologie von Zyklonen und fand ein bevorzugtes Auftreten von Zyklonen im Nordatlantik. Wiese (1924) erstellte eine Analyse von Tiefdruckgebieten in Teilen der Arktis, basierend auf den Luftdruckverteilungen und den Eisverhältnissen in der Barents-See und Grönland-See. In den 50er Jahren des letzten Jahrhunderts gelangte man zu der Erkenntnis, dass auch die zentrale Arktis von Zyklonen geprägt ist und nicht von dauerhaften antizyklonalen Bedingungen beherrscht wird. Keegan (1958) bewertete das Verhältnis von Zyklonen zu Antizyklonen mit 2:1. Basis für diese Studie waren synoptische Karten vom "Täglichen Wetterbericht" des Deutschen Wetterdienstes (DWD) sowie Messungen der russischen Nordpolstationen. Seit den 60er Jahren sind zunehmend systematisch Forschungsarbeiten erstellt worden, die sich mit der Analyse von Tiefdruckgebieten beschäftigten.

Vor allem in den 80er Jahren wurden Arbeiten veröffentlicht, die sich mit den Eigenschaften von (arktischen) Zyklonen befassten. Roebber (1984) und Sanders und Gyakum (1980) untersuchten Zyklonen, die sich "explosionsartig" intensivieren und im Bereich der Stormtracks offensichtlich zusammen mit hohen Gradienten der Oberflächentemperatur auftreten. Die Stormtracks sind die Gebiete der mittleren Breiten, in denen sich die meisten Zyklonen bilden und unter Verstärkung nach Osten und Nordosten ziehen. Ein typisches Gebiet ist z. B. der Nordatlantik zwischen Neufundland und den Britischen Inseln. Nielson und Dole (1991) befassten

sich mit den räumlichen Dimensionen von Zyklonen und definierten den Begriff des "Druckdefizits", während bereits Moore und Peltier (1987) den "cyclone scale" für Systeme mit einer Wellenlänge von 1000 km benutzen.

In den 80er Jahren wurden Verfahren entwickelt, die eine automatische Erfassung von Tiefdruckgebieten in digitalen Druckfeldern operationeller Modelle ermöglichten. Dadurch war erstmals auch die objektive Erfassung und Bewertung von Zyklonen über längere Zeiträume möglich. Den Anfang machte Rice (1982), es folgten Veröffentlichungen von Lambert (1988), LeTreut und Kalnay (1990), Ueno (1993), König et al. (1993), Serreze et al. (1993), Hodges (1994), Haak und Ulbrich (1996), Blender (1997), Sinclair (1994) und auch Murray und Simmonds (1991a).

Seither wurden die Verfahren weiter entwickelt, beispielsweise durch Serreze (1995), Murray und Simmonds (1995), Rogers (1997), Sinclair (1997), Simmonds et al. (1999), Hodges (1999), Blender und Schubert (2000), Sickmöller et al. (2000), Gulev et al. (2002), Hoskins und Hodges (2002), Zolina und Gulev (2002) und Zhang et al. (2004). Neuartige Ansätze zur Detektion von Tiefdruckgebieten wurden u. a. von Wernli und Schwierz (2006) und Benestad und Chen (2006) entwickelt. Keable et al. (2002) untersuchten statt der Zyklonen aus Bodendruckdaten Tröge im 500 hPa-Geopotentialfeld der südlichen Hemisphäre. Daneben wurden auch halbautomatische Verfahren verwendet, so z. B. von Affeld (2003) oder von Grigoriev et al. (2000) oder Gulev et al. (2002). Dazu wurden bei Affeld (2003) mit einem automatischen Verfahren Druckminima in Bodendruckfeldern gesucht. Die anschließende Verbindung von Zugbahnen erfolgte von Hand mit Hilfe ausgedruckter Bodendruckkarten. Bei Grigoriev et al. (2000) wurden die Zugbahnen ebenfalls von Hand am Computerbildschirm erstellt.

Hodges et al. (2003), Hanson et al. (2004), Trigo (2006) und Wang et al. (2006a) untersuchten die Unterschiede zwischen den ECMW-Reanalyen (ERA-40) und den Reanalyen des National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR). Löptien et al. (2008) verglichen heutige Zyklonenstatistiken mit Zukunftsszenarien und benutzten dafür zwei verschiedene Versionen des European Centre Hamburg Model (ECHAM). Ebenso untersuchten Schneidereit et al. (2010) in ERA-40 und in Zukunftsszenarien, erstellt mit ECHAM, die geometrischen Eigenschaften von Zyklonen. Ulbrich et al. (2009) präsentierten einen guten Überblick über die Forschung der letzten 20 Jahre zur automatischen Suche nach außertropischen Zyklonen.

2.1.1 Detektion der Zyklonen

Die meisten Zyklonen-Suchprogramme benutzen das Bodendruckfeld oder das 1000 hPa-Geopotentialfeld. Der Druckwert jedes Gitterpunkts wird dabei mit den umliegenden Gitterpunktswerten verglichen (z. B. Lambert (1988)). In manchen Arbeiten wurde dazu das Eingabefeld vor der Suche auf z. B. ein reguläres Gitter interpoliert (Murray und Simmonds, 1991a; Haak und Ulbrich, 1996). Hoskins und Hodges (2002) filterten die Eingangsdaten vor der Suche nach Zyklonen, um den Einfluss des Hintergrundfeldes zu eliminieren. Wird ein Druckminimum gefunden, so wird an der Position eine Detektion festgelegt und als Tiefdruckkern definiert. Dieser Ansatz wurde Ende der 80er Jahre für die automatische Erfassung

von Tiefdruckgebieten eingeführt und von nachfolgenden Arbeiten weiterentwickelt und verfeinert.

Die Anzahl der gefundenen Zyklonen steht in deutlichem Zusammenhang zur Auflösung der Eingangsdaten, wie Arbeiten von Blender und Schubert (2000); Zolina und Gulev (2002); Pinto et al. (2005) gezeigt haben. Sinclair (1997) fand heraus, dass lokales Glätten der Daten vor der Suche nach Zyklonen ebenfalls einen großen Einfluss auf die Ergebnisse hat.

Eine weitere Möglichkeit der Suche nach Zyklonen ist, nach Maxima der Vorticity in unteren Schichten der Atmosphäre zu suchen. Hodges (1994) benutzte hierfür Felder der 850 hPa-Vorticity. Allerdings zeigte sich, dass Vorticityfelder mehr kleinskalige Maxima enthalten als es in Bodendruckfeldern mit Druckminima der Fall ist. Daher sind die Ergebnisse dieses Verfahrens abhängig von der räumlichen Auflösung der verwendeten Felder. Auch erfassen Maxima der Vorticity nicht nur Zyklonen mit geschlossenen Isobaren. Daher entwickelten andere Autoren Verfahren, die beide Komponenten (Druckminima und Vorticitymaxima) kombinieren. König et al. (1993) nutzten die Felder von Bodendruck und Vorticity gemeinsam, während Murray und Simmonds (1991a); Serreze (1995); Wang et al. (2006a) die Vorticity implizit über die Krümmung der Isobaren, also die zweite Ableitung des Drucks verwendeten.

Einen anderen Ansatz verfolgte Hodges (1994). Dort wurden Verfahren aus der Bildverarbeitung benutzt, um Datenpunkte bzw. Pixel in unterschiedliche Gruppen einzuteilen. Es wurde nach Objekten und dem Hintergrund differenziert und die Objektpunkte nach definierten Optionen zu Zugbahnen zusammengefügt.

Im Nachfolgenden soll das Verfahren von Murray und Simmonds (1991a) näher erläutert werden. Es wurde zur Anfertigung einer Zyklonenstatistik in dieser Arbeit benutzt. Weitere Details zum verwendeten Verfahren finden sich in Murray und Simmonds (1991a,b, 1995) und Simmonds et al. (1999).

Da Modelldaten meist in einem geographischen Koordinatensystem (mit Länge und Breite) vorliegen, werden die Daten zunächst eingelesen und dann in ein polarstereographisches Koordinatensystem, das über dem Nordpol zentriert ist, transformiert. Damit wird das Problem der Längengradkonvergenz in höheren Breiten umgangen. Die Werte der ermittelten Koordinaten der Zyklonen werden für weitere Analysen wieder in Längen- und Breitengrad ausgegeben.

Im zweiten Schritt berechnet das Programm die erste und zweite Ableitung des Drucks an jedem Gitterpunkt (x_i, y_i) . Die zweite Ableitung des zweidimensionalen Druckfeldes wird auch als Laplace des Drucks $\nabla^2 p$ bezeichnet und wird definiert als

$$\nabla^2 p(x_i, y_i) = \frac{\partial^2 p}{\partial x_i^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y_i^2} = p_{xx} + p_{yy}.$$
 (2.1)

In Murray und Simmonds (1995) wird dafür der Begriff "Intensität" eingeführt. Nach der oben beschriebenen Methode werden nun Maxima des Laplace des Drucks im Feld gesucht. Registriert werden nur solche Maxima, die einen festgelegten positiven Wert übersteigen. Die zweite Ableitung des Drucks ist proportional zur geostrophischen Vorticity ξ_q , d. h. es gilt:

$$\xi_g \approx \frac{1}{\rho f} \cdot \nabla^2 p.$$
 (2.2)

Wenn so der Gitterpunkt eines Kandidaten für eine Zyklonendetektion durch die Suche nach einem Vorticitymaximum gefunden ist, wird ausgehend von diesem Punkt mittels einer iterativen Approximation das Zentrum eines Ellipsoids, das in das Bodendruckfeld gefittet wird, bestimmt und damit auch die genaue Position des Druckminimums definiert (Abb. 2.1).

Die Orientierung θ der Achsen des Ellipsoids ist definiert über die zweite Ableitung des Drucks nach dem Ort:

$$tan2\theta = \frac{2p_{xy}}{p_{xx} - p_{yy}}. (2.3)$$

Die Koordinatenachsen a und b des Ellipsoids werden iterativ bestimmt über

$$a_{n+1} = a_n - \frac{p_a(a_n)}{p_{aa}(a_n)} \tag{2.4}$$

$$b_{n+1} = b_n - \frac{p_b(b_n)}{p_{bb}(b_n)}. (2.5)$$

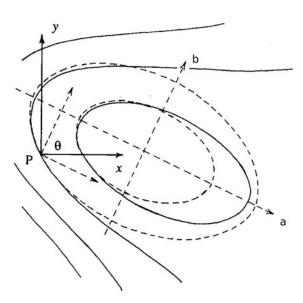


Abbildung 2.1: Beispiel eines Druckfeldes (durchgezogene Linien) mit den Konturen und Achsen des Ellipsoids (gestrichelte Linien), errechnet aus den ersten und zweiten Ableitungen des Druckfeldes (Murray und Simmonds, 1991a)

 p_{aa} und p_{bb} werden berechnet durch

$$p_{aa} = \frac{p_{xx} + p_{yy}}{2} - \sqrt{\left(\frac{p_{xx} - p_{yy}}{2}\right)^2 + p_{xy}^2}$$
 (2.6)

$$p_{bb} = \frac{p_{xx} + p_{yy}}{2} + \sqrt{(\frac{p_{xx} - p_{yy}}{2})^2 + p_{xy}^2}.$$
 (2.7)

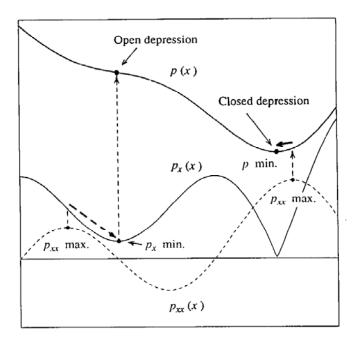


Abbildung 2.2: Beispiel eines Längsschnitts durch das Bodenfeld des Drucks mit den jeweiligen 1. und 2. Ableitungen (aus Murray und Simmonds (1991a)).

Wenn mit der iterativen Methode kein Druckminimum innerhalb eines Gitterabstandes gefunden wird (d. h. es gibt kein $\nabla^2 p$ -Maximum), sucht der Algorithmus nach einer sogenannten "offenen Zyklone". Bedingung hierfür ist, dass ein lokales Minimum im Druckgradientfeld zu finden ist, das ebenfalls wie bei einem Druckminimum in Verbindung mit einem lokalen Maximum des Laplace des Drucks steht. In Abb. 2.2 ist in einem Querschnitt durch ein Druckfeld dargestellt, wie ein Maximum der zweiten Ableitung des Drucks p_{xx} max zur Suche von Minima des Drucks verwendet werden kann. In der Regel befindet sich p_{xx} max in der Nähe eines Druckminimums, im Falle einer symmetrischen Zyklone sogar am gleichen Ort. Da auch offene Zyklonen in der Regel mit einem Vorticitymaximum verbunden sind, können mit dieser Methode, wie in Abb. 2.2 gezeigt, sowohl offene (im linken Teil der Abbildung) als auch geschlossene Zyklonen (im rechten Teil der Abbildung) gefunden werden. Offene Zyklonen werden auch als Tröge oder Wellenstörungen bezeichnet. Sie sind aber häufig Ausgangspunkt einer geschlossenen Zyklone (Murray und Simmonds, 1991a). Mit der Forderung eines Mindestwertes der Intensität über einen definierten Bereich innerhalb der Zyklone können schwache Zyklonen wie z. B. orographisch induzierte Zyklonen ausgeschlossen werden.

Die Ergebnisse der Suche nach Zyklonen sind abhängig von wählbaren Parametern. Im Folgenden werden einige wählbare Parameter aus der Programmsteuerung angegeben und kurz erklärt.

• Zyklonentyp: Es werden grundsätzlich vier verschiedene Typen von Zyklonen unterschieden. Es gibt offene oder geschlossene, sowie starke oder schwache Zyklonen. Starke oder schwache Zyklonen werden durch einen Schwellwert der Intensität $\nabla^2 p$ festgelegt, z. B. $0.5 \, \text{hPa/(° lat.)}^2$.

- Suchgebiet: Das Suchgebiet wird sowohl in Längengradrichtung als auch in Breitengradrichtung angegeben.
- Art der Suche: Das Programm von Murray und Simmonds (1991a) macht drei verschiedene Arten der Suche nach Zyklonen möglich: über das Minimum des Drucks oder des Druckgradienten oder das Maximum des Laplace des Drucks.
- Suchradius: Die Anzahl der umliegenden Gitterpunkte, die zur Suche nach Vorticitymaxima benutzt werden, kann ausgewählt werden. Zur Auswahl stehen 4, 8, 12, 20 und 24 Gitterpunkte.
- Intensität: Ein Mindestwert der Intensität kann getrennt für offene und geschlossene Zyklonen angegeben werden, z. B. 0.2 hPa/(deg. lat.)².
- Geländehöhe: Gebiete, in denen die Geländehöhe im Datensatz höher als der angegebene Wert ist, werden maskiert und von der Suche nach Zyklonen ausgeschlossen. Üblicherweise werden Höhen von 1000 m oder 1500 m verwendet. Damit wird z. B. ein großer Teil von Grönland ausgeschlossen. Beispielsweise wurde in Murray und Simmonds (1991a); Wang et al. (2006a) eine Grenze von 1000 m verwendet.
- Mindestsuchabstand: Der Mindestabstand in ° lat. des Startpunkts der Suche nach Detektionen zu umliegenden Detektionen wird damit ausgewählt. Hier ist ein Abstand von 0.5° lat. üblich.
- Minimaler Abstand: Hier kann der Abstand in ° lat. zwischen einem geschlossenen System und dem Startpunkt für die Suche nach einem offenen System gewählt werden. Üblicherweise wird ein Wert von 6.0° lat. benutzt.

2.1.2 Tracking der Zyklonen

Im nächsten Arbeitsschritt der Suchprogramme werden die gefundenen Detektionen zu Zyklonenzugbahnen verbunden. Dabei müssen die einzelnen Detektionspunkte den jeweiligen Zugbahnen richtig zugeordnet werden. Kriterien dafür sind etwa die vorhergehende Zugrichtung und -geschwindigkeit sowie der Kerndruck (Murray und Simmonds, 1991a; Simmonds et al., 1999; Lionello et al., 2002). Auch hier sind Reglementierungen nützlich, um vor allem schwache Zyklonen und deren Zugbahnen auszusortieren. Reglementierungen sind z. B. die Anzahl der Detektionen pro Zugbahn oder die minimale Intensität (Blender, 1997; Wang et al., 2006a; Murray und Simmonds, 1991a). Je nach Wahl der Kriterien sind auch die Ergebnisse unterschiedlich (Raible et al., 2008).

Um die richtige Zuordnung der Zyklonendetektionen zu einzelnen Zugbahnen zu finden, wird bei Murray und Simmonds (1991a) ausgehend von einer gefundenen Detektion zum Zeitpunkt t_i eine mögliche neue Position der Zyklonen zum Zeitpunkt t_{i+1} berechnet und mit den im Umkreis liegenden neu gefundenen Tief-Positionen zum Zeitpunkt t_{i+1} verglichen. Anschließend werden die Wahrscheinlichkeiten jeder Kombination aus vorhergesagter und neuer Position berechnet und

in Gruppen eingeteilt. Dann wird in jeder Gruppe die Summe der Wahrscheinlichkeiten der Paarungen aus vorhergesagter und neuer Position bestimmt und die Verteilung mit der höchsten aufsummierten Wahrscheinlichkeit ausgewählt. Neue Zyklonenpositionen, die in dieser Verteilung nicht mit vorhergesagten Positionen verbunden sind, werden als Neubildung einer Zyklone betrachtet, während vorhergesagte Positionen, die nicht mit einer neuen Zyklonenposition assoziiert werden, als aufgelöste Zyklonen angesehen werden.

Die geschätzte neue Position $\vec{r}_{est}(t+\delta t)$ einer Zyklone wird berechnet aus

$$\vec{r}_{est}(t+\delta t) = \vec{r}(t) + w_M(\vec{r}(t) - \vec{r}(t-\delta t)) + (1-w_M)\vec{v}_{av}(\Phi(t))\delta t + \vec{r}_K$$
 (2.8)

mit der mittleren klimatologischen Zyklonengeschwindigkeit \vec{v}_{av} (abhängig von der geographischen Breite Φ), einem Korrekturterm \vec{r}_K und dem Gewichtungsfaktor w_M . Ebenso wird der Kerndruck zum Zeitpunkt $t+\delta t$ geschätzt mit der Formel

$$p_{est}(t + \delta t) = p(t) + w_p(p(t) - p(t - \delta t)).$$
 (2.9)

Die Gewichtungsfaktoren w_M und w_p bestimmen den Anteil der vorhergehenden Zyklonenbewegung bzw. der Drucktendenz, der bei der Berechnung der Vorhersage der Größen berücksichtigt werden soll.

Im nächsten Schritt des Programms werden die Wahrscheinlichkeiten der Verbindungen zwischen den vorhergesagten und tatsächlichen Positionen berechnet. Jedem Paar aus vorhergesagter (m) und tatsächlicher (n) Position mit der Distanz r_{mn} wird eine mit der Druckdifferenz gewichtete neue Distanz

$$\acute{r}_{mn} = \sqrt{r_{mn}^2 + (\delta p_{mn}/k_{rp})^2}$$
(2.10)

mit einer Konstanten k_{rp} zugeordnet. P_{max} ist der maximale Wert der Wahrscheinlichkeit, die jedes Paar aus vorhergesagter und tatsächlicher Position erreichen kann und ist nach Zyklonentyp (also z. B. offene oder geschlossene Zyklone) verschieden. Den größten Wert $P_{max} = 1$ kann eine starke geschlossene Zyklone annehmen, den Wert $P_{max} = 0.6$ eine offene Zyklone. Die wahrscheinlichste Kombination der Verbindungen ergibt sich dann aus dem Maximum der Summe der Wahrscheinlichkeiten, d.h. der Summe der Funktionen

$$P_{mn} = (P_{max})_{mn} - \frac{\dot{r}_{mn}^2}{r_c^2} \tag{2.11}$$

für jedes Paar mn. r_c ist die Maximaldistanz zwischen einer vorhergesagten und tatsächlichen Position einer Detektion. $(P_{max})_{mn}$ ist der höchste Wahrscheinlichkeitswert, den das Paar mn annehmen kann. In diesem Fall stimmen die Positionen überein, d. h. \acute{r}_{mn} ist gleich Null. P_{mn} muss größer als Null sein, d. h. es besteht die Bedingung, dass $\acute{r}_{mn} < r_c \sqrt{(P_{max})_{mn}}$ sein muss. Die Summe der Funktionen wird bestimmt durch Gruppierung der Verbindungen zwischen vorausgesagten und tatsächlichen Zyklonenpositionen (siehe Abb. 2.3). Dann werden für jede Gruppe die Ensembles mit der insgesamt höchsten Wahrscheinlichkeit bestimmt. Zyklonen,

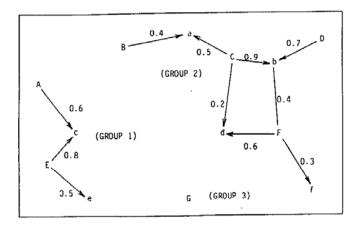


Abbildung 2.3: Gruppierung von vorhergesagten (in Großbuchstaben) und tatsächlichen Positionen (in Kleinbuchstaben) der Zyklonen (Murray und Simmonds, 1991a). Die Zahlen geben die Werte P_{mn} für jede einzelne möglich Kombination mn an.

die nicht zugeordnet werden können, werden als aufgelöst bzw. neu entstanden betrachtet.

In Abb. 2.3 ist ein Beispiel für eine Gruppierung von möglichen Zugbahnen dargestellt. Große Buchstaben bedeuten vorausgesagte, kleine Buchstaben neue Positionen von Tiefs. Für jede Kombination von vorhergesagter und neuer Position ist die Wahrscheinlichkeit P_{mn} angegeben. Für jede Gruppe wird die Summe der möglichen Kombinationen berechnet. Für Gruppe 1 gibt es die zwei möglichen Kombinationen Ac+Ee und Ec. Da die aufsummierte Wahrscheinlichkeit der ersten Kombination $\sum P_{mn} = 0.6 + 0.5 = 1.1$ höher als die der zweiten ist, wird diese Kombination weiterverwendet. In der zweiten Gruppe ergeben sich nach der Bestimmung der Summe der Wahrscheinlichkeiten die Kombinationen Ba, Cb und Fd. Damit können die vorausgesagten Positionen D und G nicht zugeordnet werden, d. h. diese Zyklonen haben sich aufgelöst, während eine Zyklone f sich neu gebildet hat.

Für das Tracking der Zyklonenzugbahnen können einzelne Parameter, insbesondere die Gewichtungsfaktoren, ausgewählt werden. Das Verfahren wurde von Murray und Simmonds (1991a) mit verschiedenen Einstellungen getestet. Im Folgenden werden die favorisierten Werte angegeben:

- Die Gewichtungsfaktoren w_M für die klimatologische Zyklonengeschwindigkeit und w_p für die Drucktendenz werden zwischen 0 und 2 gewählt.
- Maximalwert der Wahrscheinlichkeit P_{max} für unterschiedliche Zyklonentypen. Für starke geschlossene Zyklonen wird üblicherweise der Wert 1.0 gewählt, für offene Zyklonen 0.75, für schwache Zyklonen 0.5 und für neu entstandene 0.75.
- Der Wert der Konstanten k_{rp} wird auf 1.4 hPa/° lat. gesetzt.
- Die Maximaldistanz zwischen einer vorhergesagten und tatsächlichen Position einer Detektion wird auf 12.0° lat. gesetzt.

• Der Maximalwert der möglichen Kombinationen von vorhergesagten und tatsächlichen Position von Zyklonen in einer Gruppe wird typischerweise auf 6 gesetzt. Wird ein höherer Wert gewählt, steigt der Rechenaufwand mit jeder zusätzlichen Kombination exponentiell an.

2.2 Programmeinstellungen und verwendete Datensätze

2.2.1 Einstellungen der Programm-Parameter

Im ersten Arbeitsschritt werden die Koordinaten und Eigenschaften aller Detektionen ausgegeben. Dazu gehören der Kerndruck p_0 , die Intensität $\nabla^2 p$, der Radius R und die sogenannte Tiefe D der Zyklonen.

In Murray und Simmonds (1995) wurde der Begriff "Intensität" der Zyklonen eingeführt. In Simmonds et al. (2008) wurde Bezug genommen auf Petterssen (1956), der diesen Begriff für die Charakterisierung von Tiefdruckgebieten definiert hatte. Die Intensität eignet sich zur Beurteilung der Stärke eines Tiefdrucksystems. Andere Autoren definierten die Intensität von Zyklonen als mittlerer Gradient zwischen dem Zyklonenkern und einem Radius von 1000 km um den Kern (Blender, 1997; Raible et al., 2007). Der Radius einer Zyklone wird bestimmt als gewichtetes Mittel der Entfernung vom Zyklonenkern zum "Rand" der Zyklone. Der Rand der Zyklone wird definiert als der Ort, an dem $\nabla^2 p = 0$ ist (Simmonds et al., 2008). Im idealen Fall einer axial-symmetrischen parabolischen Zyklone lässt sich dann die Tiefe D einer Zyklone aus dem Radius R und der Intensität I, d. h. $\nabla^2 p$ berechnen (Simmonds et al., 1999; Simmonds und Keay, 2000; Simmonds et al., 2008):

$$D = \frac{1}{2} \frac{\delta^2 p}{\delta r^2} R^2 = \frac{1}{4} \nabla^2 p \cdot R^2.$$
 (2.12)

Die Tiefe D einer Zyklone kann also angesehen werden als die Differenz zwischen Kerndruck und dem Druck am Rand der Zyklone. Sie macht eine Aussage über den relativen Kerndruck eines Systems und ist unabhängig vom "Hintergrundluftdruckfeld" (Simmonds und Keay, 2000). In Simmonds et al. (2008) wird dieser Begriff in Verbindung gebracht mit dem von Nielson und Dole (1991) verwendeten Begriff "Druckdefizit", wie er in der Synoptik häufig gebraucht wird. Dort wird das Druckdefizit als die Anzahl der 1hPa-Isolinien zwischen dem Tiefdruckkern und dem nächstliegenden "Drucksattel" im Bodendruckfeld definiert.

Im zweiten Arbeitsschritt werden die Detektionen wie im Kap. 2.1 beschrieben miteinander zu Zyklonenzugbahnen verbunden und als Zeitreihe der Positionen ausgegeben. Die zusammengefügten Zyklonenzugbahnen werden in Ausgabedateien geschrieben, zusammen mit den errechneten Parametern Kerndruck p, Intensität I, Tiefe D, Radius R und Drucktendenz dp/dt.

Zur Eingrenzung der Anzahl der Zyklonen wurden für die vorliegende Statistik folgende Bedingungen nach Durchlauf des Zyklonensuchprogramms formuliert:

- Es wurden nur Zyklonen ab 45° N betrachtet. In flächenhaften Verteilungen der einzelnen Zyklonen-Parameter wird das Gebiet nördlich von 50° N dargestellt.
- Die Lebensdauer der Zyklonen umfasst mindestens 2 Detektionen.
- Die Wahrscheinlichkeit P_{mn} der Paarung aus vorhergesagter und tatsächlicher Detektion muss bei jeder Zugbahn im Mittel mindestens 0.3 betragen.

- Die Distanz zwischen Zyklogenese und Zyklolyse einer Zyklone beträgt mehr als 400 km (vgl. dazu Nielson und Dole (1991)).
- Die maximale Zugstrecke in 6 h darf 900 km nicht überschreiten.
- Der Kerndruck der Zyklonen muss unter 1025 hPa liegen.
- Die Intensität der Zyklonen muss mindestens $0.5 \,\mathrm{hPa/(deg.\ lat)^2}$ betragen.

Mit diesen Einschränkungen soll erreicht werden, dass nur starke, relevante und wandernde Zyklonen gezählt werden. In der Arbeit von Nielson und Dole (1991) werden stationäre und wandernde Zyklonen durch die Distanz zwischen Zyklogenese und Zyklolyse unterschieden. In ihrer Arbeit fanden sie heraus, dass dadurch vor allem Systeme, die sich in der Nähe von Gebirgen bilden, als stationäre Systeme gekennzeichnet werden. Diese Zyklonen haben häufig auch einen relativ hohen Kerndruck und eine geringe Intensität. Mit den oben definierten Grenzen können solche Zyklonen aussortiert werden.

2.2.2 Der Reanalyse-Datensatz ERA-40 des ECMWF

Für die Erstellung einer Zyklonenstatistik mit dem Suchalgorithmus von Murray und Simmonds (1991a) wurde der ERA-40-Datensatz des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) benutzt. Dieser Datensatz umfasst den Zeitraum vom 1. September 1957 bis 31. August 2002. Die zeitliche Auflösung der Daten beträgt 6 Stunden und die Daten liegen auf einem T159-Gitter mit einer Auflösung von 1.125° vor. Weitere Einzelheiten sind bei Persson und Grazzini (2005) zu finden. Aus dem Datensatz wurde der Bodendruck auf Meeresniveau in das Zyklonensuchprogramm eingelesen und analysiert.

2.2.3 Der Reanalyse-Datensatz ERA-Interim des ECMWF

Nach drei verschiedenen Reanalyse-Produkten des ECMWF ist seit 2007 eine neue Reanalyse verfügbar, die ERA-Interim genannt wird (Simmonds et al., 2007; Uppala et al., 2008). Der gesamte Datensatz des ERA-Interim umfasst mittlerweile die Jahre von 1989 bis 2010 und ist eine Übergangsversion mit einem zum vorhergehenden Reanalyse-Modell verbesserten und erweiterten Vorhersagemodell. Die weitere Entwicklung der Reanalyse-Modelle soll zu einer Ersetzung des bisherigen ERA-40-Datensatzes führen.

Das ERA-Interim wird auf einem T255-Gitter gerechnet und hat damit eine höhere Auflösung von 0.7° als das ERA-40-Modell. Benutzt wurde für diese Arbeit aber ein reduzierter Datensatz mit einer Auflösung von 1.125°, um vergleichbare Resultate mit ERA-40 zu erhalten. ERA-Interim enthält eine 12-stündige 4D-VAR Datenassimilation, eine verbesserte Modellphysik, ein "Variational bias correction scheme" (VarBC) und ein höher aufgelöstes Höhenprofil mit nun 37, statt 23 Drucklevels in ERA-40. Außerdem werden seit 2003 weitere Satellitendaten verwendet, die die Qualität der Analyse verbessern (Kelly und Thepaut, 2007). Ebenso verbessert wurde die Berechnung des Wasserkreislaufs und die Niederschlagsvorhersage,

insbesondere über den tropischen Ozeanen. Dort zeigte ERA-40 erhebliche Abweichungen von Ergebnissen des Global Precipitation Climatology Projects (GPCP).

2.3 Vergleich der Zyklonenanalysen in den Datensätzen ERA-40 und ERA-Interim

Für die Zyklonenanalyse in der Arktis wird in dieser Arbeit ein Zeitraum von 52 Jahren von Januar 1958 bis Dezember 2009 betrachtet, der durch die beiden Reanalysen ERA-40 und ERA-Interim abgedeckt wird. Bevor nun Ergebnisse des Zyklonentrackings vorgestellt werden, sollen zunächst die beiden unterschiedlichen Datensätze ERA-40 und ERA-Interim für einen sich überlappenden Zeitraum von zwei Jahren miteinander verglichen werden. Dabei soll festgestellt werden, ob beide Datensätze in weiteren Analysen sich zusammen ergänzend verwendet und die Zeitreihen entsprechend verlängert werden können. Für diesen Vergleich wurden die Jahre 2000 bis 2001 benutzt.

Interessant dabei sind vor allem die Anzahl und die Eigenschaften der Zyklonen, die in beiden Datensätzen gefunden werden. Es zeigte sich z. B. bei Jahnke-Bornemann (2010), dass im Vergleich zwischen der Reanalyse ERA-40 und den operationellen ECMWF-Analysen in der Lofoten-Region deutlich mehr Zyklonen in den ECMWF-Analysen gefunden wurden, da diese mit einer höheren räumlichen Auflösung gerechnet werden. In einem überlappenden Zeitraum von acht Monaten im Jahr 2002 zeigte es sich zwar, dass die Ergebnisse beider Datensätze hoch korreliert sind. Es wurden aber in den ECMWF-Analysen im Mittel 7.4 Detektionen mehr gefunden als in ERA-40.

In den folgenden Abbildungen werden die Unterschiede zwischen den beiden Datensätzen für verschiedene Größen dargestellt. Dazu wurden jeweils die Differenzen für jeden Monat berechnet und über 24 Monate gemittelt. Abb. 2.5 zeigt die geographische Verteilung der Differenzen in der Häufigkeit von Zyklonen pro Fläche $(250~{\rm km}\,{\rm x}\,250~{\rm km})$.

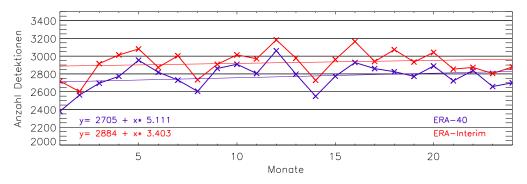


Abbildung 2.4: Absolute Anzahl an Zyklonen im gesamten Gebiet ab 45° N bei ERA-40 und ERA-Interim von 2000 bis 2001 mit eingezeichnetem Trend.

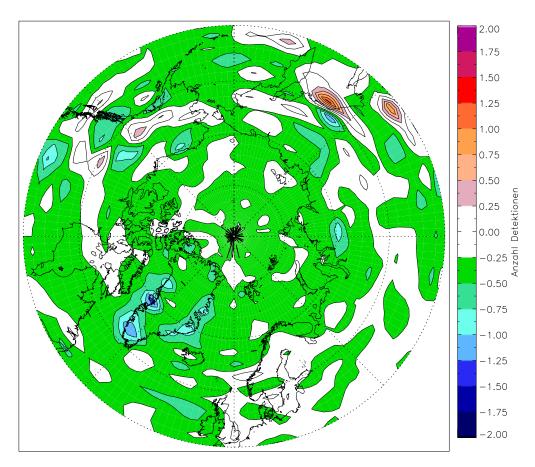


Abbildung 2.5: Differenz der Häufigkeit von Zyklonen von 2000 bis 2001 ab 50° N pro Zählfläche $(250\,\mathrm{km})^2\colon ERA\text{-}40$ minus ERA-Interim.

Sowohl aus der absoluten Anzahl der Detektionen nördlich von 45° N pro Monat über den ganzen Bereich in Abb. 2.4 als auch aus der flächenhaften Verteilung der mittleren monatlichen Zyklonendichtedifferenz in Abb. 2.5 erkennt man deutlich, dass in den ERA-Interim-Daten im Mittel 6 % systematisch mehr Detektionen gefunden werden als in ERA-40. In der räumlichen Verteilung stellt man fest, dass die Differenzen überwiegend leicht negativ sind. Die Werte liegen zwischen -0.25 und -0.5 Detektionen pro Monat und Zählfläche (250 km)². Deutlich positive Werte finden sich nur über dem Ochotskischen Meer, in Nordchina und im Südosten Alaskas. In Abb. 2.4 läßt sich zwar ein nahezu gleichförmiger zeitlicher Verlauf der Kurven über 24 Monate erkennen. In jedem Monat ist aber die Differenz von ERA-40 minus ERA-Interim negativ. Beide Kurven haben einen leicht positiven Trend, die Steigungen der Ausgleichsgeraden sind aber unterschiedlich groß.

In Abb. 2.6 ist der Verlauf des mittleren monatlichen Kerndrucks von Januar 2000 bis Dezember 2001 von ERA-40 und ERA-Interim dargestellt. Beide Kurven sind nahezu identisch, lediglich in den Monaten August 2000 sowie Februar, Juni und August 2001 ist die Differenz zwischen ERA-40 und ERA-Interim größer oder gleich ±1.0 hPa. Die Trends beider Kurven sind leicht negativ und liegen im selben Bereich. Beim Vergleich des Kerndrucks der Zyklonen in Abb. 2.7 erkennt man, dass der Kerndruck bei ERA-Interim überwiegend höher liegt. Die Differenz schwankt je nach Gitterpunkt zwischen 0.0 und -4.0 hPa. Größere Abweichungen befinden sich nördlich von Franz-Josef-Land mit bis unter -8.0 hPa und zwischen der Framstraße und dem Nordpol mit über +2.0 hPa.

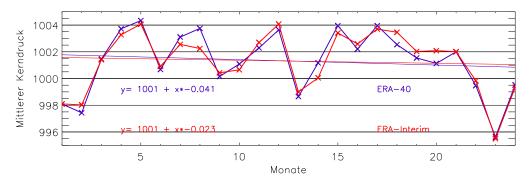


Abbildung 2.6: Mittlerer Kerndruck der Zyklonen im gesamten Gebiet ab 45° N bei ERA-40 und ERA-Interim von 2000 bis 2001.

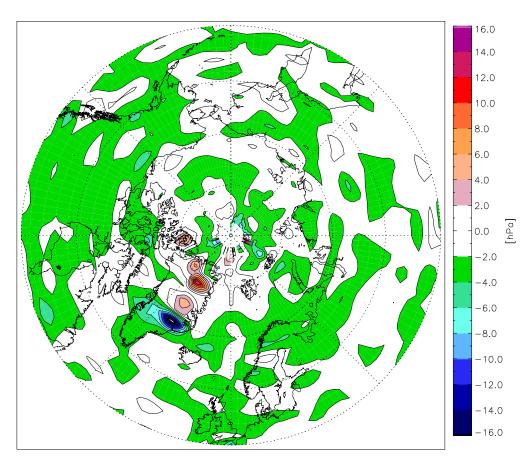


Abbildung 2.7: Differenz des mittleren Kerndrucks von Zyklonen für die Jahre 2000–2001 pro Zählfläche (250 km)²: ERA-40 minus ERA-Interim.

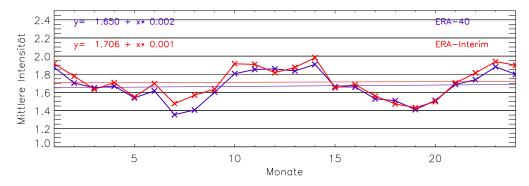


Abbildung 2.8: Mittlere Intensität der Zyklonen im gesamten Gebiet ab 45° N bei ERA-40 und ERA-Interim von 2000 bis 2001.

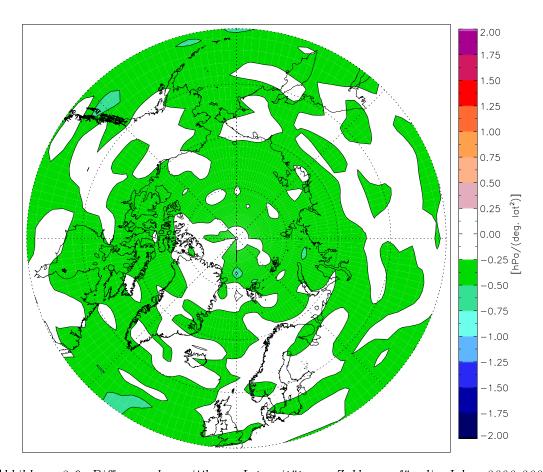


Abbildung 2.9: Differenz der mittleren Intensität von Zyklonen für die Jahre 2000-2001 pro Zählfläche $(250\,\mathrm{km})^2$: ERA-40 minus ERA-Interim.

Die monatlichen Differenzen der mittleren Intensität in Abb. 2.8 sind im Verlauf der zwei Jahre sehr klein und betragen im Mittel $-0.05\,\mathrm{hPa/(°lat.)^2}$, d. h. die Intensitäten bei ERA-Interim sind im Mittel etwas größer als bei ERA-40. Die größten Differenzen treten im Sommer 2000 auf mit $-0.16\,\mathrm{hPa/(°lat.)^2}$. Die Differenzen der Intensität in Abb. 2.9 sind überwiegend negativ. Nur einzelne Gitterpunkte haben eine positive Differenz. Am größten ist die Differenz mit bis zu $-1.0\,\mathrm{hPa/(°lat.)^2}$ in Teilen des Atlantik und Pazifik, sowie in Nordpolnähe und in der Kara-See.

Wie Abb. 2.10 zeigt, ist der Kurvenverlauf der Zyklonentiefe weitgehend identisch. Nur in den Sommermonaten Juli bis September 2000 ist der Verlauf der Zyklonentiefe nicht symmetrisch. Die Differenz der Zyklonentiefe in Abhängigkeit vom Gitterpunkt ist in Abb. 2.11 dargestellt. Die Werte bewegen sich im Bereich von -1.5 bis +1.5 hPa, sind aber im Mittel nahe Null. Nur in einzelnen Regionen der Arktis gibt es größere Unterschiede mit eher positiven Differenzen. Nur im Gebiet zwischen Framstraße und Nordpol sind die Differenzen negativ. Die mittlere monatliche Zyklonentiefe ist in ERA-Interim mit einer Ausnahme über den Zeitraum der zwei Jahre im Mittel um 0.3 hPa kleiner als bei ERA-40.

Beim Vergleich des mittleren monatlichen Radius in Abb. 2.12 erkennt man größere Differenzen. Im Mittel ist der Radius der Zyklonen bei ERA-Interim um etwa 0.3° lat. kleiner als bei ERA-40. Bei einem nicht vorhandenen Jahresgang liegt der Mittelwert des Radius bei ERA-40 bei 3.1° lat., bei ERA-Interim bei 2.8° lat. Beim Zyklonenradius liegen die Differenzen überwiegend im positiven Bereich bis zu 0.7° lat. über dem Atlantik. Auch über Sibirien und den Aleuten reichen die Differenzen bis zu 0.6° lat., während über der Arktis überwiegend nur Differenzen bis zu 0.3° lat. angezeigt werden.

Ein Grund für die systematischen Differenzen der Zyklonenanalysen der beiden Datensätze ist die unterschiedliche Gitterauflösung der beiden Modelle. Auch wenn letztlich bei beiden Datensätze für die vorliegende Arbeit eine 1.125°-Auflösung verwendet wurde, enthält der ERA-Interim-Datensatz die Informationen des höher aufgelösten Spektral-Modells.

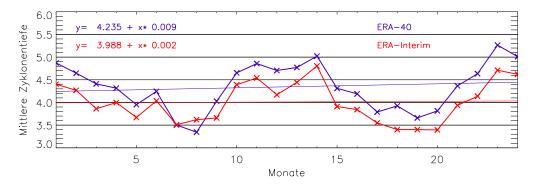


Abbildung 2.10: Vergleich der mittleren Zyklonentiefe im gesamten Gebiet ab 45° N bei ERA-40 und ERA-Interim von 2000 bis 2001.

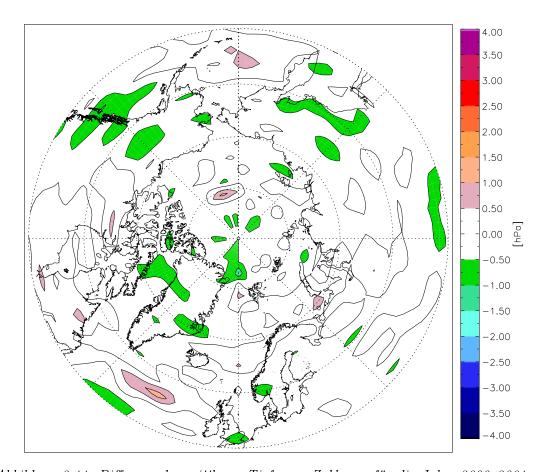


Abbildung 2.11: Differenz der mittleren Tiefe von Zyklonen für die Jahre 2000–2001 pro Zählfläche $(250\,\mathrm{km})^2$: ERA-40 minus ERA-Interim.

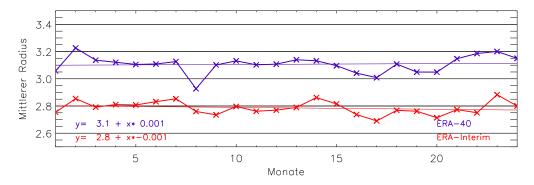


Abbildung 2.12: Vergleich des mittleren Radius der Zyklonen im gesamten Gebiet ab 45° N bei ERA-40 und ERA-Interim von 2000 bis 2001.

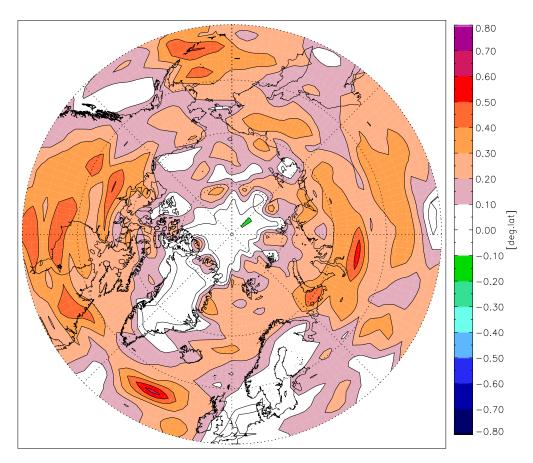


Abbildung 2.13: Differenz des mittleren Radius von Zyklonen für die Jahre 2000–2001 pro Zählfläche $(250\,\mathrm{km})^2$: ERA-40 minus ERA-Interim.

In Abb. 2.14 ist das mittlere monatliche Bodendruckfeld von Januar 2000 aus beiden Reanalysen gezeigt. Hier wird erkennbar, dass die Bodendruckfelder aus ERA-40 und ERA-Interim gut zusammenpassen. Nur in einzelnen Gebieten, wie z. B. über Gebirgen weichen die Isobaren voneinander ab. Leicht verschobene Isobaren sind auch im Zentrum mancher Hoch- und Tiefdruckgebiete zu erkennen.

Für eine weitere Betrachtung der Zyklonenunterschiede sind außerdem in Abb. 2.15 die Zyklonenzugbahnen aus beiden Datensätzen im Januar 2000 auf einer Karte eingezeichnet. Es zeigt sich, dass in den meisten Fällen eine gute Übereinstimmung zwischen den Zugbahnen aus ERA-40 und ERA-Interim herrscht. Allerdings weichen manche Zugbahnen räumlich voneinander ab, laufen aber ansonsten parallel zueinander. In einigen Fällen wird eine Zyklone nur in einem Datensatz erkannt, meistens in ERA-Interim. An der absoluten Anzahl der Zyklonenzugbahnen zeigt sich, dass 5 % mehr Zugbahnen in ERA-Interim gefunden werden. Dieser Wert ergab sich auch in anderen Monaten.

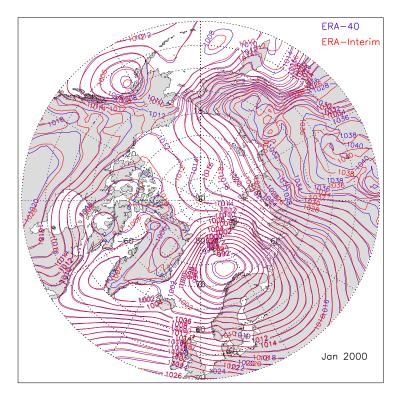


Abbildung 2.14: Mittlere monatliche Bodendruckverteilung von ERA-40 (blau) und ERA-Interim (rot) im Januar 2000.

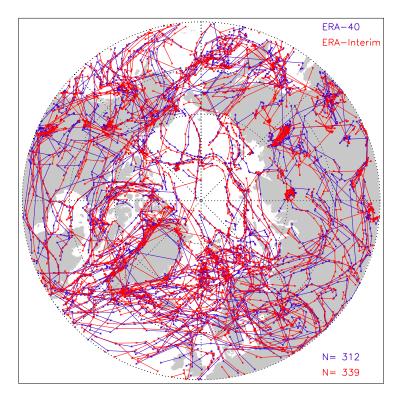


Abbildung 2.15: Vergleich der Zyklonenzugbahnen von ERA-40 (blau) und ERA-Interim (rot) und absolute Anzahl der Zyklonenzugbahnen im Januar 2000.

Zusammenfassend läßt sich aus dem Vergleich der Zyklonenanalysen auf Basis der beiden Reanalyse-Datensätze ERA-40 und ERA-Interim Folgendes erkennen. Aufgrund der höheren spektralen Auflösung werden in ERA-Interim im Mittel 6 % mehr Detektionen erkannt und daraus im Mittel 5 % mehr Zyklonenzugbahnen konstruiert. Die räumlichen Verteilungen der Differenzen zeigen, dass im Mittel vor allem über den Meeresgebieten mehr Detektionen in ERA-Interim entdeckt werden.

Auch beim Vergleich der Eigenschaften der Zyklonen in beiden Datensätzen treten teilweise größere Unterschiede auf, die aber regional begrenzt sind. Auffällig ist hier insbesondere das Gebiet zwischen der Framstraße und dem Nordpol, in dem der Kerndruck und die Intensität der Zyklonen teilweise unterschiedlich sind.

Beim Vergleich der Zyklonenzugbahnen zeigt sich, dass diese in den überwiegenden Fällen gleich sind, in Einzelfällen jedoch räumlich voneinander getrennt sind oder in ERA-40 nicht erkannt werden.

Insgesamt passen die Zyklonenanalysen aus beiden Reanalyse-Datensätzen gut zusammen und werden im Folgenden bei den Jahren 2001 und 2002 aneinandergesetzt, so dass ein Datensatz über 52 Jahre entsteht. Es muss allerdings beachtet werden, dass die Anzahl der Zyklonendetektionen in den letzten acht Jahren des neuen Datensatzes durch den Wechsel von ERA-40 zu ERA-Interim erhöht ist. Deutliche Unterschiede sind auch in den Zeitreihen der Zyklonentiefe und des Radius vorhanden.

2.4 Zyklonenstatistik für den Zeitraum von 1958 bis 2009

Basierend auf der Erkenntnis, dass die Zyklonenanalysen aus ERA-40 und ERA-Interim im Vergleichszeitraum 2000 bis 2001 gut übereinstimmen, wurden Untersuchungen über den ganzen Zeitraum von Januar 1958 bis Dezember 2009 durchgeführt. Sie basieren auf Daten von ERA-40 bis Dezember 2001 und von ERA-Interim ab Januar 2002.

Für den Zeitraum der 52 Jahre mit täglich vier Analyseterminen wurden mit dem Zyklonensuchprogramm von Murray und Simmonds (1991a) im gesamten Gebiet ab 45° N 1736223 Detektionen gefunden, d. h. im Mittel 33388.9 Detektionen/Jahr (entspricht 22.9 Detektionen/Termin). Daraus wurden mit dem Zyklonentracking insgesamt 231039 Zyklonenzugbahnen zusammengefügt, woraus sich ein Jahresmittel von 4443.1 Zyklonenzugbahnen/Jahr ergibt. Das bedeutet, das eine Zyklone im Mittel eine Lebensdauer von 7.5 Terminen hat, was 45 Stunden entspricht, wenn man einen Termin mit einer Dauer von 6 h gleichsetzt.

Die folgenden Abbildungen zeigen die Ergebnisse der Zyklonenanalyse, die sich unter Vorgabe der beschriebenen Parametereinstellungen im Zyklonenprogramm ergeben. Zur Darstellung der Ergebnisse wurden einheitlich große Zählflächen A von 250 km x 250 km zugrunde gelegt. Zusätzlich wurden die Ergebnisse breitengradabhängig unterschiedlich oft über drei Gitterpunkte gleitend geglättet.

2.4.1 Gesamtmittel

In den Abb. 2.16 bis 2.20 sind die mittleren Eigenschaften der Zyklonen (gemittelt über den gesamten 52jährigen Zeitraum) dargestellt.

Die Stormtracks im Nordatlantik und Nordpazifik mit einer höheren Anzahl von Detektionen im Bereich von 1500 bis 2500 N/A sind in Abb. 2.16 gut zu erkennen. Demgegenüber sind in weiten Teilen der zentralen Arktis nur um die 1000 N/A zu finden. Ein Minimum liegt nördlich von Alaska mit unter 800 N/A.

Die meisten Zyklonen findet man östlich der Südspitze Grönlands über der Irminger-See, vor der Küste Norwegens, im Bereich der Framstraße, der Ob-Mündung, über dem Ochotskischen Meer, über dem Golf von Alaska sowie der Baffin Bay. In diesen Gebieten liegt die Anzahl der Detektionen bei über $2000\,\mathrm{N/A}$, bis teilweise über $4000\,\mathrm{N/A}$. Alle anderen Häufungszentren sind Artefakte des Zyklonentrackings im Bereich großer Gebirgszüge Asiens und Nordamerikas.

Verbunden mit großen Häufigkeiten von Detektionen im Bereich des atlantischen und pazifischen Stormtracks ist auch im Mittel der tiefste Kerndruck der Zyklonen. Wie in Abb. 2.17 zu erkennen ist, liegt das Minimum des Kerndrucks bei Island und bei den Aleuten mit unter 992.5 hPa. Die Zone relativ tiefen Kerndrucks erstreckt sich entlang des Stormtracks im atlantischen Sektor von der Labrador-See im Westen über den Nordatlantik bis hin zur Kara-See im Osten. Im Nordpazifik steigt der Kerndruck der Zyklonen nach Norden hin zur Beringstraße an. Damit erstreckt sich eine breite Zone hohen Kerndrucks der Zyklonen von Ostsibirien

bis nach Nordamerika und über die Beaufort-See. Die geographische Verteilung des mittleren Kerndrucks der Zyklonen ähnelt sehr der des mittleren Luftdrucks insgesamt (Affeld, 2003; Jahnke-Bornemann und Brümmer, 2009).

In Abb. 2.18 ist die Tiefe der Zyklonen dargestellt. Deutlich ist hier der Kontrast zwischen Land und Meer zu erkennen. Über den Meeren ist die Tiefe von Ausnahmen abgesehen überall größer als 4.5 hPa mit einem Maximum von über 7.0 hPa bei den Aleuten. Lokale Maxima sind in der Hudson-Bay, in der südlichen Labrador-See, bei Island, in der Grönland- und Norwegen-See und über dem zentralen Arktischen Ozean mit einem Wert von über 5.5 hPa zu finden. Im Gegensatz zum Kerndruck der Zyklonen ist die Tiefe über dem Arktischen Ozean mit der Tiefe über dem Nordatlantik vergleichbar.

Die Intensität der Zyklonen ist, wie in Abb. 2.19 zu sehen, im Nordatlanik und Nordpazifik am größten, während in der zentralen Arktis die Intensität wesentlich geringer ist. Die schwächsten Zyklonen sind vor allem über den Kontinenten zu finden. Über der Irminger-See und über der Labrador-See ist die Intensität mit über 2.3 hPa/(° lat.)² am größten. Weitere lokale Maxima finden sich über der Grönland-See, Barents-See, der Ob-Mündung und über dem Nordpazifik südwestlich der Aleuten. Die Zyklonen in der zentralen Arktis haben eine mittlere Intensität von 1.4 bis 1.8 hPa/(° lat.)².

Es zeigt sich hier, dass die vielen Zyklonen, die über dem Golf von Alaska und über der Baffin-Bay detektiert wurden (Abb. 2.16), nicht sehr intensiv sind, d. h. dies sind überwiegend Zyklonen, die sich dort auflösen.

Der Radius der Zyklonen ist über den Meeren generell größer als über Land. Die geographische Verteilung des Radius ähnelt der Verteilung der Tiefe. Der Grund dafür ist, dass die Tiefe der Zyklonen eine Funktion des Radius ist (siehe Gl. 2.12). Der mittlere Radius der Zyklonen wird über dem Arktischen Ozean maximal, wie in Abb. 2.20 zu sehen ist. Der mittlere Radius beträgt dort über 4.0° lat. Weitere lokale Maxima mit über 3.2° lat. befinden sich im Nordpazifik über den westlichen Aleuten, über der Mündung des Ob, über der Hudson-Bay und bei Island.

Die Änderung der 6-stündigen Druckwerte als Mittel über den ganzen Zeitraum ist in Abb. 2.21 dargestellt. Auch hier sind die Gebiete der Stormtracks durch einen vorherrschenden Druckabfall der Zyklonen gekennzeichnet, wobei im Fall des atlantischen Stormtracks der Übergang von abnehmendem zu ansteigendem Druck über der Kara-See beginnt. Der größte Druckfall ist südlich der Labradorsee und östlich von Neufundland (nicht auf der Karte) mit unter $-1.25\,\mathrm{hPa/6}\,\mathrm{h}$. Dieses Gebiet ist geprägt von starken Gradienten der Meeresoberflächentemperatur, da dort der kalte Labradorstrom auf den warmen Golfstrom trifft. Die starken Gradienten sorgen für atmosphärische Baroklinität und begünstigen damit die Vertiefung von Zyklonen. Nahezu der ganze Bereich der inneren Arktis ist geprägt von geringen oder leicht positiven Werten der Drucktendenz der Zyklonen. Das Maximum des Druckanstiegs liegt über dem Nordteil der Baffin-Bay und den nördlich angrenzenden Inseln und in einem Streifen von Ostsibirien bis Alaska. Viele Zyklonen, die

entlang der Westküste Grönlands durch die Baffin-Bay nach Norden ziehen, lösen sich über ihrem Nordteil auf.

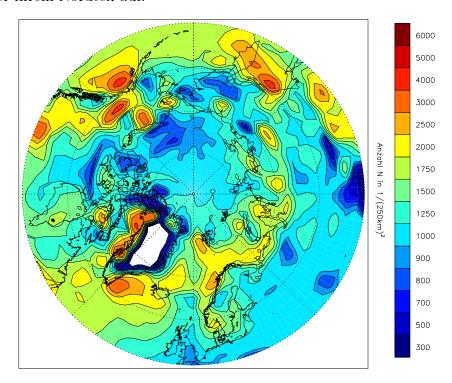


Abbildung 2.16: Anzahl der Detektionen auf einer Fläche von $250 \times 250 \,\mathrm{km}$ in den $52 \,\mathrm{Jahren}$ von 1958 bis 2009. Die Zahlen am Farbbalken gelten jeweils für die untere Grenze. Dies gilt auch für die nächsten Abbildungen.

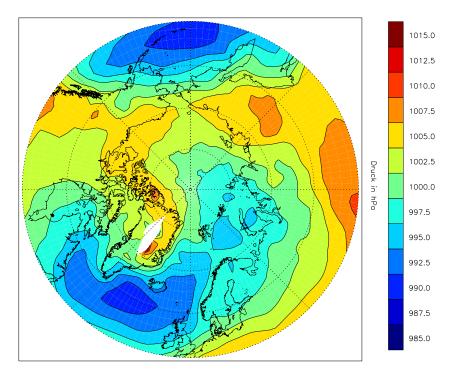


Abbildung 2.17: Mittlerer Kerndruck der Detektionen in den Jahren 1958 bis 2009.

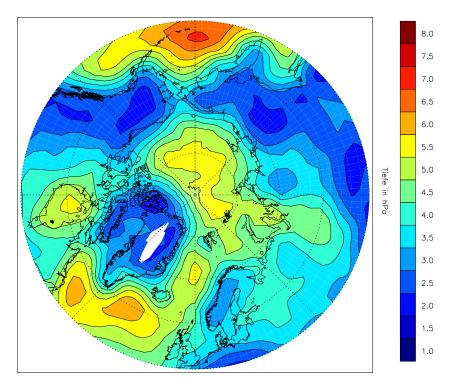


Abbildung 2.18: Mittlere Tiefe der Detektionen in den Jahren 1958 bis 2009.

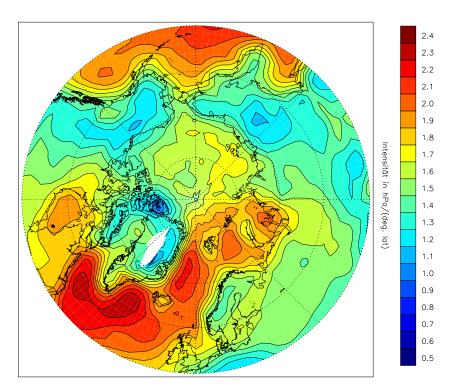


Abbildung 2.19: Mittlere Intensität der Detektionen in den Jahren 1958 bis 2009.

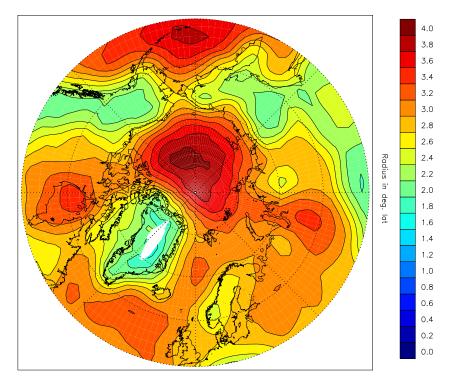


Abbildung 2.20: Mittlerer Radius der Detektionen in den Jahren 1958 bis 2001.

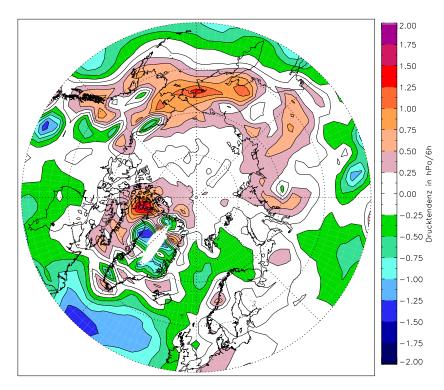


Abbildung 2.21: Mittlere Drucktendenz innerhalb von 6 h der Detektionen in den Jahren 1958 bis 2009.

2.4.2 Mittlerer Jahresgang

In diesem Abschnitt wird der mittlere Jahresgang der Zyklonenhäufigkeiten und -eigenschaften untersucht. Da sich die Ergebnisse für benachbarte Monate (z. B. Januar/Februar oder Juli/August) sehr ähneln, läßt sich der Jahresgang gut durch Jahreszeitenmittel registrieren. Die Jahreszeiten wurden wie folgt festgelegt: Winter (Dezember, Januar, Februar), Frühling (März, April, Mai), Sommer (Juni, Juli, August) und Herbst (September, Oktober, November).

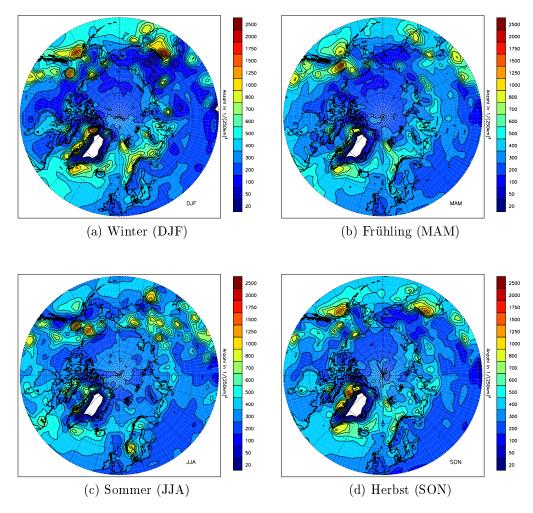


Abbildung 2.22: Anzahl der Detektionen in den vier Jahreszeiten von 1958 bis 2009.

In Abb. 2.22 ist die Anzahl der Zyklonendetektionen N pro Jahreszeit und pro Zählfläche A (250 km²) gezeigt. Die Werte wurden über die jeweilige Jahreszeit aller 52 Jahre aufsummiert. Der Bereich des nordatlantischen und nordpazifischen Stormtracks ist in allen Jahreszeiten mit verbreitet über 700 Detektionen gut erkennbar. Im Sommer sind beide Stormtracks sowohl über dem Nordatlantik als auch über dem Nordpazifik abgeschwächt. Die Anzahl der Zyklonen ist in allen Jahreszeiten über dem Arktischen Ozean gering, vor allem aber im Winter (bis maximal 200 Detektionen). Die wenigsten Zyklonen treten in der Beaufort-See nördlich von Alaska auf. Dort beträgt die Anzahl der Zyklonen weniger als 100

Detektionen. Im Sommer ziehen im Vergleich dazu mehr Zyklonen über den Arktischen Ozean (bis 300 Detektionen), vor allem über den sibrischen Teil der Arktis. In Ostsibirien entwickeln sich in den Sommermonaten viele Zyklonen, die jedoch teilweise Artefakte sind, die über Gebirgen entstehen.

Die Häufungszentren sind in den Wintermonaten am deutlichsten ausgeprägt. Die höchsten Werte werden über dem Golf von Alaska, dem Ochotskischen Meer und der Baffin-Bay mit über 1500 Detektionen erreicht. Auch über der Irminger-See und der Norwegen- und Barents-See werden hohe Werte von über 1000 Detektionen registriert. Im Sommer, Frühling und Herbst sind die Häufungszentren deutlich abgeschwächt. Das Maximum über dem Ochotskischen Meer verlagert sich im Frühling und Sommer auf die Halbinsel Kamtschatka. Über der Barents-See werden deutlich weniger Zyklonen registriert, während über dem Süden Norwegens ein Sommermaximum auftritt.

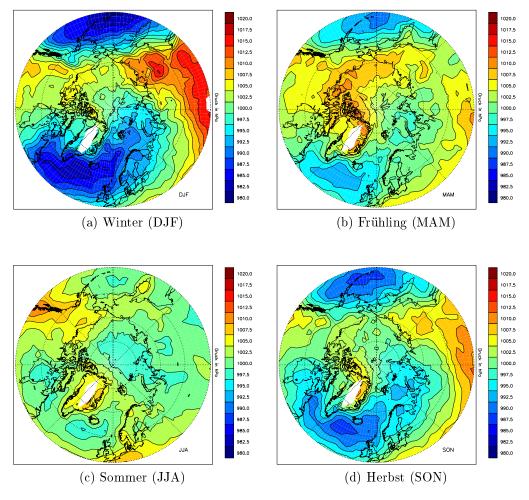


Abbildung 2.23: Mittlerer Kerndruck der Detektionen in den vier Jahreszeiten von 1958 bis 2009.

In den Jahreszeiten-Mittelwerten des Kerndrucks der Detektionen in Abb. 2.23 besteht in den Wintermonaten ein deutlicher Kontrast zwischen zwei Zentren mit tiefem Kerndruck im Nordatlantik bzw. Nordpazifik und einer Hochdruckzone über der zentralen Arktis, die das winterliche Kältehoch über Sibirien mit ebenfalls ho-

hem Luftdruck über Nordamerika verbindet. Im Frühling schwächt sich der Kontrast deutlich ab, so dass sich in den Sommermonaten ein insgesamt schwaches Kerndruckmuster bildet. Dabei ist im Juni der tiefste Kerndruck über der Ob-Mündung, im Juli in der Nordpolregion zu finden (nicht gezeigt). Gleichzeitig ist der Kerndruck über dem Nordatlantik und Nordpazifik deutlich höher und mit dem Kerndruck über dem Arktischen Ozean vergleichbar. Die Zone hohen Kerndrucks ist ebenfalls schwächer und bildet nur ein Achse von Grönland bis zur Insel Kamtchatka.

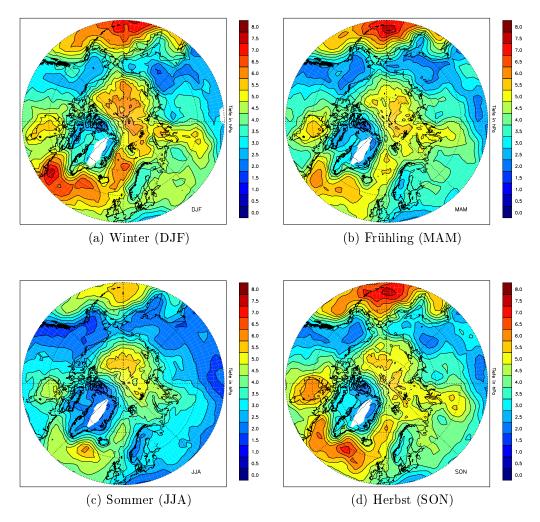


Abbildung 2.24: Mittlere Tiefe der Detektionen in den vier Jahreszeiten von 1958 bis 2009.

Die mittlere jahreszeitliche Tiefe der Detektionen ist in Abb. 2.24 dargestellt. Die Tiefe ist über den Meeren in allen Jahreszeiten größer als über Land. Vor allem über dem Nordatlantik, Nordpazifik und über dem Arktischen Ozean ist die Tiefe besonders groß, im Winter sogar größer als 7.0 hPa. Dazu gehören Neufundland, die Aleuten, die Irminger-See und vereinzelte Bereiche der zentralen Arktis. Im Gebiet der Aleuten werden bis in den Mai große Zyklonentiefen von mehr als 7.5 hPa erreicht. Bei Island dagegen werden mittlere Zyklonentiefen von 6.0 hPa registriert. Im Sommer werden auch bei den Aleuten Tiefen von weniger als 6.0 hPa erreicht.

Insgesamt sind im ganzen Gebiet ab 50° N die Tiefen während des Sommers deutlich kleiner als in den Wintermonaten. Ab September vergrößert sich die Tiefe erneut bei den Aleuten und bei Island, sowie vor der Küste von Neufundland.

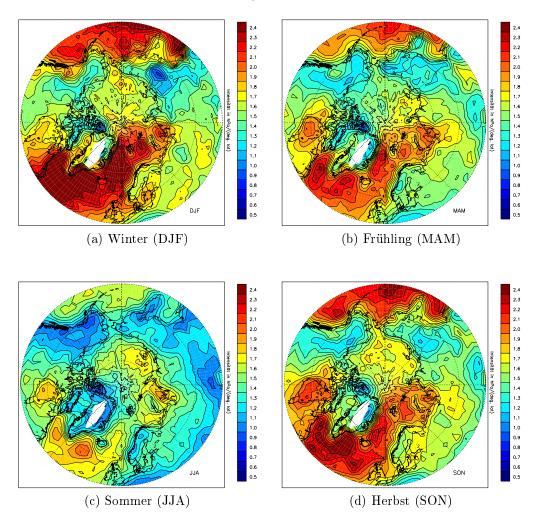


Abbildung 2.25: Mittlere Intensität der Detektionen in den vier Jahreszeiten von 1958 bis 2009.

Wie schon bei der Tiefe der Zyklonen ist auch die mittlere jahreszeitliche Intensität über den Meeren erheblich größer als über den Landmassen. Abb. 2.25 zeigt, dass die Intensität am größten im Winter ist, vor allem über dem Nordatlantik und Nordpazifik. Über dem Arktischen Ozean sind die Zyklonen dagegen weniger stark. Im Gegensatz zur Zyklonentiefe sind die arktischen Zyklonen somit hinsichtlich der Intensität nicht mit den Zyklonen im Bereich der Stormtracks vergleichbar.

Die höchsten Werte der Intensität werden im Winter in Teilen des Nordatlantiks (Neufundland, Irminger-See und Grönland-See) und über dem Ochotskischen Meer registriert. Das Maximum liegt bei über 2.4 hPa/(° lat.)², während über dem Arktischen Ozean nur maximal 1.8 hPa/(° lat.)² erreicht werden. Im Sommer ist die Intensität generell am geringsten mit einem Maximum bei Island mit 1.9 hPa/(° lat.)². Auch über der Ob-Mündung erreicht die Intensität Werte von mehr als 1.8 hPa/(° lat.)², während über dem Nordpazifik die Werte unterhalb von

1.7 hPa/(° lat.)² liegen. Im Herbst baut sich erneut ein Bereich mit hoher Intensität der Detektionen im Nordatlantik und Nordpazifik auf, während die Intensitäten in der zentralen Arktis nur unwesentlich größer werden. Besonders über dem Nordpazifik ist ein großer Kontrast zwischen Sommer und Herbst festzustellen.

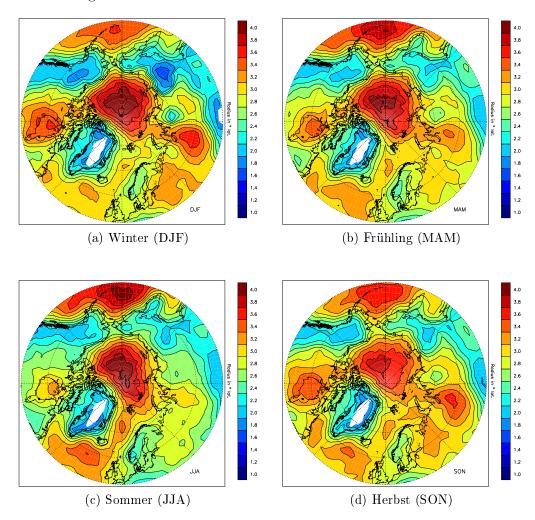


Abbildung 2.26: Mittlerer Radius der Detektionen in den vier Jahreszeiten von 1958 bis 2009.

In Abb. 2.26 ist der mittlere Radius der Zyklonen für die vier Jahreszeiten dargestellt. Große Radien kommen überwiegend über den Meeren vor, während der Radius in allen Jahreszeiten über den Kontinenten und über Grönland überwiegend kleiner als 3.0° lat. ist. Wie schon in Abb. 2.20 ist auch in jeder Jahreszeit der Radius der Zyklonen über dem Arktischen Ozean am größten. Weitere Maxima liegen über dem Nordatlantik und Nordpazifik, über der Hudson-Bay und über der Ob-Mündung. Im Winter hat das Maximum in der Arktis die größte Ausdehnung mit über 4.0° lat., ebenso die schwächeren Maxima über der Hudson-Bay und über der Ob-Mündung. Dagegen ist der Radius im Winter über dem Nordatlantik und -pazifik am kleinsten, wird aber im Sommer maximal, besonders bei den Aleuten. Dort beträgt der mittlere Radius über 4.0° lat und ist mit dem Maximum über dem Arktischen Ozean vergleichbar.

2.4.3 Zeitliche Variabilität

In den folgenden Abbildungen werden die Ergebnisse der Zyklonenanalyse für den Bereich nördlich von 45° N (N45) und nördlich von 75° N (N75) im zeitlichen Verlauf über 52 Jahre gezeigt. Der Bereich >75° N repräsentiert im wesentlichen die zentrale Arktis mit dem Arktischen Ozean. Von Interesse ist dabei vor allem, ob und wenn ja in welchem Maße sich die Zyklonenaktivität und -eigenschaften im Lauf der Jahre verändert haben.

Von der Gesamtzahl an Detektionen von 1736223 entfallen nur etwa $10\,\%$ auf das Gebiet nördlich von 75° N, d.h. 3317 Detektionen/Jahr. Dieses Gebiet beträgt aber nur etwa $11\,\%$ von der Fläche der Nordhalbkugel ab 45° N. Das Zyklonentrackingprogramm kombinierte daraus durchschnittlich 614.8 Zugbahnen/Jahr. Damit beträgt die mittlere Lebensdauer der arktischen Zyklonen 5.3 Termine, also etwa 32 Stunden.

Abb. 2.27 zeigt die monatliche Anzahl der Zyklonendetektionen sowie das gleitende Mittel über 24 Monate. Die Anzahl nördlich von 45° N schwankt im Bereich von 2400 bis 3100 Detektionen pro Monat, während nördlich von 75° N zwischen 100 und 400 Zyklonen pro Monat detektiert werden. Die interannuale Variabilität ist gegenüber dem Jahresgang wesentlich geringer und beträgt nur etwa 50 Detektionen (>45° N) bzw. 10 bis 20 Detektionen (>75° N). Die dekadischen Schwankungen sind dagegen deutlich größer und erreichen Werte von bis zu 100 Detektionen (in Abb. 2.27a) und 40 bis 50 Detektionen (in Abb. 2.27b). Besonders markant ist in beiden Schaubildern das lokale Minimum in den 90er Jahren. Bei den arktischen Detektionen ist der Abfall aber erst von 1997 bis 2002 festzustellen, während er in Abb. 2.27a schon drei Jahre vorher beginnt.

Beide Kurven zeigen einen schwachen positiven Trend. Weil die Variabilität sehr hoch ist, beträgt das Bestimmtheitsmaß der Ausgleichsgeraden nur R^2 =0.137 bzw. R^2 =0.12. Da die Trend-zu-Rauschen-Beziehung T/S in beiden Fällen deutlich kleiner als 2 ist, ist der Trend nicht signifikant.

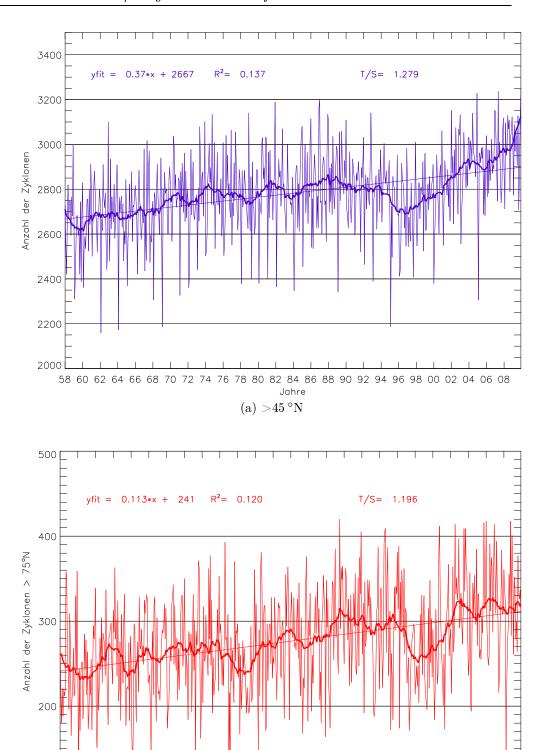


Abbildung 2.27: Zeitlicher Verlauf der monatlichen Anzahl der Zyklonendetektionen von 1958–2009 nördlich von 45° N (a) und nördlich von 75° N (b). Die fett markierte Kurve markiert das gleitende Mittel über 24 Monate. Gleiches gilt auch für die weiteren Abbildungen.

Jahre (b) $> 75\,^{\circ}\mathrm{N}$

58 60 62 64 66 68 70 72 74 76 78 80 82 84 86

Abb. 2.28 zeigt die monatlichen Mittelwerte des Kerndrucks für die Gebiete >45° N bzw. >75° N. Beide Kerndruckkurven schwanken um 1001 hPa. Allerdings sind die Amplituden der Schwankungen mit ±10 hPa im Gebiet >75° N doppelt so groß wie im Gebiet >45° N. Im Gebiet >45° N ist ein klarer Jahresgang des mittleren Kerndrucks mit hohem Kerndruck im Sommer und tiefem Kerndruck im Winter erkennbar. Die Schwankungsbreite des Kerndrucks ist in den Sommermonaten erheblich geringer als in den Wintermonaten. Bei den arktischen Detektionen ist der Jahresgang weniger deutlich. Dort können auch im Sommer starke Zyklonen auftreten. Die Schwankungsbreite der arktischen Detektionen ist im Sommer nur etwas kleiner als im Winter. Die Abweichungen vom langjährigen Trend sind in den Jahren 1968–1970 und 1988–1992 größer als in anderen Jahren.

Beide Kurven zeigen einen schwachen negativen Trend. Das Bestimmtheitsmaß ist ebenfalls sehr klein mit 0.008. Aus den geglätteten Zeitreihen ist eine deutliche Vertiefung zu Beginn der 90er Jahre erkennbar, ebenso wie im Jahr 1968 und 1976, in diesen Jahren vor allem bei den arktischen Detektionen.

In Abb. 2.29 sind die Monatsmittelwerte der Zyklonentiefe dargestellt. Die Saisonalität ist im Gebiet >45° N stark ausgeprägt mit großer Tiefe im Winter und geringer Tiefe im Sommer. In der Zeitreihe der arktischen Detektionen ist dagegen kein klarer Jahresgang erkennbar. Die interannualen Schwankungen sind bei den arktischen Detektionen erheblich größer als bei den Detektionen >45° N. Dort sind auch keine dekadischen Schwankungen zu erkennen, während die arktischen Detektionen dekadische Schwankungen von bis zu 0.3 hPa aufweisen.

Die auffällige Abnahme der mittleren Zyklonentiefe seit 2002 zeigt, dass in ERA-Interim die Zyklonentiefe insgesamt niedrigere Werte annimmt als in ERA-40 (siehe dazu auch Abb. 2.10). Daher wurde ein Trend nur von 1958 bis 2001 berechnet. Beide Trends sind nicht nennenswert von Null verschieden.

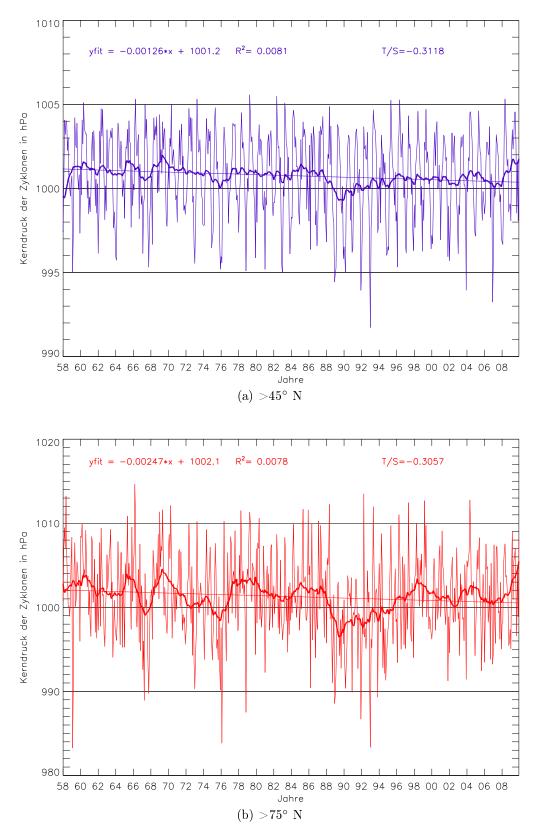


Abbildung 2.28: Zeitlicher Verlauf des mittleren monatlichen Kerndrucks der Detektionen von 1958–2009 nördlich von 45° N (a) und nördlich von 75° N (b).

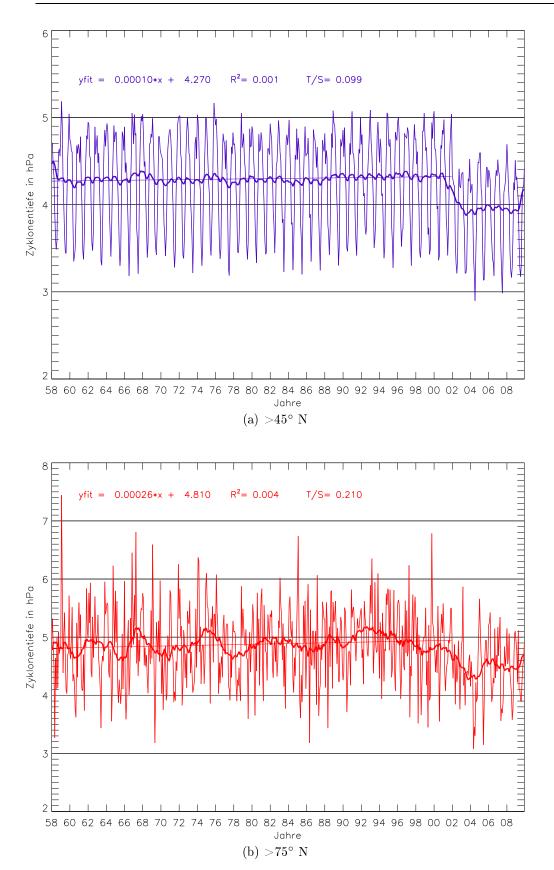


Abbildung 2.29: Zeitlicher Verlauf der mittleren monatlichen Tiefe der Detektionen von 1958–2009 nördlich von 45° N (a) und nördlich von 75° N (b).

Die monatlich gemittelten Intensitäten, die in Abb. 2.30 dargestellt sind, zeigen >45° N ebenfalls eine starke Saisonalität. Die Schwankungen zwischen Sommer und Winter betragen etwa $0.5 \,\mathrm{hPa/(°lat.)^2}$. Die Schwankungsbreite im Sommer ist mit der im Winter vergleichbar. Interannuale und dekadische Schwankungen sind kaum erkennbar. Bei den arktischen Detektionen ist kein klarer Jahresgang erkennbar. Die interannuale Schwankungsbreite ist deutlicher ausgeprägt als bei den Detektionen >45° N und beträgt etwa $0.05 \,\mathrm{hPa/(°lat.)^2}$. Die dekadische Schwankungsbreite erreicht teilweise doppelt so große Werte, vor allem Anfang der 90er Jahre.

Der Trend ist in beiden Schaubildern nur schwach positiv. Da der Wert für T/S in beiden Fällen unter 2.0 liegt, ist der Trend nicht signifikant.

Der monatlich gemittelte Radius zeigt in Abb. 2.31 einen deutlichen Sprung der Werte beim Übergang von ERA-40 zu ERA-Interim. Wie in Kap. 2.4.1 angesprochen, ist die Tiefe vom Radius abhängig, was den Sprung der Werte in Abb. 2.29 erklärt.

Beide Schaubilder zeigen keinen klaren Jahresgang. Die Zeitreihe der arktischen Detektionen zeigt eine erheblich größere monatliche Schwankungsbreite und der Mittelwert liegt um etwa 0.4° lat. höher. Interannuale und dekadische Schwankungen sind nur in der Zeitreihe der arktischen Detektionen erkennbar, jedoch zeigt sich in beiden Zeitreihen ein Anstieg des Radius ab Anfang der 90er Jahre.

Aufgrund des Sprungs in den Zeitreihen wurde der Trend nur für die Jahre 1958 bis 2001 berechnet. Er ist schwach negativ und aufgrund des kleinen Wertes von T/S nicht signifikant.

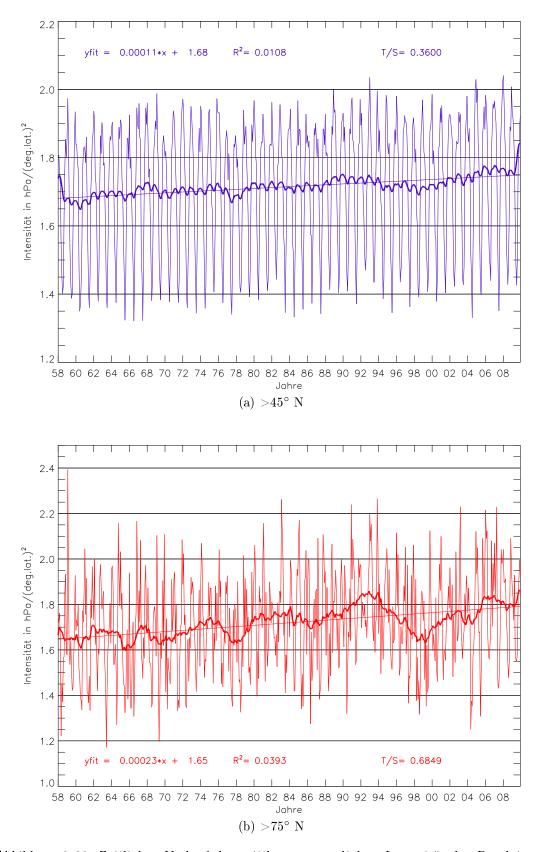


Abbildung 2.30: Zeitlicher Verlauf der mittleren monatlichen Intensität der Detektionen von 1958–2009 nördlich von 45° N (a) und nördlich von 75° N (b).

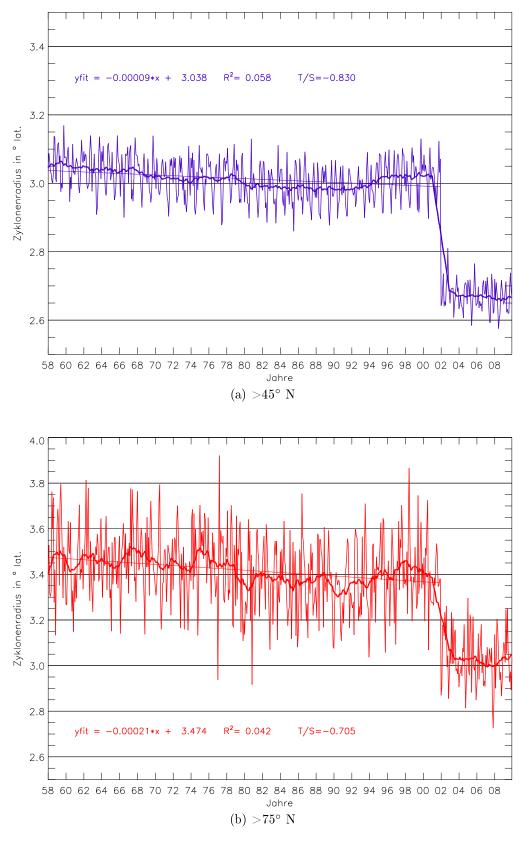


Abbildung 2.31: Zeitlicher Verlauf des mittleren monatlichen Radius der Detektionen von 1958–2009 nördlich von 45° N (a) und nördlich von 75° N (b).

2.4.4 Regionale Unterteilung der Region nördlich von 75° N

In diesem Abschnitt wird die Arktis nördlich von 75° N in verschiedene Regionen eingeteilt. Es hat sich in Kap. 2.4.1 gezeigt, dass es innerhalb der Arktis Unterschiede bezüglich der Anzahl und Eigenschaften der Detektionen gibt. Diese Unterschiede werden im Folgenden genauer analysiert. Es wird die Arktis ab 75° N in sieben flächenmäßig gleich große Gebiete aufgeteilt und nach ihrer geographischen Lage benannt. In Abb. 2.32 ist die Aufteilung schematisch gezeigt. Das Nordpol-Gebiet wird als eigene Region ab 84.5° N abgeteilt. Alle anderen Gebiete umfassen das Gebiet von 75° N bis 84.5° N und einen 60° breiten Längengradsektor.

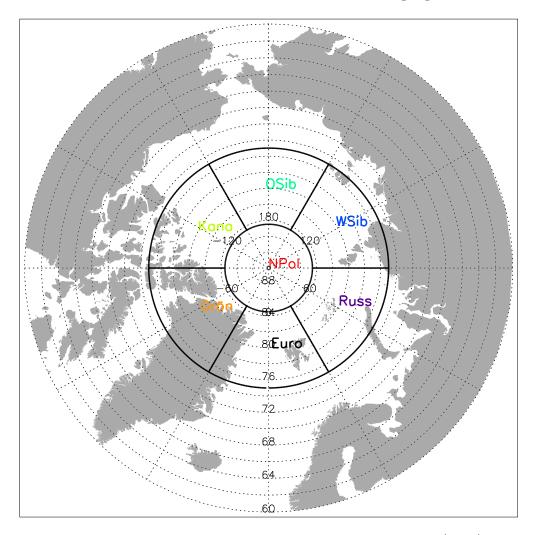


Abbildung 2.32: Unterteilung der Arktis ab 75° N in Regionen: Europa (Euro), Russland (Russ), Westsibirien (WSib), Ostsibirien (OSib), Kanada (Kana), Grönland (Grön) und Nordpol (NPol).

In den folgenden Abbildungen sind die mittleren Jahresgänge der einzelnen Größen aus den Jahren 1958–2009 der Zyklonendetektionen gezeigt. In Abb. 2.33 ist die mittlere monatliche Anzahl der Zyklonendetektionen in den sieben Regionen gezeigt. Ein deutlicher Jahresgang der Anzahl der Detektionen ist in den Regionen Europa und Russland zu erkennen. In den Wintermonaten werden etwa 50–60

Detektionen pro Monat erreicht, während in den Sommermonaten nur etwa 40 Detektionen pro Monat registriert werden. Einen ähnlichen Verlauf zeigt auch die Region Grönland. Dort werden aber insgesamt weniger Detektionen registriert und das Minimum der Detektionen wird in den Monaten April bis Juni erreicht. In der Nordpolregion liegt das Minimum ebenfalls im Frühjahr (April), das Maximum wird aber im September erreicht, während in den Wintermonaten vergleichsweise weniger Detektionen zu finden sind. Auch in der Region Westsibirien wird das Maximum im Herbst erreicht, in den anderen Monaten ist ansonsten aber kein ausgeprägter Jahresgang zu erkennen. Einen deutlich anderen Verlauf haben die Jahresgänge der Regionen Ostsibirien und Kanada. Dort wird das Maximum der Zyklonendetektionen mit mehr als 40 Detektionen pro Monat im Sommer registriert. Im Winter sind dagegen nur etwa 20–30 Detektionen pro Monat zu finden.

In Abb. 2.34 ist der Jahresgang des Kerndrucks der Zyklonendetektionen in den sieben verschiedenen Regionen dargestellt. Anders als bei der Anzahl der monatlichen Detektionen ist der Jahresverlauf hier in allen Regionen sehr ähnlich. In allen Regionen wird das Maximum des Drucks im April oder Mai erreicht, nach einem Minimum im Winter. Mit Beginn des Sommers nimmt der mittlere monatliche Kerndruck in allen Regionen deutlich ab, teilweise innerhalb eines Monats um mehr als 5 hPa. Über den Sommer ergeben sich nur geringe Schwankungen der Monatsmittelwerte, bevor im Herbst in fast allen Regionen der Kerndruck wieder abnimmt. Nur in den beiden Regionen Ostsibirien und Kanada liegt das Minimum im Juli und August, danach steigt der Kerndruck zum Herbst und Winter wieder an.

Abb. 2.35 zeigt den Jahresgang der Zyklonentiefe. In allen Regionen nimmt die Tiefe im Frühjahr nach einem Maximalwert im Winter ab. Das Jahresminimum wird in den Regionen Ostsibirien, Kanada und Nordpol im Mai erreicht. In allen anderen Regionen liegt das Jahresminimum später im Sommer. Die höchsten Werte der Zyklonentiefe werden im Winter und im Sommer in der Region Ostsibirien mit teilweise über 6 hPa registriert. Mit deutlichem Abstand dazu liegt der Jahresgang in der Region Grönland im ganzen Jahr im Bereich von 3 hPa oder darunter.

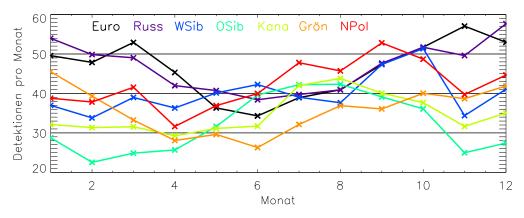


Abbildung 2.33: Mittlerer Jahresgang der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009.

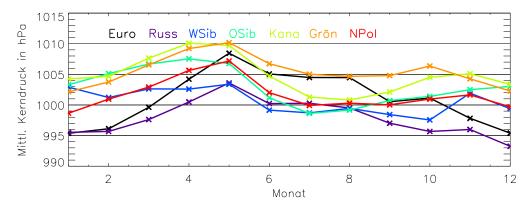


Abbildung 2.34: Mittlerer Jahresgang des Kerndrucks der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009.

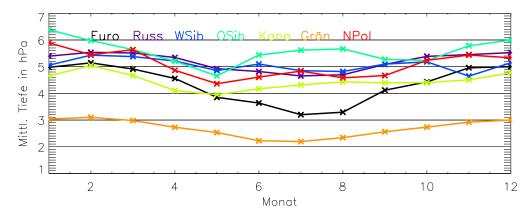


Abbildung 2.35: Mittlerer Jahresgang der Tiefe der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009.

Die mittlere monatliche Intensität der Zyklonendetektionen in Abb. 2.36 zeigt in fast allen Regionen einen ähnlichen Verlauf mit hohen Intensitäten im Winterhalbjahr und niedrigen Intensitäten im Sommerhalbjahr. Dabei ist je nach Region die Amplitude unterschiedlich groß. Am größten ist die Amplitude in der Region Europa mit fast 1.0 hPa/(° lat.)². Im Sommer kehrt sich das Bild um: in der Region Europa werden mit Ausnahme von Grönland die geringsten Intensitäten von unter 1.4 hPa/(° lat.)² erreicht. In allen anderen Regionen ist die Jahresamplitude geringer, so dass das Sommerminimum oberhalb von 1.4 hPa/(° lat.)² liegt. Am geringsten sind die Intensitäten in der Region Grönland während des ganzen Jahres. In den Regionen West- und Ostsibirien ist die Jahresamplitude sehr gering, so dass kein ausgeprägtes Minimum oder Maximum sichtbar ist.

Der mittlere Jahresgang des Radius der arktischen Zyklonen ist in Abb. 2.37 dargestellt. In allen Regionen ist ein Jahresgang nur schwach ausgeprägt. Die Regionen Ostsibirien und Nordpol zeigen einen Jahresgang mit zwei lokalen Minima im Mai und September und ein lokales Maxima im Juli. Die Regionen Europa und Russland haben dagegen ein schwaches Maximum des Radius im Juni. Auch in der Region Grönland ist der Radius der Zyklonen im Sommer größer als im Winter. Die Regionen Kanada und Westsibirien haben dagegen keinen erkennbaren Jahresgang.

Deutlich sind die Unterschiede der absoluten Zahlen erkennbar. Die Radien in der Regionen Grönland sind mit Abstand am niedrigsten und erreichen maximal 2.4° lat. und die Radien der Region Europa erreichen im Juni einen Wert von 3.1° lat. In allen anderen Regionen reichen die Werte dagegen von 3.2 bis 4.1° lat., je nach Region und Monat unterschiedlich.

Die mittlere monatliche Drucktendenz in Abb. 2.38 ist in allen Regionen im ganzen Jahr positiv, mit wenigen Ausnahmen. Am größten ist die Drucktendenz im Winterhalbjahr, am kleinsten im Sommerhalbjahr. Eine Ausnahme bildet dabei nur die Region Europa, in der der Jahresgang genau entgegengesetzt verläuft. In der Region Nordpol ist nahezu kein Jahresgang erkennbar.

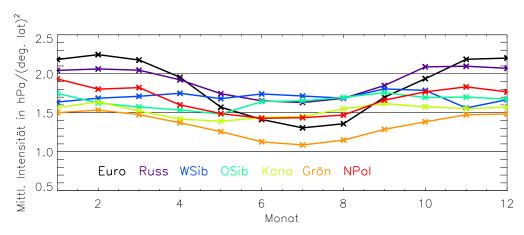


Abbildung 2.36: Mittlerer Jahresgang der Intensität der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009.

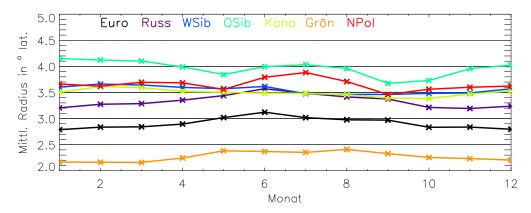


Abbildung 2.37: Mittlerer Jahresgang des Radius der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009.

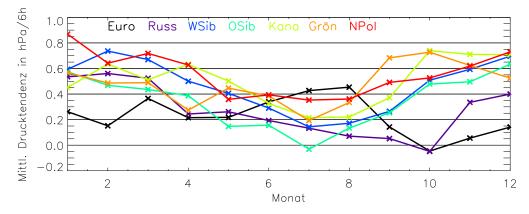


Abbildung 2.38: Mittlerer Jahresgang der Drucktendenz der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009.

2.5 Diskussion der Ergebnisse

In diesem Kapitel wurden Ergebnisse einer Zyklonenstatistik vorgestellt, die im Folgenden zusammengefasst und diskutiert werden.

Zur Suche nach Zyklonen in Reanalysedatensätzen wurde der Algorithmus von Murray und Simmonds (1991a,b) benutzt. In den Feldern des Bodendrucks wird nach einem Vorticity-Maximum gesucht. Davon ausgehend wird iterativ das dazugehörende Druckminimum bestimmt. Aus den Wahrscheinlichkeiten der Übereinstimmungen zwischen vorhergesagten und tatsächlichen Positionen werden anschließend Zyklonenzugbahnen berechnet.

Die beiden Reanalysen ERA-40 und ERA-Interim liefern, wie sich gezeigt hat, teilweise unterschiedliche Ergebnisse bei der Suche nach Zyklonen. Ein möglicher Grund dafür ist, dass die Bodendruckfelder von ERA-40 und ERA-Interim kleine Abweichungen voneinander aufweisen. Im Mittel werden bei ERA-Interim mehr Zyklonen detektiert, da ERA-Interim mit einer etwas höheren Auflösung gerechnet wird. Auch Blender und Schubert (2000); Zolina und Gulev (2002); Pinto et al. (2005) haben auf solche Differenzen bei unterschiedlichen Auflösungen bereits hingewiesen. Geringe Unterschiede sind bei den Vergleichen des Kerndrucks und der Intensität der Zyklonen zu finden, während die Vergleiche der Zyklonentiefe und des Radius größere Differenzen zeigen. Insgesamt sind aber die Unterschiede zwischen beiden Reanalysen so gering, dass die Zeitreihen von 1958 bis 2009 zusammengesetzt wurden (ERA-40: 1958–2001, ERA-Interim: 2002–2009), so dass ein Zeitraum von 52 Jahre entstand.

Doch nicht nur verschiedene räumliche Auflösungen produzieren unterschiedliche Ergebnisse. Auch verschiedene Reanalysen ergeben Unterschiede der Häufigkeiten und Eigenschaften von Zyklonen. Neben den Reanalysen des ECMWF wurden für die Suche nach Zyklonen in einigen Veröffentlichungen auch Reanalysen des NCEP-NCAR benutzt. Diese sind für die Jahre 1948 bis 2005 verfügbar, überspannen also einen längeren Zeitraum als ERA-40. Allerdings liegt die räumliche Auflösung nur bei etwa 2° × 2°, während ERA-40 in einer Auflösung von 1.125° × 1.125° vorliegt. Hodges et al. (2003); Hanson et al. (2004); Trigo (2006); Wang et al. (2006a) untersuchten die Unterschiede der beiden Datensätze hinsichtlich der Eigenschaften von Zyklonen. Insgesamt wurden dabei gute Übereinstimmungen gefunden, in Details differieren aber die Ergebnisse. In ERA-40 werden vor allem mehr extreme und sehr schwache Zyklonen gefunden, während mehr mittelstarke Zyklonen in NCEP-NCAR zu finden sind (z. B. Wang et al. (2006a)). Im Sommer sind die Differenzen am ausgeprägtesten (Löptien et al., 2008). Simmonds et al. (2008) fanden generell mehr Zyklonen in ERA-40 als in NCEP.

Auch beim Vergleich der verschiedenen Zyklonen-Parameter sind Unterschiede festzustellen. Der mittlere Radius und die mittlere Intensität der arktischen Zyklonen ist in NCEP größer als in ERA-40 (Simmonds et al., 2008). Affeld (2003) untersuchte die Reanalysedaten ERA-15 des ECMWF mit den operationellen ECMWF-Analysen für einen Überlappungszeitraum von zwei Monaten und fand nur geringe Differenzen des Bodendruckfeldes. Die absoluten Zahlen der gefundenen Zyklonendetektionen und Zyklonenzugbahnen differieren in der Literatur deutlich. Dabei spielt es eine große Rolle, welcher Bereich betrachtet wurde, welcher Datensatz benutzt wurde und über welchen Zeitraum Zyklonen detektiert wurden. Die mittlere jährliche Anzahl von 33 389 Detektionen bzw. 4443 Zyklonenzugbahnen im Gebiet >45° N, die in dieser Arbeit registriert wurden, liegt deutlich über den meisten absoluten Zahlen anderer Veröffentlichungen, wie in Tab. 2.1 dargestellt ist. In manchen Veröffentlichungen ist die absolute Anzahl von Zyklonen über den jeweiligen Zeitraum angegeben. Zur Veranschaulichung wurden daraus mittlere Jahreswerte berechnet.

Autor und Jahr	Zeitraum	Gebiet	Detektionen	Zugbahnen
N45 (1)	1958-2009	ab 45° N	33 389	4443
N75 (1)	1958 - 2009	ab 75° N	3317	615
Affeld (2003)	1979 - 2000	ab 60° N	8185	1417
Jahnke-Bornemann (2010)	1979 - 2000	ab 60° N	25448	4398
Sepp und Jaagus (2010)	1948 - 2002	ab 68° N		534
Zhang et al. (2004)	1948 - 2002	ab 70° N		234
Simmonds et al. (2008)	1958 - 2001	ab 70° N	≈ 7300	

Tabelle 2.1: Übersicht der Ergebnisse der Zyklonensuche in verschiedenen Veröffentlichungen. Aus Jahnke-Bornemann (2010) wurde der Lauf I ausgewählt. Simmonds et al. (2008) gaben die mittlere Anzahl der Detektionen pro Zeitschritt an. Daraus wurde ein Jahresmittel berechnet. Zu (1) siehe Kap. 2.4.3.

Mit einem halbautomatischen Verfahren erhielt Affeld (2003) etwa 190 000 Detektionen in 22 Jahren ab 60° N, also etwa 8200 Detektionen/Jahr. Jahnke-Bornemann (2010) benutzte das Suchprogramm von Blender (1997) mit verschiedenen Parametereinstellungen und erhielt so eine Bandbreite von etwa 80 000–560 000 Detektionen ab 60° N für insgesamt 22 Jahre. Bei einem Vergleich mit den Ergebnissen von Affeld (2003) überzeugten zwei Läufe des Suchprogramms mit 560 000 und 220 000 Detektionen. Der Lauf des Suchprogramms mit 560 000 Detektionen liegt im Bereich der Detektionsanzahl dieser Arbeit und hat zwar wesentlich mehr Detektionen als der Vergleichsdatensatz von Affeld (2003), zeigt aber einen sehr ähnlichen Jahresgang der Detektionen und ist in Tab. 2.1 aufgeführt (Jahnke-Bornemann, 2010). Erheblich mehr Detektionen wurden bei Simmonds et al. (2008) ab 70° N registriert. Angegeben ist in dieser Veröffentlichung die mittlere Anzahl von etwa 5 Detektionen/Zeitschritt. Hochgerechnet ergibt sich eine Anzahl von ungefähr 7300 Detektionen/Jahr, mehr als 3300 Detektionen/Jahr ab 75° N, die in dieser Arbeit registriert wurden.

Bei Sepp und Jaagus (2010) wurden im Zeitraum von 1948–2002 im Bereich nördlich von 68° N 534 Zyklonen/Jahr registriert, etwas weniger als bei Affeld (2003) (1417 Zyklonen/Jahr ab 60° N) und deutlich weniger als bei Jahnke-Bornemann (2010) (4398 Zyklonen/Jahr). Zhang et al. (2004) betrachteten die Arktis ab 70° N und erhielt etwa 230 Zyklonen/Jahr über den Zeitraum von 1948–2002. In dieser Arbeit wurden im Gebiet nördlich von 75° N etwa 610 Zyklonen/Jahr registriert.

Dieser Wert passt also ungefähr zu den Ergebnissen von Sepp und Jaagus (2010), Affeld (2003) und Jahnke-Bornemann (2010), ist aber deutlich größer als der Wert von Zhang et al. (2004).

Die räumliche und zeitliche Verteilung der nordhemisphärischen Zyklonen hat klare Strukturen. Besonders viele Zyklonen finden sich über dem Nordatlantik sowie über dem Nordpazifik entlang der Polarfront, an der Baroklinität die Zyklogenese begünstigt. Über der zentralen Arktis, aber auch über Teilen der eurasischen und nordamerikanischen Landmassen werden wesentlich weniger Zyklonen gefunden. Besonders im Winter ist dieser Kontrast sehr ausgeprägt, wenn das Islandtief sowie das Aleutentief mit zwei Zentren im Golf von Alaska und im Ochotskischen Meer klar dominieren. Im Sommer dagegen schwächt sich der Kontrast deutlich ab, da auch in der Arktis viele, aber eher schwache Zyklonen über das Meereis ziehen. Viele dieser Zyklonen entstehen über der sibirischen Nordpolarmeer-Küste. Eine sehr ähnliche Verteilung wurde auch z. B. von Zhang et al. (2004); Tsukernik et al. (2007); Serreze und Barrett (2007) gezeigt. Von Serreze und Barrett (2007) wird in diesem Zusammenhang von einem Sommerzyklonen-Maximum gesprochen. Zwei Ursachen werden für das Auftreten vieler Zyklonen in der zentralen Arktis im Sommer genannt. Zum einen verschiebt sich ein Trog in der mittleren Atmosphäre über dem Ural im Sommer weiter nach Osten, zum anderen sorgt die unterschiedliche Erwärmung des schneefreien Landes und des eisbedeckten arktischen Meeres für Baroklinität (Simmonds et al., 2008). Allerdings ist auch über dem schmelzenden Eis im Sommer das Potential für hohe Wärme- und Feuchteflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre vorhanden, was die Entwicklung von Zyklonen ebenfalls begünstigen kann (Simmonds et al., 2008). Von Serreze et al. (2001) wurde festgestellt, dass Zyklonen, die über Alaska oder nördlich davon entstehen, eher nicht in die zentrale Arktis wandern, sondern vielmehr in Richtung des nordkanadischen Archipels propagieren.

Auch für die Zyklonen-Parameter Kerndruck, Drucktendenz und Intensität sind die Strukturen, wie oben für die Anzahl der Detektionen beschrieben, deutlich erkennbar: die tiefsten und intensivsten Zyklonen sind im Bereich des Islandtiefs und des Aleutentiefs im Winter zu finden, während über dem pazifischen Teil der zentralen Arktis eine Brücke von höherem Kerndruck und geringerer Intensität liegt. Ähnliche Verteilungen sind auch z. B. bei Affeld (2003); Zhang et al. (2004); Serreze und Stroeve (2008) zu finden. Im Sommer werden die tiefsten Zyklonen dagegen in der zentralen Arktis registriert (Simmonds et al., 2008).

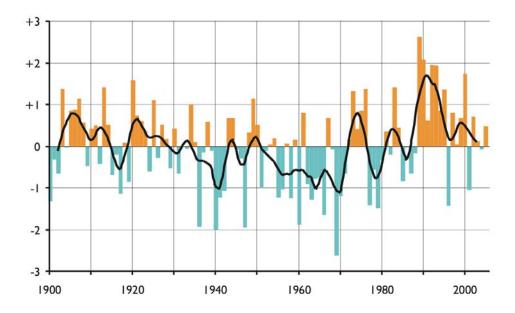


Abbildung 2.39: Zeitreihe des Indexes der Nordatlantischen Oszillation (NAO) im Winter (Dezember bis März). Der Index wurde berechnet aus dem Luftdruckgegensatz zwischen dem Azorenhoch und dem Islandtief (Hurrell, 2010).

Betrachtet man Monatswerte der Zyklonen nördlich des 45. Breitengrads, so stellt man fest, dass die Anzahl der Zyklonen in den letzten 50 Jahren zugenommen hat. Auch die Anzahl der arktischen Zyklonen ab 75° N ist im betrachteten Zeitraum gestiegen. Dies wird von Affeld (2003); Jahnke-Bornemann (2010); Sepp und Jaagus (2010) u. a. bestätigt. Die ansteigenden Trends der Jahreswerte sind signifikant (Affeld, 2003; Sepp und Jaagus, 2010), wie auch in dieser Arbeit (nicht gezeigt). Simmonds et al. (2008) stellten dagegen fest, dass sowohl in ERA-40 als auch in NCEP die Trends der Zeitreihen ab dem Jahr 1979 nicht signifikant sind. Sie betonten daher die Schwierigkeit, berechnete Trends zu bewerten und verwendeten deshalb verschiedene Reanalysedatensätze über gleich lange Zeitreihen. Sie fanden große Übereinstimmungen zwischen verschiedenen Reanalysen im Zeitraum ab 1979.

Die dargestellten Trends sind von kurzfristigeren Schwankungen überlagert. Anfang der 90er Jahre nahm die Anzahl der Zyklonen vor allem ab 75° N zu. Im gleichen Zeitraum nahm der Kerndruck deutlich ab und die Intensität und die Tiefe der Zyklonen in der Arktis erhöhte sich. Zugleich verstärkte sich, wie in Abb. 2.39 zu sehen, in dieser Zeit der Index der Nordatlantischen Oszillation (NAO) deutlich (z.B. WMO (2007); Wanner et al. (2001)). Serreze et al. (1997) fanden in einem Vergleich der Zeiträume von 1973–1983 und 1983–1993 bereits einen Zusammenhang zwischen einem höheren NAO-Index und einer verstärkten Zyklonen-Aktivität, mit einer polwärtigen Verschiebung der Zugbahnen.

Ab Mitte der 90er Jahre nahm die Anzahl der Zyklonendetektionen wieder ab. Deutlich wird der Effekt vor allem in der Arktis. Auch die Intensität und die Tiefe nahmen ab, während der Kerndruck stieg. Verbunden war das mit einer sinkenden, aber weiterhin positiven NAO. Simmonds et al. (2008) bestätigten die Erkenntnisse

von Serreze et al. (1997), fanden aber eine noch höhere Korrelation der Zyklonen-Parameter mit der Arktischen Oszillation (AO).

Trends in den Zeitreihen von 1958–2009 sind sowohl in den monatlichen Zeitreihen des Drucks als auch in denen der Intensität und des Radius zu erkennen. Sie sind aber nicht signifikant. Während der Kerndruck und der Radius sowohl bei den arktischen als auch bei allen betrachteten Zyklonen insgesamt abgenommen hat, ist die Intensität ebenfalls in beiden Fällen größer geworden, wobei die Intensität nördlich von 45° N eine besonders starke jahreszeitliche Variabilität aufweist. Die Zeitreihen der Zyklonentiefe zeigen dagegen keinen Trend. Simmonds et al. (2008) unterteilten die Zeitreihen in Sommer und Winter und in schwache und starke Zyklonen, entsprechend der Definition in Kap. 2.1. Die sommerliche Tiefe und Intensität der arktischen Zyklonen hat signifikant zugenommen. Dies gilt auch für die starken Zyklonen, nicht aber für die schwachen Zyklonen, deren Tiefe und Intensität sogar abgenommen haben.

Viele Studien untersuchten in den letzten 20 Jahren die Änderungen der Zyklonenaktivität vor allem in den mittleren Breiten. Sowohl regionale Unterschiede als auch die Verbindung mit Zirkulationsmustern wurden dabei untersucht, so z. B. die Verbindung mit der NAO (Schneidereit et al., 2007; Ulbrich und Christoph, 1999) und zu El Niño / Southern Oscillation (ENSO) (Luksch et al., 2005; Wang et al., 2006b). Ebenso wurden die Änderungen der Eigenschaften von Zyklonen in Klimaszenarien analysiert, z. B. bei Ulbrich und Christoph (1999); Lionello et al. (2002); Raible et al. (2007); Löptien et al. (2008).

Eine kleinere Anzahl von Veröffentlichungen untersuchte speziell arktische Zyklonen. So fanden McCabe et al. (2001) einen Unterschied in arktischen Zyklonen und den Zyklonen der mittleren Breiten. Während die Anzahl der Zyklonen im Zeitraum von 1959–1993 in den mittleren Breiten abgenommen hat, hat sie in der Arktis zugenommen. Auch bei Gulev et al. (2001) wurde eine zunehmende Anzahl der arktischen Zyklonen von 1958 bis 1999 festgestellt. Brümmer et al. (2000) analysierten Zyklonen nördlich von 60° N des ERA-15 Datensatzes (1978–1994) und fanden eine Abnahme des Bodendrucks und eine Zunahme der Intensität sowie die Verschiebung der Zyklonenbahnen nach Norden. Auch in Analysen von Sepp und Jaagus (2010) wurde eine Zunahme der Anzahl der Zyklonen nördlich von 68° N festgestellt, ebenso Simmonds et al. (2008) (ab 70° N). Diese Zunahme geht vor allem darauf zurück, dass mehr Zyklonen von den mittleren Breiten über den 68. Breitengrad in die Arktis ziehen. Gleiches stellten auch Zhang et al. (2004) fest.

Die Untersuchung der Zeitreihen der Zyklonenparameter von einzelnen Regionen der Arktis zeigt eine Teilung der Arktis in drei Klassen (siehe Abb. 2.40 und Simmonds et al. (2008)). Während Zyklonen im atlantischen Sektor jahreszeitliche Schwankungen aufweisen, wie sie auch im Nordatlantik und Nordpazifik üblich sind (d. h. mit vielen starken Zyklonen im Winter und mit weniger und schwächeren Zyklonen im Sommer), ist der mittlere Jahresgang in den Regionen Ostsibirien, Kanada umgekehrt. Dort ist ein Sommermaximum der Zyklonen-Anzahl zu erkennen mit einer relativ höheren Intensität und Tiefe als in den atlantisch geprägten Regionen. Allen Regionen gemeinsam ist allerdings das Druckmaximum zum Ende

des Winterhalbjahres vor Beginn der Schmelzperiode im April und Mai. Ein zweites lokales Druckmaximum wird in manchen innerarktischen Regionen im Herbst erreicht. In der Nordpolregion ist ein Jahresgang der Zyklonenparameter kaum zu erkennen. Daher stellt dieses Gebiet eine Übergangsbereich dar.

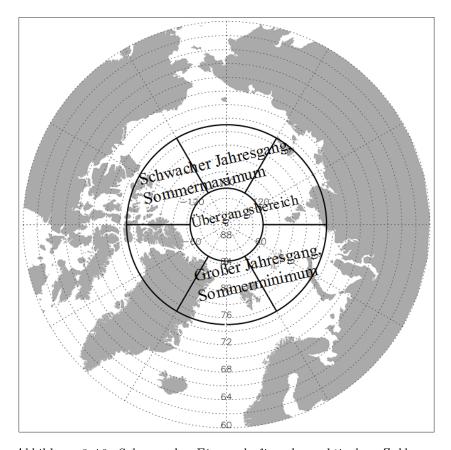


Abbildung 2.40: Schema der Eigenschaften der arktischen Zyklonen.

Zhang et al. (2004) unterteilten die Arktis ab 60° N in vier Regionen und untersuchten ebenfalls Jahresgänge der Intensität der Zyklonen. Die Intensität wurde hier allerdings definiert als Druckunterschied zum klimatologischen Mittel. In allen Regionen wurde ein Minimum in den Sommermonaten Juni oder Juli registriert. Das Maximum der Intensität tritt in den Wintermonaten auf, mit Ausnahme der Region Nordamerika. Dort wurden zwei Maxima im Mai und September registriert.

In Kap. 4 wird mit Hilfe der registrierten Zyklonen der Einfluss auf das arktische Meereis anhand von Prozessstudien näher untersucht. Dazu werden die Bojendaten verwendet, die im folgenden Kap. 3 beschrieben werden. Verwendet werden die in diesem Kapitel beschriebenen Daten auch in der Doktorarbeit von Kriegsmann (2011), in der die Daten der Zyklonensuche mit Ausgabedaten des am Alfred-Wegener-Instituts für Polarforschung entwickelten Eis-Ozean-Modells NAOSIM in Zusammenhang gebracht werden. Damit sollen ebenfalls Einflüsse von Zyklonen auf das arktische Meereis untersucht werden.

"Es sah wirklich aus, als ob wir jetzt endgültig eingefroren waren, und ich erwartete nicht, daß die "Fram" eher aus dem Eis wieder herauskam, als bis wir auf der anderen Seite des Pols waren und uns dem Atlantischen Ozean näherten. Der Herbst war schon ziemlich weit fortgeschritten, die Sonne stand von Tag zu Tag niedriger am Himmel, und die Temperatur fiel stetig. Die lange Winternacht kam heran - die gefürchtete Nacht."

aus: "In Nacht und Eis: Die Polarexpedition 1893–1896", Fridtjof Nansen, 1897, S. 69

Kapitel 3

Die DAMOCLES-Bojenexperimente

Die allgemeine Zirkulation des Meereises im Arktischen Ozean kann im Wesentlichen in zwei Driftbereiche eingeteilt werden. Der "transpolare Driftstrom" transportiert das Eis von den sibirischen Schelfgebieten über den eurasischen Bereich der Arktis und weiter durch die Framstraße in die Grönland-See. Das zweite Driftregime wird "Beaufort-Wirbel" genannt und stellt eine antizyklonale Rotation des Eises in der Beaufort-See und der kanadischen Arktis dar (z. B. Proshutinsky und Johnson (1997); Zhao und Liu (2005)). Der Einflussbereich der beiden Eisströme verschiebt sich beständig hin und her. Daraus resultiert eine Übergangszone, in der kleine Störungen auf die weitere Driftrichtung der Eisschollen einen großen Einfluss haben. Typische Eisdriftgeschwindigkeiten liegen in der Arktis zwischen 1–5 cm/s. In den Randgebieten sind diese Geschwindigkeiten mitunter wesentlich höher. Insbesondere in der Framstraße können Driftgeschwindigkeiten bis zu 1.0 m/s erreicht werden (Leppäranta, 2005).

Die wissenschaftliche Erforschung der Meereisdrift begann mit der Expedition von Nansen 1893–1896 in der Arktis. Bereits in der Veröffentlichung von Nansen (1902) wird ein Drift/Wind-Verhältnis, genannt "Windfaktor", von 2% und eine Winkeldifferenz von 30° angegeben. Messungen der antarktischen Meereisdrift wurden erstmals im Rahmen der Forschungsfahrt der "Deutschland" im Jahr 1911 und 1912 (Brennecke, 1921) durchgeführt. In den folgenden Jahren und Jahrzehnten wurden viele weitere Erkenntnisse bezüglich der Meereisdrift gesammelt, z.B. durch Ekman (1905), Rossby und Montgomery (1935) und Zubov (1945).

Das russische Nordpol-Programm mit der Errichtung von bemannten Stationen auf dem Eis wurde 1937 zum ersten Mal gestartet. Dazu wurde 1937 die Station "Nordpol-1" auf einer Eisscholle aufgebaut. Ab 1951 wurde das Programm regelmäßig bis 1991 durchgeführt. Durch den politischen Umbruch in Russland Anfang der 1990er Jahre startete nach einer Pause von mehreren Jahren erst im Jahr 2003 eine neue Nordpol-Station und zuletzt im September 2007 die Station "Nordpol-35".

In den 50er Jahren wurde die amerikanische Station "Fletchers Ice Island" (T-3) aufgebaut. Diese Station driftete einige Jahre im Beaufort-Wirbel, so dass bis in die 60er Jahre dort Forschung betrieben wurde (z. B. Hunkins (1967)). Rund 30 Jahre später wurden mit dem SHEBA-Projekt 1998 erneut Langzeitmessungen in

der Beaufort-See verwirklicht.

Seit den 70er Jahren werden zunehmend automatische Stationen verwendet, die zunächst mit dem ARGOS-Satellitensystem ausgestattet sind. Wie in Kap. 3.1 beschrieben, ist jedoch die Genauigkeit der Positionsbestimmung nicht immer ausreichend. Seit der Entwicklung des Global Positioning Systems (GPS), das eine wesentlich höhere Genauigkeit ermöglicht, werden automatische Stationen auch damit ausgestattet.

Gleichzeitig wurde auch die Beobachtung des Meereises durch Satellitenmessungen weiter ausgebaut. Besonders nützlich sind passive Mikrowellengeräte, wie z. B. AMSR-E (Spreen et al., 2005, 2008). Ein großer Vorteil besteht vor allem in der flächenhaften Erfassung des Meereises, doch ist zugleich die zeitliche Auflösung für arktisweite Analysen auf 24 h limitiert. Teilweise werden Daten mit einer zeitlichen Differenz von zwei bis drei Tagen benutzt. Neben der flächenhaften Erfassung der Eisoberfläche besteht ein weiterer Vorteil der Mikrowellen darin, dass sie unabhängig von der Wolkenbedeckung über der Arktis sind. Neben der eher groben zeitlichen Auflösung besteht ein weiterer Nachteil darin, dass die räumliche Auflösung der Satellitendaten nur zwischen 50 und 7 km liegt.

Einen wertvollen Datensatz liefert das International Arctic Buoy Program (IABP), das 1978 vom Polar Science Center (PSC) und dem Applied Physics Laboratory der University of Washington initiiert wurde. Seit 1979 wurden regelmäßig Kampagnen mit Bojen in der Arktis durchgeführt. Heutzutage wird das Programm von 20 Instituten aus neun Ländern betrieben und steht unter dem Dach der World Meteorological Organization (WMO) und der Intergovernmental Oceanographic Commission. Aus dem Programm sind seit 1979 zahlreiche Forschungsarbeiten und wissenschaftliche Erkenntnisse hervorgegangen, z. B. Thorndike und Colony (1982), Colony und Thorndike (1985), Proshutinsky und Johnson (1997), Serreze et al. (1989b), Serreze et al. (1989a), Thomas (1999), Zhang et al. (2000).

Als Schnittstelle zwischen Atmosphäre und Ozean ist das Meereis von großer Bedeutung im arktischen Klimasystem. Der Austausch von kinetischer Energie, Wärme und Material ist stark abhängig von Eisausdehnung, Eisdicke und Eiskonzentration. Diese Parameter wiederum hängen von der Eisdrift und der Divergenz bzw. Konvergenz der Eisschollen ab. Die unterschiedlichen Prozesse werden in Kap. 4 untersucht. Dank der Daten, die im Rahmen des EU-Projektes DAMOCLES aus den Bojenexperimenten D07 und D08 gewonnen wurden, sind Analysen über zwei mehrmonatige Zeitreihen möglich. In Folgenden werden diese Datensätze vorgestellt.

Wie unterschiedlich ist die Drift in verschiedenen Regionen und wie ändert sich die Drift im Jahresgang? Wie stark mäandriert die Drift, d. h. welchen Einfluss hat eine unterschiedliche zeitliche Auflösung der Ortsbestimmung einer Eisboje auf die berechnete Driftgeschwindigkeit? Wie unterschiedlich ist die Drift in verschiedenen Jahren? Welchen Einfluss haben einzelne Zyklonen auf das Eis? Wie groß ist der Einfluss des Windes auf das Eis? Wie groß sind die Größen Translation, Divergenz, Vorticity und Deformation, die das Bewegungsfeld des Eises beschreiben? Kap. 4 beantwortet diese Fragen.

3.1 Das DAMOCLES-Bojenexperiment 2007 (D07)

Im April 2007 wurde das erste Bojenexperiment der Universität Hamburg im Teilprojekt WP2 des DAMOCLES-Projekts in der zentralen Arktis gestartet. Zu dieser Zeit lief bereits die Tara-Kampagne im Rahmen des DAMOCLES-Projekts. Eine Gruppe europäischer Wissenschaftler ließ sich mit dem Segelschiff "Tara" im Herbst 2006 im arktischen Meereis nördlich von Sibirien einfrieren und trieb mit der transpolaren Drift Richtung Nordpol und Framstraße (Gascard et al., 2008). Die "Tara" wurde ab dem Frühjahr 2007 auch als Basisstation für weitere Projekte genutzt, so auch für die Durchführung des Bojenexperiments der Universität Hamburg.

Für das Experiment Damocles 2007 (D07) wurden 16 Bojen des Typs Compact Air-Launch Ice Beacon (CALIB) der kanadischen Firma Metocean Inc. benutzt. Mit einem Flugzeug des Typs Twin Otter startete man von der Tara-Station aus zu Flügen über das Eis. An vorher bestimmten Koordinaten wurden dann die einzelnen Bojen aus der offenen Flugzeugtür in geringer Höhe und bei niedriger Fluggeschwindigkeit abgeworfen (siehe Abb. 3.1).



Abbildung 3.1: Abwurf einer Compact Air Launch Ice buoy (CALIB) von D07 vom Flugzeug auf das Meereis.

Die CALIB-Bojen übermitteln außer der Position auch den Bodendruck und die Temperatur. Für die Messung des Drucks wird ein Vaisala PMB-100 Drucksensor benutzt. Die Temperatur wird von einem YSI Model 44032 Thermistor gemessen. Die Bojen sind 0.92m lang, haben einen Durchmesser von 12cm und ein Gewicht

von 8.2 kg. Zur Ausstattung gehört auch ein Landefallschirm, der den Fall auf das Eis abdämpft. Jedoch sind diese Bojen nicht schwimmfähig. Die Messgeräte haben laut Hersteller eine Genauigkeit von ±1hPa bzw. ±1K. Da die CALIB-Bojen keine Windmessungen ermöglichen, werden zur weiteren Analyse der Daten in Kap. 4 die Windmessungen vom 10 m-Mast der Tara-Station und deren GPS-Positionen verwendet. Diese Messungen wurden u. a. von der Universität Tartu, Estland durchgeführt (Vihma et al., 2008).

Die Sende-Signale werden von den ARGOS-Satelliten empfangen und weitergeleitet. Die Positionen der einzelnen Bojen können mit zwei verschiedenen Methoden bestimmt werden. Wird das Signal von mindestens drei verschiedenen Satelliten empfangen, wird daraus direkt eine Position berechnet. Andernfalls muss ein Satellit dreimal hintereinander das Sendesignal der gleichen Boje empfangen. Aus der Frequenzverschiebung des Sende-Signals kann dann ebenfalls eine Position errechnet werden. Aus den empfangenen Daten wurden einstündige Zeitreihen interpoliert.

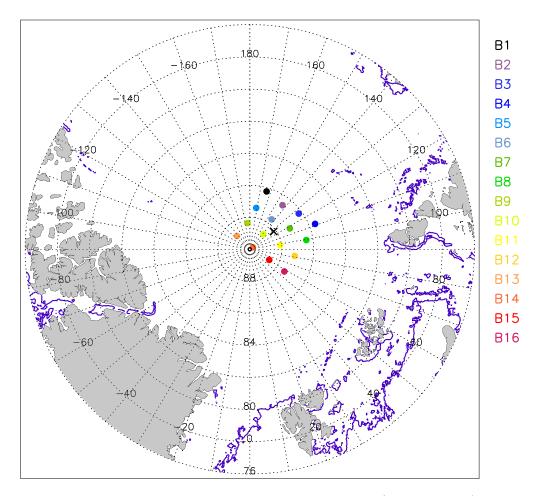


Abbildung 3.2: Erste Position der CALIB-Bojen von D07 (bunte Punkte) und Tara-Station (schwarzes Kreuz) am 28. April 2007. Eingezeichnet in blau ist auch die 75%-Isolinie der Eisbedeckung am 28. April 2007.

Die Bojen wurden auf vier Flügen am 22. und 23. April 2007 ausgelegt. Danach meldeten die Bojen alle 20 Minuten ihre Daten, aus denen dann einstündige Zeitreihen interpoliert wurden (siehe Abb. 3.4). Die erste Boje verschwand am 22. Mai. In den folgenden Monaten verschwanden in der Schmelzperiode nach und nach 13 von 16 Bojen, allerdings meldeten sich davon 6 Bojen nach unterschiedlich langer Zeit wieder zurück. Vermutlich hatten diese Bojen während der Schmelzperiode in einem Schmelztümpel auf dem Eis gelegen, wobei die Sendeleistung der Boje nicht ausreichte, um durch das Wasser ihre Daten an die Satelliten weiterzugeben. Nur sieben Bojen überlebten den arktischen Sommer und sendeten am 1. Oktober noch Daten.

In Abb. 3.3 sind die Trajektorien der D07-Bojen über den ganzen Zeitraum dargestellt. Die Trajektorien starten am 25. April 2007 nach den Bojenabwürfen in der Nähe das Nordpols und enden im Fall von Boje 5 am 31. Januar 2008. Alle Bojen drifteten entlang der transpolaren Drift in Richtung der Framstraße. Wie in Abb. 3.4 zu sehen ist, meldeten sich sechs Bojen gegen Ende der Schmelzperiode Anfang September wieder kurzzeitig zurück. Nur drei der Bojen erreichten Ende des Jahres 2007 die Framstraße. Im Bereich des Eisrandes verschwanden zwei der drei verbliebenen Bojen, während die letzte Boje im ostgrönländischen Meereisstrom nach Süden weiterdriftete und sich schließlich am 31. Januar das letzte Mal nordwestlich von Island auf Höhe des 70. Breitengrades meldete.

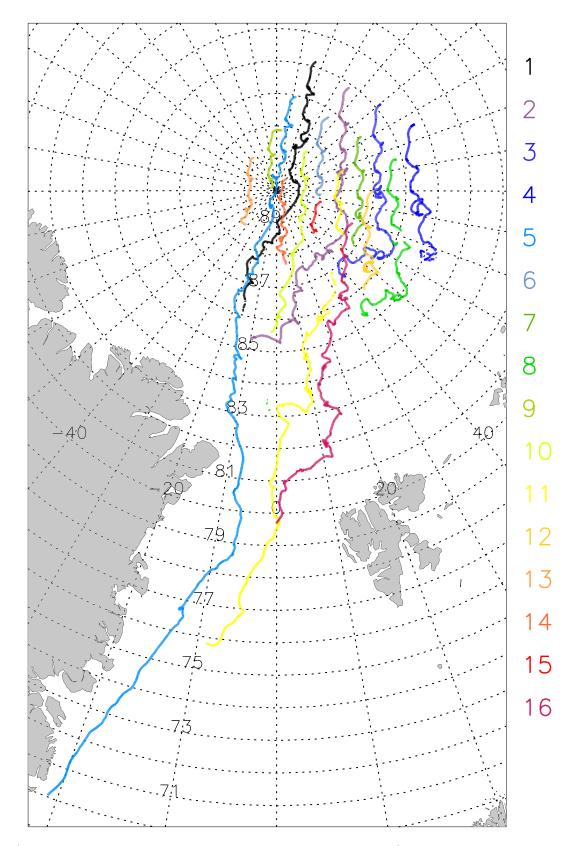


Abbildung 3.3: Trajektorien der CALIB-Bojen von D07 von April 2007 bis Januar 2008.

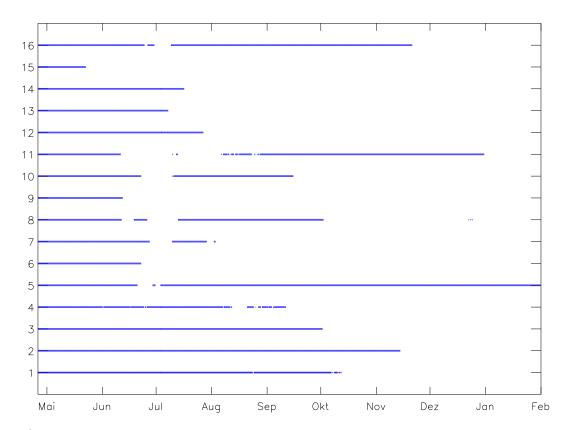


Abbildung 3.4: Messzeiträume der einzelnen Bojen von D07, Meldung der Position.

Nr.	Startdatum	Enddatum	Startpunkt	Endpunkt	N
1	22.04.07	12.10.07	$163.2\mathrm{O}/85.9\mathrm{N}$	$15.5\mathrm{W}/86.1\mathrm{N}$	4045
2	22.04.07	14.11.07	$144.9\mathrm{O}/86.1\mathrm{N}$	$9.6\mathrm{W}/85.3\mathrm{N}$	4912
3	23.04.07	01.10.07	$129.8\mathrm{O}/85.9\mathrm{N}$	$37.3\mathrm{O}/86.7\mathrm{N}$	3842
4	23.04.07	11.09.07	$115.6\mathrm{O}/85.4\mathrm{N}$	$65.2\mathrm{O}/85.1\mathrm{N}$	2987
5	22.04.07	31.01.08	$168.5\mathrm{O}/87.0\mathrm{N}$	$20.9\mathrm{W}/70.1\mathrm{N}$	5783
6	22.04.07	22.06.07	$145.0\mathrm{O}/~87.2\mathrm{N}$	$86.0\mathrm{O}\;/\;88.6\mathrm{N}$	1440
7	23.04.07	03.08.07	$122.7\mathrm{O}/86.9\mathrm{N}$	$54.9\mathrm{O}/87.1\mathrm{N}$	2010
8	24.04.07	24.12.07	$104.4\mathrm{O}/86.2\mathrm{N}$	$1.8\mathrm{W}/83.2\mathrm{N}$	3286
9	23.04.07	12.06.07	$179.0\mathrm{W}/88.1\mathrm{N}$	$109.7\mathrm{W}/89.8\mathrm{N}$	1167
10	23.04.07	15.09.07	$142.3\mathrm{O}/88.5\mathrm{N}$	$2.2\mathrm{W}/85.6\mathrm{N}$	3022
11	23.04.07	31.12.07	$106.9\mathrm{O}/87.4\mathrm{N}$	$8.9\mathrm{W}/75.8\mathrm{N}$	4518
12	23.04.07	27.07.07	$89.9\mathrm{O}/87.0\mathrm{N}$	$41.8\mathrm{O}/85.9\mathrm{N}$	2247
13	23.04.07	7.07.07	$145.1\mathrm{W}/88.8\mathrm{N}$	$41.7\mathrm{W}/88.6\mathrm{N}$	1776
14	23.04.07	16.07.07	$140.0\mathrm{O}/~89.5\mathrm{N}$	$7.1\mathrm{O}/87.7\mathrm{N}$	1992
15	23.04.07	22.05.07	$75.4\mathrm{O}/88.6\mathrm{N}$	$41.1\mathrm{O}/88.2\mathrm{N}$	676
16	23.04.07	21.11.07	$66.8\mathrm{N}/87.4\mathrm{N}$	$0.1\mathrm{W}/79.7\mathrm{N}$	4789

Tabelle 3.1: Übersicht der D07 CALIB-Bojen. N bezeichnet die Anzahl der stündlichen Messungen der jeweiligen Boje.

Der Thermistor ist innerhalb der Bojenhüllen angebracht und kann daher nur mit Einschränkung als Messgerät der "Lufttemperatur" betrachtet werden. Da die Bojen vom Flugzeug aus abgeworfen werden und die genaue Lage der Boje auf dem Eis nicht bekannt ist, sollte die Temperatur als oberflächennah interpretiert werden. Wird die Boje eingeschneit, repräsentiert die gemessene Temperatur sogar eher die Schneetemperatur. Nur bei einer Boje landete das Flugzeug auf dem Eis. An diesem Ort wurde die Boje genau senkrecht im Eis positioniert. Die Position der Boje wird über die ARGOS-Satellitenpeilung bis auf 200 m genau angegeben. Die per ARGOS-Satellit übertragenen Daten sind innerhalb kürzester Zeit per Internet anzeigbar.

Die Daten der CALIB-Bojen gingen nicht in das Global Telecommunications System (GTS) der World Meteorological Organization (WMO) ein und können daher als unabhängige Datenquellen zur Validierung von Modellergebnissen genutzt werden, wie in Kap. 5 gezeigt. In Tab. 3.1 sind die einzelnen Bojen mit Angaben zu ihren Zeitreihen aufgeführt. Dazu sind in Abb. 3.4 die Messzeiträume der einzelnen Bojen als Balken dargestellt.

3.1.1 Zeitreihen des Drucks

In Abb. 3.5 sind die Zeitreihen des Drucks der einzelnen Bojen gezeigt. Da das Bojengebiet in seiner Form sehr lange erhalten blieb, auch wenn einzelne Bojen sich nicht mehr meldeten, sind die Zeitreihen der einzelnen Bojen sehr ähnlich. In den Monaten April bis Juli herrschte, von einzelnen durchziehenden Tiefdruckgebieten abgesehen, hoher Luftdruck im Bereich von 1010 bis 1020 hPa.

Im August wurde die Nordpolregion, in dem sich das Bojengebiet zu dieser Zeit befand, von einigen Tiefdrucksystemen beherrscht. Von einigen Bojen wurde ein Luftdruck von bis zu 990 hPa gemessen. Nach dieser Phase tiefen Luftdrucks nahmen die Amplituden der Luftdruckschwankungen mit dem Wechsel von starken Tiefdrucksystemen zu Hochdruckphasen deutlich zu. Im Oktober 2007 wurde ein weiteres besonders starkes Tief mit einem Luftdruck von 970 hPa an den Bojen registriert.

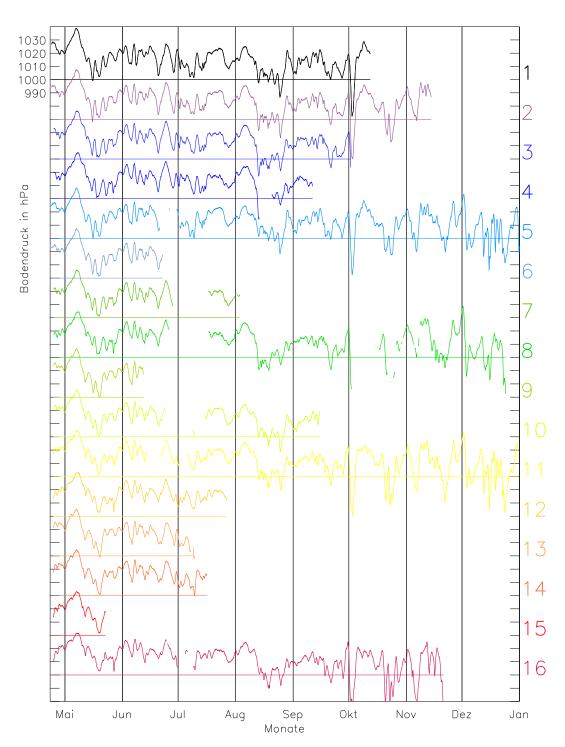


Abbildung 3.5: Zeitreihen des Drucks der CALIB-Bojen von D07.

3.1.2 Zeitreihen der Temperatur

Wie in Abb. 3.6 zu sehen ist, lagen die Temperaturen zu Beginn der Messkampagne um etwa $-15\,^{\circ}$ C, stiegen aber im Lauf der Monate April und Mai deutlich an und erreichten Anfang Juni die Null-Grad-Grenze.

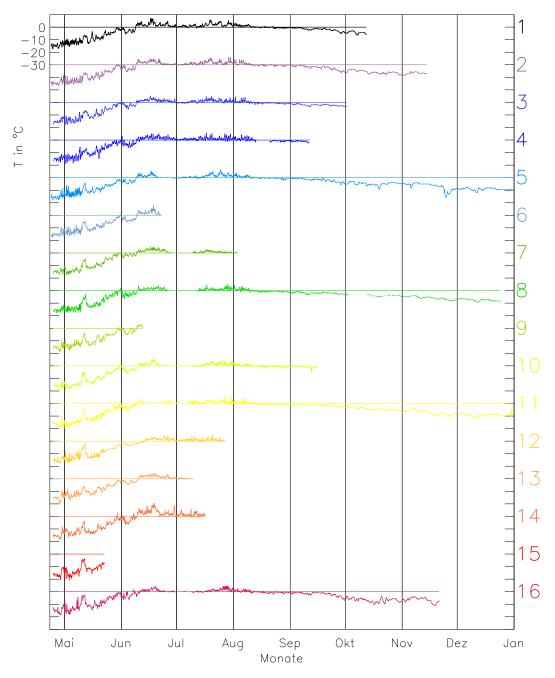


Abbildung 3.6: Zeitreihen der Temperatur der CALIB-Bojen von D07.

Auch hier zeigt sich, dass das Bojengebiet lange Zeit in seiner Form bestehen blieb, da der Temperaturverlauf aller Bojen weitgehend ähnlich verlief. Von Anfang Juni bis Ende August lagen die Temperaturen aller Bojen teils deutlich über 0°C mit einem Maximalwert von über 10°C. Es liegt die Vermutung nahe, dass die

Anbringung des Thermistors innerhalb der Bojenhülle die Ursache dafür war, dass die Temperaturen deutlich über $0\,^{\circ}$ C lagen, da sich die Hülle bei Sonneneinstrahlung möglicherweise zu stark erwärmt. Ab Ende August lagen die Temperaturen wieder unter der Null-Grad-Grenze, jedoch sanken die Temperaturen nur leicht bis auf Minimalwerte von etwa $-10\,^{\circ}$ C, von wenigen Ausnahmen abgesehen.

3.1.3 Zeitreihen der Eisdrift

Aus den stündlich gemeldeten Bojenpositionen wurden die zurückgelegten Strecken und daraus die Driftgeschwindigkeiten in cm/s ermittelt. Bei einem Fehler der Positionsbestimmung von 200 m ergeben sich bei niedrigen Driftgeschwindigkeiten Ungenauigkeiten in der Bestimmung der Eisdrift. Geht man von einer Driftgeschwindigkeit von 5 cm/s aus, liegt die Genauigkeit der Positionsbestimmung im Bereich der in einer Stunde zurückgelegten Strecke. Erst bei höheren Driftgeschwindigkeiten verringert sich der prozentuale Fehler.

Bereits nach einem Monat gab es den ersten Ausfall einer Boje. Über die Sommermonate standen zeitweise Daten von nur acht Bojen zur Verfügung. In Abb. 3.7 ist die Driftgeschwindigkeit der einzelnen Bojen dargestellt. Aufgeteilt in die beiden Komponenten u und v in einem kartesischen Koordinatensystem mit dem Ursprung am Nordpol ist die Drift in Abb. 3.8 und 3.9 veranschaulicht¹. Zu Beginn der Kampagne drifteten die Bojen in der Nähe des Nordpols im kompakten Meereis und zeigten daher nur geringe Driftgeschwindigkeiten bis zu $15 \, \text{cm/s}$ in u- und v-Richtung sowie beim Betrag der Driftgeschwindigkeit. Bei einem Sturmereignis am 14. August in der Nähe des Nordpols stiegen die Driftgeschwindigkeiten aller Bojen sprunghaft an und erreichten in der Spitze $54 \, \text{cm/s}$. Vermutlich wurde dabei das Eis großflächig aufgebrochen, da danach die Drift bei allen Bojen bis in den Oktober hinein deutlich höher war als noch vor dem Sturmereignis.

Ab Oktober 2007 nahm die Anzahl der aktiven Bojen weiter ab. Die verbliebenen Bojen drifteten in die Nähe der Framstraße, die von drei Bojen auch erreicht wurde. Da in diesem Bereich die Ozeanströmungen mehr Einfluss haben und außerdem häufig Zyklonen vom Nordatlantik polwärts durch die Framstraße ziehen (wie in Kap. 2 gezeigt sowie bei Affeld (2003); Schröder (2005); Brümmer et al. (2001, 2008)), erhöhten sich die Driftgeschwindigkeiten der D07-Bojen erheblich und erreichten bei allen noch verbliebenen Bojen häufig Geschwindigkeiten von über 30 cm/s. Die Drift ging nach Südwesten in Richtung des Ostgrönlandstroms, da beide Anteile der Driftgeschwindigkeit überwiegend im negativen Bereich lagen. Den größeren Anteil hatte dabei die v-Komponente.

 $^{^{-1}}$ Die Ausrichtung der x-Achse erfolgt in Richtung 90° O, die y-Achse zeigt in Richtung 180° O

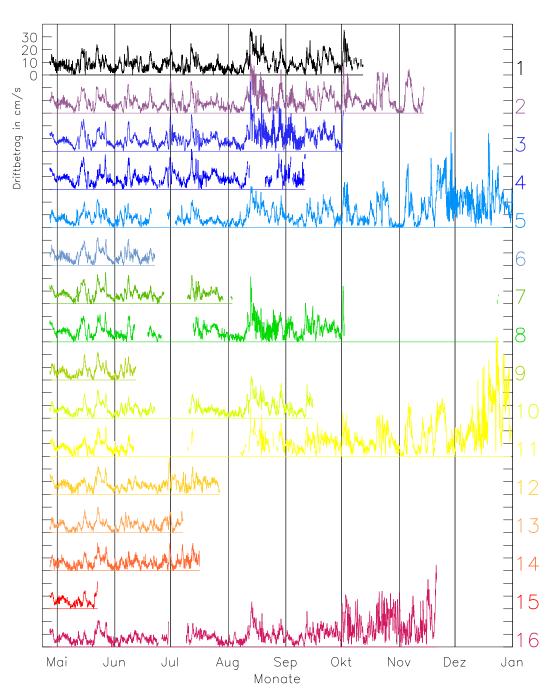


Abbildung 3.7: Zeitreihen des Betrags der Eisdrift der CALIB-Bojen von D07.

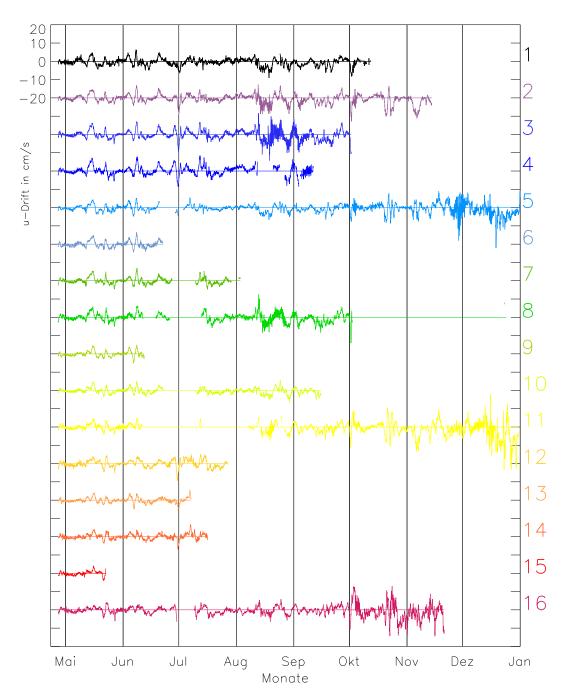


Abbildung 3.8: Zeitreihen der Eisdrift der CALIB-Bojen von D07: u-Komponente der Eisdrift in einem kartesischen Koordinatensystem mit Koordinatenursprung am Nordpol.

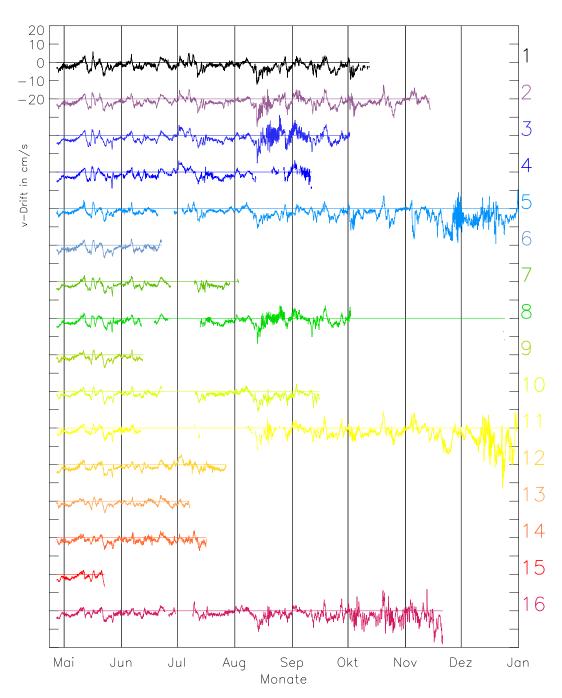


Abbildung 3.9: Zeitreihen der Eisdrift der CALIB-Bojen von D07: v-Komponente der Eisdrift in einem kartesischen Koordinatensystem mit Koordinatenursprung am Nordpol.

3.2 Das DAMOCLES-Bojenexperiment 2008-2010 (D08)

Das zweite Bojenexperiment, das von der Universität Hamburg im Rahmen des DAMOCLES-Projektes geführt wurde, startete im April 2008 in der kanadischen Arktis im Gebiet zwischen dem Nordpol und den nordkanadischen Inseln. Für diese Kampagne, im Folgenden D08 genannt, wurden insgesamt 9 Bojen des Typs "Polar Area Weather Station" (PAWS) von Metocean benutzt. Abb. 3.10 zeigt eine Fotographie einer auf dem Eis installierten Boje.

Die PAWS-Bojen messen und senden in dreistündlichen Intervallen die Variablen Druck, Temperatur, Eistemperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Windrichtung. Die Lufttemperatur, Luftfeuchte und der Bodendruck werden an der Boje in 50 cm Höhe gemessen, während die Eistemperatur in 40 cm Tiefe gemessen wird. Die Windmessungen werden an einem separatem Bojenmast in etwa 2 m Höhe gemacht.

Die PAWS-Bojen sind mit folgenden Messgeräten bestückt:

- Vaisala PTB110 Barometer
- YSI 44032 Lufttemperatursensor
- YSI 44032 Eistemperatursensor
- HMP45D Feuchtesensor
- RM Young Anemometer
- PNI TCM2-Kompass
- Iridium 9601 Modem und Antenne
- Tadiran TLP 93181/D/OCN2 Lithium Batterien 14.6 V
- Jupiter 21 GPS-Modul und Antenne

Bevor die Bojen auf dem Eis installiert wurden, führte die Universität Hamburg Testmessungen mit einem Referenzgerät durch. Dabei stellte man fest, dass zwei Bojen nicht akzeptable Messungen lieferten. Daher wurden diese Bojen zu Metocean zur Reparatur zurückgeschickt. Daher wurden erst im Herbst desselben Jahres beide Bojen von Bord der "Polarstern" im sibirischen Teil der Arktis auf dem Meereis in der Nähe des Eisrandes installiert.

Da diese Bojen komplexer und aufwändiger sind als die Bojen des Typs CALIB von D07, ist es erforderlich, jede einzelne Bojen auf dem Eis zu installieren. In einer von Michael Offermann von der Uni Hamburg durchgeführten Mission wurden im April 2008 zunächst sieben PAWS-Bojen mit Hilfe eines Flugzeugs des Typs Twin Otter im vorher bestimmten Bojengebiet aufgebaut. Um die Mission finanziell und logistisch realisieren zu können, schlossen sich mehrere Forschergruppen aus DAMOCLES zusammen und installierten unterschiedliche Forschungsgeräte zusammen an den gleichen Punkten. Die Kooperation fand statt zusammen mit

der Universität Pierre et Marie Curie, Paris (J. C. Gascard) und mit dem amerikanischen CRREL-Institute in Hanover, NH (B. Elder). Auf diese Weise sind an mehreren Orten unterschiedliche Messsysteme ausgebracht worden. In Abb. 3.11 sind die Auslegeorte der PAWS-Bojen eingezeichnet, sowie die Orte, an denen neben den PAWS-Bojen auch "Acoustic Ice-tethered Platforms" (AITP) und "Ice mass balance stations" (IMB) errichtet wurden.

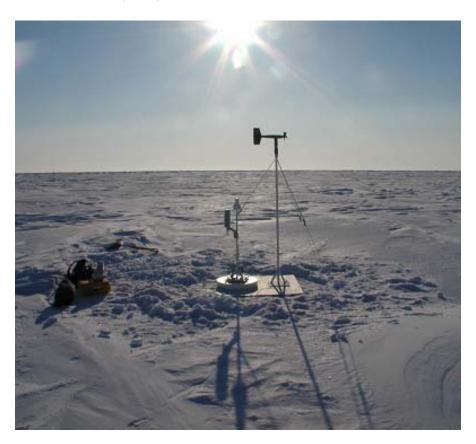


Abbildung 3.10: Polar Area Weather Station (PAWS) von D08.

Als Basisstation für die Flüge auf das Meereis diente die Wetterstation Eureka auf Ellesmere Island. Da die Entfernung zwischen Eureka und dem Experimentgebiet sehr groß ist, konnte pro Flug immer nur eine Boje ausgesetzt werden. Abb. 3.11 zeigt das Bojenmuster zu Beginn der Bojenkampagne.

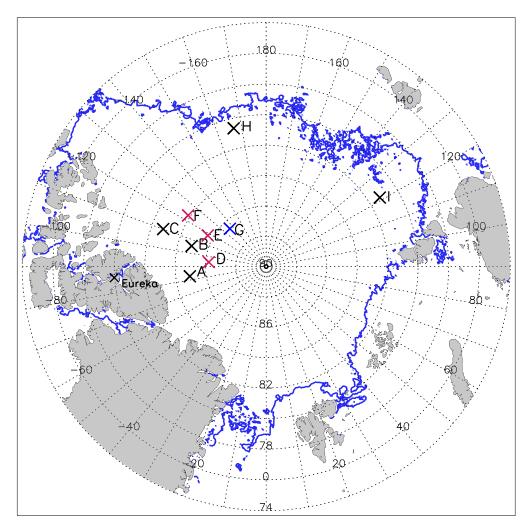


Abbildung 3.11: D08-Bojen A bis G kurz nach der Auslegung der Bojen am 25. April 2008 sowie die beiden später ausgelegten Bojen H und I (21. September bzw. 3. Oktober 2008). Rote Kreuze: PAWS-Boje wurden zusammen mit einer "Acoustic Ice-tethered Platform" (AITP) und einer "Ice Mass Balance Station" (IMB) installiert. Blaues Kreuz: PAWS wurde zusammen mit AITP installiert. Eingezeichnet in blau ist die 75%-Isolinie der Eisbedeckung vom 30. September 2008.

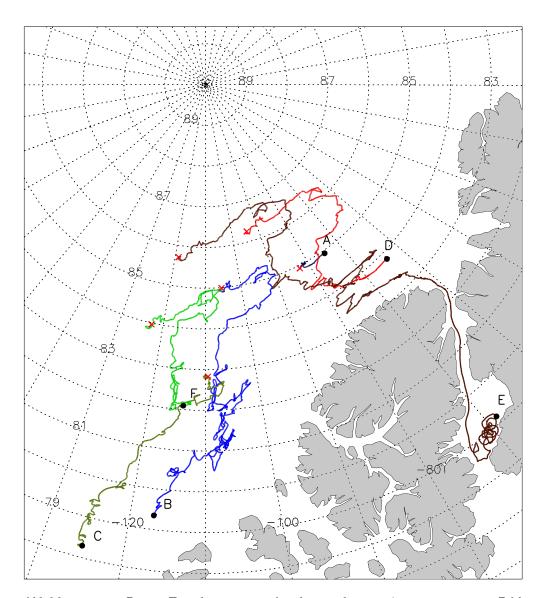
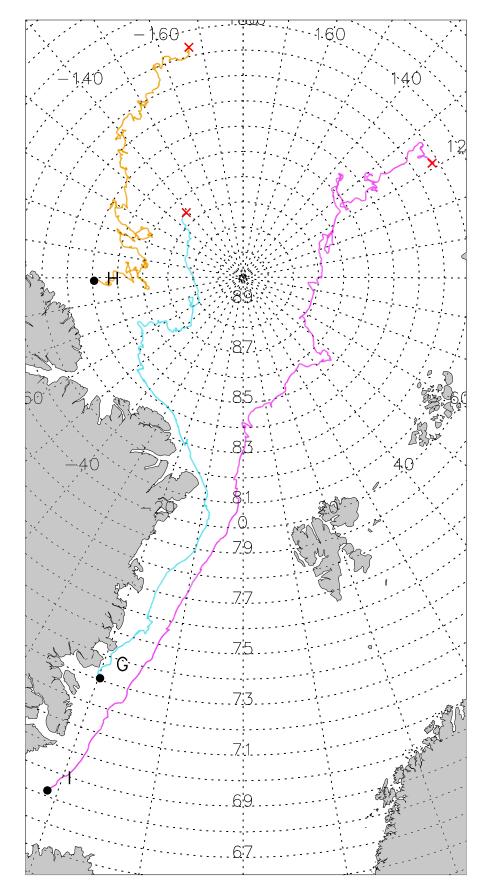


Abbildung 3.12: Bojen-Trajektorien 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08.



 $Abbildung\ 3.13:\ Bojen-Trajektorien\ 25.\ April\ 2008\ bis\ 20.\ August\ 2010\ von\ D08.$

Die einzelnen Bojen sind voneinander etwa 170–200 km entfernt. Tab. 3.2 zeigt eine Übersicht der einzelnen Bojen mit dem Messzeitraum, der Startposition, der letzten gemeldeten Position und der Anzahl der Messungen. Boje A wurde als erste Boje auf dem Eis installiert, meldete aber erst ab 6. Mai regelmäßig Daten bis zum 25. Juli. Ab diesem Tag wurden keine Daten mehr gesendet.

Alle anderen Bojen lieferten ab ihrer Ausbringung regelmäßig und zuverlässig ihre gemessenen Daten bis mindestens ins Jahr 2009. Die Bojen C und F beendeten ihre Datenübertragung im Frühjahr 2009 am 13. Januar und 21. Februar. Boje G beendete die Übertragung am 18. Juli, nur zwei Tage später, am 20. Juli, verschwand auch Boje D nördlich von Ellesmere Island.

In Abb. 3.14 ist ein Satellitenbild der NOAA-Satelliten (National Ocean and Atmospheric Administration) vom 15. Juli 2009 dargestellt. Drei Tage später beendete Boje G ihre Datenübertragungen. Die Position der Boje ist eingezeichnet. Es zeigt sich, dass Boje G in einem Gebiet driftete, in dem die Eiskonzentration schon sehr gering war. Am 23. Februar 2010 meldete sich die Boje I das letzte Mal.

Die Bojen B und H beendeten ihre Datenübertragungen Anfang des Sommers 2010, während die Boje E zunächst im März 2010 im landfesten Eis der Lincoln-See nördlich von Ellesmere Island feststeckte, im April dann aber wieder Driftbewegungen aufzeichnete und im Juli in die Nares-Straße driftete und von dort zuletzt im Kane-Becken, einem Teil der Nares-Straße, am 20. August Daten meldete (siehe dazu Abb. 3.17).

Boje B meldete nach einer Pause von 73 Tagen am 6. September 2010 wieder eine Position und befindet sich aktuell (17. November 2010) an der Position -129.36° N und 74.66° N.

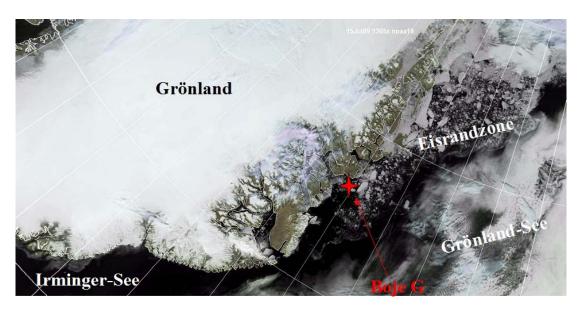


Abbildung 3.14: NOAA-Satellitenbild der Eisrandzone (Marginal Ice Zone, MIZ) in der Grönland-See vom 15. Juli 2009. Markiert ist die Position der Boje G, drei Tage vor der letzten Meldung der Boje. Zu diesem Zeitpunkt driftete die Boje in einem Bereich mit geringer Eiskonzentration.

Boje	Start	Startpunkt	Ende	Endpunkt	N
Α	6.5.08	$82.8\mathrm{W}/84.93\mathrm{N}$	4.7.08	$74.72\mathrm{W}/84.93\mathrm{N}$	681
В	13.4.08	$106.15\mathrm{W}/85.06\mathrm{N}$	16.06.10	$116.86\mathrm{W}/79.35\mathrm{N}$	6258
С	14.4.08	$110.02\mathrm{W}/83\mathrm{N}$	13.1.09	$125.04\mathrm{W}/78.29\mathrm{N}$	2190
D	19.4.08	$95.02\mathrm{W}/86.34\mathrm{N}$	20.7.09	$63.78\mathrm{W}/83.83\mathrm{N}$	3654
Ε	21.4.08	$120.28\mathrm{W}/85.75\mathrm{N}$	20.8.10	$68.63\mathrm{W}/79.15\mathrm{N}$	6777
F	18.4.08	$123.9~{ m W}~/~84.06~{ m N}$	21.2.09	$113.97\mathrm{W}/82.1\mathrm{N}$	1645
G	22.4.08	$139.53\mathrm{W}/86.48\mathrm{N}$	18.7.09	$19.77\mathrm{W}/73.07\mathrm{N}$	3611
Н	21.9.08	$166.79\mathrm{W}/80.65\mathrm{N}$	3.7.10	$88.78\mathrm{W}/84.07\mathrm{N}$	5198
I	3.10.08	$121.32\mathrm{O}/81.24\mathrm{N}$	23.2.10	$21.1\mathrm{W}/68.22\mathrm{N}$	4071

Tabelle 3.2: Übersicht der D08 PAWS-Bojen. N bezeichnet die Anzahl der Messungen der jeweiligen Boje.

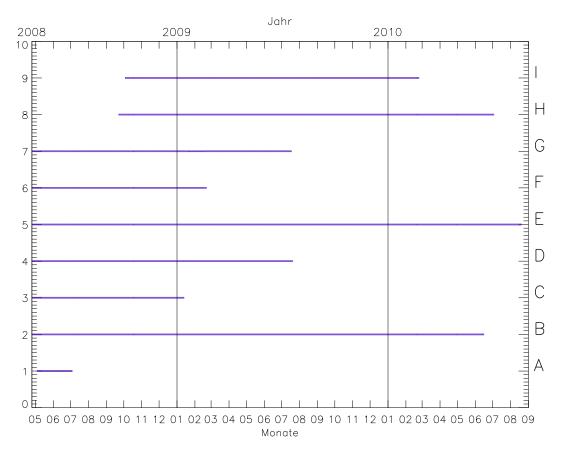


Abbildung 3.15: Messzeiträume der einzelnen Bojen von D08, Meldung der Position.

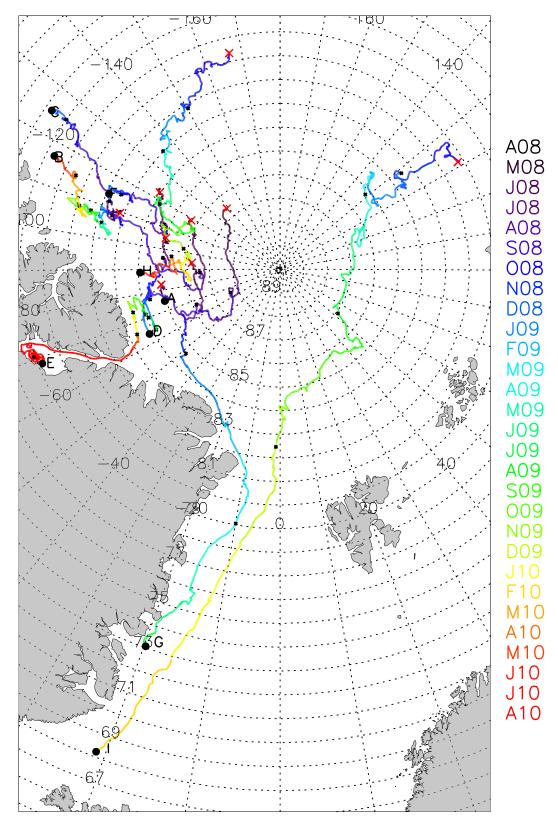


Abbildung 3.16: Bojen-Trajektorien 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08.

In Abb. 3.16 sind die Trajektorien der ersten sieben Bojen ab dem 25. April in der Kanadischen Arktis sowie die Trajektorien der später ausgelegten Bojen ab dem Zeitpunkt ihrer Auslegung gezeigt. Unterschiedliche Farben der Trajektorien bedeuten unterschiedliche Monate. Wie in Abb. 3.16 zu erkennen ist, drifteten die ersten sieben Bojen A bis G zunächst in den Monaten April bis Anfang August in Richtung Framstraße, bevor alle Bojen die Driftrichtung änderten und im August und September in südliche Richtung und damit auch auf die Küste Ellesmere Islands zudrifteten. Ab dieser Zeit driftete das Bojenarray zunehmend auseinander: die Bojen D, E und G schlugen wiederum, wie in den Monaten zuvor, die Richtung Framstraße ein, während die Bojen B, C und F Richtung Südwesten drifteten, entlang des kanadischen Archipels. Dort bricht der Datenfluss der beiden Bojen C und F im Frühjahr 2009 ab. Möglich ist, dass bei der Entstehung von Rissen die Bojen verloren gingen.

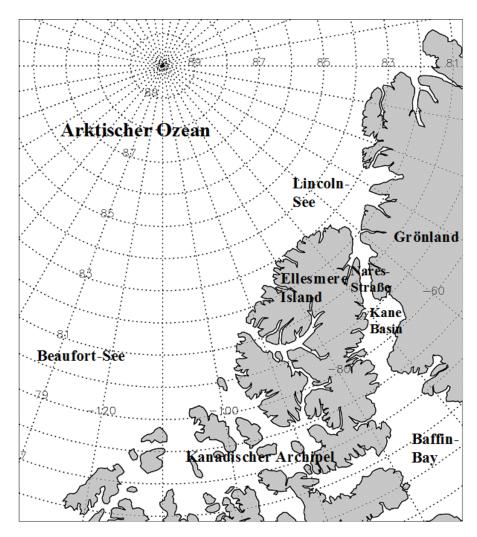


Abbildung 3.17: Geographische Karte der kanadischen Arktis.

Am 21. September und am 3. Oktober 2008 wurde jeweils eine weitere PAWS-Boje während einer Forschungsfahrt der "Polarstern" installiert. Boje H wurde in der Beaufort-See im Randbereich des arktischen Meereises installiert und driftete in den folgenden Monaten in Richtung des kanadischen Bojenarrays. Die letzte Boje I wurde auf dem weiteren Weg der "Polarstern" in der sibirischen Arktis ausgelegt. Diese Boje wanderte in den nächsten Monaten in der transpolaren Drift in Richtung Nordpol und Framstraße und erreichte Anfang des Jahres 2010 die Framstraße und den Ostgrönlandstrom, wo sie sich am 23. Februar auf Höhe des 68. Breitengrades zuletzt meldete.

3.2.1 Die Bojenmessungen

Im Laufe des Experimentzeitraums wurden einige Ausfälle der Instrumente festgestellt. Insbesondere die Windmessungen der Bojen haben ab September 2008 wiederholt Aussetzer, in einigen Fällen auch dauerhaft. Auffällig ist dabei, dass die Aussetzer ab Ende der Schmelzperiode Mitte September auftraten. Vermutlich führte Vereisung zu einer Beeinträchtigung der Beweglichkeit des Windpropellers, so dass besonders bei sehr niedrigen Windgeschwindigkeiten der Propeller sich nicht frei bewegen konnte. Nahm die Windgeschwindigkeit dagegen von Zeit zu Zeit zu, dann konnte der Propeller die Vereisung möglicherweise lösen, so dass wieder Messwerte angezeigt werden konnten. Bei dauerhaften Aussetzern ist auch möglich, dass die Propeller abgebrochen sind und daher kein Wind mehr gemessen werden konnte. Zur Verwendung der Winddaten für Vergleiche mit operationellen Modellen (siehe Kap. 5) mussten daher die Zeitreihen der Windgeschwindigkeit auf fehlerhafte Werte untersucht und korrigiert werden.

Große Schwierigkeiten ergaben sich auch bei der Auswertung der Windrichtungsdaten der Bojen. Da die Richtung an der Boje mit Hilfe eines Magnetkompasses bestimmt wird und Angaben über das Heading der Boje nur für die Bojen H und I geliefert wurden, konnten nur die Daten dieser beiden Bojen ausgewertet werden. Da zudem die Boje H sehr nahe im Bereich des magnetischen Nordpols driftete, ist die Zeitreihe der Windrichtung in Abb. 3.23 bei Boje H nur qualitativ zu betrachten.

Es wurden einige Aussetzer des Vaisala-Druckmessgerätes festgestellt. Möglicherweise waren die Lufteinlässe zum Drucksensor durch Eis oder Schnee verstopft, was zu einer Verfälschung der Messwerte führte. Im Fall von Boje G zeigten sich sogar über einen längeren Zeitraum unrealistische Messwerte. Daher mussten diese Daten ebenfalls korrigiert werden.

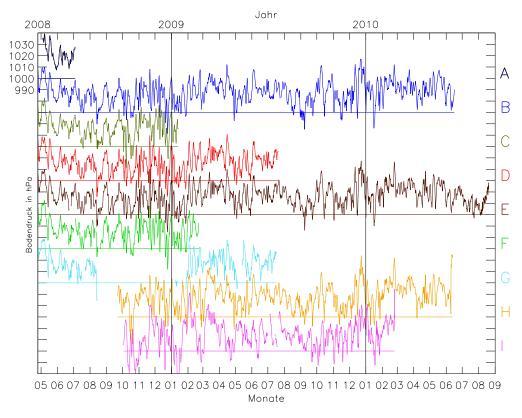


Abbildung 3.18: Zeitreihen des Drucks vom 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08.

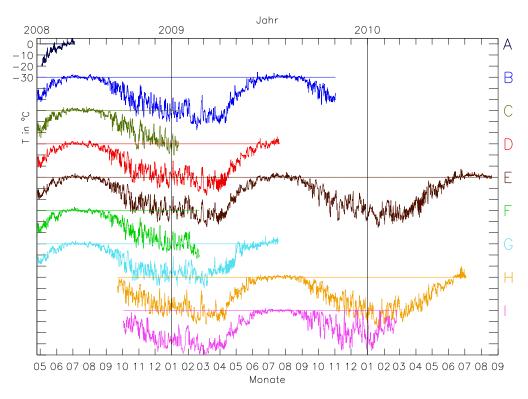


Abbildung 3.19: Zeitreihen der Lufttemperatur vom 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08.

In Abb. 3.18 sind die Zeitreihen des Luftdrucks aller 9 PAWS-Bojen A bis I dargestellt. Der Luftdruck schwankt in einem Bereich von 970 hPa bis 1050 hPa. Die Schwankungsbreite nimmt sowohl innerhalb einer Bojen-Zeitreihe als auch innerhalb des Bojengebietes Ende des Jahres 2008 deutlich zu.

Der Verlauf der Lufttemperatur T ist in Abb. 3.19 dargestellt. Alle Bojen zeigen einen ähnlichen Jahresverlauf mit hohen Temperaturschwankungen im Winter 2008/2009 und sehr geringen Schwankungen im Sommer 2008 während der Schmelzperiode, die vom 19. Juni bis 8. August dauerte. Alle Bojen zeigen auch einen starken Temperaturanstieg sowohl zu Beginn der Messkampagne im April und Mai 2008 als auch ein Jahr später.

In Abb. 3.19 erkennt man, dass die Bojen nach einem Jahr räumlich voneinander einen deutlich größeren Abstand haben, da die Temperaturzeitreihen unterschiedlich verlaufen. Insbesondere bei Boje G ergibt sich ein von den übrigen Bojen unterschiedlicher Temperaturverlauf. Diese Boje driftete seit Anfang März im Ostgrönlandstrom und befand sich dort im Einfluss von Tiefdruckgebieten, die vom Nordatlantik Warmluft Richtung Pol advehieren. Der Temperaturverlauf ist für diese Boje im Frühjahr 2009 besonders steil, da noch Anfang März die Tiefsttemperaturen auch bei dieser Boje bei fast -40° C lagen, Ende Mai dagegen die Temperatur an dieser Boje erstmals im Jahr 2009 über 0° C stieg.

Die Abb. 3.20 zeigt den Verlauf der Eistemperaturen T_{ice} an den Bojen A bis I. Die Eistemperaturzeitreihen ähneln dem Verlauf der Zeitreihen der Lufttemperatur, zeigen aber deutlich geringere Schwankungen. Die Differenzen zwischen den einzelnen Bojen nahmen im Verlauf des Winters 2008/2009 zu. Das Minimum der Eistemperaturen liegt im März 2009 mit -35° C bei Boje D.

Die Eistemperatur bei Boje G, I und H beträgt dagegen nicht weniger als $-20\,^{\circ}$ C. Ursache dafür ist, dass das Eis in den unterschiedlichen Regionen der Arktis sehr unterschiedlich dick ist und im sibirischen Teil der Arktis das Eis meistens nicht dicker als 2 m wird. Im Bereich des kompakten Eises nahe des Kanadischen Archipels ist das Eis jedoch besonders mächtig. Beispiele dafür sind die Bojen B, D und E, die nicht weit von der Küste Ellesmere Islands lange Zeit drifteten.

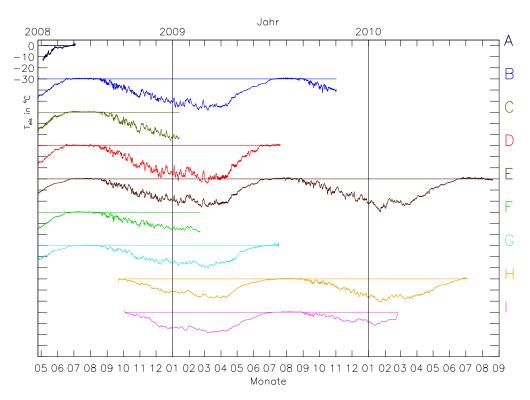


Abbildung 3.20: Zeitreihen der Eistemperatur vom 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08.

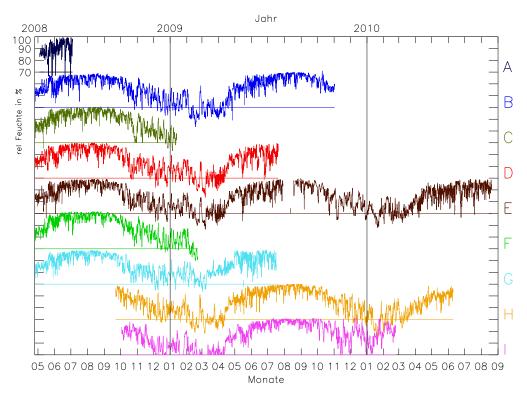


Abbildung 3.21: Zeitreihen der relativen Feuchte vom 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08.

In Abb. 3.21 sind die Zeitreihen der relativen Luftfeuchtigkeit rF für jede Boje dargestellt. Die relative Luftfeuchte beschreibt einen Jahresgang mit niedriger Luftfeuchte um 70–80 % im Winter und einer Luftfeuchtigkeit von dauerhaft 90–100 % im Sommer.

Abb. 3.22 zeigt die Zeitreihen der Windgeschwindigkeit FF. Die Windgeschwindigkeit wurde in 2 m Höhe mit einer Auflösung von $0.25\,\mathrm{m/s}$ gemessen. Besonders häufig wurden hohe Windgeschwindigkeiten bei den Bojen F, G, H und I erreicht. Es wurden einige Fälle gezählt, in denen die Windgeschwindigkeit die $10\,\mathrm{m/s\textsc{-Marke}}$ überschritt und wenige Fälle, in denen die Windgeschwindigkeit $15\,\mathrm{m/s}$ übertraf. Besonders im Dezember 2008 und Januar 2009 wurde diese Marke in insgesamt 14 Fällen erreicht. Das absolute Windmaximum des Bojenexperiments wurde von Boje I im Dezember in der Nähe der Framstraße registriert und betrug $25\,\mathrm{m/s}$. Die Messungen der Windgeschwindigkeit waren am meisten betroffen von Fehlern und Gerätenausfällen (vermutlich durch Festfrieren) und daher besonders ab September 2008 lückenhaft. Daher wurden die Daten per Auge bei offensichtlichen Geräteausfällen unter Zuhilfenahme der interpolierten ECMWF-Analysen (siehe Kap. 5.1) korrigiert und fehlerhafte Werte ausgeschlossen.

In Abb. 3.23 sind die gemessenen Windrichtungen an den Bojen H und I dargestellt. Die Variabilität ist bei beiden Bojen hoch mit Ausnahme des Monats März 2009. Boje H meldete im Herbst 2008 vor allem südliche Windrichtungen. Im Sommer 2009 drehten die Richtungen tendenziell zyklonal über westliche auf nordwestliche Richtungen. Bei Boje I sind keine überwiegenden Windrichtungen feststellbar, nur Anfang des Jahres 2010, als Boje I bereits in der Framstraße driftete, wurden hauptsächlich nord- bis nordöstliche Windrichtungen registriert.

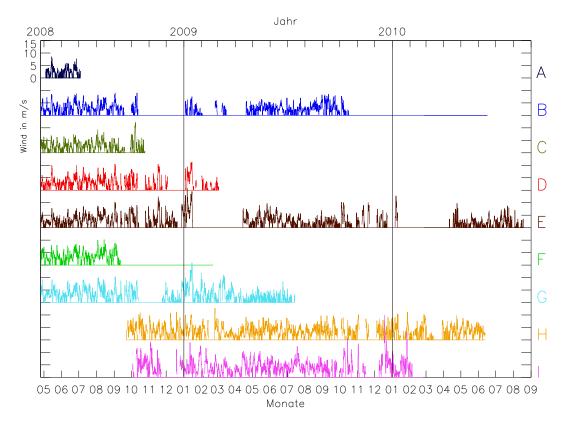


Abbildung 3.22: Zeitreihen der Windgeschwindigkeit vom 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08.

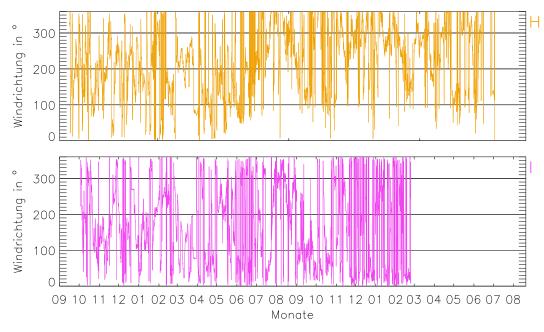


Abbildung 3.23: Zeitreihen der Windrichtung der Bojen H und I vom 1. September 2008 bis 20. August 2010 von D08.

3.2.2 Bojendriften

Aus den GPS-Positionsmeldungen der Bojen wurden die Strecken, die die Bojen in drei Stunden mit dem Eis zurücklegen, berechnet. Abb. 3.24 zeigt die Zeitreihen ab April 2008 für alle 9 Bojen von D08 für die absolute Driftgeschwindigkeit $|\vec{u}|$. Zu Beginn der Messkampagne wurden die Bojen im kompakten Eis nördlich von Ellesmere Island aufgebaut. Die Driftgeschwindigkeit war in diesem Gebiet sehr gering mit etwa $10-15\,\mathrm{cm/s}$.

Im Laufe des Sommers nahm die Eisdrift etwas zu und erreichte Werte bis zu $30\,\mathrm{cm/s}$. Nach Ende der Schmelzperiode registrierten einige Bojen Spitzenwerte der Eisdrift von $40\text{--}60\,\mathrm{cm/s}$, ausgelöst durch nahe oder weiter entfernt vorbeiziehende Tiefdruckgebiete. Durch die zunehmende Distanz der Bojen zueinander differierten auch die Zeitreihen der Eisbojendrift zunehmend.

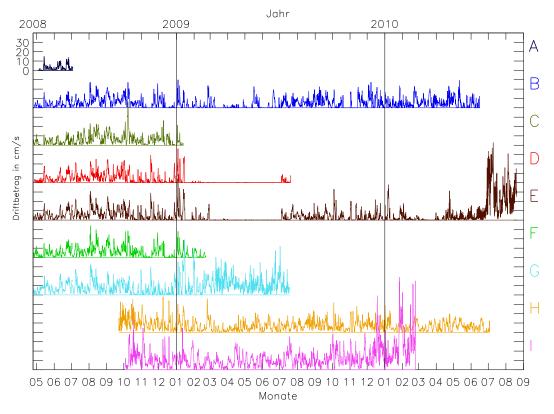


Abbildung 3.24: Driftgeschwindigkeiten der einzelnen Bojen vom 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08.

Die Boje A übertrug bereits ab Anfang Juli 2008 keine Daten mehr. Im Frühjahr des Jahres 2009 brachen vier weitere Zeitreihen ab. Die zwei Bojen C und F beendeten ihre Übertragung insgesamt. Die beiden Bojen D und E meldeten weiterhin Daten, doch befanden sich diese Bojen im Bereich des landfesten Eises vor der Küste von Ellesmere Island in der Lincoln-See. Dadurch ergeben sich keine vom GPS-System messbaren Standortänderungen.

Erst ab Anfang Juli 2009 wurden Eisbewegungen bei beiden Bojen von der GPS-Ortung registriert. Danach konnten von Null verschiedene Driftgeschwindigkeiten errechnet werden, bis Boje D ab Ende Juli keine Daten mehr meldete. Die Zeitreihe der Boje E zeigte im Frühjahr 2010 erneut einen Stillstand der Boje, allerdings diesmal nur einen Monat lang. Im Jahr 2009 dauerte die Phase 4 Monate lang, bei Boje D sogar noch einen Monat länger. Mit der Drift in die Nares-Straße erhöhte sich die Drift von E aber deutlich und sehr abrupt und erreichte einen Spitzenwert von $74\,\mathrm{cm/s}$ am 1. Juli 2010.

Ebenfalls hohe Driftgeschwindigkeiten erreichte Boje G, die bereits im Sommer 2009 in die Framstraße driftete und dort maximal $59\,\mathrm{cm/s}$ schnell driftete. Den Rekord der höchsten gemessenen Drift markierte aber die Boje I mit $104\,\mathrm{cm/s}$ am 26. Januar 2009 in der Framstraße.

"Sonnabend, 22. Dezember. Südöstlicher Wind hat sich in einen regelrechten Sturm verwandelt, der heulend durch die Takelung fährt; er ist ganz lieblich anzuhören und treibt uns sicher nach Norden.

Gegen 121/2 Uhr nachts verspürten wir im Schiff plötzlich einen starken Eisdruck, der alles an Bord rasseln machte; ich konnte das Zittern unter mir noch lange nachher fühlen, als ich in der Koje lag."

aus: "In Nacht und Eis: Die Polarexpedition 1893–1896", Fridtjof Nansen, 1897, S. 154

Kapitel 4

Einfluss der Atmosphäre auf das Meereis

4.1 Physikalische Grundlagen

In diesem Kapitel soll es um die dynamischen Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und dem arktischen Meereis gehen. Interessant für eine Analyse ist vor allem der Einfluss der Atmosphäre auf die Bewegung des arktischen Meereises. Die Bewegungsgleichung für das Meereis lautet:

$$\frac{m\partial \mathbf{U}}{\partial t} = mf\mathbf{k} \times \mathbf{U} + \mathbf{T}_a + \mathbf{T}_w + \mathbf{F} - mg\nabla \mathbf{H}.$$
 (4.1)

Eine Änderung der Bewegung \mathbf{U} des Meereises mit der Masse m pro horizontaler Fläche wird also beeinflusst durch die Corioliskraft im ersten Term auf der rechten Seite der Gleichung mit dem Coriolisparameter f und dem Einheitsvektor \mathbf{k} . $\mathbf{T_a}$ und $\mathbf{T_w}$ sind die Schubspannung der Luft und des Wassers und \mathbf{F} repräsentiert die internen Kräfte im Eis. Der letzte Term beschreibt die Gravitationskraft mit der Fallbeschleunigung g durch die Neigung der Ozeanoberfläche \mathbf{H} , die jedoch keine große Rolle spielt (Hibler, 1986). Die internen Kräfte sind besonders in der Nähe von Küsten und im Winter bei kompakter Eisbedeckung bedeutend, sowie auf kleinen Zeitskalen.

Sind die internen Kräfte gering, so spricht man von der "freien Eisdrift" (McPhee, 1980). Dann hängt die Eisbewegung nur vom Windschub, der Meeresströmung und der Corioliskraft ab (Thorndike und Colony, 1982). Die Corioliskraft ist abhängig von der geographischen Breite und bewirkt auf der Nordhalbkugel eine Rechtsdrehung der Bewegung. Dennoch ist dieser Beitrag eher klein, ebenso wie in weiten Teilen auch die Meeresströmung. Die dominierende Komponente in der Bewegungsgleichung ist also der Windschub.

Die allgemeine Gleichung für atmosphärische Bewegungen v lautet:

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - 2f\mathbf{k} \times \mathbf{v} + \frac{1}{\rho}\nabla \cdot \mathbf{P} - \nabla\phi. \tag{4.2}$$

Enthalten sind darin die Druckgradientkraft $-1/\rho\nabla p$ (mit der Luftdichte ρ), der Reibungs-Spannungstensor $1/\rho\nabla\cdot P$, die Corioliskraft $-2f\mathbf{k}\times\mathbf{v}$ und die Gra-

vitationskraft $-\nabla \phi$. Für quasistationäre und reibungsfreie Bedingungen auf einer horizonalen Fläche vereinfacht sich die Gleichung zu

$$\left(\frac{d\mathbf{v}_h}{dt}\right)_h = -\alpha \nabla_h p - f\mathbf{k} \times \mathbf{v}_h \tag{4.3}$$

mit dem spezifischen Volumen $\alpha=1/\rho$. Sind Corioliskraft und Druckgradientkraft im Gleichgewicht, nennt man die zugehörige Luftbewegung "geostrophischer Wind" \mathbf{v}_q , der aus der Formel

$$\mathbf{v}_g = \frac{\alpha}{f} \mathbf{k} \times \nabla_h p. \tag{4.4}$$

berechnet wird. Der geostrophische Wind weht parallel zu den Isobaren, vernachlässigt die Bodenreibung und ist nur für geradlinige Isobaren definiert. Damit ist er nur eine grobe Näherung des wahren Windes.

Im Kapitel 4.3 wird das Verhältnis Drift zu Wind bzw. Drift zu geostrophischem Wind untersucht. Im Folgenden wird dieses Verhältnis (geostrophischer) Windfaktor s genannt. Dieser Begriff wird z. B. auch bei Brümmer und Hoeber (1999); Brümmer et al. (2003); Vihma et al. (1996) verwendet. Die Beziehung zwischen der Eisdrift $\mathbf{u_i}$ und dem geostrophischen Wind $\mathbf{v_g}$ wird in komplexer Schreibweise (d. h. $\mathbf{v_g} = v_x + iv_y$) beschrieben mit der Formel

$$\mathbf{u_i} = A \cdot \mathbf{v_g} + C \tag{4.5}$$

und dem komplexen Koeffizient A sowie der Ozeanströmung c_{oz} und einer Variablen ϵ (die die internen Kräfte im Eis repräsentiert), die in dem Parameter C zusammengefasst sind. Er kann zusätzlich auch Messungenauigkeiten enthalten, wenn Eisdrift und geostrophischer Wind gemessen werden (Thorndike und Colony, 1982). Der Koeffizient A hat die Form

$$A = a + i \cdot b = |A| \cdot e^{-i\theta} \tag{4.6}$$

mit dem Realteil a und dem Imaginärteil b sowie dem geostrophischem Windfaktor |A| und dem Winkel θ zwischen geostrophischem Wind und der Eisdrift. Nach dem Ansatz von Kottmeier et al. (1992); Kottmeier und Sellmann (1996) wird der Koeffizient A mit der Formel

$$u_i - \bar{u}_i = A \cdot (v_g - \bar{v}_g) \tag{4.7}$$

mit komplexen Zahlen und dem Monatsmittel der Eisdrift \bar{u}_i bzw. des geostrophischen Windes \bar{v}_g berechnet. Da die Eisdrift auf großen Zeitskalen von der Ozeanströmung beeinflusst wird, werden die Abweichungen vom monatlichen Mittel für die lineare Regression benutzt. Den Windfaktor s erhält man aus dem Koeffizient A mit

$$|A| = \sqrt{a^2 + b^2} \tag{4.8}$$

und den Winkel θ aus

$$\theta = \arctan(b/a). \tag{4.9}$$

Mit dieser Definition des Winkels bedeutet ein negativer Wert von θ eine Rechtsabweichung der Eisdrift relativ zur Richtung des geostrophischen Windes. Der Parameter C, in dem sowohl die Ozeanströmungen als auch die internen Kräfte zusammengefasst sind, wird über den Ansatz von Kottmeier und Sellmann (1996) berechnet:

$$C = 1/(t_2 - t_1) \left[\mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1 - A \int_{t_1}^{t_2} \mathbf{v}_g dt \right]. \tag{4.10}$$

 ${\bf r_1}$ und ${\bf r_2}$ sind die Positionen der Bojen vom Anfangszeitpunkt t_1 und Endzeitpunkt t_2 eines Monats.

4.2 Analysen der Eisdrift

4.2.1 Häufigkeitsverteilungen der Eisdrift

In Abb. 4.1 sind die Häufigkeitsverteilungen der verfügbaren Bojen im Mai bzw. im Oktober 2007 gezeigt. Zu Beginn von D07 im Mai zeigten alle Bojen ähnliche Häufigkeitsverteilungen. Je nach Boje lag der Median bei 5-8 cm/s und das 90 %-Percentil bei 11-18 cm/s. Alle Häufigkeitsverteilungen verlaufen also steil. Allerdings waren die Bojen auch fast immer in Bewegung, d.h. der Anteil der Driftgeschwindigkeit von $< 1 \,\mathrm{cm/s}$ betrug bei allen Bojen weniger als $5 \,\%$. Bei allen Bojen wurde eine Maximaldriftgeschwindigkeit von mehr als 20 cm/s erreicht. Fünf Monate später, im Oktober, waren nur noch sieben Bojen aktiv, von denen drei Bojen im Laufe des Oktobers die Datenübertragung beendeten. Inzwischen hatte sich das Driftverhalten geändert, weil sich das ganze Bojengebiet näher an der Framstraße und dem Eisrand befand und die Drift sich beschleunigt hatte. Die Unterschiede zwischen den Häufigkeitsverteilungen der einzelnen Bojen hatten sich vergrößert, was durch die unterschiedliche Nähe zum Eisrand erklärbar ist. Der Median lag im Oktober bei 7-17 cm/s. Noch deutlicher werden die Unterschiede zwischen den einzelnen Bojen bei der großen Spanne des 90 %-Percentils von 21-38 cm/s.

Besonders die Bojen 8 und 16 drifteten schnell in Richtung Framstraße. So war bei Boje 16 die Drift in 15 % der Fälle größer als $30\,\mathrm{cm/s}$. Das Maximum der Drift im Oktober betrug $43\,\mathrm{cm/s}$ und die mittlere Drift lag bei $18.7\,\mathrm{cm/s}$. Boje 8 war im Mittel schneller mit $19.9\,\mathrm{cm/s}$. Bei den anderen Bojen lag das $95\,\%$ -Percentil bei mehr als $30\,\mathrm{cm/s}$.

In Abb. 4.2 wird deutlich sichtbar, wie sich im Laufe des Bojenexperiments das Driftverhalten, d. h. die Form der Häufigkeitsverteilung, der Bojen änderte. Vor allem ab Oktober ist die Form der Häufigkeitsverteilung deutlich flacher. Der Median nahm im Lauf der Monate von 6 auf 25 cm/s zu, das 90 %-Percentil nahm sogar von 11 auf über 40 cm/s zu. Bis auf den November und Dezember änderte sich das 10 %-Percentil dagegen kaum und betrug 1–3 cm/s. Allerdings gehen in die Häufigkeitsverteilungen unterschiedlich viele Bojen ein. Im Dezember 2007 waren z. B. nur noch 2 der 16 Bojen aktiv. Die große Zunahme der hohen Driftgeschwindigkeiten läßt sich also mit den Jahreszeiten und der mit den Monaten zunehmenden Nähe zum Eisrand und der Framstraße erklären.

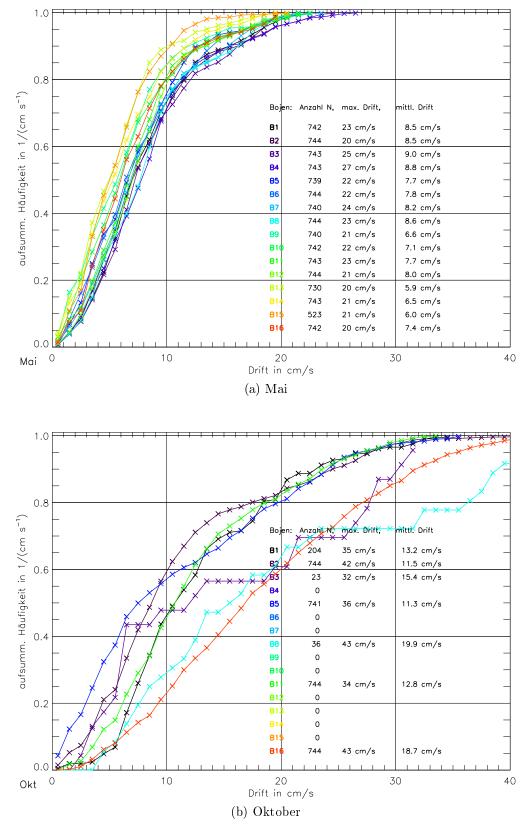


Abbildung 4.1: Summenhäufigkeit der Eisdrift der CALIB-Bojen von D07 in den Monaten Mai und Okt 2007.

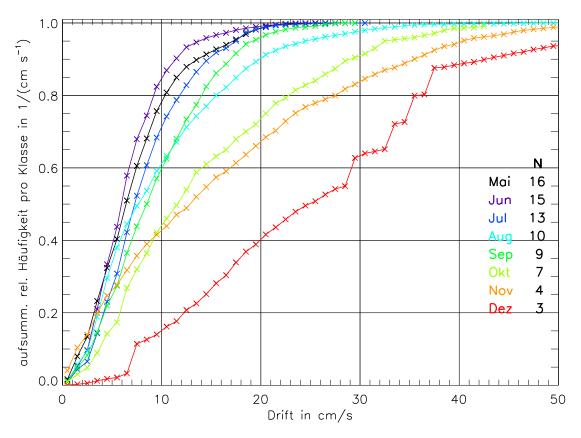


Abbildung 4.2: Summenhäufigkeit der Eisdrift in den Monaten Mai bis Dezember von D07, gemittelt über alle CALIB-Bojen, die in den jeweiligen Monaten aktiv waren.

Die relative Summenhäufigkeit der Driftgeschwindigkeiten bei D08 ist in Abb. 4.3 in 1 cm/s-Schritten für acht Dreimonats-Abschnitte dargestellt. Im ersten Dreimonats-Abschnitt von Mai bis Juli 2008 ist erkennbar, dass alle Bojen eine ähnliche Häufigkeitsverteilung aufwiesen, mit Ausnahme der Boje A und G. Boje A hatte weniger Werte, da sie bereits Anfang Juli verschwand. Bei Boje G lag das 90 %-Percentil bei 14 cm/s, während es bei den anderen Bojen nur 7–12 cm/s betrug. Alle Bojen drifteten in diesem Zeitraum im etwa gleichen Gebiet, wobei Boje G die nördlichste Position hatte und am weitesten von der nordkanadischen Küste entfernt war. Entsprechend lag der Mittelwert bei den Bojen B bis F zwischen 4.5 und 5.8 cm/s, während der Mittelwert bei Boje G bei 7.9 cm/s lag.

Von August bis Oktober 2008 (Abb. 4.3b) waren die Häufigkeitsverteilungen der Bojen B bis G ebenfalls sehr ähnlich, während die neu hinzugekommenen Bojen H und I eine andere Häufigkeitsverteilung zeigten. Diese Bojen wurden weit entfernt von den anderen Bojen im Laufe der drei Monate auf dem Eis installiert und haben daher weniger Werte als die Bojen B bis G. Sowohl der Median als auch das 90 %-Percentil waren bei H und I deutlich höher als bei den Bojen B bis G. Die gemittelte Driftgeschwindigkeit lag bei beiden Bojen über 10 cm/s. Es zeigt deutlich, dass beide Bojen zu Beginn im sehr dünnem Eis in der Nähe des Eisrandes drifteten, was sich auch anhand der relativ hohen Eistemperaturen zeigen läßt (siehe Abb. 3.20).

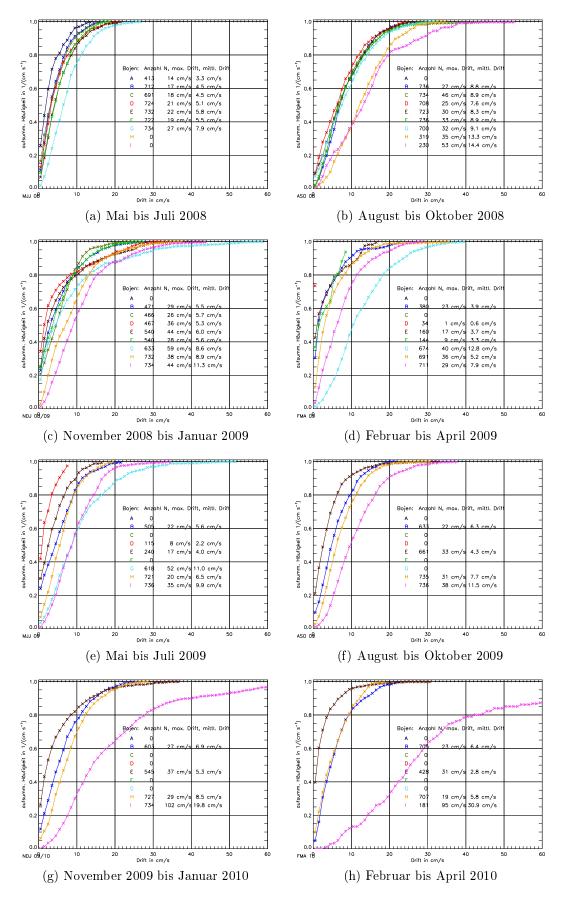


Abbildung 4.3: Summenhäufigkeit der Eisdrift der PAWS-Bojen von D08 in Dreimonats-Abschnitten in den Jahren 2008 und 2009.

103

In den Monaten November 2008 bis Januar 2009 (Abb. 4.3c) nahmen die Driftgeschwindigkeiten der beiden Bojen H und I insgesamt ab, was darauf hindeutet, dass die Bojen nicht mehr in Eisrandnähe sondern im weiten Umkreis von arktischem Eis umschlossen waren, das jetzt dicker und kompakter war. Die Drift der Boje G hatte sich dagegen beschleunigt und erreichte einen ähnlich hohen Mittelwert wie Boje H, markierte aber den Rekordwert der Drift in diesen drei Monaten von 59 cm/s. Die Bojen B bis F hatten erneut ähnliche Häufigkeitsverteilungen. In 20 % der Fälle dieser Bojen war die Drift <1 cm/s.

Die Bojen D und E waren in den Monaten Februar bis April 2009 (Abb. 4.3d) lange Zeit nahezu bewegungslos mit dem landfesten Eis verbunden, während sich die Drift von I weiter verringert hatte, da sie sich nun im dickeren Eis und auch nicht mehr am Eisrand befand. Boje G allerdings driftete in dieser Zeit Richtung Framstraße. Der Median war größer als 10 cm/s und das 90 %-Percentil betrug 23 cm/s. Der Mittelwert lag bei 12.8 cm/s. Boje H hatte eine ähnliche Häufigkeitsverteilung wie die Bojen B, F und E, was darauf hindeutet, dass sie in ebenso kompakten Eis des Beaufort-Wirbels driftete wie die Bojen B bis F.

In den Monaten Mai bis Juli 2009 (Abb. 4.3e) hatten die Bojen G und I in der Framstraße bzw. im transpolaren Driftstrom ähnliche Häufigkeitsverteilungen. Die Bojen B, E und H befanden sich dagegen im Bereich des Beaufort-Wirbels. Boje D war weiterhin zeitweise mit dem landfesten Eis verbunden und driftete lediglich sehr langsam.

In den Monaten August bis Oktober 2009 (Abb. 4.3f) waren die vier verbliebenen Bojen unterschiedlich in ihrem Driftverhalten. Am langsamsten war Boje E, da sie sich nahe an der kandischen Küste befand und im dicksten Eis driftete. In 20 % der Fälle war die Drift <1 cm/s. Boje I driftete dagegen weiterhin in der transpolaren Drift mit einem Mittelwert von 11.5 cm/s und einem 90 %-Percentil von 20 cm/s. Im Zeitraum von November 2009 bis Januar 2010 (Abb. 4.3g) änderte sich an der Drift der Bojen B, E und H nicht viel. Boje I aber näherte sich der Framstraße und beschleunigte die Drift erheblich. Der Mittelwert betrug 19.8 cm/s und das 90 %-Percentil 40 cm/s. Die Boje I erreichte in diesem Zeitabschnitt ihren Rekordwert der Eisdrift von 102 cm/s.

Im abschließenden Dreimonats-Abschnitt von Dezember 2009 bis Februar 2010 (Abb. 4.3h) beschleunigte Boje I ihre Drift nochmals auf einen Mittelwert von mehr als 30 cm/s. Das 90 %-Percentil lag bei über 60 cm/s. Die Driftgeschwindigkeiten der anderen verbliebenen Bojen B, E und H nördlich von Kanada verringerten sich weiter im Laufe des Winters.

Interessant ist der Vergleich der Bojen G und I, die beide durch die Framstraße drifteten, allerdings im Sommer 2009 bzw. im Winter 2009/2010. Die Mittelwerte der Drift betrugen 11.0 cm/s für Boje G und 30.9 cm/s für Boje I. Der Unterschied ist auf die deutlich unterschiedlichen synoptischen Bedingungen zurückzuführen. Im Winter herrscht ein starker Druckgradient an der Ostküste Grönlands zwischen dem Hoch über Grönland und dem eisfreien Teil der Framstraße vor. Er sorgt für einen erhöhten Transport von arktischem Meereis durch die Framstraße in die Grönland-See.

Im Folgenden wird die Drift der Boje I und des Segelschiffes "Tara" verglichen. Boje I wurde als letzte Boje des Experiments in der Nähe des sibirischen Eisrandes bei 121.32° O / 81.24° N installiert. Von dort aus driftete sie im transpolaren Driftstrom zunächst Richtung Nordpol und dann weiter Richtung Framstraße. Eine ähnliche Bahn in einem ähnlichen Zeitraum beschrieb das Forschungsschiff "Tara", das sich zwei Jahre vorher ebenfalls im Frühherbst am sibirischen Eisrand einfrieren ließ (Abb. 4.4) und mit der transpolaren Drift eineinhalb Jahre später im Januar 2008 in der Framstraße wieder aus dem Eis herausfuhr.

Aufgrund der ähnlichen Bahn werden in Abb. 4.4 beide Trajektorien gezeigt. Sie zeigten ähnliche Driftgeschwindigkeiten von 10 bis $30\,\mathrm{cm/s}$ auf dem Weg vom sibirischen Eisrand zur Framstraße. Vor allem in den Anfangsmonaten und ab August des darauffolgenden jeweiligen Jahres sind Abschnitte mit Driftgeschwindigkeiten von über $30\,\mathrm{cm/s}$ dargestellt.

Zur besseren Vergleichbarkeit sind hier auch die Daten der Tara in dreistündiger Auflösung verwendet worden. Die Häufigkeitsverteilung in Abb. 4.5 unterstreicht das ähnliche Driftverhalten von Tara und der Boje I. Die Drift der Tara war insgesamt etwas schneller. Sowohl der Median als auch das 90 %-Percentil lag bei Tara höher. Der Mittelwert der beiden Zeitreihen betrug 10.1 cm/s (Boje I) bzw. 11.3 cm/s (Tara). Der Vergleich zeigt, dass die ungewöhnlich hohe Drift des Eises im Jahr 2007 sich im Jahr 2009 wiederholt hat und kein Einzelfall darstellt. Es könnte darauf hinweisen, dass sich mit dem allmählich dünner werdenden Eis der Arktis die Driftgeschwindigkeiten in der transpolaren Drift erhöht haben.

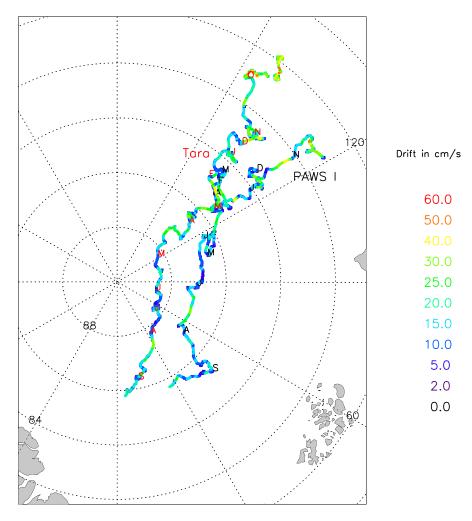


Abbildung 4.4: Driftgeschwindigkeiten des Forschungsschiffs "Tara" 2006-2008 und der Boje I von D08

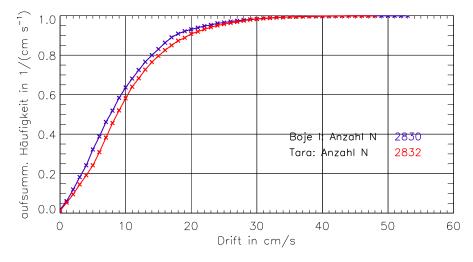


Abbildung 4.5: Summenhäufigkeit der Driftgeschwindigkeit bei "Tara" und der Boje I für den Zeitraum Oktober bis September

4.2.2 Weglängen der Drifttrajektorien in Abhängigkeit von der zeitlichen Auflösung

Die Fernerkundung der Arktis per Satellit hat in den letzten 30 Jahren enorme Fortschritte gemacht. Mit dem Mikrowellensensor "Special Sensor Microwave/Imager" (SSM/I) und dem "Advanced Microwave Scanning Radiometer" (AMSR-E) werden die Eiskonzentration mehrmals pro Tag und die Eisdrift über Zeitintervalle von drei Tagen bis zu einem Tag und flächendeckend für den Arktischen Ozean ermittelt. Dazu wurden nach und nach Algorithmen zur Berechnung der Eisdrift entwickelt und verbessert (z. B. Kwok et al. (1998); Spreen et al. (2008); Kern (2004); Kaleschke et al. (2001)). Nötig sind z. B. Korrekturen aufgrund des atmosphärischen Einflusses auf die Ergebnisse der Satellitenprodukte (Huck et al., 2007; Spreen et al., 2008; Kwok, 2008).

Um für die Trajektorie einer Eisscholle die zurückgelegte Strecke zu berechnen, ist die zeitliche Auflösung der Ortsbestimmung von Bedeutung. Die Daten von D07 haben eine einstündige Auflösung, die Daten von D08 eine dreistündige Auflösung. Wesentlich gröber ist allerdings die zeitliche Auflösung (1–3 Tage) der Satellitenprodukte. Daraus abgeleitete Trajektorien sind daher gröber als zum Beispiel aus einstündigen Bojendaten. Um die dadurch unterschätzte Weglänge zu erfassen, wird der Umwegfaktor U definiert. Er beschreibt das Verhältnis von zwei Trajektorienlängen mit gleichem Start- und Endpunkt, wenn die Trajektorie mit zwei unterschiedlichen Auflösungen berechnet wird. Für das Verhältnis von zwei Strecken L_1 und L_2 gilt dann

$$U = \frac{L1}{L2} = \frac{\sum_{i=1}^{N_1} l_i(\Delta t_1)}{\sum_{j=1}^{N_2} l_j(\Delta t_2)}$$
(4.11)

mit

$$N_1 \Delta t_1 = N_2 \Delta t_2, \tag{4.12}$$

wobei L_2 eine höhere zeitliche Auflösung hat. U kann also den Wertebereich von 0 bis 1 annehmen. Je kleiner der Wert ist, desto größer ist der Umweg, den eine Boje macht. Ist der Wert jedoch nahe bei 1, bedeutet das, dass die Boje eine relativ geradlinige Trajektorie hat. In Abb. 4.6 und 4.7 sind die Umwegfaktoren der einzelnen Bojen beider Bojenexperimente aufgetragen. Ausgehend von der höchstmöglichen zeitlichen Auflösung, bei der der Wert gleich eins ist, nimmt der Umwegfaktor mit zunehmend gröberer Auflösung ab.

Bei D07 (in Abb. 4.6) zeigt sich, dass bereits beim Übergang von 1 h zu 3 h der Umwegfaktor um bis zu 0.05 abnimmt, während der Umwegfaktor von 3 h zu 6 h nur sehr wenig abnimmt. Dieser Effekt ist auch bei D08 zu beobachten. Die Abnahme des Umwegfaktors von 1 h auf 3 h konnte dagegen bei D08 nicht erfasst werden. Bei einer zeitlichen Auflösung von 24 h beträgt der Wert bei beiden Experimenten etwa 0.9, bei drei Tagen 0.7–0.8. Sowohl bei D07 als auch bei D08 ergeben sich

Differenzen zwischen den einzelnen Bojen, was daran liegt, dass die Messzeiträume der Bojen sehr unterschiedlich sind. Bei D08 kommt hinzu, dass die Bojen in unterschiedlichen Regionen drifteten.

Die Bojen von D07 drifteten im transpolaren Driftstrom. 10 der 16 D07-Bojen haben bei 28 Tagen einen Umwegfaktor von 0.6–0.7, ebenso wie die D08-Bojen G und I, die ebenfalls im transpolaren Driftstrom drifteten. In der transpolaren Drift sind die Trajektorien relativ geradlinig, während im Beaufort-Wirbel Bojen bei ihrer Drift mäandrieren (z. B. die Bojen B, E, F und H).

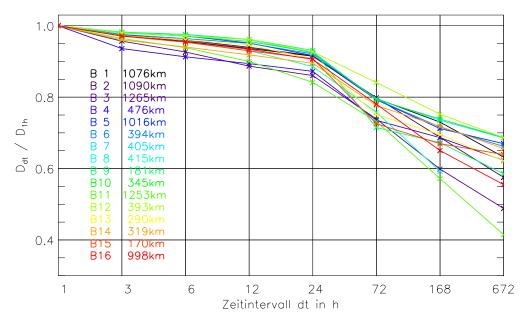


Abbildung 4.6: Umwegfaktoren der Bojen 1-16 von D07 mit Gesamtstrecke bei einstündiger Auflösung.

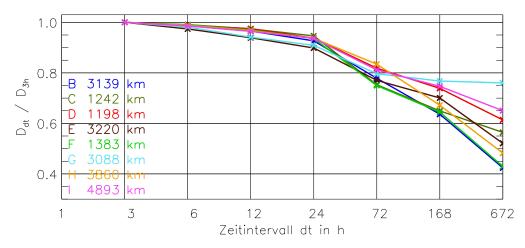


Abbildung 4.7: Umwegfaktoren der Bojen B-I von D08 mit Gesamtstrecke bei dreistündiger Auflösung.

4.3 Analysen des Verhältnisses Drift zu Wind

4.3.1 Der geostrophische Windfaktor

Zur Ermittlung des Windfaktors s (Gl. 4.4) wurde aus sechsstündlichen ECMWF-Analysen (siehe dazu Kap. 5.1) an allen Bojenpositionen der geostrophische Wind am Boden berechnet. Abb. 4.8 zeigt ein Streudiagramm der Bojendrift und des geostrophischen Windes für die 16 Bojen von D07. Der Datensatz umfasst fünf Monate (Mai bis September). Der gemittelte Windfaktor liegt bei 1.36 % und der mittlere quadrierte Korrelationskoeffizient R^2 bei 0.56. Mit einer mittleren Varianz der Eisdrift von $0.24\,\mathrm{cm}^2/\mathrm{s}^2$ ergibt sich die unerklärte Varianz der Eisdrift mit der Formel $F = (1-R^2)var(u_i)$ zu $0.15\,\mathrm{cm}^2/\mathrm{s}^2$. Die dafür in Frage kommenden Effekte sind im wesentlichen die Ozeanströmung und die internen Kräfte im Eis, die zusammen im Mittel $4.7\,\mathrm{cm/s}$ ergeben. Die quadrierten Korrelationskoeffizienten der einzelnen monatlichen Zeitreihen liegen im Bereich von 0.52 im Juni bis 0.75 im August.

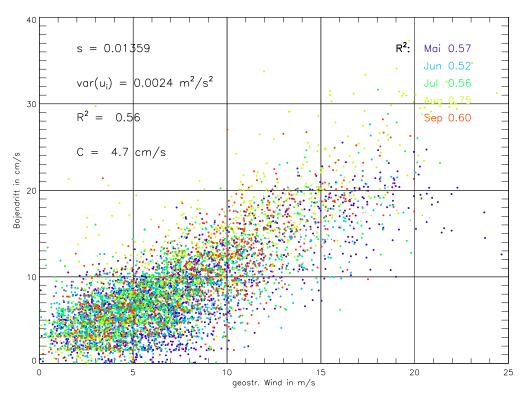


Abbildung 4.8: Streudiagramm von Eisdrift und geostrophischem Wind für D07, unterschieden nach den Monaten April bis September. Angegeben sind der mittlere Windfaktors, die Varianz der Eisdriftgeschwindigkeit $var(u_i)$, die erklärte Varianz R^2 und das Residuum C, das die mittlere monatliche Ozeanströmung und die internen Kräfte beinhaltet.

Mit dem gleichen Ansatz wurden die Daten von D08 bearbeitet. Der Zeitraum, der in Abb. 4.9 gezeigt ist, umfasst 22 Monate und enthält die Daten von neun Bojen. Der Windfaktor hat im Vergleich zu D07 einen etwas geringeren Wert von 1.1 %. Wie aus der Abb. 4.9 ersichtlich wird, gab es viele Fälle, bei denen trotz eines geostrophischen Windes größer Null die Bojendrift Null ist. Diese Fälle allerdings wurden in der Analyse sowohl bei D07 als auch bei D08 nicht berücksichtigt, da gefordert wurde, dass beide Variablen größer Null sein müssen.

Die quadrierten Korrelationskoeffizienten der einzelnen Bojen liegen im Bereich von 0.28-0.58, die der einzelnen Monate (nicht gezeigt) schwanken zwischen 0.06 und 0.76. Es ergibt sich ein Mittelwert von 0.51. Die mittlere Varianz der Eisdrift liegt mit $0.45 \,\mathrm{cm^2/s^2}$ etwas höher als bei D07. Die mittlere unerklärte Varianz beträgt dementsprechend $0.22 \,\mathrm{cm^2/s^2}$.

Alle D08-Bojen weisen eine quadrierte Korrelation von deutlich unter 0.7 auf (siehe Tab. in Abb. 4.9). Die Bojen A bis F drifteten in der Nähe der Küsten und im kompakten Eis nördlich von Kanada und haben einen quadrierten Korrelationskoeffizient von 0.47-0.58. Der Zeitraum, in dem die Bojen D und E mit dem landfesten Eis verbunden waren, wird hier nicht berücksichtigt, daher beträgt der quadrierte Korrelationskoeffizient 0.57 bzw 0.51. Boje G und I drifteten in die Framstraße, weshalb R^2 ebenfalls unter 0.7 liegt, im Fall von Boje G sogar nur bei 0.28.

Die Monatsmittelwerte des geostrophischen Windfaktors während D07 in Abb. 4.10 zeigen einen deutlichen Anstieg des Windfaktors von Juni bis August, also während der Schmelzperiode. Bei einigen Bojen überschritt der Windfaktor sogar den Wert von 2.0 %. Im September ging bei fast allen Bojen der Windfaktor wieder zurück.

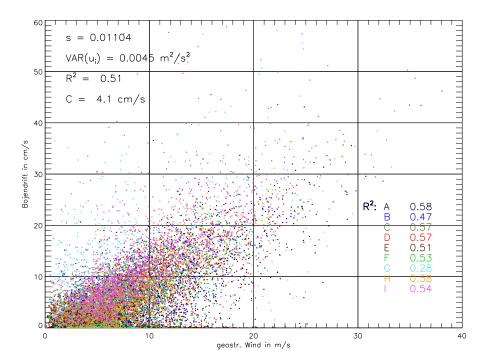


Abbildung 4.9: Streudiagramm von Eisdrift und geostrophischem Wind für D08, unterschieden nach den Bojen A bis I. Angegeben sind der mittlere Windfaktor s, die Varianz der Eisdriftgeschwindigkeit $var(u_i)$, die erklärte Varianz R^2 und das Residuum C, das die mittlere geostrophische Ozeanströmung und die internen Kräfte beinhaltet.

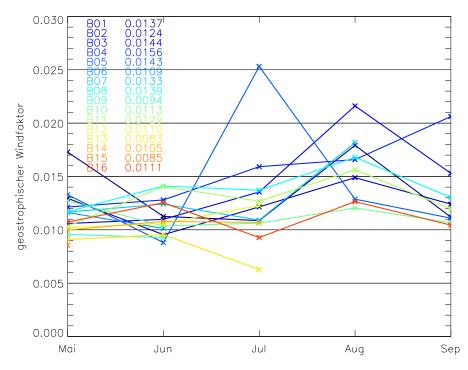


Abbildung 4.10: Monatsmittel des geostrophischen Windfaktors bei D07 von April bis September 2007. In der Tabelle sind die Mittelwerte für jede Boje über den ganzen Zeitraum angegeben.

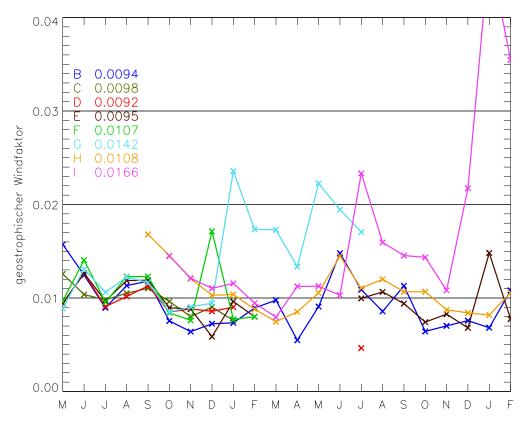


Abbildung 4.11: Monatsmittel des geostrophischen Windfaktors bei D08 von Mai 2008 bis Februar 2010. In der Tabelle sind die Mittelwerte für jede Boje über den ganzen Zeitraum angegeben.

Der längere Zeitraum des Bojen-Experiments 2008 zeigt in Abb. 4.11 deutlich die jahreszeitlichen Schwankungen des Windfaktors, vor allem zu Beginn des Experiments im Jahr 2008. Dort drifteten die Bojen weitgehend im gleichen Gebiet. Daher sind im Zeitraum Mai bis September bei allen Bojen Werte von deutlich über 0.01 zu erkennen. Ab Oktober nahmen bei allen Bojen die Werte auf unter 0.01 ab. Auch die im Herbst installierten Bojen H und I zeigen im Herbst 2008 abnehmende Werte. Mit Beginn des Jahres 2009 drifteten die Bojen zunehmend auseinander. Die Bojen D und E befanden sich, wie bereits gezeigt, einige Zeit im landfesten Eis. Daher ist dort der Quotient Null (und wird nicht dargestellt). Die Boje H driftete zu Beginn ihrer Messungen im Bereich des Eisrandes und zeigt daher einen hohen geostrophischen Windfaktor. Im Laufe der Zeit driftete die Boje im Beaufort-Wirbel in Richtung des nordkanadischen Archipels. Ab Juli 2009 drifteten neben der Boje H auch B und E im Bereich des Beaufort-Wirbels und haben ähnliche Werte des Windfaktors mit einem erneuten Anstieg im Sommer.

Die später ausgesetzte Boje I zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die CALIB-Bojen von D07, da sie sich ebenfalls im Bereich der transpolaren Drift befand und daher einen ausgeprägten Jahresgang auf höherem Niveau zeigt und ab Dezember 2009 Richtung Framstraße driftete. Die Boje G hatte die Framstraße ein Jahr zuvor erreicht und innerhalb eines Monats einen Anstieg des Quotienten von 0.9 % auf über 2.0 % verzeichnet. In den nächsten Monaten pendelte der Windfaktor bei

G um etwa 2.0 %. Den maximalen Monatsmittelwert von 4.7 % erreichte die Boje I im Januar 2010 im Ostgrönlandstrom. Allerdings ist dort der Antrieb durch den geostrophischen Wind nicht der alleinige wichtige Faktor. Wichtig ist dort auch der ozeanische Antrieb.

4.3.2 Winkel zwischen Eisdrift und geostrophischem Wind

Im Folgenden werden die Richtungen der Eisdrift und des geostrophischen Windes verglichen. In Abb. 4.12 ist das Streudiagramm der Wertepaare der Monate April bis September 2007 von D07 und in Abb. 4.13 das Streudiagramm der Wertepaare der Bojen A bis I von D08 dargestellt. Die Streubreite bei beiden Bojenexperimenten ist hoch, zeigt aber dennoch eine klare Abhängigkeit der beiden Variablen. Dementsprechend ist die mittlere quadrierte Korrelation mit 0.88 bzw. 0.89 sehr hoch.

Die Bojenpositionen in Breiten- und Längengraden liegen für D07 nur mit drei Nachkommastellen vor. Wie in Kap. 3 berichtet wird, ist die Positionsbestimmung mit dem ARGOS-Satellitensystem nicht genau, vor allem bei geringen Eisdriftgeschwindigkeiten. Wenn die Driftgeschwindigkeit in y-Richtung (Breite) so klein ist, dass im Datensatz hintereinander exakt gleiche Positionen angegeben sind, ergeben sich bei der Berechnung Winkel von genau 90° bzw. 270°.

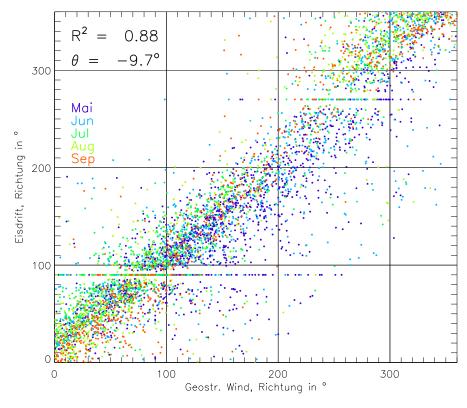


Abbildung 4.12: Streudiagramm von Eisdriftrichtung und geostrophischer Windrichtung bei D07.

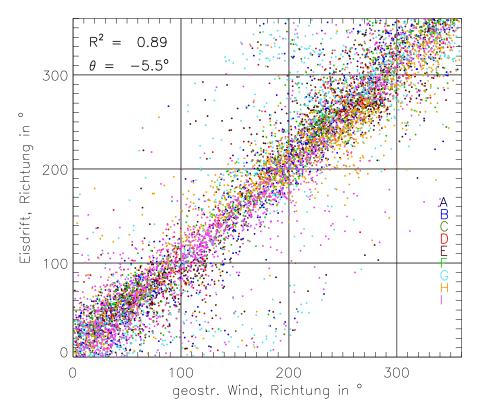


Abbildung 4.13: Streudiagramm von Eisdriftrichtung und geostrophischer Windrichtung bei D08.

Der mittlere Winkel zwischen dem geostrophischem Wind und der Eisdrift wurde aus Gl. 4.9 berechnet. Bei D07 lag die Rechtsabweichung der Eisdrift relativ zum geostrophischen Wind im Mittel bei 9.7° . Bei D08 betrug der Winkel im Mittel 5.5° .

Abb. 4.14 und 4.15 zeigen den zeitlichen Verlauf des Monatsmittels des Abweichwinkels zwischen Eisdrift und geostrophischem Wind. Bei beiden Bojenexperimenten ist die Zunahme des Drehwinkels von Mai bis August gut zu erkennen. Ausgehend von einer Winkeldifferenz um -7° wurden bei D07 im Juli und August -15° bis -25° erreicht. Diese Werte wurden auch bei allen D08-Bojen im August gemessen. Zum Ende des Jahres 2008 hin nahmen die Winkeldifferenzen wieder deutlich ab und schwankten um 0°. Im weiteren Verlauf des Experiments waren die mittleren Winkel je nach Boje sehr unterschiedlich. Es ist aber bei den Bojen B, E, H und I eine Zunahme der Winkeldifferenz im Sommer 2009 und eine anschließende erneute Abnahme zu erkennen.

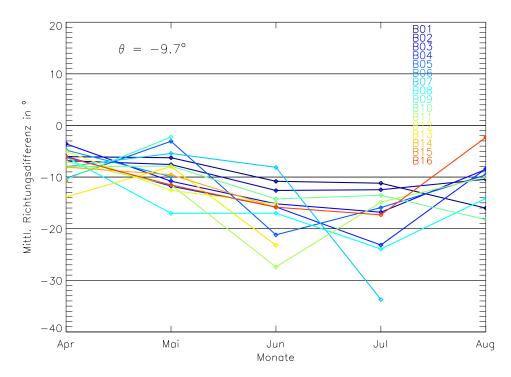


Abbildung 4.14: Gemittelter monatlicher Drehwinkel von Eisdriftrichtung zu geostrophischer Windrichtung bei D07 im Zeitraum von Mai bis September 2007.

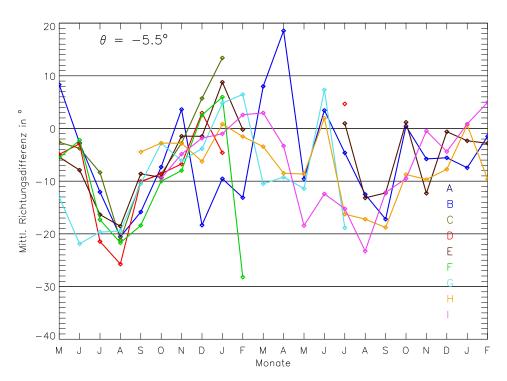


Abbildung 4.15: Gemittelter monatlicher Drehwinkel von Eisdriftrichtung zu geostrophischer Windrichtung bei D08 im Zeitraum von Mai 2008 bis Februar 2010.

4.3.3 Verhältnis Bojendrift zu gemessenem Wind

Wie bei den oben beschriebenen Analysen des geostrophischen Windes kann auch mit Hilfe des gemessenen Windes der Windfaktor berechnet werden. Untersucht man den Windfaktor anhand von D08, erkennt man, wie in Abb. 4.16 gezeigt, dass das Verhältnis von Drift zu Wind von Boje zu Boje sehr unterschiedlich ist. Das liegt an den unterschiedlich langen Zeiträumen, in denen die einzelnen Bojen gemessen haben und an den unterschiedlichen Regionen, in denen die Bojen gedriftet sind. Der Korrelationskoeffizient R reicht von 0.2 bis 0.8. Der geringste Wert wird bei Boje E ermittelt. Diese Boje war zum einen lange im landfesten Eis eingeschlossen, zum anderen driftete die Boje durch die Nares-Straße bis in das Kane-Becken mit teils hohen Driftgeschwindigkeiten, die aber weniger durch Windschub, sondern durch Ozeanströmungen in der Meeresstraße verursacht wurden. Besonders gut korreliert sind dagegen die Zeitreihen der Bojen D, F und H, die alle im Wesentlichen nur durch eine vom Windschub angetriebene Drift im Bereich der Beaufort-Wirbels charakterisiert sind.

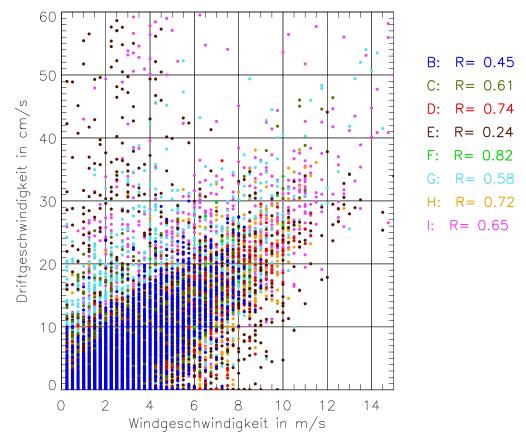


Abbildung 4.16: Streudiagramm von Driftgeschwindigkeit und gemessener Windgeschwindigkeit für acht D08-Bojen von Mai 2008 bis August 2010.

In Abb. 4.17 sind die Monatsmittel des Windfaktors von D08 gezeigt, soweit Daten für den jeweiligen Monat verfügbar waren. Es zeigt sich eine Zunahme der Werte ab Mai 2008, am Anfang des Bojenexperiments. Ein lokales Maximum des Windfaktors findet sich bei allen Bojen im September. Aufgrund technischer

Schwierigkeiten (Einfrieren des Propellers) wurden ab Oktober die Windmessungen bei einigen Bojen unzuverlässig bzw. blieben ganz aus (z. B. Boje C und F). Bei allen anderen Bojen wurde dagegen eine Abnahme des Windfaktors im Laufe des Winters registriert. Die Bojen D und E trieben in das landfeste Eis vor der Nordküste von Ellesmere Island und bewegten sich über lange Zeit nicht von der Stelle. Während Boje D dort auch ihre Datenübertragung beendete, setzte sich Boje E schließlich im Juli 2009 wieder in Bewegung. Boje C erreichte im September 2008 ein Monatsmaximum des Windfaktors von fast 6 %, als die Boje entlang der Nordküste Kanadas nach Westen driftete und sich schließlich Mitte Januar 2009 nicht mehr meldete. Ab Anfang des Jahres 2009 driftete die Boje G in Richtung der Framstraße und befand sich am 8. März nur wenig entfernt von der Nordostspitze Grönlands. Aus Abb. 4.17 erkennt man eine deutliche Zunahme der Werte von 0.028 (Januar) auf 0.97 (Juli).

Einen ähnlichen Verlauf zeigt auch die Boje I, die sich mit der transpolaren Drift Richtung Framstraße bewegte und seit August 2009 einen Anstieg des Windfaktors von 0.025 (August) auf 0.15 (Januar) anzeigte. Die anderen verbliebenen drei Bojen B, E und H befanden sich weiterhin im kanadischen Teil der Arktis und registrierten alle seit Juli 2009 einen Windfaktor von etwa 0.02.

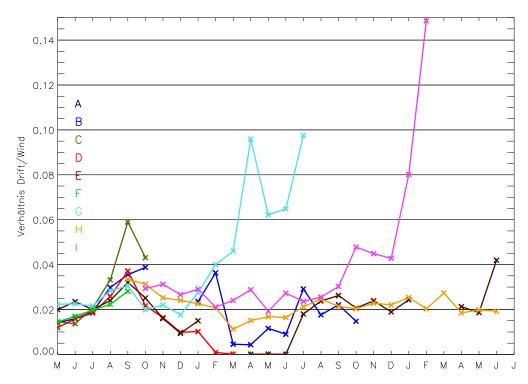


Abbildung 4.17: Monatsmittel des Windfaktors für acht PAWS-Bojen von D08.

In Abb. 4.18 ist die Driftrichtung über der gemessenen Windrichtung für die Boje I von D08 aufgetragen. Wie in Kap. 3.2 beschrieben wurde, können aufgrund fehlender Angaben nur Daten der Boje I gezeigt werden. Das Verhältnis von Driftrichtung zur gemessenen Windrichtung ist mit einem Wert von fast 0.9 hoch korreliert. Aus der Berechnung der Ausgleichsgeraden ergibt sich eine mittlere Rechtsdrehung der Eisdrift relativ zum gemessenen Wind von etwa 39 $^{\circ}$.

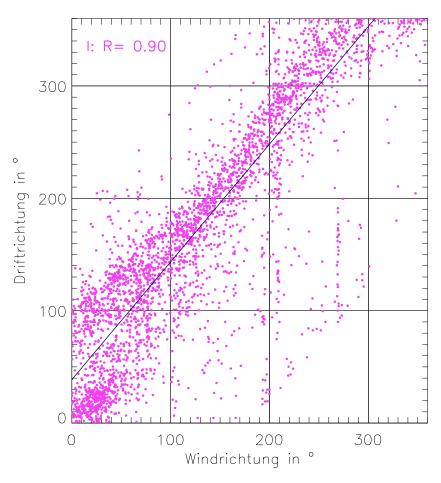


Abbildung 4.18: Verhältnis von Eisdriftrichtung zu gemessener Windrichtung an der Boje I bei D08.

4.3.4 Kreuzkorrelation von Drift und gemessenem Wind

Wie in den vorangegangenen Kapiteln gezeigt wurde, sind die Zeitreihen der Meereisdrift und des Windes eng miteinander korreliert. Im Folgenden wird untersucht, welche Form die Korrelationsfunktion zwischen Drift und Wind hat. Dazu wurden die Zeitreihen von Eisdrift und Wind in 2 m Höhe an der Station Tara und der Bojen von D08 verwendet. In Abb. 4.19 sind die Ergebnisse der Korrelation in Abhängigkeit von der Zeitverschiebung han der Station Tara dargestellt.

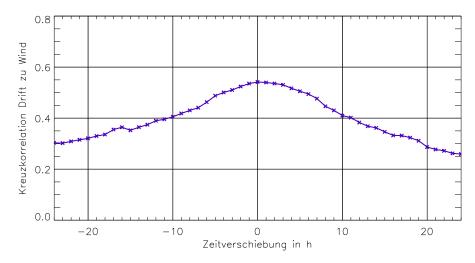


Abbildung 4.19: Kreuzkorrelationsfunktion zwischen der Eisdrift und dem Wind an der Station Tara in 2m Höhe. Eine positive Zeitverschiebung h bedeutet, dass die Eisdrift dem Wind folgt.

Die Korrelation ist im Bereich von $h=\pm 10$ Stunden größer 0.4 und nimmt jenseits davon auf Werte zwischen 0.25 bis 0.3 ab. Der höchste Wert der Korrelation wird bei einer Zeitverschiebung von 0 Stunden mit 0.54 erreicht. Von -1 bis +3 Stunden liegt der Wert oberhalb von 0.53. Da eine positive Zeitverschiebung bedeutet, dass die Drift dem Wind folgt, zeigt sich in Abb. 4.19, dass die Drift an der Station Tara dem Wind unmittelbar folgt, bzw. mit einer leichten Verzögerung von 1–3 Stunden.

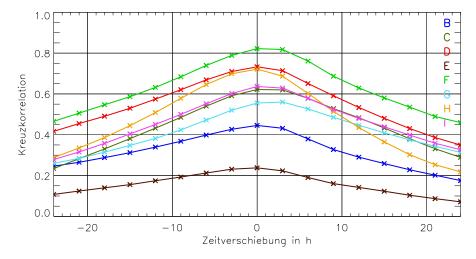


Abbildung 4.20: Kreuzkorrelationsfunktion zwischen Eisdrift und Wind von D08. Eine positive Zeitverschiebung h bedeutet, dass die Eisdrift dem Wind folgt.

In Abb. 4.20 ist die Korrelationsfunktion von acht D08-Bojen dargestellt. Im Gegensatz zu der Zeitreihe der Station Tara haben die Zeitreihen von D08 nur eine zeitliche Auflösung von 3 Stunden. Die Korrelationsfunktionen der einzelnen Bojen sind sehr unterschiedlich. Die Ursache dafür ist, dass die Bojen in unterschiedlichen Regionen gedriftet sind und unterschiedlich lange Zeitreihen haben. Die höchsten Korrelationen treten bei allen Bojen zur Zeitverschiebung h=0 Stunden auf. Bei den meisten Bojen beträgt der Wert dort 0.5–0.8, nur bei den Bojen B und E liegt der Wert bei 0.45 bzw. 0.24. Diese Bojen haben besonders lange Zeitreihen. Im Fall der Boje E wirkt sich zum einen das lange Verharren im landfesten Eis, zum anderen die schnelle Drift durch die Nares-Straße auf die Korrelation aus. Beide Bewegungen sind vom Wind abgekoppelt.

Mit Ausnahme der Bojen B und E ist die Korrelation bei h=3 Stunden etwa genauso groß wie bei h=0 Stunden. Im Fall der Boje G ist sie sogar größer. Dies zeigt ebenso wie bei Tara eine unmittelbare Reaktion der Meereisdrift auf den Wind von 0-3 Stunden.

4.4 Fallstudien zum Einfluss von Zyklonen auf das arktische Meereis

Im vorigen Abschnitt wurden statistische Untersuchungen zum Einfluss der Atmosphäre auf das Meereis, unabhängig von der synoptischen Situation, durchgeführt. In diesem Abschnitt werden anhand von Fallstudien die Einflüsse von Zyklonen auf das Meereis näher untersucht. Dies geschieht mit Hilfe der Messdaten aus den beiden Bojenkampagnen D07 und D08, den ECMWF-Analysen und den Daten der Zyklonenstatistik aus Kap. 2.

Ausgewählt wurden 3 Fälle, in denen jeweils ein starkes Tief das Bojengebiet von D08 streift (siehe Tab. 4.1).

Fall	Zeitraum	Bojentyp	N	p_{min}	$u_{i_{max}}$
1	25. August 08	PAWS	6	$1001\mathrm{hPa}$	$34\mathrm{cm/s}$
2	24. Januar 09	PAWS	5	$999\mathrm{hPa}$	$44\mathrm{cm/s}$
3	59. Januar 09	PAWS	6	$988\mathrm{hPa}$	$34\mathrm{cm/s}$

Tabelle 4.1: Übersicht der Zyklonen-Fallstudien zum Einfluss von Zyklonen auf das Meereis während des Bojenexperimentes D08. N bezeichnet die Anzahl der betrachteten Bojen. p_{min} ist der tiefste Luftdruck, der an einer Boje gemessen wurde. u_{imax} ist die höchste gemessene Eisdrift.

4.4.1 1. Fallstudie

Die erste hier zu analysierende Zyklone wanderte im Sommer 2008 vom 2. bis 5. August (siehe Abb. 4.21) entlang des D08-Bojengebietes. Sie hatte sich aus einer sich abschwächenden Zyklone entwickelt. Am 2. August um 12 UTC begann die Zugbahn der neuen Zyklone zunächst als ein sich verschärfender Trog (also nach der Definition von Murray und Simmonds (1991a) eine offene Zyklone) bei einem Bodendruck von 1003 hPa und einer Intensität von 1.0 hPa/(° lat.)². Innerhalb der nächsten sechs Stunden durchlief die Zyklone eine starke Vertiefung und Intensivierung. Die Intensität verdoppelte sich, der Kerndruck sank auf 1000 hPa (siehe Abb. 4.22). Zudem hatte sich ein geschlossener Kern gebildet. Auch in den nächsten Stunden intensivierte sich die Zyklone weiter und wanderte dabei entlang des Bojengebietes und des Nordpols in Richtung Sibirien. Die Tiefe erhöhte sich im Laufe der Entwicklung von 1 auf 14hPa, der Radius von 2° auf 5° lat. Der Höhepunkt der Entwicklung war am 3. August um 18 UTC mit einem Kerndruck von 986 hPa und einer Intensität von 3.4 hPa/(° lat.)². Die Bojen wurden nach und nach vom Einfluss der Zyklone erfasst. Der Kern der Zyklone zog im Laufe des 2. August am Bojengebiet entlang, wie sich am nacheinander abfolgenden Druckabfall an den einzelnen Bojen in Abb. 4.23 gut erkennen läßt. Zunächst sank der Luftdruck an der westlichsten Boje C, als letztes an der Boje D und G. Durchschnittlich sank der Druck an den Bojen um etwa 10 hPa in 12 Stunden, der folgende Druckanstieg war weniger steil und betrug im Mittel 15 hPa in 24 Stunden.

In Abb. 4.21d ist die Trajektorie der Boje C exemplarisch für alle Bojen dargestellt. Diese Boje geriet als erste Boje in den Einfluss der Zyklone und änderte ihre Driftrichtung am 2. August ab 12 UTC von West auf nördliche Richtungen und drehte im Laufe des 2. August auf östliche Richtungen und erhöhte dabei ihre Driftgeschwindigkeit. Am 3. August legte die Boje eine Strecke von 13 km in östlicher Richtung zurück (entspricht einer Durchschnittsgeschwindigkeit von etwa 15 cm/s). Am darauffolgenden Tag nahm die Drift stark ab, während gleichzeitig die Richtung sich mehrmals stark änderte. Ursache hierfür war ein Hochdruckkeil, der sich am Rand eines Hochs über Ellesmere Island bildete.

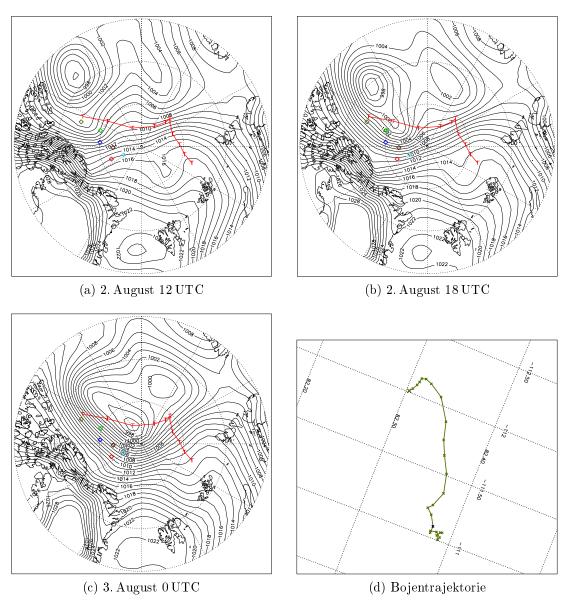


Abbildung 4.21: ECMWF-Bodendruckfeld, Bojenpositionen von D08 (farbige Rauten) und Zugbahn der Zyklone (rote T). (d): 3-stündige Positionen der Trajektorie der Boje C im Zeitraum vom 2. bis 5. August 2008 0 UTC.

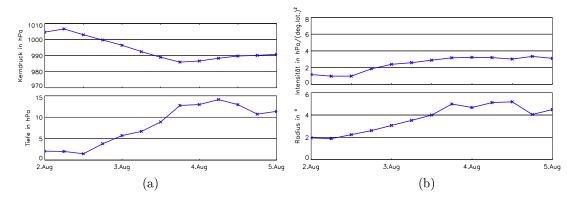


Abbildung 4.22: Zeitreihen der Zyklonen-Parameter der Fall-Zyklone: Druck, Tiefe, Intensität und Radius vom 2. bis 5. August 0 UTC.

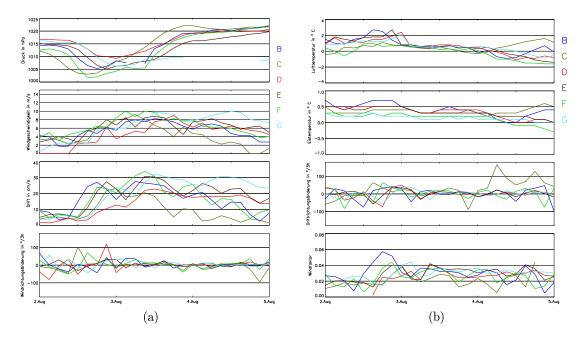


Abbildung 4.23: Zeitreihen der Bojenmessungen von D08 für den Luftdruck, die Eisdrift, die Windgeschwindigkeit, die Luft- und Eistemperatur, die Änderung der Wind- bzw. Eisdriftrichtung, sowie den Windfaktor. Der Zeitraum reicht vom 2. bis 5. August 2008 0 UTC.

Ausgelöst durch einen mit der Zyklone verbundenen Druckgradienten erhöhte sich bei allen sechs Bojen die Windgeschwindigkeit markant um etwa 5 m/s auf Werte um 8 bis 10 m/s. Das Maximum wurde erreicht, als der Luftdruck an den Bojen wieder zu steigen begann. Mit dem Druckabfall war dagegen kein Windmaximum verbunden. Außer bei der Boje G gingen die Windgeschwindigkeiten nach dem Zyklonendurchzug wieder deutlich zurück.

Entsprechend zum Verhalten der Windgeschwindigkeit bei Durchzug der Zyklone setzte auch der Anstieg der Eisdriftgeschwindigkeit zeitverzögert von Boje zu Boje ein und schnellte am 2. August innerhalb von drei bis sechs Stunden von Werten um 5 cm/s auf deutlich über 20 cm/s. Am Morgen des 3. August erreichte die Eisdrift an der Boje F ein Maximum von 34 cm/s. Nach dem Zyklonenereignis ging

außer an der Boje C die Eisdrift nur sehr langsam zurück. Im Fall der Boje G blieb die Drift bei Werten zwischen 20 und 30 cm/s.

Bevor die Zyklone das Bojengebiet erreichte, wurden an den Bojen Lufttemperaturen zwischen $1-2\,^{\circ}\mathrm{C}$ gemessen. Mit dem Durchgang des Druckminimums an den Bojen gingen die Lufttemperaturen an allen Bojen leicht zurück. Im Laufe des 3. August lagen die Temperaturen der Bojen mit $0.5\,^{\circ}\mathrm{C}$ sehr nahe beieinander, obwohl die Bojen hunderte Kilometer voneinander entfernt waren. Im Laufe des 4. August gingen mit Ausnahme der Bojen B und F die Lufttemperaturen weiter zurück und bewegten sich am 5. August $0\,\mathrm{UTC}$ zwischen -0.5 und $-1.5\,^{\circ}\mathrm{C}$. Mit dem Durchgang der Zyklone war also kühlere Luft herantransportiert worden.

Im arktischen Sommer liegen die Lufttemperaturen um 0°C oder leicht darüber. Daher schmilzt das Meereis an der Oberfläche und die Luft der oberflächennahen Schichten ist nahezu mit Wasserdampf gesättigt. Der Durchzug der Zyklone änderte an den Bojenwerten der relativen Luftfeuchte kaum etwas und auch die Eistemperaturen blieben von Schwankungen unberührt.

In Abb. 4.23 sind die Zeitreihen der Wind- und Driftrichtungsänderungen sowie der Windfaktor dargestellt. Sowohl die Wind- als auch die Driftrichtungen änderten sich im Laufe des 2. August um bis zu $\pm 100\,^{\circ}$. Nach dem Durchgang der Zyklone am 3. August gingen die Richtungsschwankungen an allen Bojen deutlich zurück und betrugen nur noch $\pm 30^{\circ}$. Nur an Boje C änderte sich die Driftrichtung stark, wie auch schon in Abb. 4.21d zu sehen war.

Der Windfaktor zeigte vor dem Zyklonenereignis Schwankungen der Werte um etwa 2 %. Die Werte erhöhten sich ab dem 3. August 0 UTC auf 2 bis maximal 4 %.

Der Einfluss der Zyklone bewirkte also in diesem Fall eine sprunghafte Erhöhung der Wind- und Driftgeschwindigkeiten, verbunden mit einer Drehung der Richtungen. Anhand der Trajektorie von Boje C zeigt sich ebenfalls die Drehung der Driftrichtung auf Ost. Auch der Windfaktor erhöhte sich während des Zyklonenereignisses. Zudem advehierte die Zyklone etwas kältere Luft in das Bojengebiet.

4.4.2 2. Fallstudie

Die zweite Fallstudie analysiert den Zeitraum vom 2. bis 4. Januar 2009 während des D08-Bojenexperiments. In dieser Zeit zog eine Zyklone von Ellesmere Island aus durch das Bojengebiet. Die Bojen D und E wurden vom Kern der Zyklone in weniger als 100 km passiert. Die Bojen C, H und I waren von dieser Zyklone dagegen kaum beeinflusst und gehen daher in diese Analyse nicht ein.

In Abb. 4.24a-c ist das Druckfeld der Zyklone zu drei verschiedenen Zeitpunkten dargestellt. Das Bodendruckfeld zeigt eine markante Tiefdruckrinne entlang der Küste des kanadischen Archipels und der Nordküste von Grönland. Das hier zu analysierende Tief ist ein Teil dieser Rinne. Über den Nordpol verlief parallel dazu eine Hochdruckbrücke und jenseits davon entwickelte sich vor der sibirischen Küste bereits ein markanter Trog, in dessen Zentrum südlich des 75. Breitengrades sich die dritte Fall-Zyklone bereits gebildet hatte.

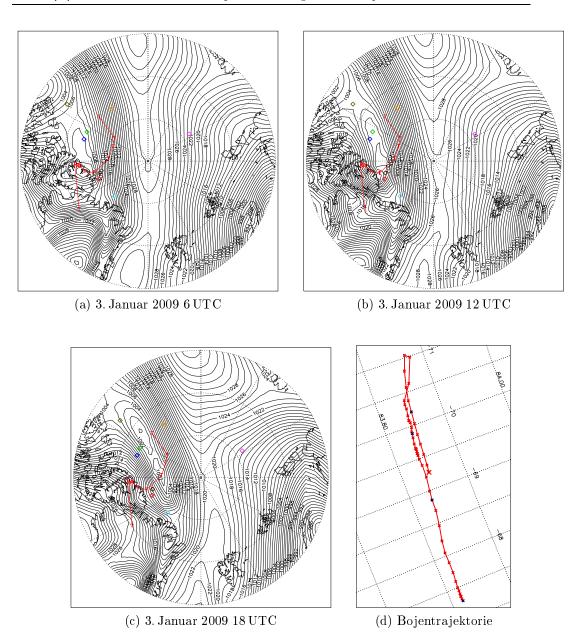


Abbildung 4.24: ECMWF-Bodendruckfeld, Bojenpositionen von D08 (farbige Rauten) und Zugbahn der Zyklone (rote T). (d): 3-stündliche Positionen der Trajektorie der Boje D im Zeitraum vom 2. bis 6. Januar 2009 0 UTC.

Abb. 4.25 zeigt die Zyklonen-Parameter vom 2. bis 4. Januar. Die Zyklone bildete sich zunächst über Ellesmere Island mit einem relativ hohen Kerndruck von über 1015 hPa, vertiefte sich aber in den nächsten 24 h. Während die Zyklone am 3. Januar vom Festland auf den Arktischen Ozean zog, erlebte die Zyklone eine weitere, diesmal markante Vertiefung und Intensivierung. Die Intensität verdoppelte sich innerhalb von 6 h. Die Tiefe und der Radius nahmen ebenfalls zu. Die Zyklone erreichte ihren minimalen Kerndruck von 999 hPa am 3. Januar um 12 UTC (Abb. 4.24b). Abb. 4.24c zeigt das Bodendruckfeld und die detektierte Zyklone am 3. Januar um 18 UTC. Die Zyklone hatte zu diesem Zeitpunkt den Höhepunkt ihrer Entwicklung gerade überschritten.

Wie in Abb. 4.26 zu erkennen ist, erhöhte sich bereits kurz vor dem Durchgang der Zyklone die Drift der einzelnen Bojen auf teilweise bis zu 25 cm/s. Dort wo der Kern der Zyklone besonders nahe an den Bojen vorbeizog, nahm die Drift aufgrund des kurzzeitig fehlenden Windschubs im Kern der Zyklone ab, bevor sie danach wieder stark anstieg. Besonders gut zu sehen ist dieser Effekt bei den Bojen D und E. Die Drift erreichte bei der Boje E einen Maximalwert von 44 cm/s. Drei Stunden zuvor lag der Driftwert nur bei 14 cm/s. Drei Stunden danach, als das Tief weitergezogen war, sank die Drift der Boje E auf unter 10 cm/s.

Am Beispiel der Boje D in Abb. 4.24d zeigt sich deutlich die Drehung der Driftrichtung mit dem Durchzug der Zyklone und dem dazugehörigen Trog. Da der Kern der Zyklone westlich an der Boje vorbeizog, driftete die Boje vorderseitig der Zyklone nach Westen, vollführte dann aber innerhalb von 6 h eine Drehung um 180° und driftete von da ab nach Osten. Um 18 UTC war die Boje beinahe wieder an dem Punkt, an dem sie sich 12 h zuvor befunden hatte. Da sich das Druckgradientfeld nicht gravierend änderte und weiterhin Westwind herrschte, driftete die Boje D in den nächsten Tagen weiterhin nach Osten.

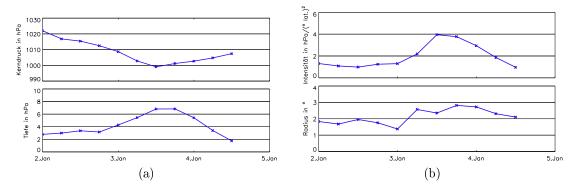


Abbildung 4.25: Zeitreihen der Zyklonen-Parameter der Fall-Zyklone: Druck, Tiefe, Intensität und Radius vom 2. bis 4. Januar 12 UTC.

Gut zu erkennen ist der Durchgang der Zyklone auch am Druckabfall und Druckanstieg der Bojen. Besonders markant und nahezu identisch war der Verlauf bei den Bojen D und E aufgrund ihrer räumlichen Nähe. Etwa 30 hPa betrug der Druckabfall innerhalb von 36 Stunden, der Druckanstieg lag bei etwa 20 hPa. Auch bei den anderen Bojen nahm der Druck nach dem Tiefereignis wieder zu, jedoch ging der Anstieg weniger steil vonstatten.

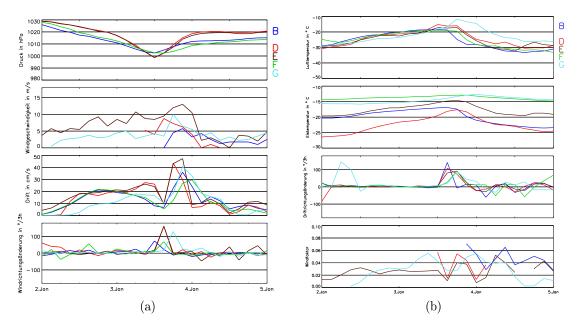


Abbildung 4.26: Zeitreihen der Bojenmessungen von D08 für den Luftdruck, die Eisdrift, die Windgeschwindigkeit, die Luft- und Eistemperatur. Der Zeitraum reicht vom 2. bis 5. Januar 2009 0 UTC.

Die gemessene Windgeschwindigkeit stieg nur an den Bojen D, E, und G markant an, hatte zudem aber überlagerte Schwankungen. Deshalb ist hier der Durchzug der Zyklone durch das Bojengebiet nicht so deutlich zu erkennen. An der Boje E war der Anstieg vorderseitig auf 13 m/s ebenso markant wie das Sinken auf Werte unter 5 m/s rückseitig. An der Boje G ist am 3. Januar um 18 UTC ein Peak von 10 m/s erkennbar. Vorher und nachher betrug dort die Windgeschwindigkeit jedoch weniger als 5 m/s.

Mit dem Durchzug der Zyklone wurde Wärme und Feuchtigkeit herangeführt. Vor dem Tiefereignis betrug die Lufttemperatur je nach Boje zwischen -30 und -25 °C. Die Luftemperatur stieg vorderseitig um 5-15 K an. Auf der Rückseite floß kältere Luft nach, so dass manche Bojen sogar Temperaturen zwischen -30 und -40 °C maßen. Dieser Effekt läßt sich vor allem bei den Bojen B, C, D und F erkennen. Auch die relative Luftfeuchte stieg mit dem Durchzug der Zyklone deutlich an mit Maximalwerten bis 90 % bei Boje G (nicht gezeigt).

Das Passieren der Zyklone hatte bei manchen Bojen sogar eine deutliche Auswirkung auf die Eistemperatur in 40 cm Tiefe. Besonders stark war der Effekt bei der Boje D. Dort lag die Zunahme der Eistemperatur vorderseitig bei 8 K innerhalb von 36 Stunden. Rückseitig nahm die Eistemperatur weniger steil ab, sank aber tiefer als vorher auf unter $-25\,^{\circ}\mathrm{C}$.

Wie in Abb. 4.26 dargestellt ist, führte der Durchzug der Zyklone auch für kurze Zeit zu starken Windrichtungsänderungen. Bei den Bojen B, D, E, F und G war der zyklonale Windsprung am 3. Januar gut erkennbar. Die Eisdriftrichtung änderte sich am 3. Januar besonders stark. Vor dem Zyklonenereignis driftete das Eis überwiegend in westliche Richtung, nach dem Durchzug der Zyklone schwankte die Eisdriftrichtung generell um 270°. Vor allem bei den Bojen D, E und G drehte die

Driftrichtung sehr stark innerhalb von drei Stunden zyklonal um etwa 180° , wie im Fall der Boje D bereits anhand der Trajektorie gezeigt wurde. Bei den Bojen B und F betrug die Richtungsänderung etwa 100° .

Der zeitliche Verlauf des Windfaktors ist ebenfalls mit dem Zyklonenereignis verbunden. Deutlich wird dies bei der Boje E, bei der am 3. Januar der Wert zwischen 1 und 4% schwankte. Mit dem Driftmaximum drei Stunden später ist auch das Maximum des Windfaktors von 4 bzw. 5% verbunden. Danach nahm die Driftgeschwindigkeit stark ab, während der Wind nach dem vorhergehenden Windmaximum erneut einen Wert von über 10 m/s erreichte. Ein ähnliches Verhalten des Windfaktors ist auch bei den Bojen D und G erkennbar.

4.4.3 3. Fallstudie

Die dritte Fall-Zyklone bildete sich schon vor dem 2. Januar 2009 vor der sibirischen Küste und zog dann über Novaja Semlja und die Kara-See Richtung Nordpol, wie in Abb. 4.27 dargestellt. Dabei schwankte der Kerndruck der Zyklone um 980 hPa, hatte aber eine Intensität von nur etwa 2–3 hPa/(° lat.)² (siehe Abb. 4.28). Während der Kerndruck ab dem 5. Januar wieder anstieg, nahm die Größe des Tiefs weiter zu, so dass es am 7. Januar einen Radius von 5° lat. hatte und bereits am 6. Januar eine Tiefe von 14 hPa erreichte. Wie in Abb. 4.27b zu sehen ist, dominierte die Zyklone zu diesem Zeitpunkt mit ihrem Bodendruckfeld nahezu die gesamte zentrale Arktis.

Die Zyklone wirkte sich zuerst auf die Boje I aus, die im Bereich des 120. Längengrades driftete. Innerhalb von drei Tagen sank der Luftdruck an der Boje I um 35 hPa. Am Morgen des 6. Januar wurde an der Boje I der tiefste Luftdruck von 988 hPa gemessen. Dieser Wert ist das absolute Minimum aller Bojen für den untersuchten Zeitraum. Alle weiteren Bojen erfassten ein Druckminimum erst am Morgen des 7. Januar. Den größten Druckabfall registrierten die Bojen D und E mit etwa 25 hPa in 36 Stunden. Danach stieg der Luftdruck nur langsam wieder an.

Die Auswirkungen auf die Eisdrift der Bojen waren in diesem Fall nicht so deutlich wie bei der vorhergehenden Zyklone. Obwohl die Boje I der Zyklone zunächst am nächsten war, erhöhte sich die Eisdrift nur auf knapp 20 cm/s, zu einem Zeitpunkt, als der Druck wieder anstieg. Eine Erhöhung der Eisdrift bei Druckabfall ist nicht zu erkennen. Wie aus Abb. 4.27a hervorgeht, herrschte nahe des Zyklonenkerns kein besonders hoher Druckgradient, während sich vorderseitig der Zyklone ein hoher Druckgradient aufbaute, da über dem kanadischen Archipel relativ hoher Luftdruck herrschte. Entsprechend stieg die Eisdrift bei den Bojen B bis G stark an, noch ehe das Druckminimum registriert wurde. Der Maximalwert der Drift wurde wie schon bei der vorhergehenden Zyklone an der Boje E mit 34 cm/s gemessen.

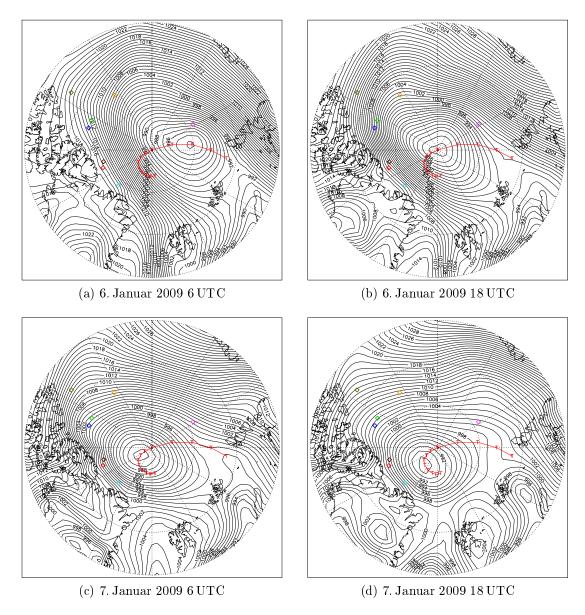


Abbildung 4.27: ECMWF-Bodendruckfeld, Bojenpositionen von D08 (farbige Rauten) und Zugbahn der Zyklone (rote T).

Besonders markant war der Anstieg der Windgeschwindigkeit an der Boje E. Dort wurden vor dem Druckminimum Windgeschwindigkeiten von über $15\,\mathrm{m/s}$ erreicht. Dies ist ein höherer Wert als beim Durchgang der ersten Zyklone. Dennoch war, wie oben gezeigt, die Drift geringer.

Auch diese Zyklone transportierte wärmere und feuchtere Luft heran, wie sich aus Abb. 4.29 erkennen läßt. An allen Bojen wurden am 7. Januar Lufttemperaturen von mehr als $-26\,^{\circ}\mathrm{C}$ gemessen, teilweise betrug der Temperaturanstieg 15 K, so z. B. bei der Boje F. Auch die relative Luftfeuchte nahm vorderseitig der Zyklone an allen Bojen um maximal 15 % zu, erreichte aber nur Werte um 80 % (nicht gezeigt).

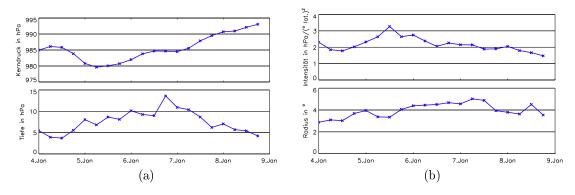


Abbildung 4.28: Zeitreihen der Zyklonen-Parameter der Fall-Zyklone: Druck, Intensität, Tiefe und Radius vom 1. bis 9. Januar.

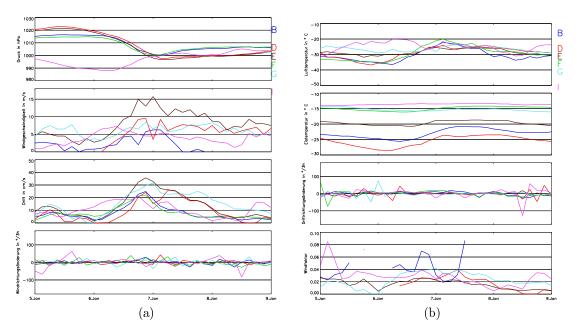


Abbildung 4.29: Zeitreihen der Bojenmessungen von D08 für den Luftdruck, die Eisdrift, die Windgeschwindigkeit, die Luft- und Eistemperatur. Der Zeitraum reicht vom 5. bis 9. Januar 2009.

Keine Auswirkungen hatte der Durchzug der Zyklone auf die Eistemperatur an den Bojen F, G und I. Dagegen wurde ein Anstieg der Eistemperaturen an allen anderen Bojen am 6. Januar registriert. Maximal betrug der Anstieg 5 K innerhalb von 24 Stunden.

Im Gegensatz zum Durchgang der zweiten Fall-Zyklone ist in Abb. 4.26 bei dieser Zyklone kein deutlicher Windsprung zu erkennen. Ebenso wie bei den Driftrichtungsänderungen bewegen sich bis auf wenige Ausnahmen die Werte im Bereich von $\pm\,20^\circ$. Der Verlauf des Windfaktors zeigt ein höheres Niveau der Werte bei 2 bis 4 % vom 6. bis 8. Januar, als die Zyklone ihren Einfluss auch auf das Bojengebiet erstreckte.

4.5 Divergenz, Vorticity und Deformation des arktischen Meereises

Die Einwirkungen der verschiedenen Kräfte auf das Eis sind räumlich und zeitlich sehr variabel. Eine große Eisfläche kann als Kontinuum aufgefasst werden. Diese Annäherung erlaubt, die Bewegung einzelner kleiner Schollen auf der Skala des Kontinuums zu mitteln. Die Bewegung eines Kontinuums wird eingeteilt in drei Größen: Translation, Rotation und Deformation. Bei einer horizontalen Bewegung hat die Translation zwei Komponenten und die Rotation hat eine Komponente um die vertikale Achse. Die Deformation hat drei verschiedene Anteile: die Dehnung, die Stauchung und die Scherung. Dehnung und Stauchung bilden zusammen die Normal-Deformation und führen zu einer Längenänderung, während die Scherung eine Veränderung der Form des Kontinuums verursacht (Leppäranta, 2005). Thorndike und Colony (1982) fanden heraus, dass der Einfluss der Atmosphäre auf das Meereis auch starke jahreszeitliche Schwankungen hat. Außerdem wurde darauf hingewiesen, dass die Divergenz des Eises groß sein kann, auch wenn die Windgeschwindigkeiten eher klein sind, also zum Beispiel im Zentrum einer Zyklone oder bei einer druckgradientschwachen Wetterlage. Allerdings ist dieser Effekt abhängig von den internen Kräften des Eises, wie Haapala et al. (2005) anhand von Modellsimulationen herausfanden. Entscheidend dabei ist das Verhältnis der

4.5.1 Berechnung der Divergenz, Vorticity und Deformation

Größenordnungen des Windschubs und der internen Kräfte.

Zur Berechnung der Divergenz, Vorticity und Deformation wurden zunächst die Bojenpositionen in kartesische Koordinaten umgewandelt und anschließend per Triangulation auf ein regelmäßiges kartesisches Gitter interpoliert. Dazu wurde die Delauney-Triangulation verwendet (Lee und Schachter, 1980). Diese Methode erfüllt die Umkreisbedingung, d. h. innerhalb des Umkreises des jeweiligen Dreiecks finden sich keine weiteren Bojenpositionen. Anschließend wurden die Bojenwerte mit Hilfe der Dreiecke auf ein kartesisches Gitter linear interpoliert. Das kartesische Gitternetz hat seinen Ursprung am Nordpol und eine Maschenweite von 20 km. Die x-Achse weist in Richtung 90° Ost. Mit dem gleichen Verfahren wurden auch die zuvor berechneten Driftgeschwindigkeiten und die gemessenen Windgeschwindigkeiten der einzelnen Bojen auf das selbe Gitter interpoliert.

4.5.1.1 Divergenz

Aus der interpolierten Drift wurde die Divergenz an jedem Gitterpunkt innerhalb des Bojengebietes mit Hilfe der Formel

$$\nabla \cdot \vec{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \approx \frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y},\tag{4.13}$$

mit $\delta x_n = x_{n+1} - x_{n-1}$ berechnet.

4.5.1.2 Vorticity

Die Kinematik des Meereises wird durch die Translation \mathbf{u} und das Differential $\nabla \mathbf{u}$ charakterisiert. $\nabla \mathbf{u}$ ist ein Tensor zweiter Stufe und hat vier Komponenten:

$$\nabla \mathbf{u} = \begin{bmatrix} \partial u/\partial x & \partial v/\partial x \\ \partial u/\partial y & \partial v/\partial y \end{bmatrix} = \dot{\epsilon} + \dot{\omega}. \tag{4.14}$$

 $\dot{\epsilon}$ ist der symmetrische Anteil des Tensors und wird als Deformation bezeichnet. $\dot{\omega}$ ist der antisymmetrische Anteil und läßt sich schreiben als

$$\dot{\omega} = d\omega/dt = \frac{1}{2} \left[\nabla \mathbf{u} - (\nabla \mathbf{u})^{\mathbf{T}} \right]$$
 (4.15)

und wird als Rotation $\dot{\omega}$ bezeichnet (Leppäranta, 2005). Im Fall einer horizontalen Bewegung gibt es nur die Rotation um die vertikale Achse, daher ist $\dot{\omega}_{xx}$ und $\dot{\omega}_{yy}$ gleich Null. Daher ist die Rotation

$$\dot{\omega} = \dot{\omega}_{xy} + \dot{\omega}_{yx} = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right) \tag{4.16}$$

und wird als Vorticity bezeichnet. Der typische Wert der Vorticity einer Eisscholle beträgt etwa 10^{-6} s⁻¹ = 0.2°h⁻¹. Im kompakten arktischen Eis werden nur 10^{-7} s⁻¹ erreicht (Leppäranta, 2005).

4.5.1.3 Deformation

Der symmetrische Anteil des Tensors aus Gl. 4.14 wird beschrieben als

$$\dot{\epsilon} = d\epsilon/dt = \frac{1}{2} \left[\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T \right]$$
 (4.17)

und ist die Deformationsrate des Eises. $\dot{\epsilon}$ hat drei unabhängige Komponenten. $\dot{\epsilon}_{xx}$ und $\dot{\epsilon}_{yy}$ sind die Normaldeformationsraten in x- bzw. in y-Richtung und $\dot{\epsilon}_{xy}$ bzw. $\dot{\epsilon}_{yx}$ sind die Komponenten der Scherdeformationsrate entlang der x- und y-Achse. Die Normal-Deformationsrate wird berechnet aus

$$D_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \tag{4.18}$$

und die Scherdeformationsrate aus der Formel:

$$D_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}. (4.19)$$

Die Gesamtdeformationsrate, im Folgenden nur Deformation genannt, wird mit der Formel

$$D = \sqrt{D_n^2 + D_s^2} = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2}$$
(4.20)

berechnet. Für die Zeitreihenanalyse bei D07 wurden die Größen an der Station Tara (die sich innerhalb des Bojengebietes befand, siehe Kap. 3.2) berechnet.

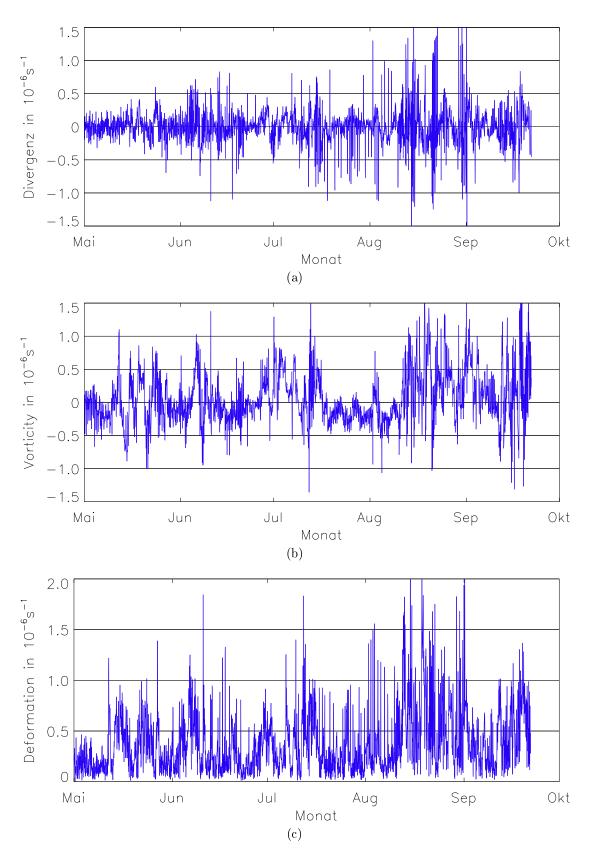


Abbildung 4.30: Zeitreihe von D07 der Divergenz (a), Vorticity (b) und Deformation (c) des Meereises an der Station Tara.

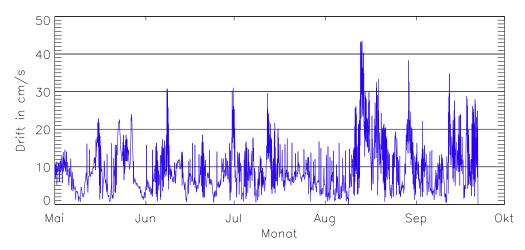


Abbildung 4.31: Zeitreihe der Eisdriftgeschwindigkeit von D07 in einstündiger Auflösung der Station Tara.

In Abb. 4.30 ist die Zeitreihe der Divergenz des Meereises an der Station Tara gezeigt. Die Station befand sich lange Zeit innerhalb des Bojengebietes, bis Ende September 2007 die hier zur Verfügung stehenden Messungen beendet wurden. Daher reicht die Zeitreihe vom 1. Mai bis zum 21. September 2007. Zu Beginn der Zeitreihe bewegte sich die Divergenz meist im Bereich von $\pm 5 \cdot 10^{-7} \, 1/s$. Diese niedrigen Werte lassen vermuten, dass das Eis bis August sehr kompakt und die Eiskonzentration sehr hoch war.

Am 13. August wanderte eine starke Zyklone mit hohen Windgeschwindigkeiten entlang des Bojengebietes und verursachte hohe Driftgeschwindigkeiten im Bojengebiet (siehe Abb. 4.31). Abb. 4.30 zeigt eine deutlich erhöhte Schwankungsbreite der Divergenz an der Station Tara, die durch dieses starke Zyklonenereignis ausgelöst wurde. Kurzzeitig wurden dort Werte von $-1.2 \cdot 10^{-6} \, 1/\mathrm{s}$ bzw. $0.9 \cdot 10^{-6} \, 1/\mathrm{s}$ erreicht. Im weiteren Verlauf der Zeitreihe zeigt sich, dass immer wieder höhere Werte als noch vor dem Zyklonenereignis erreicht wurden.

Die Zeitreihe der Vorticity des Meereises an der Station Tara zeigt in Abb. 4.30 zu Beginn einen Wechsel von positiver und negativer Vorticity mit relativ hohen Amplituden zwischen $-0.7 \cdot 10^{-6} \, 1/\mathrm{s}$ und $-1.0 \cdot 10^{-6} \, 1/\mathrm{s}$. Im Juni war die Vorticity häufig negativ. Im Juli wechselten sich Phasen überwiegend positiver Vorticity mit Phasen überwiegend negativer Vorticity ab. Mit dem Sturmereignis am 13. August nahmen die Schwankungen stark zu, die Vorticity blieb dabei überwiegend positiv. Bis zum Ende der Zeitreihe waren die Schwankungen weiterhin groß.

Im Verlauf der Monate Mai bis August sind in der Zeitreihe der Deformation einzelne Peaks erkennbar, die aber meist nur $0.8 \cdot 10^{-6} \, 1/\mathrm{s}$ erreichten. Davon abgesehen schwankten die Werte zwischen $0.1 \cdot 10^{-6}$ und $0.4 \cdot 10^{-6} \, 1/\mathrm{s}$. Ab dem Sturmereignis im August nahmen die Schwankungen und die Amplituden deutlich zu und erreichten Werte bis fast $2.0 \cdot 10^{-6} \, 1/\mathrm{s}$. Ab Ende August wurden die Amplituden wieder kleiner, blieben aber über dem Niveau des Zeitraums vor dem Auguststurm.

4.5.2 Fallbeispiel: Frontdurchgang am 12. Mai 2007

Im Folgenden wird anhand eines Fallbeispiels untersucht, wie der Zug einer Zyklone durch das Bojengebiet einen Einfluss insbesondere auf die Divergenz, Vorticity und Deformation des Meereises hat. In Kap. 4.4 wurden bereits Fallstudien der einzelnen von den Bojen gemessenen Größen bei Durchzug einer Zyklone präsentiert.

Gezeigt werden in den folgenden Abbildungen neben der Divergenz, Vorticity und Deformation auch die Drift im Bojengebiet und der Bodendruck aus ECMWF-Analysen für den jeweiligen Kartenausschnitt.

Der Beginn von D07 fällt in die Zeit des Übergangs zwischen Winter- und Sommerhalbjahr in der Arktis. Die stark zunehmende Sonnenscheindauer führt zu ansteigenden Lufttemperaturen, wie von den Bojendaten in Kapitel 3.1 und 3.2 dokumentiert. Das Meereis hat im März und April seine größte Flächenausdehnung, beginnt aber ab Juni zu schmelzen, zusammen mit der Schneeauflage. Über das Eis ziehende Zyklonen beschleunigen im Mai zwar die Eisdrift, aber nicht in dem Maße, wie es während der Schmelzperiode im Sommer der Fall ist. Hier wird nun ein Tag näher untersucht, an dem die Front einer Zyklone innerhalb des Bojengebietes unterschiedliche Eisdriften verursacht.

Am 12. Mai befindet sich eine Zyklone mit einem Kerndruck von 1013 hPa am Rand des D07-Bojengebietes. In Abb. 4.32 a-d ist zu erkennen, dass die Front der Zyklone im Lauf des 12. Mai das Bojengebiet durchquert. Durch die starke Krümmung der Isobaren wird ein Eisdriftfeld mit sehr unterschiedlichen Driftrichtungen verursacht. Während der Bewegung der Front durch das Bojengebiet ändert sich die Bojenbewegung innerhalb der betrachteten 24 h sehr stark, sowohl vom Betrag als auch von der Richtung.

Besonders um 6 UTC und um 12 UTC differiert die Richtung der Eisdrift innerhalb des Bojengebietes um 180°. Im Bereich zwischen den beiden unterschiedlichen Driftrichtungen ist die Bewegung nahe Null. Mit dem weiteren Durchschwenken der Front verlagert sich diese Zone ebenfalls weiter, bis am Ende des 12. Mai gegensätzliche Driftrichtungen durch die weiterziehende Front im Bojengebiet nicht mehr erkennbar sind.

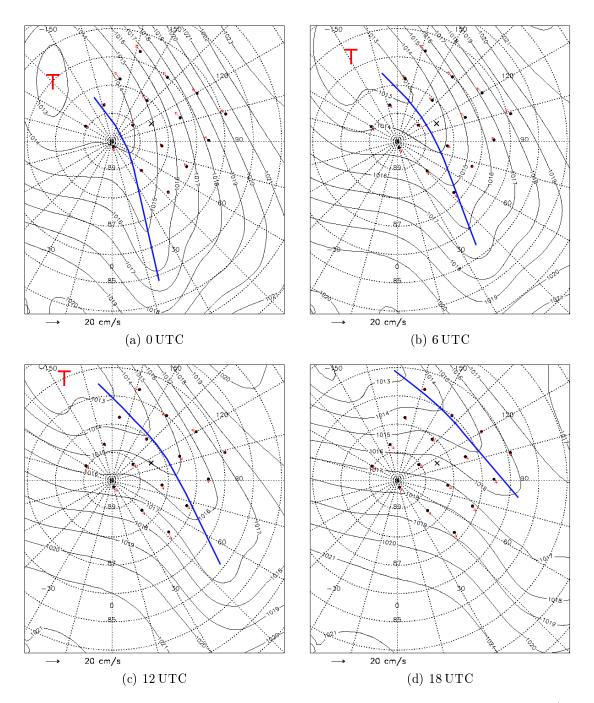


Abbildung 4.32: Bodendruckfeld der ECMWF-Analysen, Bojenpositionen und Eisdrift (rote Pfeile) im Bojengebiet am 12. Mai 2007. Eingezeichnet in blau ist die Frontlinie des Tiefs.

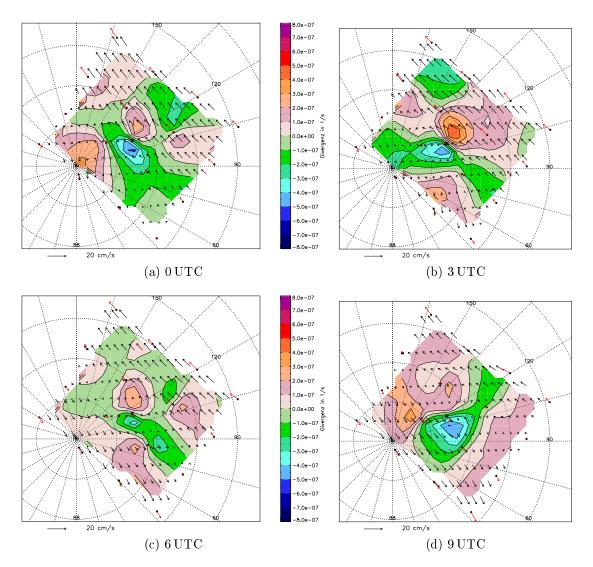


Abbildung 4.33: Divergenz und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 0 UTC - 9 UTC. Die Eisdrift wurde über einen Zeitraum von $\delta t=2\,h$ berechnet. In y-Richtung sind zur besseren Darstellbarkeit nur jeder zweite Gitterpunkt mit einem Driftpfeil markiert. Dies gilt auch für die weiteren Abbildungen.

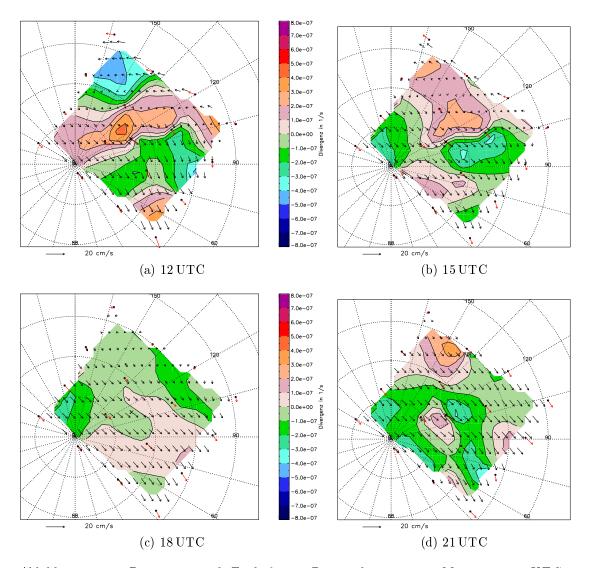


Abbildung 4.34: Divergenz und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 12 UTC - 21~UTC.

Der Verlauf der Divergenz im Bojengebiet am 12. Mai ist in Abb. 4.33 und 4.34 dargestellt. Durch den Frontdurchgang durch das Bojengebiet wechseln sich Abschnitte mit Divergenz und Konvergenz innerhalb des Bojengebiets ab. Dabei werden gebietsweise Werte von über $4.0 \cdot 10^{-7} \, 1/\mathrm{s}$ erreicht, auch in Gebieten, in denen die Driftgeschwindigkeit eher niedrig ist, aber die Richtung sehr unterschiedlich ist. Erst mit Abzug der Front um 18 UTC schwächen sich die Gegensätze ab, so dass nur noch Divergenzen von maximal $\pm 2.0 \cdot 10^{-7} \, 1/\mathrm{s}$ auftreten.

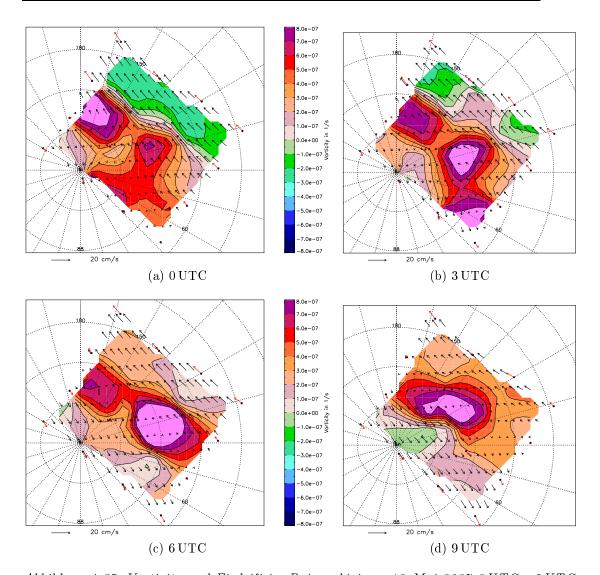


Abbildung 4.35: Vorticity und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 0 UTC - 9 UTC.

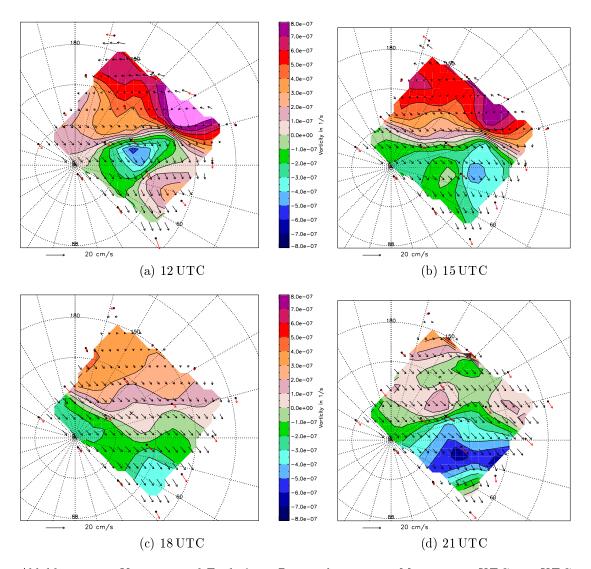


Abbildung 4.36: Vorticity und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 12 UTC - 21 UTC.

Die Vorticity des Meereises wird durch eine Front ebenfalls unmittelbar beeinflusst. Wie in Abb. 4.35 und 4.36 zu erkennen ist, ist entlang der Frontachse die Vorticity des Meereises maximal und erreicht Werte von deutlich über $8.0 \cdot 10^{-7} \, 1/\mathrm{s}$. Besonders um 6 UTC, als sich die Front in der Mitte des Bojengebietes befindet, ist die Vorticity groß und im ganzen Bojengebiet positiv. Um 12 UTC ist die Front nach Osten weitergezogen, so dass die Isobaren nun in einem Teil des Gebiets antizyklonal gekrümmt sind. Entsprechend ist in diesem Bereich auch die Vorticity der Eisdrift negativ mit einem Minimum von bis zu $-2.5 \cdot 10^{-7} \, 1/\mathrm{s}$.

Sechs Stunden später ist weiterhin ein Teil des Gebiets unter Einfluss von einem leicht ausgeprägten Hochdruckrücken, der die negative Vorticity verstärkt, so dass die maximale negative Vorticity unter $-4.0 \cdot 10^{-7} \, 1/s$ beträgt. Der Übergang von positiver zu negativer Vorticity verläuft am Ende des Tages durch das Bojengebiet.

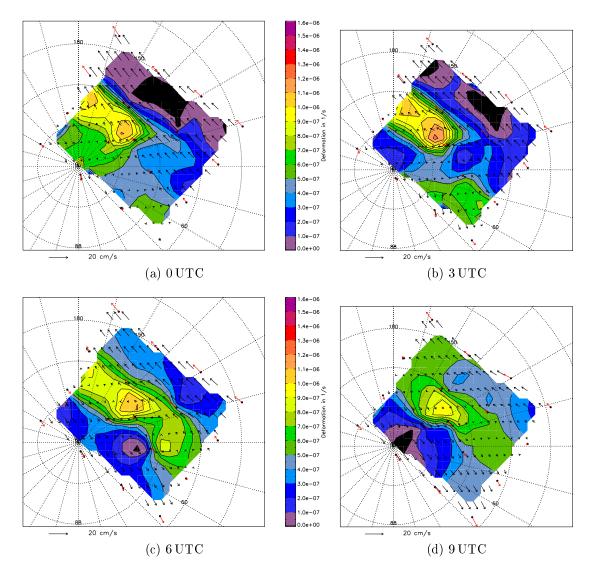


Abbildung 4.37: Deformation und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 0 UTC - $9\,UTC$.

In Abb. 4.37 und 4.38 ist die Deformation im Bojengebiet dargestellt. Mit dem Herannahen der Front am 12. Mai um $0\,\mathrm{UTC}$ wird die Deformation zum Tiefkern hin größer und erreicht maximal $1.1\cdot10^{-6}\,1/\mathrm{s}$, während sie im übrigen Gebiet noch überwiegend bei $0.5\cdot10^{-6}\,1/\mathrm{s}$ liegt.

Um 3 UTC schiebt sich die Front in das Bojengebiet und bewirkt, dass entlang der Frontachse in einem Bogen die Deformation größer wird und maximal $1.2 \cdot 10^{-6} \, 1/s$ erreicht. Dieses Maximum liegt in der Nähe der Boje 10 und Tara (siehe Abb. 3.2). Eine Zunge hoher Deformation erstreckt sich weiter in Richtung des Tiefdruckkerns, der außerhalb des Gebietes liegt.

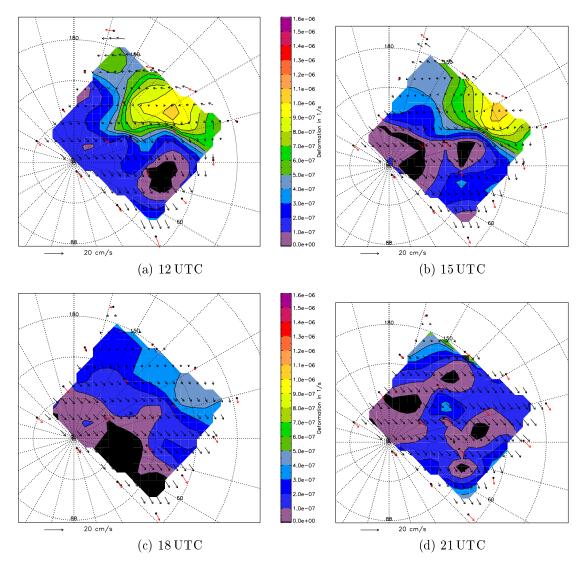


Abbildung 4.38: Deformation und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 12 UTC - 21 UTC.

Um 6 UTC liegt die Frontachse genau in der Mitte des Bojengebietes. Dort werden auch die höchsten Werte der Deformation mit bis zu $0.9 \cdot 10^{-6} \, 1/\mathrm{s}$ erreicht. In den nächsten Stunden wandert die Front weiter, so dass um 12 UTC die Deformation am Rand des Bojengebietes deutlich zunimmt, da dort durch die Front der Zyklone sehr unterschiedliche Driftrichtungen herrschen.

Um 15 UTC bleibt die Deformation dort weiterhin hoch bei über $1.0 \cdot 10^{-6} \, 1/s$, während sie in den anderen Teilen des Bojengebietes stark abnimmt. Um 18 UTC ist die Front außerhalb des Bojengebietes, so dass die Eisdriftrichtung kaum unterschiedliche Richtungen aufweist und daher auch die Deformation wieder nahe bei Null liegt.

4.6 Diskussion der Ergebnisse

Der Einfluss der Atmosphäre auf das arktische Meereis läßt sich anhand der folgenden Gesichtspunkte beschreiben und bewerten:

Die Drift des arktischen Meereises ist sowohl durch die Jahreszeiten, als auch durch regionale Unterschiede geprägt. Die Analysen der Häufigkeitsverteilungen der Bojendriften ergaben, dass das Eis in den Sommermonaten schneller driftet als im Winter. Die Summenhäufigkeitsverteilungen in diesen Monaten sind wesentlich flacher als im Winter. Der Anteil der hohen Driftgeschwindigkeiten über 20 cm/s ist deutlich größer und erreicht bei D07 5–10 %. Im Bereich der transpolaren Drift ist das Driftverhalten relativ homogen, wird jedoch zunehmend inhomogener, je näher das Eis der Framstraße und dem Eisrand kommt (siehe Abb. 4.1b). Im Bereich des Beaufort-Wirbels wurde das Driftverhalten der Bojen von D08 umso inhomogener, je weiter sie sich voneinander entfernten und dokumentierten damit die regionale Abhängigkeit der Eisdrift.

Da die Boje I und Tara in gleichen Monaten in etwa gleichen Regionen drifteten, lassen sie sich quantitativ vergleichen. Die Drift der Boje I aus dem Jahr 2008/2009 und der Tara aus dem Jahr 2006/2007 zeigen große Übereinstimmungen, wobei die Drift der Tara insgesamt etwas höher war, wie sich anhand der Häufigkeitsverteilungen zeigen läßt. Die mittlere Driftgeschwindigkeit der Boje I betrug im gezeigten Zeitraum 10.1 cm/s, Tara driftete mit einer mittleren Geschwindigkeit von 11.3 cm/s. Dieser Vergleich betont, dass sich die ungewöhnlich hohe Eisdrift der Tara im Rekordjahr 2007 (Gascard et al., 2008; Vihma et al., 2008) zwei Jahre später wiederholte.

Es wurden in diesem Kapitel die Trajektorien der Bojenexperimente D07 und D08 daraufhin untersucht, wie stark die Trajektorien mäandrieren, d. h. wie groß das Verhältnis von zwei Trajektorienlängen mit gleichem Start- und Endpunkt ist, wenn die Trajektorie mit zwei unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen berechnet wird. Der Endpunkt der Trajektorien war bei D07 in allen Fällen die Framstraße bzw. das Gebiet zwischen Nordpol und Framstraße. Bei D08 gab es dagegen geographisch völlig unterschiedliche Endpunkte der Trajektorien.

Es stellte sich heraus, dass die Bojen von D07 ein ähnliches Driftverhalten zeigen und bis zu einem Zeitintervall von 24 Stunden ähnliche Quotienten aufweisen. Bei einer zeitlichen Auflösung von 24 Stunden beträgt der Quotient rund 0.9, sinkt dann aber je nach Boje bei 28 Tagen auf Werte zwischen 0.4 und 0.7. Ursachen dafür sind neben unterschiedlichen Eisverhältnissen jedoch auch die unterschiedlichen Zeitspannen, in denen die Bojen gemessen haben. Indiz dafür ist, dass die geringsten Quotienten von 0.4 bzw. 0.5 den Bojen zugeordnet sind, die insgesamt den weitesten Weg zurückgelegt haben. Die Abnahme des Umwegfaktors zwischen 1h und 3h ist größer als zwischen 3h und 6h.

Auch bei D08 zeigten sich deutliche Unterschiede erst ab einem Zeitinterall von mehr als 24 Stunden. Besonders Boje G, die in die Framstraße driftete, hatte eine eher geradlinige Bahn mit Werten über 0.75, aber bei 12 bis 24 Stunden zusammen

mit Boje E einen der niedrigsten Werte. Große Umwege werden besonders bei den Beaufort-Bojen B und F deutlich. Dort fallen die Werte auf 0.4 bei 28 Tagen. Vihma et al. (1996) berechneten aus sechsstündlichen Bojendaten im antarktischen Weddellmeer einen "Mäandrierungskoeffizient" (meandering coefficient), der umgekehrt definiert ist. Sie erhielten Werte von 1.4 bis 6.7 bei Trajektorienlängen von bis zu 4900 km. Dies entspricht einem in dieser Arbeit verwendeten Quotienten von 0.7 bzw. 0.15. Ähnliche Werte wie bei Vihma et al. (1996) erhielt auch Massom (1992) mit einem Bereich von 1.2 bis 3.6, während Limbert et al. (1989) höhere Werte von 2 bis 5 errechneten. Auf kürzeren Zeitskalen haben insgesamt alle Bojen trotz unterschiedlich langer Zeiträume und geographischer Unterschiede ein ähnliches Driftverhalten. Die unterschiedlichen Merkmale machen sich erst bei längeren Zeitintervallen bemerkbar. Benutzt man die Bojentrajektorien nur mit einer ein- bis dreitägigen Auflösung, werden die Driftstrecken um etwa 10-20 % unterschätzt. Kwok (2008) benutzte Daten des IABP zur Analyse der Filterung von Driftgeschwindigkeitsfeldern aus Satellitendaten und verbesserte die Standardabweichungen zwischen Satelliten- und Bojendaten auf 3-4 km/Tag bei quadrierten Korrelationskoeffizienten von mehr als 0.8.

Die Korrelation der Zeitreihen von Meereisdrift und geostrophischem Wind ist abhängig von der Jahreszeit und von der Driftregion. Der quadrierte Korrelationskoeffizient R^2 beträgt bei den Bojenexperimenten 0.56 (D07) bzw. 0.51 (D08). Bei Brümmer et al. (2003) wurde für Messungen in der Framstraße im April 1999 ein Mittelwert von 0.8 (ergibt quadriert 0.64) angegeben. Thorndike und Colony (1982) errechneten Werte der quadrierten Korrelation zwischen 0.75 und 0.8 für die Sommermonate der Jahre 1979 und 1980. In der Nähe der Küsten liegen die Werte nur bei 0.5. Serreze et al. (1989b) fanden ähnliche Sommerwerte für die Jahre 1979–1985, insgesamt für die transpolare Drift Werte von R^2 zwischen 0.6 und 0.8. Im Bereich des Beaufort-Wirbels lagen die sommerlichen quadrierten Korrelationen bei 0.37–0.84 (Serreze et al., 1989a). Thomas (1999) analysierte Bojendaten von 1979–1993 und erhielt für den Arktischen Ozean quadrierte Korrelationen von über 0.5. Nur im Bereich der Küsten und in der Grönlandsee sanken die Korrelationen unter 0.5. Messungen in der Antarktis in den Jahren 1990–1992 ergaben bei Vihma et al. (1996) Werte zwischen 0.26 und 0.79.

Die Ergebnisse dieser Arbeit bewegen sich also eher unterhalb der aus der Literatur bekannten Werte. Vor allem die sich in der transpolaren Drift bewegenden Bojen von D07 zeigen eine verhältnismäßig geringe Korrelation. Bei D08 liegt der Grund offensichtlich in der geringen Entfernung einiger Bojen von den Küsten. Zudem drifteten die Bojen im kompaktesten Eis vor der Küste von Ellesmere Island und der Nordküste von Grönland.

Der geostrophische Windfaktor beschreibt das Verhältnis von Drift- zu geostrophischer Windgeschwindigkeit und ist ebenfalls geprägt von den Jahreszeiten. Wie sich bei beiden Bojenexperimenten gezeigt hat, reagiert der Quotient insbesondere auf das unterschiedliche Driftverhalten des Eises. Im Winter beträgt der Quotient teilweise weniger als 1.0 %, nimmt während der Schmelzperiode zu und erreicht zum Ende der Schmelzperiode im August und September ein Maximum von bis zu

1.4%. Bei D08 konnte durch die teils weit verstreuten Bojen zusätzlich festgestellt werden, dass auch die Driftregion einen entscheidenden Einfluss auf den geostrophischen Windfaktor hat. In der transpolaren Drift ist das Verhältnis sowohl bei D07 als auch bei D08 etwa 1.2% bis 1.5%, während im Beaufort-Wirbel während des Winterhalbjahres nur Werte von maximal 0.9% erreicht werden.

Auswertungen von IABP-Bojendaten der Jahre 1979–1980 ergaben bei Thorndike und Colony (1982) einen Mittelwert von 1.1 % im Sommer und 0.8 % im Winter. Serreze et al. (1989b,a) errechneten einen Mittelwert von 1.1% für die transpolare Drift und 0.7–1.1 % für den Bereich des Beaufort-Wirbels mit einer Zunahme im Sommer. Thomas (1999) berechneten für die zentrale Arktis geostrophische Windfaktoren von 0.76-1.1%. Bei einer Fallstudie einer Zyklone im März 1993 in der Framstraße errechneten Brümmer und Hoeber (1999) einen geostrophischen Windfaktor von etwa 1.1 %. Bei Brümmer et al. (2003) wurde bei einer Fallstudie mit einer Framstraßen-Zyklone im April 1999 ein Mittelwert von 1.6 % bestimmt. Bojenmessungen im bottnischen Meerbusen im Februar und März 1993 ergaben Windfaktoren von 1.25–1.96 % (Uotila, 2001). Vihma et al. (1996) bestimmten Werte des Windfaktors von 0.5–2.0 % im Weddellmeer. Für den Zeitraum eines Jahres wurden bei Kottmeier et al. (1992) Werte von 1-2 % berechnet. Die niedrigeren Werte traten im südhemisphärischen Winter auf. Im Vergleich dazu ergaben sich etwas geringere Werte von 0.6-1.6 % bei Kottmeier und Sellmann (1996). Dort wurde auch beobachtet, dass der Windfaktor höher bei ablandigen als bei auflandigen Winden ist. Die gleiche Beobachtung wurde auch in der Arktis von Thorndike und Colony (1982) gemacht.

Insgesamt decken sich die in dieser Arbeit gezeigten Ergebnisse mit Angaben aus der Literatur. Höhere Windfaktoren in der transpolaren Drift sind durch dünneres Eis und geringere Eiskonzentrationen begünstigt, während das kompaktere Eis in der kanadischen Arktis höheren internen Kräften ausgesetzt ist. Im Winter wird dieser Effekt noch verstärkt, da das Eis in dieser Zeit dicker ist. Auch in der transpolaren Drift ist der Windfaktor im Winter geringer. Ergebnisse der Analysen des Windfaktors werden zur Filterung von satellitengestützten täglichen Eisdriften verwendet. Bei Kwok (2008) wurden daher Eisdriftvektoren mit einem Windfaktor von mehr als 5 % verworfen.

Die Analyse des Abweichwinkels θ zeigt eine klare Zunahme mit Beginn des Sommerhalbjahrs bzw. zu Beginn der Schmelzperiode. Es wurden bei beiden Bojenexperimenten Abweichwinkel von mehr als 20° nach rechts relativ zur geostrophischen Windrichtung gemessen. Die maximalen Abweichwinkel traten im Monat August auf. Im Winter dagegen liegen bei D08 die Abweichwinkel bei etwa 0°. Teilweise traten auch Abweichwinkel von bis zu maximal 20° nach links relativ zur geostrophischen Windrichtung auf.

Die Ergebnisse dieser Arbeit werden von anderen Autoren bestätigt. Thorndike und Colony (1982) gaben typische Werte von 5 bis 18° an. Höhere Abweichwinkel traten im Sommer auf. Bei Serreze et al. (1989b) wurde ein Abweichwinkel von 17° als Mittelwert für den Sommer im Bereich der transpolaren Drift genannt. Auch in der Beaufort-See wurden im Mittel diese Werte im Sommer erreicht (Serreze et al., 1989a). Im Winter dagegen war der Abweichwinkel deutlich geringer mit

maximal 10°. Teilweise wurden auch Abweichwinkel nach links relativ zur geostrophischen Windrichtung beobachtet. Ähnliche Ergebnisse liefert auch die Veröffentlichung von Thomas (1999). Die größten Abweichwinkel traten in seinen Analysen von Juli bis September mit bis zu 21° auf. Im Winter wurden dagegen nur 2–7° errechnet. Bei den Fallstudien in Brümmer und Hoeber (1999) und Brümmer et al. (2003) wurden Reduktionen der Abweichwinkel beim Durchzug von Zyklonen festgestellt. Im Mittel wurden Abweichwinkel von etwa 50° beobachtet. In der Antarktis schwankte der Abweichwinkel regional zwischen ± 15 ° (Kottmeier und Sellmann, 1996). Vihma et al. (1996) berichteten von Abweichwinkeln bis zu 30° an einzelnen Bojen. In der Ostsee wurden Abweichwinkel von etwa 25° nach rechts gemessen (Uotila, 2001). Neben großen regionalen Unterschieden spielen auch die Jahreszeiten und damit unterschiedliche Eisbedingungen eine entscheidende Rolle.

In Kap. 4.4 wurden Fallstudien zum direkten Einfluss von einzelnen Zyklonen auf das Meereis und die bodennahen Luftschichten präsentiert. Die Fallbeispiele wurden dabei nach auftretenden hohen Wind- und Driftgeschwindigkeiten ausgewählt. Es lassen sich sowohl dynamische als auch thermodynamische Auswirkungen der Zyklonen feststellen.

Bei allen Zyklonenereignissen traten durch den verschärften Druckgradient Windgeschwindigkeiten von über $10\,\mathrm{m/s}$ auf. Entsprechend erhöhte sich durch den zunehmenden Windschub auch die Eisdrift auf Maximalwerte zwischen $30-60\,\mathrm{cm/s}$. In Brümmer et al. (2008) wurden bei einer Fallstudie zu einer Zyklone im März 2002 in der Framstraße ebenfalls Maximalwerte der Eisdrift von über $30\,\mathrm{cm/s}$ und Windgeschwindigkeiten von mehr als $20\,\mathrm{m/s}$ dokumentiert.

Im Verhältnis der beiden Größen Drift und Wind zeigt sich, dass der Windfaktor während eines Zyklonenereignisses variabel ist, je nach Lage der Boje relativ zum Zyklonenkern. Nach dem Zyklonenereignis lag der Quotient bei allen drei Fall-Zyklonen höher als noch vor dem Zyklonendurchgang. Ein ähnliches Verhalten wurde auch bei Brümmer und Hoeber (1999) beschrieben.

Bojen, die nahe dem Zentrum des jeweiligen Tiefs waren, erlebten besonders deutlich unterschiedlichen atmosphärischen Antrieb, was sich in schnell wechselnden Driftgeschwindigkeiten und starken zyklonalen Drehungen der Driftrichtung auswirkte. Richtungsänderungen der Eisdrift von 180° innerhalb von wenigen Stunden sind dabei offenbar keine Seltenheit und wurden anhand zweier Trajektorien dokumentiert.

Auch bei der Windrichtung wurden beim Durchzug von Zyklonen Windsprünge von 180° beobachtet (Brümmer et al., 2008). Je nach Driftregion wirkt sich ein solcher Einfluss auch über längere Zeit aus. Während das Eis in der kanadischen Arktis die Tendenz hat, bei nachlassendem Antrieb unmittelbar zum vorhergehenden Eisdriftverhalten zurückzukehren, wirkt der Einfluss auf das Meereis in der transpolaren Drift länger nach. Bleibt ein hoher Druckgradient nach dem eigentlichen Tiefereignis erhalten, ändert sich das Verhalten des Eises auch nach dem Durchgang eines Tief kaum. Zudem ist das Eis in der transpolaren Drift dünner und reagiert somit stärker auf den Windschub (Lindsay et al., 2009).

Auf diese Weise wird ein großes Eisvolumen in relativ kurzer Zeit Richtung Framstraße transportiert. Kwok (2008) schätzten den Eisausfluss durch die Framstraße von Juli bis September 2007 auf $0.28 \times 10^6\,\mathrm{km}$, der damit höher war, als in den

Jahren zuvor. Der mittlere jährliche Ausfluss beträgt etwa $0.87 \times 10^6 \,\mathrm{km}$ (also $0.22 \times 10^6 \,\mathrm{km}$ in drei Monaten) (Kwok et al., 2004a). Kwok (2008) berichteten von signifikanten Konvergenzen des Eises im Jahr 2007 vor Grönland und Ellesmere Island durch die deutlich erhöhte Eisdrift. In der Framstraße haben Zyklonen in Bezug auf ihre Zugbahn zudem einen großen Einfluss auf die Lage des Eisrands (Brümmer et al., 2008; Schröder, 2005). Je nach Lage der Zyklone sorgt das zugehörige Windfeld für eine Verstärkung oder eine Veringerung des Eisausflusses durch die Framstraße.

Ein weiterer Effekt auf das driftende Meereis beim Durchzug von Zyklonen in der Framstraße wurde bei Lammert et al. (2009) beschrieben. Bewegt sich eine Zyklone für mindestens 12 Stunden mit einer mittleren Geschwindigkeit von 20 m/s über das Eis, kann das Meereis auf der rechten Seite der Zyklone davon zu Trägheitsschwingungen angeregt werden. Diese Bewegung läuft im Uhrzeigersinn ab und wurde bei einzelnen Bojen in der Nähe des Eisrandes beobachtet.

Begleitet wird dieses Phänomen von hohen Driftgeschwindigkeiten, abnehmender Eiskonzentration und starken Schwankungen von Eisdivergenz und -konvergenz. Bei entsprechender Lage der Zyklonenzugbahnen ist dieser Effekt in der Framstraße häufig möglich, im kompakteren Eis der zentralen Arktis dagegen wohl eher selten und weniger ausgeprägt.

Im Bereich des Beaufort-Wirbels, der meistens von antizyklonaler Zirkulation in der Atmosphäre und im Ozean dominiert wird, sorgen Phasen von tiefem Luftdruck in Verbindung mit auftretenden Zyklonen im Sommer für eine umgekehrte Eisdrift. Das führt auch im relativ dicken kanadischen Eis zu Divergenz, Scherung und zur Rinnenbildung im Bereich der Zyklonen, wie Barry und Maslanik (1989) mit Hilfe von SMMR-Daten (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) und Bojenmessungen herausfanden. Möglicherweise war auch der Verlust der Bojen C und F von D08 damit verbunden. Auch Brümmer et al. (2003) beschrieben, dass Zyklonen zu Reduktionen der Eiskonzentration und Divergenz führen können. Der durch Rinnenbildung vergrößerte Wärmefluss zwischen Ozean und Atmosphäre kann wiederum zur Intensivierung der Zyklonen beitragen.

Neben dem dynamischen Einfluss haben Zyklonen auch einen thermodynamischen Einfluss auf die bodennahe Atmosphäre und das Meereis. Jedoch ist dieser Einfluss sehr von der Jahreszeit abhängig. Im Winter transportieren Zyklonen wärmere und feuchtere Luft in die zentrale Arktis, wie anhand der 2. und 3. Fall-Zyklone in Kap. 4.4 gezeigt wurde. Hinzu kommt, dass durch den Windschub, ausgelöst durch Zyklonen, das Eis stellenweise aufgerissen wird, d. h. die Eiskonzentration verringert wird. Schon kleine Reduktionen der Eiskonzentrationen haben aber einen großen Erwärmungseffekt auf die bodennahe Atmosphäre im Winter (Lüpkes et al., 2008).

Im Sommer dagegen liegen die Lufttemperaturen überwiegend bei 0 °C oder leicht darüber. Die Luft ist nahezu mit Feuchtigkeit gesättigt. Beim Durchzug von Zyklonen wurde anhand der Bojendaten ein gegenteiliger Effekt beobachtet: durch die Zyklone wurde etwas kühlere Luft herantransportiert, die auch an den Bojen registriert wurde und dafür sorgte, dass bei allen Bojen die Lufttemperatur um

bis zu 3 K zurückging. Denkbar ist, dass dieser Effekt, ausgelöst durch Zyklonen, zu einem späteren Zeitpunkt das Ende der Schmelzperiode einleiten könnte, wenn sich durch eine starke Zyklone die großräumige Zirkulation ändert.

Es hat sich gezeigt, dass das Meereis durch Zyklonen und ihre Fronten auf vielfältige Weise deformiert wird. Im Einflussbereich einer Front sorgen die aus unterschiedlichen Richtungen wehenden Winde für starke Vorticity und Deformation, während die Divergenz weniger stark ausgeprägt ist. Entscheidend für den Einfluss der Zyklonen ist die vorherrschende Jahreszeit. Wie aus dem Fallbeispiel mit den Daten des interpolierten Bojenfeldes hervorgeht, sorgt eine Zyklone für Divergenz, Vorticity und Deformation im Bojengebiet. Die absoluten Zahlen sind jedoch relativ gering, solange das Eis am Ende des Winters noch kompakt ist. So wurden bei diesem Beispiel selten Werte über $\pm 1.0 \cdot 10^{-6} \, 1/\mathrm{s}$ erreicht.

Mit Beginn der Schmelzperiode verändern sich die Schwankungen der drei Größen, allerdings ändern sich die absoluten Zahlen kaum. Treten jedoch während der Schmelzperiode starke und langlebige Zyklonen bzw. Zyklonenfamilien auf, erhöht sich die Drift massiv. Dabei wird das Eis auch stark deformiert, so dass Werte von deutlich über $\pm 1.0 \cdot 10^{-6}$ 1/s erreicht werden. Dieser Effekt kann relativ lange anhalten, wie das Jahr 2007 gezeigt hat. Da das Eis in den letzten Jahren im Bereich der transpolaren Drift dünner und damit schwächer geworden ist, läßt es sich leichter deformieren (Maslanik et al., 2007).

Da viele Bojen während oder zum Ende der Schmelzperiode nicht mehr meldeten und auch die Daten der Tara nur bis Ende September reichen, konnten die Zeitreihen der drei Größen nicht weitergeführt werden, sondern endeten mit Beginn der Frostperiode. Es wäre interessant gewesen, festzustellen, wie sich mit dem zufrierenden bzw. dicker werdendem Meereis die Zeitreihen der Divergenz, Vorticity und Deformation weiterentwickeln.

"Montag, 10. Juni. Trotz undurchdringlichem Nebel und abscheulicher Beschaffenheit des nassen Schnees, in dem die Schlitten schwer liefen, kamen wir gestern gut weiter. Unendlich viele Rinnen überwanden wir und balancierten auf losen Eisstücken nur mit knapper Not von Ufer zu Ufer. Aber das Eis ist überall eben, und das hilft schon. Wasser stand auf dem Eis. Man ging in einem Schneebrei."

aus: "In Nacht und Eis: Die Polarexpedition 1893–1896", Fridtjof Nansen, 1897, S. 212

Kapitel 5

Vergleiche von Modellanalysen mit Bojendaten

Für die Erforschung und Einschätzung des Klimawandels in der Arktis ist die Forschung in großem Maße auf Klimamodelle angewiesen, die Klimaszenarien für die nächsten hundert Jahre erstellen können. Für das aktuelle Wettergeschehen in der Arktis liefern Wettervorhersagemodelle wichtige Erkenntnisse. Operationelle Wettermodelle sind primär auf Anfangsbedingungen aus Beobachtungen angewiesen, da sie sich ansonsten zu weit von der Realität entfernen. Dabei hat sich die verfügbare Menge an Beobachtungsdaten im Laufe der Entwicklung der Wettervorhersagemodelle deutlich vergrößert. Zu Beginn standen lediglich Stations- und Radiosondenmessungen zur Verfügung. Seit den 70er Jahren wurden auch Satellitendaten über das Global Telecommunications System (GTS) in operationelle Wetterverhersagemodelle assimiliert.

Dennoch blieb in manchen Gebieten der Erde weiterhin die verfügbare Datenmenge für die Assimilation gering. Das galt neben großen Flächen über den Ozeanen auch für die arktischen Gebiete, da permanente Beobachtungen auf dem arktischen Meereis immer noch überaus schwierig sind und mit Ausnahme der arktischen russischen Nordpolstationen, die seit 1937 immer wieder errichtet wurden, bisher nicht realisiert wurden. Zudem stellen die Witterungsbedingungen höchste Anforderungen an die Messgeräte und an das Wartungspersonal. Abhilfe schaffen automatische Bojenmessungen, die ihre Daten für einen begrenzten Zeitraum über Satellit an die Empfangsstationen weitergeben, von wo aus sie in die Datenassimilation eingehen. Regelmäßige Bojenmessungen werden von dem International Arctic Buoy Program (IABP) durchgeführt. Mit dem Zuwachs an verschiedenen Beobachtungsdaten (insbesondere durch die Satellitenmessungen) haben sich die Wettervorhersagemodelle in den letzten Jahrzehnten spürbar verbessert.

Es erhebt sich aber die Frage, ob es Verbesserungsbedarf bei operationellen Vorhersagemodellen gibt und wenn ja, in welchen Bereichen nachgebessert werden muss. In diesem Kapitel soll diese Frage beantwortet werden. Dazu wurden Analysen verschiedener Wettervorhersagemodelle ausgewählt und mit den Daten der Bojenexperimente D07 und D08 verglichen.

5.1 Die Modellanalysen von ECMWF, DWD und HIRLAM

Für die im Folgenden gezeigten Vergleiche der Bojendaten mit operationellen Modellen wurden Analysen von verschiedenen Modellen benutzt. Es wurden die Analysedaten des European Center of Mid-Range Weather Forecast (ECMWF), die Analysen des Globalmodells (GME) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) sowie Analysen des regionalen Wettervorhersagemodells HIRLAM des norwegischen Wetterdienstes met.no genutzt.

Die Analysedaten der Modelle haben eine zeitliche Auflösung von sechs Stunden. Die räumliche Auflösung beträgt beim ECMWF 0.25°, beim DWD 0.36° und beim regionalen Modell HIRLAM 0.2°. Für D07 mit 16 CALIB-Bojen wurden alle drei Wettermodelle benutzt, für D08 die Analysen des ECMWF und des HIRLAM. Neben den Vergleichen des Luftdrucks, der Lufttemperatur, der Taupunktstemperatur und der Windgeschwindigkeit konnten auch Modelldaten des ECMWF für die Eistemperatur in 40 cm Tiefe benutzt werden. Da die CALIB-Bojen nur den Luftdruck verlässlich messen, wurde auch nur diese Größe mit den Modelldaten verglichen.

Für die Interpolation der Modellanalysen auf die Bojenpositionen wurden die umliegenden Gitterpunkte verwendet und deren Modellwerte mit dem reziproken Abstand gewichtet.

5.1.1 Die ECMWF-Analysen

Das globale operationelle ECMWF ist ein Spektral-Modell und wird mit einer Auflösung von T799 gerechnet. Das entspricht einer Auflösung von etwa 25 km (d. h. 0.25°). Die Analysen enthalten 91 Modellschichten bis in 85 km Höhe (davon 15 Schichten in den untersten 1500 m) und sind geländefolgend. Die Modellanalysen werden mit einem 4D-VAR Assimilationsverfahren erstellt und enthalten zusätzliche Beobachtungsdaten, die in die Vorhersagen nicht eingehen. Das Vorhersagemodell wird ständig verbessert (z. B. höhere Auflösung, mehr vertikale Schichten, neuere und bessere Parametrisierungen), so dass Modelldaten über einen längeren Zeitraum von unterschiedlichen Modellversionen stammen können (ECMWF, 2010; Jahnke-Bornemann, 2010), im Gegensatz zu den Reanalysen, die mit einer Modellversion durchgehend gerechnet werden.

5.1.2 Die DWD-Analysen

Das Wettervorhersagemodell GME des DWD ist ein globales Modell, das auch als Antriebsmodell für einige regionale Modelle (z.B. das COSMO-EU des DWD) benutzt wird. Es hat mittlerweile eine räumliche Auflösung von 30 km, bis Anfang Februar 2010 lag die Auflösung aber nur bei 40 km (also etwa 0.36°). Es verfügt über 60 vertikale Schichten, die unterste in 10 m, die oberste in etwa 36 000 m Höhe. Im GME werden die unterschiedlichsten physikalischen Prozesse der Atmosphäre behandelt, es verfügt außerdem über ein Meereismodell (Mironov und

Ritter, 2004). Weitere Details sind in Majewski et al. (2002) enthalten.

5.1.3 Die HIRLAM-Analysen

Das HIRLAM ist ein regionales Wettervorhersagemodell, das gemeinschaftlich von mehreren europäischen Staaten entwickelt wurde und für den operationellen Vorhersagedienst benutzt wird, auch vom norwegischen Wetterdienst met.no (Unden et al., 2002). Das HIRLAM wird auf einem rotierten Gitter mit verschiedenen Auflösungen gerechnet. Für diese Arbeit wurde eine HIRLAM-Version mit einer Auflösung von 0.2° benutzt. Es hat 40 vertikale Level, davon 13 in den ersten 1500 m. Als Antrieb von außen werden vom HIRLAM globale Analysen des ECMWF eingesetzt. Beobachtungen werden alle sechs Stunden mit einem 3D-VAR Assimilationsverfahren eingefügt. Eine ausführliche Modellbeschreibung ist bei Unden et al. (2002) zu finden.

5.2 Vergleiche der Modellanalysen mit D07-Bojendaten

Für das Bojenexperiment D07 standen für den Zeitraum von April bis November 2007 die sechsstündlichen Daten von drei Modellanalysen zur Verfügung. Es wurden die Modelle ECMWF, DWD und HIRLAM zum Vergleich mit den Bojendaten benutzt. In den Abb. 5.1, 5.2 und 5.3 sind Streudiagramme des Luftdrucks auf Meeresniveau dargestellt, jeweils die Bojendaten im Vergleich mit den Modellanalysen. Die Monate sind farblich gekennzeichnet. Die drei Vergleiche zeigen, dass unabhängig vom Monat alle Punkte nahe der Winkelhalbierenden liegen, d. h. die Steigung der Ausgleichsgeraden beträgt 1.0. Dieses Resultat zeigt, dass alle drei Modelle den Luftdruck bis auf wenige Einzelfälle gut wiedergeben. Die Korrelation der jeweiligen Messreihen liegt dementsprechend sehr nahe bei eins (ECMWF: 0.9985, DWD: 0.9980, HIRLAM: 0.9981).

Aus den Monatsmitteln der Bojen- und Modellwerte ergibt sich, dass die Bojen durchweg im Mittel eine systematische Abweichung von etwa 1.0 hPa gegenüber den drei Modellanalysen aufwiesen, die untereinander ziemlich genau übereinstimmen (nicht gezeigt). Dies deutet auf einen systematischen Messfehler der Bojen hin. Der Hersteller gibt eine absolute Genauigkeit von ± 1 hPa an (siehe auch Kap. 3.1). Der Fehler liegt also am oberen Rand des Bereichs.

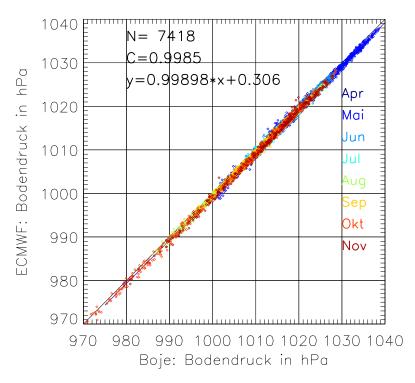


Abbildung 5.1: Vergleich des Bodendrucks von ECMWF-Analysen mit CALIB-Bojendaten für den Zeitraum April bis November 2007 von D07.

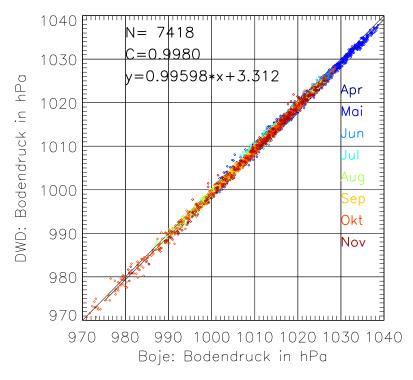


Abbildung 5.2: Vergleich des Bodendrucks von DWD-Analysen mit CALIB-Bojendaten für den Zeitraum April bis November 2007 von D07.

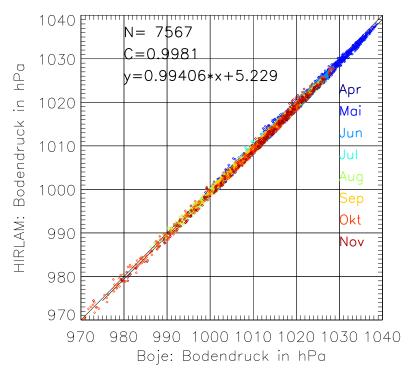


Abbildung 5.3: Vergleich des Bodendrucks von HIRLAM-Analysen mit CALIB-Bojendaten für den Zeitraum April bis November 2007 von D07.

Eine weitere Möglichkeit der Validierung der Modellanalysen mit Bojendaten besteht darin, die räumliche Korrelation zwischen Bojen- und Modelldaten zu betrachten. Dazu wurden zu jedem Zeitpunkt der Modellanalysen für das vorliegende Feld der Bojenwerten und den dazugehörigen Modellanalysen von ECMWF, DWD und HIRLAM die Korrelation berechnet. Dazu wurde gefordert, dass zu jedem Zeitpunkt mindestens vier Bojen aktiv waren. Zum Start des Experimentes D07 am 23. April 2007 wurden 16 Bojen eingesetzt (siehe Kap. 3.1). Wie aus Abb. 5.4d ersichtlich ist, nahm im Laufe des Experiments die Anzahl der aktiven Bojen ab, bis schließlich ab dem 22. November 2007 nur noch drei Bojen zur Verfügung standen. In Abb. 5.4 ist der zeitliche Verlauf der räumlichen Korrelation von April bis November 2007 dargestellt.

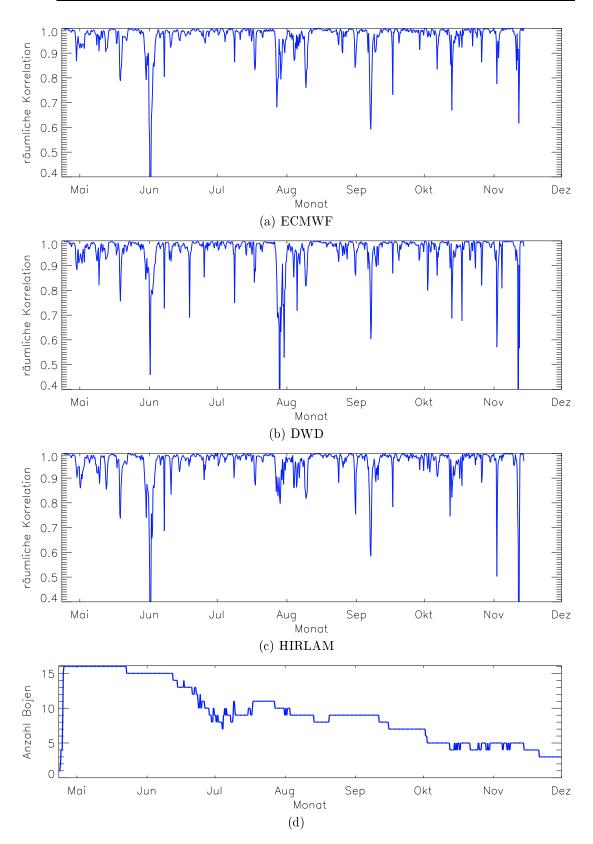


Abbildung 5.4: Räumliche Korrelation des Luftdrucks zwischen Modellanalysen und Bojenmessungen von April bis November 2007 für D07. Die Anzahl der aktiven CALIB-Bojen von April bis November 2007 ist in (d) dargestellt.

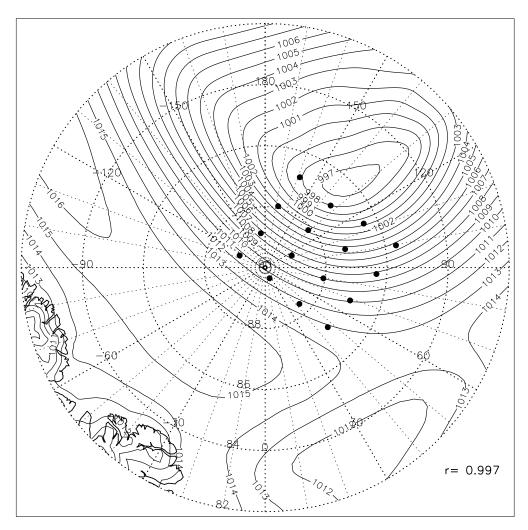


Abbildung 5.5: Beispiel für ein Bodenluftdruckfeld (ECMWF) am 15. Mai 2007 um 18 UTC mit hoher räumlicher Korrelation zwischen den Modellanalysen und den Bojenmessungen (Boje: schwarze Punkte).

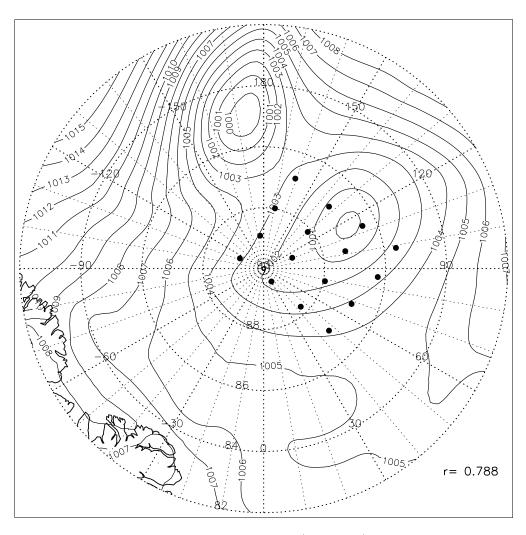


Abbildung 5.6: Beispiel für ein Bodenluftdruckfeld (ECMWF) am 19. Mai 2007 um 0 UTC mit mittlerer räumlicher Korrelation zwischen den Modellanalysen und den Bojenmessungen (Boje: schwarze Punkte).

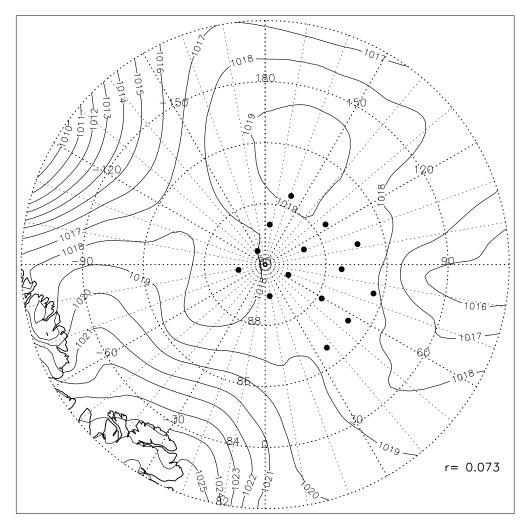


Abbildung 5.7: Beispiel für ein Bodenluftdruckfeld (ECMWF) am 1. Juni 2007 um 6 UTC mit geringer räumlicher Korrelation zwischen den Modellanalysen und den Bojenmessungen (Boje: schwarze Punkte).

Es zeigt sich, dass die räumliche Korrelation zwischen den CALIB-Bojen und den Modellanalysen für den Bodendruck überwiegend zwischen 0.9 und 1.0 liegt. Die drei Analysen unterscheiden sich nur gering. In allen drei Zeitreihen ist gut zu erkennen, dass die räumliche Korrelation in Einzelfällen stark abnimmt und nur noch Werte zwischen 0.4 und 0.8 erreicht. Die meisten Fälle werden bei der räumlichen Korrelation zwischen den DWD-Analysen und den Bojenwerten registriert, die wenigsten bei der räumlichen Korrelation zwischen den ECWMF-Analysen und den Bojenwerten. Die über den ganzen Zeitraum gemittelte räumliche Korrelation ist für die ECMWF-Analysen am höchsten mit 0.965. Die räumliche Korrelation mit HIRLAM-Analysen liegt bei 0.961 und mit DWD-Analysen bei 0.959.

Ein Beispiel für eine gute räumliche Korrelation zwischen den ECMWF-Analysen und den Bojenwerten ist in Abb. 5.5 gezeigt. Am 15. Mai 2007 um 18 UTC ist die räumliche Korrelation mit 0.997 hoch, die Bodendruckwerte aus Bojen und ECMWF passen also sehr gut zueinander.

Zu diesem Zeitpunkt liegt das Bojengebiet am Rande eines starken Sturmtiefs mit einem großen Druckgradienten gegenüber einem Hochdruckrücken über der Beaufort-See. Dadurch fallen kleine Druckdifferenzen innerhalb des Gebiets zwischen Bojen- und Modellwerten nicht ins Gewicht, was zu einer hohen räumlichen Korrelation führt.

Von Zeit zu Zeit nimmt die räumliche Korrelation allerdings ab und erreicht dann nur noch Werte zwischen 0.7 und 0.9. Dieser Effekt tritt mehrere Male auf und ist exemplarisch in Abb. 5.6 dargestellt. Am 19. Mai 2007 0 UTC zog eine Zyklone mit einem Kerndruck von 999.7 hPa genau durch das D07-Bojengebiet. Hier ist die Korrelation sehr sensitiv bezüglich der Positionierung des Zyklonenkerns in den Analysen. Da die räumliche Korrelation nur 0.81 ist, stimmt die Position der Zyklone in den Bojen- und Modelldaten nicht ganz überein.

In einigen wenigen Fällen nimmt die Korrelation noch weiter ab, wie z. B. am 1. Juni 2007 6 UTC. Wie in Abb. 5.7 gezeigt, nimmt die Korrelation zu diesem Zeitpunkt auf 0.08 ab. Das Bodendruckfeld ist mit einem flachen Hochdruckgebiet über dem Nordpol sehr gradientschwach. Diese Lage führt dazu, dass auch kleine, aber unterschiedliche Differenzen zwischen Bojen- und Modellwerten einen großen Einfluss auf die Korrelation haben. Ein leicht verschobenes Druckfeld zwischen Bojen und ECMWF bewirkt dann eine geringe räumliche Korrelation.

5.3 Vergleiche der Modellanalysen mit D08-Bojendaten

Für die Bojendaten von D08 standen für die Vergleiche mit den Modellanalysen nur diejenigen des ECMWF und des HIRLAM zur Verfügung und für unterschiedlich lange Zeiträume. Analysen des ECMWF waren für Mai 2008 bis Januar 2010 verfügbar, HIRLAM-Daten jedoch nur für den Zeitraum Juni 2008 bis Januar 2009. Wie schon bei den Vergleichen mit den Messwerten von D07 zeigt auch die Abb. 5.8 für D08 eine sehr gute Übereinstimmung des Bodendrucks zwischen den Bojen- und den Modelldaten. Die Steigung der Ausgleichsgeraden beträgt bei ECMWF 0.98, bei HIRLAM 0.97. Der Korrelationskoeffizient liegt entsprechend bei r=0.9991, bzw. bei r=0.9981.

Außer den Monaten Mai 2008 und Januar 2009 weichen HIRLAM und ECMWF nicht voneinander ab, simulieren aber in einigen Monaten einen etwas zu niedrigen Bodendruck mit maximal 1 hPa Differenz (nicht gezeigt).

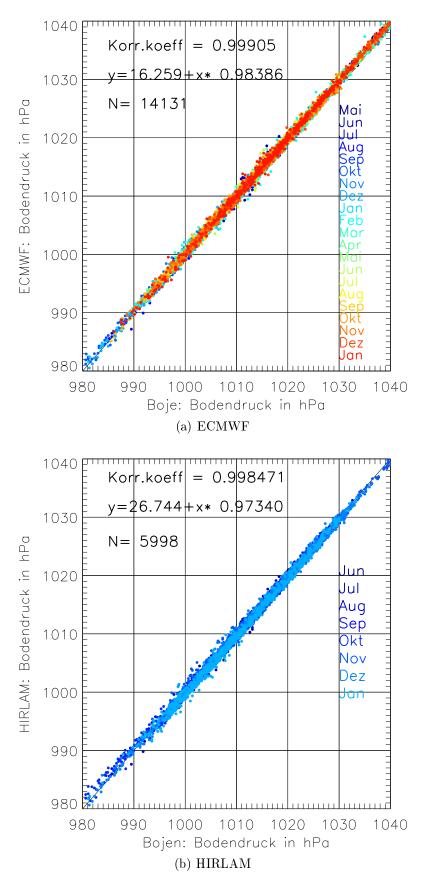


Abbildung 5.8: Vergleiche des Bodendrucks von Modellanalysen mit den Werten der PAWS-Bojen von D08.

Die aufwändiger instrumentierten PAWS-Bojen, die für D08 benutzt wurden, ermöglichen auch einen Vergleich der Lufttemperatur. Hier zeigt sich, wie in Abb. 5.9 zu sehen ist, eine überwiegend gute Korrelation zwischen den Bojen und den Modellanalysen. Die Korrelationskoeffizienten der Zeitreihen liegen bei r=0.98 (ECMWF) und r=0.95 (HIRLAM). Die Steigungen der Ausgleichsgeraden betragen m=0.88 (ECMWF) und m=1.29 (HIRLAM). Die Zeitreihen korrelieren zwar gut miteinander, differieren aber teilweise erheblich um mehr als 10 K. Beide Modelle können vor allem die niedrigen winterlichen Temperaturen nicht zufriedenstellend simulieren. Während bei ECMWF die Lufttemperaturen im Vergleich mit den Bojendaten zu hoch sind, liegen die Temperaturen bei HIRLAM deutlich zu tief. Die Temperaturdifferenzen erreichen bis zu 25 K. Bei ECMWF sind es maximal 15 K Differenz.

In Abb. 5.10 wird anhand der Monatsmittelwerte der Lufttemperatur deutlich, dass beide Modelle in den Wintermonaten große Differenzen zu den Bojenwerten aufweisen. ECMWF schneidet dabei insgesamt besser ab und überschätzt die Temperaturen im Mittel nur um bis zu $4\,\mathrm{K}$, während HIRLAM diese teilweise bis um $10\,\mathrm{K}$ unterschätzt. Oberhalb von $-10\,^{\circ}\mathrm{C}$ (Mai bis September) liegen beide Modelle dagegen nahe an der Realität.

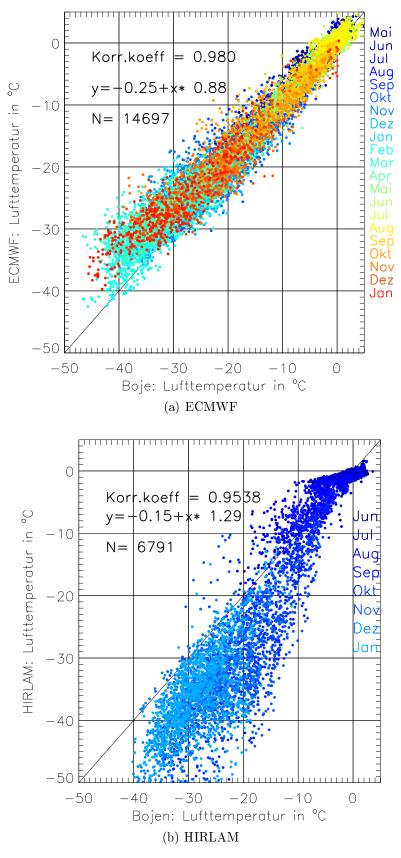


Abbildung 5.9: Vergleiche der Lufttemperatur von Modellanalysen mit den Werten der PAWS-Bojen für D08.

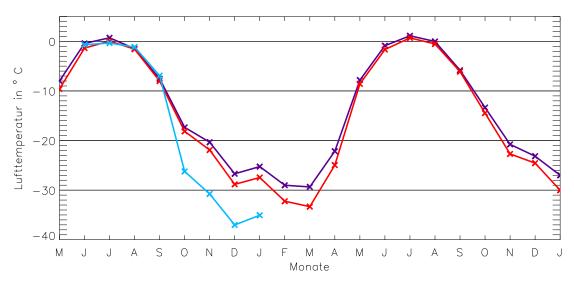


Abbildung 5.10: Monatsmittel der Lufttemperatur aus Bojen- und Modelldaten von Mai 2008 bis Januar 2010 für D08. Rot: Bojenwerte, blau: ECMWF, helblau: HIRLAM.

In Abb. 5.11 sind die Ergebnisse des Vergleichs der Eistemperaturen dargestellt. Modellwerte des ECMWF für die Eistemperatur werden in vier Schichten ausgegeben. Für den Vergleich der gemessenen Eistemperaturen werden die Modellergebnisse der dritten Schicht (28–100 cm) benutzt, während die Bojenwerte aus etwa 40 cm Tiefe vorliegen. Es zeigt sich, dass das ECMWF die Eistemperatur nicht immer korrekt wiedergeben kann.

Insbesondere bei tiefen Eistemperaturen in den Monaten Januar bis April überschätzt das Modell die Realität, wie auch in Abb. 5.12 zu sehen ist. Möglicherweise ist in diesen Fällen das Meereis um einiges dicker als vom Modell angenommen, weshalb die Temperaturzunahme mit der Tiefe im Eis geringer ist. Untermauert wird diese Vermutung dadurch, dass diese Abweichung vor allem bei den Bojen B, D und E vorkommt, die im Winter im besonders dicken Eis nördlich des kanadischen Archipels drifteten. Andererseits sind die Eistemperaturen in den Herbstmonaten sowohl im Jahr 2008 als auch in 2009 im Modell im Mittel etwas zu tief.

Der jahreszeitliche Verlauf der Eistemperatur wird von den ECMWF-Analysen insgesamt gut dargestellt, so dass die Korrelation der Zeitreihen bei einem hohen Wert von 0.92 liegt. Die Ausgleichsgerade ist etwas zu flach und hat eine Steigung von nur 0.84. Die Anforderungen an die Modelle bei diesem Parameter sind aber sehr hoch. Es gibt kaum flächenhafte Messungen der Eisdicke und nur durch Satellitenfernerkundung kann zwischen ein- und mehrjährigem Eis unterschieden werden. Da die Eistemperatur jedoch entscheidend von der Eisdicke abhängt, ist so eine genaue Wiedergabe der Eistemperaturen für Modelle schwierig.

In Abb. 5.12 ist zu erkennen, dass das ECMWF die Tendenz hat, die Eistemperaturen im Herbst (SON) zu unterschätzen, im Frühjahr (MAM) dagegen zu überschätzen. Während der Schmelzperiode verbleiben die simulierten Eistemperaturen unterhalb der 0°C-Grenze, während die Bojenwerte leicht darüber liegen. In den Wintermonaten (DJF) ist kein klares Vorzeichen der Differenzen erkennbar. Die Beträge der Differenzen liegen unterhalb von 1 K.

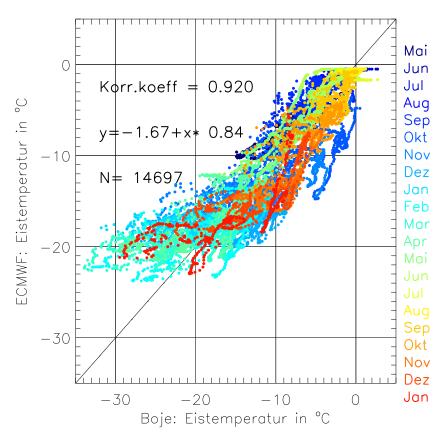


Abbildung 5.11: Vergleiche der Eistemperatur von ECMWF mit den Werten der PAWS-Bojen für D08.

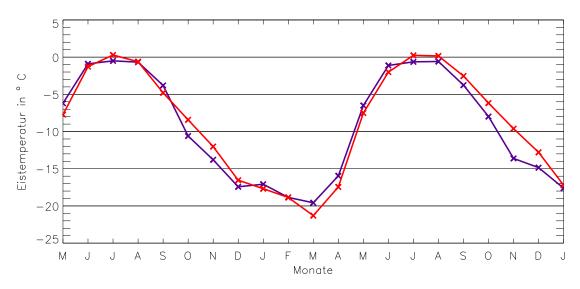


Abbildung 5.12: Monatsmittel der Eistemperatur aus Bojen- und Modelldaten von Mai 2008 bis Januar 2010 für D08. Rot: Bojenmessungen, blau: ECMWF-Analysen.

Die Grenzschicht der Atmosphäre im arktischen Sommer ist geprägt von auftauendem Meereis. Die Temperatur liegt in dieser Zeit um 0°C und die relative Luftfeuchte bei nahezu 100%. Dies wird von den Modellen gut dargestellt. Im Winter dagegen sinkt die relative Luftfeuchte auf Werte von 60–80%, wobei das ECMWF tendenziell die relative Luftfeuchte überschätzt, während das HIRLAM-Modell die Luftfeuchte eher unterschätzt. Die Steigung der Ausgleichsgeraden für den ganzen Zeitraum beträgt bei HIRLAM 1.0, bei ECMWF dagegen 0.66. Die Korrelationskoeffizienten betragen 0.77 (HIRLAM) bzw. 0.78 (ECMWF).

Betrachtet man die Vergleiche der relativen Luftfeuchte zusammen mit den Vergleichen der Lufttemperatur nur für den Winter, so zeigt sich, dass bei ECMWF die Lufttemperatur zu hoch und die relative Luftfeuchte zu groß ist, während bei HIRLAM die Lufttemperatur zu niedrig und die relative Luftfeuchte zu gering ist. Ein wichtiger Bestandteil der Energiebilanz an der Oberfläche ist die Strahlungsbilanz, die stark von der Wolkenbedeckung abhängt. Die gezeigten Zusammenhänge der Vergleiche von Lufttemperatur und relativer Luftfeuchte weisen vermutlich darauf hin, dass beide Modelle für den Winter Fehler in der Berechnung der Wolkenbedeckung (bzw. der Wolkenhöhen) machen.

Dies verdeutlicht auch Abb. 5.14, in der die Monatsmittelwerte der relativen Feuchte dargestellt sind. Außer in den Wintermonaten unterschätzt das ECMWF die Luftfeuchte im Mittel um mehrere Prozentpunkte. Die Überschätzung zwischen Dezember 2008 und April 2009 beträgt dagegen bis zu 7 Prozentpunkte. Die Bojenwerte sanken dort insbesondere im Februar und März auf ein Monatsmittel von deutlich unter 75 %. HIRLAM schneidet insgesamt eher schlechter als ECMWF ab, insbesondere in den Monaten September 2008 bis Januar 2009. Im Sommer 2008 bewegen sich die Monatsmittel der relativen Luftfeuchte im Bereich von etwa 95 %. Die Abweichungen von HIRLAM betragen in diesem Zeitraum nur 1 bis 2 Prozentpunkte.

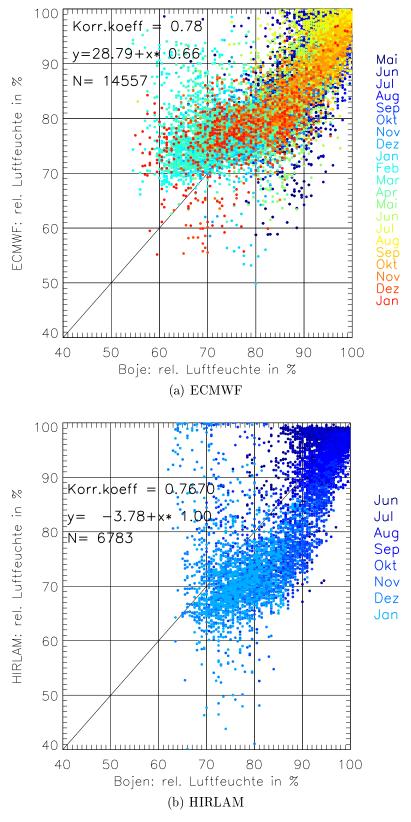


Abbildung 5.13: Vergleich der relativen Luftfeuchte von Modellanalysen mit den Werten der PAWS-Bojen für D08.

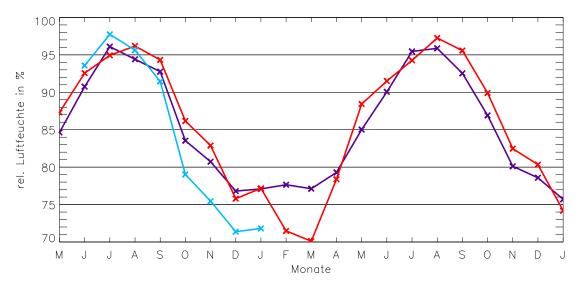


Abbildung 5.14: Monatsmittel der relativen Feuchte aus Bojen- und Modelldaten von Mai 2008 bis Januar 2010 für D08. Rot: Bojenmessungen, blau: ECMWF, hellblau: HIRLAM.

Die Messungen der Windgeschwindigkeit fanden an einem zweiten Bojenmast in etwa 2 m Höhe statt. Dadurch ergeben sich Differenzen zwischen den Werten der Bojen und den Modellanalysen von ECMWF und HIRLAM, da in den Analysen die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe ausgegeben wird. Das logarithmische Windprofil für eine neutrale Schichtung der Atmosphäre wird beschrieben durch die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* , die von-Karman-Konstante k=0.4 sowie die Rauigkeitslänge z_0 mit der Formel

$$U(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0}\right). \tag{5.1}$$

Will man nun die beiden Höhen $z_1=2\,\mathrm{m}$ und $z_2=10\,\mathrm{m}$ vergleichen, so berechnet man den Quotienten

$$\frac{U(z_2)}{U(z_1)} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)}.$$
(5.2)

Unter Annahme einer ebenen Eisoberfläche mit einem $z_0=0.003\,\mathrm{m}$ ergibt sich ein Verhältnis von $\frac{U(z_2)}{U(z_1)}=1.24$. Aus den Messungen am Windmast der Tara in 2 m und 10 m Höhe ergibt sich, wie in Abb. 5.15 zu sehen, ein mittlerer Quotient von $\frac{U(z_2)}{U(z_1)}=1.256$. Um die 10 m-Winddaten der Modellanalysen mit den D08-Windmessungen vergleichen zu können, wurden die Analysen durch den Quotienten dividiert.

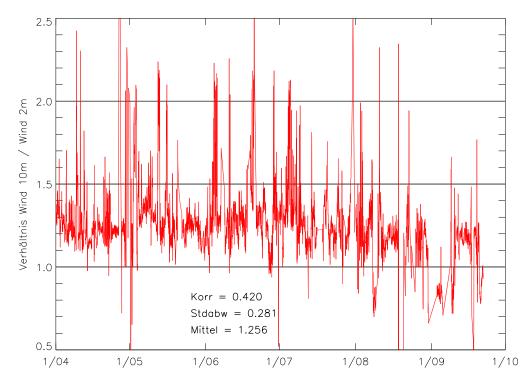
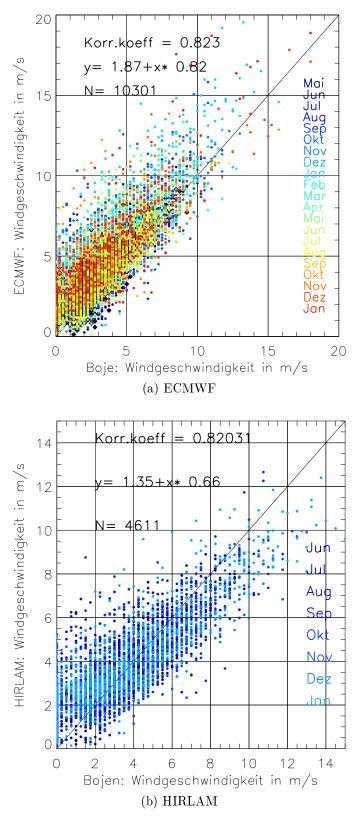


Abbildung 5.15: Quotient der stündlichen Windgeschwindigkeiten in 10 m und 2 m Höhe an der Station Tara für den Zeitraum vom 1. April bis 22. September 2007.

Aus den Vergleichen der bereinigten Winddaten (siehe Kap. 3.2.1) der PAWS-Bojen mit dem skalierten 10 m-Wind der Modellanalysen ergibt sich in Abb. 5.16 eine breite Streuung in den Diagrammen. Die Ausgleichsgeraden haben eine Steigung von 0.82 (ECMWF) bzw. 0.66 (HIRLAM) und schneiden die Ordinate bei 1.35 bzw. 1.87 m/s. Diese Werte kommen vermutlich durch die Anlaufgeschwindigkeit der Anemometer zustande. Die Korrelation der beiden Zeitreihen ist hoch und beträgt bei beiden Vergleichen etwa 0.82.

Abb. 5.17 zeigt die Monatsmittelwerte der Windgeschwindigkeit. ECMWF analysiert deutlich höhere Windgeschwindigkeiten als HIRLAM, gibt aber den mittleren Verlauf der mittleren monatlichen Windgeschwindigkeiten etwas besser wieder. Durch die Skalierung mit dem aus den Tara-Daten errechneten Quotienten $\frac{U(z_2)}{U(z_1)}$ liegen die mittleren monatlichen Windgeschwindigkeiten bei HIRLAM im Bereich der Messungen.



 $Abbildung\ 5.16:\ Vergleiche\ der\ Windgeschwindigkeit\ von\ Modellanalysen\ mit\ Bojendaten\ von\ D08.$

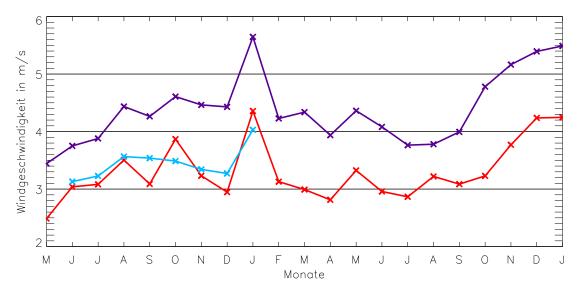


Abbildung 5.17: Monatsmittel der Windgeschwindigkeit aus Bojen- und Modelldaten von Mai 2008 bis Januar 2010 für D08. Rot: Bojenmessungen, blau: ECMWF, hellblau: HIRLAM.

5.4 Diskussion der Ergebnisse

Insgesamt schneiden die verwendeten Modelle bei einem Vergleich mit den Bojen-Messungen gut ab. Der Bodendruck wird sehr gut von den Modellen wiedergegeben, sowohl bei D07 als auch bei den Messungen mit den PAWS-Bojen. Sicherlich hilfreich für die Modelle waren bei D07 allerdings die von der Tara über das GTS für die Datenassimilation der Modelle weitergegebenen Beobachtungsdaten, da damit eine wichtige "Stützstelle" direkt im Bojengebiet lag. Vergleiche mit CALIB-Bojen und Modellergebnissen aus anderen Kampagnen zeigen ebenfalls sehr gute Übereinstimmungen (Lammert et al., 2008, 2010). Vergleiche der Bodendruckdaten zwischen den Modellanalysen von ECMWF, DWD und HIRLAM (nur bei Lammert et al. (2010)) ergaben ebenfalls Korrelationskoeffizienten von über 0.9.

Analysen der räumlichen Korrelation der Bojen-Bodendruckdaten und des Bodendrucks aus den Modellanalysen zeigen, dass ECMWF, DWD und HIRLAM fast immer die Bodendruckverteilung richtig wiedergeben können. Synoptische Systeme werden jederzeit erkannt und richtig simuliert. Einzig die exakte Position ist in Einzelfällen nicht genau genug. Daher sinkt bei diesen Fällen bei allen drei Modellanalysen die räumliche Korrelation unter 0.9. Bei den DWD-Analysen sinken die Werte in einigen Fällen stärker als bei ECMWF und HIRLAM. Es treten auch mehr Fälle auf als bei den beiden anderen Modellanalysen.

Ähnliche Fälle sinkender räumlicher Korrelationen wurden auch bei Brümmer et al. (2008) und Lammert et al. (2008, 2010) beschrieben. Brümmer et al. (2008) fanden Differenzen in der Lage der Zugbahn einer Zyklone in der Framstraße und einer damit verbundenen falsch platzierten Lage des Eisrandes in ECMWF. Bei Lammert et al. (2010) wurde ein Fall im März 2007 betrachtet, bei dem eine in ECMWF falsch platzierte Front eines Tiefs für Differenzen zwischen Bojendaten

und den ECMWF-Analysen sorgte.

Bei druckgradientschwachen Lagen machen sich kleine Differenzen zwischen Bojenund Modellwerten bemerkbar und sorgen ebenfalls für niedrige räumliche Korrelationen.

Auch die Lufttemperaturen werden von den Modellen teilweise gut wiedergegeben, allerdings werden generell tiefe Temperaturen von den Modellen falsch eingeschätzt. Diese Lufttemperaturdaten der CALIB-Bojen von D07 waren aufgrund der nicht zufriedenstellenden Qualität nicht für einen Vergleich mit Modelldaten geeignet.

Die zusätzlichen Vergleiche, die mit den PAWS-Bojen gemacht werden konnten, zeigen dagegen noch Verbesserungsbedarf bei den Modellen. Da es immer noch sehr schwierig ist, die Dicke des arktischen Meereises zu messen, ergeben sich dort große Abweichungen zwischen den Modellergebnissen und den Messungen, insbesondere im Fall der Eistemperaturen. Hilfe erwartet man von dem neuen "Cryosat 2"-Satelliten, der mit einem speziellen Radaraltimeter bestückt ist, das die Eisdicke viel genauer zu bestimmen erlaubt als die bisher eingesetzten Geräte. Der Satellit startete am 8. April 2010. Wenn dann flächendeckend Werte für die Eisdicke bestimmt werden können, ist auch eine große Hilfestellung für Modelle gegeben, die Dicke des Eises und damit das Temperaturprofil im Eis richtig bestimmen zu können.

Zufriedenstellend wiedergegeben wird von den Modellen die hohe Luftfeuchte im Sommer, wenn die relative Luftfeuchte dauerhaft nahe bei 100 % liegt. Im Winter allerdings wird die relative Luftfeuchte von ECMWF überschätzt, von HIRLAM dagegen unterschätzt. Ein Grund dafür ist vermutlich eine zu ungenaue Berechnung der Wolkenbedeckung in den Modellanalysen. Ergebnisse von Beesley et al. (2000) zu Vergleichen der beobachteten und simulierten Wolkenbedeckung zeigen eine zu hohe simulierte winterliche Wolkenbedeckung in der Grenzschicht und weisen auf Fehler in der Simulierung der Grenzschicht hin.

Die Messung des Windes und der Vergleich mit Modelldaten ist mit Vorsicht zu betrachten. Die Ausgabe der Daten ist bei den Messungen und Modellergebnissen in unterschiedlichen Höhen. Anhand des Vergleichs mit Tara-Windmastdaten aus dem Jahr 2007 wurde gezeigt, dass der Quotient U_{10m}/U_{2m} bei etwa 1.26 liegt. Dieser Quotient wurde auf die Modellanalysen angewendet. Dennoch liegen bei ECMWF die simulierten über den gemessenen Windgeschwindigkeiten. Der zeitliche Verlauf der Monatsmittel stimmt besser überein als bei HIRLAM. Aus den Einzelwerten der Zeitreihen ergeben sich bei beiden Modellen Korrelationskoeffizienten von etwa 0.8.

Bei Lammert et al. (2010) wurden ebenfalls die drei Vorhersagemodelle ECMWF, HIRLAM und DWD mit Messdaten verglichen, allerdings mit dem Fokus auf der Güte der Modelle in Bezug auf die vertikale Strktur der atmosphärischen Grenzschicht über Eis in der Framstraße. Benutzt wurden dazu Messungen vom Flugzeug aus, verbunden mit Bojendaten im selben Gebiet. Dort hat sich gezeigt, dass Modellergebnisse im Fall des Bodendrucks und der Temperatur gut zu den Beobachtungen passen und sehr hohe Korrelationen erreichen. Schwierigkeiten haben

ECMWF und HIRLAM bei der richtigen Darstellung der Grenzschichtstruktur, insbesondere bei Frontdurchgängen und Inversionen bei flachen Zyklonen. Hier gibt es noch Verbesserungsmöglichkeiten bei der Parametrisierung der Energiebilanz und der vertikalen Durchmischung.

"Im ganzen kann ich wohl sagen, daß die Expedition einen guten Teil des Schleiers gelüftet hat, der über diesen polaren Gebieten bisher lag, und daß wir in der Lage gewesen sind, uns ein ziemlich klares und nüchternes Bild von einem Teil unserer Erdkugel zu bilden, von dem man früher nur dunkle Vorstellungen hatte [...] Es bleibt aber noch viel zu erforschen. Jahrelange Beobachtungen sind nötig, Beobachtungen, für die neue Driften, ähnliche der Reise der "Fram", die unbedingbare Voraussetzung bilden. "

aus: "In Nacht und Eis: Die Polarexpedition 1893–1896", Fridtjof Nansen, 1897, S. 334

Kapitel 6

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Für diese Arbeit war die Aufgabe gestellt, die Häufigkeiten und Eigenschaften von arktischen Zyklonen mit Hilfe von Reanalysen zu untersuchen. Ausgehend von den erhalteten Ergebnissen sollten die Einflüsse der Zyklonen auf das arktische Meereis genauer analysiert werden. Dazu wurden von der Universität Hamburg zwei Bojenexperimente in der zentralen Arktis durchgeführt. Die Messungen der Experimente wurden in der vorliegenden Arbeit analysiert und mit operationellen Analysen verschiedener Wettervorhersagemodelle verglichen.

Es wurden Ergebnisse einer Zyklonenstatistik präsentiert, die den Zeitraum von 1958 bis 2009 umfasst. Benutzt wurden dazu die beiden Reanalyse-Datensätze ERA-40 (1958–2001) und ERA-Interim (2002–2009). Die horizontale Gitterauflösung betrug bei beiden Reanalysen 1.125°, wobei ERA-Interim auf einem feineren Gitter gerechnet wird. Die Suche nach Zyklonen wurde mit dem automatischen Verfahren von Murray und Simmonds (1991a,b) durchgeführt.

Vergleiche der beiden Reanalyse-Datensätze für die Jahre 2000 und 2001 ergaben nur kleinere Abweichungen bezüglich der Zyklonen-Parameter Kerndruck und Intensität. Ausgehend von diesen Einschätzungen wurde entschieden, beide Datensätze zu 52 Jahre umfassenden Zeitreihen zusammenzufügen. Die weiteren Ergebnisse der Zyklonenstatistik konzentrierten sich auf arktische Zyklonen, im Vergleich zur Gesamtheit aller Zyklonen ab 45° N. Als Definition der arktischen Zyklonen wurde das Auftreten nördlich von 75° N gewählt. Andere Veröffentlichungen zählten arktische Zyklonen ab 68° oder 70° N (z. B. Affeld (2003); Zhang et al. (2004); Simmonds et al. (2008); Sepp und Jaagus (2010)).

Es wurde in dieser Arbeit festgestellt, dass die Anzahl der Zyklonen im Zeitraum von 1958 bis 2009 leicht gestiegen ist, sowohl nördlich von 45° N als auch nördlich von 75° N. Andere Veröffentlichungen bestätigen dies (Affeld, 2003; Jahnke-Bornemann, 2010; Sepp und Jaagus, 2010). Gleichzeitig ist der Trend des Zyklonen-Kerndrucks leicht negativ, während er für die Intensität leicht positiv ist. Zusammengefasst bedeutet das, dass die Zyklonen sowohl in der Arktis, als auch nördlich von 45° N zunehmend häufiger und intensiver auftreten. Aufgrund der hohen Variabilität auf verschiedenen Skalen sind die Trends der Monatsmittel jedoch nicht

signifikant. Jahresmittel haben dagegen signifikante Trends, wie z. B. Sepp und Jaagus (2010) bestätigen.

Die saisonale Variabilität ist bei den Zyklonen nördlich von 45° N besonders deutlich, während sie bei den arktischen Zyklonen nördlich von 75° N kaum erkennbar ist. Besonders deutlich ist die saisonale Variabilität bei der Tiefe der Zyklonen. Die Tiefe ist im Winter maximal, im Sommer dagegen minimal.

Bei einer weiteren Einteilung der Arktis ab 75° N in sieben gleich große Regionen wurde festgestellt, dass sich die Regionen in drei Klassen einteilen lassen: die europäisch-atlantische Klasse ist geprägt durch einen deutlichen Jahresgang des mittleren monatlichen Kerndrucks und der Intensität mit vielen starken Zyklonen im Winter und weniger und eher schwachen Zyklonen im Sommer. In der kanadisch-pazifischen Klasse ist der Jahresgang schwächer und mit einer umgekehrten Konstellation: im Sommer sind in dieser Klasse etwas mehr und etwas intensivere Zyklonen zu finden. Die Region Nordpol ist ein Übergangsgebiet zwischen beiden Klassen und hat keinen deutlich erkennbaren Jahresgang bezüglich des Kerndrucks und der Intensität.

Im Rahmen des EU-Projektes DAMOCLES führte die Universität Hamburg zwei Bojenexperimente in der zentralen Arktis in den Jahren 2007 bis 2010 durch. Das erste Experiment (D07) fand zwischen April 2007 und Januar 2008 mit 16 Bojen des Typs CALIB, das zweite Experiment (D08) zwischen April 2008 und August 2010 mit 9 Bojen des Typs PAWS statt. Die Zeitreihen sind je nach Boje sehr unterschiedlich lang, dennoch eignen sie sich gut für verschiedene Formen der Analyse. An den Bojen wurden mehrere Bodendruckminima registriert, die mit vorbeiziehenden Zyklonen in Verbindung standen. Dazu zählten auch drei starke Zyklonen, die das D08-Bojengebiet beeinflussten und mit Fallstudien untersucht wurden.

Bei D07 wurden die Bojen vom Flugzeug aus abgeworfen. Anschließend wurden die Positionen mit dem ARGOS-Satellitensystem bestimmt und der Bodendruck und die Lufttemperatur gemessen. Es stellte sich heraus, dass der gemessene Bodendruck eine systematische Abweichung von etwa 1.0 hPa aufweist. Die Messungen der Lufttemperatur sind insbesondere im Sommer mit großen Fehlern behaftet, da der Temperaturfühler vom Bojengehäuse vermutlich beeinflusst wird und bei Sonneneinstrahlung die Temperatur verfälscht wird. Zudem wurden die Bojen ab September 2007 möglicherweise eingeschneit, weshalb die Temperaturen ebenfalls verfälscht wurden.

Bei D08 wurde jede einzelne Boje auf dem Eis aufgebaut, wodurch die Lage auf dem Eis genau festgelegt war im Gegensatz zu den Abwürfen der Bojen bei D07. Gemessen wurde der Bodendruck, die Luft- und Eistemperatur, die relative Feuchte, die Windgeschwindigkeit und -richtung. Zudem wurde die Position per GPS bestimmt, was zu einer wesentlich höheren Genauigkeit der Positionsbestimmung führt.

Die Trajektorien und die Zeitreihen der einzelnen gemessenen meteorologischen Größen wurden gezeigt. D07 startete in der Nähe des Nordpols. Von dort aus bewegten sich die Bojen in der transpolaren Drift Richtung Framstraße. Das Bojengebiet blieb über lange Zeit in seiner Ausdehnung und Form ungefähr erhalten,

auch wenn im Laufe des Sommers einige Bojen sich nicht mehr meldeten. Von diesen Bojen meldeten sich sechs Bojen im Herbst 2007 für kurze Zeit wieder zurück. Nur drei Bojen erreichten die Framstraße.

D08 startete im April 2008 nördlich des kanadischen Archipels. Von dort aus drifteten die PAWS-Bojen in völlig unterschiedliche Richtungen. Drei Bojen drifteten in westliche Richtungen entlang des kanadischen Archipels, zwei Bojen drifteten in die Framstraße und eine Boje durchquerte die Nares-Straße. Die anderen Bojen verblieben im Gebiet zwischen Nordpol und Ellesmere Island. Zeitweise waren zwei Bojen mit dem landfesten Eis vor Ellesmere Island verbunden. Insgesamt ergeben sich für die Bojen sehr unterschiedliche Häufigkeitsverteilungen der Driftgeschwindigkeiten. Bei D07 sind Unterschiede der Häufigkeitsverteilungen zwischen den einzelnen Bojen gering, jedoch nimmt bei allen Bojen der Anteil an höheren Driftgeschwindigkeiten von Monat zu Monat zu. Da die Bojen im Lauf der Zeit Richtung Framstraße drifteten, unterstreichen die Ergebnisse die Abhängigkeit der Driftgeschwindigkeiten von der Jahreszeit und von der Driftregion.

Mit Hilfe der erhaltenen Bojendaten wurden verschiedenartige Analysen der Meereisdrift in der zentralen Arktis durchgeführt. Um den Einfluss des Windes auf die Meereisdrift zu quantifizieren, wurde aus Bodendruckfeldern der ECMWF-Analysen der geostrophische Wind am Boden berechnet. Im vereinfachten Fall ohne interne Kräfte, also bei der freien Drift, bewegt sich das Eis parallel zum geostrophischen Wind. Schon Nansen (1902) beobachtete, dass das Eis sich mit einem Windfaktor von etwa 1 % relativ zur Windgeschwindigkeit bewegt. Thorndike und Colony (1982) stellten ein lineares Modell zur Abhängigkeit der Drift vom geostrophischen Wind auf und errechneten mit Hilfe von Bojendaten einen mittleren geostrophischen Windfaktor von 1 % bei einer Winkelabweichung der Eisdrift von 8° nach rechts. Seither wurden in mehreren Veröffentlichungen ähnliche Werte publiziert. Auch in dieser Arbeit wurden ähnliche Zahlen errechnet, mit regionalen und jahreszeitlichen Unterschieden. Die Ergebnisse dieser Arbeit reihen sich damit in die bekannten Forschungsresultate ein und zeigen, dass diese grobe Näherung der Meereisdrift trotz der Veränderungen in der Arktis (wie z. B. der Rückgang der Eiskonzentration, der Anstieg der Temperaturen, verbunden mit einer längeren Schmelzperiode im Sommer) in den letzten 20 Jahre immer noch anwendbar ist. Anhand von drei Fallstudien wurde der Einfluss von Zyklonen auf die Meereisdrift und die bodennahe Grenzschicht während des Durchzugs einer Zyklone untersucht. Je näher dabei der Kern einer Zyklone an den Bojen vorbeizog, desto deutlicher waren die zeitlichen Abläufe des Zykloneneinflusses. Bei allen drei Fällen wurde an fast allen Bojen eine deutliche Erhöhung der Windgeschwindigkeiten und der Eisdrift beobachtet. Ebenso wurde eine zyklonale Drehung der Wind- und Driftrichtung festgestellt. Während des Durchzugs der Zyklone wurde auch eine Erhöhung des Windfaktors erfasst. Dieser blieb auch nach dem Durchzug der Zyklone auf höherem Niveau als vorher. Neben dem dynamischen Einfluss wurde festgestellt, dass mit den Zyklonen Wärme und Feuchtigkeit herantransportiert wird. Dies wurde im Winter beobachtet, während im Sommer eher der gegenteilige Effekt auftrat. Nach dem Durchzug einer Zyklone gingen die Temperaturen bei mehreren Bojen zurück.

Aus interpolierten Bojenfeldern der Drift während D07 wurde zusätzlich auch die Divergenz, die Vorticity und die Deformation des arktischen Meereises innerhalb des Bojengebietes berechnet. Beim Durchgang einer Zyklone im August 2007 stiegen die Werte der drei Größen sprunghaft an und verblieben im Zeitraum danach auf höherem Niveau. In einem Fallbeispiel wurden die Auswirkungen einer Frontpassage durch das Bojengebiet genauer untersucht. Besonders entlang der Frontlinien ergaben sich hohe Werte der Vorticity und Deformation, während die Divergenz keine klaren Strukturen entlang der Frontlinie ausbildete.

Die heutigen Analysen operationeller Wettervorhersagemodelle sind in der Lage, die Wettersituationen auch in abgelegenen Gebieten wie der zentralen Arktis gut wiederzugeben. Da dort keine Landstationen verfügbar sind, liefern Bojen des IABP unschätzbare Messdaten zur Assimilation in operationellen Modellen. Es hat sich aus den Vergleichen mit den Messdaten der Bojenexperimente D07 und D08 gezeigt, dass das Bodendruckfeld sehr gut simuliert wird und bis auf kleine Abweichungen auch Tiefdruckgebiete mit ihren Fronten an die richtigen Positionen gesetzt werden. Von Vorteil war wohl dabei, dass die Wetterstationsdaten des Segelschiffes Tara ebenfalls in das Global Telecommunications System (GTS) eingingen.

Schwieriger zu simulieren sind allerdings weitere meteorologische Größen wie die Luft- und Eistemperaturen. Dies setzt eine genaue Eisphysik und Eisbedeckung im Modell voraus, was jedoch nicht immer gegeben ist. Insbesondere im Winter bei tiefen Temperaturen simulieren ECMWF und HIRLAM daher zu ungenaue Temperaturen. Damit verbunden sind größere Abweichungen der relativen Luftfeuchte zwischen Bojen- und Modelldaten. Die Vergleiche der Winddaten sind bemerkenswert gut und sind gut miteinander korreliert. Im Mittel sind die simulierten Windgeschwindigkeiten aber zu hoch, besonders im Falle der ECMWF-Analysen.

Auch in Zukunft werden Bojenmessungen in der zentralen Arktis unabdingbar sein. Mit dem fortschreitenden Klimawandel in der Arktis verändert sich auch das Zusammenspiel der Atmosphäre mit dem Meereis und dem Ozean. Das Meereis wird zunehmend dünner, driftet schneller und schmilzt im Sommer immer stärker ab. Das führt dazu, dass auch der Ozean sich stärker erwärmt. Um diese Entwicklungen zu erfassen, sind Beobachtungen dringend notwendig, um mit Hilfe von (gekoppelten) Modellen die zukünftigen Entwicklungen zu simulieren und zu interpretieren. Nötig sind dazu verlässliche und umfangreiche Messungen, wie bereits Nansen (1897) betonte. Gerade mit dem einsetzenden Klimawandel in der Arktis ist diese Forderung hochaktuell. Umsetzbar ist das aber nur mit aufwändigen Projekten wie z. B. im Fall des Segelschiffs "Tara" 2006–2007 oder dem Projekt "Arctic Summer Cloud Ocean Study" (ASCOS), das im Jahr 2008 in der zentralen Arktis durchgeführt wurde. Eine andere Möglichkeit besteht mit dem Aufbau automatischer Stationen, die weniger umfangreich, dafür aber längere Messperioden möglich machen.

Satellitenmessungen werden zwar zunehmend detaillierter und genauer, es kann jedoch schon zur Validierung von Satellitenprodukten nicht auf Bojenmessungen verzichtet werden. Auch ist der Einfluss der Grenzschicht sowie das Auftreten und

die Häufigkeit von Wolken noch nicht genügend untersucht und bekannt.

Von Vorteil hat es sich erwiesen, wenn das auf dem Eis installierte Bojenfeld in seiner Form möglichst lange erhalten bleibt, so wie es bei D07 der Fall war. Entsprechend konnten interpolierte Bojenfelder z. B. für die Driftgeschwindigkeit berechnet werden. Bei D08 war dies nicht möglich, da das Bojenfeld nach kurzer Zeit seine ursprüngliche Form verlor und bereits nach wenigen Monaten die Bojen fast entlang einer Linie aufgereiht waren. Es hat sich bei D08 auch gezeigt, dass Messinstrumente in der Arktis widrigsten Wettersituationen standhalten müssen. Vor allem im Fall der Windmessungen war dies nicht gegeben.

Mit dem Verschieben der Zyklonenzugbahnen nordwärts und steigenden Temperaturen könnte auch das Auftreten (starker) Zyklonen in der zentralen Arktis weiter zunehmen. Verschiedene Autoren, z. B. Simmonds et al. (2008), erhielten positive Trends der Anzahl starker Zyklonen für den Zeitraum der letzten 50 Jahre. Da sich auch der Eisrand durch eine zunehmende Erwärmung der Arktis nordwärts verschieben könnte, wäre dort zusätzlich Antrieb durch Baroklinität vorhanden. Neue Reanalyse-Produkte des ECMWF sowie des NCEP-NCAR werden in den nächsten Jahren die Möglichkeit bieten, Zyklonenstatistiken mit noch längeren Zeiträumen zu erstellen. Das ERA-Interim als Übergangsdatensatz zu einem neuen Reanalyse-produkt beinhaltet mehr Beobachtungsdaten als ERA-40. Dieser Aspekt soll weiter ausgebaut werden. Zudem wird es ein wichtiger Forschungsschwerpunkt bleiben, die zukünftige Entwicklung der Zyklonenaktivität in der zentralen Arktis in verschiedenen Szenarien zu untersuchen.

Durch das steigende politische und wirtschaftliche Interesse an der Arktis ist es die Aufgabe der Naturwissenschaft, möglichst genaue Kenntnisse der Prozesse und Wechselwirkungen des arktischen Klimasystems zu erhalten, um vor möglichen Risiken und Gefahren für das Klimasystem zu warnen. Das setzt voraus, dass die Drift des Meereises und die Anzahl und Häufigkeiten verschieden starker Zyklonen gut erforscht und vorhergesagt werden können.

Literaturverzeichnis

- [Affeld 2003] Affeld, B.: Zyklonen in der Arktis und ihre Bedeutung für den Eistransport durch die Framstraβe, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg, Diss., 2003. http://www.sub.uni-hamburg.de/opus/volltexte/2003/1009/
- [Barry und Maslanik 1989] BARRY, R. G.; MASLANIK, J.: Arctic sea ice characteristics and associated atmosphere-ice interactions in summer inferred from SMMR data and drifting buoys: 1979–1984. In: *GeoJournal* 18 (1989), Nr. 1, S. 35–44. DOI 10.1007/BF00722384
- [Beesley et al. 2000] BEESLEY, J. A.; BRETHERTON, C. S.; JAKOB, C.; ANDREAS, E. L.; INTRIERI, J. M.; UTTAL, T. A.: A comparison of cloud and boundary layer variables in the ECMWF forecast model with observations at Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) ice camp. In: *J. Geophys. Res.* 105 (2000), Nr. D10, S. 12337–12349
- [Benestad und Chen 2006] BENESTAD, R. E.; CHEN, D.: The use of a calculus-based cyclone identification method for generating storm statistics. In: *Tellus A* 58 (2006), Nr. 4, S. 473–486. DOI 10.1111/j.1600–0870.2006.00191.x
- [Blender 1997] BLENDER, R.: Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. In: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 123 (1997), Nr. 539, S. 727–741. DOI 10.1002/qj.49712353910
- [Blender und Schubert 2000] BLENDER, R.; SCHUBERT, M.: Cyclone tracking in different spatial and temporal resolutions. In: *Mon. Wea. Rev.* 128 (2000), S. 377–384
- [Brennecke 1921] BRENNECKE, W.: Die ozeanischen Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition 1911–1912. In: Archiv der Deutschen Seewarte 39 (1921), Nr. 1
- [Brümmer und Hoeber 1999] Brümmer, B.; Hoeber, H.: A mesoscale cyclone over the Fram Strait and its effects on sea ice. In: *J. Geophys. Res.* 104 (1999), Nr. D16, S. 19085–19098
- [Brümmer et al. 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 Res.* 20 (2001), Nr. 2, S. 147–152

- [Brümmer et al. 2003] BRÜMMER, B.; MÜLLER, G.; HOEBER, H.: A Fram Strait cyclone: Properties and impact on ice drift as measured by aircraft and buoys. In: J. Geophys. Res. 108 (2003), Nr. D7, S. 4217. DOI 10.1029/2002JD002638
- [Brümmer et al. 2008] BRÜMMER, B.; SCHRÖDER, D.; MÜLLER, G.; SPREEN, G.; JAHNKE-BORNEMANN, A.; LAUNIAINEN, J.: Impact of a Fram Strait cyclone on ice edge, drift, divergence, and concentration: Possibilities and limits of an observational analysis. In: *J. Geophys. Res.* 113 (2008), Nr. C12003. DOI 10.1029/2007JC004149
- [Brümmer et al. 2000] Brümmer, B.; Thiemann, S.; Kirchgässner, A.: A cyclone statistics for the Arctic based on European Centre-analysis data. In: *Met. Atm. Physics* 75 (2000), Nr. 3–4, S. 233–250
- [Colony und Thorndike 1985] COLONY, R.; THORNDIKE, A. S.: Sea Ice Motion as a Drunkard's Walk. In: *J. Geophys. Res.* 90 (1985), Nr. C1, S. 965–974
- [Comiso et al. 2008] Comiso, J. C.; Parkinson, C. L.; Gersten, R.; Stock, L.: Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. In: Geophys. Res. Lett. 35 (2008), Nr. L01703. – DOI 10.1029/2007GL031972
- [Dierer und Schlünzen 2005] DIERER, S.; SCHLÜNZEN, K. H.: Influence parameters for a polar mesocyclone development. In: *Meteorol. Z.* 14 (2005), Nr. 6, S. 781–792
- [ECMWF 2010] ECMWF: Brief history of the ECMWF analysis and forecasting system. http://www.ecmwf.int/products/data/operational_system/description/brief_history.html. Version: 2010
- [Ekman 1905] EKMAN, V. W.: On the influence of the Earth's rotation on ocean currents. In: Ark. Mat. Astron. Fys. 2 (1905), S. 1–52
- [Gascard et al. 2008] GASCARD, J. C.; FESTY, J.; LE GOFF, H.; WEBER, M.; BRÜMMER, B.; OFFERMANN, M.; DOBLE, M.; WADHAMS, P.; FORSBERG, R.; HANSON, S.; SKOURUP, H.; GERLAND, S.; NICOLAUS, M.; METAXIAN, J. P.; GRANGEON, J.; HAAPALA, J.; RINNE, E.; HAAS, C.; HEYGSTER, G.; JAKOBSON, E.; PALO, T.; WILKINSON, J.; KALESCHKE, L.; CLAFFEY, K.; ELDER, B.; BOTTENHEIM, J.: Exploring Arctic Transpolar Drift During Dramatic Sea Ice Retreat. In: EOS 89 (2008), Nr. 3, S. 21–22
- [GISS 2008] GISS: GISS surface temperature trends analysis. http://data.giss.nasa.gov/research/news/20080116/. Version: 2008
- [Grigoriev et al. 2000] GRIGORIEV, S.; GULEV, S. K.; ZOLINA, O.: Innovative software facilitates cyclone tracking and analysis. In: EOS 81 (2000)
- [Gulev et al. 2002] GULEV, S. K.; JUNG, T.; RUPRECHT, E.: Climatology and Interannual Variability in the Intensity of Synoptic-Scale Processes in the North Atlantic from the NCEP-NCAR Reanalysis Data. In: *J. Climate* 15 (2002), Nr. 8, S. 809–828

- [Gulev et al. 2001] GULEV, S. K.; ZOLINA, O.; GRIGORIEV, S.: Extratropical cyclone variability in the northern hemisphere winter from NCEP/NCAR reanalysis data. In: *Clim. Dyn.* 17 (2001), Nr. 10, S. 795–809. DOI 10.1007/s003820000145
- [Haak und Ulbrich 1996] HAAK, U.; ULBRICH, U.: Verification of an objective cyclone climatology for the North Atlantic. In: *Meteorol. Z.* 5 (1996), S. 24–30
- [Haapala et al. 2005] HAAPALA, J.; LÖNNROTH, N.; STÖSSEL, A.: A numerical study of open water formation in sea ice. In: J. Geophys. Res. 110 (2005), Nr. C09011. DOI 10.1029/2003JC002200
- [Hanson et al. 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: *Clim. Dyn.* 22 (2004), S. 757–769
- [Hibler 1986] In: HIBLER, W. D.: NATO ASI Series. Bd. 146: Ice dynamics. New York: Plenum Press, 1986, S. 577–640
- [Hodges 1994] Hodges, K. I.: A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. In: *Mon. Wea. Rev.* 122 (1994), S. 2573–2586
- [Hodges 1999] Hodges, K. I.: Adaptive Constraints for Feature Tracking. In: Mon. Wea. Rev. 127 (1999), S. 1362–1373
- [Hodges et al. 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: *Mon. Wea. Rev.* 131 (2003), Nr. 9, S. 2012–2037
- [Hoskins und Hodges 2002] HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I.: New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. In: *J. Atmos. Sci.* 59 (2002), S. 1041–1061
- [Huck et al. 2007] Huck, P.; Light, B.; Eicken, H.; Haller, M.: Mapping sediment-laden sea ice in the Arctic using AVHRR remote-sensing data: Atmospheric correction and determination of reflectances as a function of ice type and sediment load. In: *Remote Sens. Environ.* 107 (2007), Nr. 3, S. 484–495
- [Hunkins 1967] HUNKINS, K.: Inertial oscillation of Flechter's Ice Island (T-3). In: J. Geophys. Res. 72 (1967), Nr. 4, S. 1165–1173
- [Hurrell 2010] HURRELL, J.: Winter Station Based NAO Index. http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/nao.stat.winter.html. Version: 2010. 06.09.2010
- [Jahnke-Bornemann 2010] JAHNKE-BORNEMANN, A.: Zyklonen im Europäischen Nordmeer und Zusammenhänge mit der nordatlantischen Tiefdruckzone, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg, Diss., 2010. http://www.sub.uni-hamburg.de/opus/volltexte/2010/4494/

- [Jahnke-Bornemann und Brümmer 2009] JAHNKE-BORNEMANN, A.; BRÜMMER, B.: The Iceland-Lofotes pressure difference: different states of the North Atlantic low-pressure zone. In: *Tellus A* 61 (2009), S. 466–475
- [Kaleschke et al. 2001] KALESCHKE, L.; LÜPKES, C.; VIHMA, T.; HAARPAINTNER, J.; BOCHERT, A.; HARTMANN, J.; HEYGSTER, G.: SSM/I Sea Ice Remote Sensing for Mesoscale Ocean-Atmosphere Interaction Analysis. In: Can. J. Remote Sensing 27 (2001), Nr. 5, S. 526–537
- [Keable et al. 2002] KEABLE, M.; SIMMONDS, I.; KEAY, K.: Distribution and temporal Variability of 500 hPa Cyclone Characteristics in the Southern Hemisphere. In: *International J. of Clim.* 22 (2002), S. 131–150
- [Keegan 1958] KEEGAN, T. J.: Arctic synoptic activity in winter. In: J. Meteor. 15 (1958), S. 513–521
- [Kelly und Thepaut 2007] KELLY, G.; THEPAUT, J. N.: Evaluation of the impact of the space component of the Global Observing System through Observing System Experiments. In: *ECMWF newsletter* Bd. 113, 2007, S. 16–28
- [Kern 2004] KERN, S.: A new method for medium-resolution sea ice analysis using weather-influence corrected Special Sensor Microwave/Imager 85 GHz data. In: Int. J. Remote Sens. 25 (2004), Nr. 21, S. 4555–4582. – DOI 10.1080/01431160410001698898
- [König et al. 1993] KÖNIG, W.; SAUSEN, R.; SIELMANN, F.: Objective Identification of Cyclones in GCM Simulations. In: *J. Climate* 6 (1993), S. 2217–2231
- [Kottmeier et al. 1992] KOTTMEIER, C.; OLF, J.; FRIEDEN, W.; ROTH, R.: Wind forcing and ice motion in the Weddell Sea region. In: *J. Geophys. Res.* 97 (1992), Nr. D18, S. 20373–20838
- [Kottmeier und Sellmann 1996] KOTTMEIER, C.; SELLMANN, L.: Atmospheric and oceanic forcing of Weddell Sea ice motion. In: *J. Geophys. Res.* 101 (1996), Nr. C9, S. 20809–20824
- [Köppen 1888] KÖPPEN, W.: Die Zugstrassen der barometrischen Minima in Europa und auf dem nordatlantischen Ocean und ihr Einfluss auf Wind und Wetter bei uns. In: *Mitt. Geograph. Ges. Hamburg* 1 (1888), S. 76–97
- [Kriegsmann 2011] Kriegsmann, A.: Einfluss von Zyklonen auf das Meereis in der zentralen Arktis: Modellstudien und Beobachtungen. 2011. Doktorarbeit, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, persönliche Mitteilung
- [Kwok 2008] KWOK, R.: Summer sea ice motion from the 18 GHz channel of AMSR-E and the exchange of sea ice between the Pacific and Atlantic sectors. In: Geophys. Res. Lett. 35 (2008), Nr. L03504. – DOI 10.1029/2007GL032692

- [Kwok et al. 2004a] KWOK, R.; CUNNINGHAM, G. F.; PANG, S. S.: Fram Strait sea ice outflow. In: J. Geophys. Res. 109 (2004), Nr. C01009. – DOI 10.1029/2003JC001785
- [Kwok et al. 1998] KWOK, R.; SCHWEIGER, A.; ROTHROCK, D. A.; PANG, S.; KOTTMEIER, C.: Sea ice motion from satellite passive microwave imagery assessed with ERS SAR and buoy motions. In: J. Geophys. Res. 103 (1998), Nr. C4, S. 8191–8214. DOI 10.1029/97JC03334
- [Kwok et al. 2004b] KWOK, R.; ZWALLY, H. J.; YI, D.: ICESat observations of Arctic sea ice: A first look. In: Geophys. Res. Lett. 31 (2004), Nr. L16401. – DOI 10.1029/2004GL020309
- [Lambert 1988] LAMBERT, S. J.: A cyclone climatology of the Canadian Climate Center general circulation model. In: *J. Climate* 1 (1988), S. 109–115
- [Lammert et al. 2008] LAMMERT, A.; BRÜMMER, B.; EBBERS, I.; MÜLLER, G.: Validation of ECMWF and DWD model analyses with buoy measurements over the Norwegian Sea. In: *Met. Atm. Physics* 102 (2008), S. 87–96. DOI 10.1007/s00703–008–0008–1
- [Lammert et al. 2010] Lammert, A.; Brümmer, B.; Haller, M.; Müller, G.; Schyberg, H.: Comparison of three weather prediction models with buoy and aircraft measurements under cyclone conditions in Fram Strait. In: *Tellus A* 62 (2010), Nr. 4, S. 361–376. DOI 10.1111/j.1600–0870.2010.00460.x
- [Lammert et al. 2009] LAMMERT, A.; BRÜMMER, B.; KALESCHKE, L.: Observation of cyclone-induced inertial sea-ice oscillation in Fram Strait. In: *Geophys. Res. Lett.* 36 (2009), Nr. L10503. DOI 10.1029/2009GL037197
- [Lee und Schachter 1980] LEE, D. T.; SCHACHTER, B. J.: Two algorithms for Constructing a Delauney Triangulation. In: *Int. J. of Computer and Information Sci.* 9 (1980), S. 219–242
- [Leppäranta 2005] LEPPÄRANTA, M.: The drift of sea ice. Praxis Publishing Ltd & Springer-Verlag, 2005. ISBN 3-540-40881-9
- [LeTreut und Kalnay 1990] LETREUT, H.; KALNAY, E.: Comparison of observed and simulated cyclone frequency distribution as determined by an objective method. In: *Atmosfera* 3 (1990), Nr. 1, S. 57–71
- [Limbert et al. 1989] LIMBERT, D. W. S.; MORRISON, S. J.; SEAR, C. B.; WADHAMS, P.; ROWE, M. A.: Pack-ice motion in the Weddell Sea in relation to weather systems and determination of a Weddell Sea sea-ice budget. In: *Ann. Glaciol.* 12 (1989), S. 104–112
- [Lindsay und Zhang 2005] LINDSAY, R. W.; ZHANG, J.: The thinning of Arctic Sea Ice, 1988–2003: Have we passed a tipping point? In: *J. Climate* 18 (2005), S. 4879–4894

- [Lindsay et al. 2009] LINDSAY, R. W.; ZHANG, J.; SCHWEIGER, A.; STEELE, M.; STERN, H.: Arctic Sea Ice Retreat in 2007 Follows Thinning Trend. In: J. Climate 22 (2009), S. 165–176
- [Lionello et al. 2002] LIONELLO, P.; DALAN, F.; ELVINI, E.: Cyclones in the Mediterranean region: the present and the doubled CO2 climate scenarios. In: Clim. Res. 22 (2002), S. 147–159. DOI 10.3354/cr022147
- [Lüpkes et al. 2008] LÜPKES, C.; VIHMA, T.; BIRNBAUM, G.; WACKER, U.: Influence of leads in sea ice on the temperature of the atmospheric boundary layer during polar night. In: *Geophys. Res. Lett.* 35 (2008). DOI 10.1029/2007GL032461
- [Löptien et al. 2008] LÖPTIEN, U.; ZOLINA, O.; GULEV, S.; LATIF, M.; SOLOVIOV, V.: Cyclone life cycle characteristics over the Northern Hemisphere in coupled GCMs. In: Clim. Dyn. 31 (2008), S. 507–532. DOI 10.1007/s00382–007–0355–5
- [Luksch et al. 2005] Luksch, U.; Raible, C. C.; Blender, R.; Fraedrich, K.: Decadal cyclone variability in the North Atlantic. In: *Meteorol. Z.* 14 (2005), Nr. 6, S. 747–753. DOI 10.1127/0941–2948/2005/0075
- [Majewski et al. 2002] Majewski, D.; Liermann, D.; Prohl, P.; Ritter, B.; Buchhold, M.; Hanisch, T.; Paul, G.; Wergen, W.; Baumgardner, J.: The operational Global Icosahedral-Hexagonal Gridpoint Model GME: Description and High-Resolution Tests. In: *Mon. Wea. Rev.* 130 (2002), S. 319–338
- [Maslanik et al. 2007] MASLANIK, J. A.; FOWLER, C.; STROEVE, J.; DROBOT, S.; ZWALLY, J.; YI, D.; EMERY, W.: A younger, thinner Arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss. In: Geophys. Res. Lett. 34 (2007), Nr. L24501. – DOI 10.1029/2007GL032043
- [Massom 1992] MASSOM, R. A.: Observing the advection of sea ice in the Weddell Sea using buoy and satellite passive microwave data. In: *J. Geophys. Res.* 97 (1992), Nr. C10, S. 15559–15572. DOI 10.1029/92JC01198
- [McCabe et al. 2001] McCabe, G.; Clark, M.; Serreze, M. C.: Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity. In: *J. Climate* 14 (2001), S. 2763–2768
- [McPhee 1980] In: McPhee, M. G.: An analysis of pack ice drift in summer. University of Washington Press, Seattle, 1980, S. 339–394
- [Mironov und Ritter 2004] MIRONOV, D.; RITTER, B.: A new Sea Ice Model for GME / Deutscher Wetterdienst. 2004. – Forschungsbericht. – Offenbach am Main, Germany
- [Moore und Peltier 1987] MOORE, G. W. K.; PELTIER, W. R.: Cyclogenesis in frontal zones. In: *J. Atmos. Sci.* 44 (1987), Nr. 2, S. 384–409

- [Murray und 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. Met. Mag.* 39 (1991a), S. 155–166
- [Murray und Simmonds 1991b] Murray, R. J.; Simmonds, I.: A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part II: application to January and July general circulation model simulations. In: Aust. Met. Mag. 39 (1991b), S. 167–180
- [Murray und Simmonds 1995] MURRAY, R. J.; SIMMONDS, I.: Responses of climate and cyclones to reductions in Arctic winter sea ice. In: *J. Geophys. Res.* 100 (1995), Nr. C3, S. 4791–4806
- [Nakamura und Oort 1988] NAKAMURA, N.; OORT, A. H.: Atmospheric Heat Budgets of the Polar Regions. In: *J. Geophys. Res.* 93 (1988), Nr. D8, S. 9510–9524
- [Nansen 1897] NANSEN, F.: In Nacht und Eis Die Norwegische Polarexpedition 1893-1896. Salzwasser-Verlag / Eberhard Brockhaus Wiesbaden 1952. Neue Ausgabe 2010, 1897. ISBN 978-3-86195-172-8
- [Nansen 1902] NANSEN, F.: The Norwegian Polar expedition, 1893-1896, Scientific Results. (1902). Oslo: Jacob Dybwad
- [Nghiem et al. 2007] NGHIEM, S. V.; RIGOR, I. G.; PEROVICH, D. K.; CLEMENTE-COLON, P.; WEATHERLY, J. W.: Rapid reduction of Arctic perennial sea ice. In: Geophys. Res. Lett. 34 (2007), Nr. L19504. – DOI 10.1029/2007GL031138
- [Nielson und Dole 1991] NIELSON, J. W.; DOLE, R. M.: A Survey of Extratropical Cyclone Characteristics during GALE. In: *Mon. Wea. Rev.* 120 (1991), S. 1156–1167
- [Ogi et al. 2008] OGI, M.; RIGOR, I. G.; MCPHEE, M. G.; WALLACE, J. M.: Summer retreat of Arctic sea ice: Role of summer winds. In: *Geophys. Res. Lett.* 35 (2008). DOI 10.1029/2008GL035672
- [Ogi und Wallace 2007] OGI, M.; WALLACE, J. M.: Summer minimum Arctic sea ice extent and the associated summer atmospheric circulation. In: *Geophys. Res. Lett.* 34 (2007). DOI 10.1029/2007GL029897
- [Perovich et al. 2008] PEROVICH, D. K.; RICHTER-MENGE, J. A.; JONES, K. F.; LIGHT, B.: Sunlight, water, and ice: Extreme Arctic sea ice melt during the summer of 2007. In: *Geophys. Res. Lett.* 35 (2008), Nr. L11501. DOI 10.1029/2008GL034007
- [Persson und Grazzini 2005] PERSSON, A.; GRAZZINI, F.: User Guide to ECMWF forecast products / European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. 2005 (Meteorological Bulletin M3.2). Forschungsbericht

- [Petterssen 1956] In: Petterssen, S.: Weather Analysis and Forecasting. Vol. 1, Motion and Motion Systems. 2. McGraw-Hill, 1956, S. 428pp
- [Pinto et al. 2005] PINTO, J. G.; SPANGEHL, T.; ULBRICH, U.; SPETH, P.: Sensitivities of a cyclone detection and tracking algorithm: individual tracks and climatology. In: *Meteorol. Z.* 14 (2005), Nr. 6, S. 823–838. DOI 10.1127/0941–2948/2005/0068
- [Proshutinsky und Johnson 1997] PROSHUTINSKY, A.; JOHNSON, M. A.: Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. In: *J. Geophys. Res.* 102 (1997), Nr. C6, S. 12493–12514
- [Raible et al. 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: Mon. Wea. Rev. 136 (2008), Nr. 3, S. 880–897. DOI 10.1175/2007MWR2143.1
- [Raible et al. 2007] RAIBLE, C. C.; YOSHIMORI, M.; STOCKER, T. F.; CASTY, C.: Extreme midlatitude cyclones and their implications to precipitation and wind speed extremes in simulations of the maunder minimum versus present day conditions. In: Clim. Dyn. 28 (2007), Nr. 4, S. 409–423. DOI 10.1007/s00382–006–0188–7
- [Rice 1982] RICE, J.: The Derivation of Computer-based Synoptic Climatology of Southern Hemisphere Extratropical Cyclones, Department of Meteorology, University of Melbourne, Honours thesis, 1982
- [Richter-Menge et al. 2006] RICHTER-MENGE, J. A.; PEROVICH, D. K.; ELDER, B. C.; CLAFFEY, K.; RIGOR, I.; ORTMEYER, M.: Ice mass-balance buoys: a tool for measuring and attributing changes in the thickness of the Arctic sea-ice cover. In: Ann. Glaciol. 44 (2006), S. 205–210. DOI 10.3189/172756406781811727
- [Roebber 1984] ROEBBER, P. J.: Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. In: *Mon. Wea. Rev.* 112 (1984), Nr. 8, S. 1577–1589
- [Rogers 1997] ROGERS, J. C.: North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe. In: *J. Climate* 10 (1997), Nr. 7, S. 1635–1647
- [Rossby und Montgomery 1935] ROSSBY, C. G.; MONTGOMERY, R. G.: Frictional Influence in Wind and Ocean Currents. In: *Papers in Physical Oceanography and Meteorology* Bd. 3. Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institute, Cambridge, MA, 1935, S. 101pp
- [Sanders und Gyakum 1980] SANDERS, F.; GYAKUM, J. R.: Synoptic-Dynamic Climatology of the "Bomb". In: Mon. Wea. Rev. 108 (1980), S. 1589–1606

- [Schneidereit et al. 2010] SCHNEIDEREIT, A.; BLENDER, R.; FRAEDRICH, K.: A radius-depth model for midlatitude cyclones in reanalysis data and simulations. In: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 136 (2010), Nr. 646, S. 50–60. DOI 10.1002/qj.523
- [Schneidereit et al. 2007] SCHNEIDEREIT, A.; BLENDER, R.; FRAEDRICH, K.; LUNKEIT, F.: Icelandic climate and North Atlantic cyclones in ERA-40 reanalyses. In: *Meteorol. Z.* 16 (2007), Nr. 1, S. 17–23
- [Schönwiese 2006] SCHÖNWIESE, C. D.: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 4. Gebrüder Borntraeger Stuttgart, 2006. ISBN 978-3-443-01057-7
- [Schröder 2005] SCHRÖDER, D.: Wirkung von Zyklonen auf das Meereis in der Framstraße: Modellrechnungen und Beobachtungen, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg, Diss., 2005. http://www.sub.uni-hamburg.de/opus/volltexte/2005/2446/
- [Sepp und Jaagus 2010] SEPP, M.; JAAGUS, J.: Changes in the activity and tracks of Arctic cyclones. In: *Climatic Change* (2010). DOI 10.1007/s10584-010-9893-7
- [Serreze 1995] SERREZE, M. C.: Climatological Aspects of Cyclone Development and Decay in the Arctic. In: Atmos. Ocean. 33 (1995), Nr. 1, S. 1–23
- [Serreze und Barrett 2007] SERREZE, M. C.; BARRETT, A. P.: The Summer Cyclone Maximum over the Central Arctic Ocean. In: *J. Climate* 21 (2007), S. 1048–1065
- [Serreze und Barry 2005] In: SERREZE, M. C.; BARRY, R. G.: The Arctic climate system. Cambridge University Press, 2005. ISBN 0-521-81418-9, S. 177+
- [Serreze et al. 1989a] SERREZE, M. C.; BARRY, R. G.; McLaren, A. S.: Seasonal variations in sea ice motion and effects on sea ice concentration in the Canada basin. In: *J. Geophys. Res.* 94 (1989), Nr. C8, S. 10955–10970
- [Serreze et al. 1993] SERREZE, M. C.; BOX, J. E.; BARRY, R. G.; WALSH, J. E.: Characteristics of Arctic synoptic activity, 1952–1989. In: *Met. Atm. Physics* 51 (1993), S. 147–164
- [Serreze et al. 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: *Geophys. Res. Lett.* 10 (1997), Nr. 3, S. 453–464
- [Serreze et al. 2001] SERREZE, M. C.; LYNCH, A. H.; CLARK, M. P.: The Arctic Frontal Zone as Seen in the NCEP-NCAR Reanalysis. In: *J. Climate* 14 (2001), S. 1550–1567

- [Serreze et al. 2003] SERREZE, M. C.; MASLANIK, J. A.; SCAMBOS, T. A.; FETTERER, F.; STROEVE, J.; KNOWLES., K.; FOWLER, C.; DROBOT, S.; BARRY, R. G.; HARAN, T. M.: A record minimum Arctic sea ice extent and area in 2002.
 In: Geophys. Res. Lett. 30 (2003), Nr. 1110. DOI 10.1029/2002GL016406
- [Serreze et al. 1989b] SERREZE, M. C.; McLAREN, A. S.; BARRY, R. G.: Seasonal variations of sea ice motion in the transpolar drift stream. In: *Geophys. Res. Lett.* 16 (1989), Nr. 8, S. 811–814
- [Serreze und Stroeve 2008] SERREZE, M. C.; STROEVE, J.: Standing on the brink. In: Nature Reports Climate Change 2 (2008), S. 142–143. DOI 10.1038/climate.2008.108
- [Sickmöller et al. 2000] SICKMÖLLER, M.; BLENDER, R.; FRAEDRICH, K.: Observed winter cyclone tracks in the Northern Hemisphere in reanalysed ECMWF data. In: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 126 (2000), S. 591–620
- [Simmonds et al. 2007] SIMMONDS, A.; UPPALA, S. M.; DEE, D.; KOBAYASHI, S.: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. In: *ECMWF newsletter*, 2007 (110), S. 25–25
- [Simmonds et al. 2008] SIMMONDS, I.; BURKE, C.; KEAY, K.: Arctic Climate Change as Manifest in Cyclone Behavior. In: J. Climate 21 (2008), S. 5777–5796
- [Simmonds und Keay 2000] SIMMONDS, I.; KEAY, K.: Variability of Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior, 1958–97. In: *J. Climate* 13 (2000), S. 550–561
- [Simmonds et al. 1999] SIMMONDS, I.; MURRAY, R. J.; LEIGHTON, R. M.: A refinement of cyclone tracking methods with data during FROST. In: *Aust. Met. Mag.* (1999), S. 35–49
- [Sinclair 1994] SINCLAIR, M. R.: An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. In: *Mon. Wea. Rev.* 122 (1994), S. 2239–2256
- [Sinclair 1997] SINCLAIR, M. R.: Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. In: Wea. Forecasting 12 (1997), S. 595–612
- [Spreen et al. 2005] Spreen, G.; Kaleschke, L.; Heygster, G.: Operational Sea Ice Remote Sensing with AMSR-E 89 GHz Channels. In: *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings* Bd. 6 IEEE International, 2005, S. 4033–4036
- [Spreen et al. 2008] Spreen, G.; Kaleschke, L.; Heygster, G.: Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels. In: *J. Geophys. Res.* 113 (2008), Nr. C02S03. DOI 10.1029/2005JC003384

- [Stroeve et al. 2007] STROEVE, J.; HOLLAND, M. M.; MEIER, W.; SCAMBOS, T.; SERREZE, M.: Arctic sea ice decline: Faster than forecast. In: *Geophys. Res. Lett.* 34 (2007), Nr. L09501. DOI 10.1029/2007GL029703
- [Thomas 1999] THOMAS, D.: The quality of sea ice velocity estimates. In: J. Geophys. Res. 104 (1999), Nr. C6, S. 13627–13652
- [Thorndike und Colony 1982] THORNDIKE, A. S.; COLONY, R.: Sea Ice Motion in Response to Geostrophic Winds. In: *J. Geophys. Res.* 87 (1982), Nr. C8, S. 5845–5852. DOI 10.1029/JC087iC08p05845
- [Trigo 2006] TRIGO, I. F.: Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: a comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. In: *Clim. Dyn.* 26 (2006), Nr. 2-3, S. 127–143. DOI 10.1007/s00382–005–0065–9
- [Tsukernik et al. 2007] TSUKERNIK, M.; KINDIG, D. N.; SERREZE, M. 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. DOI 10.1029/2006JD007184
- [Ueno 1993] Ueno, K.: Inter-annual variability of surface cyclone tracks, atmospheric circulation patterns, and precipitation patterns, in winter. In: *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 71 (1993), Nr. 6, S. 655–671
- [UIUC 2010] UIUC: Cyrosphere today. http://arctic.atmos.uiuc.edu\\/cryosphere/. Version: 2010. 13.02.2010
- [Ulbrich und 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: Clim. Dyn. 15 (1999), Nr. 7, S. 551–559. DOI 10.1007/s003820050299
- [Ulbrich et al. 2009] ULBRICH, U.; LECKEBUSCH, G. C.; PINTO, J. G.: Extratropical cyclones in the present and future climate: a review. In: *Theor. Appl. Climatol.* 96 (2009), Nr. 1-2, S. 117–131. DOI 10.1007/s00704–008–0083–8
- [Unden et al. 2002] Unden, P.; Rontu, L.; Jarvinen, H.; Lynch, P.; Calvo, J.; Cats, G.; Cuxart, J.; Eerola, K.; Fortelius, C.; Garcia-Moya, J. A.; Jones, C.; Lenderlink, G.; McDonald, A.; McGrath, R.; Navascues, B.; Nielsen, N. W.; Odegaard, V.; Rodriguez, E.; Rummukainen, M.; Room, R.; Sattler, K.; Sass, B. H.; Savijarvi, H.; Wichers-Schreur, B.; Sigg, R.; The, H.; Tijm, A.: *HIRLAM-5 Scientific Documentation*. SMHI, Norrköping, 2002
- [Uotila 2001] UOTILA, J.: Observed and modelled sea-ice drift response to wind forcing in the northern Baltic Sea. In: $Tellus\ A\ 53\ (2001)$, Nr. 1, S. 112–128. DOI 10.1034/j.1600-0870.2001.01172x

- [Uppala et al. 2008] Uppala, S. M.; Dee, D.; Kobayashi, S.; Berrisford, P.; Simmonds, A.: Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim. In: *ECMWF newsletter*, 2008 (115), S. 12–18
- [Vihma et al. 2008] VIHMA, T.; JAAGUS, J.; JAKOBSON, E.; PALO, T.: Meteorological conditions in the Arctic Ocean in spring and summer 2007 as recorded on the drifting ice station Tara. In: Geophys. Res. Lett. 35 (2008), Nr. L18706. DOI 10.1029/2008GL034681
- [Vihma et al. 1996] VIHMA, T.; LAUNIAINEN, J.; UOTILA, J.: Weddell Sea ice drift: Kinematics and wind forcing. In: J. Geophys. Res. 101 (1996), Nr. C8, S. 18279–18296
- [Vinje 2001] VINJE, T.: Fram Strait ice fluxes and atmospheric circulation: 1950–2000. In: J. Climate 14 (2001), S. 3508–3517
- [Wadhams 2002] WADHAMS, P.: *Ice in the ocean*. Gordon and Breach Science Publisher, London, 2002. ISBN 90-5699-296-1
- [Wadhams et al. 1991] WADHAMS, P.; DAVIS, N. R.; COMISO, J. C.; KUTZ, R.; CRAWFORD, J.; JACKSON, G.; KRABILL, W.; SEAR, C. B.; SWIFT, R.; TUCKER III, W. B.: Concurrent remote sensing of Arctic sea ice from submarine and aircraft. In: *Int. J. Remote Sens.* 12 (1991), Nr. 9, S. 1829–1840. DOI 10.1080/01431169108955212
- [Wang et al. 2006a] WANG, X. L.; SWAIL, V. R.; ZWIERS, F. W.: Climatology and Changes of Extratropical Cyclone Activity: Comparison of ERA-40 with NCEP-NCAR Reanalysis for 1958–2001. In: *J. Climate* 19 (2006), Nr. 13, S. 3145–3166. DOI 10.1175/JCLI3781.1
- [Wang et al. 2006b] Wang, X. L.; Wan, H.; Swail, V. R.: Observed changes in cyclone activity in Canada and their relationship to major circulation regimes. In: *J. Climate* 19 (2006), Nr. 6, S. 896–906. DOI 10.1175/JCLI3664.1
- [Wanner et al. 2001] WANNER, H.; BRÖNNIMANN, S.; CASTY, C.; GYALISTRAS, D.; LUTERBACHER, J.; SCHMUTZ, C.; STEPHENSON, D. B.; XOPLAKI, E.: North Atlantic Oscillation Concepts and Studies. In: Surv. Geophys. 22 (2001), Nr. 4, S. 321–381. DOI 10.1023/A:1014217317898
- [Wernli und Schwierz 2006] WERNLI, H.; SCHWIERZ, C.: Surface cyclones in the ERA-40 dataset (1958–2001). Part I: Novel identification method and global climatology. In: *J. Atm. Sci.* 63 (2006), Nr. 10, S. 2486–2507
- [Whittaker und Horn 1984] WHITTAKER, L. M.; HORN, L. H.: Northern Hemisphere extratropical cyclone activity for four mid-season months. In: *J. Climatol.* 4 (1984), Nr. 3, S. 297–310. DOI 10.1002/joc.3370040307
- [Wiese 1924] WIESE, W.: Polareis und atmosphärische Schwankungen. In: Geograf. Ann. 6 (1924), S. 273–299

- [WMO 2007] WMO (Veranst.): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007
- [Zhang et al. 2000] ZHANG, J.; ROTHROCK, D.; STEELE, M.: Recent Changes in Arctic Sea Ice: The Interplay between Ice Dynamics and Thermodynamics. In: *J. Climate* 13 (2000), S. 3099–3114
- [Zhang et al. 2004] ZHANG, X.; WALSH, J. E.; ZHANG, J.; BHATT, U. S.; IKEDA, M.: Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity, 1948–2002. In: *J. Climate* 17 (2004), S. 2300–2317
- [Zhao und Liu 2005] Zhao, Y.; Liu, A. K.: Arctic sea-ice motion and its relation to pressure field. In: *J. Oceanogr.* 63 (2005), Nr. 3, S. 505–515. DOI 10.1007/s10872–007–0045–2
- [Zolina und Gulev 2002] ZOLINA, O.; GULEV, S. K.: Improving the Accuracy of Mapping Cyclone Numbers and Frequencies. In: *Mon. Wea. Rev.* 130 (2002), S. 748–759
- [Zubov 1945] ZUBOV, N.N.: Arctic Ice. 1945. Izdatel'stvo Glavsermorputi, Moscow, übersetzt von US Naval Oceanographical Office and American Meteorological Society, San Diego 1963

Abbildungsverzeichnis

1.1	Zeitreihe der Anomalie der Meereisausdehnung in der Arktis 1979-	
	2010, erstellt von der University of Illinois in Urbana-Champaign	
	(UIUC, 2010)	4
1.2	Analyse der globalen Lufttemperaturanomalien 2007 vom langjäh-	
	rigen Mittel 1951-1980 in K (GISS, 2008). Siehe dazu auch Stroeve	
	et al. (2007)	4
1.3	Trajektorien der Drift der beiden Expeditionsschiffe "Fram" (1894- 96, in gelb), "Tara" (2006-07, in rot) und der DAMOCLES-Boje I (2008-2010, in blau). Rekordminimum der Eisdehnung aus dem Jahr	
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Ľ.
1 4	2007 (10. September 2007, in schwarz)	5
1.4	Schema des Energie-Budgets der Polargebiete mit der Nettostrahlung F_{RAD} , dem vom Erdboden aufwärtsgerichteten Energiefluss	
	F_{SFC} und dem polwärts gerichteten Energietransport F_{WALL} über	_
	eine gedachte Grenze am 70. Breitengrad (Nakamura und Oort, 1988).	7
1.5	Geographische Karte der Nordhalbkugel >50 °N	9
2.1	Beispiel eines Druckfeldes (durchgezogene Linien) mit den Kontu-	
	ren und Achsen des Ellipsoids (gestrichelte Linien), errechnet aus	
	den ersten und zweiten Ableitungen des Druckfeldes (Murray und	
	Simmonds, 1991a)	16
2.2	Beispiel eines Längsschnitts durch das Bodenfeld des Drucks mit	
	den jeweiligen 1. und 2. Ableitungen (aus Murray und Simmonds	1 7
2.0	$(1991a)). \dots $	17
2.3	Gruppierung von vorhergesagten (in Großbuchstaben) und tatsäch-	
	lichen Positionen (in Kleinbuchstaben) der Zyklonen (Murray und	
	Simmonds, 1991a). Die Zahlen geben die Werte P_{mn} für jede einzelne	20
	möglich Kombination mn an	20
2.4	Absolute Anzahl an Zyklonen im gesamten Gebiet ab 45° N bei	
	ERA-40 und ERA-Interim von 2000 bis 2001 mit eingezeichnetem	
	Trend	25
2.5	Differenz der Häufigkeit von Zyklonen von 2000 bis 2001 ab 50° N	
	pro Zählfläche $(250 \text{ km})^2$: ERA-40 minus ERA-Interim	25
2.6	Mittlerer Kerndruck der Zyklonen im gesamten Gebiet ab 45° N bei	
	ERA-40 und ERA-Interim von 2000 bis 2001.	27
2.7	Differenz des mittleren Kerndrucks von Zyklonen für die Jahre 2000-	
	2001 pro Zählfläche (250 km) ² : ERA-40 minus ERA-Interim	27

2.8	Mittlere Intensität der Zyklonen im gesamten Gebiet ab 45° N bei ERA-40 und ERA-Interim von 2000 bis 2001	. 28
2.9	Differenz der mittleren Intensität von Zyklonen für die Jahre 2000-	. 20
	2001 pro Zählfläche (250 km) ² : ERA-40 minus ERA-Interim	28
2.10	Vergleich der mittleren Zyklonentiefe im gesamten Gebiet ab 45° N	
	bei ERA-40 und ERA-Interim von 2000 bis 2001.	30
2.11	Differenz der mittleren Tiefe von Zyklonen für die Jahre 2000–2001	
	pro Zählfläche (250 km) ² : ERA-40 minus ERA-Interim	30
	Vergleich des mittleren Radius der Zyklonen im gesamten Gebiet ab 45° N bei ERA-40 und ERA-Interim von 2000 bis 2001	31
2.13	Differenz des mittleren Radius von Zyklonen für die Jahre 2000–2001 pro Zählfläche (250 km) ² : ERA-40 minus ERA-Interim	31
2.14	Mittlere monatliche Bodendruckverteilung von ERA-40 (blau) und ERA-Interim (rot) im Januar 2000.	32
2.15	Vergleich der Zyklonenzugbahnen von ERA-40 (blau) und ERA-Interim (rot) und absolute Anzahl der Zyklonenzugbahnen im Ja-	9.9
2.16	nuar 2000	. 33
	dungen.	36
2.17	Mittlerer Kerndruck der Detektionen in den Jahren 1958 bis 2009.	
	Mittlere Tiefe der Detektionen in den Jahren 1958 bis 2009	
2.19	Mittlere Intensität der Detektionen in den Jahren 1958 bis 2009	. 37
2.20	Mittlerer Radius der Detektionen in den Jahren 1958 bis 2001	38
2.21	Mittlere Drucktendenz innerhalb von 6 h der Detektionen in den	
2 22	Jahren 1958 bis 2009	38
	Anzahl der Detektionen in den vier Jahreszeiten von 1958 bis 2009.	39
	Mittlerer Kerndruck der Detektionen in den vier Jahreszeiten von 1958 bis 2009	40
	Mittlere Tiefe der Detektionen in den vier Jahreszeiten von 1958 bis 2009	41
2.25	Mittlere Intensität der Detektionen in den vier Jahreszeiten von 1958 bis 2009	42
2.26	Mittlerer Radius der Detektionen in den vier Jahreszeiten von 1958 bis 2009	43
2.27	Zeitlicher Verlauf der monatlichen Anzahl der Zyklonendetektionen von 1958–2009 nördlich von 45° N (a) und nördlich von 75° N (b). Die fett markierte Kurve markiert das gleitende Mittel über 24 Mo-	
<u></u> വൈ	nate. Gleiches gilt auch für die weiteren Abbildungen Zeitlicher Verlauf des mittleren monatlichen Kerndrucks der Detek-	45
<i>2.2</i> 8	tionen von 1958–2009 nördlich von 45° N (a) und nördlich von 75° N	
0.00	(b)	47
2.29	Zeitlicher Verlauf der mittleren monatlichen Tiefe der Detektionen von 1958–2009 nördlich von 45° N (a) und nördlich von 75° N (b).	48

2.30	Zeitlicher Verlauf der mittleren monatlichen Intensität der Detektionen von 1958–2009 nördlich von 45° N (a) und nördlich von 75° N	
	(b)	50
2.31	Zeitlicher Verlauf des mittleren monatlichen Radius der Detektionen von 1958–2009 nördlich von 45° N (a) und nördlich von 75° N (b)	51
2.32	Unterteilung der Arktis ab 75° N in Regionen: Europa (Euro), Russland (Russ), Westsibirien (WSib), Ostsibirien (OSib), Kanada (Kana), Grönland (Grön) und Nordpol (NPol)	52
2.33	Mittlerer Jahresgang der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009	54
2.34	Mittlerer Jahresgang des Kerndrucks der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009	54
2.35	Mittlerer Jahresgang der Tiefe der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009	54
2.36	Mittlerer Jahresgang der Intensität der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009	56
2.37	Mittlerer Jahresgang des Radius der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009	56
2.38	Mittlerer Jahresgang der Drucktendenz der Zyklonendetektionen in sieben Regionen nördlich von 75° N von 1958 bis 2009	56
2.39	Zeitreihe des Indexes der Nordatlantischen Oszillation (NAO) im Winter (Dezember bis März). Der Index wurde berechnet aus dem Luftdruckgegensatz zwischen dem Azorenhoch und dem Islandtief	
	(Hurrell, 2010)	60
2.40	Schema der Eigenschaften der arktischen Zyklonen	62
3.1	Abwurf einer Compact Air Launch Ice buoy (CALIB) von D07 vom Flugzeug auf das Meereis.	67
3.2	Erste Position der CALIB-Bojen von D07 (bunte Punkte) und Tara- Station (schwarzes Kreuz) am 28. April 2007. Eingezeichnet in blau ist auch die 75 %-Isolinie der Eisbedeckung am 28. April 2007	68
3.3	Trajektorien der CALIB-Bojen von D07 von April 2007 bis Januar 2008	70
3.4	Messzeiträume der einzelnen Bojen von D07, Meldung der Position.	71
3.5	Zeitreihen des Drucks der CALIB-Bojen von D07	73
3.6	Zeitreihen der Temperatur der CALIB-Bojen von D07	74
3.7	Zeitreihen des Betrags der Eisdrift der CALIB-Bojen von D07	76
3.8	Zeitreihen der Eisdrift der CALIB-Bojen von D07: u-Komponente der Eisdrift in einem kartesischen Koordinatensystem mit Koordinatensystem wir Nordnel	75
3.9	natenursprung am Nordpol	77 78
3.10	natenursprung am Nordpol	80

3.11	D08-Bojen A bis G kurz nach der Auslegung der Bojen am 25. April 2008 sowie die beiden später ausgelegten Bojen H und I (21. September	
	bzw. 3. Oktober 2008). Rote Kreuze: PAWS-Boje wurden zusam-	
	men mit einer "Acoustic Ice-tethered Platform" (AITP) und einer "Ice Mass Balance Station" (IMB) installiert. Blaues Kreuz: PAWS	
	wurde zusammen mit AITP installiert. Eingezeichnet in blau ist die	
	75 %-Isolinie der Eisbedeckung vom 30. September 2008	81
3.12	Bojen-Trajektorien 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08	82
	Bojen-Trajektorien 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08	83
	NOAA-Satellitenbild der Eisrandzone (Marginal Ice Zone, MIZ) in der Grönland-See vom 15. Juli 2009. Markiert ist die Position der	
	Boje G, drei Tage vor der letzten Meldung der Boje. Zu diesem Zeitpunkt driftete die Boje in einem Bereich mit geringer Eiskon-	
	zentration	84
3 15	Messzeiträume der einzelnen Bojen von D08, Meldung der Position.	85
	Bojen-Trajektorien 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08	86
	Geographische Karte der kanadischen Arktis	87
	Zeitreihen des Drucks vom 25. April 2008 bis 20. August 2010 von	01
0.10	D08	89
3.19	Zeitreihen der Lufttemperatur vom 25. April 2008 bis 20. August	
	2010 von D08	89
3.20	Zeitreihen der Eistemperatur vom 25. April 2008 bis 20. August 2010 von D08	91
3 21	Zeitreihen der relativen Feuchte vom 25. April 2008 bis 20. August	91
0.21	2010 von D08	91
3.22	Zeitreihen der Windgeschwindigkeit vom 25. April 2008 bis 20. August	
ว กา	2010 von D08	93
3.23	Zeitreihen der Windrichtung der Bojen H und I vom 1. September 2008 bis 20. August 2010 von D08	93
3.24	Driftgeschwindigkeiten der einzelnen Bojen vom 25. April 2008 bis	
	20. August 2010 von D08	94
4.1	Summenhäufigkeit der Eisdrift der CALIB-Bojen von D07 in den Monaten Mai und Okt 2007	101
4.2	Summenhäufigkeit der Eisdrift in den Monaten Mai bis Dezember	
	von D07, gemittelt über alle CALIB-Bojen, die in den jeweiligen	100
4.0	Monaten aktiv waren.	
4.3	Summenhäufigkeit der Eisdrift der PAWS-Bojen von D08 in Dreimonat Abschnitten in den Jahren 2008 und 2009.	
4.4	Driftgeschwindigkeiten des Forschungsschiffs "Tara" 2006-2008 und der Boje I von D08	106
4.5	Summenhäufigkeit der Driftgeschwindigkeit bei "Tara" und der Boje	
-		106
4.6	Umwegfaktoren der Bojen 1–16 von D07 mit Gesamtstrecke bei ein-	
	stündiger Auflösung.	108

4.7	Umwegfaktoren der Bojen B-I von D08 mit Gesamtstrecke bei drei-	
	stündiger Auflösung.	108
4.8	Streudiagramm von Eisdrift und geostrophischem Wind für D07,	
	unterschieden nach den Monaten April bis September. Angegeben	
	sind der mittlere Windfaktor s, die Varianz der Eisdriftgeschwindig-	
	keit $var(u_i)$, die erklärte Varianz R^2 und das Residuum C , das die	
	mittlere monatliche Ozeanströmung und die internen Kräfte bein-	
	haltet	109
4.9	Streudiagramm von Eisdrift und geostrophischem Wind für D08,	
	unterschieden nach den Bojen A bis I. Angegeben sind der mittlere	
	Windfaktor s, die Varianz der Eisdriftgeschwindigkeit $var(u_i)$, die	
	erklärte Varianz R^2 und das Residuum C , das die mittlere geostro-	
	phische Ozeanströmung und die internen Kräfte beinhaltet	111
4.10	Monatsmittel des geostrophischen Windfaktors bei D07 von April	
	bis September 2007. In der Tabelle sind die Mittelwerte für jede	
	Boje über den ganzen Zeitraum angegeben	111
4 11	Monatsmittel des geostrophischen Windfaktors bei D08 von Mai	
	2008 bis Februar 2010. In der Tabelle sind die Mittelwerte für jede	
	Boje über den ganzen Zeitraum angegeben	119
4 12	Streudiagramm von Eisdriftrichtung und geostrophischer Windrich-	112
1.12	tung bei D07	113
4 13	Streudiagramm von Eisdriftrichtung und geostrophischer Windrich-	110
1.10	tung bei D08	114
4 14	Gemittelter monatlicher Drehwinkel von Eisdriftrichtung zu geostro-	
1.11	phischer Windrichtung bei D07 im Zeitraum von Mai bis September	
	2007	115
4 15	Gemittelter monatlicher Drehwinkel von Eisdriftrichtung zu geostro-	116
1.10	phischer Windrichtung bei D08 im Zeitraum von Mai 2008 bis Fe-	
	bruar 2010	115
<i>1</i> 16	Streudiagramm von Driftgeschwindigkeit und gemessener Windge-	110
1.10	schwindigkeit für acht D08-Bojen von Mai 2008 bis August 2010	116
4 17	Monatsmittel des Windfaktors für acht PAWS-Bojen von D08	
	Verhältnis von Eisdriftrichtung zu gemessener Windrichtung an der	111
1.10	Boje I bei D08	118
4 10	Kreuzkorrelationsfunktion zwischen der Eisdrift und dem Wind an	110
4.13	der Station Tara in 2 m Höhe. Eine positive Zeitverschiebung h be-	
	deutet, dass die Eisdrift dem Wind folgt	110
4.20	Kreuzkorrelationsfunktion zwischen Eisdrift und Wind von D08. Ei-	118
4.20		
	ne positive Zeitverschiebung h bedeutet, dass die Eisdrift dem Wind	100
4 01	folgt	120
4.21	ECMWF-Bodendruckfeld, Bojenpositionen von D08 (farbige Rau-	
	ten) und Zugbahn der Zyklone (rote T). (d): 3-stündige Positionen	
	der Trajektorie der Boje C im Zeitraum vom 2. bis 5. August 2008	100
1.00	0 UTC	122
4.22	Zeitreihen der Zyklonen-Parameter der Fall-Zyklone: Druck, Tiefe,	100
	Intensität und Radius vom 2. bis 5. August 0 UTC	123

4.23	Zeitreihen der Bojenmessungen von D08 für den Luftdruck, die Eis-	
	drift, die Windgeschwindigkeit, die Luft- und Eistemperatur, die	
	Änderung der Wind- bzw. Eisdriftrichtung, sowie den Windfaktor.	
	Der Zeitraum reicht vom 2. bis 5. August 2008 0 UTC	123
4.24	ECMWF-Bodendruckfeld, Bojenpositionen von D08 (farbige Rau-	
	ten) und Zugbahn der Zyklone (rote T). (d): 3-stündliche Positionen	
	der Trajektorie der Boje D im Zeitraum vom 2. bis 6. Januar 2009	
	0 UTC	125
4 25	Zeitreihen der Zyklonen-Parameter der Fall-Zyklone: Druck, Tiefe,	120
1.20	Intensität und Radius vom 2. bis 4. Januar 12 UTC	126
4 26	Zeitreihen der Bojenmessungen von D08 für den Luftdruck, die Eis-	120
1.20	drift, die Windgeschwindigkeit, die Luft- und Eistemperatur. Der	
	Zeitraum reicht vom 2. bis 5. Januar 2009 0 UTC	197
4 27	ECMWF-Bodendruckfeld, Bojenpositionen von D08 (farbige Rau-	121
4.21	ten) und Zugbahn der Zyklone (rote T)	190
1 20	Zeitreihen der Zyklonen-Parameter der Fall-Zyklone: Druck, Inten-	143
4.20	sität, Tiefe und Radius vom 1. bis 9. Januar	130
4.20	Zeitreihen der Bojenmessungen von D08 für den Luftdruck, die Eis-	190
4.29	drift, die Windgeschwindigkeit, die Luft- und Eistemperatur. Der	
	Zeitraum reicht vom 5. bis 9. Januar 2009	130
4.30	Zeitreihe von D07 der Divergenz (a), Vorticity (b) und Deformation	100
4.50	(c) des Meereises an der Station Tara	122
121	Zeitreihe der Eisdriftgeschwindigkeit von D07 in einstündiger Auf-	199
4.51	lösung der Station Tara	121
1 39	Bodendruckfeld der ECMWF-Analysen, Bojenpositionen und Eis-	194
4.52	drift (rote Pfeile) im Bojengebiet am 12. Mai 2007. Eingezeichnet in	
	blau ist die Frontlinie des Tiefs	136
1 33	Divergenz und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 0 UTC -	100
4.00	9 UTC. Die Eisdrift wurde über einen Zeitraum von $\delta t = 2\mathrm{h}$ be-	
	rechnet. In y-Richtung sind zur besseren Darstellbarkeit nur jeder	
	zweite Gitterpunkt mit einem Driftpfeil markiert. Dies gilt auch für	
	die weiteren Abbildungen	137
4 34	Divergenz und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 12 UTC -	101
1.51	21 UTC	138
4 35	Vorticity und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 0 UTC - 9 UTC.	
	Vorticity und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 12 UTC -	100
1.50		140
4 37	Deformation und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 0 UTC -	110
1.51	9 UTC	141
4 38	Deformation und Eisdrift im Bojengebiet am 12. Mai 2007 12 UTC	
1.00	- 21 UTC	142
		- -
5.1	Vergleich des Bodendrucks von ECMWF-Analysen mit CALIB-Bojenda	
	für den Zeitraum April bis November 2007 von D07	
5.2	Vergleich des Bodendrucks von DWD-Analysen mit CALIB-Bojendater	1
	für den Zeitraum April bis November 2007 von D07	154

5.3	Vergleich des Bodendrucks von HIRLAM-Analysen mit CALIB-Bojendaten
	für den Zeitraum April bis November 2007 von D07 155
5.4	Räumliche Korrelation des Luftdrucks zwischen Modellanalysen und
	Bojenmessungen von April bis November 2007 für D07. Die Anzahl
	der aktiven CALIB-Bojen von April bis November 2007 ist in (d)
	dargestellt
5.5	Beispiel für ein Bodenluftdruckfeld (ECMWF) am 15. Mai 2007 um
	18 UTC mit hoher räumlicher Korrelation zwischen den Modellana-
	lysen und den Bojenmessungen (Boje: schwarze Punkte) 157
5.6	Beispiel für ein Bodenluftdruckfeld (ECMWF) am 19. Mai 2007 um
	0 UTC mit mittlerer räumlicher Korrelation zwischen den Modell-
	analysen und den Bojenmessungen (Boje: schwarze Punkte) 158
5.7	Beispiel für ein Bodenluftdruckfeld (ECMWF) am 1. Juni 2007 um
	6 UTC mit geringer räumlicher Korrelation zwischen den Modell-
	analysen und den Bojenmessungen (Boje: schwarze Punkte) 159
5.8	Vergleiche des Bodendrucks von Modellanalysen mit den Werten der
	PAWS-Bojen von D08
5.9	Vergleiche der Lufttemperatur von Modellanalysen mit den Werten
	der PAWS-Bojen für D08
5.10	Monatsmittel der Lufttemperatur aus Bojen- und Modelldaten von
	Mai 2008 bis Januar 2010 für D08. Rot: Bojenwerte, blau: ECMWF,
	hellblau: HIRLAM
5.11	Vergleiche der Eistemperatur von ECMWF mit den Werten der
F 10	PAWS-Bojen für D08
5.12	Monatsmittel der Eistemperatur aus Bojen- und Modelldaten von
	Mai 2008 bis Januar 2010 für D08. Rot: Bojenmessungen, blau:
F 10	ECMWF-Analysen
5.15	Vergleich der relativen Luftfeuchte von Modellanalysen mit den Werten der PAWS-Bojen für D08
E 11	ů
5.14	Monatsmittel der relativen Feuchte aus Bojen- und Modelldaten von Mai 2008 bis Januar 2010 für D08. Rot: Bojenmessungen, blau:
	ECMWF, hellblau: HIRLAM
5 15	Quotient der stündlichen Windgeschwindigkeiten in 10 m und 2 m
0.10	Höhe an der Station Tara für den Zeitraum vom 1. April bis 22. September
	2007
5.16	Vergleiche der Windgeschwindigkeit von Modellanalysen mit Bojen-
0.10	daten von D08
5.17	Monatsmittel der Windgeschwindigkeit aus Bojen- und Modelldaten
	von Mai 2008 bis Januar 2010 für D08. Rot: Bojenmessungen, blau:
	ECMWF, hellblau: HIRLAM

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die mich während der viereinhalb Jahre meiner Doktorarbeitszeit unterstützt haben!

Bedanken möchte ich mich zuallererst bei meinem Professor Dr. Burghard Brümmer, dass er mir ermöglicht hat, in diesem interessanten Fachgebiet eine Doktorarbeit zu erstellen und dass er mir in vielen Diskussionen Hilfe, Anregungen und Ideen gegeben hat und mich auch nach außen immer unterstützt hat.

Bedanken möchte ich mich bei der Prüfungskommision, bestehend aus: Prof. Dr. Burghard Brümmer, Dr. Gerd Müller, Jun.-Prof. Dr. Felix Ament, Prof. Dr. Angelika Humbert und Prof. Dr. Matthias Hort.

Mein Dank gilt ebenso meinen Kolleginnen und Kollegen Dr. Andrea Lammert-Stockschläder, Arne Kriegsmann, Dr. Annika Jahnke-Bornemann, Christian Wetzel, Ingo Lange, Angela Ruddat, Dr. Gerd Müller, Heike Konow und Michael Offermann:

Ihr habt mir so unendlich viel geholfen mit vielen guten Ideen, beim Programmieren mit IDL, mit vielen interessanten Diskussionen zu Zyklonenstatistiken, rotierten Gittern, Positionen des magnetischen Nordpols, der perfekten Farbskala etc. und habt mir dabei immer viel moralische Unterstützung gegeben! Viel wurde dabei bei diversen Kuchenrunden diskutiert. Herzlichen Dank!!

Vielen Dank sagen möchte ich Dr. Andrea Lammert-Stockschläder, Friederike von Bernstorff, Ingo Lange, Heike Konow und Christin Mechler für das Korrekturlesen der Arbeit!

Vergessen möchte ich auch nicht, allen anderen Kolleginnen und Kollegen des Meteorologischen Instituts, sowie den Kolleginnen und Kollegen aus dem EU-Projekt DAMOCLES zu danken. Besonders danken möchte ich Harald Schyberg vom norwegischen Wetterdienst met.no, der uns Modelldaten zur Verfügung gestellt hat. Vielen Dank an Timo Palo für die Bereitstellung der meteorologischen Daten der Tara.

Danken möchte ich auch den Sekretärinnen des Instituts, die immer ein offenes Ohr für die Mitarbeiter haben.

I'd like to thank Dr. Kevin Keay and Prof. Dr. Ian Simmonds of the University of Melbourne, Australia for providing the automatic cyclone search and tracking program to me and for helping with starting problems.

Danke sagen möchte ich außerdem PD Dr. Dilly der Graduiertenschule SICSS, sowie der Verwaltung von CliSAP und der Universität.

Herzlich bedanken möchte ich mich bei meinen Eltern, meiner Schwester und meiner ganzen Familie für die jahrelange vielfältige und herzliche Unterstützung während meiner Diplom- und Doktorarbeitszeit!!

Vielen Dank möchte ich all meinen Freunden sagen, die immer großen Anteil an meiner Doktorarbeitszeit genommen haben!

Einen ganz wichtigen Dank möchte ich zum Schluss meiner Freundin Friederike von Bernstorff sagen, die mich in der ganzen Zeit auf vielfältige und wertvollste Weise motiviert und unterstützt hat!!

Herzlichen Dank allen, die genannt wurden oder vielleicht ungenannt geblieben sind!!

Diese Arbeit wurde im Rahmen des EU-Projekts DAMOCLES sowie von der School of Integrated Climate System Sciences (SICSS) im Rahmen des Exzellenzclusters "Integrated Climate System Analysis and Prediction" (CliSAP) gefördert.