

Zyklonen in der Arktis und ihre Bedeutung für den Eistransport durch die Framstraße

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

vorgelegt von

Björn Affeld
aus
Lüneburg

Hamburg
Mai 2003

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg auf Grund der Gutachten von
Herrn Prof. Dr. Burghard Brümmer und
Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl

Hamburg, den 22. Mai 2003

Prof. Dr. Christian Betzler
(Dekan des Fachbereichs Geowissenschaften)

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit untersucht die Zyklonenaktivität in der Arktis (nördlich von 60° Nord) und den Einfluss von Zyklonen auf den Eistransport durch die Framstraße, die Meerenge zwischen Grönland und Spitzbergen. Durch diese Nahtstelle zwischen dem Arktischen Ozean und dem Nordatlantik finden ca. 80 - 90% des Eisexportes aus der Arktis statt. Dieser bedeutende Süßwasser- und Energietransport beeinflusst in hohem Maße die Tiefenwasserbildung im Nordatlantik und hat auf diese Weise Einfluss auf die globale ozeanische Zirkulation.

Im ersten Teil der Arbeit wird eine 22-jährige Zyklonenstatistik (1979 - 2000) aus 6-stündlichen Bodendruckanalysen des EZMW (Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage) erstellt. Die Statistik basiert auf den Angaben Zeit, Position und Kerndruck jeder Zyklone. Darüber hinaus wird eine Zyklonenanalyse für die Arktis generell und besonders detailliert für die Framstraße durchgeführt. Im zweiten Teil der Arbeit wird die kurzfristige Änderung des Eistransports durch die Framstraße beim Auftreten von Zyklonen in dieser Region untersucht. Hierfür werden 6-stündlich aufgelöste Eistransportergebnisse des gekoppelten Eis-Ozean-Modells NAOSIM (North Atlantic-Arctic Ocean Sea Ice Model) etwa entlang des 80. Breitengrades in der Framstraße verwendet. In einem dritten Teil werden langfristige Zusammenhänge zwischen dem Eistransport, der Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße und großräumigen atmosphärischen Zirkulationsmustern wie der Nordatlantischen Oszillation oder der Arktischen Oszillation analysiert.

Im Mittel befinden sich zu jedem Zeitpunkt 5.6 Zyklonen in der Arktis. Ihre mittlere Lebens-(Verweil-)dauer in dieser Region beträgt ca. 44 Stunden. Die Zyklonenaktivität in der Arktis unterliegt einem deutlich ausgeprägten Jahresgang mit einem Maximum im Juli und einem Minimum im Februar. Während der 22 Jahre zeigt sich ein signifikanter, ansteigender Trend der jährlichen Zyklonenanzahl von 0.8% pro Jahr.

Im Sommerhalbjahr zeigt sich über weiten Teilen des Arktischen Ozeans und über den angrenzenden Landregionen Sibiriens ein breites Maximum der Zyklonenaktivität, das überwiegend von schwach ausgeprägten Zyklonen verursacht wird. Dagegen konzentriert sich das Auftreten von Tiefdruckgebieten im Winterhalbjahr vornehmlich auf den Atlantischen Sektor der Arktis (Grönland-, Island-, Norwegen-See) und die Meeresgebiete an der Nordküste Westrusslands und Westsibiriens (Barents- und Kara-See). Zyklonen haben im Winter einen deutlich geringeren mittleren Kerndruck.

Die höhere Zyklonenhäufigkeit während des Sommers geht im Mittel über der zentralen Arktis in vielen Jahren mit einer großräumigen, zyklonalen Luftströmung einher, während im Winter im Mittel eine antizyklonale Strömung (Beaufort-Wirbel) dominiert.

Die in dieser Arbeit definierte Region der Framstraße (76.5° N - 82.5° N, 20.0° W - 15.0° O) stellt für die Atmosphäre über dem Arktischen Ozean eine Besonderheit dar. In keiner anderen Region nördlich von 76.5° Nord liegt die Tiefdruckaktivität im Winterhalbjahr auf einem höheren Niveau als im Sommerhalbjahr (also umgekehrt als der mittlere Jahresgang für die gesamte Arktis). Dort findet man während des gesamten Jahres die höchste Zyklogeneserate und während des Winters auch die höchste Zyklolyserate.

In der Framstraße treten im Mittel ca. 5.5 Zyklonen pro Monat auf. Die mittlere Verweildauer einer Zyklone in der Framstraßenregion beträgt ca. 18 Stunden. Zwischen 1979 und 2000 findet man einen ansteigenden Trend (+1.2%) der Tiefdruckhäufigkeit.

Zyklonen, die in der Framstraßenregion auftreten, ziehen bevorzugt von Süden kommend in östlicher Richtung südlich an Spitzbergen vorbei. In einer zweiten Häufigkeitskategorie treten Zyklonen auf, die die Framstraße von Süden nach Norden bzw. von Westen / Südwesten nach Osten oder Norden durchqueren.

Für den Einfluss von Zyklonen auf den Eistransport durch die Framstraße ist primär die Position der Zyklonenzugbahn bestimmend. Der Einfluss einer Zyklone auf den Eistransport durch die Framstraße reicht deutlich über ihre Aufenthaltsdauer in der Framstraßenregion hinaus. Zyklonen, die die Framstraße nicht durchqueren sondern südöstlich daran vorbeiziehen, führen zu einer Verstärkung des Eistransports. Zyklonen, deren Zugbahn dagegen in unmittelbarer Nähe zum Meereisrand in der Framstraße verläuft und die die Framstraßenregion nördlich zwischen Grönland und Spitzbergen verlassen, sorgen im Mittel für eine deutliche Reduzierung des Eistransports. Gemittelt über alle Zyklonen überwiegt die Eistransportabschwächung.

Bei der Untersuchung von Zusammenhängen zwischen den großräumigen Strömungsmustern in der Arktis einerseits und den lokalen Bedingungen der Zyklonenaktivität sowie des Eistransports in der Framstraße andererseits, treten drei Hauptmerkmale auf.

Ein signifikanter positiver Zusammenhang zwischen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) bzw. der Arktischen Oszillation (AO) und dem Eistransport durch die Framstraße lässt sich für Monats-, Winter- und Jahreszeitreihen zeigen. Dabei erreichen Korrelationen mit dem Arktische Oszillationsindex jeweils ein höheres Signifikanzniveau als mit dem Index der Nordatlantischen Oszillation. Die NAO bzw. AO und die Zyklonenaktivität in der Framstraße sind dagegen negativ korreliert, auch wenn sich nur bei Korrelationen im Winter Signifikanz zeigt. Der Eistransport durch die Framstraße zeigt ebenfalls eine negative Korrelation zur Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	7
1.1 Das globale Klimasystem	7
1.2 Die Arktis im Klimasystem	8
1.3 Zielsetzung	11
2 Stand der Forschung	13
2.1 Zyklonenaktivität in der Arktis	13
2.2 Methoden zur Gewinnung von Meereisparametern	14
2.2.1 Satelliten	14
2.2.2 Eisbojen	16
2.2.3 Upward Looking Sonar (ULS)	17
2.2.4 Meereismodelle zur Abschätzung von Eisparametern	18
2.3 Wechselwirkungen Eis-Atmosphäre: lokal und großräumig	18
2.3.1 lokale Wechselwirkungen Zyklone - Meereis	19
2.3.2 großräumige Wechselwirkungen Atmosphäre - Meereis	20
3 Daten und Bearbeitungsmethoden	25
3.1 Atmosphärische Daten: EZMW-Analysen des Luftdruckfeldes	25
3.2 Methoden zur Bestimmung von Detektionen und zur Verfolgung von Zyklonen	27
3.2.1 Bestimmung einer Detektion	27
3.2.2 Verfolgung einer Zyklone	30
3.3 Daten des Modells NAOSIM zur Eisdrift in der Framstraße	34
4 Arktisweite Zyklonenstatistik	37
4.1 Zeitliche Variabilität der Detektions- und Zyklonenhäufigkeit	37
4.1.1 Interannuale Variabilität	37
4.1.2 Monatliche Variabilität	39
4.1.3 Mittlerer Jahresgang	41
4.2 Räumliche Verteilung der Detektions- und Zyklonenhäufigkeit	43
4.2.1 Verteilung im Gesamtzeitmittel	44
4.2.2 Verteilung im Sommer und Winterhalbjahr	44
4.2.3 Verteilung im mittleren Jahresgang	46
4.2.4 Mittlere Luftdruckverteilung	48
4.3 Physikalische Eigenschaften der Zyklonen	50
4.3.1 Kerndruck	50
4.3.2 Lebensdauer	51
4.3.3 Kerndruck in Abhängigkeit von der Lebensdauer	53

4.4 Zyklogenese / Zyklolyse	54
4.4.1 Erst- und letztmaliges Auftreten von Zyklonen	54
4.4.2 Vertiefen und Auffüllen von Zyklonen	57
4.5 Zyklonen in der Framstraße	61
4.5.1 Interannuale Variabilität	62
4.5.2 Monatliche Variabilität	63
4.5.3 Mittlerer Jahresgang	64
4.5.4 Einteilung der Zyklonen nach Richtung der Zugbahn.. ..	65
5 Eistransport durch die Framstraße und der Einfluss von Zyklonen ..	67
5.1 Bisherige Arbeiten	67
5.2 Mittlerer Eistransport und zeitliche Variabilität	71
5.3 Vorarbeiten zur Bestimmung des Einflusses von Zyklonen auf den Eistransport ..	74
5.3.1 Wechselwirkungsmechanismen	74
5.3.2 Allgemeine Vorgehensweise	76
5.3.3 Bestimmung eines Referenzzeitpunktes des Zyklonenaufenthalts in der Framstraße	76
5.3.4 Bildung eines Referenzniveaus des Meereistransportes	76
5.3.5 Prinzipielle Bestimmung des mittleren Einflusses mehrerer Zyklonen	78
5.4 Einfluss der Stärke von Zyklonen	79
5.5 Einfluss der Position von Zyklonen	82
5.5 Einfluss der Zugbahn von Zyklonen	83
6 Zusammenhänge zwischen NAO, AO, Eistransport und Zyklonen-	
aktivität	95
6.1 Vorbemerkungen	95
6.2 Zusammenhänge auf Jahresbasis	96
6.3 Zusammenhänge auf Winterbasis	98
6.4 Zusammenhänge auf Monatsbasis	100
6.5 Zusammenhänge bei Monaten mit Extremereignissen	103
6.6 Zusammenfassung	105
7 Resümee und Ausblick	109
Literaturverzeichnis	117
Abbildungsverzeichnis	124
Tabellenverzeichnis	130

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Das globale Klimasystem

Das Klima der Erde ist ein außerordentlich komplexes System, bestehend aus den Komponenten Atmosphäre, Hydrosphäre (Ozean), Kryosphäre (Eismassen auf der Erde), Lithosphäre (Landmassen) und Biosphäre (Pflanzen, Tiere und Menschen).

Atmosphäre und Ozean bewirken durch ihre großskaligen, planetarischen Luft- und Wassertransporte im Mittel einen Ausgleich zwischen dem Energieüberschuss in Äquatornähe und dem Energiedefizit an Nord- und Südpol. So sorgt der Golfstrom als Teil des globalen ozeanischen Zirkulationssystems mit seinen warmen Wassermassen dafür, dass in Mittel- und Nordeuropa ein vergleichsweise mildes Klima herrscht und Nord- und Ostsee nicht jeden Winter für lange Zeit komplett zufrieren. Das Beispiel zeigt, dass die vorherrschenden klimatischen Bedingungen in verschiedenen Regionen unseres Planeten nicht ausschließlich durch lokale Prozesse bestimmt werden, sondern dass globale Zirkulationsmuster einen entscheidenden Anteil an den lokalen Verhältnissen haben.

Das Klima wird wesentlich durch die dominierenden und nur in geologischen Zeiträumen veränderlichen Randbedingungen Strahlungshaushalt und Land-Meer-Verteilung geprägt. Da die verschiedenen Teilkomponenten des Klimasystems auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Größenordnungen miteinander in Wechselwirkung treten, unterliegt das Klima ständigen Schwankungen und Veränderungen und ist keinesfalls als stationär zu betrachten. Ursachen für Klimaveränderungen lassen sich aufteilen in externe Einflüsse, die das Klima zwar beeinflussen, selber aber unbeeinflusst bleiben (z. B. Änderungen der Solarstrahlung, Erdorbitalschwankungen, Kontinentaldrift, Vulkanausbrüche) und interne Veränderungen oder Instabilitäten, die durch (positive und negative) Rückkopplungen auch selber eine Veränderung erfahren (z. B.

Eis-Albedo-Rückkopplung, El-Niño-Southern-Oscillation).

In jüngster Vergangenheit hat zusätzlich der Mensch begonnen, aktiv Veränderungen in Gang zu setzen, z. B. durch die Emission klimarelevanter Gase oder durch die großräumige Umgestaltung und oft auch Versiegelung von natürlichen Oberflächen. Einschneidende Veränderungen im Klimasystem könnten in der Zukunft dazu führen, dass sich z. B. Niederschlagsmengen und -verteilungen deutlich ändern und dass das Ökosystem der Erde nicht in der Lage ist, sich in geologisch betrachtet kurzen Zeiträumen diesen neuen Gegebenheiten anzupassen.

1.2 Die Arktis im Klimasystem

Die Arktis ist eine Region, die für das globale Klima eine hohe Bedeutung hat, da es sich hierbei um eine der beiden Hauptsinken (neben der Antarktis) im globalen atmosphärischen Energiehaushalt handelt. Diese Tatsache sorgt dafür, dass der große Temperaturkontrast Pol-Äquator, besonders im jeweiligen Winterhalbjahr, aufrecht erhalten wird.

Die Arktis wirkt auf vielfältige Weise auf das globale Klima ein und wird ebenso von diesem beeinflusst. Wechselwirkungen finden auf räumlichen Größenordnungen von wenigen Kilometern (z. B. in der Eisrandzone) bis hin zu arktisweiten oder gar hemisphärischen Dimensionen und auf Zeitskalen von Tagen bis zu Dekaden und darüber hinaus statt. Folgende Wechselwirkungsmechanismen zwischen dem arktischen Meereis und der arktischen Atmosphäre sind von hoher Relevanz:

I) Die Bildung von Meereis im Herbst / Winter oder der Abbau im Frühjahr / Sommer bewirkt unmittelbar eine Veränderung der planetaren Albedo, da Meereis, im Gegensatz zum offenen Ozean, eine deutlich höhere Albedo aufweist. Dieser Effekt wird zusätzlich durch einen möglichen Schneeüberzug unterstützt. Da während des Sommerhalbjahres die Sonne teilweise 24 Stunden am Tag über dem Horizont steht, ist eine Veränderung der Albedo in dieser Zeit von besonderer Bedeutung.

II) Das Meereis zwischen Ozean und Atmosphäre wirkt wie eine Trennschicht, durch die der Austausch von Energie, Feuchte und Impuls stark eingeschränkt wird (Maykut, 1978). Im Winter findet in der inneren Arktis bei nur wenigen offenen Stellen in der Meereisbedeckung nahezu eine Abkopplung des Ozeans von der Atmosphäre statt. Dagegen können Atmosphäre und Ozean im Sommer durch Risse, Spalten und Bruchzonen sowie kleinere und größere offene Wasserstellen, sogenannte „Leads“, vermehrt direkt wechselwirken (Andreas, 1980). Da der Ozean, solange er noch nicht gefriert, eine Temperatur oberhalb von ca. -1.8°C hat, wirkt er als wärmender Untergrund für die typischerweise deutlich kältere Atmosphäre. Auch die Verdunstung wird bei einer Meereisbedeckung erschwert, da über Eis deutlich weniger Wasserdampf

in die Atmosphäre gelangt.

III) Die Gefrier- und Schmelzprozesse am Eisrand verändern signifikant die Wassermassen in diesen Regionen. Durch das Ausscheiden von stark salzhaltiger Sole beim Gefrierprozess erhält das Wasser unter dem Eis eine höhere Dichte als in den umgebenden Wassermassen. Dies kann zu einer Labilisierung der Ozeanschichtung führen. Das schwere, salzreiche und durch die Atmosphäre abgekühlte Wasser sinkt dann in die Tiefe. Umgekehrt bewirkt das Abschmelzen des Meereises, das im Vergleich zum Meerwasser einen geringen Salzgehalt hat, eine Verdünnung der Salzkonzentration in der oberen Ozeanschicht und somit eine Stabilisierung der Wassermassenschichtung. Wichtig an der Betrachtung dieses Prozesses ist die Tatsache, dass eine Abkühlung allein die Wassermassen nicht stark genug modifizieren kann, um diese aufgrund der damit verbundenen Dichteänderung bis auf den Ozeanboden absinken zu lassen. Es bedarf hierzu vielmehr des zusätzlichen Eintrags von Salz durch die Ausscheidung aus dem Meerwasser beim Gefrieren (Aagaard und Carmack, 1989).

IV) Die Eisrandzone bietet durch ihre oftmals hohe Baroklinität ideale Bedingungen für das Einsetzen von Zyklonen. Hierbei genügen oft kleine Störungen, um mesoskalige Tiefdruckwirbel zu generieren, synoptisch-skalige Zyklonen zu verstärken oder absterbende Systeme wiederzubeleben (Serreze, 1995; Rasmussen et al., 1997).

Die Eisfläche der Arktis unterliegt ständig Veränderungen, angetrieben sowohl durch ozeanische Strömungen als auch durch großräumige atmosphärische Zirkulationsmuster und synoptisch-skalige Systeme (Serreze et al., 1989; Fang und Wallace, 1994; Maslanik et al., 1996; Polyakov et al., 1999; Häkkinen und Geiger, 2000; Vinje, 2000). Die entstehenden mittleren Driftmuster des Meereises lassen sich in den Beaufort-Wirbel, der nördlich des westlichen kanadischen Archipels und Alaskas im Uhrzeigersinn rotiert, und in die transpolare Drift, die im Gebiet der Laptev- und Ostsibirischen See beginnt und über die Polregion bis in das Gebiet der Framstraße reicht, unterteilen (Abbildung 1.1). Die Intensität und Beständigkeit dieser beiden Systeme wird wesentlich durch hemisphärische Strömungsmuster in der Atmosphäre, hier besonders die Stärke des arktischen Hochdruckgebietes, geprägt (Proshutinsky und Johnson, 1997).

Der atmosphärische Einfluss auf die Meereisströmungen bewirkt eine hohe Variabilität der Eisbedingungen in der Framstraße, der Meerenge zwischen Nordostgrönland und Spitzbergen, bei der es sich um eine wesentliche Schnittstelle des Arktischen Ozeans mit dem Atlantischen Ozean handelt. 80 - 90% des Meereises, welches die Arktis verlässt, bewegen sich durch die Framstraße (Aagaard und Carmack, 1989). Darüber hinaus wird in diesem Bereich durch die im Mittel hohe Divergenz des Eisstromes bei nördlichen Winden eine erhebliche Eismenge in neuen, offenen Wasserstellen erzeugt (Wadhams, 1983; Vinje und Finnekåsa, 1986; Aagaard

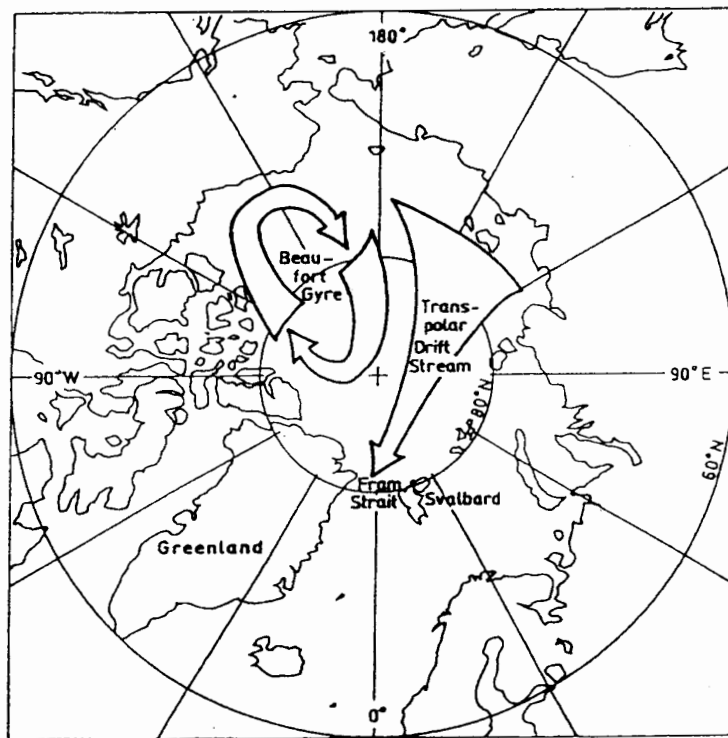


Abbildung 1.1: Mittleres Strömungsmuster des arktischen Meereises.

und Carmack, 1989; Vinje et al., 1998; Kwok et al., 1999). Die Transporte durch die übrigen Meerengen in der Beringstraße, der kanadischen Inselwelt und in der Barents-See tragen insgesamt nur 10 - 20% zum jährlichen Eisexport aus der Arktis bei. Der Süßwasserfluss, den dieser Eistransport durch die Framstraße in den Nordatlantik darstellt, wird nirgendwo auf der Nordhemisphäre mehr erreicht und in seiner Gesamtmenge global nur noch vom Amazonas übertroffen (Holland, 1978).

Dieser Wassermassentransport sorgt im Nordatlantik dafür, dass ein wichtiger Antrieb der globalen Ozeanströmungen kontinuierlich aufrecht erhalten wird. Dichteveränderungen und dadurch induzierte Konvektion sind somit nicht nur für den arktischen oder den nordatlantischen Ozean von großer Bedeutung. Über den globalen „conveyor-belt“ (Abbildung 1.2) wirken diese Prozesse bis in alle Weltmeere hinein und üben auf diese Weise wiederum einen Einfluss auf das weltweite Klima aus. In den letzten Jahren sind vermehrt Arbeiten erschienen, die auf diesen Aspekt hinweisen und gleichzeitig die Sensitivität der thermohalinen Zirkulation bezüglich variabler Süßwassereinträge aus der Arktis darstellen (z. B. Rahmstorf, 1995).

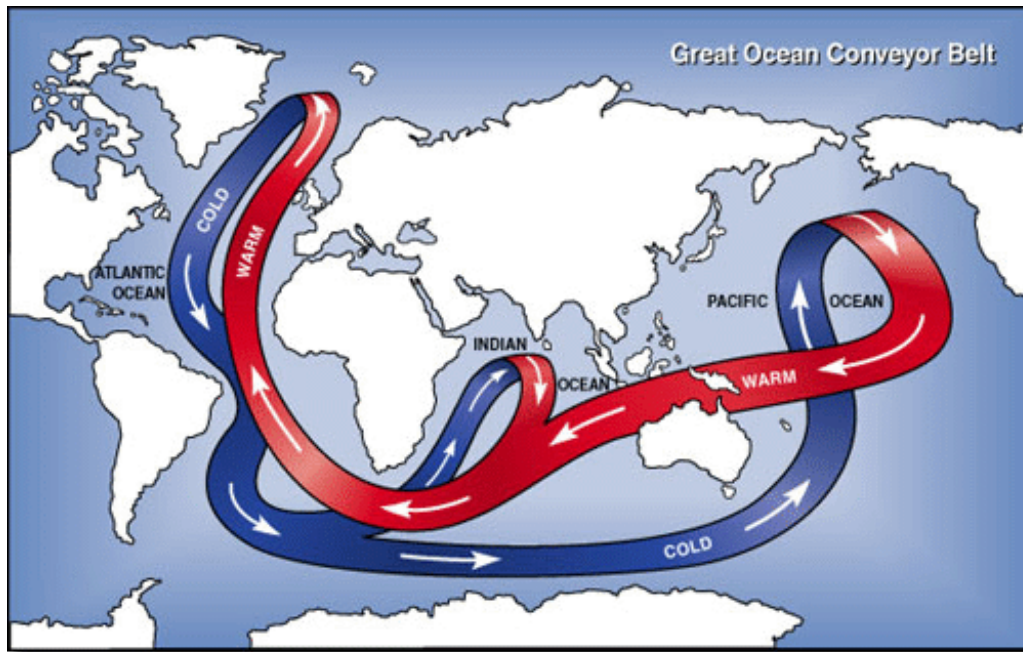


Abbildung 1.2: Globaler „conveyor belt“ (<http://www.anl.gov/OPA/frontiers/d8ee.html>)

Eine Vielzahl globaler Klimamodelle errechnet eine im Verhältnis zur mittleren globalen Erwärmung besonders starke und auch frühzeitige Temperaturzunahme in den polaren Regionen (Nazarenko et al., 2001). Während in der Antarktis eine Temperaturzunahme um einige Grad Celsius jedoch nur einen geringen Effekt auf den mehrere tausend Meter dicken und auf festem Land aufliegenden Eispanser hat, sollte sich eine entsprechende Erwärmung in den nördlichen hohen Breiten deutlich bemerkbar machen und frühzeitig erkennbar werden. Die nur wenige Meter dicke Meereisschicht könnte stark zurückgedrängt werden oder ganz verschwinden (Weatherly und Arblaster, 2001). Durch diesen offensichtlich wahrnehmbaren Prozess könnte die Arktis als ein Frühindikator für eine tatsächlich stattfindende, möglicherweise antropogene, globale Erwärmung dienen (IPCC, 2001).

1.3 Zielsetzung

Die zentrale Frage dieser Arbeit lautet: Wie beeinflussen Zyklonen in der Framstraße den Eis-transport durch die Framstraße?

Man geht davon aus, dass Tiefdruckgebiete vor allem durch ihr ausgeprägtes Windfeld auf das Meereis einwirken, indem sie das Eis etwa in die Richtung des herrschenden Windes transportieren (Serreze, 1982; Vinje und Finnekåsa, 1986). In neuerer Zeit ist neben diesem „direkten“ Einfluss noch ein weiterer, ein „indirekter“ Einfluss beschrieben worden. Dieser besteht darin, dass das Meereis durch das variable Windfeld bei einer Zyklonenpassage in seiner Struktur bzw. in seiner Kompaktheit aufgebrochen wird. Nach dem Durchzug einer Zyklone kann sich

das Meereis in den von dieser Zyklone beeinflussten Regionen freier bewegen als dies vor dem Durchzug der Fall war, u. a. wegen der beobachteten Zerkleinerung der Eisschollen (Holt und Martin, 1992). Zurückgeführt wird diese bessere Beweglichkeit der Eisschollen auf die Annahme, dass mit dem Durchzug der Zyklone die im Eis vorhandenen internen Kräfte abgebaut werden. Diese Kräfte treten beim Brechen der Eisdecke, beim Übereinanderschieben zweier Eisschollen oder bei der Kollision von Schollen mit Presseisrückenbildung auf. Die bessere Beweglichkeit lässt sich durch die Art und Weise charakterisieren wie das Eis auf den Wind reagiert. Das Verhältnis zwischen Eisdriftgeschwindigkeit und Windgeschwindigkeit, der sogenannte „Windfaktor“, ist bei den wenigen vorliegenden Beobachtungen direkt nach einem Zyklonendurchzug deutlich angestiegen (Brümmer und Hoeber, 1999; Brümmer et al., 2001; Dierer, 2002). Da dieser Effekt binnen kurzer Zeit nach einer Zyklonenpassage auftritt und auch nur kurze Zeit andauert, können Untersuchungen der Eigenschaften der Eisbewegung auf Basis von monatlichen, jährlichen oder mehrjährigen Mittelwerten (Thorndike und Colony, 1982; Vinje und Finnekåsa, 1986; Serreze et al., 1989; Emery et al., 1997; Harder et al., 1998; Kwok und Rothrock, 1999) diesen Effekt allerdings nicht zeigen.

In dieser Arbeit wird die Häufigkeit von Zyklonen in der Framstraße bestimmt. Um die Ergebnisse in einen größeren Zusammenhang zu stellen, wird zunächst eine Zyklonenstatistik für die gesamte Arktis aufgrund von Bodendruckanalysen erstellt. Des weiteren werden die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Meereis besonders für Intervalle von einigen Tagen untersucht. Speziell das Verständnis über die Wirkung von Zyklonen auf den Eistransport durch die Framstraße soll erweitert werden. Bisher wurde das Hauptaugenmerk vor allem auf monatliche, saisonale oder gar jährliche Mittelwerte (Englebretson und Walsh, 1989; Hilmer et al., 1998; Vinje et al., 1998) und auf Variabilitäten in entsprechenden Zeiträumen (Kwok und Rothrock, 1999; Arfeuille et al., 2000; Vinje, 2000) gelegt. Mit der Untersuchung von Gruppen individueller, zeitlich nicht in bestimmte Intervalle eingeordneter Tiefdruckgebiete werden nun auch deren Effekte auf der Basis von 6-stündlichen Werten betrachtet.

Diese Arbeit ist wie folgt gegliedert: In Kapitel 2 wird eine Übersicht zum Stand der Forschung auf den Gebieten der Zyklonenaktivität in der Arktis, der Gewinnung von Informationen über Meereisparameter und der Wechselwirkung von Atmosphäre und Meereis gegeben. In Kapitel 3 findet eine Beschreibung der in dieser Arbeit benutzten atmosphärischen und Meereisdaten sowie der verwandten Methoden zur Verarbeitung der atmosphärischen Daten statt. Kapitel 4 stellt die Ergebnisse der Zyklonenstatistik für die gesamte Arktis und die Region der Framstraße dar. In Kapitel 5 wird der zeitnahe Einfluss von Zyklonen auf den Eistransport durch die Framstraße untersucht. Kapitel 6 befasst sich mit Zusammenhängen zwischen der Zyklonenaktivität, dem Eistransport und großräumigen, atmosphärischen Zirkulationsmustern und in Kapitel 7 werden abschließende Bemerkungen und ein Ausblick dargestellt.

Kapitel 2

Stand der Forschung

In diesem Kapitel wird zunächst der Stand der Forschung zu Untersuchungen der Zyklonenhäufigkeit in der Arktis wiedergegeben, um die Ergebnisse früherer Arbeiten als Vergleichsgrundlage für die in dieser Arbeit in Kapitel 4 beschriebenen Ergebnisse bereitzustellen. Im weiteren Verlauf werden frühere Arbeiten über Methoden zur Gewinnung von Informationen über Meereisparameter (insbesondere Eisdrift und Eisvolumentransport) dargestellt, um Möglichkeiten und Probleme hinsichtlich der Eisdatengewinnung mit den verschiedenen Plattformen aufzuzeigen. In einem dritten Abschnitt werden frühere Arbeiten zu Wechselwirkungen zwischen Zyklonen und Meereis präsentiert.

2.1 Zyklonenaktivität in der Arktis

Serreze et al. (1993) haben für den Zeitraum Januar 1952 bis Juni 1989 die Positionen und Zugbahnen von Zyklonen in der Arktis ($> 65^\circ$ Nord) aus täglichen Druckdaten des NMC (National Meteorological Center) auf Meeresniveau untersucht. Im Winter zeigt sich die höchste Aktivität südlich von Island, in der Baffinbay und in der östlichen Arktis entlang der norwegischen und russischen Küste bis zur Kara-See. Geringe Aktivität finden Serreze et al. (1993) über Alaska, der inneren Arktis und Ostsibirien. Im Sommer treten ebenfalls, wenn auch abgeschwächt, Maxima in denjenigen Gebieten auf, die auch im Winter die höchste Aktivität aufweisen. Zusätzlich zeigt sich im Sommer im Inneren der Arktis eine erhöhte Zyklonenaktivität. Eine mögliche dauerhafte zyklonale Luftströmung in der inneren Arktis könnte nach Meinung von Serreze et al. (1993) zu einer Abschwächung des Beaufort-Wirbels und schließlich zu einer Umkehr der Strömungsrichtung des Meereises führen.

Nach einer anderen Untersuchung von Serreze (1995) treten im Winter die höchsten Vertiefungsraten und Häufigkeiten von Tiefdruckgebieten im atlantischen Sektor - von Island bis zur Kara-See - auf. Serreze (1995) führt dies auf eine Unterstützung durch die großräumige Synoptik zurück. Zyklonogenese- und Zyklolysegebiete werden vor allem in der GIN-See (Grönland-, Island-, Norwegen-See), der Baffinbay und über Westkanada gefunden. Im Sommer verstärkt sich die Aktivität über den Landmassen und in der inneren Arktis bei gleichzeitiger Abnahme über den Meeresgebieten. Die Sommersysteme sind relativ schwach entwickelt.

Brümmer et al. (2000) und Kirchgäßner (1998) beschreiben für den fünfjährigen Zeitraum von November 1986 bis Oktober 1991 die Verteilung von Zyklonen in der Arktis. In beiden Arbeiten zeigt sich ein ausgeprägter Jahresgang der Zyklonenaktivität mit einem Maximum im Sommer. Während des Winters liegen die höchsten Werte in einem Streifen von Island über die Island-, Grönland- und Norwegen-See bis zur Barents-, Kara- und Laptev-See. Während des Sommers treten die Aktivitätsmaxima bei Island, an der Grenze zwischen Alaska und Kanada sowie in der zentralen Arktis auf. Darüber hinaus zeigen beide Arbeiten, dass die Lebensdauer einer Zyklone in der Arktis im Mittel 1.5 Tage beträgt und nur 18% aller Zyklonen älter als 3 Tage alt werden. Zyklonen in der Arktis erreichen im Winter einen deutlich tieferen Kerndruck und einen stärkeren Druckgradienten als im Sommer.

Murray und Simmonds (1995) stellen in ihrer Arbeit dar, dass eine Abnahme der Eiskonzentration in der Arktis weder zu einer Änderung der Position und Intensität des „Stormtracks“, womit sie die höchstfrequentierten Zyklonenzugbahnregionen meinen, noch zu einer erhöhten Zyklonenaktivität in der inneren Arktis führt.

2.2 Methoden zur Gewinnung von Informationen über das Meereis

Die Hauptparameter des Meereises sind Eisausdehnung, Bedeckungsgrad, d. h. die Konzentration des Eises in einem bestimmten Gebiet, Eisdicke, Eisdriftgeschwindigkeit und -richtung. Im folgenden Abschnitt soll gezeigt werden, welche Nebenbedingungen für die Gewinnung der Eisdaten zu berücksichtigen sind, welche zeitlichen und räumlichen Auflösungen erzielt werden und welche Gesamtlängen der Beobachtungszeitreihen bei verschiedenen Parametern zur Verfügung stehen.

2.2.1 Satelliten (SMMR, SSM/I, AVHRR, SAR)

Satellitengetragene Fernerkundungssysteme sind prinzipiell in der Lage, Eisausdehnung, Eiskonzentration und Eisdrift zu bestimmen. Aufgrund ihrer Flugbahnen liefern Satelliten zumeist Daten in regelmäßigen Abständen, jedoch zu unregelmäßigen Tageszeitpunkten. Satelliten sind die einzigen Hilfsmittel zur flächendeckenden Messung in der Arktis. Dabei erreichen sie, je

nach Messverfahren, räumliche Auflösungen von einigen 10^1 m bis zu mehreren 10^4 m. Zusätzlich sind Satelliten, die mit Mikrowellensensoren bestückt sind (SMMR, SSM/I), in der Lage, unabhängig von der Abschirmung der Oberfläche durch Wolken, Messdaten über das Meereis zu liefern.

Emery et al. (1991) haben auf der Grundlage von täglichen Daten des AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) auf den amerikanischen NOAA-Satelliten (National Oceanogra-
fic and Atmospheric Administration) mittels eines Algorithmus mit MCC (Maximum-Cross-
Correlation) die Eisdrift bestimmt. Dabei finden Emery et al. (1991), dass sich lineare Bewegungen auf diese Weise gut, Rotation und Deformation, wie sie oft am Eisrand vorkommen, jedoch praktisch nicht darstellen lassen. Bis zu einem Zeitintervall von 4 Tagen liefert die MCC-Methode gute Ergebnisse, wobei man jedoch berücksichtigen muss, dass es sich bei der Verlagerung einer Eisscholle während dieses Intervalls nur um einen statistischen Mittelwert über das 4-Tage-Intervall handelt.

Eine Bestimmung der Eisdrift aus SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager)-Daten für den Zeitraum von 1988 bis 1994 und einen Vergleich mit Driftbojen haben Emery et al. (1997) durchgeführt und dadurch die Qualität der Bestimmung der Eisdrift verbessert. Bei der Ermittlung der Eisdrift aus 24-stündigen Intervallen ist jedoch aufgrund der räumlichen Auflösung der Satellitendaten eine Mindestgeschwindigkeit von 6 km/Tag erforderlich. Martin und Augstein (2000) haben aus Daten des 85.5 GHz-Kanals des SSM/I arktisweite Eisdriftmuster erstellt und diese mit Messungen der Eisdrift aus Bojendaten verglichen. Dabei ergeben sich gute Übereinstimmungen für die mittlere Eisdrift ab einer Mittelungslänge von 72 Stunden.

Kwok und Rothrock (1999) bestimmen aus Daten des SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) und des SSM/I die Eisflächenbewegung aufgrund der Verlagerung bestimmter Schollen. In ihrer Arbeit weisen sie auf Probleme bei der Bestimmung der Verlagerung während der Sommermonate wegen des Vorhandenseins von Schmelzwasser auf den Schollen hin.

Einen Vergleich zwischen Eisdriftvektoren aus SAR (Synthetic Aperture Radar) und SSM/I-Bildern führen Aleksandrov und Korsnes (1993) durch. Sie stellen fest, dass die Stärke und Richtung der ermittelten Eisdrift wesentlich vom zeitlichen Abstand zwischen zwei Satellitenbildern abhängt. Aleksandrov und Korsnes (1993) zeigen, dass sich SAR-Ergebnisse gut als Referenz für SSM/I-Auswertungen nutzen lassen.

Maslanik et al. (1996) untersuchen mit Hilfe von 2-tägigen Daten des SMMR und mit täglichen Daten des SSM/I aus dem Zeitraum November 1978 bis September 1995 die Eisausdehnung und Eiskonzentration in der Arktis. Maslanik et al. (1996) weisen darauf hin, dass die regiona-

len Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Eis einen bedeutenden Anteil ausmachen und dadurch die Notwendigkeit besteht, zu sehr vereinfachte Annahmen bei der Eissimulation zu vermeiden. Ebenfalls für die gesamte Arktis sowie zusätzlich für bestimmte Regionen untersuchen Parkinson et al. (1999) mit Hilfe des SMMR und SSM/I die Ausdehnung der Eisfläche zwischen 1978 und 1996. Johannessen et al. (1999) untersuchen unter anderem die Verteilung von mehrjährigem und einjährigem Meereis in der Arktis mittels SMMR und SSM/I. Auch von Kwok et al. (1999) wird die Veränderung der Eisfläche speziell mehrjährigen Eises mit SAR-Daten, Scatterometerdaten und SSM/I-Daten untersucht. Für den Zeitraum Oktober 1996 bis April 1997 finden sie eine deutliche Abnahme der eisbedeckten Fläche. Diese Reduktion führen sie zum überwiegenden Teil auf den Eisexport durch die Framstraße zurück.

2.2.2 Eisbojen

Bereits vor dem 2. Weltkrieg und bis Ende der 80er Jahre gab es vereinzelte Stationen der Amerikaner und vor allem der Russen auf dem arktischen Meereis. Diese Stationen, die mit der Eismasse verdrifteten, lieferten die Hauptinformationen über das arktische Meereis. Seit Ende der 70er Jahre werden im Rahmen des IABP (International Arctic Buoy Program) in der Arktis regelmäßig und kontinuierlich Bojen ausgesetzt, um vermehrt Routinemessungen des Druckfeldes auch in der inneren Arktis zu ermöglichen. Diese Bojen liefern durch ihre Position eine kontinuierliche Aufzeichnung der Driftbewegung der Scholle, auf welcher sie plziert sind. Rotation und Deformation dieser Schollen können jedoch aufgrund der relativ geringen Anzahl an Bojen, verglichen mit der Ausdehnung der Arktis, nicht ermittelt werden. Darüber hinaus messen die Bojen Routineparameter, wie z. B. die Temperatur. Da die Eisbojen nach einiger Zeit des Driftens nicht mehr regelmäßig verteilt sind, handelt es sich stets um Punktmessungen, auch wenn das Messnetz durch diese Bojen deutlich verbessert wurde.

Thorndike und Colony (1982) haben auf der Grundlage von Bojendaten den Einfluss des Windes auf die Driftrichtung und die Driftgeschwindigkeit untersucht. Aufgrund ihrer Daten von 1979 und 1980 finden sie für die Arktis einen geostrophischen Windfaktor, d. h. ein Verhältnis von Eisdriftgeschwindigkeit zur Geschwindigkeit des geostrophischen Windes, von 0.8% und eine Rechtsdrehung der Eisdiffrichtung von 8° relativ zum geostrophischen Wind. Zusätzlich weisen Thorndike und Colony (1982) auf eine saisonale Abhängigkeit dieser Werte durch internen Eisstress hin. Thorndike und Colony (1982) zeigen darüber hinaus, dass 70% der Varianz der täglichen Eisdiftgeschwindigkeit in der Arktis durch den geostrophischen Wind verursacht wird. Außerdem lassen sich ca. 50% der Varianz der Vorticity und Scherung der Eisdift auf den Einfluss des geostrophischen Windes zurückführen. Serreze et al. (1989) zeigen in ihrer Arbeit, dass der lokale geostrophische Wind zu 60 - 80% für die tägliche Varianz der Eisdiftgeschwindigkeit verantwortlich ist. Der von ihnen bestimmte, arktisweit geltende Windfaktor beträgt 1.1% und sie ermitteln für den Zeitraum 1979 bis 1985 eine Rechtsdrehung der

Eisdriftrichtung von 17° gegenüber der geostrophischen Windrichtung.

2.2.3 Upward Looking Sonar (ULS)

Der Tiefgang von Meereis lässt sich (wie bei einem Echolot) mit im Wasser befindlichen, nach oben blickenden Sonargeräten bestimmen. Unter Annahmen über die Dichte von Meereis lässt sich dann auf die gesamte Eisdicke (nicht nur auf die Eisdicke unter der Wasserlinie) schließen. Diese Messungen werden teils von U-Booten entlang verschiedener Fahrtrouten und teils von verankerten Sonargeräten, z. B. in der Framstraße entlang einer Linie bei 79° Nord, durchgeführt. Bei Messungen der Eisdicke ist darauf zu achten, dass sich durch Kompressionen im Eis sogenannte „Presseisrücken“ bilden können, und dass diese ebenfalls erfasst werden. Presseisrücken erreichen bei verhältnismäßig geringem Flächenanteil große Eisdicken. Man muss daher aus den direkten Messungen auch Rückschlüsse auf die Verteilung solcher Ereignisse ziehen können. Nur mit annähernd genauen Häufigkeitsverteilungen der Eisdicke lässt sich ein realistischer Eisvolumentransport durch die Framstraße abschätzen.

Wadhams (1983) hat im Frühjahr 1979 Messungen in der Framstraße von Bord eines U-Bootes aus durchgeführt und horizontale Profile des Tiefgangs des Meereises mit einer horizontalen Auflösung von 1.5 m gewonnen. Diese Profile wurden zu Mittelwerten für Fahrtabschnitte von 50 km Länge zusammengefasst. Wadhams (1983) zeigt, dass sowohl die mittlere Eisdicke als auch die mittlere Auftritthäufigkeit von großen Presseisrücken in der Framstraße von der grönländischen Küste in Richtung Südosten abnimmt. Die unterschiedliche Beschaffenheit des Eises im westlichen und östlichen Teil der Framstraße führt er auf verschiedene Herkunftsregionen des Meereises zurück.

Shy und Walsh (1996) haben anhand von Messungen von Bord amerikanischer U-Boote aus die zeitliche Veränderlichkeit der Eisdicke in der Nähe des Nordpols für den Zeitraum 1977 bis 1992 untersucht. Dabei zeigt sich zwar eine hohe Variabilität, jedoch können Shy und Walsh (1996) keine systematische zeitliche Abnahme der Eisdicke feststellen. Mit Hilfe von Eisbojendriftdaten rekonstruieren sie die Herkunft des untersuchten Eises und zeigen, dass einerseits unterschiedliche Eisdicken auf unterschiedliche Entstehungsgebiete zurückzuführen sind und andererseits die kurzfristige, d. h. 1 - 2 Wochen vor der Messung stattgefundene, lokale Konvergenz oder Divergenz die Eisdicke beeinflusst.

Vinje et al. (1998) haben zwischen 1990 und 1996 mit vier verankerten Sonargeräten in der Framstraße im zeitlichen Abstand von 4 Minuten, (horizontaler Abstand von ca. 30 Metern) die Eisdicke gemessen. Vinje et al. (1998) finden mittlere monatliche Eisdicken zwischen 3.15 m im Mai und 2.43 m im September und stellen bei Vergleichen mit früheren U-Boot-Messungen keinen signifikanten Langzeittrend der Eisdicke fest.

2.2.4 Meereismodelle zur Abschätzung von Eisparametern

Die wichtigsten Eisparameter wie Eisausdehnung, Eiskonzentration (Eisbedeckungsgrad), Eisdicke, Eisdrift etc. lassen sich auch mit Hilfe von Meereismodellen, die die relevanten thermodynamischen und dynamischen Prozesse berücksichtigen, berechnen. Je nach betrachteter Region, Größe des Modellgebietes, Modellintention und Rechenkapazität variiert sowohl die räumliche als auch die zeitliche Auflösung des Meereismodells. Häufig werden Modelle an Bedingungen in bestimmten Regionen angepasst. Wichtige Voraussetzungen für akzeptable Ergebnisse sind stets gute, den Bedürfnissen angepasste Anfangs- und Randbedingungen sowie entsprechende Antriebsdaten für die Atmosphäre und den Ozean. Oft werden Messungen mit Hilfe von Satelliten, Bojen und ULS herangezogen, um eine Abschätzung der Güte der Modellergebnisse zu erhalten. Andererseits bieten Modelle die Möglichkeit, Sensitivitätsstudien durchzuführen und Zeiträume vor dem Satellitenzeitalter, d. h. vor der flächendeckenden Beobachtung der Arktis, zu untersuchen.

Häkkinen (1993) hat mit einem gekoppelten Eis-Ozean-Modell mit täglichem geostrophischen Windantrieb die jährliche Variabilität des arktischen Meereises und den jährlichen Eisvolumentransport durch die Framstraße für die Jahre 1955 - 1975 berechnet, um die Ursachen für die „Große Salzgehalt-Anomalie“ im Nordatlantik gegen Ende der 60er und zu Beginn der 70er Jahre zu ergründen. Das Modell zeigt für das Jahr 1968 einen gegenüber dem Mittel fast doppelt so hohen Eistransport durch die Framstraße und die Ergebnisse deuten darauf hin, dass der Ursprung der Anomalie in der Arktis lag.

Holland et al. (1995) haben ebenfalls mit einem gekoppelten Eis-Ozean-Modell die Verteilung der Eiskonzentration in der nördlichen Grönland-See und in der Framstraße berechnet. Ein Sensitivitätsexperiment ergibt, dass die Einbeziehung einer realitätsnahen Eisrheologie eine notwendige Voraussetzung für eine realistische Darstellung der Eisverteilung ist.

Studien zur Variabilität und Sensitivität des Eistransportes durch die Framstraße haben Harder et al. (1998) durchgeführt. Dabei werden durch veränderte Vorgaben der Antriebsparameter (Temperatur, Windgeschwindigkeit, Geschwindigkeit der Ozeanströmung und Niederschlag) deren Einfluss auf die Eisdriftgeschwindigkeit und die Eisdicke bestimmt und so der veränderte Eistransport durch die Framstraße unter den geänderten Bedingungen berechnet.

2.3 Wechselwirkungen Eis-Atmosphäre: lokal und großräumig

Der atmosphärische Antrieb auf die arktische Eisfläche, in Form von Windstress, Wärmeflüssen, etc. wirkt in veränderlicher Stärke und auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen. Bei der Wirkung des atmosphärischen Antriebs ist ebenfalls von Bedeutung, ob es sich

um große Eisflächen ohne Beeinflussung der Beweglichkeit am Rand, um Eisrandgebiete mit angrenzenden offenen Wasserflächen oder um Eis, das z. B. durch Landflächen in seiner Beweglichkeit eingeschränkt wird, handelt. Diese Eigenschaft relativ freier Beweglichkeit ist auch in der inneren Arktis variabel und hier besonders von der Jahreszeit abhängig. Zu beachten ist ferner die Möglichkeit der Rückkopplung zwischen veränderten Eisverhältnissen, der Atmosphäre und dem Ozean.

2.3.1 Lokale Wechselwirkungen Zyklone - Meereis

Zyklonen über dem arktischen Meereis sind durch ihre variablen, lokalen Wind- und Temperaturfelder in der Lage, innerhalb kurzer Zeit auf unterschiedliche Weise auf das unter ihnen befindliche Meereis einzuwirken und so deutliche Veränderungen in der lokalen Eisbedeckung hervorzurufen.

Bereits Zwally und Walsh (1987) beschreiben mit Hilfe von SMMR-Eiskonzentrationsdaten und einem Modellvergleich den lokalen Effekt einer Zyklone auf das Meereis in der östlichen Arktis. Sie finden trotz der nur wenige Tage vorherrschenden zyklonalen Zirkulation eine danach mehrere Monate anhaltende Verringerung des Anteils mehrjährigen Eises in der Beaufort-See. Maslanik und Barry (1989) untersuchen die Wirkung von Zyklonen in der inneren Arktis und finden dabei eine auftretende Eisdivergenz und die Entstehung offener Wasserflächen mit einer Zeitverschiebung von zwei Tagen. Maslanik et al. (1995) finden anhand von Eiskonzentrationsdaten aus SAR-, SSM/I- und AVHRR-Bildern sowie aus Modellergebnissen ebenfalls eine Abnahme der Eisbedeckung in der Beaufort-See nach der Passage einer synoptisch-skaligen Zyklone. Die in ihren Ergebnissen gleichzeitig auftretende Zunahme des Anteils einjährigen Eises führen Maslanik et al. (1995) auf das Überfrieren entstandener offener Wasserstellen zurück. Ähnliche Ergebnisse erhalten auch Holt und Martin (2001) bei der Passage eines Sturmtiefs über das Meereis in der Beaufort-, Chukchi- und Ostsibirischen See im August 1992. Neben der Entstehung offener Wasserstellen in der inneren Arktis beschreiben sie auch eine Zerkleinerung größerer Schollen und das Auseinanderdriften des Eisfeldes am Eisrand.

Rasmussen et al. (1997) beschreiben während einer Messkampagne im Frühjahr 1989 in der Framstraße den Durchzug einer Front, die mit einem in der GIN-See entstandenen mesoskaligen Wirbel verbunden ist. Sie kommen zu dem Schluss, dass diese in der Regel nicht gemessenen bzw. in Modellen nicht aufgelösten, mesoskaligen Wirbel bei häufigem Auftreten entscheidenden Einfluss auf den meridionalen Wärmetransport von den mittleren Breiten in die Arktis sowie auf die Eisdrift durch die Framstraße haben könnten. Dierer (2002) beschreibt in Sensitivitätsstudien, dass mesoskalige Zyklonen eine Auflockerung der Eisbedeckung und eine Verlagerung des Eisrandes nach sich ziehen. Brümmer und Hoeber (1999) und Brümmer et al. (2001) beschreiben jeweils den Einfluss einer Zyklone auf das Eis in der Framstraße. Dabei er-

gibt sich im Anschluss an eine Zyklonenpassage eine Erhöhung des „Windfaktors“, d. h. des Verhältnisses aus Eisdriftgeschwindigkeit und Windgeschwindigkeit.

Neben der Wirkung von Zyklonen auf das Meereis gibt es auch eine Rückwirkung auf die Atmosphäre. So haben Turner et al. (1993) mesoskalige, atmosphärische Wirbel in der Arktis untersucht und diese in verschiedene Klassen eingeteilt, abhängig von ihrer Entstehung und Entwicklung. Als Hauptkriterien für die Einteilung werden dabei Baroklinität, bevorzugt in der Eisrandzone, Konvektion und Vorticitybildung durch Advektion oder im Lee von Gebirgen herangezogen. Die Entstehung und das Auftreten von mesoskaligen Zyklonen nahe der Eisrandzone wird von Heinemann (1996) beschrieben. Er zeigt, dass sich diese Zyklonen oft in flachen, bodennahen Frontalzonen mit hoher Baroklinität bilden. In der Arbeit von Dierer (2002) wird dargestellt, dass durch eine Zyklone hervorgerufene, veränderte Eisbedeckungen einen deutlichen Einfluss auf die weitere zeitliche Entwicklung der Zyklone haben.

2.3.2 Großräumige Wechselwirkungen Atmosphäre - Meereis

Wie bereits in Kapitel 1.2 geschildert, findet man im arktischen Meereis zwei vorherrschende Strömungssysteme (vgl. Abbildung 1.1). Der Beaufort-Wirbel befindet sich nördlich von Alaska und Kanada und reicht bei stark ausgeprägtem Auftreten bis weit in die zentrale Arktis und über den Pol hinaus. Dieser Wirbel hat eine antizyklonale Zirkulation und sorgt dafür, dass an der Nordküste Grönlands in der Regel die größten Meereisdicken der gesamten Arktis anzutreffen sind. Die andere großräumige Strömung ist die transpolare Drift, die von den Küsten des westlichen und mittleren Sibiriens quer durch die Arktis verläuft und bis zur Hauptnahtstelle zwischen dem Arktischen Ozean und dem Nordatlantik (Framstraße) reicht. Diese beiden Systeme werden durch großräumige, atmosphärische Zirkulationsanomalien in ihren Stärken und Ausprägungen variiert. Der Einfluss dieser Anomalien tritt dann in interannualen bis dekadischen Schwankungen der arktisweiten Meereisparameter (z. B. Eisbedeckung und -konzentration) auf. Gerade auf längeren Zeitskalen ist die Wechselwirkung zwischen Meereis und Atmosphäre ein bedeutender Klimaprozess.

Proshutinsky und Johnson (1997) errechnen mit Hilfe eines windgetriebenen, gekoppelten Eis-Ozean-Modells zwei wechselnde Regime der Eisdrift in der zentralen Arktis. Diese werden durch den Wechsel zwischen dominierender zyklonaler bzw. dominierender antizyklonaler Zirkulation im atmosphärischen Antrieb verursacht. Dieser Wechsel findet typischerweise in Intervallen von fünf bis sieben Jahren statt. Damit verbunden ist eine Veränderung des Einflusses auf die transpolare Drift und damit auch auf den Eistransport durch die Framstraße. Als Ursache für den Wechsel dieser dominierenden atmosphärischen Zirkulationsmuster vermuten Proshutinsky und Johnson (1997) höhere bzw. niedrigere Wasseroberflächentemperaturen im nördlichen Nordatlantik, wobei eine warme Wasseroberfläche eine stärkere zyklonale Zirkula-

tion hervorruft. Polyakov et al. (1999) untersuchen die Unterschiede in der Eisdicke und -konzentration für „zyklonale Zirkulationsregime“ (CCR) und „antizyklonale Zirkulationsregime“ (ACCR) in der Arktis. Während in Jahren mit ACCR, was Polyakov et al. (1999) als „winterliche Bedingungen“ mit kalter und trockener Atmosphäre beschreiben, größere Eisdicken und Eiskonzentrationen vorherrschen, treten in Jahren mit CCR, von ihnen als „sommerliche Bedingungen“ mit einer relativ warmen und feuchten Atmosphäre bezeichnet, geringere Eisdicken und -konzentrationen verstärkt auf. Da sich bei den verschiedenen Regimen die vorherrschende Eisdrift deutlich ändert, beeinflussen diese das Auftreten von offenen Wasserstellen in der zentralen Arktis im Sommer und damit lokal die Meeresoberflächentemperatur. Darüber hinaus beeinflussen die Regime auch die Menge des Eistransports durch die Framstraße. Polyakov et al. (1999) erklären, dass das mehrjährige Auftreten eines Regimes zur Akkumulation der beschriebenen Effekte und somit zu großen interannualen Schwankungen führen kann. Venegas und Mysak (2000) beschreiben in ihrer Arbeit die Variabilität der Eisbedeckung in verschiedenen Regionen der Arktis und finden dabei vier dominierende Signale mit Perioden von 6 - 7 Jahren bis zu Perioden von 30 - 50 Jahren, die über 60% der Varianz beschreiben. Venegas und Mysak (2000) führen diese unterschiedlichen Periodendauern, abhängig von der betrachteten Region, auf unterschiedliche atmosphärische und ozeanische Einflussfaktoren zurück. Auch Vinje (2001) stellt eine dekadische Variabilität der Meereisausdehnung mit einer Verkürzung der Periodendauer zwischen dem Ende des 19. Jahrhunderts und dem letzten Quartal des 20. Jahrhunderts fest. Die Phase der Variabilität mit geringerer Frequenz zu Beginn (1864 - 1900) des Untersuchungszeitraums fällt mit einem starken ozeanischen und einem geringeren atmosphärischen Einfluss zusammen. Während der letzten 20 Jahre (1975 - 1995) des Untersuchungszeitraums stellt sich die Gewichtung der Einflussfaktoren Ozean und Atmosphäre um. Der Atmosphäreneinfluss wird dominant und die Abweichungen der Meereisausdehnung treten mit zunehmender Frequenz auf.

Mysak et al. (1990) schließen aus Beobachtungs- und Messdaten der Meereisausdehnung für den Zeitraum 1901 - 1984 auf eine sich selbst regulierende Rückkopplungsschleife zwischen Atmosphäre, Ozean und arktischem Meereis mit einer Periode von ca. 20 Jahren. Dabei werden als relevante Parameter in der Schleife nacheinander Zyklogenese, Niederschlag, Süßwasser eintrag durch Flüsse, Salzgehalt, Meereisausdehnung, ozeanische Schichtungsstabilität, konvektive Umwälzung, polwärts gerichteter, ozeanischer Wärmetransport und der Wärmeaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean miteinander gekoppelt. Durch die Feststellung einer positiven bzw. negativen Wirkung jedes Parameters auf den Folgeparameter ergibt sich eine im Ergebnis negativ gekoppelte Schleife. In einer Arbeit von Mysak und Venegas (1998) für den Zeitraum 1953 - 1992 wird ebenfalls eine dekadische Rückkopplungsschleife für die arktischen Atmosphäre-Eis-Wechselwirkungen beschrieben. Diese Schleife ist durch eine die Arktis im Uhrzeigersinn durchwandernde Meereisanomalie gekennzeichnet. Anders als bei Mysak et al. (1990) wird hier jedoch eine stärkere Verbindung zur Nordatlantischen Oszillation (NAO), die

als beeinflussender Effekt über Druckanomalien auf die Meereisanomalien wirkt, vermutet.

Im Gegensatz zu Mysak et al. (1990) und Mysak und Venegas (1998) stellen Fang und Wallace (1994) nur eine einseitige Kopplung zwischen Atmosphäre und Meereis fest. Sie erkennen in ihrer Auswertung einen Dipol der Eisbedeckung zwischen der Labradorsee einerseits und der Grönland- und Barents-See andererseits, der mit der NAO gekoppelt ist. Die stärkste Kopplung ergibt sich hierbei, wenn das Dipolmuster des Meereises eine zweiwöchige Verzögerung auf das NAO-Muster aufweist. Untersuchungen von Slononsky et al. (1997) und Deser et al. (2000) mittels EOF (Empirische Orthogonal-Funktion)-Analysen der Eiskonzentration zeigen ebenfalls ein solches Dipolmuster mit Zentren westlich und östlich von Grönland. Auch Vinje (2001) findet eine solche Reaktion des Meereises auf die NAO. Deser et al. (2000) erklären jedoch, dass der NAO-Index als ein Maß für die detaillierten Eiskonzentrationsabweichungen im nordatlantischen Sektor nicht aussagekräftig genug ist, da trotz eines ähnlichen NAO-Index in verschiedenen Jahren sehr unterschiedliche Bodendruckanomalien in der nordatlantisch-arktischen Region, mit entsprechend unterschiedlichen geostrophischen Windfeldern, auftreten.

Deser et al. (2000) stellen darüber hinaus die These auf, dass in jenen Bereichen der Grönland-See, in denen sich die Eisausdehnung in der Vergangenheit verringert hat, eine Zunahme der Zyklonenaktivität stattgefunden hat. Der Zusammenhang zwischen einer abnehmenden Eisausdehnung und steigender Zyklonenaktivität wird auch von Maslanik et al. (1996), speziell für die Sommermonate zwischen 1978 - 1995, im Bereich der sibirischen Arktis beschrieben. Sie können jedoch nicht erklären, ob dieser Effekt vornehmlich durch dynamische Effekte, d. h. durch Aufbrechen und Verschieben von Eisflächen, oder durch thermodynamische Effekte, d. h. durch Advektion von warmer Luft mit der Zyklone und Absorption von kurzwelliger Strahlung in offenen Wasserstellen, verursacht wird. Maslanik et al. (1996) weisen aber auf die mögliche positive Rückkopplung beider Prozesse, gerade bei dünnem oder einjährigem Eis, hin. Johannessen et al. (1999) zeigen eine langfristig zu beobachtende Abnahme des Anteils mehrjährigen Eises an der Eisbedeckung. Daraus resultierend erhalten sie eine Verringerung der Eisdicke, was sie in Zusammenhang mit einer Zunahme der Zyklonenhäufigkeit in der Arktis bringen. Nach Walsh et al. (1996) führt das zeitlich zunehmende Auftreten von zyklonalen Windfeldern, wie in ihren Daten beobachtet, zu einer Verstärkung der Divergenz der Eisbewegung und damit zu einer Erhöhung des Anteils jungen und einjährigen Eises an der Eisbedeckung in der Arktis. Murray und Simmonds (1995) finden im Gegensatz hierzu in einer Arbeit über die Wirkung einer abnehmenden Meereiskonzentration auf die Zyklonenaktivität weder einen derartigen Zusammenhang im Bereich der zentralen Arktis noch einen Zusammenhang bezüglich der Position der bevorzugten Zugbahnen nördlich von 45° Nord.

Einen Zusammenhang zwischen dem Eistransport durch die Framstraße und der NAO stellen Kwok und Rothrock (1999) in ihrer Arbeit her. Dabei finden sie während der Wintermonate

(Dezember - März) des Zeitraums 1978 - 1996 eine hohe positive Korrelation zwischen dem NAO-Index, dem Druckgradienten in der Framstraße und der durch die Framstraße durchströmenden Eisfläche. Für die Jahre 1990 - 1995 erkennen Kwok und Rothrock (1999) eine positive Korrelation zwischen dem volumenbezogenen Eistransport und der NAO. Sie weisen jedoch darauf hin, dass die Korrelation in Phasen mit niedrigem NAO-Index schwächer ausgeprägt ist und führen dies auf den dann nicht mehr so prägnanten Einfluss der NAO zurück. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen Dickson et al. (2000), die einen starken Zusammenhang zwischen der positiven Phase des winterlichen NAO-Index und der interannualen Variabilität des Eistransportes durch die Framstraße in die Grönland-See herleiten. Gleichwohl betonen auch sie, dass Eistransport und NAO-Index im Allgemeinen nicht streng miteinander korreliert seien.

Im Gegensatz dazu finden Häkkinen und Geiger (2000) bei einer Analyse der niederfrequenten Zirkulationsmoden in der Arktis für die Jahre 1951 - 1993 keine Korrelation zwischen dem Eistransport durch die Framstraße und der NAO. Auch Hilmer und Jung (2000) finden für den Zeitraum 1958 - 1997 nur eine schwache Korrelation zwischen der NAO und dem Eistransport durch die Framstraße. Nachdem Hilmer und Jung (2000) ihren Untersuchungszeitraum in zwei Intervalle (1958 - 1977, 1978 - 1997) aufteilen, erhalten sie in Übereinstimmung mit anderen Arbeiten im zweiten Intervall eine hohe Korrelation, während die Korrelation in der ersten Hälfte vollkommen verschwindet. Sie führen diesen deutlichen Unterschied zwischen den beiden Intervallen auf eine Verlagerung des nördlichen Aktivitätszentrums der NAO nach Nordosten im Zeitraum 1978 - 1997 zurück, ohne hierfür eine Erklärung geben zu können.

Polyakov und Johnson (2000) beschreiben in einer Arbeit über niederfrequente Variabilität in der Arktis die Wirkung von Arktischer Oszillation (AO) und einer niederfrequenten Oszillation (LFO) mit einer Periodenlänge von 60 - 80 Jahren auf das Meereis und erklären die Reduktion der arktischen Eisdicke in den 90er Jahren durch eine intensive zyklonale atmosphärische Zirkulation, die durch das Zusammenwirken der beiden Oszillationsarten hervorgerufen wird. Rigor et al. (2002) zeigen ebenfalls, dass sich unter Bedingungen eines hohen AO-Index, wie sie in den 90er Jahren aufgetreten sind, die Eisdicke in der Arktis verringert. Diese Tatsache wird nach Rigor et al. (2002) verursacht durch einen erhöhten Eistransport, der von der westlichen sibirischen Küste weggeführt und dort die Neubildung von dünnem Meereis erlaubt, und durch die erhöhte Eisdivergenz in der östlichen Arktis aufgrund der verstärkten zyklonalen Eisbewegung. Rigor et al. (2002) kommen zu dem Ergebnis, dass die Ausdünnung des Meereises zu einer Erhöhung der oberflächennahen Lufttemperatur führt und nicht umgekehrt eine atmosphärische Erwärmung zur Verringerung der Eisdicke.

Vinje (2000) beschreibt für einen 135-jährigen Zeitraum den ozeanischen und atmosphärischen Einfluss auf die Meereisausdehnung in den Nordmeeren im Frühjahr. Dabei findet Vinje (2000) eine Abnahme der Eisausdehnung um 33% seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts und macht eine Temperaturzunahme des Ozeans, im Gegensatz zur atmosphärischen Erwärmung,

mehrheitlich verantwortlich für diesen Eisrückgang. Vinje (2000) zeigt, dass der ozeanische und der atmosphärische Einfluss seit 1970 erstmalig positiv korreliert sind und dass dieser Zeitpunkt mit der verstärkten globalen Erwärmung zusammenfällt.

Kapitel 3

Daten und Bearbeitungsmethoden

3.1 Atmosphärische Daten: EZMW-Analysen des Luftdruckfeldes

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit umschließt die Region nördlich von 60° Nord (Abbildung 3.1). Dieses Gebiet wird im weiteren Verlauf als Arktis bezeichnet. In dieser Arbeit wird eine „Framstraßenregion“ definiert, deren Begrenzungen durch die Breitengrade bei 76.5° Nord und 82.5° Nord sowie die Längengrade bei 20° West und 15° Ost gegeben sind. Innerhalb dieses Ausschnittes wird eine weitere Unterteilung in vier Sektoren vorgenommen. Die Trennlinien verlaufen entlang 79.5° Nord in Ost-West- und entlang 2.5° West in Nord-Süd-Richtung, so dass sich ein Nordwest-, ein Nordost-, ein Südwest- und ein Südostsektor ergeben.

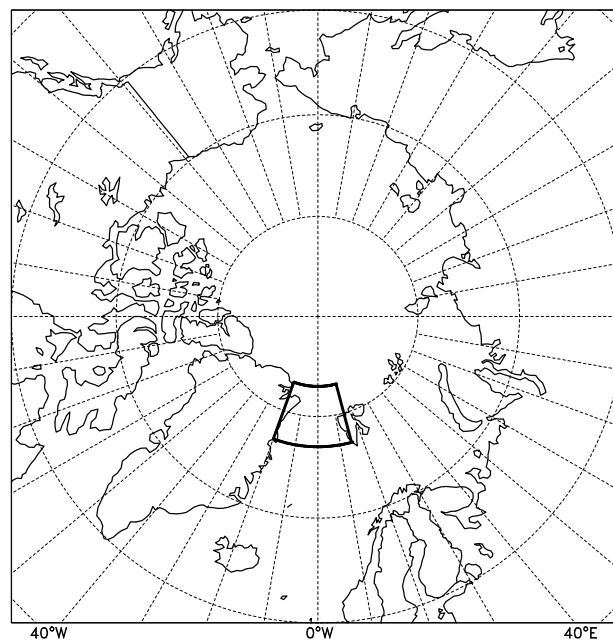


Abbildung 3.1: Untersuchungsgebiet der Arktis nördlich von 60° Nord.
Die Framstraßenregion ist durch einen dicken Rahmen hervorgehoben.

Zur Erstellung einer langfristigen, homogenen Zeitreihe der Zyklonenaktivität in der Arktis werden Reanalyse- und Analysedaten des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) in Reading (Großbritannien) verwandt. Für den Zeitraum von Dezember 1978 bis einschließlich Februar 1994 werden die Reanalysedaten und von Januar 1994 bis einschließlich Dezember 2000 die Analysedaten im Bereich der Arktis mit einer zeitlichen Auflösung von sechs Stunden, entsprechend vier Terminen pro Tag (00, 06, 12, 18 UTC), herangezogen. Die Daten stammen aus dem in Reading operationell betriebenen spektralen T106-Modell. Die auf ein Gitter interpolierten Ergebnisse haben eine räumliche Auflösung von 1.125° (Abbildung 3.2). Dies entspricht einer geographischen Auflösung von ca. 125 km in Nord-Süd-Richtung sowie zwischen 62.5 km bei 60° Nord und ca. 2 km bei 89° Nord in Ost-West-Richtung.

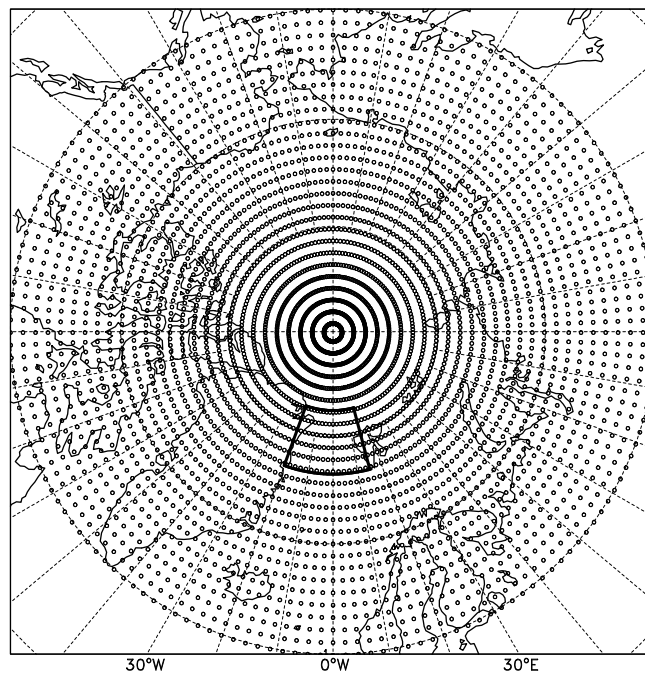


Abbildung 3.2: Verteilung der Gitterpunkte der EZMW-Daten im Untersuchungsgebiet. (In West-Ost-Richtung ist nur jeder 2. Gitterpunkt dargestellt.)

Als Parameter wird das auf Normalnull reduzierte Druckfeld benutzt. Leider liegen die Reanalysen nicht durchgehend für den gesamten Untersuchungszeitraum (1978 - 2000) vor. Dies hat auf die hier vorgenommenen statistischen Zyklonenuntersuchungen jedoch keinen Einfluss. Für die zweimonatige Überlappungsphase der Reanalyse- und Analysedaten (Januar und Februar 1994) wurden die Ergebnisse beider Analysen miteinander verglichen, um Inhomogenitäten in der Zeitreihe zu erkennen. Dabei zeigte sich, dass es nur geringe Unterschiede von einigen Zehntel Hektopascal im Druckniveau gab, so dass die Bodendruckdaten für die hier genutzten Zwecke als im zeitlichen Ablauf homogen anzusehen sind.

3.2 Methoden zur Bestimmung von Detektionen und zur Verfolgung von Zyklonen

Folgende Begriffe werden im weiteren Verlauf der Arbeit benutzt:

Detektion: Jedes gefundene und gesicherte, lokale Druckminimum (d. h. Tiefdruckkern) wird zunächst als Tiefdetektion oder kurz als Detektion bezeichnet.

Zyklone: Mit der Vergabe eines „Namens“ (einer Kennungsnummer) wird aus einer Detektion eine Zyklone. In der Regel können mehrere, zeitlich aufeinanderfolgende Detektionen einer einzigen Zyklone zugeordnet werden. Im Minimalfall besteht eine Zyklone nur aus einer einzigen Detektion.

3.2.1 Bestimmung einer Detektion

Über das auf dem Gitter vorliegende Bodendruckfeld wird ein Ausschnitt mit einer Größe von drei Gitterpunkten in Nord-Süd-Richtung - entsprechend 375 km - und 15 Gitterpunkten in Ost-West-Richtung - entsprechend 75 km bis 900 km - gelegt. Innerhalb dieses Ausschnittes wird unter Anwendung einer Suchroutine aus einer NCAR-Bibliothek (National Center for Atmospheric Research) nach einem Druckminimum gesucht. Die gewählte Größe des Ausschnittes („Suchradius“) ist ein Maß für die kleinste Skala der hier untersuchten Tiefdruckgebiete. Für die Bestimmung des Druckminimums innerhalb des Suchradius wird der Bodendruck an einem Gitterpunkt jeweils mit dem der vier unmittelbaren Nachbarpunkte (Nord, Süd, West, Ost) verglichen. Frühere Arbeiten nutzen ebenfalls nur die vier nächsten Nachbarn (Lambert, 1988; Haak, 1993; Blender et al., 1997), jedoch teilweise zusätzlich auch noch die übernächsten und diagonal gelegenen Nachbarpunkte (Le Treut und Kalnay, 1990; König et al., 1993; Serreze, 1995). Dabei wird von Lambert (1988), Haak (1993) und Blender et al. (1997) die 1000-hPa-Geopotentialhöhe zur Bestimmung der Tiefdruckzentren verwendet. König et al. (1993) verwenden eine Kombination aus 1000 hPa-Geopotentialfeld und 850 hPa-Vorticityfeld. Whittaker und Horn (1984), Le Treut und Kalnay (1990) sowie Serreze (1995) nutzen dagegen das Bodendruckfeld.

Falls sich ein Druckminimum im zuerst analysierten Ausschnitt auf einem Randpunkt dieses Ausschnittes befindet, so wird dieses Minimum nicht berücksichtigt. Anschließend wird der Ausschnitt um einen Gitterpunkt nach Osten verschoben und eine erneute Untersuchung vorgenommen. Wird dabei ein niedrigerer Druckwert als das bisherige Druckminimum gefunden und befindet sich das bisherige Minimum noch innerhalb des neuen, verschobenen Fensterausschnittes und nicht auf dessen Rand, so wird das alte Druckminimum verworfen. Minima, die sich auf dem Rand des aktuellen Ausschnittes befinden, werden wiederum nicht berücksichtigt. Nachdem auf diese Weise das gesamte Feld in West-Ost-Richtung einmal abgesucht wurde,

findet eine Verschiebung des Ausschnittes um einen Gitterpunkt nach Norden statt. Erneut wird der Ausschnitt gitterpunktweise zonal über das gesamte Untersuchungsgebiet der Arktis verschoben und entsprechend nach Druckminima abgesucht, bis auf diese Weise die Analyse des gesamten Datenfeldes beendet ist. Nach allen Verschiebungen und Suchdurchläufen werden die verbliebenen Minima als Tiefdruckzentren (Detektionen) gekennzeichnet und ihre Daten (Zeit, Position, Kerndruck) gesichert.

Aufgrund des gewählten Suchalgorithmus werden keine Detektionen am Rand des Rohdatenfeldes berücksichtigt. Da die Druckdaten als zweidimensionale Felder in Länge ($0^\circ - 360^\circ$) und Breite ($60^\circ - 90^\circ$) vorliegen, ergeben sich Probleme am nördlichen und südlichen Rand sowie an der Nahtlinie bei $0^\circ / 360^\circ$. Das Problem des südlichen Randes wird durch eine Ausweitung des Untersuchungsgebietes um eine Gitterpunktreihe nach Süden, südlich von 60° Nord, gelöst. Das Problem der Nahtstelle bei $0^\circ / 360^\circ$ (Abbildung 3.3) wird, falls das Auftreten einer Detektion hier möglich erscheint, durch eine Umgruppierung der Rohdaten um 180° auf dem Gitterpunktfeld und eine anschließend erneut durchgeführte Suche nach Druckminima beseitigt.

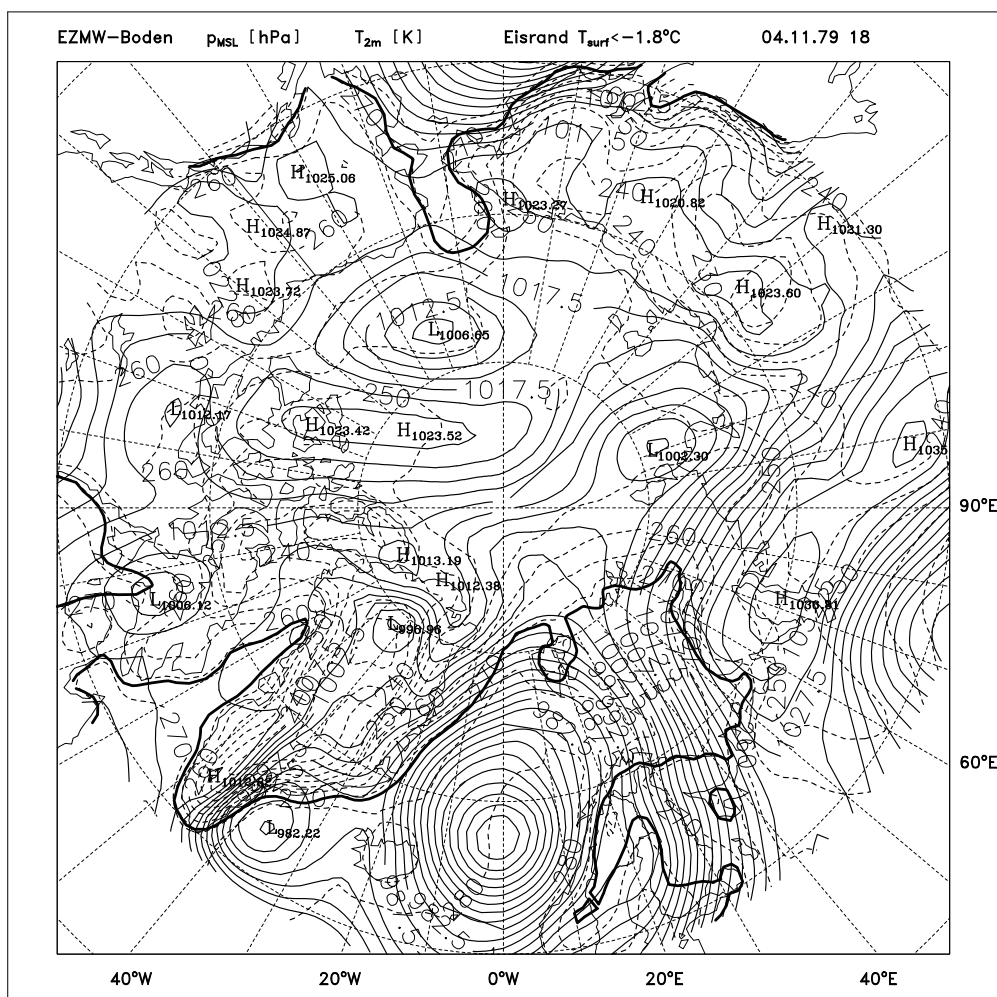


Abbildung 3.3: Bodendruckkarte vom 4. November 1979. Bei 1.13° West, 67.84° Nord befindet sich eine zunächst nicht ermittelte Detektion.

Da der nördliche Rand des Untersuchungsgebietes im Gegensatz zum Analysegebiet des EZMW in der Realität mitten im Zentrum des Untersuchungsgebietes (am Nordpol) liegt, werden mögliche Detektionen zunächst nicht registriert und gesichert, obwohl die gezeichneten Druckkarten aufgrund der Isoliniendarstellung durchaus die Existenz eines Tiefdruckgebietes nahe legen (Abbildung 3.4). Um dieses Problem zu beheben, werden die beiden nördlichsten Gitterpunktzeilen mit einem einfachen Programm auf den minimalen Druckwert durchsucht. Befindet sich der minimale Druckwert auf der nördlichsten Gitterpunktzeile, so wird die Position dieses Minimums als die Position des Tiefs bezeichnet und gesichert. Zur Absicherung werden diese Detektionen noch einmal mit den Bodendruckkarten verglichen. Dabei ist auf den Karten meist eine Tendenz bezüglich der Position des Druckminimums aufgrund der Isolinien erkennbar, die durch dieses gesonderte Erkennungsverfahren in der Regel bestätigt wird.

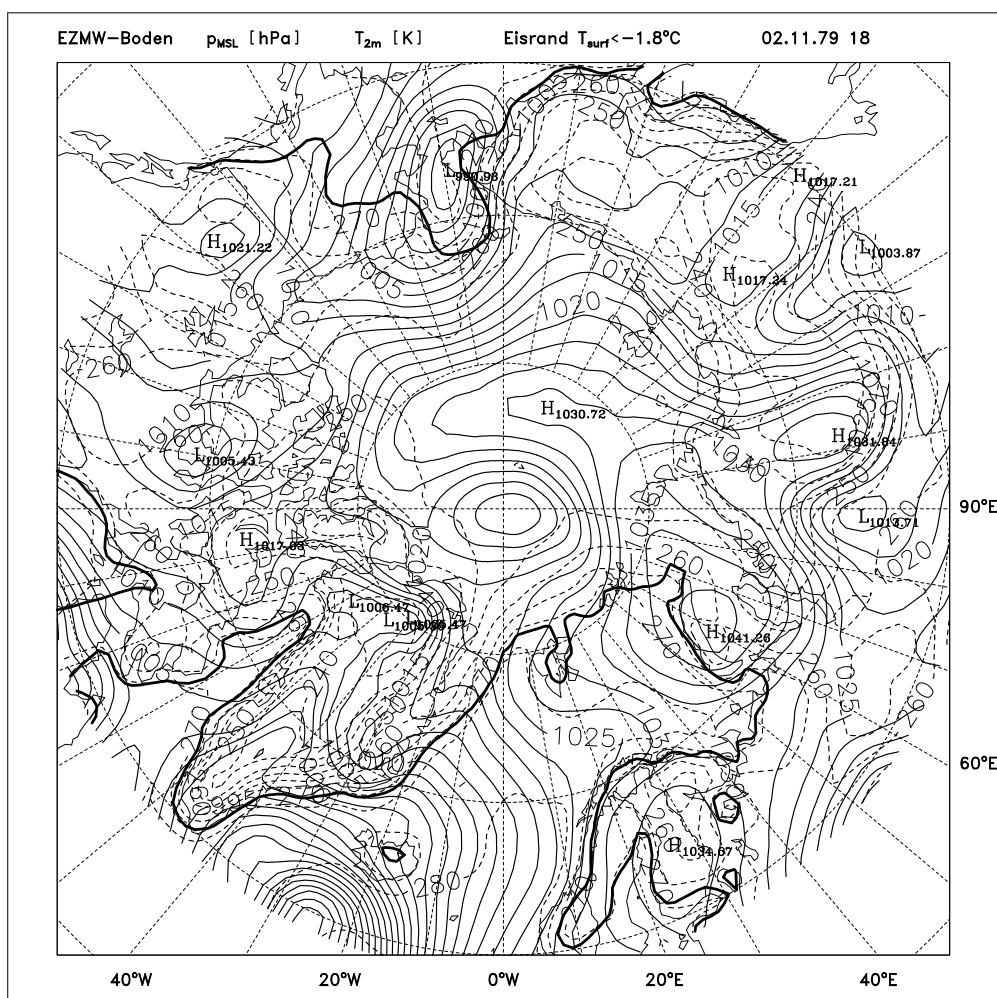


Abbildung 3.4: Bodendruckkarte vom 2. November 1979. Bei 59.63° Ost, 89.14° Nord befindet sich eine zunächst nicht ermittelte Detektion.

Der Betrag der Druckdifferenz zwischen benachbarten Gitterpunkten wird in dieser Arbeit nicht als Kriterium für die Identifizierung eines Druckminimums herangezogen. Der gleiche Ansatz, auf eine Mindestdruckdifferenz zu verzichten, wird auch in verschiedenen früheren Arbeiten

genutzt. Lambert (1988) und Haak (1993) folgen diesem Ansatz, während König et al. (1993) mit ca. 11 gpm / 1000 km und Serreze (1995) mit 2 hPa / 2400 km einen Mindestwert als Druckunterschied zur Vermeidung numerischer Schwankungen in ihren Daten verlangen. Whittaker und Horn (1984) fordern das Vorhandensein einer geschlossenen Isobare, wobei sie 4 hPa als Isobarenintervall verwenden.

Zusätzliche Kriterien, die einen Ausschluss zu schwacher Minima bewirken würden, werden hier nicht berücksichtigt. So gibt es keine Obergrenze für den Kerndruck einer Detektion. In dieser Arbeit wird z. B. ein Minimum bei 980 hPa in einem 990 hPa-Umfeld genauso berücksichtigt wie ein Minimum von 1025 hPa in einem 1035 hPa-Umfeld. Serreze (1995) schließt dagegen Druckminima mit Werten oberhalb von 1012 hPa aus seinen Analysen aus. Blender et al. (1997) schließen alle Tiefs aus, deren Bodendruck über 1000 hPa liegt.

Als weitere Einschränkung schließen König et al. (1993) Datenpunkte oberhalb einer 1000 m-Orographie aus, um mathematische Artefakte, die bei der Reduktion auf das 1000 hPa-Geopotentialfeld entstehen können, zu unterdrücken. Auf dieses Problem innerhalb der hier vorliegenden Arbeit wird am Ende von Abschnitt 3.2.2 noch einmal eingegangen.

3.2.2 Verfolgung einer Zyklone

Die Bodendruckfelder werden zu jedem Termin als Karten dargestellt. Alle Detektionen auf der zeitlich ersten Druckkarte erhalten eine individuelle Kennungsnummer (Name). Auf diese Weise gekennzeichnete Zyklonen werden anschließend anhand der Druckkarten „per Auge“ in zeitlicher Abfolge der Termine verfolgt. Dabei werden zusammengehörende Detektionen derselben Zyklone mit demselben Namen gekennzeichnet. Neu entstandene Zyklonen oder solche, die erstmalig in das Untersuchungsgebiet hineinziehen und somit keine Fortführung einer bereits identifizierten Zyklone darstellen, erhalten einen neuen Namen. In Abbildung 3.5 ist für einen kurzen zeitlichen Abschnitt ein Beispiel für die Namensvergabe dargestellt. Die zeitliche Zuordnung der Detektionen derselben Zyklone erlaubt die Bestimmung der Zugbahn, der Zuggeschwindigkeit, der Lebensdauer und der Tendenzen des Kerndrucks (Zyklognese, Zyklolyse).

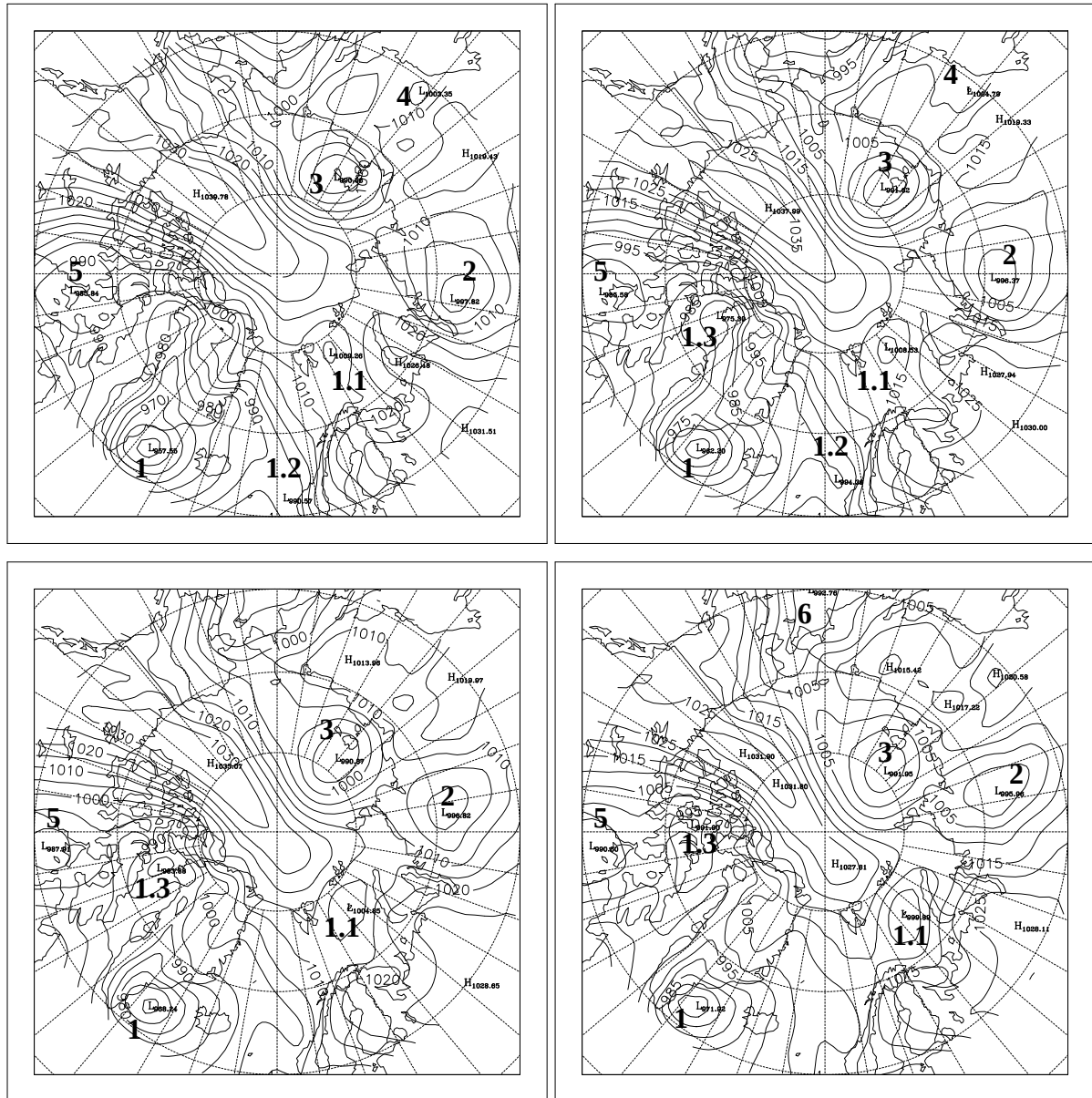


Abbildung 3.5: Serie der 6-stündlichen EZMW-Bodendruck-Karten vom 2. Februar 1994, 06 UTC, bis zum 3. Februar 1994, 00 UTC.

Die Nummern geben die verschiedenen Zyklonen wieder.

Bei der Zuordnung einer zeitlich späteren Detektion zu einer bereits bestehenden Zyklone werden verschiedene Kriterien angewandt. Sie sind in der Reihenfolge ihrer Anwendung nicht festgelegt, aber üblicherweise wird in folgender Reihenfolge vorgegangen:

1. Entfernung der Folgedetektion von der vorherigen Auftrittsposition: Hierbei wird nicht vorausgesetzt, dass die kürzeste Entfernung zwischen einer Detektion zum Zeitpunkt $t+1$ und einer Detektion zum Zeitpunkt t die gesuchte Zugbahn darstellt (es könnte z. B. in einem komplexen Tiefdrucksystem ein neuer Tiefkern entstanden sein). Jedoch wird mit zunehmender Entfernung der Position zum Zeitpunkt $t+1$ von der Position zum Zeitpunkt t eine Verbindung als immer unwahrscheinlicher angenommen.

2. Zugrichtung: Grundsätzlich wird eine Verlagerung nach Osten als wahrscheinlicher angesehen als eine gleich schnelle (!) Verlagerung nach Westen. In Bezug auf die Verlagerung in nördlicher oder südlicher Richtung wird keine solche Vorausannahme getroffen. Besteht - den Druckkarten nach - die Möglichkeit zwischen einer größeren Verlagerung nach Osten und einer geringeren Verlagerung nach Westen zu entscheiden, so treten weitere, nachfolgend beschriebene Kriterien hinzu.
3. Großräumiges Druckmuster: Die Verfolgung einer Zyklone wird durch die Tatsache erleichtert, dass die Atmosphäre im synoptischen Skalenbereich ein über 6 Stunden hinaus anhaltendes Gedächtnis (Persistenz) besitzt. So wird z. B. bei komplex strukturierten Systemen eine gemeinsame Verlagerung mehrerer Zyklonenkerne unter Beibehaltung der Konfiguration als wahrscheinlicher angenommen als der Zusammenbruch solcher bestehenden Strukturen.
4. Druckverlauf: Der zeitliche Verlauf des Kerndruckes einer Zyklone wird über mehrere, aufeinander folgende Termine beobachtet (auch in die Zukunft!). Auf diese Weise kann bei unklaren Situationen eine länger anhaltende Drucktendenz für mögliche Verbindungen als Kriterium herangezogen werden.
5. Vorherige bzw. spätere Zuggeschwindigkeit und -richtung: Wie beim Druckverlauf wird auch die Verlagerungsgeschwindigkeit (und -richtung) einer Zyklone über mehrere Zeitintervalle in der Vergangenheit (und in eine mögliche Zukunft hinein!) herangezogen.

In der Literatur werden verschiedene Methoden zur zeitlichen Zuordnung und Verfolgung von Detektionen derselben Zyklone angewandt. König et al. (1993) setzen eine bestimmte Reihenfolge des Absuchens der möglichen Verbindungspunkte innerhalb ihres Zielgebiets ein, um Tiefdruckgebiete zeitlich korrekt verfolgen zu können. Haak (1993) versucht durch eine geeignete Verlagerung des Zielsuchgebietes relativ zur betrachteten Position die möglichen Verbindungen einzugrenzen. Zusätzlich berücksichtigt er die Stärke der Tiefdruckgebiete zur Bestimmung der korrekten Zugbahnverbindungen. Während sowohl Le Treut und Kalnay (1990) als auch Blender et al. (1997) nach Verbindungen in der Vergangenheit suchen, führen König et al. (1993) und Serreze (1995) die Suche nach einer Verbindung zum jeweils folgenden Termin durch. Serreze (1995) fordert dabei für die Zuordnung zweier Detektionen zur selben Zyklone Beschränkungen u.a. für die Zuggeschwindigkeit, die Zugrichtung und die Drucktendenz.

Vielfach wird in der Literatur bei der Erstellung einer Zyklonenstatistik eine Beschränkung auf Zyklonen mit einer bestimmten Mindestlebensdauer vorgenommen. Whittaker und Horn (1984) und König et al. (1993) berücksichtigen nur Zyklonen, die sich mindestens 24 Stunden in dem jeweils in ihrer Arbeit untersuchten Gebiet befinden. Le Treut und Kalnay (1990) dagegen verwerfen alle Zugbahnen, die nicht mindestens an drei aufeinanderfolgenden Zeitpunkten (bei Intervallen von 6 bzw. 12 Stunden) verfolgt werden können. Ebenfalls drei aufeinanderfolgende Detektionen, jedoch für tägliche Druckfelder, fordert Haak (1993) bei seinen Zugbahnen, andernfalls bleiben sie unberücksichtigt. Blender et al. (1997) nehmen aus ihrer Analyse alle Zugbahnen heraus, die bei einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden eine Lebensdauer von 3 Tagen nicht erreichen.

Oft lässt sich bereits einige Termine im Voraus erkennen, dass eine neue Zyklone durch den Südrand des Untersuchungsgebietes, z. B. südlich von Island, hineinziehen wird. Tritt eine Zyklone über den südlichen Rand in das Untersuchungsgebiet ein, so wird der erste Detektionsort als Entstehungsort und entsprechend der erste Detektionszeitpunkt als Entstehungszeitpunkt definiert, trotz der offensichtlichen Tatsache, dass diese Zyklone bereits außerhalb des Untersuchungsgebietes entstanden ist und seit einiger Zeit existiert. Ebenso wird mit Zyklonen verfahren, die über den südlichen Rand bei 60° Nord das Untersuchungsgebiet verlassen. Der Zeitpunkt der letztmaligen Detektion und der entsprechende Ort werden als Auflösungszeitpunkt bzw. -ort bezeichnet. Zieht eine Zyklone, nachdem sie einmal das Gebiet nördlich von 60° Nord verlassen hat, erneut in das Gebiet hinein (was nur selten vorkommt), so wird diese Detektion einer neuen Zyklone zugeordnet und erhält einen neuen Namen. Dabei wird nicht berücksichtigt, dass man aufgrund der Druckkarten annehmen kann, dass es sich um eine Zyklone handelt, die bereits zu einem früheren Zeitpunkt im Untersuchungsgebiet vorgekommen ist. Kann eine Zyklone nicht ohne Unterbrechung verfolgt werden, so wird sie mit der Unterbrechung als beendet angesehen. Diese Annahme führt einerseits zu einer Erhöhung der Anzahl der Zyklonen, andererseits kann mit hoher Sicherheit ausgeschlossen werden, dass nicht zusammengehörende Zugbahnabschnitte zu einer Zugbahn verbunden werden.

Die hier angewendeten Methoden, eine Zyklone zeitlich zu verfolgen, sind zwar subjektiv und nicht automatisiert, liefern jedoch gerade in zweifelhaften oder ungewissen Fällen ein besseres Ergebnis als starr vorgegebene Kriterien eines automatischen Verfolgungsalgorithmus. Fest vorgegebene Kriterien orientieren sich in der Regel an mittleren bzw. häufig auftretenden Fällen. Extreme Fälle werden nicht erfasst. Ebenfalls können solche automatischen Algorithmen nicht auf Erkenntnisse reagieren, die zu früheren oder späteren Zeitpunkten der Zyklonenverfolgung gewonnen werden. Im Falle einer Fehlverbindung treten auch Folgefehler auf, da durch das Zustandekommen falscher Verbindungen benötigte richtige Verbindungspunkte nicht mehr zur Verfügung stehen und sich auf diese Weise Fehler akkumulieren können.

Da sich im Laufe der Arbeit gezeigt hat, dass es eine sehr hohe Anzahl an Detektionen gerade über der grönländischen Landmasse gibt, diese Detektionen jedoch aufgrund der Reduktion des Drucks auf das Meeresoberflächenniveau kritisch zu bewerten sind, werden für die in Kapitel 4 durchgeführten Betrachtungen diese Detektionen und die sich daraus ergebenden, ausschließlich über Grönland verlaufenden Zyklonenzugbahnen nicht berücksichtigt. Zyklonen, die nur zu einem Teil über Grönland verlaufen, bleiben dagegen mit diesem Teilabschnitt erhalten. In Abbildung 3.6 sind die Gitterpunkte des T106-Gitters dargestellt, die nach Abschluss der Detektionssuche und Zyklonenverfolgung ausgeschlossen werden. Eine weitere Beschränkung der Detektionsdaten aufgrund geographischer Gegebenheiten (z. B. über Ellesmere Island), findet jedoch nicht statt.

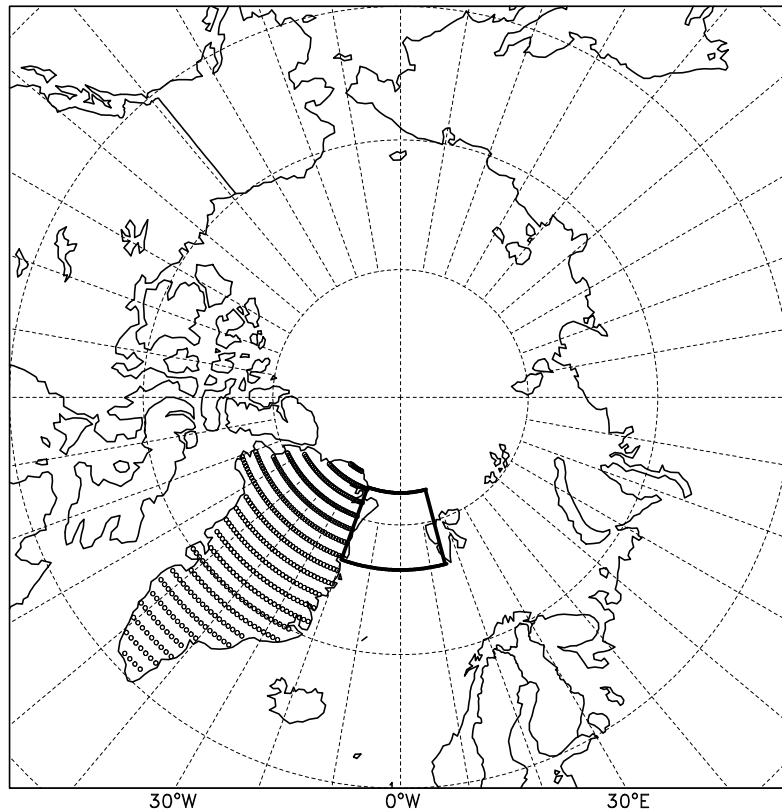


Abbildung 3.6: Ausschlusspunkte des T106-Gitters über Grönland.

3.3 Daten des Modells NAOSIM zur Eisdrift in der Framstraße

Die in dieser Arbeit benutzten Eisdaten in der Framstraße (Eisvolumentransport, Eisdriftgeschwindigkeit und Eisdicke) für den Zeitraum 3. Januar 1979 bis 26. Dezember 1999 beruhen auf Ergebnissen eines gekoppelten Eis-Ozean-Modells. Sie wurden freundlicherweise von Michael Karcher und Frank Kauker aus der Arbeitsgruppe von Rüdiger Gerdes (Alfred Wegener Institut, Bremerhaven) zur Verfügung gestellt.

Modelle bieten im Gegensatz zu realen Messergebnissen einige Vorteile, die für diese Arbeit wichtig sind. Eine Modellsimulation ermöglicht eine hohe zeitliche und räumliche Auflösung bei einer gleichzeitig langen Simulationsdauer. Die Berechnung des Eistransportes durch die Framstraße mittels realer Messungen benötigt eine gleichzeitige Messung der Eisdriftgeschwindigkeit und der Eisdicke, um daraus den Eisvolumentransport zu ermitteln. Während die Eisdriftgeschwindigkeit aufgrund der räumlichen Auflösung der Satellitendaten meist nur für mittlere Intervalle von Tagen bestimmt wird, besteht bei der Messung der Eisdicke mittels verankerten ULS in der Framstraße das Problem, dass diese Messungen erst seit dem Beginn der 90er Jahre kontinuierlich stattfinden. Eine Verkürzung des gesamten Untersuchungszeitraumes um die Hälfte wäre bei der Berücksichtigung dieser ULS-Daten die Folge. Eine gleichzeitige Messung von Dicke und Geschwindigkeit des Meereises in der Framstraße mit Unterwasser-

sonargeräten findet erst seit wenigen Jahren statt und würde bei ihrer Verwendung das Untersuchungsintervall noch stärker einschränken.

Die Berechnungen sind mit dem dynamischen-thermodynamischen Eismodell NAOSIM (North Atlantic-Arctic Ocean Sea Ice Model) (Karcher et al., 2003) durchgeführt worden, dessen viskos-plastische Rheologie auf Hibler (1979) basiert. Das gekoppelte Eis-Ozean-Modell wird mit Daten des EZMW (Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersagen) angetrieben, also mit denselben Daten, die auch für die Zyklonenstatistik verwendet werden. Die Diskretisierung erfolgt auf einem Arakawa B-Gitter. Das Modellgebiet erstreckt sich über die gesamte Arktis sowie Teile des Nordatlantiks. Es wird ein sphärisches, rotiertes Koordinatensystem mit einer räumlichen Auflösung von etwa 110 km verwendet. Hierdurch wird die Singularität am Nordpol vermieden. Eine genaue Beschreibung des Eismodells sowie der eingehenden atmosphärischen und ozeanischen Antriebsparameter geben Karcher et al. (2003).

Für die in dieser Arbeit verwendeten Größen Eisvolumentransport, Eisdicke und Eisdriftgeschwindigkeit werden die Modellergebnisse in der Framstraße entlang einer Linie von Nordostgrönland nach Nordwestspitzbergen (Abbildung 3.7), etwa auf Höhe des 80. Breitengrades, herangezogen.

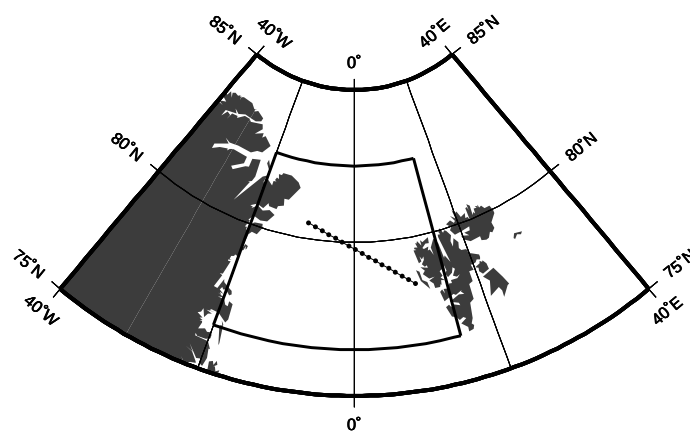


Abbildung 3.7: Bereich des Nordatlantiks mit Framstraßenregion (dicke Linien). Entlang der durch die Punkte hervorgehobenen Linie werden die hier genutzten Eisparameter ermittelt.

Zur Erzeugung der atmosphärischen Antriebsdaten (Wind, Temperatur, Taupunkttemperatur, etc.) werden bis 1993 aus den Reanalysen des EZMW die vier täglichen 6-Stunden-Vorhersagen, die zwei täglichen 12-Stunden-Vorhersagen und die zwei täglichen 24-Stunden-Vorhersagen zu täglichen Werten gemittelt. Ab 1994 werden nur die zwei 12-Stunden-Vorhersagen der Analysen des EZMW zu täglichen Werten gemittelt. Obwohl es sich nicht exakt um die gleiche Datenbasis handelt, stellen die atmosphärischen Antriebsdaten für das Eis-Ozean-Modell und die Reanalyse-/Analyse-Daten für die Zyklonenanalyse sehr ähnliche Ausgangsdaten dar. Die aufeinander folgenden täglichen Mittelwerte werden linear auf 15-Minuten-Zeit-

schritten interpoliert, da ein Zeitschritt im Modell NAOSIM 15 Minuten beträgt. Die 15-minütlichen Ausgabewerte des Modells werden anschließend zu 6-stündlichen Werten gemittelt und den jeweiligen Tageszeiten (00, 06, 12, 18 UTC) zugeordnet. Der Wert zum Bezugszeitpunkt repräsentiert dabei das Ergebnis für die folgenden 6 Stunden. Der Eisvolumentransport ergibt sich aus den Daten der Eisdicke und der Eisdriftgeschwindigkeit und wird stets über die Einzelergebnisse aller Punkte der in Abbildung 3.7 dargestellten Strecke integriert.

Kapitel 4

Arktisweite Zyklonenstatistik

4.1 Zeitliche Variabilität der Detektions- und Zyklonenhäufigkeit

Im Zeitraum vom 01.12.1978, 00 UTC, bis zum 31.12.2000, 18 UTC, werden lückenlos insgesamt 32268 sechstündliche Termine untersucht. Dabei werden durch die automatische Erkennung 180080 Tiefdruckzentren gefunden. Diese Detektionen können 31169 verschiedenen Zyklonen zugeordnet werden. Von diesen individuellen Zyklonen existieren 23257 länger als einen Termin. Aus der Anzahl der Detektionen (180080) und der Anzahl der Untersuchungstermine (32268) ergibt sich ein mittlerer Wert von 5.6 Detektionen pro Termin in der Arktis. Im Mittel lassen sich Zyklonen über 7.4 Termine verfolgen, was einer mittleren Lebensdauer von ungefähr 44 Stunden entspricht.

Die nicht berücksichtigten Detektionen über Grönland belaufen sich auf 19445 (9.7%). Daraus ergeben sich 4981 Zyklonen, die ausschließlich über dem grönländischen Hochplateau existieren. Die mittlere Lebensdauer der Zyklonen über Grönland ist mit ca. 35 Stunden deutlich geringer als für Zyklonen in der übrigen Arktis. Der Anteil der Detektionen an der Gesamtzahl zeigt einen deutlichen Jahresgang mit einem Maximum im Februar und einem Minimum im September.

4.1.1 Interannuale Variabilität

Abbildung 4.1 zeigt die jährliche Detektionshäufigkeit in der Arktis. Die Werte bewegen sich zwischen 7680 (1980) und 8700 (1989). In der Abbildung erkennt man eine ca. dreijährige Periodizität der Detektionshäufigkeit, die nur durch das Fehlen eines Maximums im Jahr 1997 unterbrochen wird (Maxima 1979, 1981, 1984, 1986, 1989, 1992, 1994, 2000). Der eingezeichnete positive lineare Trend ist signifikant ($\alpha = 0.05$).

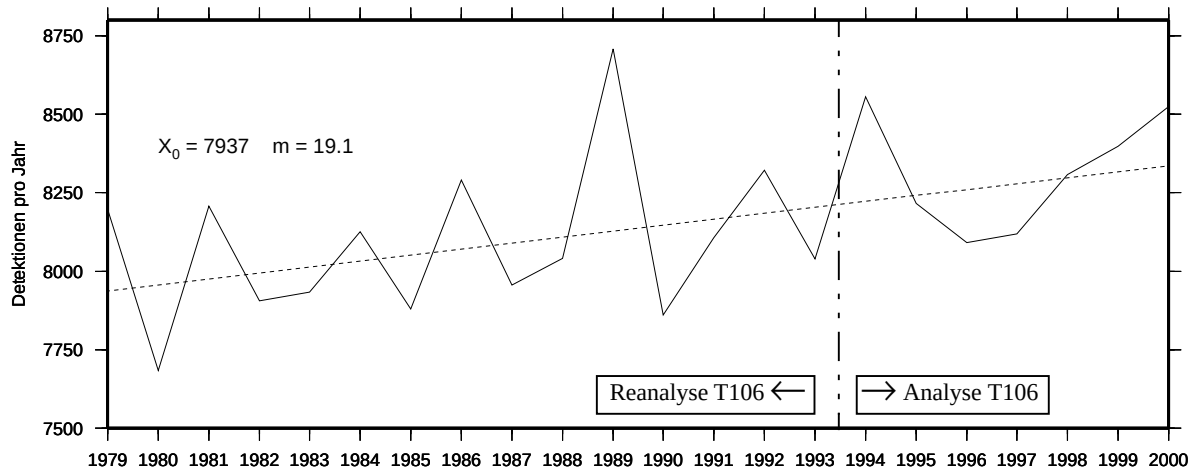


Abbildung 4.1: Jährliche Detektionshäufigkeit in der Arktis (1979 - 2000).
Gestrichelt: Linearer Trend.

In Abbildung 4.2 ist die jährliche Häufigkeit aller Zyklonen (obere Kurve) bzw. für Zyklonen mit einer Mindestlebensdauer von 12 Stunden (untere Kurve) nördlich von 60° Nord dargestellt. Beide Kurven lassen sich in zwei unterschiedliche Bereiche aufteilen. Betrachtet man den Kurvenverlauf der mindestens 12 Stunden existierenden Zyklonen, so erkennt man zwischen 1979 und 1990 eine Phase, in der sich die Zyklonenhäufigkeit zwischen 928 und 1057 bewegt. Während dieser Phase gibt es fast jährlich einen Wechsel zwischen höheren und niedrigeren Werten. Das Jahr 1991 markiert den Übergang zu einer Phase, die von 1992 bis zum Ende der Zeitreihe im Jahr 2000 andauert. Während dieser zweiten Zeitspanne liegt die Zyklonenhäufigkeit mit Werten zwischen 1070 und 1159 in jedem Jahr auf einem höheren Niveau als es in der vorhergehenden Phase der Jahre 1979 bis 1990 der Fall war. Gleichzeitig treten in diesem zweiten Zeitraum, im Vergleich zum Zeitraum 1979 bis 1990, geringere Schwankungen von Jahr zu Jahr auf. Der eingezeichnete Trend ist signifikant ($\alpha = 0.01$). An dieser Stelle wird betont, dass der Übergang von den Reanalysedaten zu den Analysedaten im Jahr 1994 stattgefunden hat, also deutlich nachdem die Zeitreihe das höhere Niveau erreicht hat. Ab dem Jahr 1994 ist eindeutig kein Versatz der Zyklonenhäufigkeiten zu beobachten. Einen entsprechenden Verlauf zeigt die Kurve aller Zyklonen (einschließlich der nur einmalig auftretenden), jedoch auf höherem Niveau.

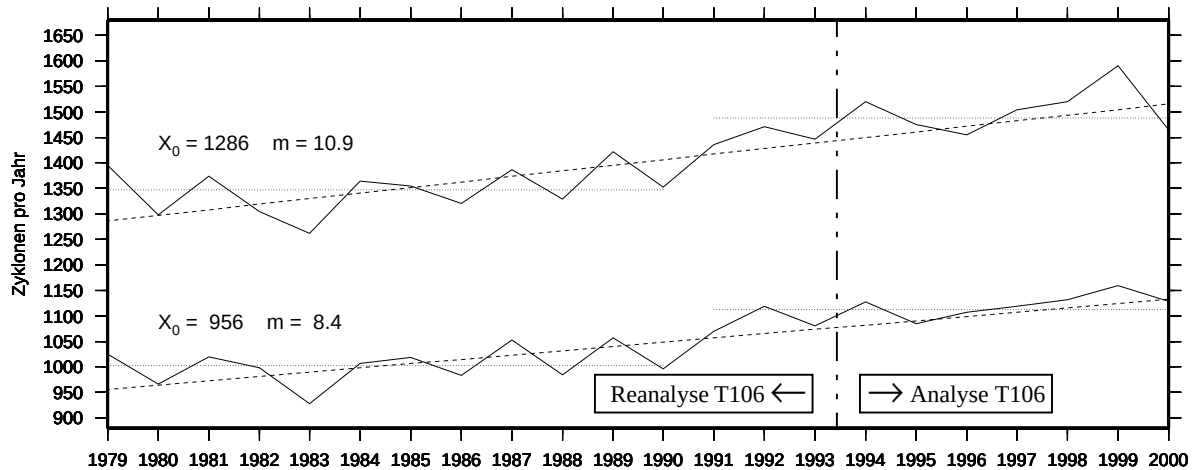


Abbildung 4.2: Jährliche Zyklonenhäufigkeit in der Arktis (1979 - 2000).

Obere Kurve: Alle Zyklonen. Untere Kurve: Nur Zyklonen mit mindestens 2 aufeinanderfolgenden Detektionen.

Gestrichelt: Linearer Trend. Gepunktet: Mittelwerte bis 1990 bzw. ab 1991.

Kombiniert man die Zeitreihe der Zyklonenhäufigkeit mit derjenigen der Detektionshäufigkeit, so kommt man zu dem Ergebnis, dass sich in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraumes die Lebensdauer der Zyklonen verringert haben muss. Ob ein Einfluss von Randeffekten (d. h. Hinein- und Herausziehen aus dem Untersuchungsgebiet) auf die Statistik während der beiden Unterzeiträume (bis 1990 bzw. ab 1991) vorhanden ist, wurde nicht untersucht, ist aber unwahrscheinlich.

In Arbeiten anderer Autoren wird vielfach auf eine Erhöhung der Zyklonenaktivität im Bereich der Arktis hingewiesen. Walsh et al. (1996) und Rigor et al. (2002) finden eine signifikante Abnahme des Bodendrucks in der zentralen Arktis seit 1988 und damit eine Abschwächung der antizyklonalen Zirkulation in der Beaufort-See. Maslanik et al. (1996) beschreiben dagegen eine scharfe Zunahme von Tiefdrucksystemen seit 1989 über der zentralen Arktis und entlang der nordsibirischen Küste im Frühjahr / Sommer. Maslanik et al. (1996) betonen, dass im Sechsjahreszeitraum 1988-1993 Zyklonen in der zentralen Arktis häufiger auftreten als zu jedem anderen Sechsjahreszeitraum seit 1966.

4.1.2 Monatliche Variabilität

Betrachtet man in Abbildung 4.3 die Detektionshäufigkeit pro Monat in der Arktis, so findet man einen ausgeprägten, typischen Jahresgang. Während der Wintermonate liegt die Aktivität fast immer unter den Werten der Sommermonate. Die Minima bewegen sich dabei in der Regel zwischen 450 und 550 Detektionen während die Maxima zwischen 800 und 970 liegen. Einzig im September 1991 erreicht die Detektionshäufigkeit mit ca. 600 während eines Monats des Sommerhalbjahres einen ähnlich niedrigen Wert wie im darauffolgenden Winter 1991/92.

Bei genauerer Betrachtung scheint eine längerfristige, mehrjährige Periode zu existieren in der sich Phasen mit nacheinander auftretenden sehr extremen Maxima im Sommer und Minima im Winter (1983-1986, 1994-1996) ablösen mit Phasen schwach ausgeprägter Maxima und Minima (1979-1980, 1990-1993).

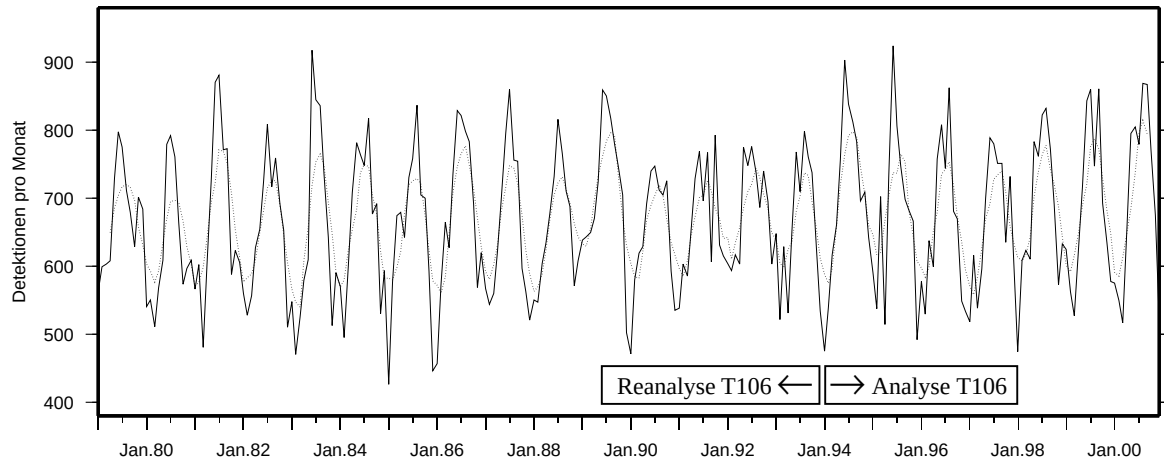


Abbildung 4.3: Monatliche Detektionshäufigkeit in der Arktis
(Januar 1979 - Dezember 2000).
Gepunktet: Gleitendes 6-Monats-Mittel.

Bei der Untersuchung der Zyklonenhäufigkeit (Abbildung 4.4) wird entsprechend der Abbildung 4.2 eine weitere Aufteilung vorgenommen. In einem ersten Schritt werden alle individuellen Zyklonen gezählt. Dies schließt auch jene Zyklonen mit ein, die nur an einem Termin aufgetreten sind. Gleichzeitig werden in einer zweiten Zeitreihe nur die Zyklonen dargestellt, die an wenigstens zwei aufeinanderfolgenden Terminen existierten.

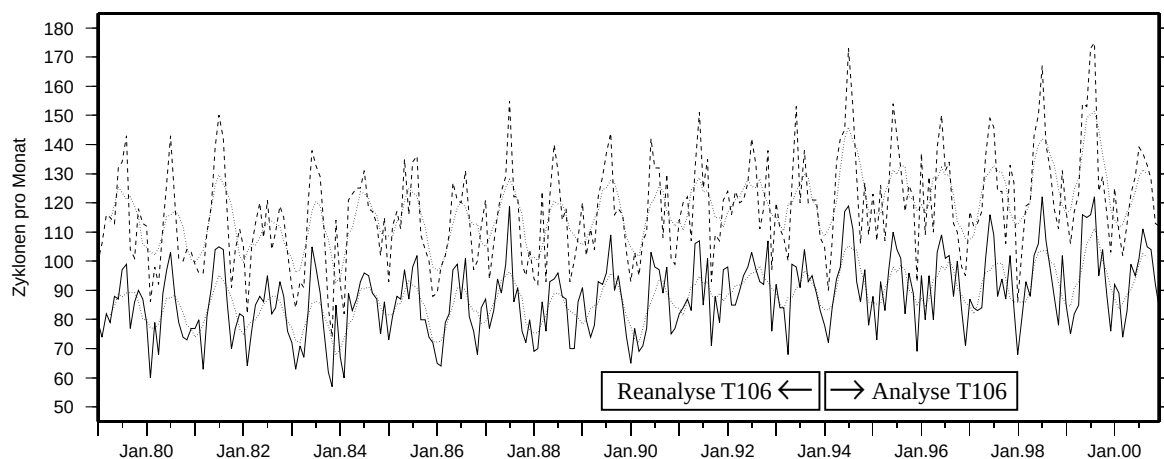


Abbildung 4.4 Monatliche Zyklonenhäufigkeit in der Arktis
(Januar 1979 - Dezember 2000). Gestrichelt: Alle Zyklonen.
Durchgezogen: Nur Zyklonen mit mindestens 2 Detektionen.
Gepunktet: Gleitendes 6-Monats-Mittel.

Betrachtet man die monatliche Häufigkeit aller Zyklonen, so ergibt sich auch hier ein Jahres-

gang mit geringeren Werten im Winter- und höheren Werten im Sommerhalbjahr. Dieser Jahresgang ist jedoch nicht so ausgeprägt, wie es bei den Detektionszahlen der Fall ist. Die Werte liegen im Winter in einem Bereich zwischen 90 und 110, wobei die Zyklonenhäufigkeit im Winter 1983/84 mit Werten von knapp über 75 extrem niedrig ist. Im Sommer findet man Häufigkeiten zwischen 130 und 160. Im Vergleich dazu liegen die Werte der Zyklonenhäufigkeit mit mindestens zwei aufeinanderfolgenden Detektionen im Winter zwischen 60 und 80 und im Sommer zwischen 95 und 110. Auch bei diesen Häufigkeiten erkennt man einen deutlichen, wenn auch nicht so prägnanten Jahresgang, wie er bei der reinen Detektionshäufigkeit vorgefunden wird. Der Vergleich beider Zeitreihen zeigt, dass es für die Maxima und Minima qualitativ nicht relevant ist, ob der Anteil der nur einmal detektierten Zyklonen mit einbezogen wird oder nicht. In der Regel findet man in Monaten mit einer hohen Anzahl an einmalig auftretenden Zyklonen auch eine hohe Anzahl von Zyklonen mit mehreren Detektionen.

4.1.3 Mittlerer Jahresgang

Die Abbildung 4.5 zeigt den mittleren Jahresgang der monatlichen Detektionshäufigkeit für einen normierten 30-Tage-Monat. Zusätzlich werden die Standardabweichung, die Monatsmaxima und -minima sowie der Gesamtmittelwert dargestellt.

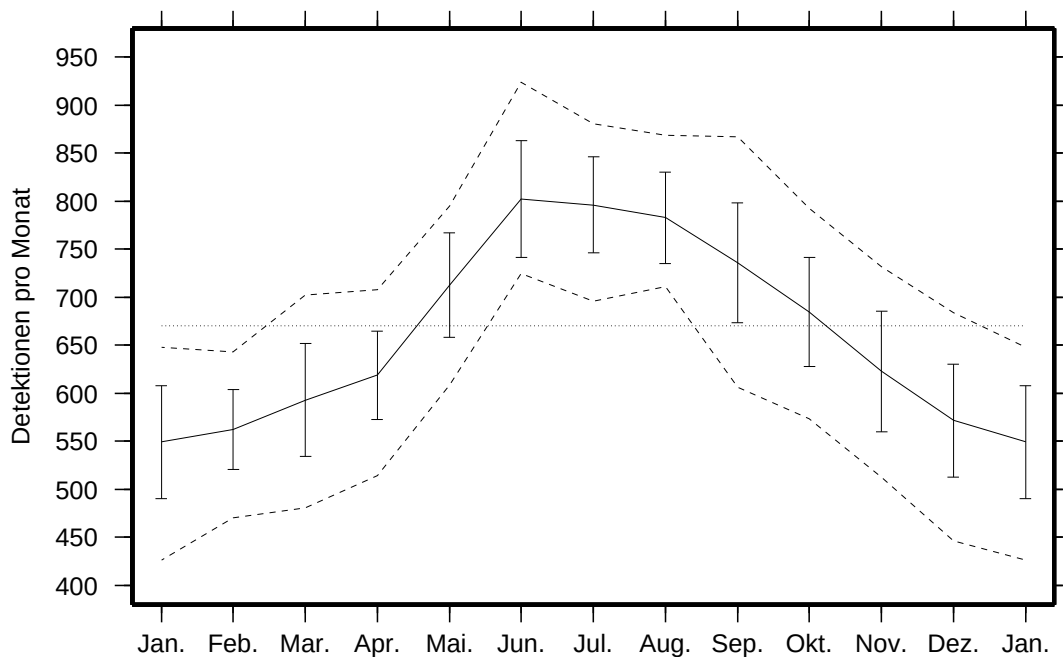


Abbildung 4.5: Mittlerer Jahresgang der monatlichen Detektionshäufigkeit für einen normierten 30-Tage-Monat (Januar 1979 - Dezember 2000).
 Durchgezogen: Mittlerer Jahresgang und Standardabweichung.
 Gestrichelt: Maximum / Minimum.
 Gepunktet: 22-Jahre-Gesamtmittelwert.

Einem Jahresminimum im Januar mit im Mittel 549 Detektionen (4.6 Detektionen pro Termin)

folgt zunächst ein langsamer (Januar bis April) und anschließend ein deutlicher Anstieg zwischen April (619) und dem Jahresmaximum von 803 Detektionen im Juni (6.7 Detektionen pro Termin). Von August (783) über den Oktober (685) bis zum Jahresminimum im Januar findet dann eine relativ gleichmäßige Verringerung der arktisweiten Aktivität statt. Monatsmaxima und -minima während der untersuchten 22 Jahre folgen im Wesentlichen dem mittleren Jahresgang, wobei die Höchst- bzw. Tiefstwerte der Maxima und Minima durchaus einen Monat früher oder später auftreten können. Die Monate Mai bis Oktober liegen, im Vergleich zu den Monaten November bis April, im Mittel alle oberhalb des 22-jährigen monatlichen Jahresmittelwertes von 670 Detektionen. Daher werden in dieser Arbeit, auch aufgrund der beschriebenen Veränderungen im Jahresverlauf, die Monate Mai bis Oktober als Sommerhalbjahr bezeichnet und die Monate November bis April dem Winterhalbjahr zugeordnet.

Betrachtet man in der Abbildung 4.6 die monatliche Zyklonenhäufigkeit inklusive der nur einmalig auftretenden Zyklonen, so erkennt man auch hier einen typischen Jahresgang wieder. Dennoch ergeben sich einige Unterschiede zu den Detektionszahlen. Auch diese Werte sind auf einen 30-Tage-Monat normiert worden.

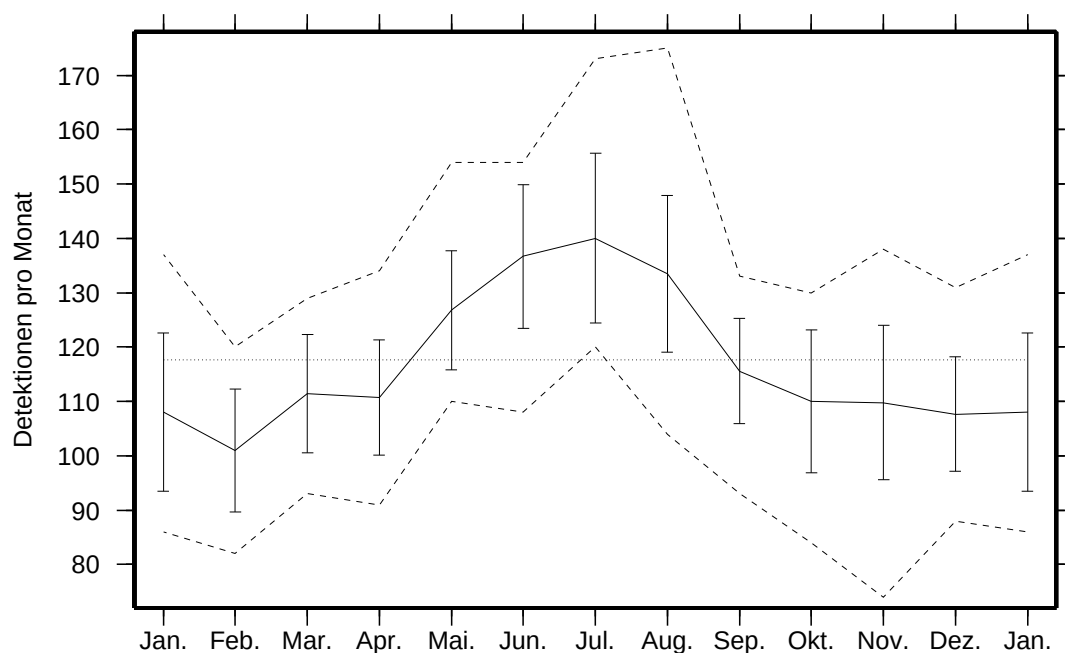


Abbildung 4.6: Mittlerer Jahresgang der monatlichen Zyklonenhäufigkeit aller Zyklonen für einen normierten 30-Tage-Monat (Januar 1979 - Dezember 2000).
Durchgezogen: Mittlerer Jahresgang und Standardabweichung.
Gestrichelt: Maximum / Minimum.
Gepunktet: 22-Jahre-Gesamtmittelwert.

Das Minimum des mittleren Jahresganges zeigt sich im Februar (101). Einem deutlichen Anstieg im mittleren Jahresgang von April (110) bis Juni (137) folgt das Maximum im Juli (140). In dieser Abbildung findet allerdings bereits bis zum Monat September die hauptsächliche

Verringerung (116) der Häufigkeit im mittleren Jahresgang unter den Jahresmittelwert von 117.6 Detektionen pro Monat statt. Diese Verringerung tritt offensichtlich aufgrund der deutlichen Verringerung der Septemberhöchstwerte auf. Während der restlichen Monate ergibt sich kaum noch eine Veränderung der mittleren Häufigkeiten, wohingegen die monatliche Variabilität, gekennzeichnet durch die Standardabweichungen und die monatlichen Maxima und Minima sehr unterschiedlich bleibt. Während sich im November und im Januar jeweils verhältnismäßig große Variabilität zeigt, sind die weiteren Monate des Winterhalbjahres durch eine geringe Variabilität gekennzeichnet. Im Gegensatz zum mittleren Jahresgang der Detekionshäufigkeit lässt sich bei den Abbildungen der Zyklonenhäufigkeit keine so offensichtliche Zweiteilung in ein Sommer- und ein Winterhalbjahr durchführen. Vielmehr könnte man aufgrund dieser Daten von einer (kürzeren) Sommersaison von Mai bis September und von einer (längeren) Wintersaison von Oktober bis April sprechen.

4.2 Räumliche Verteilung der Detektions- und Zyklonenhäufigkeit

Die über das gesamte Untersuchungsgebiet verteilten Detektionen werden zur Untersuchung räumlicher Unterschiede in Quadraten zu jeweils 300 km Seitenlänge zusammengefasst (Abbildung 4.7). Alle weiteren räumlichen Verteilungen basieren auf diesen 300 x 300 km großen Quadraten. Eine Normierung der Häufigkeitswerte bezüglich der Anzahl der Gitterpunkte pro Quadrat findet nicht statt, da bereits Hayden (1981b) erklärte, dass Normierungen für hohe Breiten nicht zu einer Verbesserung, sondern zu einer deutlichen Verzerrung der Häufigkeitsverteilung führen.

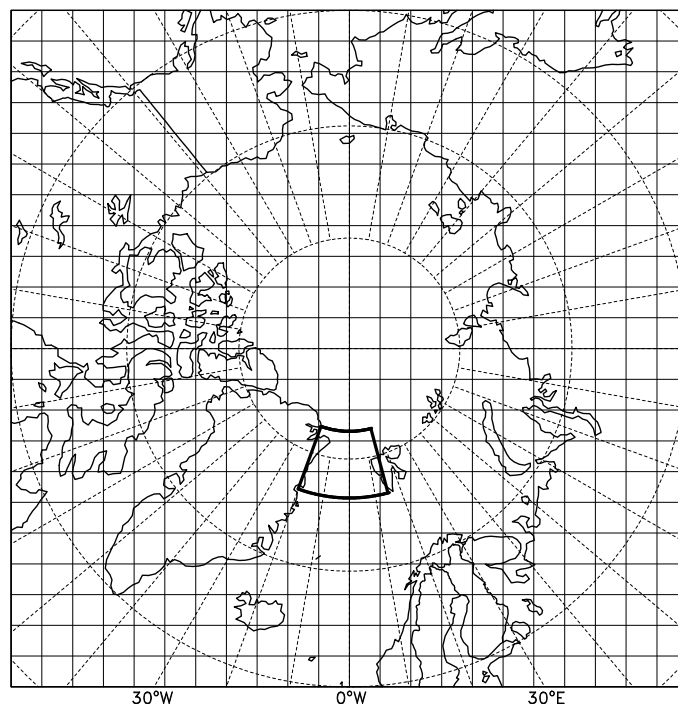


Abbildung 4.7: Verteilung der Quadrate mit 300 km Seitenlänge.

4.2.1 Verteilung im Gesamtzeitmittel

Die Abbildung 4.8 zeigt die Detektionshäufigkeit für den gesamten Untersuchungszeitraum von mehr als 22 Jahren (Dezember 1978 - Dezember 2000). Regionen hoher Detektionshäufigkeit erkennt man zwischen der Südostspitze Grönlands und Island, in der Framstraße, entlang der norwegischen Küste der Norwegen- und Barents-See, in der Kara-See und in der Nähe des Nordpols. Die extrem hohen Werte über der Insel Ellesmere Island (80°N , 80°W) sind vermutlich auf Artefakte durch die Modellanalyse und auf Probleme bei der Reduktion des Druckes auf Meeresniveau zurückzuführen. Diese Annahme ist jedoch nicht eindeutig geklärt. Die Ergebnisse in dieser Region werden im Verlauf dieser Arbeit daher nicht weiter betrachtet.

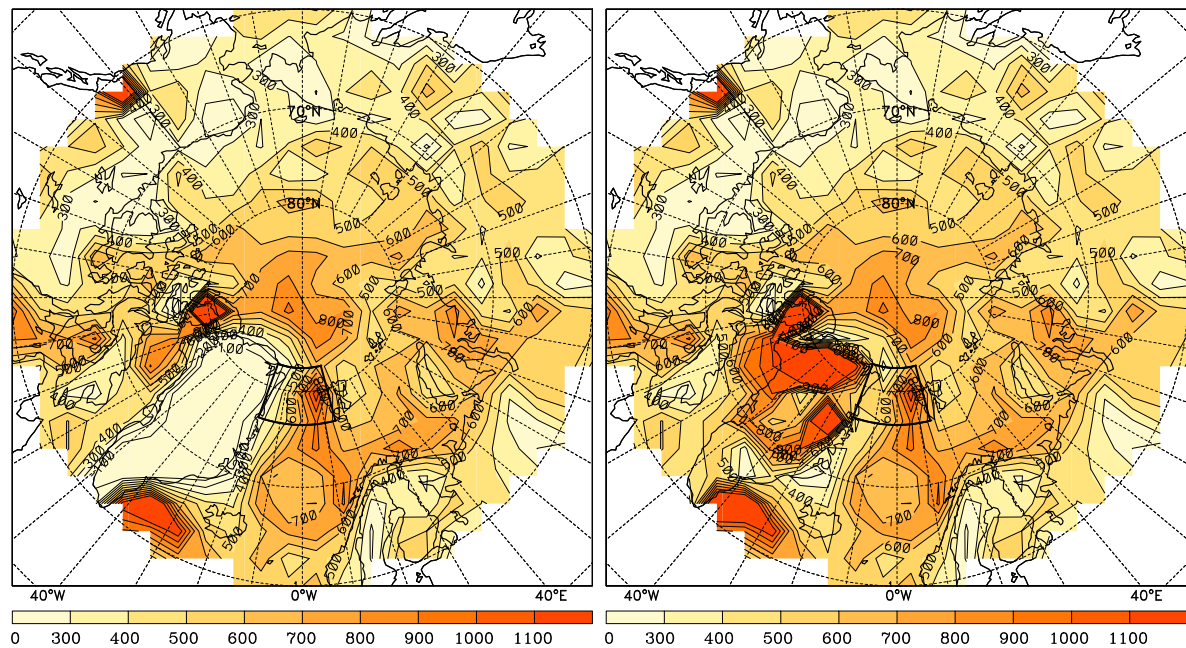


Abbildung 4.8: Verteilung der Detektionen in der Arktis (Dez. 1978 - Dez. 2000).
 Links: Ausschluss der Detektionen über Grönland.
 Rechts: Inklusive der Detektionen über Grönland.

4.2.2 Verteilung im Sommer- und Winterhalbjahr

Abbildung 4.9 zeigt die Verteilung der aufsummierten Detektionen im Winterhalbjahr. Zwischen November und April treten ca. 78.500 Detektionen auf, was einem Anteil von 44% der Gesamtzahl entspricht. Die höchsten Detektionszahlen findet man während des Winterhalbjahres zwischen der Südostküste Grönlands und Island. Dies ist auf die Position des Islandtiefs zurückzuführen. Deutlich über dem Durchschnitt liegende Werte findet man auch in der östlichen Framstraße, vor der Küste Nordnorwegens, in der Barents- und Kara-See sowie in der Hudson- und Baffinbay. Erhöhte Werte lassen sich darüber hinaus in der Grönland- und Norwegen-See, entlang der Nordküste Westsibiriens und in der zentralen Arktis um den Nordpol finden.

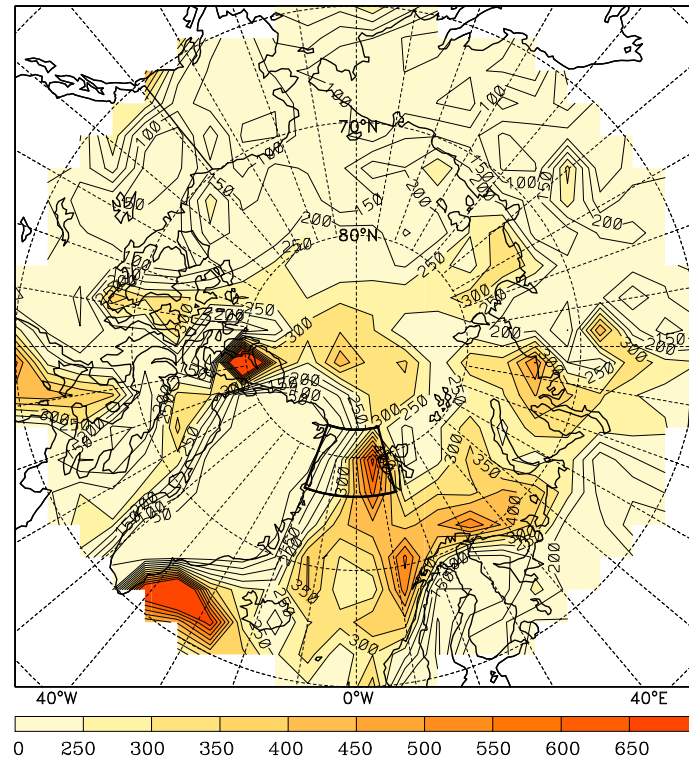


Abbildung 4.9: Verteilung der Detektionen während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abbildung 4.10 zeigt die Verteilung der aufsummierten Detektionen im Sommerhalbjahr. Zwischen Mai und Oktober treten ca. 101.500 Detektionen in der Arktis auf. Der Anteil beträgt somit 56% aller Detektionen. Während des Sommerhalbjahres ergibt sich allgemein eine deutlich großflächigere und gleichmäßigere Verteilung des Auftretens von Tiefdruckgebieten. Zwar findet man auch während des Sommers eine hohe Aktivität im Bereich des Islandtiefs, jedoch stellt dies nicht länger die aktivste Region dar, da an der Grenze zwischen Alaska und Kanada im Sommer eine Region mit höheren Detektionszahlen auftritt. Deutlich über dem arktisweiten Mittel liegende Werte findet man nun auch von der Grönland- und Norwegen-See nach Norden bis in die zentrale Arktis reichend, über weiten Teilen der östlichen Arktis und über den Landflächen Sibiriens sowie über dem kanadischen Archipel.

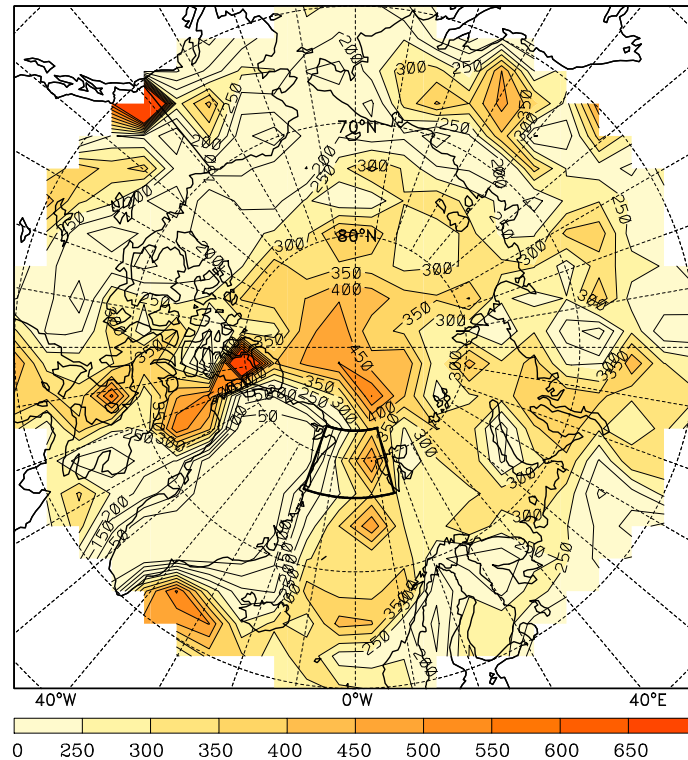


Abbildung 4.10: Verteilung der Detektionen während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Die für die beiden Halbjahreszeiträume beschriebenen Verteilungen stimmen gut mit Ergebnissen überein, die Serreze et al. (1993) für den Zeitraum von 1952 - 1989 finden. Auch dort treten die höchsten Werte im Winter bei Island, in der Baffinbay und der östlichen Arktis auf, wohingegen im Sommer in der zentralen Arktis ein weiteres Maximum erscheint. Auch bei Lambert (1988) finden sich für die fünf Winterperioden (Dezember - Februar) der Jahre 1980-1984 vergleichbare Ergebnisse.

4.2.3 Verteilung im mittleren Jahresgang

Betrachtet man Abbildung 4.11, in der die monatliche Verteilung der summierten Detektionshäufigkeit dargestellt ist, so kann man gerade in den vorher beschriebenen Regionen jeweils einen typischen Jahresgang mit, je nach entsprechender Region, maximalen Werten in den Sommer- oder Wintermonaten beobachten. Während die relativ starke Aktivität bei Island, in der östlichen Arktis, vor der norwegischen Küste und in der Framstraße von Januar bis April bzw. Mai abnimmt und ab Oktober / November wieder zunimmt, ergibt sich für die Regionen Alaska, zentrale Arktis und über Sibirien ein gegenläufiger Zyklus. Hierbei zeigen sich die Monate April und Oktober deutlich als Übergangsmonate, in denen teils noch alte (April), teils bereits neue (Oktober) Aktivitätsmaxima auftreten.

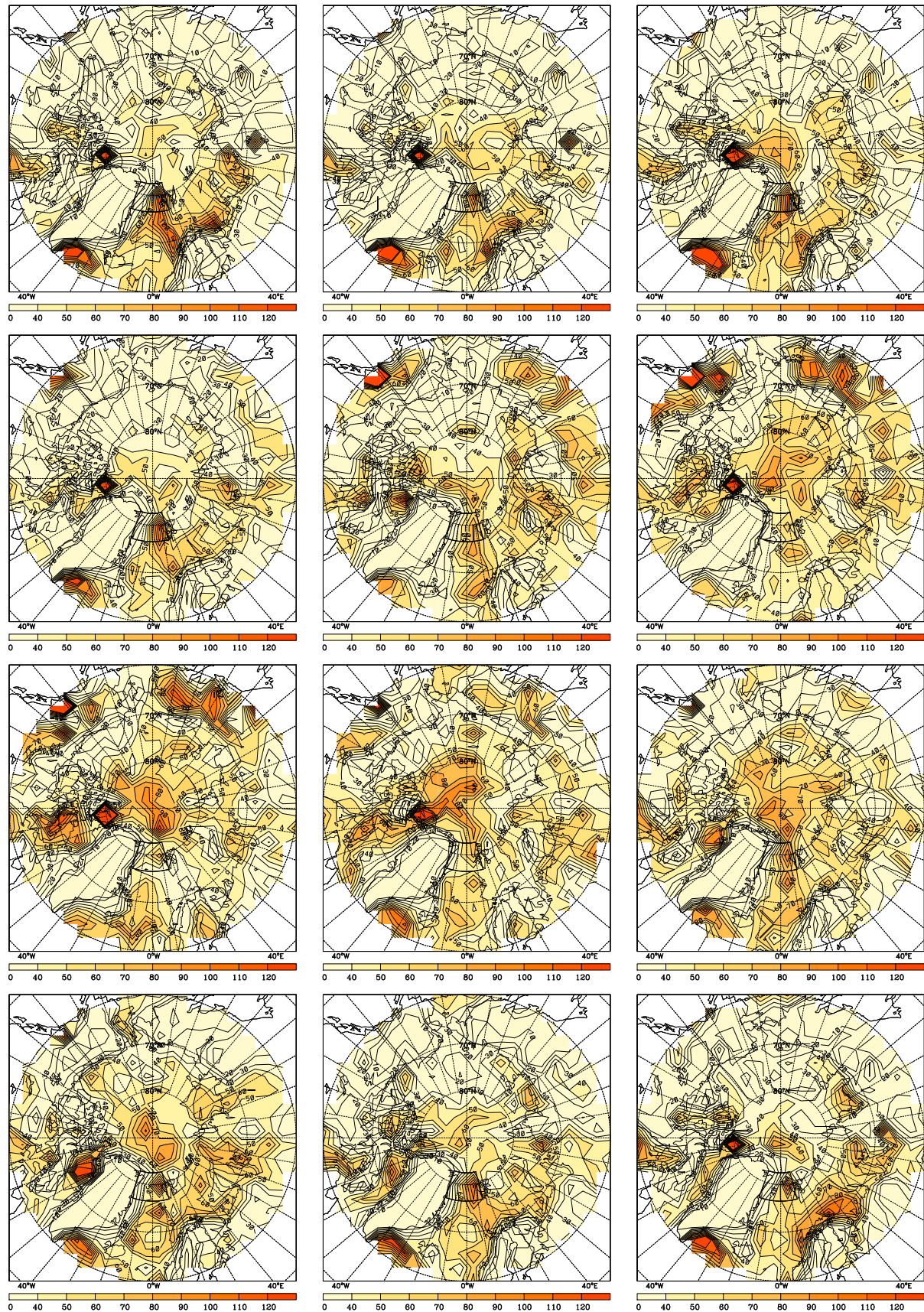


Abbildung 4.11: Monatliche Verteilung der Detektionen (Jan. 1979 - Dez. 2000).

1. Reihe: Januar - März; 2. Reihe: April - Juni;
3. Reihe: Juli - September; 4. Reihe: Oktober - Dezember.

4.2.4 Mittlere Luftdruckverteilung

Abbildung 4.12 zeigt den mittleren Bodendruck in Meeresniveau. Der mittlere Meeresoberflächendruck beträgt südlich von Grönland und Island weniger als 1005 hPa, was arktisweit den niedrigsten Wert darstellt. In der Norwegen- und Barents-See steigt der mittlere Druck langsam auf Werte zwischen 1005 und 1010 hPa. Diese Druckzunahme setzt sich entlang der sibirischen Küste über die Kara-See bis zu 130° östlicher Länge fort, wo der mittlere Druck Werte zwischen 1010 und 1015 hPa erreicht. In weiten Teilen der zentralen Arktis betragen die Druckwerte ebenfalls zwischen 1010 und 1015 hPa. Über einem Streifen von der Ostsibirischen See bis zur Beaufort-See erstreckt sich der Bereich mit den höchsten mittleren Druckwerten, die hier oberhalb von 1015 hPa liegen.

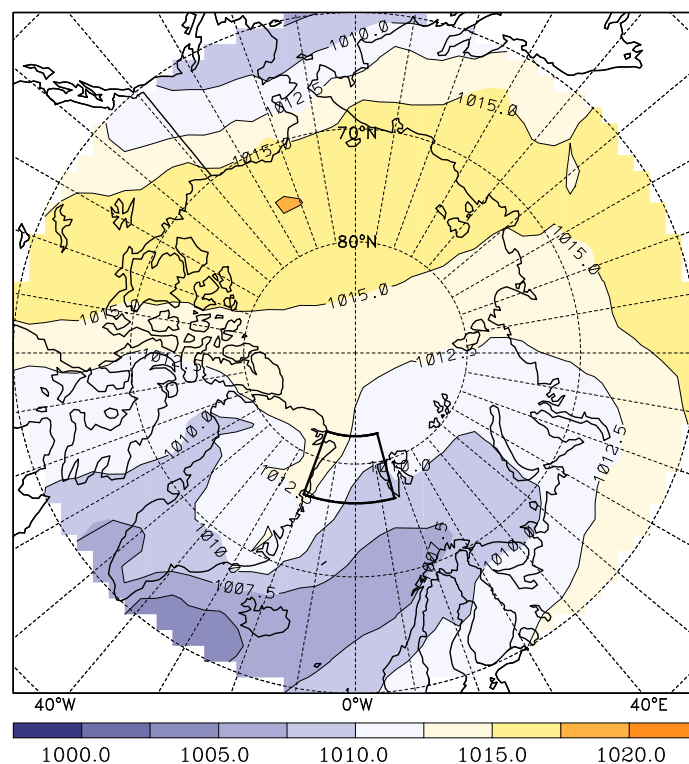


Abbildung 4.12: Mittlerer Bodendruck in Meeresniveau [hPa] (1979 - 2000).

Betrachtet man die Druckverteilung monatsweise (Abbildung 4.13), so zeigt sich, dass die Ganzjahresverteilung in wesentlichen Zügen von den winterlichen Monaten (Oktober bis April), speziell vom Zeitraum Dezember bis März, geprägt ist. Während dieser Monate zeigt sich das typische Bild der innerarktischen Hochdruckbrücke und der nordatlantischen Tiefdruckrinne am deutlichsten. Dem gegenüber stehen die Sommermonate (Juni bis August), in denen sich in der zentralen Arktis aufgrund verstärkter Zyklonenaktivität sogar ein geringerer mittlerer Meeresoberflächendruck als über den angrenzenden Land- und Ozeanregionen einstellt. Mai und September zeigen deutliche Strukturen des Überganges von einem Regime in das andere, wobei im Mai noch die winterlichen Reste der Hochdruckbrücke hervortreten, während im September bereits die deutliche Vertiefung im atlantisch-nordeuropäischen Sektor einsetzt.

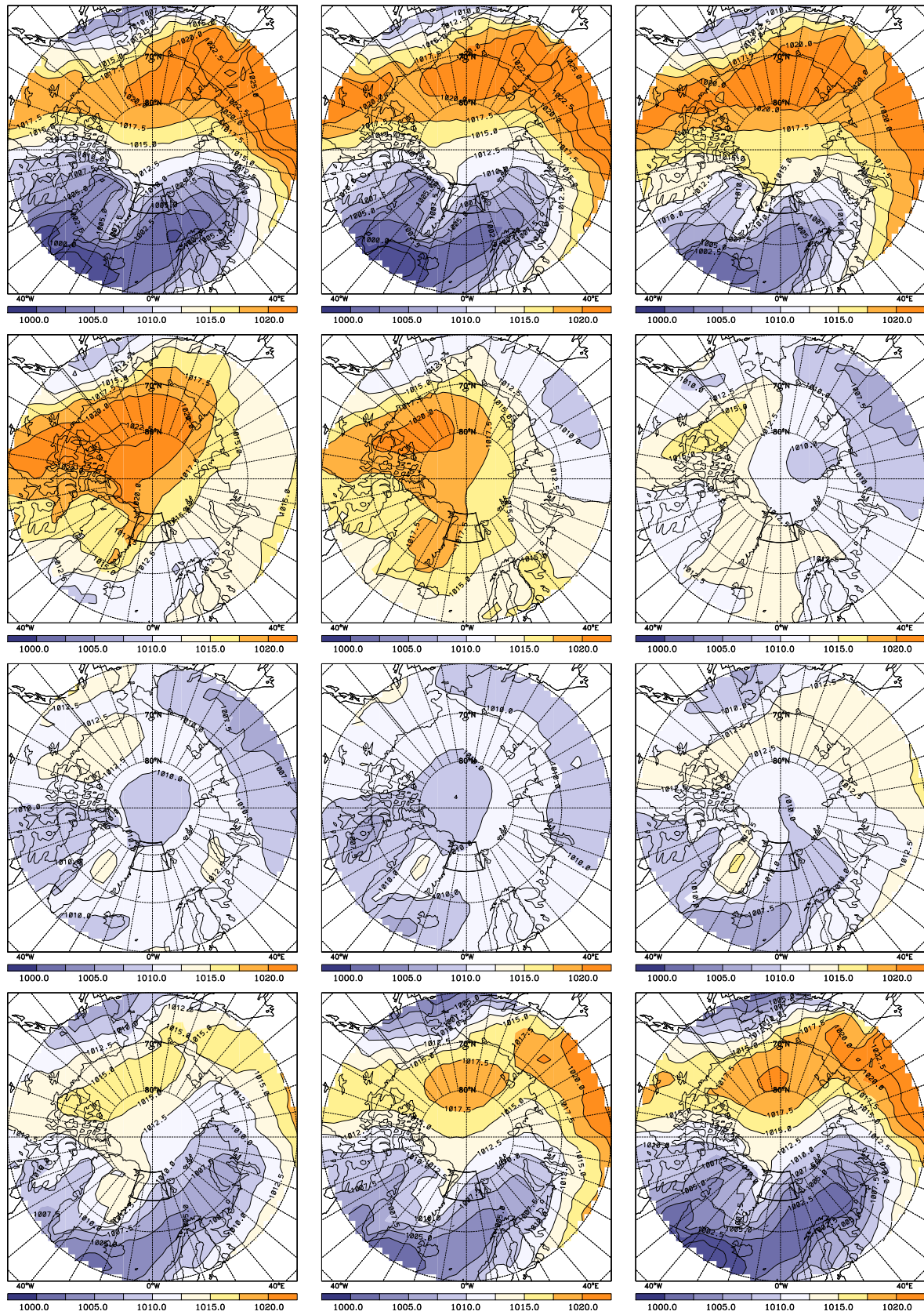


Abbildung 4.13: Mittlerer monatlicher Bodendruck in Meeresniveau [hPa].

(Jan. 1979 - Dez. 2000)

1. Reihe: Januar - März; 2. Reihe: April - Juni;

3. Reihe: Juli - September; 4. Reihe: Oktober - Dezember.

4.3 Physikalische Eigenschaften der Zyklonen

4.3.1 Kerndruck

Abbildung 4.14 zeigt den mittleren Kerndruck einer Detektion im Winter. Die Detektionen mit dem niedrigsten Druck (< 980 hPa) finden sich im Winter knapp südlich von Island. Von dort erstreckt sich ein Bereich von Detektionen mit einem Kerndruck unter 985 hPa in der Grönland- und Norwegen-See, weiter in die Barents-See (< 990 hPa) bis zur Laptev-See, wo noch ein mittlerer Kerndruck von weniger als 995 hPa auftritt. Auch südlich der Beringstraße im Pazifischen Ozean (< 990 hPa) zeigen sich ausgeprägt niedrige Druckwerte. In der Framstraße findet man im südwestlichen Teil mittlere Werte zwischen 990 hPa und 995 hPa, im Norden und Nordosten jedoch nur Werte zwischen 995 hPa und 1000 hPa.

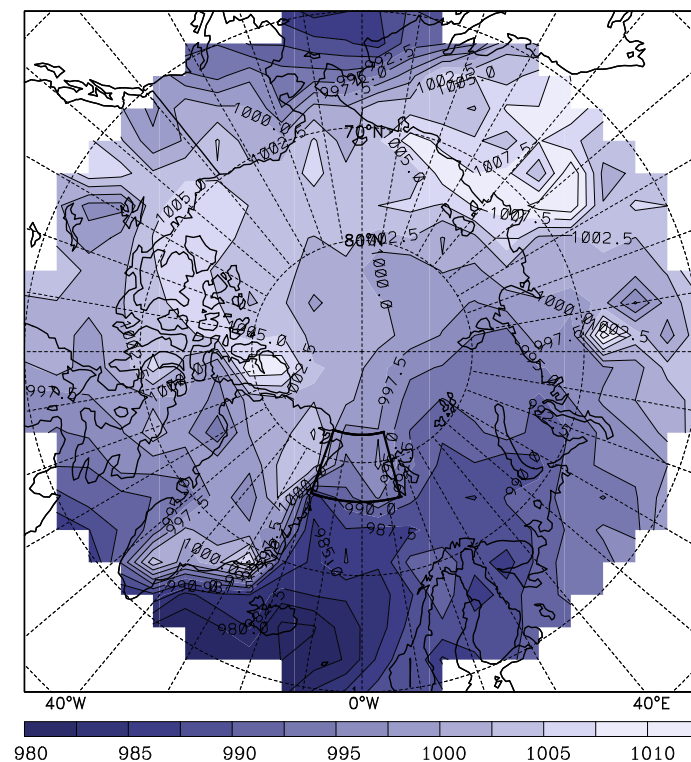


Abbildung 4.14: Mittlerer Kerndruck der Detektionen [hPa] während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abbildung 4.15 zeigt den mittleren Kerndruck von Detektionen im Sommer. Während der Sommermonate liegen die Druckwerte allgemein deutlich höher als im Winter. Zwar findet man auch während der Sommermonate die niedrigsten Druckwerte südlich von Island, jedoch liegt der mittlere Wert um ca. 15 hPa höher als während der Wintermonate. Der Gradient des Kerndruckes in nordöstliche Richtung ist wesentlich schwächer ausgeprägt. In der Norwegen-See erreichen Tiefs im Mittel nur noch einen Druck von 997.5 hPa bis 1000 hPa. Über der gesamten östlichen Arktis und weiten Teilen Sibiriens liegt der mittlere Kerndruck bereits wieder unter 997.5 hPa, wobei in der Laptev-See und in der zentralen Arktis sogar noch niedrigere Kern-

drücke auftreten. Das Winterminimum südlich der Beringstraße hat sich ebenfalls abgeschwächt. In der Framstraße stellt sich ein nahezu gleichmäßiger Gradient von höheren Werten im Westen (> 1005 hPa) zu geringeren Werten im Südosten (1000 hPa - 1002.5 hPa) ein.

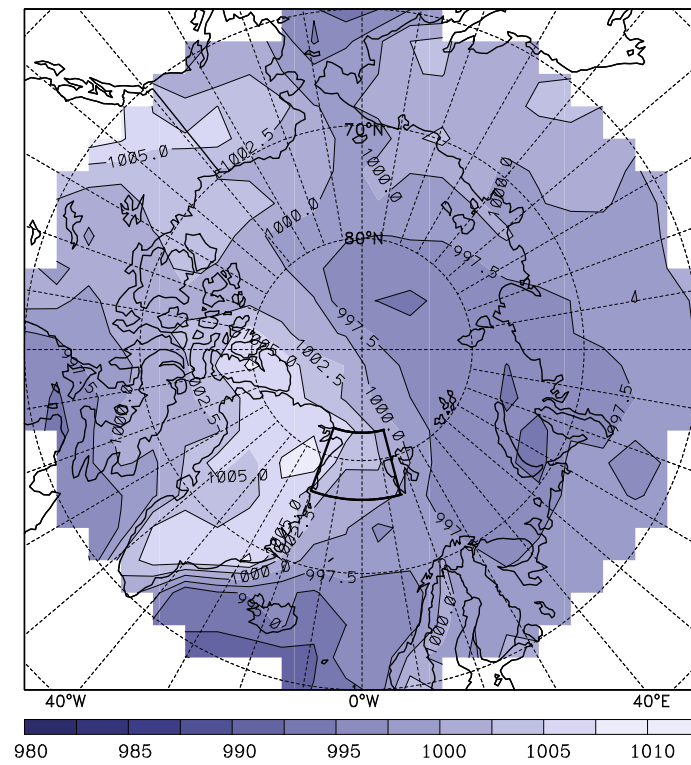


Abbildung 4.15: Mittlerer Kerndruck der Detektionen [hPa] während der Sommermonate Mai - Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

4.3.2 Lebensdauer

Die Abbildungen 4.16 und 4.17 zeigen die absoluten Häufigkeiten von Zyklonen unterschiedlichen Alters und die summierten relativen Häufigkeitsanteile von Detektionen und Zyklonen. Da Zyklonen mit zunehmendem Alter aufgrund ihrer mehrfachen Registrierung stetig an relativer Gewichtung gewinnen, ist es notwendig, festzustellen, wie sich Detektionshäufigkeit und Zyklonenhäufigkeit unterscheiden. Auch wird durch diese Untersuchung gezeigt, wie stark der Anteil kurz- und kürzestlebiger Zyklonen im Vergleich zur gesamten Zyklonenhäufigkeit ist.

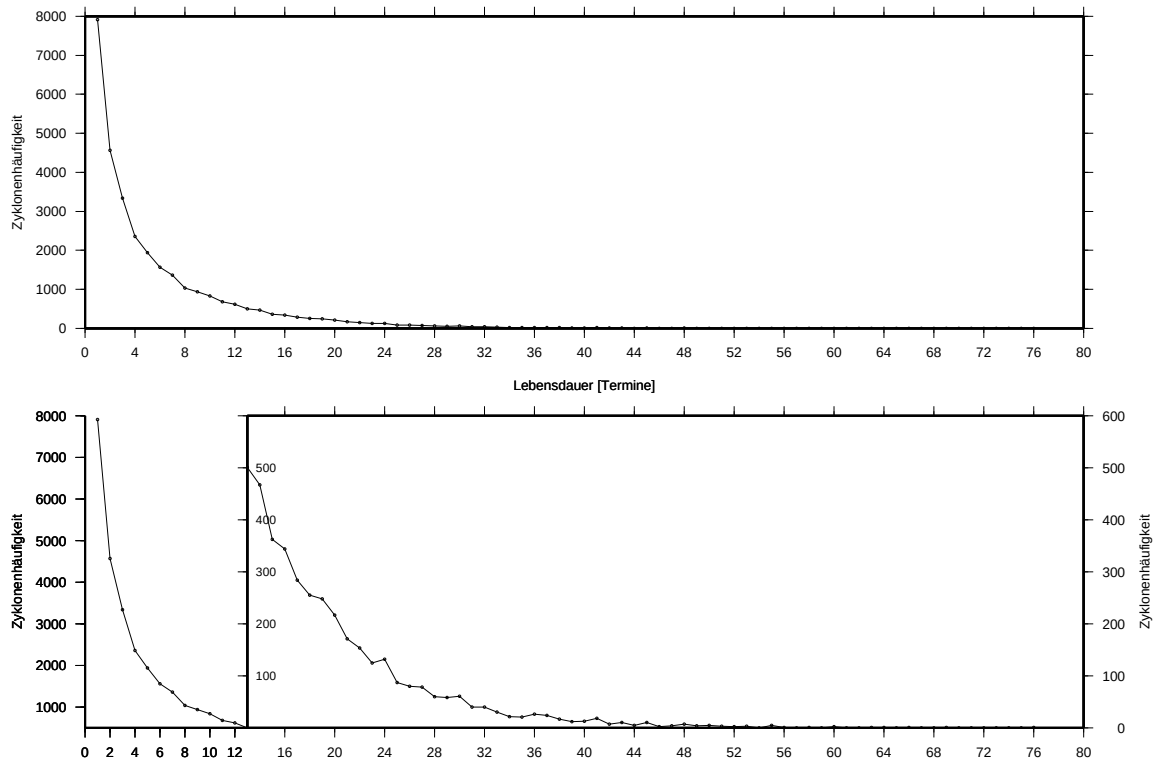


Abbildung 4.16: Absolute Zyklonenhäufigkeiten unterschiedlichen Alters.
(Untere Hälfte: Neue Skalierung ab 13 Terminen)

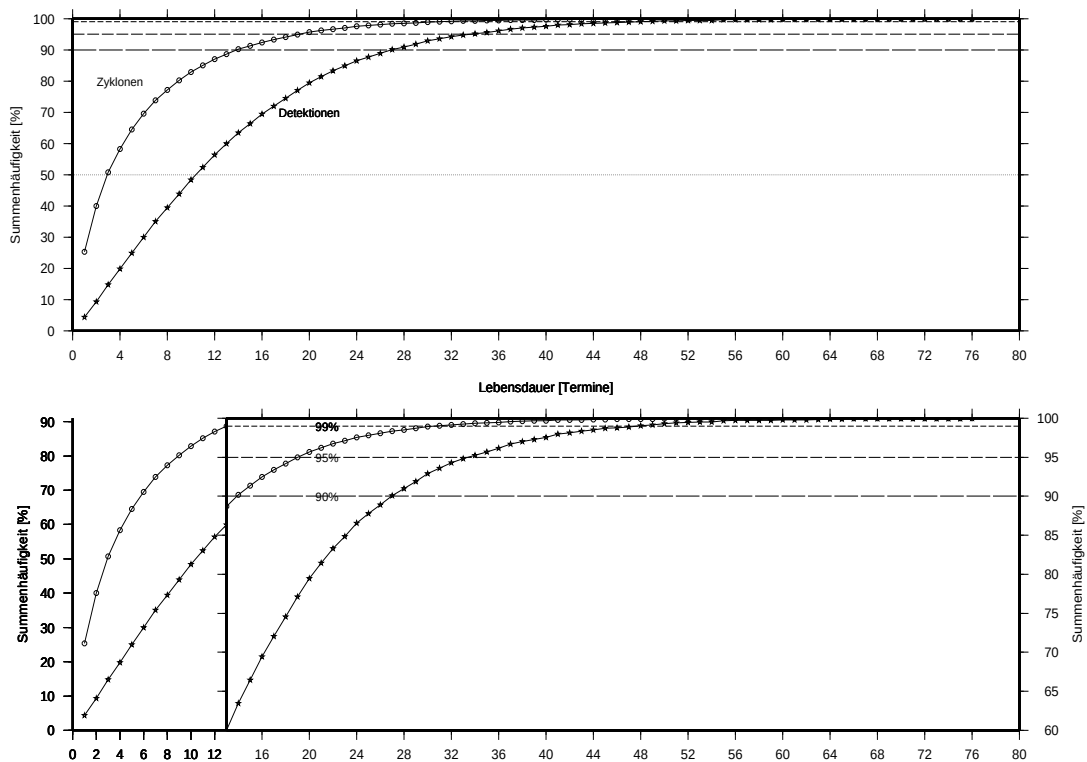


Abbildung 4.17: Summierte relative Häufigkeiten der Detektionen bzw. Zyklonen unterschiedlichen Alters.

Kreise: Zyklonen. Sterne: Detektionen.

(Untere Hälfte: Neue Skalierung ab 13 Terminen.)

Zyklonen, die nur während eines einzigen Termins beobachtet werden, machen mit ca. 7900 nur knapp 4.5% aller aufgetretenen Detektionen aus. Bei dieser Art Zyklonen handelt es sich jedoch um über 25% aller in der Arktis auftretenden Zyklonen. Nimmt man die Zyklonen mit zwei aufeinanderfolgenden Detektionen (ca. 4600 Zyklonen) hinzu, so kommt man auf knapp 9.5% der summierten Detektionshäufigkeit, jedoch auf nahezu 40% aller Zyklonen. Bei der Berücksichtigung aller Zyklonen mit einer Lebensdauer von einem Tag (= 4 Terminen) erhält man ca. 20% aller Detektionen, aber bereits über 58% aller Zyklonen, aufsummiert bis zu zwei Tagen Lebensdauer ergeben 40% der Detektionen bzw. 77% der Zyklonen. Ließe man alle Zyklonen, die weniger als 12 Detektionen (= 3 Tage) existieren, außer Acht (wie z. B. bei Blender et al., 1997), so würden zwar nur 60% der Detektionen, jedoch fast 90% aller Zyklonen nicht berücksichtigt.

4.3.3 Kerndruck in Abhängigkeit von der Lebensdauer

Um überhaupt einen Entwicklungszyklus beobachten zu können, werden hier nur Zyklonen betrachtet, die mindestens einen Tag alt werden. Die Zyklonen werden nach ihrer jeweiligen gesamten Lebensdauer aufgeteilt, um ein Verschmieren der unterschiedlichen Lebensabschnitte möglichst gering zu halten. Bei 6-stündlicher Auflösung erhält man für die kurzlebigsten (1 Tag) hier dargestellten Zyklonen noch vier aufeinander folgende Druckwerte.

Betrachtet man den mittleren Druckverlauf von Zyklonen während ihres Lebenszyklus (Abbildung 4.18), so stellt man in der Regel zu Beginn eine Entwicklungsphase mit Druckabnahme und am Ende eine Auflösungsphase mit Druckzunahme fest. Dieser Lebenszyklus gestaltet sich umso ausgeprägter, je höher die Gesamtlebensdauer einer Zyklone ist. Länger lebende Zyklonen beginnen zudem meist mit einem niedrigeren Kerndruck. Dieser niedrigere Anfangskerndruck, zusammen mit der längeren Entwicklungsphase, führt dazu, dass länger lebende Zyklonen insgesamt einen geringeren Minimaldruck erreichen, der umso später auftritt, je länger eine Zyklone insgesamt lebt. Die Entwicklung einer Zyklone ist im Mittel bereits nach einem Drittel der Gesamtlebenszeit abgeschlossen. Die Zyklonen haben trotz der unterschiedlichen Start- und Lebensbedingungen im Mittel fast alle den gleichen Kerndruck bei ihrer letztmaligen Detektion. Dieser Bereich ist mit 1000.5 hPa bis 1003 hPa sehr eng. In dieser Abbildung wird deutlich, dass es sich bei Zyklonen, die eine Lebensdauer unterhalb von 3 Tagen aufweisen, arktisweit nicht mehrheitlich um schwach ausgeprägte, und in Regionen mit einem hohen Umgebungsdruck auftretende, kurzlebige Störungen handeln kann, sondern dass es sich im Mittel um reale Zyklonen mit normalen Lebenszyklen handelt. Dies liefert einen weiteren Beleg dafür, warum in dieser Arbeit, im Gegensatz zu früheren Arbeiten (Haak, 1993; Blender et al., 1997), auch solche kurzlebigen Zyklonen mit einer Gesamtlebensdauer zwischen einem und drei Tagen in die Zyklonenstatistiken eingehen.

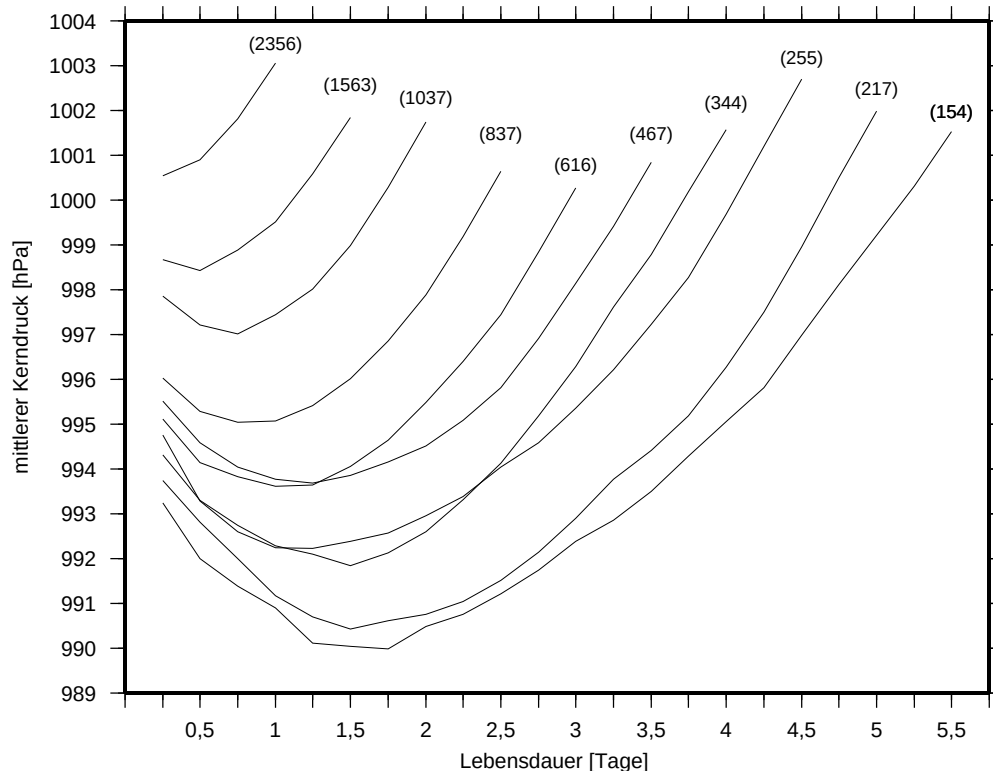


Abbildung 4.18: Mittlerer Kerndruck von Zyklonen während des Lebenszyklus in Abhängigkeit von der Lebensdauer. In Klammern: Anzahl der Zyklonen.

4.4 Zyklogenese / Zyklolyse

Unter dem Aspekt der Zyklogenese und Zyklolyse werden einerseits die erstmalige und letztmalige Detektion einer Zyklone im Untersuchungsgebiet und andererseits das Vertiefen und Auffüllen einer Zyklone beschrieben. Um bei der Betrachtung neu entstandener Zyklonen den Effekt von Zyklonen, die in das Untersuchungsgebiet hineinziehen, möglichst gering zu halten, werden alle Zyklonen, deren erstmaliges Auftreten südlich von 65° Nord stattfindet, nicht berücksichtigt. Ebenso werden Zyklonen, die letztmalig südlich von 65° Nord auftreten, bei der Betrachtung der Zyklolyse nicht berücksichtigt, um das Hinausziehen aus dem Untersuchungsgebiet nicht fälschlicherweise als Zyklolyse zu deuten.

4.4.1 Erst- und letztmaliges Auftreten von Zyklonen

Die Abbildungen 4.19 und 4.20 zeigen die Verteilung des summierten erst- bzw. letztmaligen Auftretens von Zyklonen in den Wintermonaten. Die höchsten Werte erstmalig auftretender Zyklonen über Ozeangebieten findet man in der Grönland-See und in der östlichen Framstraße. Hohe Werte treten auch in der Norwegen- und Barents-See, entlang der östlichen sibirischen Küste, nördlich der Grenze Alaska-Kanada und punktuell in der zentralen Arktis auf.

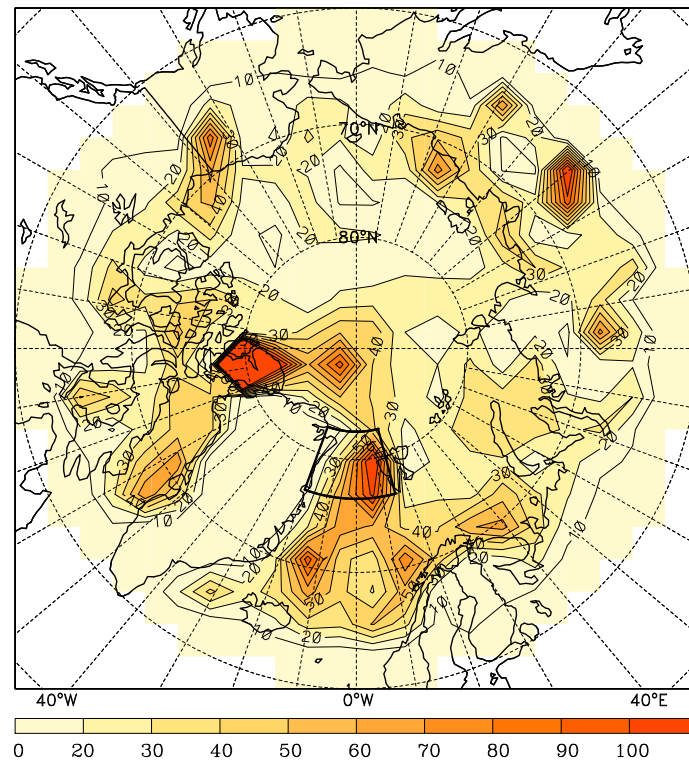


Abbildung 4.19: Verteilung des erstmaligen Auftretens einer Zyklone während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

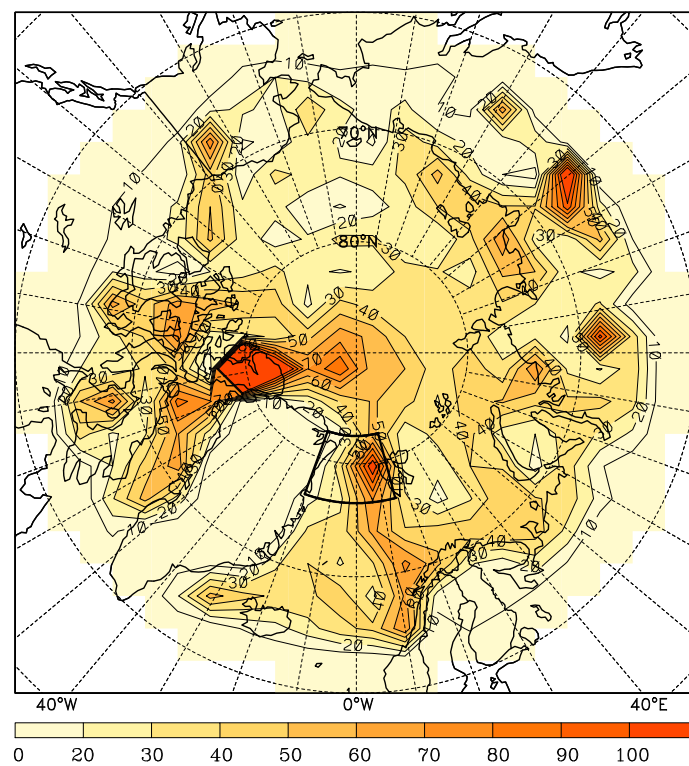


Abbildung 4.20: Verteilung des letztmaligen Auftretens einer Zyklone während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Die höchsten Werte letztmalig auftretender Zyklonen finden sich vor der norwegischen Küste, in der östlichen Framstraße, in der Barents-, Kara- und Laptev-See, punktuell über den kanadischen Inseln, in der Baffinbay sowie in der zentralen Arktis. Allgemein ist die östliche Arktis ein Gebiet deutlich höherer Zyklolyse als die westliche Arktis.

Die Abbildungen 4.21 und 4.22 zeigen die Verteilung des summierten erst- bzw. letztmaligen Auftretens von Zyklonen in den Sommermonaten. Im Gegensatz zum Winter findet man im Sommer eine deutlich reduzierte Zyklogeneaktivität im Bereich der Grönland-, Norwegen-, Barents- und Kara-See. Allgemein ist das Auftreten neuer Zugbahnen stärker über den Landmassen Sibiriens und weniger an der Küste zu beobachten. Das Zyklogenesemaximum über Alaska / Kanada hat sich deutlich verstärkt.

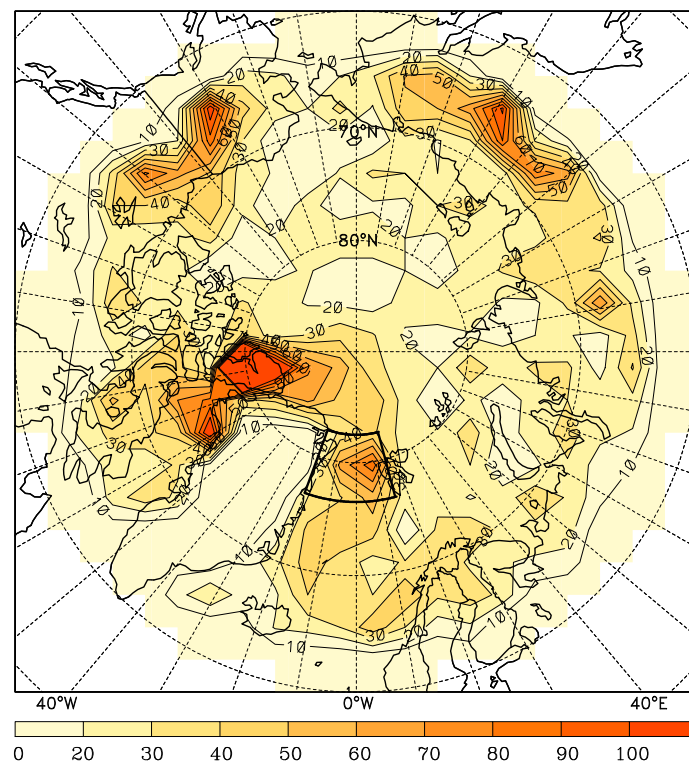


Abbildung 4.21: Verteilung des erstmaligen Auftretens einer Zyklone während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

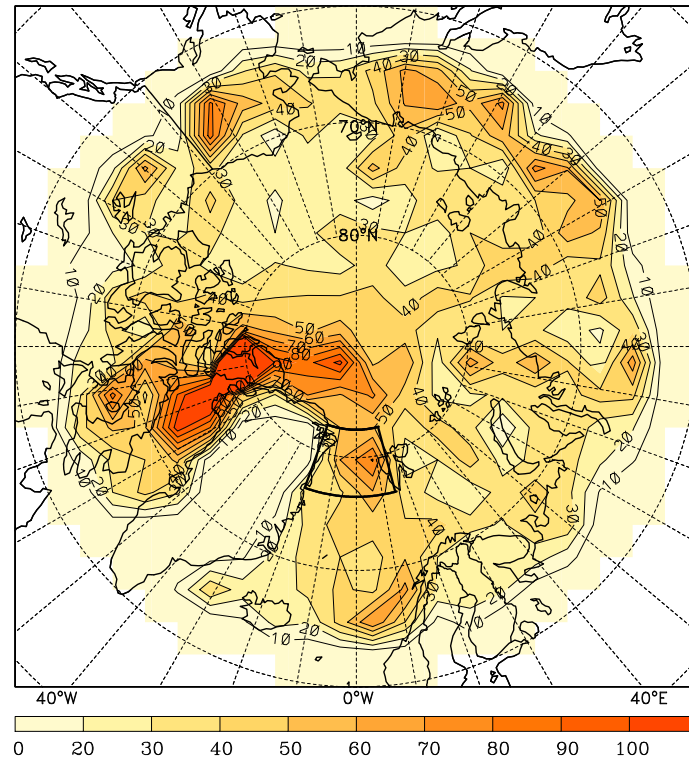


Abbildung 4.22: Verteilung des letztmaligen Auftretens einer Zyklone während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

In der gesamten Arktis tritt Zyklolyse im Sommer wesentlich gleichmäßiger verteilt auf als im Winter. Nahezu alle Maxima des Winters verlieren an Ausprägung. Einzig in der zentralen Arktis, nördlich von Grönland, verstärkt sich das Maximum relativ zum Winter und über den Landflächen Alaskas und Sibiriens treten neue, jedoch relativ schwache Häufungspunkte auf.

4.4.2 Vertiefen und Auffüllen von Zyklonen

Im Gegensatz zum Anfangs- und Endpunkt einer Zyklone finden bei der Betrachtung der Druckveränderung einer Zyklone alle Detektionen Berücksichtigung. Hierbei wird die Druckdifferenz zwischen der aktuellen Detektion und der vorhergehenden Detektion der gleichen Zyklone gebildet. Anschließend wird bestimmt, ob diese Differenz positiv oder negativ ist, d. h. ob sich eine Zyklone auffüllt oder vertieft.

Die Abbildungen 4.23a und 4.23b zeigen die Häufigkeit des Vertiefens von Zyklonen in den Wintermonaten und die jeweiligen mittleren Vertiefungsraten innerhalb von sechs Stunden. Im Winterhalbjahr findet man nur in einem sehr begrenzten Bereich eine große Anzahl an Zyklonen, die sich vertiefen. Diese treten fast nur im Bereich zwischen Südostgrönland und Island, in der Norwegen- und Barents-See, in der östlichen Framstraße und in der Hudsonbay auf. Leicht erhöhte Werte findet man zusätzlich in der Grönland- und Kara-See und in einem Streifen von

der Framstraße nach Norden bis zur Region des Nordpols.

Die stärksten Vertiefungsraten treten bei Island (> 3.0 hPa / 6 Stunden) und im Bereich der GIN-See (> 2.5 hPa / 6 Stunden) auf. Über Alaska findet man vereinzelte Regionen, in denen ebenfalls eine hohe mittlere Vertiefungsrate (> 3.0 hPa / 6 Stunden) herrscht.

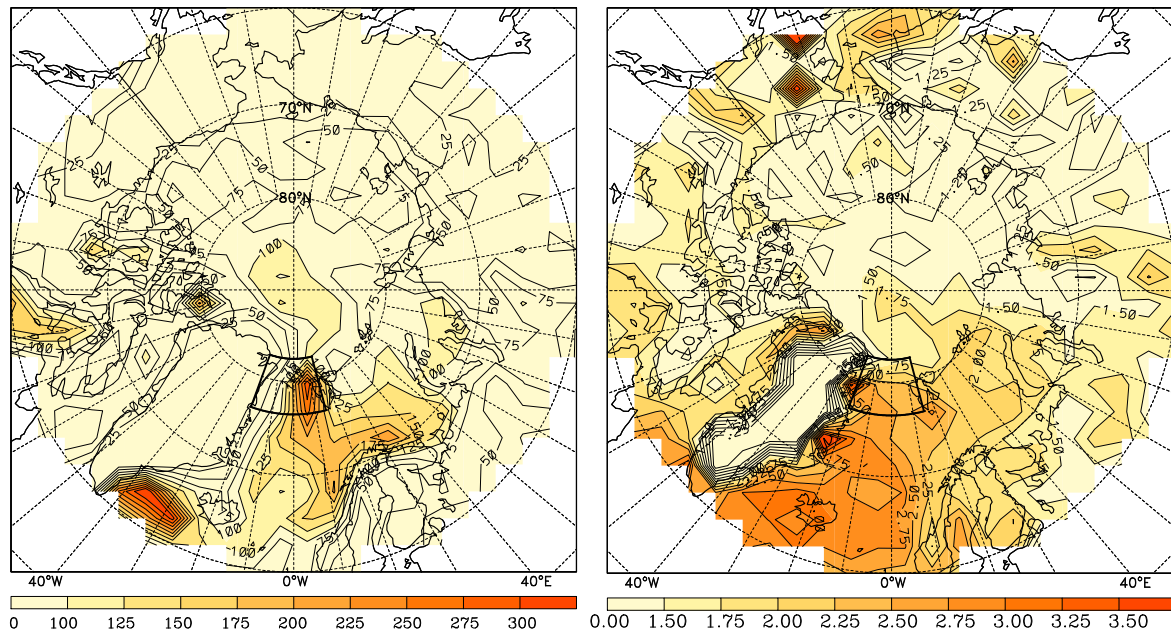


Abbildung 4.23a: Verteilung sich vertiefender Zyklonen während der Wintermonate (links) November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abbildung 4.23b: Mittlere Vertiefungsrate [hPa / 6 Stunden] während der Wintermonate (rechts) November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Die Häufigkeit des Auffüllens von Zyklonen in den Wintermonaten und die jeweiligen mittleren Auffüllungsrate innerhalb von sechs Stunden sind in den Abbildungen 4.24a und 4.24b dargestellt. Die höchste Anzahl sich auffüllender Zyklonen findet man zwischen der Südspitze Grönlands und Island. Hohe Werte treten auch in der Norwegen-See, in der gesamten östlichen Arktis, hier besonders in der Barents-, Kara- und Laptev-See sowie in der Framstraße auf.

Die höchsten Auffüllungsrate finden sich dagegen über dem östlichen Sibirien und der Beringstraße bis nach Alaska sowie in einem Streifen entlang der grönländischen Ostküste. In der zentralen Arktis ist der Betrag der Auffüllungsrate von Zyklonen im Winter nahezu flächendeckend höher als der Betrag der Vertiefungsrate.

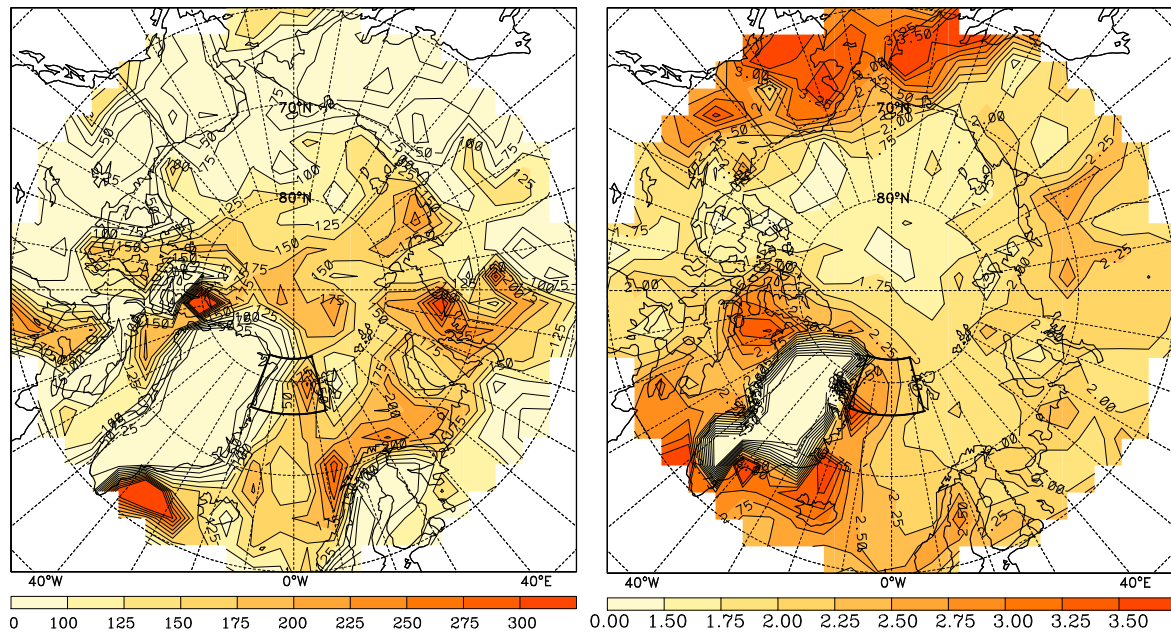


Abbildung 4.24a: Verteilung sich auffällender Zyklonen während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abbildung 4.24b: Mittlere Auffüllungsrate [hPa / 6 Stunden] während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Die Abbildungen 4.25a und 4.25b zeigen die Verteilungen des Vertiefens von Zyklonen in den Sommermonaten und die jeweiligen mittleren Vertiefungsraten innerhalb von sechs Stunden. Im Sommerhalbjahr findet man über weiten Teilen der Arktis hohe Werte sich vertiefender Zyklonen. Die Maxima des Winters haben sich im Sommer deutlich abgeschwächt und treten nur noch bei Island, in der Framstraße und in der zentralen Arktis hervor. Über Sibirien und Alaska sind weitere Maxima erkennbar.

Auch die Vertiefungsrate ist im Sommer deutlich schwächer. So gibt es nur noch zwischen der Südostküste Grönlands und Island einen Bereich mit Vertiefungsraten (2.25 hPa / 6 Stunden), wie sie über weiten Teilen der Arktis im Winterhalbjahr vorkommen.

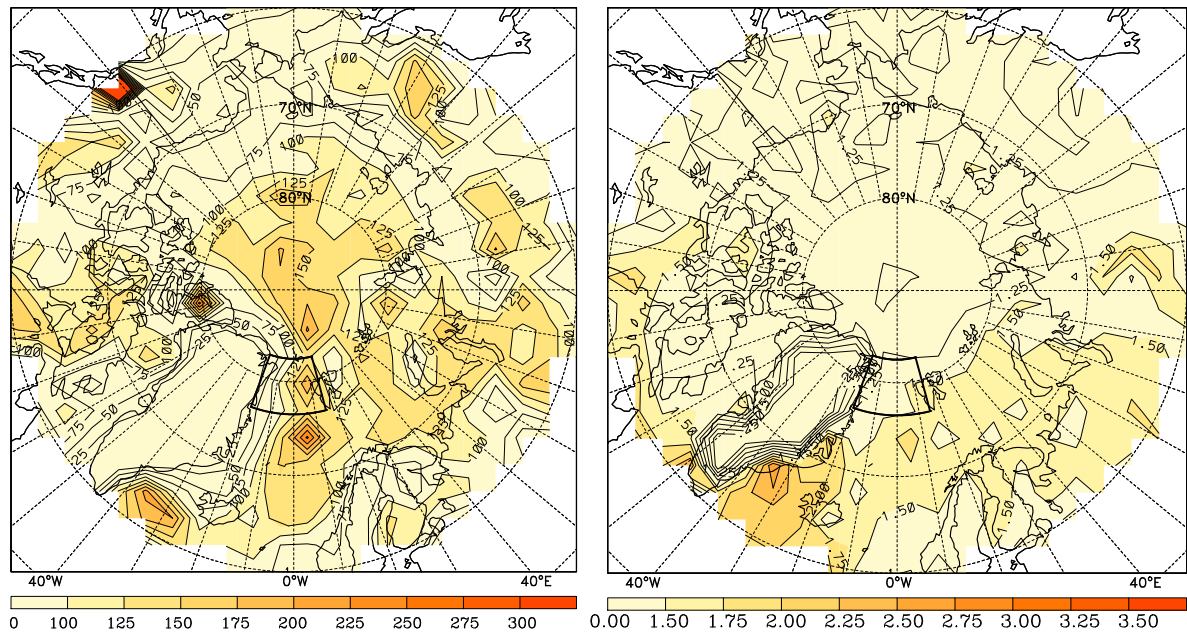


Abbildung 4.25a: Verteilung sich vertiefender Zyklonen während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abbildung 4.25b: Mittlere Vertiefungsrate [hPa / 6 Stunden] während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Die Abbildungen 4.26a und 4.26b zeigen die Verteilungen des Auffüllens von Zyklonen in den Sommermonaten und die jeweiligen mittleren Auffüllungsraten innerhalb von sechs Stunden. Im Gegensatz zum Winter treten die höchsten Werte sich auffüllender Zyklonen nun über einem weiten Bereich der zentralen Arktis auf. Das lokale Maximum bei Island ist noch vorhanden, jedoch deutlich schwächer ausgeprägt. Im Allgemeinen ist die Verteilung im Sommer wesentlich gleichmäßiger. Die Maxima des Winterhalbjahres an der russischen Nordküste und in der Framstraße sind fast nicht mehr erkennbar.

Die Auffüllungsrate zeigt im Sommer hohe Werte bei Island, westlich von Grönland in der Davisstraße und über der Beringstraße. Jedoch sind die Auffüllungsrate wie die Vertiefungsrate im Sommerhalbjahr deutlich schwächer als im Winter.

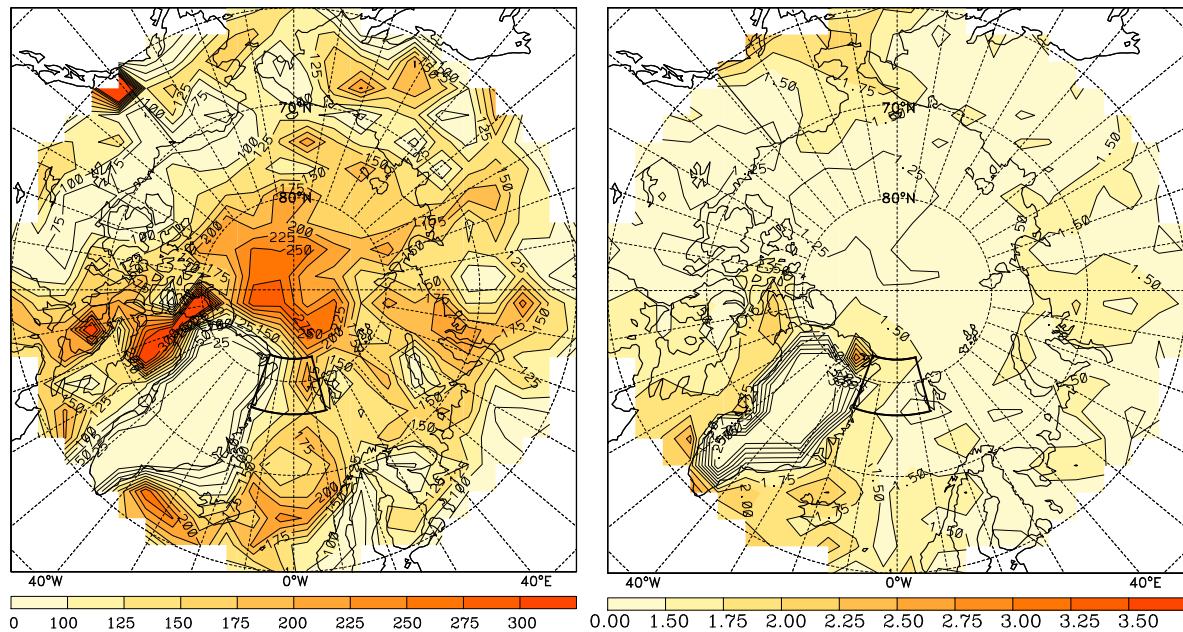


Abbildung 4.26a: Verteilung sich auffüllender Zyklonen während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abbildung 4.26b: Mittlere Auffüllungsrate [hPa / 6 Stunden] während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Auffällig ist, dass es nur im Bereich der Framstraße über das ganze Jahr betrachtet im Mittel mehr Zyklonen gibt, die sich vertiefen, als Zyklonen, die sich auffüllen. Dies liegt an der hohen Zahl sich vertiefender Zyklonen im Winter, die die Zahl sich auffüllender Zyklonen übertrifft, während sich die Häufigkeitswerte im Sommer nahezu die Waage halten. Während des Winters ist die mittlere Kerndruckänderung einer Zyklone in der Framstraße annähernd doppelt so stark wie im Sommer.

4.5 Zyklonen in der Framstraße

Während der Zeit vom 01.12.1978 bis zum 31.12.2000 treten 3767 Detektionen im Bereich der Framstraße, d. h. zwischen 76.5° Nord und 82.5° Nord und zwischen 20° West und 15° Ost, auf. Diese Detektionsanzahl lässt sich 1371 individuellen Zyklonen zuordnen, von denen 180 nur an einem Termin existieren. Aus der Detektionshäufigkeit und der Anzahl an Terminen (30762) ergibt sich eine mittlere Rate von 0.12 Detektionen pro Termin. Anders ausgedrückt findet man im Mittel alle acht Termine, d. h. bei vier Terminen pro Tag an jedem 2. Tag, ein Druckminimum im Bereich der Framstraße. Zyklonen, die die Framstraße durchqueren, haben im Mittel ca. 3 aufeinanderfolgende Detektionen in dieser Region. Daraus ergibt sich bei einem Detektionsintervall von 6 Stunden eine mittlere Aufenthaltsdauer von ca. 18 Stunden. Rechnet man diese Angaben auf einen Monat hoch, so ergibt sich im Mittel pro Monat ein Auftreten von 4.7 unterschiedlichen Zyklonen sowie ca. 0.7 weiteren Zyklonen, die nur zu einem Termin vorkom-

men. Zu berücksichtigen ist, dass nur solche Zyklonenzugbahnen hier erfasst werden, die mindestens eine Detektion innerhalb des Bereichs der Framstraße aufweisen. Zyklonen, die zu schnell durch den Bereich hindurch- oder nur sehr knapp am Rand entlanggezogen sind, sind nicht in die Statistik eingegangen. Eine Abschätzung über die Häufigkeit solcher Fälle ist nicht durchführbar. Gerade sehr kurzlebige Zyklonen werden nicht hinreichend aufgelöst, wohingegen das unbemerkte Durchziehen nur eine Ausnahme darstellen sollte. Teilt man das Framstraßenfenster durch die Linien 79.5° Nord und 2.5° West in 4 Sektoren auf, so ergibt sich eine Detektionshäufigkeit wie in Tabelle 4.1 dargestellt.

Sektor	Westen (20° W - 2.5° W)	Osten (2.5° W - 15° O)
Norden (79.5° N - 82.5° N)	354	865
Süden (76.5° N - 79.5° N)	878	1670

Tabelle 4.1: Verteilung der Detektionshäufigkeit in vier Framstraßensektoren.

Es ergibt sich ein eindeutiges Südost-Nordwest-Gefälle. Diese Verteilung tritt noch deutlicher zu Tage, wenn die Anzahl der Sektoren durch eine feinere Aufteilung weiter erhöht wird.

4.5.1 Interannuale Variabilität

Abbildung 4.27 zeigt die jährliche Detektionshäufigkeit im Bereich der Framstraße über den gesamten 22-jährigen Untersuchungszeitraum. Die Anzahl der Detektionen in der Framstraße ist sehr großen Schwankungen unterworfen. Während eines Jahres treten zwischen 120 (1983) und 233 (1999) Detektionen auf. Dabei ist für den Zeitraum von 1979 bis 2000 ein ansteigender Trend zu erkennen, der jedoch nur auf einem 90% Signifikanzniveau liegt. Auffällig ist einerseits ein ca. dreijähriger Zyklus der Detektionshäufigkeit (Maxima 1981, 1984, 1987, 1989, 1993, 1996, 1999, vgl. Abbildung 4.1). Darüber hinaus zeigt sich ein Wechsel zwischen Zeiträumen mit sehr geringer Varianz der Detektionshäufigkeit (1979 - 1982, 1989 - 1994) und Zeiträumen mit stark variabler Detektionshäufigkeit (1983 - 1988, 1995 - 2000).

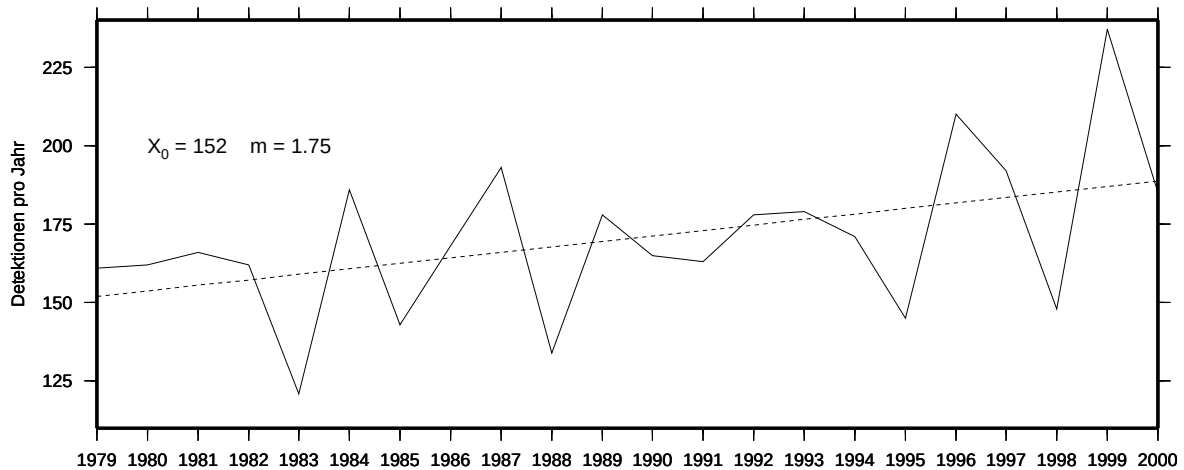


Abbildung 4.27: Jährliche Detektionshäufigkeit in der Framstraße (1979 - 2000).

4.5.2 Monatliche Variabilität

Abbildung 4.28 zeigt die monatliche Detektionshäufigkeit in der Framstraße. Im Gegensatz zur Detektionshäufigkeit in der Arktis (vergleiche Abbildung 4.3) erkennt man zunächst keinen ausgeprägten Jahresgang. Auch Phasen mit einer mehrere Monate ununterbrochen anhaltenden hohen bzw. niedrigen Detektionshäufigkeit sind nicht zu erkennen. Die Werte schwanken während des Sommerhalbjahres zwischen 1 und 38 Detektionen pro Monat und während des Winterhalbjahres zwischen 0 und 32 Detektionen pro Monat.

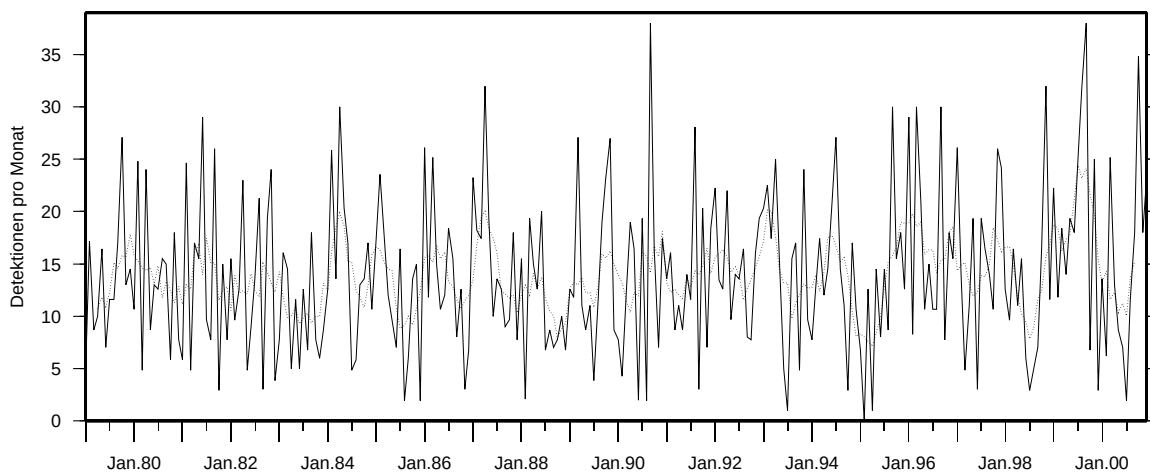


Abbildung 4.28: Monatliche Detektionshäufigkeit in der Framstraße
(Januar 1979 - Dezember 2000).
Gepunktet: Gleitendes 6-Monats-Mittel.

4.5.3 Mittlerer Jahresgang

Abbildung 4.29 zeigt den mittleren Jahresgang der Detektionen in der Framstraße sowie die Standardabweichung, das Maximum und Minimum jedes Monats und den Gesamtmittelwert. Man erkennt nun einen sehr schwach ausgeprägten Jahresgang, der gegenläufig zum Jahresgang der Detektionshäufigkeit in der gesamten Arktis verläuft (vgl. Abbildung 4.5). Während des Frühlings und zu Beginn des Sommers nimmt die Häufigkeit von April (16.1) bis zum Minimum im Juni (11.5) ab. Bis September ist ein erneuter Anstieg auf 16.1 Detektionen zu beobachten. Während der Wintermonate liegt die Detektionshäufigkeit allgemein über der des Sommers, jedoch treten in diesem Zeitraum relativ große Schwankungen auf. Während der monatliche Jahreshöchstwert im November (17.0) liegt, befindet sich der Dezember mit 11.4 Detektionen fast auf dem Niveau der Sommermonate. Auch im Februar (13.8) findet man eine Verringerung in der Detektionshäufigkeit. Betrachtet man die Maxima und Minima, so fällt besonders das hohe Maximum im September auf. Hierbei handelt es sich jedoch nicht nur um einen einzigen Ausreißer, sondern man findet in mehreren Jahren eine extrem hohe Detektionsanzahl in diesem Monat. Der September ist mit Abstand der Monat mit der höchsten Varianz. Auf der anderen Seite ist das Minimum des Februars interessant, das verdeutlicht, dass sich während wenigstens eines Februars nicht ein einziges Tiefdrucksystem im Bereich der Framstraße aufhielt.

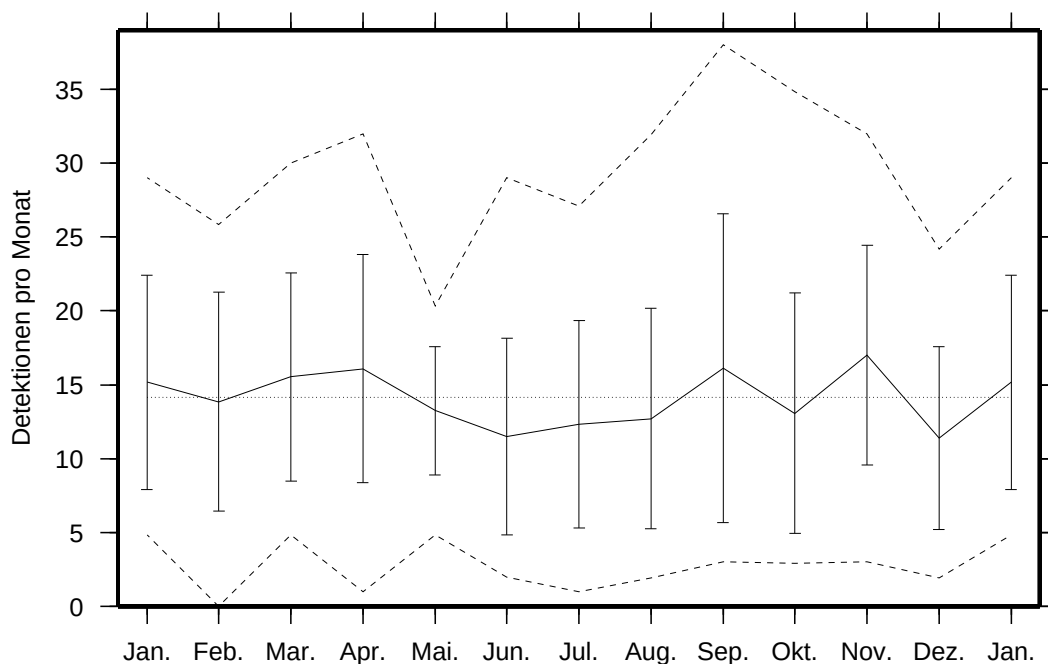


Abbildung 4.29: Mittlerer Jahresgang der monatlichen Detektionshäufigkeit für einen normierten 30-Tage-Monat in der Framstraße (Jan. 1979 - Dez. 2000).
 Durchgezogen: Mittlerer Jahresgang und Standardabweichung.
 Gestrichelt: Maximum / Minimum.
 Gepunktet: 22-Jahre-Gesamtmittelwert.

4.5.4 Einteilung der Zyklonen nach Richtung der Zugbahn

In diesem Abschnitt werden die bevorzugten Zugrichtungen der Zyklonen durch die Framstraße ermittelt. Eine erste Unterteilung aller Zyklonenzugbahnen durch die Framstraße berücksichtigt nur die letzte Position vor dem Eintritt in den Framstraßenbereich und die erste Position nach dem Austritt aus dem Bereich. Zyklonen, die von Grönland (Westen) kommend in die Framstraße hineinziehen, wurden hierbei, im Gegensatz zur vorangegangenen Statistik des Zyklonenauftretens, nicht ausgeschlossen. Auf diese Weise erhält man die folgende Verteilung:

nach von	Westen	Norden	Osten	Süden	Innerhalb der Framstraße	Summe
Westen	7	42	72	12	70	203
Norden	1	4	11	2	12	30
Osten	1	15	12	11	24	63
Süden	9	59	180	26	160	434
Innerhalb der Framstraße	7	65	192	37	163 (+180)	464 (+180)
Summe	25	185	467	88	429	1374

Tabelle 4.2: Häufigkeitsverteilung der Zugbahnrichtungen von Zyklonen mit mindestens einer Detektion im Framstraßenbereich (Jan. 1979 - Dez. 2000). In Klammern: Zyklonen, bestehend aus nur einer einzigen Detektion. Schattierte Zellen werden in Kapitel 5 genauer betrachtet. (Die Gesamtzahl ergibt sich durch drei doppelt bestimmte Zyklonen.)

Man erkennt drei bevorzugte Zugrichtungen: Am häufigsten ziehen Zyklonen von Süden nach Osten, am Zweithäufigsten von Westen nach Osten und am Dritthäufigsten von Süden nach Norden. Man erkennt, dass eine Vielzahl von Zyklonen die Framstraße nicht durchqueren, sondern vorher nach Osten abdrehen. Das bedeutet, dass diese Zyklonen nicht mit ihrem variablen Windfeld über den Eisrand bzw. das Eis ziehen, sondern nur auf ihrer Nord- und Westseite mit ihrem dort relativ homogenen Windfeld aus größerer Entfernung auf das Eis wirken. Weiter erkennt man, dass ein sehr hoher Anteil an Zyklonen (11.9%) sowie die nur während eines Termins auftretenden Zyklonen (insgesamt dann 25.0%) vollständig in der Nähe des Eisrandes innerhalb des Framstraßenbereichs existieren. Es ist zu vermuten, dass Zyklonen gerade dieses kurzlebigen Typs nicht immer von den Routineanalysen erfasst werden (Brümmer 2003, pers. Mitteilung). Eine weitere und genauere Aufteilung der Zyklonenzugbahnen führt zu mehreren Kategorien, die sich deutlich in der Lage der Zugbahn innerhalb des Fensterbereiches und damit auch in der Position des Überganges der Zyklone vom Wasser auf das Eis unterscheiden. Im folgenden Kapitel 5 werden einige dieser Kategorien in Bezug auf den Einfluss auf das Meereis näher betrachtet.

Kapitel 5

Eistransport durch die Framstraße und der Einfluss von Zyklonen

Jährlich werden 10 - 20% der Masse des arktischen Meereises durch die Framstraße und das kanadische Archipel aus der Arktis heraus nach Süden transportiert. Dieser Strom an Süßwasser in den Atlantischen Ozean wird global nur noch durch den Amazonas übertroffen.

5.1 Bisherige Arbeiten

Im Kapitel 2 wurde dargelegt, mit welchen Methoden Ergebnisse über das Meereis gewonnen werden. In diesem Abschnitt wird speziell der Eistransport aus der Arktis durch die Framstraße beschrieben.

Der Eisexport aus der Arktis findet zu ca. 80 - 90% durch die Framstraße statt (Aagaard und Carmack 1989, Vinje et al. 1998, Arfeuille et al. 2000). Vinje und Finnekåsa (1986) haben Untersuchungen über die Wirkung der Atmosphäre auf das Meereis angestellt. Dabei zeigen sie, dass in der Arktis bereits nördlich der Framstraße (als Framstraße wird hier die engste Stelle um 80° Nord zwischen Grönland und Spitzbergen angesehen) ab einer geographischen Breite von 83° Nord eine Beschleunigung der Eisdrift in Richtung der Framstraße stattfindet und dass auch der bereits südlich der Framstraße vorherrschende Windstress auf das Meereis den Eistransport beeinflusst. Vinje und Finnekåsa (1986) merken an, dass ein Vergleich zwischen Mittelwerten, die in unterschiedlichen Zeiträumen gewonnen werden, aufgrund der hohen interannualen Variabilität problematisch ist. Sie bestimmen einen über alle vier Jahreszeiten gemittelten Windfaktor von 0.0105 und eine Rechtsdrehung der Eisdrift von 9° gegenüber dem geostrophischen Wind für die Region nördlich der Framstraße. Diese Werte stimmen gut überein mit Wer-

ten von Thorndike und Colony (1982) bzw. Serreze et al. (1989), die ihre Ergebnisse jedoch für Regionen innerhalb der Arktis ermitteln. Für die Region der Eisrandzone in der Grönland-See (südlich der Framstraße) stellen Vinje und Finnekåsa (1986) eine Erhöhung des Windfaktors von ca. 0.010 bis auf ca. 0.020 fest und führen diese Veränderung unter anderem auf die Reduzierung des internen Stresses im Eisfeld der Eisrandzone zurück.

Autor	Windfaktor	Drehung	Region
Thorndike und Colony (1982)	0.008	8°	zentrale Arktis
Vinje und Finnekåsa (1986)	0.0105	9°	nördlich der Framstraße (83° Nord)
Vinje und Finnekåsa (1986)	0.010 bis 0.020	- -	Eisrandzone in der Grönland-See
Serreze et al. (1989)	0.011	17°	zentrale Arktis

Tabelle 5.1: Windfaktor und Rechtsdrehung der Eisdrift (bezogen auf den geostrophischen Wind).

Die Abschätzung der Eismassen und damit der Süßwassermengen, die die Arktis in bestimmten Zeiträumen verlassen, ist von vielen Autoren auf unterschiedliche Weise vorgenommen worden. Arbeiten vor dem Satellitenzeitalter, die sich mit der Abschätzung des Meereistransports bzw. des Süßwasserflusses aus der Arktis durch die Framstraße in den Nordatlantik befassen, schätzen diese Größen aus innerarktischen Driftbeobachtungen und aus Annahmen über Deformationsprozesse innerhalb der Meerenge ab. Neuere Ergebnisse werden durch die zur Verfügung stehenden Satellitenbeobachtungen, durch Sonarmessungen und durch die Kombination mehrerer Verfahren sowie durch stets verbesserte und verfeinerte Modellsimulationen gewonnen. Zur besseren Vergleichbarkeit der Eisvolumentransporte werden die Ergebnisse mit folgender Relation in gleiche Einheiten umgerechnet:

$$1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s} = 31536 \text{ km}^3/\text{a}$$

Wegen der Unkenntnis der Eisdicke wurde zunächst nur die durch die Framstraße exportierte Eisfläche bestimmt. Gordienko und Karelin (1945) kommen dabei auf einen jährlichen Eisflächenexport von $1.036 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ zwischen 1933 - 1944, Vowinkel (1964) bestimmt einen jährlichen Eisflächenexport von $0.9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ durch ein festes Verhältnis von Druckgradient in der Framstraße zu exportierter Eisfläche. Volkov und Gudkovic (1967) kommen ebenfalls auf einen Wert von $0.9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ zwischen 1954 - 1964 (zum Vergleich: Fläche des Arktischen Ozeans : $6.7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$). Vinje (1982) schätzt aus Satellitendaten in guter Übereinstimmung zu früheren Arbeiten einen Eisflächenexport von $1.08 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ pro Jahr ab. Englebreton und Walsh (1989) betreiben ähnlich wie Vowinkel (1964) eine Abschätzung des Eisexportes aufgrund des Druckgradienten und des sich daraus ergebenden geostrophischen Windfeldes in der

Framstraße. Sie erhalten bei einem festen Verhältnis von exportierter Eisfläche zu Druckgradient, jedoch mit Berücksichtigung der Eiskonzentration, einen mittleren jährlichen Eisflächenexport von $0.7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ durch einen Schnitt bei 80° Nord für den Zeitraum 1951 - 1984.

Andere Arbeiten kombinieren Eisflächen- und Eisdickenbestimmungen, um Angaben über den Eisvolumenexport machen zu können. Aus Kontinuitätsberechnungen der arktischen Eisbedeckung errechnet Koerner (1973) bei einer mittleren Eisdicke von 3.7 m (ermittelt aus Eisbohrungen an einer durch die Arktis driftenden Eisstation zwischen Februar 1968 und Mai 1969) einen jährlichen Eisvolumenexport von 5590 km^3 . Wadhams (1983) bestimmt aus U-Boot-Sonarmessungen in der Framstraße eine mittlere Eisdicke von 4.06 m. Gleichzeitig weist Wadhams (1983) darauf hin, dass der von ihm rechnerisch ermittelte, jährliche Eisvolumenexport (4000 km^3) nur für den kurzen Zeitraum der U-Boot-Messungen gültig sei und dass die Messungen während einer Periode mit Nordwind stattfanden. Einem gänzlich anderen Ansatz folgend gelangen Aargaard und Carmack (1989) über die Bilanzierung des Süßwasserhaushaltes des Arktischen Ozeans zu einem jährlichen Eisvolumentransport von 2790 km^3 durch die Framstraße. Vinje et al. (1998) kombinieren die spezifischen Vorteile mehrerer Messmethoden und ermitteln aus Eisdickenmessungen mit fest montierten ULS (Upward Looking Sonar) in der Framstraße, aus Geschwindigkeitsmessungen anhand von Driftbojen und mittels eines Ansatzes über einen Framstraßendruckgradienten Eisvolumenexportwerte für den Zeitraum 1990 - 1996. Dabei bestimmen sie monatliche und jährliche Eisvolumenexporte und erhalten einen mittleren jährlichen Eisvolumenexport von 2850 km^3 . Kwok und Rothrock (1999) bestimmen mit Daten des SMMR und SSM/I den Eisflächentransport durch die Framstraße für die Wintermonate Oktober bis März des Zeitraums 1978 - 1996. Sie errechnen bei einer hohen monatlichen und interannualen Variabilität einen mittleren Eisflächentransport von $0.67 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Darüber hinaus beobachten Kwok und Rothrock (1999) einen ansteigenden Trend während des Beobachtungsintervalls. Mit Eisdickendaten von den in der Framstraße verankerten ULS bestimmen sie einen mittleren, winterlichen (Oktober - Mai) Eisvolumenexport von 1745 km^3 für die Jahre 1990 - 1995 und einen mittleren jährlichen Wert von 2366 km^3 .

Mit Hilfe von Modellsimulationen sind ebenfalls Abschätzungen des Eistransportes durch die Framstraße angestellt worden. Hibler (1979) errechnet mit einem dynamisch-thermodynamischen Eismodell eine mittlere Eisdicke von 2.66 m, einen Eisflächenexport von $1.211 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ und daraus einem jährlichen Eisvolumenexport von 3220 km^3 . Häkkinen (1993) berechnet in einer Studie über den Ursprung der „Großen Salzgehalts-Anomalie“ im Nordatlantik mit einem Eis-Ozean-Modell einen jährlichen Eisvolumenexport durch die Framstraße von 2000 km^3 für die Jahre 1955 - 1975. Eine Studie über die Variabilität des Eisvolumenexportes führen Harder et al. (1998) durch. Dabei treiben Harder et al. (1998) ein Eismodell mit atmosphärischen EZMW-Daten der Jahre 1986 - 1992 an und errechnen einen jährlichen Mittelwert des Eisvolumenexports von 2696 km^3 durch einen Schnitt bei 80° Nord sowie einen mittleren Jahresgang

auf Basis von Monatsmittelwerten. Hilmer et al. (1998) treiben ihr Eismodell mit atmosphärischen Analysedaten des NCEP/NCAR aus den Jahren 1958 - 1997 an und erhalten einen mittleren Eisvolumenexport von 2870 km^3 pro Jahr. Sie stellen fest, dass es große Abweichungen vom Gesamtmittelwert auf interannualer und dekadischer Zeitskala gibt und dass diese Abweichungen auf Anomalien in der atmosphärischen Zirkulation über Grönland einerseits und der Barents- und Kara-See andererseits zurückgehen. Häkkinen und Geiger (2000) bestimmen mit einem gekoppelten Eis-Ozean-Modell für den Zeitraum 1951- 1993 einen mittleren Eisvolumentransport durch die Framstraße von 2080 km^3 . Die gegenüber der Arbeit von Häkkinen (1993) auftretenden Änderungen der Eisexportabweichungen werden von Häkkinen und Geiger (2000) auf die geänderte Modellauflösung zurückgeführt, da beide Arbeiten die gleichen atmosphärischen Antriebe benutzen. Polyakov und Johnson (2000) errechnen mit einem gekoppelten Eis-Ozean-Modell einen mittleren Eisvolumentransport durch die Framstraße von 2500 km^3 . Sie zeigen, dass in den neunziger Jahren eine phasengleiche dekadische (Arktische Oszillation) und niederfrequente (60 - 80 Jahre) atmosphärische Schwingung in der Arktis für eine verstärkte Abnahme des arktischen Meereises sorgen und so die Bestimmung eines möglichen Langzeittrends erschweren. Vinje (2001) ermittelt in seiner Arbeit einen mittleren jährlichen Eisvolumenexport von 2900 km^3 für den Zeitraum 1950 - 2000. Er weist darauf hin, dass die in der Zeitreihe auftretenden großen Schwankungen in den fünfziger und neunziger Jahren des 20. Jahrhunderts eher als Normalität denn als Ausnahme anzusehen seien. Ausserdem beschreibt er einen gleichmäßigen Druckabfall in der Framstraße und der Barents-See. Den Ansätzen von Englebreton und Walsh (1989) folgend, kann er daher keine Verstärkung des antreibenden Gradienten ausmachen.

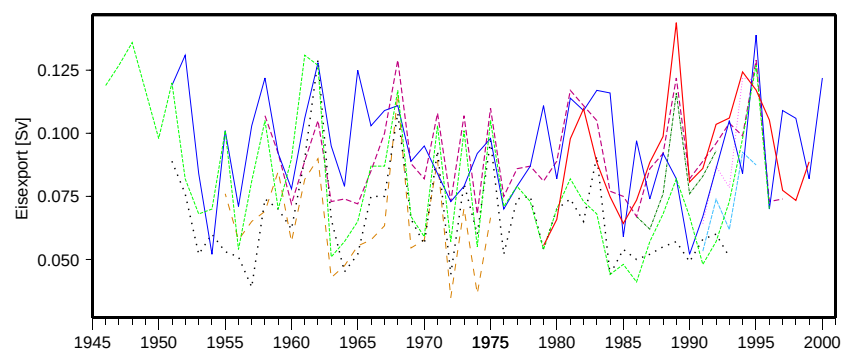


Abbildung 5.1: Jährlicher Eisexport [Sv] verschiedener Autoren.

(In eckigen Klammern: Angabe des Zeitraums.)

Eng gestrichelt, fett: Polyakov / Johnson [1946 - 1997].

Durchgezogen: Vinje [1951 - 2000].

Weit gepunktet, fett: Häkkinen / Geiger [1951 - 1993].

Eng gestrichelt: Häkkinen [1955 - 1975].

Weit gestrichelt, fett: Hilmer et al. [1958 - 1997].

Durchgezogen, fett: Karcher et al. [1979 - 1999].

Strichgepunktet: Harder et al. [1986 - 1992].

Eng gepunktet: Vinje [1991 - 1995].

Eng gestrichelt, fett: Kwok / Rothrock [1991 - 1995].

Zum Vergleich sind die Ergebnisse früherer Arbeiten in Tabelle 5.2 zusammengefasst.

Methode	Zeitraum	Eisexport [Sv]	Max. / Min. [Sv]	Autor
Modell	1979 - 1999	0.092	0.064 / 0.144	Karcher et al. (2003)
Modell	1950 - 2000	0.092		Vinje (2001)
Modell	1951 - 1993	0.066	0.039 / 0.129	Häkkinen und Geiger (2000)
Modell	1946 - 1996	0.080	0.041 / 0.136	Polyakov und Johnson (2000)
ULS / Satelliten	1990 - 1995	0.075	0.057 / 0.106	Kwok und Rothrock (1999)
Modell	1958 - 1997	0.091	0.065 / 0.128	Hilmer et al. (1998)
ULS / Bojen / Satelliten	1990 - 1996	0.090	0.065 / 0.149	Vinje (1998)
Modell	1986 - 1992	0.090	0.061 / 0.117	Harder et al. (1998)
Modell	1955 - 1975	0.063	0.035 / 0.114	Häkkinen (1993)
Wassermassenbilanz		0.078		Rudels (1989)
Wassermassenbilanz		0.098		Aagaard und Carmack (1989)

Tabelle 5.2: Eisvolumentransportabschätzungen durch die Framstraße von verschiedenen Autoren.

Man erkennt aus Abb. 5.1 und Tab. 5.2 dass es Phasen gibt, in denen die Ermittlung des Eisexports über mehrere Jahre bei nahezu allen Autoren zu (prinzipiell) gleichen Ergebnissen führt (1968 - 1977, 1989 - 1995). Andererseits treten auch Zeiträume auf, zu denen nicht nur deutliche Unterschiede der Eisexportmenge, sondern auch der Veränderung des Eisexports zum Vorjahr von unterschiedlichen Autoren ermittelt werden (1963 - 1966, 1978 - 1980, 1997 - 1999). Selbst die Betrachtung eines mehrjährigen Mittelwertes in einem nahezu gleichen Zeitintervall ergibt Unterschiede des mittleren Eisexportes von ca. 30%. Die jährliche Variabilität beträgt dabei bis zu 50% des Mittelwertes.

5.2 Mittlerer Eistransport und zeitliche Variabilität

In dieser Arbeit werden für die weiteren Untersuchungen Eisdaten basierend auf Modellergebnissen des Modells NAOSIM (Karcher et al., 2003) benutzt. In den Abbildungen 5.2a bis 5.2c sind 6-stündliche Werte des Eisvolumentransports durch die Schnittlinie in der Framstraße (etwa entlang des 80. Breitengrades, siehe Abbildung 3.6), der mittleren Komponente der Eis-

driftgeschwindigkeit senkrecht zur Schnittlinie und der mittleren Eisdicke entlang der Schnittlinie für den Zeitraum vom 3. Januar 1979, 00 UTC, bis zum 26. Dezember 1999, 18 UTC, dargestellt. Die Werte des Eisvolumentransportes schwanken zwischen -0.457 Sv und 0.630 Sv, wobei negative Werte einen Eisvolumentransport in die Arktis hinein darstellen. Der Mittelwert über die gesamte Zeitreihe beträgt 0.092 Sv ($2890 \text{ km}^3/\text{a}$). Die Werte der Eisdriftgeschwindigkeit liegen zwischen -26.8 cm/s und 39.0 cm/s . Da es sich stets um die Komponente der Eisdriftgeschwindigkeit senkrecht zur Schnittlinie von Nordostgrönland nach Nordwestspitzbergen handelt und in der Regel das Eis nach Süden driftet, bedeuten negative Werte eine Eisdrift in nördliche Richtung, d. h. in die Arktis hinein. Die mittlere Eisdriftgeschwindigkeit für den gesamten Zeitraum und über die gesamte Länge der Schnittlinie beträgt 7.1 cm/s . Die Werte der Eisdicke schwanken zwischen 0.158 m und 4.772 m . Der mittlere Wert der Eisdicke über den gesamten Zeitraum beträgt 2.44 m .

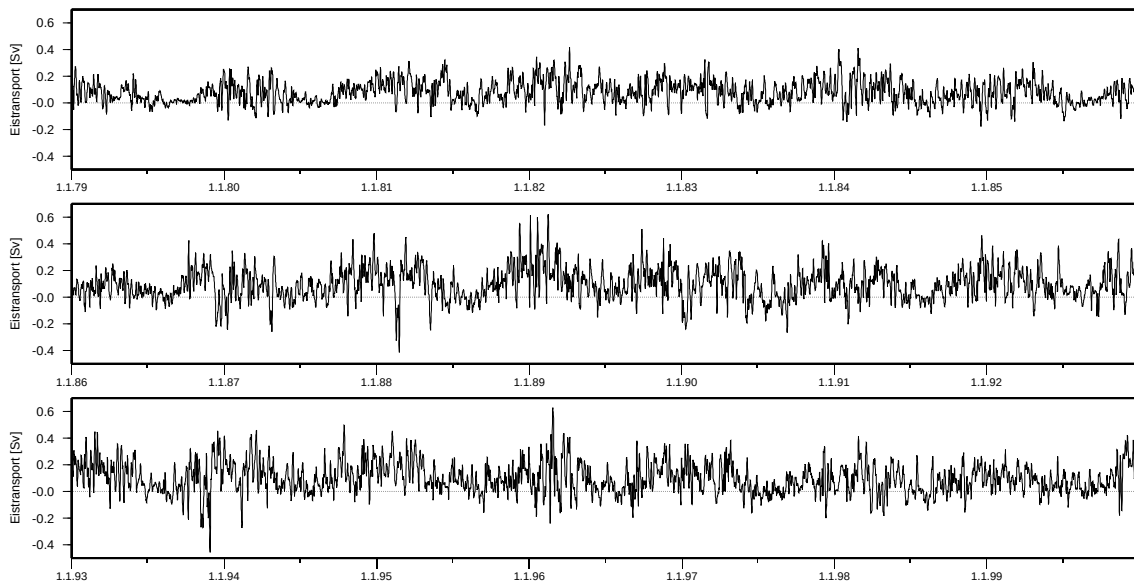


Abbildung 5.2a: Eisvolumentransport durch die Schnittlinie in der Framstraße, 6-stündliche Werte.

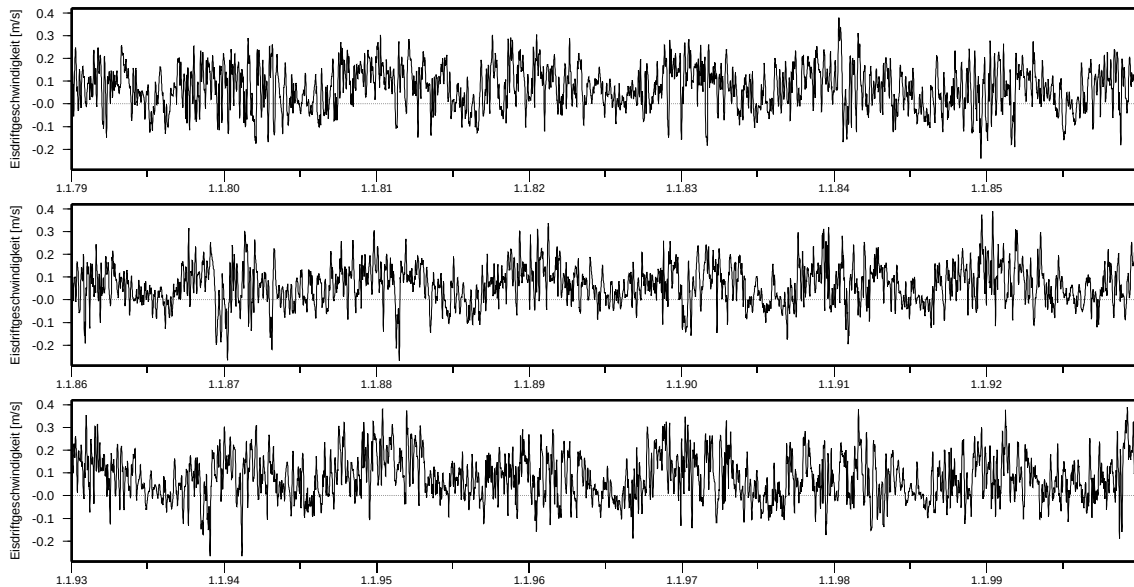


Abbildung 5.2b: Mittlere Komponente der Eisdriftgeschwindigkeit senkrecht zur Schnittlinie in der Framstraße, 6-stündliche Werte.

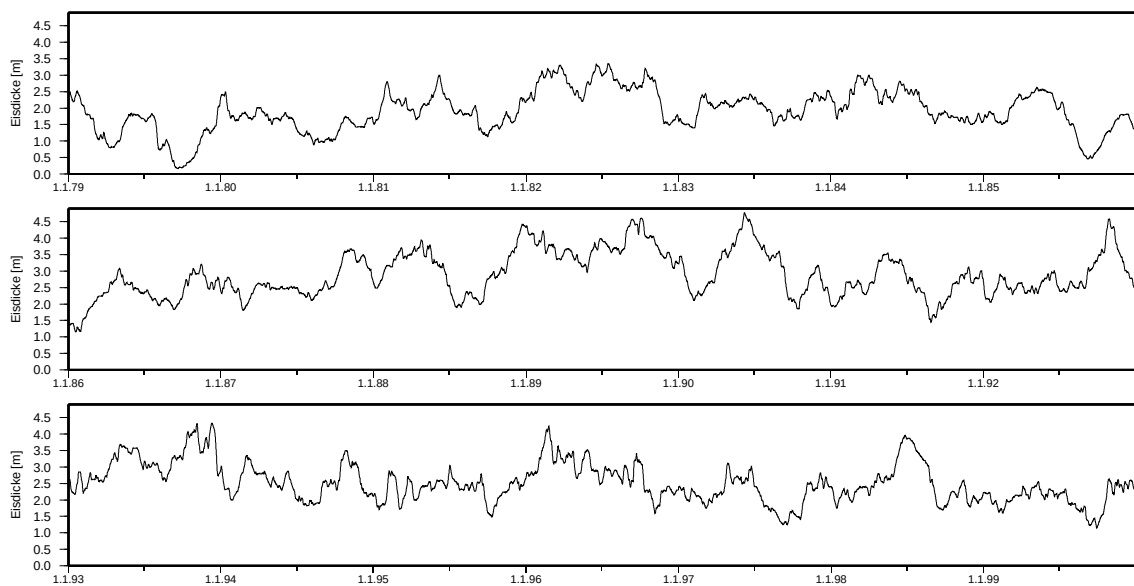


Abbildung 5.2c: Mittlere Eisdicke entlang der Schnittlinie in der Framstraße, 6-stündliche Werte.

Die Abbildung 5.3 zeigt den jährlichen Eisvolumentransport durch die Framstraße. Der mittlere jährliche Eisvolumentransport liegt im Zeitraum von 1979 bis 1999 zwischen 0.064 Sv (1985) und 0.144 Sv (1989). Der Mittelwert für den 21-Jahre-Zeitraum beträgt 0.0917 Sv.

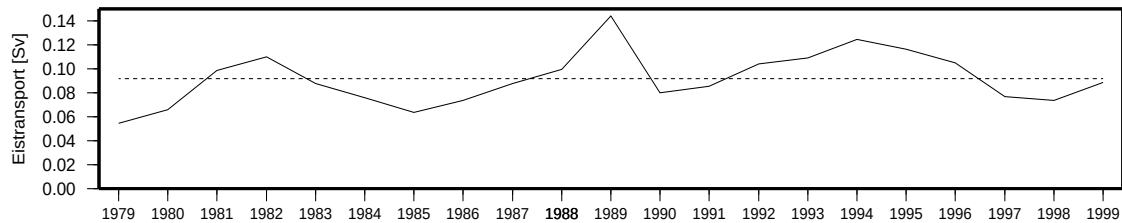


Abbildung 5.3: Jährlicher Eisvolumentransport durch die Framstraße (1979 - 1999).
Gestrichelt: 21-Jahre-Mittelwert.

Die Abbildung 5.4 zeigt den monatlichen Eisvolumentransport auf 30-Tage-Monate normiert. Hierbei ergeben sich Werte zwischen -0.0455 Sv (11/93) und 0.2602 Sv (02/89).

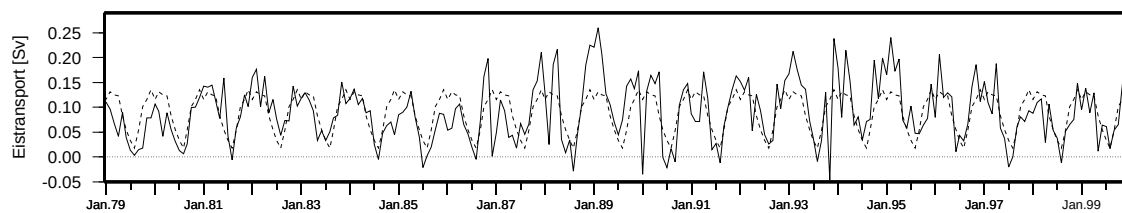


Abbildung 5.4: Monatlicher Eisvolumentransport durch die Framstraße
(Januar 1979 - Dezember 1999). Monatslänge auf 30 Tage normiert.
Gestrichelt: Mittlerer Jahresgang.

5.3 Vorarbeiten zur Bestimmung des Einflusses von Zyklonen auf den Eistransport

5.3.1 Wechselwirkungsmechanismen

Kurzfristige Änderungen des Eisvolumentransportes durch die Framstraße werden im Wesentlichen durch den atmosphärischen Antrieb bestimmt. Betrachtet man längere Intervalle (Monate, Jahre), so nehmen die relativen Einflüsse durch den ozeanischen Antrieb und durch das Eisangebot aus der inneren Arktis auf die Variabilität des Eistransportes zu. Die in der Framstraße vorherrschenden Ozeanströmungen, der Ostgrönlandstrom und der Westspitzbergenstrom, sind, wenn auch nicht konstant, so doch nur auf relativ langen Zeitskalen variabel. Die aus der Arktis in den Nordatlantik gerichtete, ozeanische Hauptströmung im Westteil der Framstraße (Ostgrönlandstrom) sorgt dafür, dass selbst ohne atmosphärischen Antrieb Meereis durch die Framstraße in den nördlichen Nordatlantik transportiert wird.

Betrachtet man den Parameter Eisangebot, so lässt sich dieser in mehrere Anteile (Eisdicke, Eiskonzentration, Herkunft des Eises) aufteilen:

Die Eisdicke ist im Wesentlichen von der herrschenden Jahreszeit abhängig. Im Spätsommer (September) wird die geringste Eisdicke vorgefunden, in den Monaten März / April findet

man die größten Eisdicken. Für die mittlere jahreszeitliche Eisdicke sind in erster Linie thermodynamische Prozesse wichtig, sieht man von der dynamisch verursachten Bildung von Presseisrücken ab.

Die Herkunft des Eises ist in hohem Maße von der großräumigen atmosphärischen Situation während mehrerer Monate bzw. Jahre vor dem Erreichen der Framstraße abhängig. Stammt das Eis aus dem Bereich des Beaufort-Wirbels, d. h. aus dem kanadischen Teil der Arktis, so wird es sich größtenteils um mehrjähriges, bereits relativ dickes Eis handeln, das viele Jahre in diesem Wirbel gefangen war und auch eine entsprechend hohe Rate an Presseisrücken aufweist. Im Gegensatz dazu bedeutet der Transport von Eis aus dem sibirischen Raum, das mittels der transpolaren Drift auf direktem Wege durch die Arktis zur Framstraße bewegt wird, ein Angebot relativ jungen und dünnen Eises mit entsprechend weniger Presseisrücken in der Region der Framstraße. Bei einer ebenfalls auftretenden großräumigen Luftströmung, bei der neu gebildetes Eis aus der Barents-See nahezu direkt, nördlich um Spitzbergen herum, in die Framstraße geleitet wird, fällt die Eisdicke deutlich geringer aus, als bei den beiden anderen beschriebenen Situationen, da es sich hierbei im Wesentlichen um einjähriges Eis handelt.

Die Eiskonzentration, d. h. der relative Flächenanteil eisbedeckter Stellen innerhalb einer Eisfläche, wird im Wesentlichen durch die lokalen Wetterverhältnisse geprägt, durch die das Eis während seiner Verlagerung in der Arktis beeinflusst wird. Hierbei spielen Konvergenz und Divergenz der Eisdrift und entsprechende Pressungen und Dilatationen der Eismasse ebenso eine Rolle wie thermodynamisches Gefrieren oder Abschmelzen. Die beiden letztgenannten Prozesse sind keinesfalls vernachlässigbar. Entscheidend ist, in welchem Maße sich das Eis, obwohl innerhalb einer „geschlossenen“ großräumigen Eisfläche befindlich, frei bewegen und dabei Advektionsprozessen, die von lokalen Winden angetrieben werden, folgen kann. Dabei können gerade Schmelzprozesse für die entscheidende Bewegungsfreiheit lokaler Eismassen sorgen.

Die vorangestellten Ausführungen beziehen sich auf Prozesse während des Eistransportes hin zur Framstraße. Jedoch findet auch während der Passage des Meereises durch die Framstraße eine Beeinflussung durch die Atmosphäre statt.

Die atmosphärischen Einflüsse werden hierbei wesentlich durch den Durchzug von Zyklonen durch die Framstraße und die Bildung in der Framstraße geprägt. Diese Zyklonen haben zwar mit zunehmender Größe und Intensität auch einen zunehmenden Einfluss (aufgrund ihrer räumlichen Ausdehnung), jedoch darf nicht außer Acht gelassen werden, dass kleinräumige Tiefs, sogenannte Mesozyklonen, durch ihre vermutlich größere Anzahl als die synoptischen Systeme, ebenfalls beträchtlich auf den Eistransport einwirken können. Gerade am Eisrand ist die Möglichkeit für die Bildung von Zyklonen aufgrund der dort vorherrschenden starken Temperaturgradienten, hohen Wärme- und Feuchteflüsse und instabilen Schichtungen

sehr hoch. Die Position und Zugbahn einer Zyklone spielen für das entsprechende Windfeld und damit für die Eisdrift eine entscheidende Rolle. So können bereits wenige hundert Kilometer Unterschied (die „Breite“ der Framstraße in West-Ost-Richtung beträgt bei 80° Nord nur ca. 650 km) in der Zyklonenzugbahn dafür sorgen, ob sich in der Framstraße eine aufeisige, d. h. von Süd nach Nord gerichtete oder eine abeisige, von Nord nach Süd gerichtete Luftströmung einstellt. Abhängig davon wird die Eisdrift in der Framstraße entweder deutlich gebremst oder beschleunigt. Gleichzeitig ist es von Bedeutung, ob eine Zugbahn ausschließlich über dem offenen Wasser verläuft und das Eis in der Framstraße und über dem Ostgrönlandstrom auf der Tiefrückseite verbleibt oder ob das Tief mit seinem variablen Windfeld auch über das Eis zieht und so für eine Verwirbelung des Eisfeldes sorgt.

Beide Effekte eines lokalen Tiefdrucksystems in der Framstraße, eine Zunahme der Translation und eine Verwirbelung des Eises, kommen in der Natur vor. Im weiteren Verlauf dieser Arbeit wird primär der Effekt der geänderten Translation genauer untersucht, obwohl eine eindeutige Trennung beider Effekte nicht vorgenommen werden kann. Hierfür werden die Zyklonen, die mindestens eine Detektion in der Framstraßenregion (20° West - 15° Ost, 76.5° - 82.5° Nord) haben, in unterschiedliche Gruppen eingeteilt. Kriterien für diese Einteilung sind die Stärke einer Zyklone, die Zugbahnrichtung innerhalb der Framstraßenregion und die Position der Zugbahn. Der Effekt der Verwirbelung des Eises ließ sich aufgrund der räumlich und zeitlich vorliegenden Auflösung der atmosphärischen Daten und der Eisdaten nicht untersuchen.

5.3.2 Allgemeine Vorgehensweise

Im weiteren Verlauf dieses Kapitels wird der mittlere Eistransport, orientiert am Auftreten von Zyklonen in der Framstraße, mit „Compositing-Verfahren“ ermittelt. Um den Einfluss, den einzelne Zyklonen zu verschiedenen Zeitpunkten bei variablen Eistransportbedingungen haben, vergleichbar zu machen, werden folgende Schritte durchgeführt:

- a) Bestimmung eines individuellen „Referenzzeitpunktes“ einer Zyklone.
- b) Bestimmung des individuellen mittleren „Eistransportreferenzniveaus“ einer Zyklone.
- c) Berechnung der individuellen Abweichungen des Eistransportes vom Referenzniveau und deren zeitlicher Verlauf während des Zykloneneinflusses.
- d) Ausrichtung des zeitlichen Verlaufs der individuellen Abweichungen des Eistransports vom Referenzniveau auf den individuellen „Referenzzeitpunkt“.
- e) Mittelung des zeitlichen Verlaufs aller Abweichungen der Zyklonen einer Gruppe.

Das Ergebnis dieser Vorgehensweise ist eine Zeitreihe, die nur noch die **Abweichung des Eistransports** von einem Referenzniveau darstellt, ohne dass die Höhe des Referenzniveaus dabei noch eine Rolle spielt.

5.3.3 Bestimmung eines Referenzzeitpunktes des Zyklonenaufenthalts in der Framstraße

Da der Einfluss einer Zyklone auf das Meereis im zeitlichen Ablauf betrachtet werden soll, wird für jede Zyklone ein bestimmter Termin - im Folgenden „Referenzzeitpunkt“ genannt - festgelegt. Die Untersuchung des Einflusses der Zugbahn einer Zyklone auf das Meereis nutzt als Referenzzeitpunkt den mittleren Zeitpunkt des Zyklonenaufenthalts in der Framstraße. Dies bedeutet z. B. bei einer Verweildauer einer Zyklone von Tag A, 06 UTC bis Tag B, 18 UTC, dass der mittlere Zeitpunkt bei Tag B, 00 UTC liegt. Für die Untersuchung des Einflusses der Stärke einer Zyklone auf das Meereis werden zwei Möglichkeiten verfolgt. Der Referenzzeitpunkt wird einerseits durch den Zeitpunkt mit dem geringsten Kerndruck oder andererseits durch den Zeitpunkt mit dem höchsten mittleren Druckgradienten festgelegt.

5.3.4 Bildung eines Referenzniveaus des Meereistransportes

Um den kurzfristigen Einfluss einzelner Zyklonen auf den Meereistransport in der Framstraße zu erhalten, wird ein langfristiger, mittlerer Wert - ein „Referenzniveau“ - für den Eisvolumen-transport bestimmt. Das einfachste Referenzniveau wäre ein zeitlich konstanter Mittelwert für die gesamten 21 Jahre. Dabei ist jedoch zu beachten, dass es einen deutlichen Jahresgang des Eistransportes gibt (vergleiche Abbildung 5.2 und 5.4). Im Winterhalbjahr ist der Eisvolumen-transport durch die Framstraße deutlich größer als im Sommer. Während der Übergangsphasen hat man einen über mehrere Monate anhaltenden auf- bzw. abwärtsgerichteten Trend im Eis-transport. Daher ist eine Mittelung über Zeiträume von mehreren Monaten als Referenzniveau für kurzzeitige Schwankungen, wie sie von Zyklonen in der Framstraße verursacht werden, ebenfalls nicht sinnvoll.

Eine weitere Möglichkeit ein Referenzniveau zu ermitteln, besteht in der Bildung eines mittleren Jahresganges. Hierbei werden zwar die jahreszeitlichen Einflüsse berücksichtigt, jedoch kann eine solche Mittelwertbildung die, zum aktuellen Zeitpunkt der Zyklonenanwesenheit in der Framstraße herrschenden, längerfristigen Abweichungen der Eisverhältnisse vom mittleren Jahresgang ebenfalls nicht berücksichtigen.

Ein geeignetes Mittelungsintervall muss sich über einen Zeitraum erstrecken, der deutlich länger ist als der Zeitraum, den eine einzelne Zyklone in der Framstraße in der Regel beeinflusst. Gleichzeitig darf dieses Intervall keine jahreszeitlichen Trends beinhalten und soll so zeitnah wie möglich zum Zyklonenauftreten in der Framstraße sein.

Da die mittlere Verweildauer einer Zyklone im Bereich der Framstraße ca. 18 Stunden beträgt (siehe Kapitel 4) und auch die längste Verweildauer bei nur 17 Terminen (< 5 Tagen) liegt, lässt sich als untere Schranke der doppelte Zeitraum dieser maximalen Verweildauer nutzen. Ein gleitender Mittelwert über ein entsprechendes Intervall bietet die Möglichkeit ein zeitnahes Referenzniveau zu bestimmen. Nutzt man jedoch solch einen gleitenden Mittelwert, so kann der

Einfluss der Zyklone in unterschiedlich starkem Maße (abhängig von der Verweildauer der Zyklone in der Framstraße) ebenfalls bereits in die Referenzniveaubildung mit eingehen.

Da sich im Laufe dieser Arbeit gezeigt hat, dass der Eistransport bereits mehrere Tage vor und nach dem Auftreten der Zyklone beeinflusst werden kann, man aber einen von der jeweiligen Zyklone unbeeinflussten Mittelwert des Eistransportes erhalten möchte, werden die beiden 10-tägigen Zeiträume, die sich 5 Tage vor und 5 Tage nach dem Referenzzeitpunkt anschließen, zur Bestimmung des Referenzniveaus benutzt. Abbildung 5.5 zeigt schematisch diese Vorgehensweise. Auf diese Weise steht das ermittelte Referenzniveau stets in Beziehung (zeitnah) zur jeweils gerade betrachteten Zyklone, ohne von ihr beeinflusst zu sein.

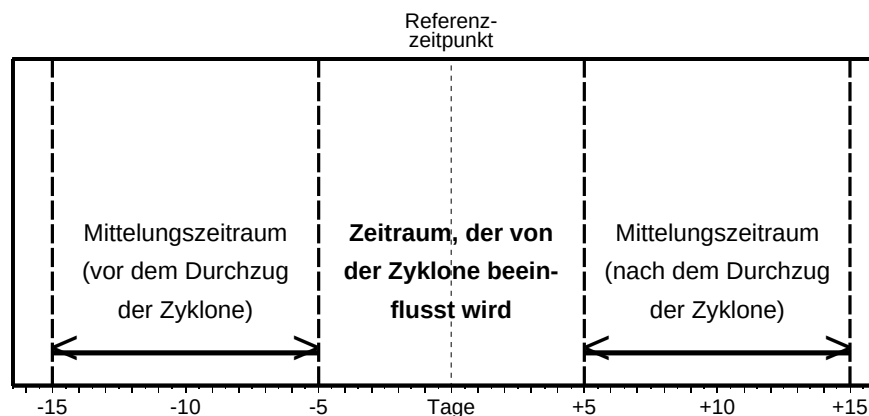


Abbildung 5.5: Prinzipielle Bildung des Referenzniveaus aus den zwei 10-Tage-Intervallen vor und nach dem Auftreten der Zyklone in der Framstraße.

5.3.5 Prinzipielle Bestimmung des mittleren Einflusses einer Zyklone

In Abbildung 5.6 ist die Vorgehensweise zur Bestimmung des mittleren zeitlichen Ablaufs des Einflusses von Zyklonen derselben Gruppe auf den Eistransport beispielhaft dargestellt. Der zeitliche Ablauf des Eisvolumentransports wird auf den Referenzzeitpunkt (Kapitel 5.3.3) einer Zyklonenpassage bezogen (Abb. 5.6, oben links). Anschließend wird, wie in Kapitel 5.3.4 beschrieben, ein zum Zeitraum dieser Zyklonenpassage herrschendes Referenzniveau für den Eisvolumentransport bestimmt (Abbildung 5.6, oben rechts und unten links). Aus der Abweichung des aktuellen Wertes des Eistransports vom Referenzniveau ergibt sich die Eistransportabweichung der jeweiligen Zyklone (Abbildung 5.6, unten rechts). Diese Eistransportabweichungen werden für alle Zyklonen einer vorher festgelegten, gemeinsamen „Gruppe“ berechnet. Eine Mittelung über alle Zyklonen dieser Gruppe ergibt den zeitlichen Verlauf des mittleren Einflusses dieser Zyklonengruppe.

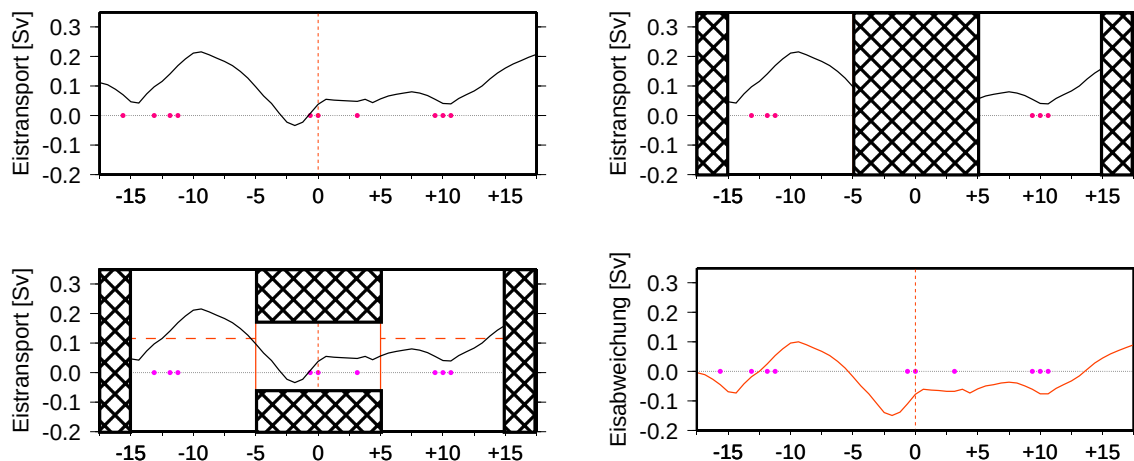


Abbildung 5.6: Schematische Bestimmung des mittleren Einflusses einer Zyklone.
 (Punkte stellen Zyklonenanwesenheiten in der Framstraße dar.)
 Oben links: Festlegung des Referenzzeitpunktes
 Oben rechts: Festlegung des Zeitraums für die Referenzniveaubildung
 Unten links: Festlegung des Referenzniveaus (gestrichelt)
 für den gesamten Zeitraum
 Unten rechts: Ermittlung der Abweichung des Eistransports
 vom Referenzniveau

Negative Abweichungen zeigen eine Abnahme des Eistransportes an, positive Abweichungen stehen für eine Zunahme des Eistransportes. Im Folgenden wird nur noch die Abweichung betrachtet. Der den Abweichungen unterliegende (aktuelle) Eistransport bleibt bei dieser Betrachtungsweise unberücksichtigt.

5.4 Einfluss der Stärke von Zyklonen

Für die Bestimmung der Stärke einer Zyklone wird hier sowohl der Kerndruck als auch der mittlere horizontale Druckgradient herangezogen. Zu jedem Zeitpunkt wird ein mittlerer Druckgradient der Zyklone aus den vier Gradienten entlang einer Strecke von ca. 220 km in Nord-, Süd-, West- und Ostrichtung ausgehend vom Tiefdruckzentrum gebildet. Als Referenzzeitpunkt wird der Termin mit dem stärksten mittleren Gradienten einer Zyklone innerhalb der Framstraßenregion gewählt. Eine Einteilung in Klassen erfolgt so, dass vier ungefähr gleich häufig besetzte Gradientintervalle gebildet werden. Da für die Klasseneinteilung nur ein Kriterium (hier: Zyklonenstärke) benutzt wird, bleiben Ortsunterschiede unberücksichtigt.

Die Abbildungen 5.7a bis 5.7d zeigen den zeitlichen Verlauf der mittleren Abweichungen des Eistransports durch die Framstraße für Zyklonen mit unterschiedlichen maximalen mittleren Druckgradienten. Dabei sind in Abbildung 5.7a 306 Zyklonen mit maximalen mittleren Gradienten kleiner als 0.80 hPa / 100 km zusammengefasst (Kategorie 4). In Abbildung 5.7b handelt

es sich um 336 Zyklonen mit maximalen mittleren Gradienten zwischen 0.80 hPa / 100 km und 1.19 hPa / 100 km (Kategorie 3). Abbildung 5.7c fasst 339 Zyklonen mit Gradienten zwischen 1.20 hPa / 100 km und 1.89 hPa / 100 km (Kategorie 2) zusammen und in Abbildung 5.7d sind 313 Zyklonen mit maximalen mittleren Gradienten größer als 1.90 hPa / 100 km (Kategorie 1) berücksichtigt. Die Differenz der Summe dieser Zyklonen (1294) zur Gesamtzahl der Zyklonen in der Framstraße ergibt sich durch die Beschränkung der vorhandenen Eisdaten (siehe hierzu Kapitel 4.5).

Die gepunktete senkrechte Linie in den Abbildungen 5.7a bis 5.7d stellt den Referenzzeitpunkt dar. Zur Verdeutlichung der Stärke der jeweiligen Eistransportabweichungen sind die einfache (weit gestrichelt) und die dreifache (eng gestrichelt) Standardabweichung der Eistransportabweichungen für den Zeitraum von 15 Tagen vor bis 15 Tagen nach dem Referenzzeitpunkt (dieser Zeitraum deckt das Mittelungsintervall vollständig ab, siehe Abbildung 5.5) als horizontale Linien dargestellt.

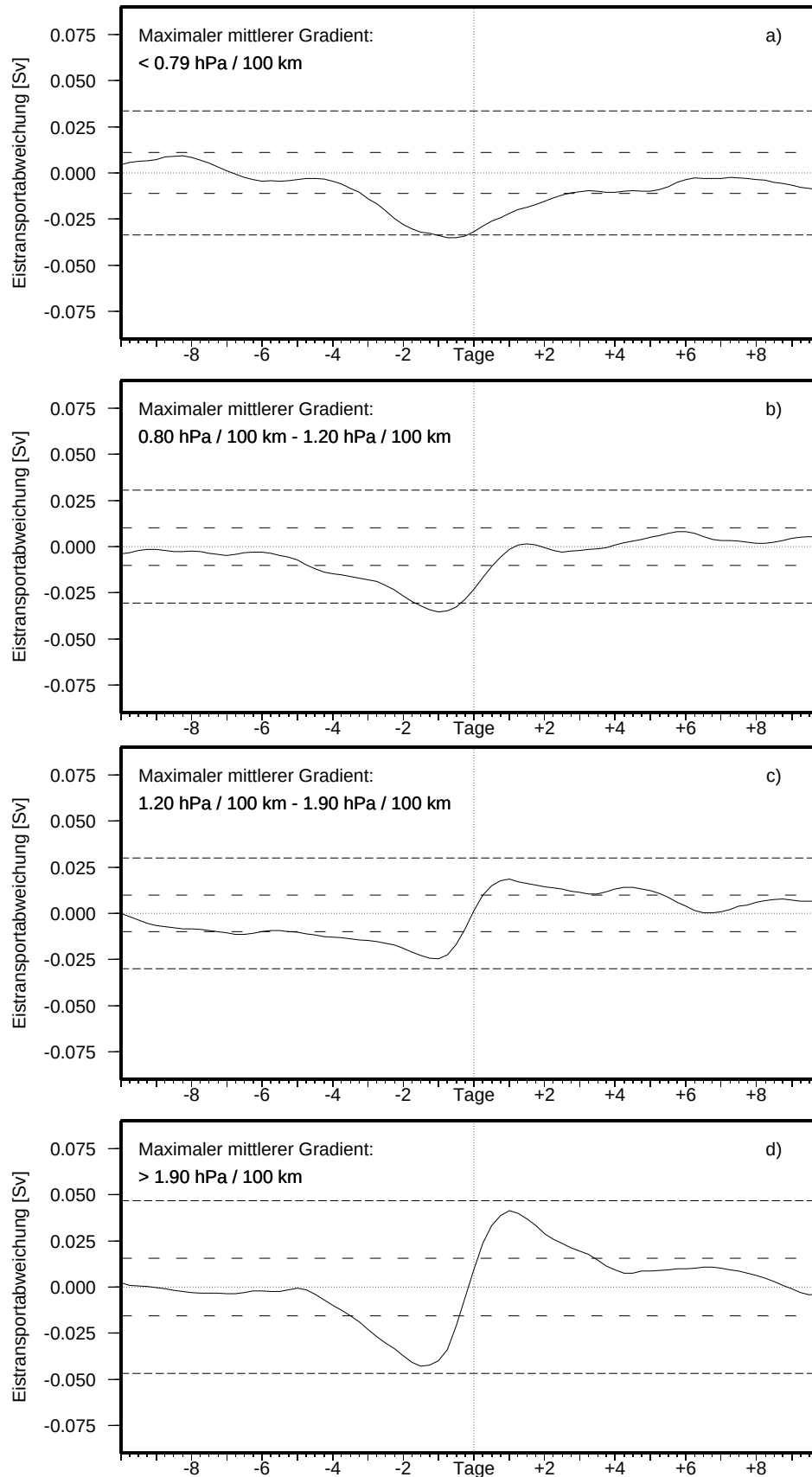


Abbildung 5.7: Mittlere Eistransportabweichung bei Zyklonen unterschiedlich starker, maximaler mittlerer Gradienten.

Für alle vier Kategorien ergibt sich eine negative Eistransportabweichung mehrere Tage vor dem Referenzzeitpunkt. Während sich bei Zyklonen mit relativ schwachem maximalen mittleren Gradienten (Abbildung 5.7a und 5.7b) nach dem Referenzzeitpunkt nur eine Wiederannäherung an den Grundzustand des Eistransportes ergibt, sorgen Zyklonen mit stärkeren maximalen mittleren Gradienten nach dem Referenzzeitpunkt für eine positive Abweichung des Eistransportes.

Die Untersuchung des zeitlichen Verlaufs der mittleren Abweichungen des Eistransportes in Abhängigkeit vom minimalen Kerndruck einer Zyklone ergeben sehr ähnliche Ergebnisse wie bei der Untersuchung der Einflüsse unterschiedlich starker maximaler Gradienten. Als Referenzzeitpunkt wird der Termin gewählt, an dem die Zyklone in der Framstraßenregion ihren niedrigsten Kerndruck aufweist. Dieser Zeitpunkt ist nicht notwendigerweise identisch mit dem Referenzzeitpunkt bei der Bestimmung des maximalen mittleren Gradienten einer Zyklone. Auf eine Abbildung wird verzichtet.

Um den integralen mittleren Effekt der Zyklonen einer Gruppe auf die Eistransportabweichung zu bestimmen, wird diese über ein Zeitintervall um den Referenzzeitpunkt gemittelt. Das Intervall wird dabei von 2 Tagen (1 Tag vor dem Referenzzeitpunkt bis 1 Tag danach) bis 10 Tage (5 Tage vor dem Referenzzeitpunkt bis 5 Tage danach) jeweils um 2 Tage verlängert.

Aus Abbildung 5.8 wird ersichtlich, dass relativ schwache Zyklonen (Kategorie 3 bzw. 4, niedriger mittlerer Gradient) eine starke negative Abweichung des Eistransportes bewirken. Unmittelbar um den Referenzzeitpunkt treten Abweichungen in einer Größenordnung von über 32 % (Kat. 4) bzw. 21% (Kat. 3) vom 21-Jahre-Mittelwert (0.0917 Sv) auf. Der Einfluss der Zyklonen auf den Eistransport geht dann fast linear zurück, jedoch ergibt sich auch nach einer Berechnung der mittleren Abweichung über ein Intervall von 10 Tagen noch eine Reduzierung des Eistransports um ca. 20% (Kat. 4) bzw. ca. 13% (Kat. 3) vom 21-Jahre-Mittelwert.

Relativ starke Zyklonen (Kategorie 1, hoher mittlerer Gradient) führen dagegen zu einer insgesamt positiven Abweichung. Diese positive Abweichung ist jedoch relativ gering (ca. 12% vom 21-Jahre-Mittelwert von 0.0917 Sv) und nur unmittelbar um den Referenzzeitpunkt (2-Tage-Intervall) spürbar. Bereits bei einer Intervallbildung von 6 Tagen (3 Tage vor dem Referenzzeitpunkt bis 3 Tage danach) ist der Einfluss dieser Zyklonen praktisch vollständig abgeklungen. Zyklonen der Kategorie 2 haben für alle Intervalllängen Beträge der Abweichung von nahezu Null und sind daher bedeutungslos.

Mittelt man über alle Zyklonen, so ergibt sich ein relativ konstanter, negativer Wert (8 - 11% vom 21-Jahre-Mittelwert) für die Abweichung des Eisvolumentransportes für Intervalle zwischen 2 und 10 Tagen.

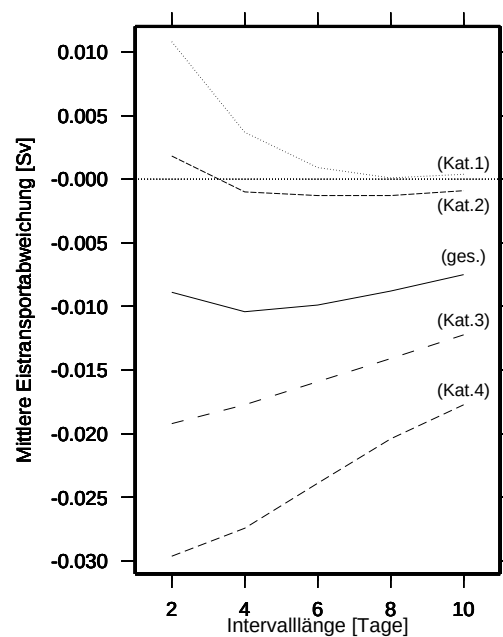


Abbildung 5.8: Mittlere Abweichung des Eistransports pro 6-Stunden-Termin vom Referenzniveau für vier Kategorien der Zyklonenstärke (horizontaler Druckgradient).

5.5 Einfluss der Position von Zyklonen

Eine einfache Betrachtung des Zusammenhanges zwischen der räumlichen Verteilung der Zyklonenpositionen im Framstraßenbereich und dem Eistransport durch die Framstraße ist in Tabelle 5.3 wiedergegeben. Zu jedem Zeitpunkt, in dem sich eine Zyklone in der Framstraßenregion aufhält, wird der aktuelle Eistransport bestimmt. Während eines früheren Stadiums dieser Arbeit wurde ein Framstraßenfenster definiert, das weiter südlich lag. Diese Ergebnisse wurden mit in Tabelle 5.3 aufgenommen. Das südlichere Fenster wurde im weiteren Verlauf der Arbeit durch den nun definierten weiter nördlich liegenden Bereich ($76.5^\circ - 82.5^\circ$ Nord) ersetzt, da im südlicheren Fenster ein extrem hoher Anteil an Zyklonen südlich von Spitzbergen nach Osten abzog und dadurch den eigentlichen Framstraßenbereich nicht durchquerte.

Der mittlere Eistransport bei Anwesenheit einer Zyklone in der Framstraßenregion beträgt 0.089 Sv (Gesamtmittel: 0.092 Sv). Für den Eistransport während einer Zyklonenanwesenheit stellt sich ein starker Gradient von Südosten nach Nordwesten ein. Nur Zyklonen, die im Süden und Osten der Framstraßenregion auftreten, bewirken eine Erhöhung des Eistransportes im Vergleich zum langjährigen Mittelwert. Dagegen tritt bei Zyklonen, die im äußersten Norden und Westen auftreten (dunkel schattiert), im Mittel sogar eine Umkehrung der Eistransportrichtung auf. Bei einem Auftreten von Zyklonen in einem breiten Streifen von Südwesten nach Nordosten durch den Framstraßenbereich (hell schattiert) erhält man eine Abschwächung des mittleren Eistransports. Diese Abschwächung nimmt von Ost nach West und von Süd nach Nord zu.

	20°W-14°W	14°W-8°W	8°W-2.5°W	2.5°W-3°O	3°O-9°O	9°O-15°O
82.4°N	-388 (28)	-201 (14)	305 (44)	435 (50)	692 (65)	937 (96)
81.3°N	-230 (24)	-58 (25)	214 (60)	611 (78)	701 (71)	1021 (110)
80.2°N	-424 (14)	-223 (34)	224 (102)	751 (120)	1021 (145)	1171 (105)
79.1°N	-166 (27)	95 (78)	495 (90)	752 (158)	1155 (275)	1589 (151)
77.9°N	-274 (78)	227 (110)	723 (108)	1125 (129)	1475 (321)	1773 (186)
76.8°N	-124 (56)	436 (118)	863 (161)	1394 (112)	1466 (232)	1602 (181)
75.7°N	97 (50)	267 (109)	1038 (147)	1254 (119)	1611 (220)	1501 (154)
74.6°N	84 (55)	604 (114)	1044 (155)	1359 (95)	1454 (218)	1505 (166)

Tabelle 5.3: *Eistransport [10^{-4} Sv] durch die Framstraße bei Zyklonenanwesenheit, abhängig von der Zyklonenposition. In Klammern: Anzahl der Detektionen.*

5.6 Einfluss der Zugbahn von Zyklonen

Bereits Blüthgen (1974) erklärt, dass es wichtig sei, in der „*sinnvollen Zusammenfassung genetisch verwandter Einzelbahnen zu Bahngruppen oder Bahntypen*“ Ergebnisse zu erzielen. Er schlägt vor, zur Typisierung den Transportweg, unterteilt nach Himmelsrichtungen, in „*gestreckte, gekrümmte, abgewinkelte und quasizirkuläre Bahnen oder quasistationäre Lagetypen*“ einzuteilen.

Blender et al. (1995) haben in einer Arbeit über Zyklonenzugbahnregime im Nordatlantik eine Einteilung in Zugbahntypen abhängig von den geographischen und physikalischen Eigenschaften der Zyklonen vorgenommen. Dabei ergibt sich, dass eine Klassifizierung in drei verschiedene Zugbahntypen für synoptisch-skalierte Zyklonen im Nordatlantik ausreichend ist.

Die Abbildungen 5.9 a/b bis 5.15 a/b zeigen Beispiele für sieben verschiedene Zugbahngruppen (Typ I bis VII) im Bereich der Framstraßenregion und den dazugehörenden zeitlichen Verlauf der mittleren Eisvolumentransportabweichungen. Zur Verdeutlichung der Stärke der jeweiligen Eistransportabweichungen sind die einfache und die dreifache Standardabweichung der Eistransportabweichungen für den Zeitraum von 15 Tagen vor bis 15 Tagen nach dem Referenzzeitpunkt (dieser Zeitraum deckt das Mittelungsintervall vollständig ab, siehe Abb. 5.5) als gestrichelte, horizontale Linien dargestellt. Die gepunktete senkrechte Linie in den Abbildungen stellt den jeweiligen Referenzzeitpunkt dar (vgl. Abb. 5.7a-d). Alle hier dargestellten Zugbahntypen (aus Tab. 4.2) überschreiten die 3-fache Standardabweichung (Ausnahme: Typ III).

Abbildung 5.9a stellt Zugbahnen (Typ I) dar, die von Westen bzw. Südwesten kommend im westlichen Teil der Framstraße nordwärts verlaufen und sich dabei stets über einer eisbedeckten Oberfläche befinden. Auf der Vorderseite ergibt sich in der Framstraßenregion eine aufeisig gerichtete süd- bzw. südwestliche Luftströmung. Abbildung 5.9b zeigt den zeitlichen Verlauf der mittleren Eistransportabweichung. Der Eistransport wird bereits mehrere Tage, bevor sich die Zyklone in der Framstraße aufhält, deutlich verringert. Die stärkste Abweichung findet zu der Zeit statt, in der die Zyklone in der Framstraße auftritt. Nach der Passage der Zyklone nimmt der Eistransport innerhalb von 2 Tagen wieder bis auf das Referenzniveau zu und es stellt sich im weiteren zeitlichen Verlauf für mehrere Tage eine positive Abweichung ein. Dies deutet möglicherweise auf einen Stau effekt des Meereises in der Framstraße hin, der nach und nach abtransportiert wird.

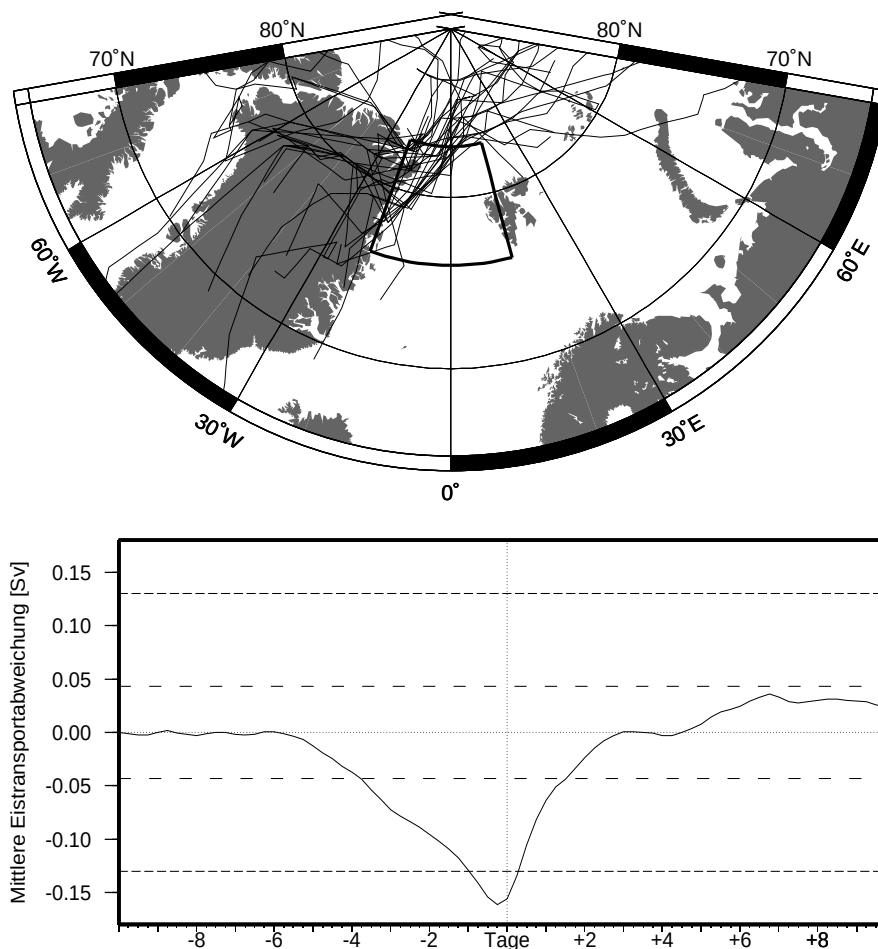


Abbildung 5.9a: Zyklonenzugbahnen vom Typ I in der Framstraße (30 Zyklonen).

Abbildung 5.9b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen vom Typ I in der Framstraße.

Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.

Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.

Abbildung 5.10a zeigt Zugbahnen, die im westlichen Drittel der Framstraßenregion von Süden nach Norden verlaufen und den 80. Breitengrad zwischen 20° West und 5° West passieren (Typ II). Diese Zyklonen befinden sich in der Regel über dem festen Packeis an der grönländischen Küste und sorgen für eine ausgeprägte südöstliche bis südwestliche Luftströmung in der Framstraßenregion. Der Eistransport wird ähnlich der Abbildung 5.10b bereits mehrere Tage vor dem Referenzzeitpunkt deutlich verringert und erreicht sein Minimum zum Referenzzeitpunkt des Zyklonenaufenthalts in der Framstraße. Anschließend normalisiert sich der Eistransport in zwei Schritten (Rückkehr zum Referenzniveau), jedoch deutlich langsamer als bei den Zyklonen des Typs I. Eine Erhöhung des Eistransports (positive Abweichungen) wie in Abbildung 5.9b im weiteren zeitlichen Verlauf ist nicht vorhanden.

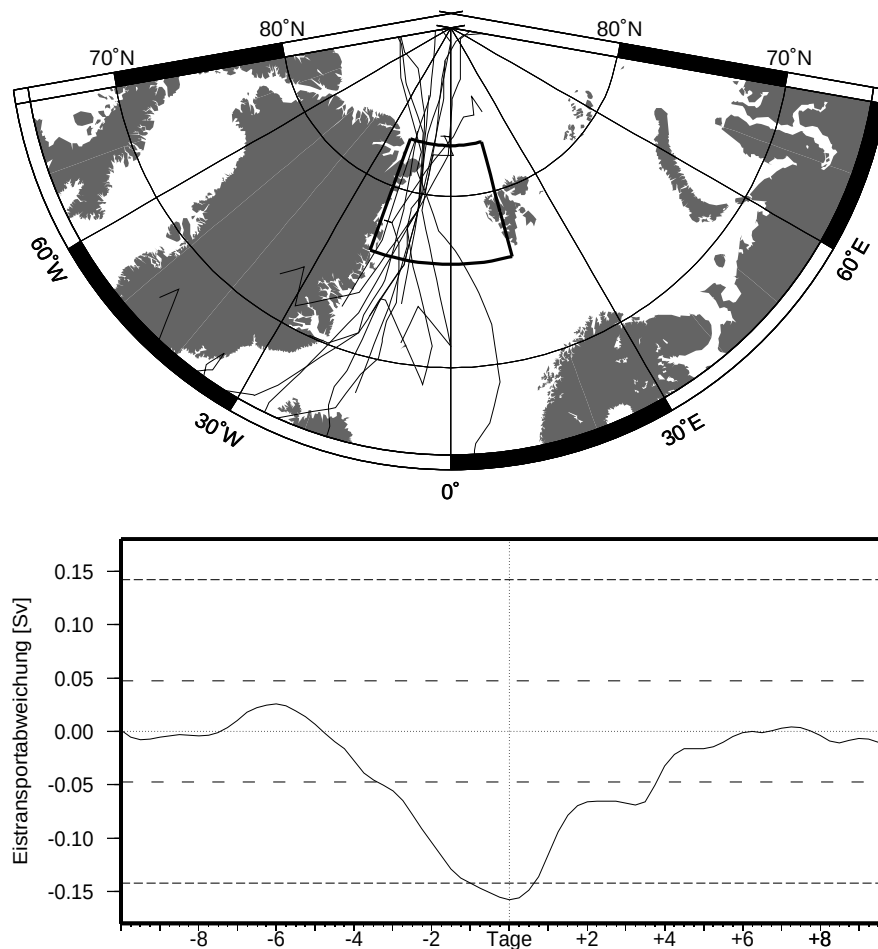


Abbildung 5.10a: Zyklonenzugbahnen vom Typ II in der Framstraße (12 Zyklonen).

Abbildung 5.10b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen vom Typ II in der Framstraße.

Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.

Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.

Abbildung 5.11a zeigt Zugbahnen, die über das östliche Drittel der Framstraßenregion von Süden nach Norden verlaufen (Typ III). Diese Zyklonen befinden sich normalerweise über offenem Wasser, passieren den 80. Breitengrad zwischen 5° Ost und 15° Ost und bewegen sich dann weiter in nördliche Richtungen in die Arktis. Bei diesen Zugbahnen stellt sich zu Beginn ein nordöstlicher, später ein nördlicher bis nordwestlicher Wind über dem Meereis in der Framstraße ein. Nach dem Durchzug folgt auf der Rückseite der Zyklone eine westliche bis südwestliche Luftströmung in der Framstraße. Die Eistransportabweichung (Abbildung 5.11b) verläuft in einer kosinusähnlichen Schwingung, d. h. bis vier Tage vor dem Referenzzeitpunkt ergibt sich eine leichte Verringerung des Eistransports, gefolgt von einer deutlich ins Positive ansteigenden Eistransportabweichung bis zum Referenzzeitpunkt. Innerhalb von 2 Tagen, nachdem die Zyklone sich in der Framstraße aufhielt, sinkt die Abweichung wieder in den negativen Bereich und nähert sich dann in den folgenden Tagen langsam wieder der Nulllinie an.

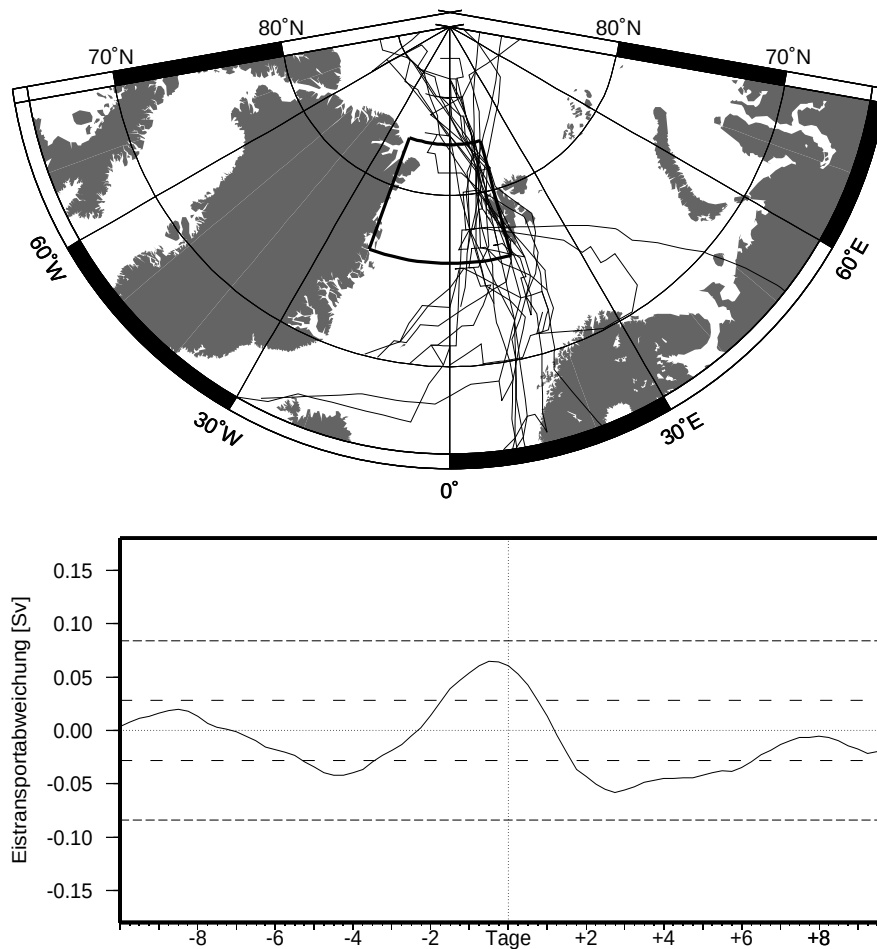


Abbildung 5.11a: Zyklonenzugbahnen vom Typ III in der Framstraße (20 Zyklonen).

Abbildung 5.11b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen vom Typ III in der Framstraße.

Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.

Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.

Abbildung 5.12a zeigt Zugbahnen, die in der Framstraße von Westen nach Osten verlaufen (Typ IV). Diese Zyklonen sorgen zu Beginn ihrer Passage auf ihrer Vorderseite für südliche Luftströmungen und gegen Ende des Durchzuges auf ihrer Rückseite für nördliche Luftströmungen in der Framstraße. Der Verlauf der Eistransportabweichung (Abbildung 5.12b) folgt näherungsweise einer Sinusschwingung. In der Zeit zwischen vier Tagen und einem Tag vor dem Referenzzeitpunkt nimmt die Abweichung kontinuierlich größere, negative Werte an. Einen Tag vor der Zyklonenpassage beginnt eine kräftige Verstärkung des Eistransports, was dazu führt, dass bereits zum Zeitpunkt, zu dem sich die Zyklone in der Framstraße aufhält, die Eistransportabweichung wieder auf Null angestiegen ist. Während eines weiteren Tages steigt die Abweichung bis zum positiven Maximum an, um sich danach in den folgenden zwei Tagen wieder der Nulllinie anzunähern.

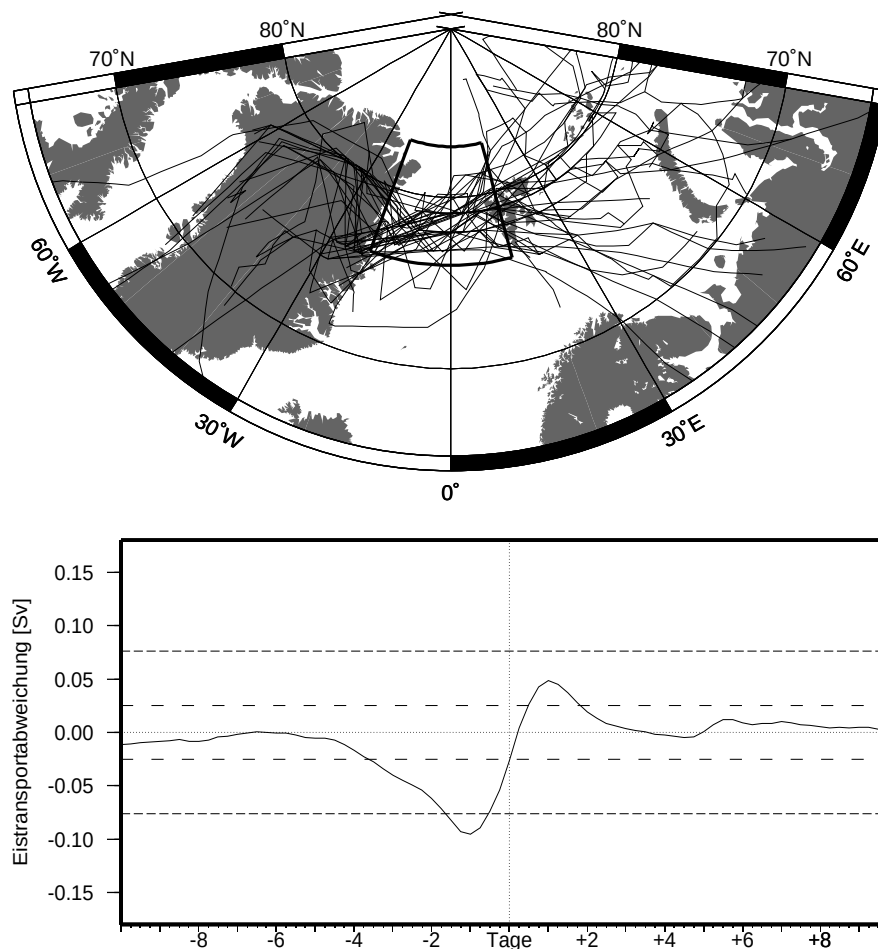


Abbildung 5.12a: Zyklonenzugbahnen vom Typ IV in der Framstraße (40 Zyklonen).

Abbildung 5.12b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen vom Typ IV in der Framstraße.

Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.

Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.

Abbildung 5.13a zeigt Zugbahnen, die von Südwesten nach Nordosten etwa entlang der Eisrandzone durch die Framstraße verlaufen und danach weiter nach Norden in die Arktis reichen (Typ V). Die zu diesen Zugbahnen gehörenden Zyklonen sorgen anfangs für südliche bis südöstliche Winde in der Framstraßenregion und im weiteren Verlauf für eine Winddrehung über Ost nach Nordost bis Nord. Die Eistransportabweichung (Abbildung 5.13b) verläuft trotz der deutlich unterschiedlichen Zugbahnrichtungen der Typen IV und V sehr ähnlich wie bei Zyklonen des Typs IV. Einzig die absolute Höhe der Beträge der Abweichungen ist sowohl in negativer als auch in positiver Richtung deutlich geringer. Beachtet man jedoch die für diesen Zugbahntyp geringere Standardabweichung der gezeigten Kurve, so erkennt man, dass die relativen Stärken ebenfalls sehr ähnlich ausfallen.

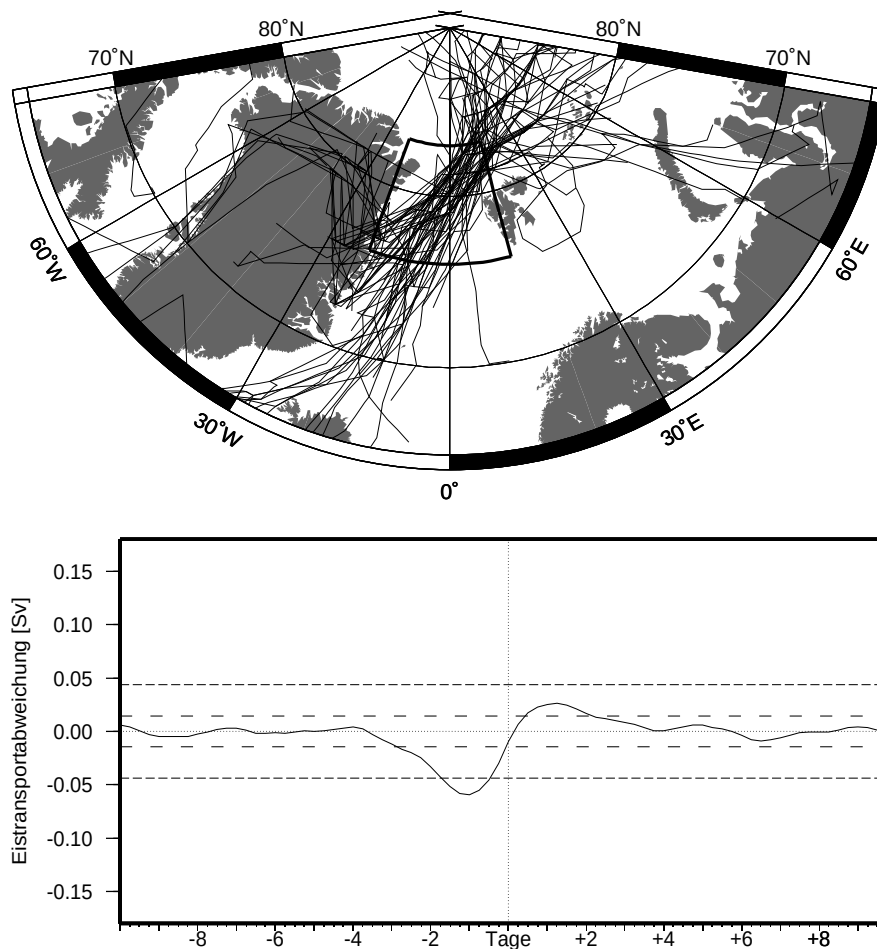


Abbildung 5.13a: Zyklonenzugbahnen vom Typ V in der Framstraße (62 Zyklonen).

Abbildung 5.13b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen vom Typ Vin der Framstraße.

Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.

Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.

In Abbildung 5.14a sind Zugbahnen dargestellt, die von Süden durch den südöstlichen Teil der Framstraßenregion verlaufen und über Spitzbergen in östliche Richtungen abdrehen (Typ VI). Diese Zugbahnen liegen über offenem Wasser. Das zu diesen Zyklonen gehörende Windfeld sorgt für eine dauerhafte nordöstliche bis nördliche Luftströmung. Die Eistransportabweichung (Abbildung 5.14b) liegt bis einen Tag vor dem Referenzzeitpunkt im negativen Bereich. Dann beginnt eine deutliche Zunahme des Eistransports, die bis kurz nach dem Referenzzeitpunkt andauert. Während der zwei Tage nach der Zyklonenpassage sinkt die Eistransportabweichung wieder bis nahe der Referenzlinie, verbleibt jedoch auch danach noch eindeutig darüber und somit während der Zeit nach der Zyklonenpassage stets oberhalb der Werte, die vor der Passage angetroffen werden. Dieser Zugbahntyp ist der einzige, der selbst über ein Mittelungsintervall von 10 Tagen zu einer positiven Eistransportabweichung führt. Zu beachten ist, dass dieser Zugbahntyp wegen seines häufigen Auftretens eine große Wirkung erzielen kann.

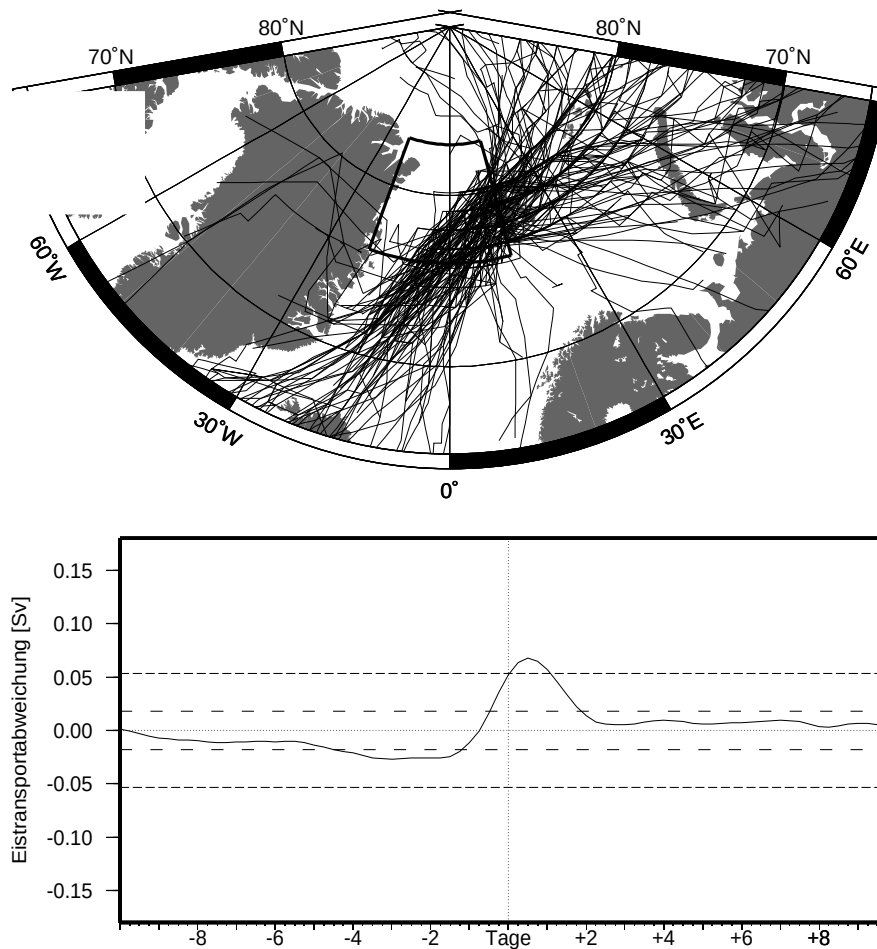


Abbildung 5.14a: Zyklonenzugbahnen vom Typ VI in der Framstraße (138 Zyklonen).

Abbildung 5.14b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen vom Typ VI in der Framstraße.

Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.

Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.

Abbildung 5.15 zeigt Zyklonen, die im Gegensatz zu den durch die Framstraße durchziehenden Typen I-VI in der Framstraßenregion entstehen und sich dort auch auflösen (Typ VII). Diese Zyklonen haben meist nur eine kurze Lebensdauer (Tabelle 5.4). Daher wird als Referenzzeitpunkt stets der zweite Termin, an dem die Zyklone in der Framstraße existiert, gewählt. Diese Festsetzung entspricht überwiegend (113 von 163 Zyklonen) dem Ansatz des mittleren Zeitpunkts der Zyklonenanwesenheit in der Framstraße als Referenzzeitpunkt. Bei den 29 Zyklonen, die sich vier bzw. fünf Termine in der Framstraße aufhalten, entsteht eine Abweichung des Referenzzeitpunktes zum sonst bestimmten Referenzzeitpunkt um einen Termin, bei den 21 Zyklonen, die sich noch länger in dieser Region aufhalten entsprechend länger.

Lebensdauer	12 Stunden (2 Termine)	18 Stunden (3 Termine)	24 Stunden (4 Termine)	30 Stunden (5 Termine)	länger als 30 Stunden
Anzahl	64	49	16	13	21

Tabelle 5.4: Häufigkeitsverteilung der Lebensdauer von Zyklonen, die sich in der Framstraße bilden und auflösen.

Da die Zyklonen über die ganze Framstraßenregion verteilt sind, liefert dieser Typ insgesamt keinen homogenen zeitlichen Verlauf des Windfeldes, sondern es kompensieren sich unterschiedliche Zyklonen in der Wirkung ihres Windfeldes. Der zeitliche Verlauf des Eistransports (Abbildung 5.15b) zeigt eine langsame Abnahme zwischen 5 Tagen bis ca. 1 Tag vor dem Referenzzeitpunkt. Danach nähert sich die Eistransportabweichung bis 1.5 Tage nach dem Referenzzeitpunkt wieder dem Referenzniveau an und bleibt im weiteren Verlauf praktisch unverändert.

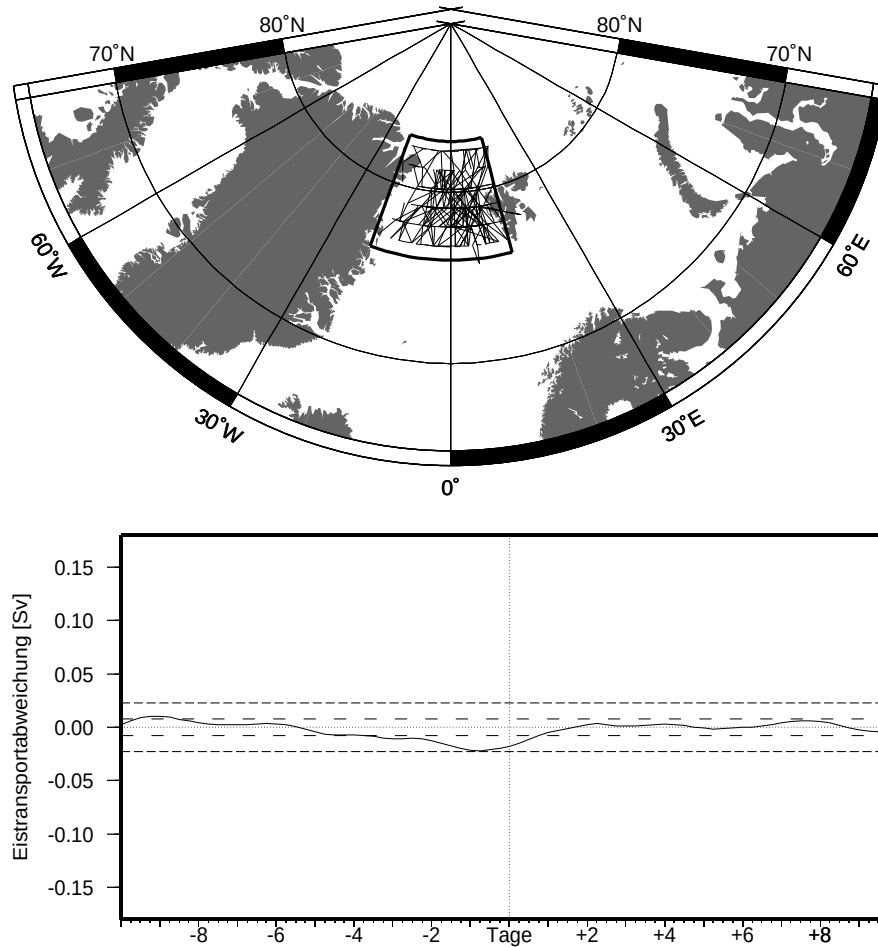


Abbildung 5.15a: Zyklonenzugbahnen vom Typ VII in der Framstraße (151 Zyklonen).

Abbildung 5.15b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen vom Typ VII in der Framstraße.

Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.
Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.

Abbildung 5.15 zeigt, dass bereits durch die Bildung einer zyklonalen atmosphärischen Luftströmung in der Framstraße der mittlere Eistransport verringert wird, d. h. es scheint sich schon eine schwache südliche Luftströmung in der Framstraße auszubilden. Diese südliche Strömung mit der Zufuhr warmer, feuchter Luft begünstigt dann die Zyklonenbildung.

Zyklonen, die nur zu einem einzigen Termin in der Framstraße vorkommen und somit ebenfalls vollständig in der Framstraßenregion existieren, bewirken einen sehr ähnlichen Verlauf der zeitlichen Eistransportabweichung wie Zyklonen des Typs VII. Auf eine Abbildung wird hier verzichtet.

Abbildung 5.16 zeigt den über verschiedene Zeitintervalle gemittelten Effekt der Zyklonenzugbahntypen auf die Eistransportabweichung wie bereits für Abbildung 5.8 beschrieben.

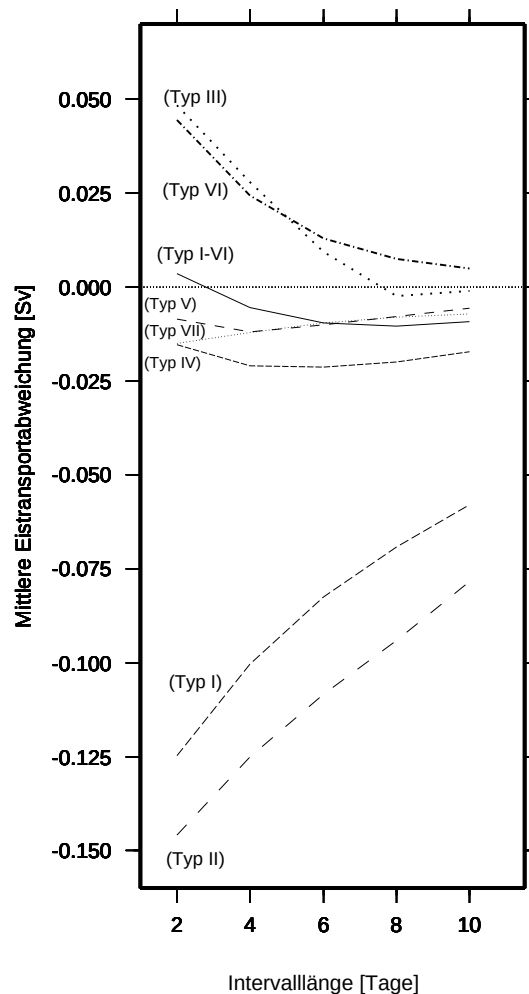


Abbildung 5.16: Mittlere Abweichung des Eistransports pro 6-Stunden-Termin vom Referenzniveau für Zyklonen unterschiedlicher Zugbahnen.

Man erkennt, dass die Zyklonen der Typen III und VI in einem Intervall unmittelbar um den Referenzzeitpunkt für eine positive Eistransportabweichung von ca. 50 % (2-Tage-Intervall) bzw. ca. 30 % (4-Tage-Intervall) vom 21-Jahre-Mittelwert (0.0917 Sv) sorgen. Während der Einfluss der Zyklonen des Zugbahntyps III jedoch für Intervalle ab 8 Tage praktisch verschwindet, behalten Zyklonen des Zugbahntyps VI als einzige der hier gezeigten Typen einen geringen, positiven mittleren Einfluss auf den Eisvolumentransport. Da dieser Einfluss den Mittelwert über alle Zyklonen dieses Typs widerspiegelt, darf man nicht ausser Acht lassen, dass dieser Zugbahntyp mit 138 Zyklonen mit Abstand am häufigsten vorkommt.

Zyklonen vom Typ I und II sorgen dagegen für eine stark negative mittlere Abweichung. Für Zyklonen des Typs I erhält man für 2- bis 4-Tage-Intervalle mittlere negative Abweichungen (136 % bzw. 110 %), die über dem Betrag des 21-Jahre-Mittelwertes liegen. Diese Aussage

trifft sogar noch deutlicher und für längere Zeitintervalle bei Zyklonen des Zugbahntyps II (159 %, 136 %, 118 %) zu. Obwohl bei beiden Typen der Einfluss kontinuierlich mit der Mittelungsintervalllänge abklingt, beläuft er sich für ein 10-Tage-Intervall (d. h. für 40 6-Stunden-Termine) immer noch auf 63 % (Typ I) bzw. 85 % (Typ II) des 21-Jahre-Mittelwertes.

Zyklonen der Typen IV, V und VII sorgen während allen 2- bis 10-Tage-Intervallen für eine negative Abweichung (Typ IV: 16 - 23 %, Typ V: 8 - 13 %, Typ VII: 9 - 16 %). Obwohl der Einfluss unmittelbar um den Referenzzeitpunkt nicht so stark wie bei Zyklonen anderer Zugbahntypen ist, muss man beachten, dass sich der Einfluss über mehrere Tage nicht wesentlich abschwächt (im Gegensatz zur kontinuierlichen Abnahme bei den anderen Typen).

Über alle hier gezeigten Zugbahntypen gemittelt, ergibt sich für den unmittelbaren Zeitraum der Zyklonenanwesenheit (2-Tage-Intervall um den Referenzzeitpunkt) eine schwache positive Abweichung. Betrachtet man den Effekt jedoch über längere Zeiträume (8- bis 10-Tage-Intervalle), so stellt sich eine relativ konstante negative Abweichung von 10 % des 21-Jahre-Mittelwertes des Eisvolumentransports ein. Der Zeitraum dieser mittleren Einflussnahme von Zyklonen muss in Relation zur mittleren Verweildauer von Zyklonen in der Framstraßenregion (ca. 18 Stunden, vgl. Kapitel 4.5) gesehen werden.

Bemerkenswert ist, wie ähnlich sich die Zugbahntypen IV und V in ihrem Einfluss auf die Eis-transportabweichung sind, obwohl sich die Zugbahnen deutlich voneinander abheben. Dagegen ähneln sich die Zugbahnen der Typen V und VI stärker, während ihr Einfluss auf die Eistransportabweichung deutlich unterschiedlich ausfällt. Man erkennt, wie sensibel die Abweichungen des Eistransports auf die Zugbahn einer Zyklone reagieren.

Kapitel 6

Zusammenhänge zwischen NAO, AO, Eistransport und Zyklonenaktivität

6.1 Vorbemerkungen

Wurde in Kapitel 5 der zeitliche Ablauf des lokalen und unmittelbaren atmosphärischen Einflusses durch eine Zyklone auf den Eistransport untersucht, so wird in diesem Kapitel die Bedeutung großräumiger und langfristiger atmosphärischer Zirkulationsmuster für die lokalen Bedingungen in der Framstraße genauer betrachtet. Auf der Nordhalbkugel ist das dominierende atmosphärische Zirkulationsmuster die Arktische Oszillation (AO) (Abb. 6.1), im atlantisch-europäischen Bereich die Nordatlantische Oszillation (NAO) (Abb. 6.2 und 6.3).

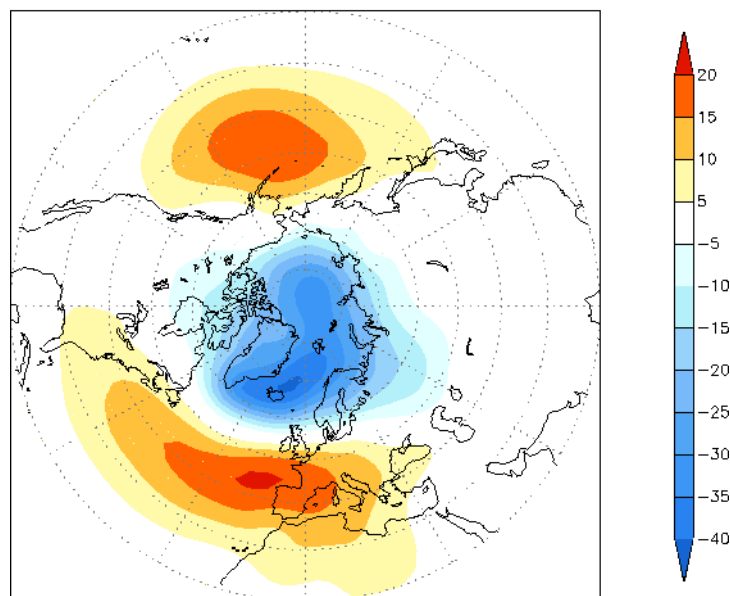


Abbildung 6.1: Das AO-Muster: 1. EOF des 1000 hPa-Feldes (1979 - 2000).
(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/loading.html)

Das Muster der Arktischen Oszillation wird erstellt durch eine EOF-Analyse (Empirische Orthogonal-Funktionen) des 1000 hPa-Feldes nördlich von 20° Nord. Der zugehörige Index wird gebildet durch eine Projektion der Anomalien des 1000 hPa-Feldes auf die 1. EOF des mittleren monatlichen 1000 hPa-Feldes (1979 - 2000). Der Index ist im Internet erhältlich unter der Adresse: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/monthly.ao.index.b50.current.ascii.

Die Nordatlantische Oszillation und der entsprechende Index lassen sich auf verschiedene Weise definieren und bestimmen, entweder über eine meridionale Druckdifferenz im nördlichen Nordatlantik oder mittels einer EOF-Analyse. Der hier verwendete NAO-Index aufgrund von Stationszeitreihen basiert auf der normierten Differenz des Meeresoberflächendrucks zwischen Ponta Delgada auf den Azoren und Stykkisholmur bzw. Reykjavik auf Island (Hurrell, 1995). Die Zeitreihe dieses NAO-Index ist zu finden unter der Internetadresse: <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.stat.html>.

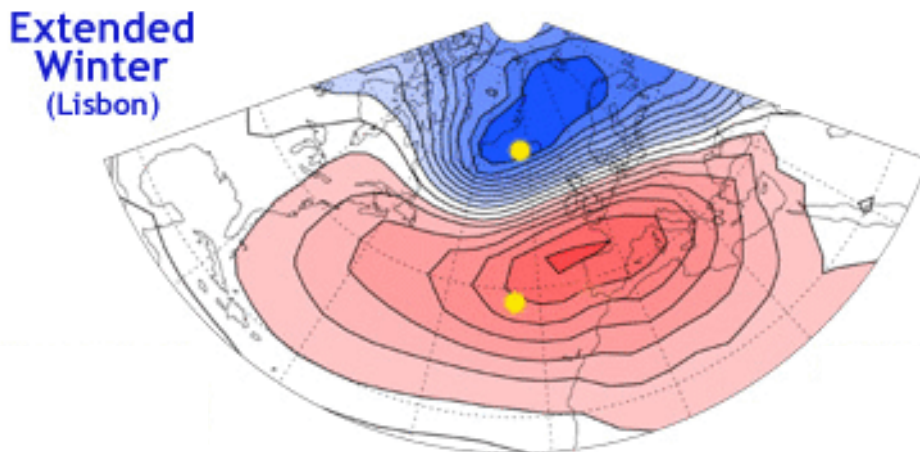


Abbildung 6.2: Mittlerer Meeresoberflächendruck (dicke Punkte: Stationen der Zeitreihe) (1865 - 2002). (<http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.stat.html>)

Eine EOF-Analyse des Bodendruckfeldes (20° - 70° N, 90° W - 40° O) stellt eine weitere Methode dar, einen NAO-Index zu definieren. Als NAO-Index wird die „principle component“ (PC1) der 1. EOF benutzt. Der auf dieser Basis erstellte Index, der hier verwendet wird, ist im Internet unter der Adresse <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.pc.html> erhältlich.

Die EOF-Analyse ist im Gegensatz zur räumlich fixierten, meridionalen Druckdifferenz in der Lage, im Laufe der Zeit auftretende Verlagerungen der Hauptaktivitätszentren des NAO-Musters (das üblicherweise bei Island liegende Tief und das üblicherweise bei den Azoren liegende Hoch) zu beschreiben. Da die Nordatlantische Oszillation im Winter ihre stärkste Ausprägung hat, wird oft ein Winterquartalswert (meist Dezember - Februar oder Januar - März) anstelle eines Ganzjahreswertes in langen Zeitreihen benutzt.

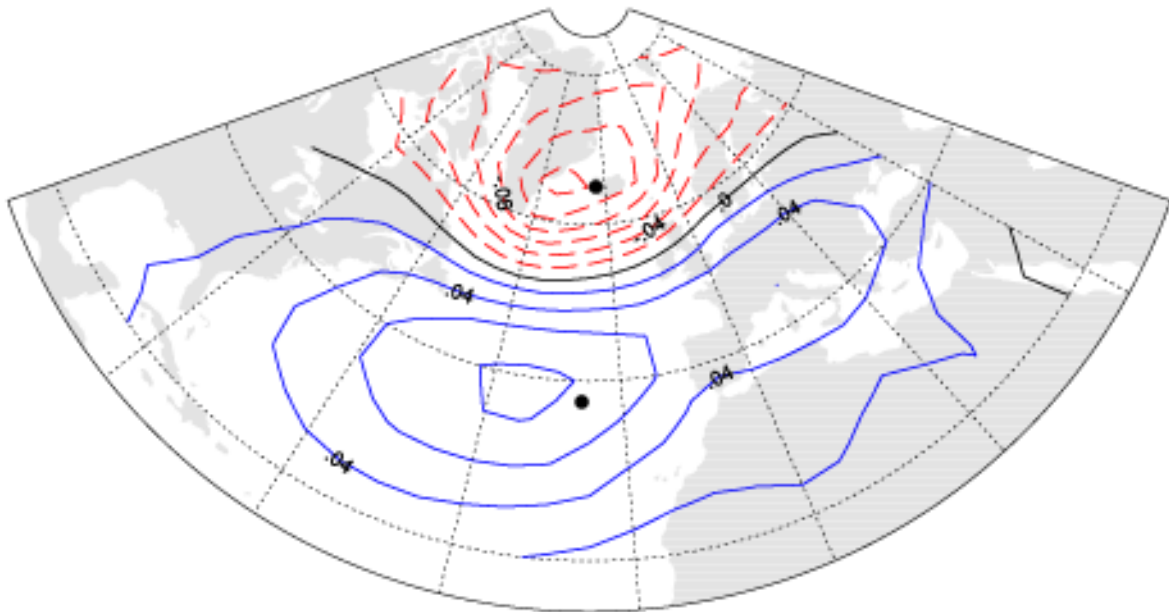


Abbildung 6.3: 1. EOF des jährlichen Meeresoberflächendrucks (1899 - 2002).
(<http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.pc.ann.html>)

Im Folgenden werden Zeitreihen des NAO-Index, des AO-Index, des Eistransportes durch die Framstraße und der Detektions- bzw. Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße auf mögliche Zusammenhänge untersucht. Bei den Zeitreihen handelt es sich um Jahres-, Winterquartals- (Januar - März) und Monatswerte, soweit diese verfügbar sind.

Die Signifikanz der Korrelationen wird mit einem „t-Test“ überprüft. Die Bewertung dieser Ergebnisse erfolgt in Anlehnung an Schönwiese (1985). Bei der Bewertung gilt:

$\alpha = 0.1$	Si = 90%	„schwach signifikant“
$\alpha = 0.05$	Si = 95%	„signifikant“
$\alpha = 0.01$	Si = 99%	„hoch signifikant“

6.2 Zusammenhänge auf Jahresbasis

In den Abbildungen 6.4 bis 6.7 sind die Zeitreihen des jährlichen NAO-Index, des jährlichen Eistransportes durch die Framstraße und der jährlichen Detektions- bzw. Zyklonenhäufigkeit dargestellt. Eine Zeitreihe des AO-Index auf Basis von Jahreswerten liegt nicht vor. Der Eistransport durch die Framstraße ist mäßig mit dem NAO-Index korreliert. Dabei ist die Korrelation mit dem NAO-Index aufgrund der EOF-Analyse ($r = 0.38$) stärker ausgeprägt (Signifikanzniveau $\alpha = 0.05$) als die Korrelation mit dem NAO-Index mittels der Druckdifferenz Azoren - Island ($r = 0.28$), die nicht mehr signifikant ist. Für beide NAO-Indizes gilt, dass weder die Detektionshäufigkeit in der Framstraße ($r = 0.11$ bzw. 0.06) noch die Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße ($r = 0.03$ bzw. 0.02) auf jährlicher Basis mit der NAO signifikant korreliert sind. Auch eine signifikante Korrelation zwischen dem Eistransport durch die Fram-

straße und der Detektions- ($r = 0.11$) bzw. Zyklonenhäufigkeit ($r = -0.03$) in der Framstraße ist nicht vorhanden. Die Korrelation zwischen der Detektionshäufigkeit und der Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße liegt für Jahreswerte bei $r = 0.81$.

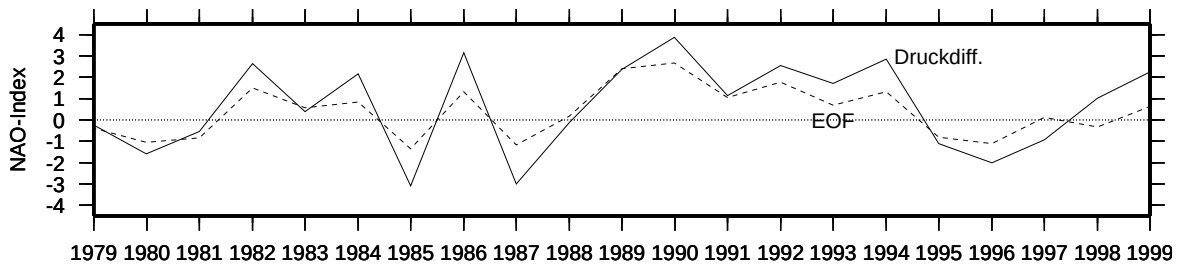


Abbildung 6.4: Jahresmittel des NAO-Index (1979 - 1999).
Durchgezogen: Normierte Druckdifferenz Azoren - Island.
Gestrichelt: „Principle component“ (PC1) der 1. EOF des Bodendruckfeldes ($20^{\circ} - 70^{\circ} \text{ N}$, $90^{\circ} \text{ W} - 40^{\circ} \text{ O}$).

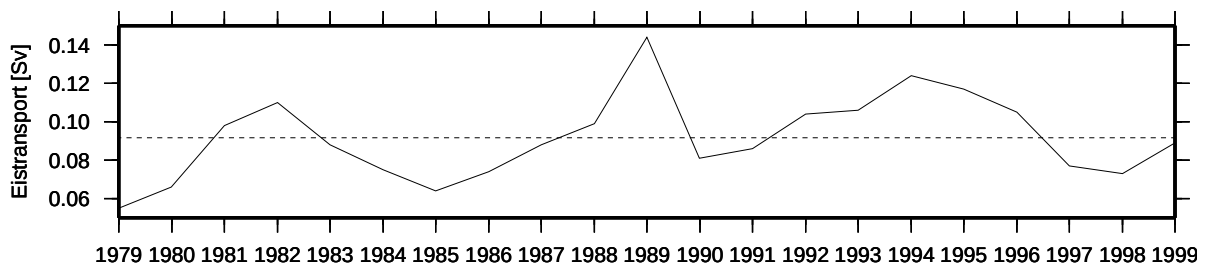


Abbildung 6.5: Jahresmittel des Eistransports durch die Framstraße (1979 - 1999).
Gestrichelt: 21-Jahre-Mittelwert.

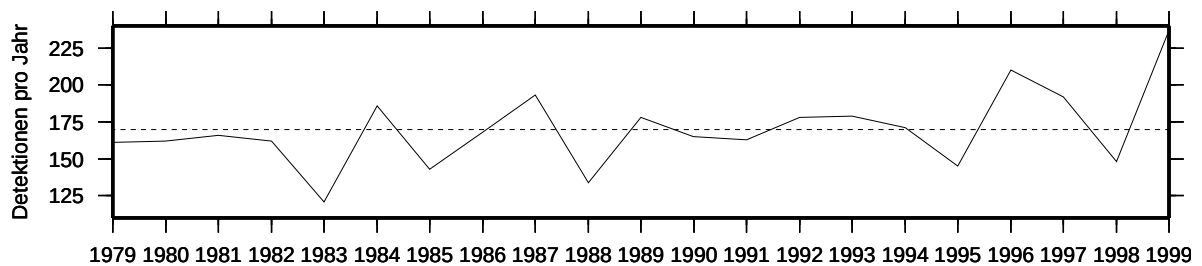


Abbildung 6.6: Jährliche Detektionsanzahl in der Framstraße (1979 - 1999).
Gestrichelt: 21-Jahre-Mittelwert.

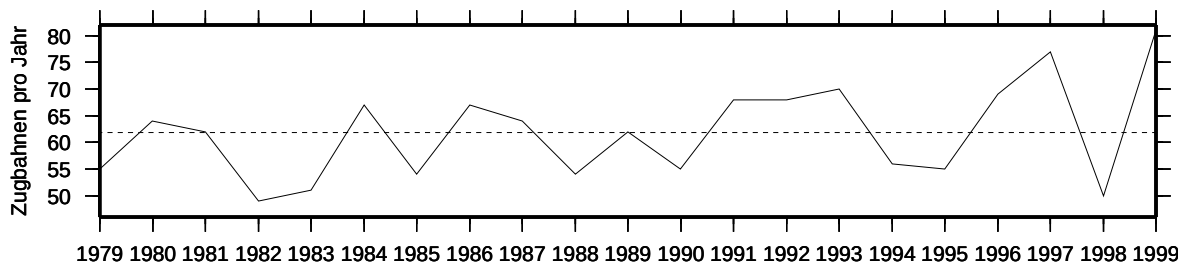


Abbildung 6.7: Jährliche Zyklonenanzahl in der Framstraße (1979 - 1999).
Gestrichelt: 21-Jahre-Mittelwert.

6.3 Zusammenhänge auf Winterbasis

Ein Winterquartal wird hier definiert als der 3-Monatszeitraum Januar bis März. Obwohl in anderen Arbeiten auch das Quartal Dezember bis Februar benutzt wird, wird hier das um einen Monat versetzte Winterquartal herangezogen, um die vorhandene Datenreihe bestmöglich auszunutzen. Zusätzlich zeigt der Quartalswert Januar bis März des NAO-Index (Druckdifferenz Azoren - Island) eine stärkere Verbindung zum entsprechenden Jahresmittelwert der Nordatlantischen Oszillation (Korrelationskoeffizient $r = 0.80$) als der Quartalswert Dezember bis Februar ($r = 0.49$). Auch der Eistransport in den Monaten Januar bis März hat zum Jahresmittel des Eistransportes eine hohe Korrelation ($r = 0.86$). Eine Zeitreihe des NAO-Index aus EOF-Analysen ist für den 3-Monatsabschnitt Januar bis März, im Gegensatz zu Dezember bis Februar, nicht vorhanden. Da sich bereits bei einer Verschiebung eines 3-Monatsabschnittes um nur 1 Monat die Korrelationen deutlich ändern können, wird in diesem Abschnitt kein auf EOF-Analysen basierender NAO-Index berücksichtigt.

Die Abbildungen 6.8 bis 6.12 zeigen die Zeitreihen der Wintermittelwerte des NAO-Index, ermittelt aus der normierten Druckdifferenz zwischen den Azoren und Island, des AO-Index, des Eistransports durch die Framstraße sowie der Detektions- und der Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße. Dabei findet man eine Korrelation des NAO-Index mit dem AO-Index von $r = 0.84$. Betrachtet man zunächst die Zusammenhänge mit der Nordatlantischen Oszillation, so zeigt sich im Winterquartal eine hoch signifikante Korrelation zwischen der Nordatlantischen Oszillation und dem Eistransport durch die Framstraße ($r = 0.52$, $\alpha = 0.01$), die sogar höher als im Jahresmittel ist. Einen negativen Zusammenhang findet man bei der Untersuchung der Detektions- bzw. Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße und der NAO. Hierbei ist die negative Korrelation zwischen dem NAO-Index und der Zyklonenanzahl ($r = -0.49$, $\alpha = 0.025$) stärker als zwischen dem NAO-Index und der Anzahl der Detektionen in der Framstraße ($r = -0.35$, $\alpha = 0.1$). Der Zusammenhang zwischen der Arktischen Oszillation und dem Eistransport ($r = 0.60$, $\alpha = 0.005$) erreicht eine noch höhere Signifikanz als bei der Nordatlantischen Oszillation. Für die Korrelation des AO-Index mit der Detektionshäufigkeit ($r = -0.17$) lässt sich keine Signifikanz feststellen. Der Zusammenhang zwischen dem AO-Index und der Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße ($r = -0.29$, $\alpha = 0.1$) erreicht knapp die 90%-Signifikanzgrenze. Detektions- und Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße haben mit $r = 0.79$ während des Winterquartals einen Korrelationskoeffizienten ähnlich dem für Jahresmittelwerte. Ein linearer Zusammenhang zwischen dem Eistransport durch die Framstraße und der Detektionshäufigkeit in der Framstraße ($r = -0.05$) ist auch bei den Wintermittelwerten praktisch nicht vorhanden. Die negative Korrelation zwischen dem Eistransport und der Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße ($r = -0.22$) ist ebenfalls nicht signifikant.

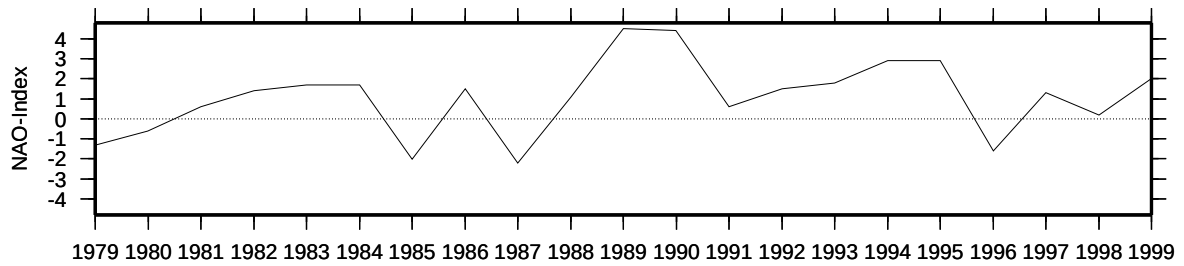


Abbildung 6.8: Wintermittelwerte (Januar - März) des NAO-Index (1979 - 1999)
(normierte Druckdifferenz Azoren - Island).

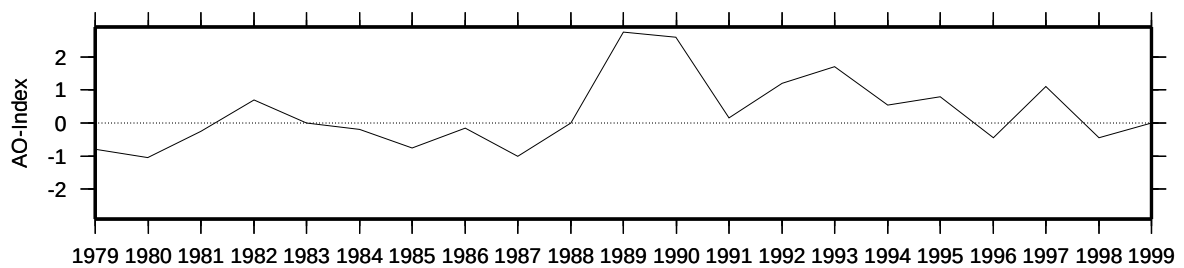


Abbildung 6.9: Wintermittelwerte (Januar - März) des AO-Index (1979 - 1999).

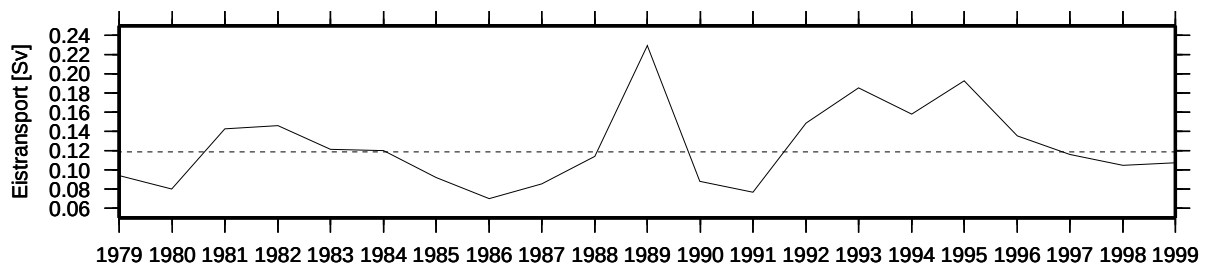


Abbildung 6.10: Wintermittelwerte (Januar - März) des Eistransports
durch die Framstraße (1979 - 1999).

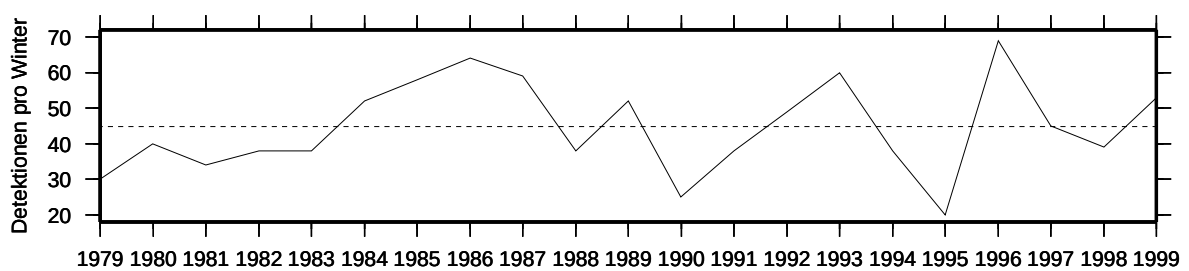


Abbildung 6.11: Wintermittelwerte (Januar - März) der Detektionsanzahl (1979 - 1999).

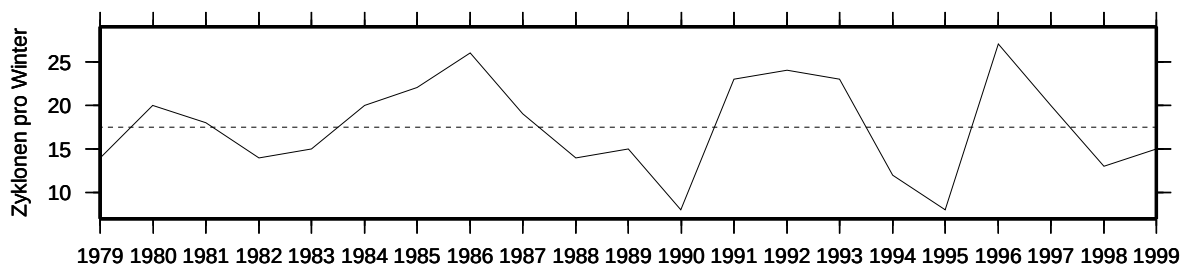


Abbildung 6.12: Wintermittelwerte (Januar - März) der Zyklonenanzahl (1979 - 1999).

6.4 Zusammenhänge auf Monatsbasis

Die Abbildungen 6.13 bis 6.17 zeigen die monatlichen Werte des NAO-Index, des AO-Index, des Eistransportes durch die Framstraße, der Detektionshäufigkeit und der Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße. Die Korrelation zwischen dem NAO-Index und dem AO-Index ($r = 0.65$) und die Korrelation zwischen der Detektions- und der Zyklonenhäufigkeit ($r = 0.71$) in der Framstraße liegen erwartungsgemäß hoch. Die Korrelationskoeffizienten zwischen den übrigen dargestellten Größen liegen auf dieser Zeitskala mit drei Ausnahmen jeweils nur in einem Bereich von $r = -0.05$ bis $r = 0.05$ und sind damit nicht signifikant. Der Zusammenhang zwischen dem AO-Index und dem Eistransport ist mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0.24$ hoch signifikant ($\alpha = 0.001$). Für die Korrelation zwischen dem NAO-Index und dem Eistransport ($r = 0.08$) kann man noch eine schwache Signifikanz ($\alpha = 0.1$) ausmachen. Eine ebenfalls schwach signifikante, jedoch negative Korrelation ($r = -0.08$, $\alpha = 0.1$) zeigt sich zwischen dem Eistransport und der Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße.

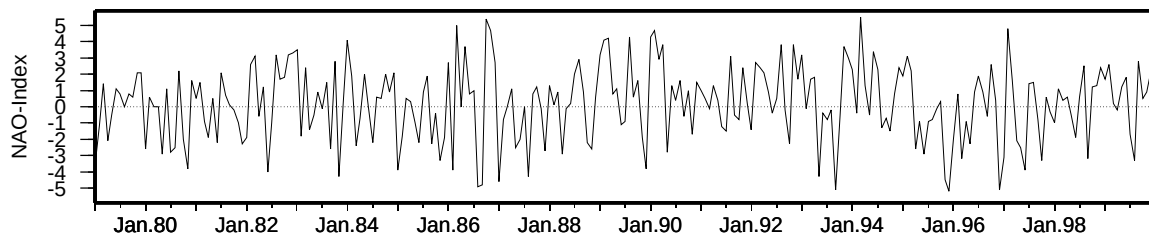


Abbildung 6.13: Monatlicher NAO-Index (Jan. 1979 - Dez. 1999)
(normierte Druckdifferenz Azoren - Island).

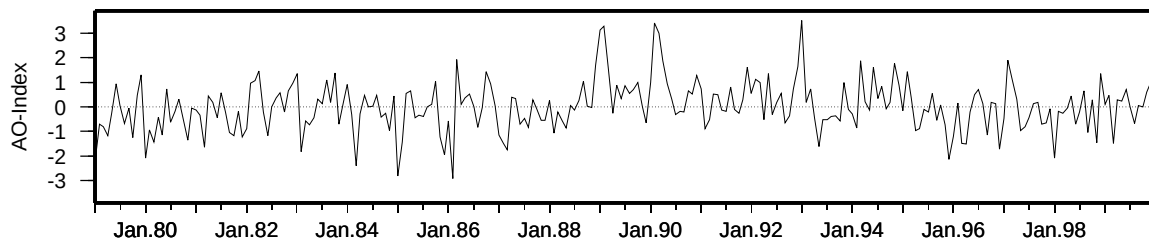


Abbildung 6.14: Monatlicher AO-Index (Jan. 1979 - Dez. 1999).

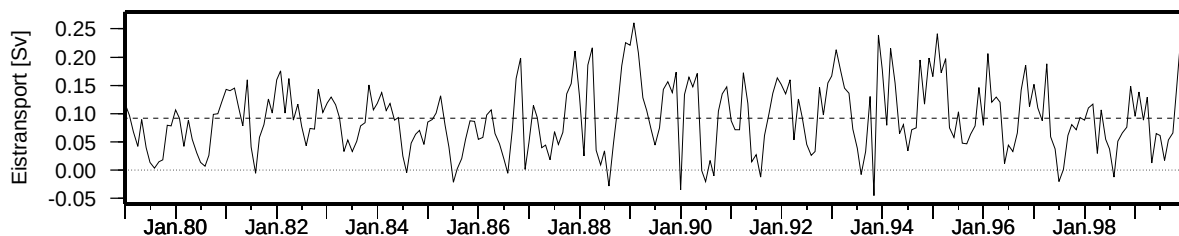


Abbildung 6.15: Monatlicher Eistransport durch die Framstraße (Jan. 1979 - Dez. 1999).
Gestrichnet: 21-Jahre-Mittelwert, Monatslänge auf 30 Tage normiert.

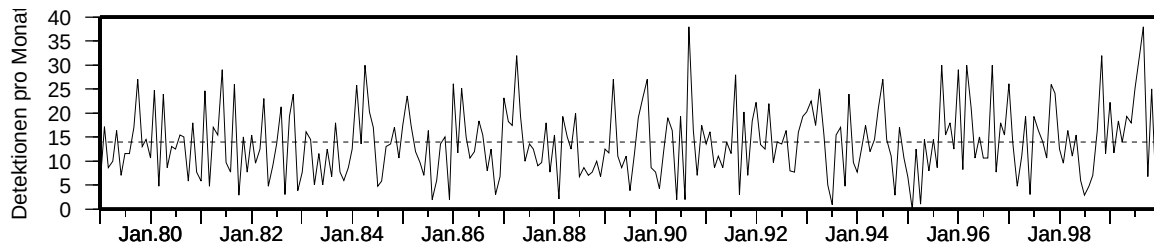


Abbildung 6.16: Monatliche Detektionsanzahl in der Framstraße (Jan. 1979 - Dez. 1999).
Gestrichnet: 21-Jahre-Mittelwert, Monatslänge auf 30 Tage normiert.

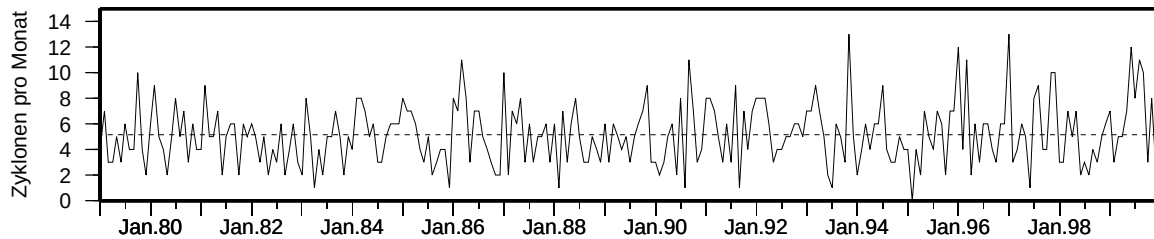


Abbildung 6.17: Monatliche Zyklonenanzahl in der Framstraße (Jan. 1979 - Dez. 1999).
Gestrichnet: 21-Jahre-Mittelwert.

Die Korrelationskoeffizienten der Einzelmonate werden zur Erstellung eines Jahresgangs der monatlichen Korrelationskoeffizienten herangezogen, um saisonale Unterschiede in den Beziehungen der einzelnen Parameter über das ganze Jahr verteilt festzustellen.

Während der Korrelationskoeffizient zwischen dem NAO-Index und dem Eistransport durch die Framstraße (Abbildung 6.18) in den beiden Monaten Februar ($r = 0.49$) und März ($r = 0.44$) eine Signifikanz ($\alpha = 0.025$) anzeigt, liegt er während des übrigen Jahres nur zwischen $r = -0.25$ (April) und $r = 0.07$ (Januar). Keiner dieser Monate erreicht ein Signifikanzniveau. Besonders während des Frühlings und Frühsommers von April bis Juli zeigt sich eine dauerhafte, wenn auch nicht signifikante, negative Korrelation.

Die Korrelation zwischen dem AO-Index und dem Eistransport (Abbildung 6.19) ist dagegen mit Ausnahme eines Monats stets positiv. Dabei treten in den Monaten Februar ($r = 0.63$, $\alpha = 0.005$) und März ($r = 0.50$, $\alpha = 0.025$) hoch signifikante, in den Monaten Januar, Mai, August und Oktober noch schwach signifikante Korrelationen auf. Die weiteren Monate erreichen nicht die Signifikanzschwelle.

Der Jahresgang des Korrelationskoeffizienten zwischen dem NAO-Index und der Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße (Abbildung 6.20) zeigt einen hoch signifikanten, negativen Zusammenhang im Januar ($r = -0.52$, $\alpha = 0.01$) sowie einen signifikanten, negativen Zusammenhang im Februar ($r = -0.40$, $\alpha = 0.05$). Während des Frühjahrs und Sommers ergibt sich dagegen ein signifikanter positiver Zusammenhang (April: $r = 0.45$, $\alpha = 0.025$; Juni: $r = 0.41$, $\alpha = 0.05$;

Juli: $r = 0.29$, $\alpha = 0.1$), wenn auch nicht konstant wie bei der negativen Korrelation im Winter.

Für den Jahresgang des Korrelationskoeffizienten zwischen dem AO-Index und der Zyklonenhäufigkeit (Abbildung 6.21) erhält man mit Ausnahme der Monate Februar ($r = -0.44$, $\alpha = 0.025$), April ($r = 0.47$, $\alpha = 0.025$) und Juni ($r = 0.44$, $\alpha = 0.025$), in denen eine Signifikanz gefunden wird, nur Werte, die deutlich unter der Signifikanzschwelle liegen.

Der schwache Zusammenhang auf monatlicher Basis zwischen dem Eistransport und der Detektionshäufigkeit in der Framstraße (Abbildung 6.22) gilt für alle Jahreszeiten. Nur während einzelner Monate (März: $r = 0.38$, $\alpha = 0.05$, Juni: $r = 0.45$, $\alpha = 0.025$, Oktober: $r = -0.39$, $\alpha = 0.05$, November: $r = -0.44$, $\alpha = 0.025$) erhält man eine signifikante Korrelation, ohne dass sich hierbei ein einheitliches Bild zeigt. Der Zusammenhang zwischen Eistransport und Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße (Abbildung 6.23) ist während des gesamten Jahres schwach. Nur im November ($r = -0.62$, $\alpha = 0.01$) zeigt sich eine deutliche negative Korrelation mit hoher Signifikanz.

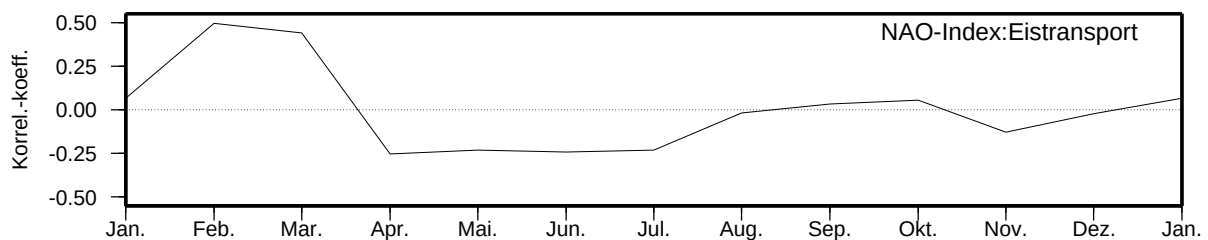


Abbildung 6.18: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem NAO-Index und dem Eistransport durch die Framstraße.

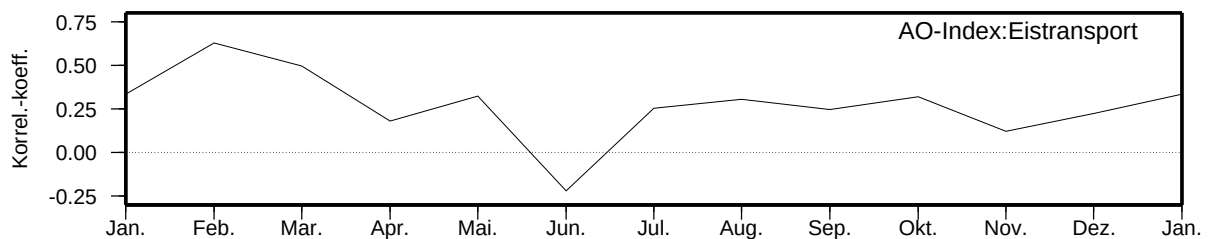


Abbildung 6.19: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem AO-Index und dem Eistransport durch die Framstraße.

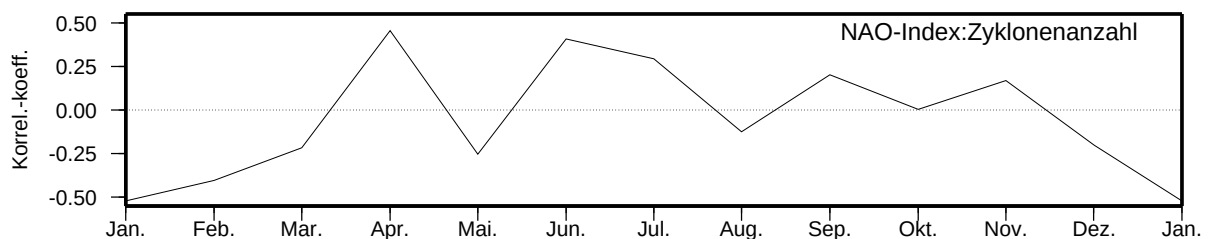


Abbildung 6.20: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem NAO-Index und der Zyklonenanzahl in der Framstraße.

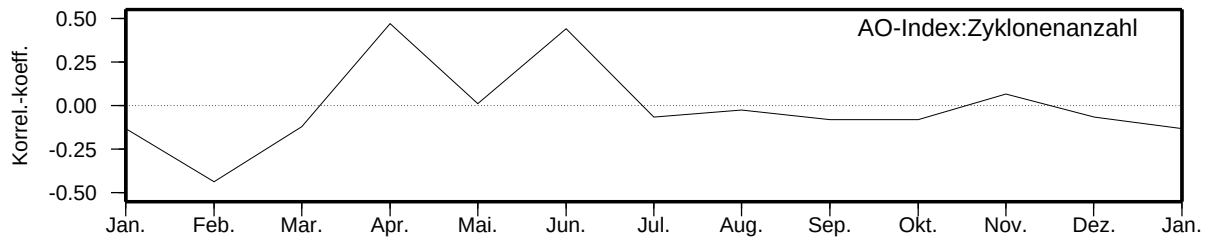


Abbildung 6.21: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem AO-Index und der Zyklonenanzahl in der Framstraße.

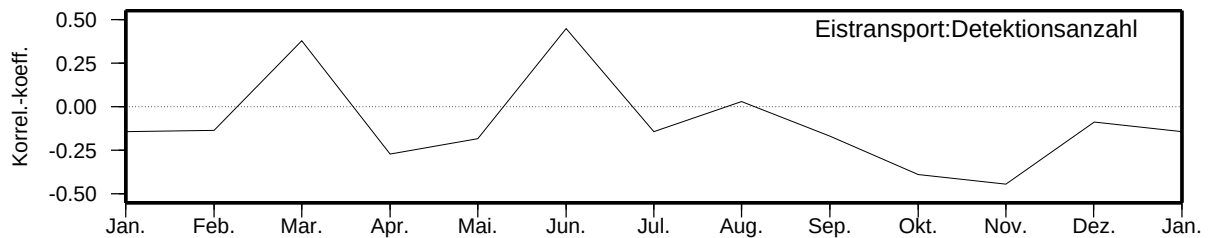


Abbildung 6.22: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem Eistransport und der Detektionsanzahl in der Framstraße.

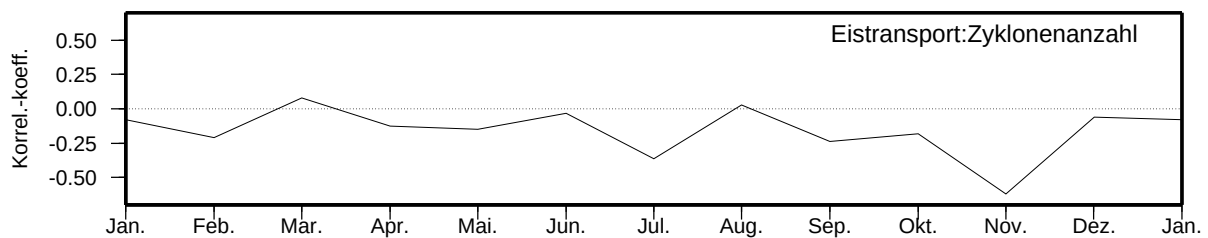


Abbildung 6.23: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem Eistransport und der Zyklonenanzahl in der Framstraße.

6.5 Zusammenhänge bei Monaten mit Extremereignissen

Um den Einfluss extremer Werte des Nordatlantischen Oszillationsindex zu bestimmen, wird eine Auswahl einzelner Monate - ein „conditional sampling” - gebildet. Alle Monate mit einem NAO-Index, der entweder größer als 1.0 oder kleiner als -1.0 ist, werden hierfür zusammengefasst. Da die NAO im Winter ihre stärkste Ausprägung hat, wird die Auswahl auf die Wintermonate Dezember bis März beschränkt. Diese Auswahl umfasst 62 Monate. Dabei ergibt sich für den NAO-Index und den Eistransport durch die Framstraße eine schwach signifikante, positive Korrelation von $r = 0.20$ ($\alpha = 0.1$). Die Korrelation zwischen NAO-Index und Detektionshäufigkeit in der Framstraße liegt bei $r = -0.15$ und ist nicht signifikant. Zwischen dem NAO-Index und der Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße erhält man dagegen eine signifikante Korrelation ($r = -0.37$, $\alpha = 0.05$).

Ebenso wie für den NAO-Index wird eine Auswahl von Monaten mit einem AO-Index größer

als 1.0 oder kleiner als -1.0 erstellt. Diese Auswahl liefert 65 Monate, die über das ganze Jahr verteilt sind. Man erhält eine hoch signifikante Korrelation zwischen dem Eistransport und dem AO-Index ($r = 0.53$, $\alpha = 0.001$). Während sich ein signifikanter, negativer Zusammenhang zwischen der Arktischen Oszillation und der Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße ($r = -0.20$, $\alpha = 0.05$) ausmachen lässt, ist die Korrelation mit der Detektionshäufigkeit ($r = -0.07$) nicht signifikant.

Um Zusammenhänge während Monaten mit einem extrem hohen bzw. geringen Eistransport durch die Framstraße genauer zu betrachten, wird eine weitere Auswahl entsprechender Monate erstellt. Als Kriterium wird eine 50-prozentige positive bzw. negative Abweichung des monatlichen Eistransportes vom 21-jährigen Mittelwert des jeweiligen Monats benutzt. Diese Auswahl umfasst 83 Einzelmonate, die über das ganze Jahr verteilt sind. Ein Zusammenhang zwischen dem Eistransport durch die Framstraße und dem NAO-Index ($r = 0.05$) ist in diesem Fall nicht vorhanden. Betrachtet man nur die Monate Dezember bis März (20 Einzelmonate), in denen die NAO ihre stärkste Ausprägung hat, so erhöht sich der Korrelationskoeffizient auf $r = 0.25$, ohne jedoch ein Signifikanzniveau zu erreichen. Im Gegensatz zur Nordatlantischen Oszillation erreicht die Korrelation zwischen dem AO-Index und dem Eistransport ($r = 0.36$, $\alpha = 0.001$) für diese Auswahl eine hohe Signifikanz. Der Zusammenhang zwischen dem Eistransport und der Detektionshäufigkeit in der Framstraße ($r = -0.17$, $\alpha = 0.1$) ist nur schwach signifikant, während der Korrelationskoeffizient zwischen dem Eistransport und der Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße ($r = -0.32$, $\alpha = 0.001$) ein hoch signifikantes Niveau erreicht.

Monate mit einer Detektionshäufigkeit in der Framstraße, die größer als der mittlere Monatswert zuzüglich der jeweiligen Standardabweichung bzw. kleiner als der mittlere Monatswert abzüglich der jeweiligen Standardabweichung sind, werden zu einer Auswahl an Monaten mit extremer Detektionshäufigkeit zusammengefasst. Hierbei handelt es sich um 75 Monate, die über das ganze Jahr verteilt sind. Weder zwischen der Detektionshäufigkeit und dem NAO-Index ($r = 0.05$) bzw. dem AO-Index ($r = -0.06$) noch zwischen der Detektionshäufigkeit und dem Eistransport ($r = -0.04$) zeigt sich eine signifikante Korrelation.

6.6 Zusammenfassung

Die beschriebenen, signifikanten Korrelationen sind in Tabelle 6.1 als Übersicht dargestellt.

Auswahlkriterium	Korrelation zwischen ...	Korrelationskoeffizient Signifikanzniveau	Anzahl der Wertepaare
Jahreswerte (EOF)	NAO - Eistransport	$r = 0.38, \alpha = 0.05$	21
Wintermittel (Jan. - März)	NAO - Eistransport	$r = 0.52, \alpha = 0.01$	21
	NAO - Zyklonenanzahl	$r = -0.49, \alpha = 0.025$	21
	NAO - Detektionsanzahl	$r = -0.35, \alpha = 0.1$	21
	AO - Eistransport	$r = 0.60, \alpha = 0.005$	21
	AO - Zyklonenanzahl	$r = -0.29, \alpha = 0.1$	21
	Eistransport - Zyklonenanzahl	$r = -0.22, \alpha = 0.2$	21
Monatswerte	NAO - Eistransport	$r = 0.08, \alpha = 0.1$	252
	AO - Eistransport	$r = 0.24, \alpha = 0.001$	252
	Eistransport - Zyklonenanzahl	$r = -0.08, \alpha = 0.1$	252
extremer NAO-Index (nur Dez. - März)	NAO - Eistransport	$r = 0.20, \alpha = 0.1$	62
	NAO - Zyklonenanzahl	$r = -0.37, \alpha = 0.05$	62
extremer AO-Index	AO - Eistransport	$r = 0.53, \alpha = 0.001$	65
	AO - Zyklonenanzahl	$r = -0.20, \alpha = 0.05$	65
extremer Eistransport	Eistransport - AO	$r = 0.36, \alpha = 0.001$	83
	Eistransport - Zyklonenanzahl	$r = -0.32, \alpha = 0.001$	83
	Eistransport - Detektionsanzahl	$r = -0.17, \alpha = 0.1$	83

Tabelle 6.1: Signifikante Korrelationen zwischen NAO-Index, AO-Index, Eistransport, Detektionsanzahl in der Framstraße und Zyklonenanzahl in der Framstraße. Negative Korrelationen sind schattiert.

Die dargestellten Ergebnisse zeigen, dass sich (auch wegen des Fehlens eines entsprechenden Arktischen Oszillationsindex) auf Basis jährlicher Werte nur eine signifikante Korrelation zwischen dem Nordatlantischen Oszillationsindex und dem Eistransport durch die Framstraße ermitteln lässt. Geht man über zu Wintermittelwerten, so erhält man eine deutlich höhere Anzahl signifikanter Korrelationen. So sind sowohl die NAO als auch die AO auf hohem Signifikanzniveau mit dem Eistransport korreliert. Ebenso zeigen beide Oszillationsindices eine

signifikante, negative Korrelation zum Zyklonenauftreten in der Framstraße. Eine signifikante Verbindung zwischen dem Eistransport und der Zyklonenaktivität ist jedoch auch für diese Zeiträume, wie vorher bei den Jahresmittelwerten, nicht vorhanden. Geht man von der saisonalen zur monatlichen Darstellung über, so zeigen sich hauptsächlich signifikante Korrelationen mit dem Eistransport durch die Framstraße. Der Arktische Oszillationsindex ist hoch signifikant mit dem Eistransport korreliert. Auf dieser Zeitskala erscheint auch eine schwach signifikante, negative Korrelation zwischen dem Eistransport und der Zyklonenanzahl in der Framstraße.

Betrachtet man die Auswahl spezieller Monate mit extremen Oszillationsindices oder einem extremen Eistransport durch die Framstraße, so zeigt sich stets eine signifikante positive Korrelation zwischen dem Eistransport und dem entsprechenden atmosphärischen Zirkulationsmuster sowie eine signifikante negative Korrelation zwischen der Zyklonenaktivität in der Framstraße und den Oszillationsindices. Für einen extremen Eistransport erhält man zudem signifikante negative Korrelationen zur Detektions- und hoch-signifikante negative Korrelationen zur Zyklonenanzahl in der Framstraße.

Für die in Kapitel 6 dargestellten Fälle zeigt sich bei Zeitreihen von Monaten und Wintermittelwerten sowie bei allen Auswahlkriterien (extremer Eistransport, extreme Detektionshäufigkeit, extremer NAO- bzw. AO-Index) ein, wenn auch teilweise nicht signifikanter, negativer Zusammenhang zwischen der Zyklonen- (bzw. Detektions-) anzahl in der Framstraße und dem Eistransport. Ein positiver Zusammenhang zwischen den großräumigen atmosphärischen Zirkulationsmustern (NAO bzw. AO) und dem Eistransport durch die Framstraße ist ebenso wie ein negativer Zusammenhang zwischen NAO bzw. AO und der Zyklonenaktivität in der Framstraße häufig anzutreffen. Die Zyklonenhäufigkeit in der Framstraße erreicht stets (Ausnahme: Jahreswerte) eine höhere Korrelation mit den anderen Parametern als die Detektionshäufigkeit. Abbildung 6.24 verdeutlicht die Zusammenhänge zwischen den untersuchten Parametern.

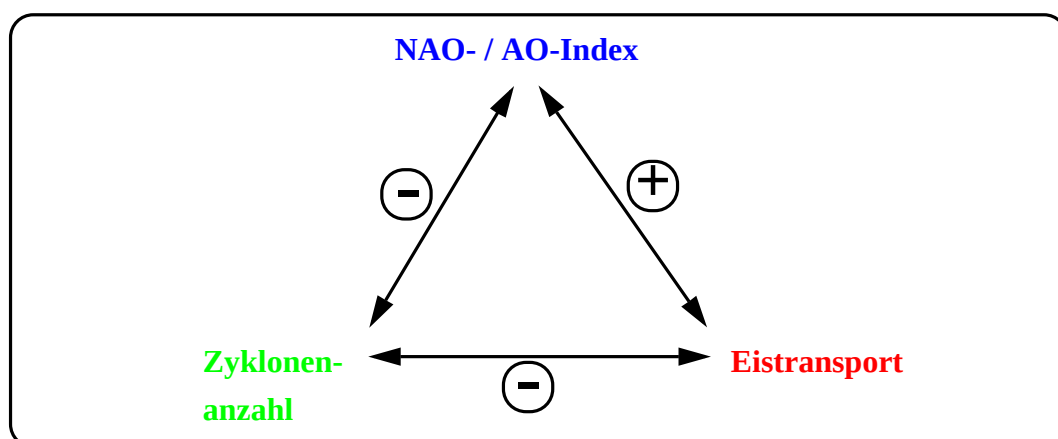


Abbildung 6.24: Prinzipielle Korrelationen zwischen dem NAO- / AO-Index, der Zyklonenanzahl und dem Eistransport durch die Framstraße

Kapitel 7

Resümee und Ausblick

Das Ziel dieser Arbeit bestand in der Bestimmung der Zyklonenaktivität in der Arktis und speziell in der Framstraße, der Meerenge zwischen Nordostgrönland und Westspitzbergen, sowie in der Untersuchung des Einflusses von Zyklonen auf den Eistransport durch die Framstraße. Dieser Einfluss wird im Gegensatz zu früheren Arbeiten, die monatliche, saisonale oder jährliche Mittelwerte betrachten, auch auf der Zeitskala von Tagen untersucht.

Die Bedeutung der Framstraße liegt darin begründet, dass sie als Endpunkt der transpolaren Drift eine Nahtstelle für die großen Energie- und Wasseraustauschprozesse zwischen dem Arktischen Ozean und dem Nordatlantik darstellt. Südlich der Framstraße befindet sich eine der weltweit wenigen Regionen, in denen durch Salzeintrag und Energieentzug das Ozeanwasser eine so hohe Dichte erlangen kann, dass es schwer genug wird, um bis auf den Ozeanboden abzusinken und auf diese Weise die ozeanische Zirkulation mit aufrechtzuerhalten. Diese konvektiven Prozesse werden durch die Eismenge, die durch die Framstraße transportiert wird, beeinflusst.

Um Aussagen über die Zyklonenaktivität in der Arktis machen zu können, wurde aufgrund von Bodendruckanalysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorherage (EZMW) eine Zyklonenstatistik für das Gebiet nördlich von 60° Nord über den Zeitraum Dezember 1978 bis Dezember 2000 erstellt. Die Bodendruckanalysen beruhten auf den 6-stündlichen Ergebnissen des spektralen T106-Modells. Diese Ergebnisse wurden auf ein Gitter mit einer Auflösung von 1.125° interpoliert und auf Bodendruckkarten dargestellt. Mittels eines automatischen Erkennungsalgorithmus wurden Tiefdruckgebiete („Detektionen“) in den interpolierten Ergebnissen gefunden und anschließend wurden die Tiefdruckgebiete im zeitlichen Ablauf manuell

zu Zugbahnen („Zyklonen“) verbunden. Auf diese Weise ergab sich ein arktisweiter Datensatz über Zyklonen, in dem neben Zeit, Position und Kerndruck auch die zeitliche Entwicklung der Zyklone dargestellt werden konnte. Aus diesem Datensatz wurden abschließend Tiefdruckgebiete über Grönland ausgeschlossen, da dort mit Problemen bei der Reduktion des Druckes auf das Meeresoberflächenniveau zu rechnen war.

Die Region der Framstraße wird hier über die Meerenge zwischen Grönland und Spitzbergen hinaus als das Gebiet definiert, das eingeschlossen wird von den Längengraden bei 20° West und 15° Ost und von den Breitengraden bei 76.5° Nord und 82.5° Nord.

Der relativ kurze Zeitraum von 22 Jahren wird kompensiert durch die hohe zeitliche Auflösung, die es erlaubt auch sehr kurzlebige Zyklonen, wie sie in der Arktis häufig vorkommen, zu untersuchen. Hätte man bei gleicher Datenanzahl eine zeitliche Auflösung von 1 Tag, so entspräche der hier erstellte Datensatz einem Zeitraum von über 88 Jahren täglicher Daten. Diese hohe zeitliche Auflösung ist notwendig, um Einflüsse von Zyklonen auf der Basis von Tagen oder feiner sinnvoll untersuchen zu können.

Der Eistransport durch die Framstraße beruht auf Ergebnissen des mit EZMW-Daten angetriebenen, gekoppelten Ozean-Eis-Modells NAOSIM (North Atlantic-Artic Ocean Sea Ice Model). Diese Ergebnisse wurden vom Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven (Arbeitsgruppe Rüdiger Gerdes) zur Verfügung gestellt. Der Eisvolumentransport wurde dabei entlang einer leicht von Nordwesten nach Südosten gerichteten Linie innerhalb der Framstraße, etwa bei 80° Nord, bestimmt und zu 6-stündlichen Werten zusammengefasst.

Tiefdruckgebiete in der Arktis sind ein Teil des normalen Wettergeschehens in dieser Region. Zu jedem 6-Stunden-Termin (00, 06, 12, 18 UTC) werden im Mittel 6.5 Detektionen im Gebiet nördlich von 60° Nord gefunden. Nach Ausschluss der Detektionen über Grönland (ca. 10 % aller Detektionen in der Arktis) ergibt sich ein für 22 Jahre gültiger Mittelwert von 5.9 Detektionen. Die mittlere Verweildauer einer Zyklone in der Arktis beträgt ca. 44 Stunden, d. h. nach dieser Zeit hat sich eine Zyklone entweder aufgelöst oder ist aus dem Gebiet nördlich von 60° Nord herausgezogen.

Die Zyklonenaktivität in der Arktis unterliegt einem deutlichen Jahresgang. Dieser Jahresgang kennzeichnet sich sowohl zeitlich, mit einem Minimum im Februar und einem im Gegensatz dazu um ca. 45 % höheren Maximum der Aktivität im Juli, als auch räumlich mit einer typischen Verlagerung der Aktivitätszentren zwischen Winter und Sommer. Im Winter treten die Maxima konzentriert im atlantisch-europäischen Sektor der Arktis (Grönland-, Island-, Norwegen- Barents- und Kara-See) auf, während im Sommer die Maxima weiträumiger verteilt über der zentralen Arktis, an der Grenze zwischen Alaska und Kanada und in der Baffinbay

anzutreffen sind. Durch diese saisonale Umverteilung der Tiefdruckgebiete tritt über der zentralen Arktis während des Sommers eine großräumige, zyklonale Luftströmung auf, während sich im Winter eine antizyklonale Zirkulation ausbildet.

Betrachtet man den Verlauf der Zyklonenanzahl auf Jahresbasis, so zeigt sich einerseits ein signifikanter, ansteigender Trend und andererseits eine deutliche Erhöhung der Zyklonenanzahl von einem geringeren Niveau zwischen 1979 und 1990 auf ein höheres Niveau ab 1991.

Die Hauptgebiete der Zyklonenentstehung, d. h. die Orte des erstmaligen Auftretens, ($> 65^\circ$ Nord) zeigen während des Sommers bzw. Winters deutliche Unterschiede. Zyklogenese tritt im Winter besonders in der Grönland-, Norwegen- und Barents-See und in der Framstraße auf. Im Sommer findet man geringere Zyklogeneseraten zwischen Norwegen und Grönland und in der Framstraße dafür verstärkt über den Landmassen Nordamerikas und Sibiriens. Gerade in der Framstraße ist jedoch die Zyklogeneserate im Winter deutlich höher als im Sommer. Die Regionen sich auflösender Zyklonen finden sich im Winter besonders an den Küsten von der Norwegen- bis zur Laptev-See, über den kanadischen arktischen Inseln und in der Framstraße. Im Sommer verteilt sich Zyklolyse gleichmäßiger über der gesamten Arktis. Sowohl für den Sommer als auch für den Winter gilt, dass sich in der Framstraße mehr Zyklonen bilden als auflösen.

Betrachtet man die Entwicklung der Zyklonen in der Arktis, so zeigt sich, dass die Arktis insgesamt eine Region sich auffüllender Zyklonen ist. Dabei tritt jedoch die Framstraße im Winter als einzige Region hervor, in der sich auf hohem Niveau eine größere Anzahl Zyklonen verstärkt (vertieft) als abschwächt (auffüllt). In der Norwegen- und Barents-See zeigt sich während des ganzen Jahres - im Gegensatz zur übrigen Arktis - eine stärkere Vertiefungsrate als Auffüllungsrate.

Eine Häufigkeitsverteilung von Zyklonen unterschiedlichen Alters verdeutlicht, wie hoch die Anteile kurz- bzw. langlebiger Zyklonen an der Detektionshäufigkeit sind. So zeigt sich, dass Zyklonen mit einer maximalen Lebensdauer bis zu 1.5 Tagen ca. 70% der Gesamtzahl ausmachen, diese Zyklonen jedoch nur ca. 30% der Detektionsanzahl abdecken. Bei einer zeitlichen Auflösung der atmosphärischen Daten von 24 Stunden bliebe ein Großteil dieser Zyklonen bei weiteren Analysen wohl unberücksichtigt, da die gesamte Zyklone bei dieser zeitlichen Auflösung oft nur aus einer einzigen Detektion bestünde. Dies verdeutlicht, wie durch die hohe zeitliche Auflösung eine Verfeinerung der Ergebnisse der Zyklonenstatistik erreicht wird.

Die Betrachtungen der arktisweiten Zyklonenstatistik zeigen bereits, dass die Framstraße für die atmosphärischen Verhältnisse in der Arktis eine Besonderheit darstellt. Deswegen wird eine gesonderte Untersuchung der Zyklonenaktivität in dieser Region durchgeführt. Im Mittel treten

monatlich 4.7 Zyklonen (+ 0.7 weitere, nur einmal auftretende Detektionen) in der Framstraße auf. Die mittlere Aufenthaltsdauer in dieser Region beträgt 18 Stunden. Diese kurze Aufenthaltsdauer ist ein weiterer Beleg dafür, dass täglich aufgelöste atmosphärische Daten nicht in der Lage sind, die Zyklonenaktivität in der Framstraße ausreichend wiederzugeben. Das jährliche Auftreten von Tiefdruckgebieten in der Framstraße zeigt ebenso wie für die gesamte Arktis einen ansteigenden Trend. Der mittlere Jahresgang ist nur schwach ausgeprägt und verläuft gegenläufig zur übrigen Arktis. In der Framstraße stellt sich ein deutlicher Gradient des Auftretens von Tiefdruckdetektionen mit hohen Werten im Südosten und geringen Werten im Nordwesten ein.

Der Einfluss von Zyklonen auf den Eistransport in der Framstraße wird in dieser Arbeit erstmals auf Intervallen von Tagen untersucht. Da in diesen Zeiträumen die Variabilität des Eistransports relativ hoch ist, ist ein geeignetes Referenzniveau für den von einer Zyklone unbeeinflussten Eistransport zu bestimmen. Dieses Referenzniveau soll einen zeitlichen Bezug zur aktuellen Zyklonenpassage haben und keine saisonalen Trends beinhalten. Ein Zeitraum von 30 Tagen, in dem die mittleren 10 Tage, die am stärksten von der Zyklone beeinflusst werden, ausgeschlossen werden, hat sich als ausreichend erwiesen, um für ein geeignetes Referenzniveau zu sorgen.

Um den Einfluss von bestimmten Eigenschaften einer Zyklone (Position, Zugbahn, Stärke) zu ermitteln, werden die in der Framstraße vorkommenden Zyklonen nach diesen jeweiligen Eigenschaften in verschiedene Gruppen unterteilt.

Zunächst wird die Position jeder Detektion in einem Teilbereich der Framstraße und der zeitgleich bestimmte Eistransport in Beziehung gesetzt. Es ergibt sich ein Gradient des Einflusses auf den Eistransport von Nordwest nach Südost. Bei einem Aufenthalt eines Tiefs im Südosten der Framstraßenregion stellt sich eine deutliche Verstärkung des Eistransports ein. Tritt ein Tief dagegen nahe der grönländischen Küste (d. h. im Westteil der Framstraße) auf, so kehrt sich im Mittel die Eistransportrichtung sogar um, was dazu führt, dass für einige Zeit Eis in die Arktis zurückgedrängt wird.

Als zweite Eigenschaft wird die Stärke einer Zyklone herangezogen. Dabei wird sowohl der minimale Kerndruck als auch der maximale mittlere Gradient einer Zyklone als Kriterium berücksichtigt. Es zeigt sich, dass die Stärke einer Zyklone einen eindeutigen Einfluss auf den Eistransport durch die Framstraße ausübt. Dabei ist zu beachten, dass nur die stärksten Zyklonen zu einer unmittelbar um den Zeitpunkt der Zyklonenanwesenheit in der Framstraße auftretenden Verstärkung des Eistransports führen. Mit abnehmendem, maximalem mittleren Gradienten bewirken Zyklonen dagegen zunehmend eine deutliche und mehrere Tage andauernde Verringerung des Eistransports durch die Framstraße. Es scheint so, als ob schwache Zyklonen den mittleren atmosphärischen Antrieb für den Eistransport, d. h. das vornehmlich in

der Framstraße herrschende Windfeld mit einer starken Nord-Süd-Komponente, eher störend beeinflussen und damit abschwächen als es zu verstärken.

Als dritte Eigenschaft einer Zyklone wird die Lage und Richtung ihrer Zugbahn untersucht. Im Laufe mehrerer Jahre ergibt sich eine Vielzahl an verschiedenen Zyklonenzugbahnrichtungen und -positionen. In einem ersten Schritt wird die Herkunft und das Abziehen der Zyklone als Einteilungskriterium verwandt. Danach erfolgt noch eine Unterteilung in unterschiedliche Lagen der Trajektorien innerhalb des Framstraßenbereichs.

Grundsätzlich lassen sich alle Unterteilungen in zwei Kategorien zusammenfassen: Eine große Gruppe stellen Zugbahnen, die den Bereich der Framstraße im Süden knapp streifen und danach in östlicher Richtung, südlich an Spitzbergen vorbei, abziehen (Auch diese Gruppe ist laut Definition in bzw. durch die Framstraße gezogen). Die zweite große Gruppe sind Zugbahnen, die den Bereich der Framstraße mehr oder weniger zentral durchqueren.

Die erstgenannte Gruppe der Zyklonen sorgt für eine Verstärkung des Eistransports, die jedoch nur für einige Tage deutlich spürbar ist. Wichtig wird diese Gruppe dadurch, dass es sich um eine relativ hoch-frequentierte Zugbahn handelt und so der summierte Einfluss sehr stark ist. Die andere große Gruppe (Zyklonen, die die Framstraße durchqueren) lässt sich in mehrere Varianten unterteilen. Der zeitliche Verlauf des Eistransports ist bei diesen Zyklonenzugbahnen sehr unterschiedlich, dennoch zeichnet sich für den über mehrere Tage summierten Einfluss ein deutliches Bild ab. Praktisch alle dieser Zugbahnen sind mit einer Abschwächung des über Tage summierten Eistransports verbunden, auch wenn sich für sehr kurze Intervalle teilweise eine Verstärkung ergibt. Diese Verringerung des Eistransports liegt für einige Zugbahntypen über Intervallen von 6 - 8 Tagen in der Größenordnung des langjährigen mittleren Eistransports. Erneut deutet sich an (wie bei der Untersuchung des Einflusses der Stärke der Zyklone), dass die Wirkung von Zyklonen, die die Framstraße durchqueren, primär für eine Störung und damit für eine Abschwächung des mittleren atmosphärischen Antriebs, d. h. des sonst relativ homogenen Windfeldes, sorgt, und so eine Verringerung des Eistransports verursacht.

Der Einfluss der Zugbahn einer Zyklone auf den Eistransport ist nur für ausgewählte Zugbahntypen genauer untersucht worden. Mittelt man über alle Zyklonen, die in der Framstraßenregion auftreten, so ergibt sich insgesamt eine Verringerung des mittleren Eistransports. Da die Wirkung einer Zyklone offensichtlich den Zeitraum der Zyklonenanwesenheit in der Framstraßenregion deutlich übersteigt, zeigen auch Mittelungen über den Zeitraum der Anwesenheit einer Zyklone im Framstraßenbereich inklusive verschiedener kurzzeitiger Intervalle mit Längen von 6 Stunden bis 2 Tagen davor und danach stets eine Verringerung des mittleren Eistransports. Diese Abweichungen besitzen aufgrund der hohen Datenmenge eine hohe Signifikanz.

Eine durchgeführte Untersuchung des Einflusses von Zyklonen innerhalb einer nach Süden verschobenen Framstraßenregion (20° W - 15° E, 75° N - 81° N) und damit einer entsprechend verlagerten Einflussregion der Zyklonen auf den Eistransport durch die Framstraße ergab im Gegensatz zu den Ergebnissen mit dem nun weiter nördlich definierten Bereich eine leichte Verstärkung des mittleren Eistransports bei Zyklonenanwesenheit. Innerhalb dieses südlicheren „Framstraßenfensters“ war der Anteil der Zyklonen, die die Framstraße nicht durchqueren, sondern südlich von Spitzbergen nach Osten abdrehen, deutlich größer. Die Entscheidung für den nördlicheren Bereich erfolgte um sich stärker auf Zugbahnen zu konzentrieren, die die Framstraße tatsächlich durchqueren und um eine höhere Anzahl von Zyklonen zu berücksichtigen, die über das Eis bzw. am Eisrand entlang ziehen. Die bessere Einbindung der Linie, entlang der der Eistransport (ca. 80° Nord) ermittelt wurde, spielte eine weitere Rolle, da hierdurch auch Zyklonen berücksichtigt werden konnten, die ausschließlich nördlich dieser Linie entlang zogen. Es zeigt sich an dieser Verschiebung sehr deutlich, wie die Wahl des Framstraßenfensters das Ergebnis beeinflussen kann.

Um die Ergebnisse der unmittelbaren Eistransportänderung in ein größeres Umfeld einzubetten, und um zu testen, unter welchen Bedingungen es eine hohe bzw. geringe Anzahl an Zyklonen in der Framstraße gibt, werden Zusammenhänge zwischen großräumigen atmosphärischen Zirkulationsmustern wie der Nordatlantischen Oszillation (NAO) bzw. der Arktischen Oszillation (AO), dem Eistransport und der Zyklonenaktivität in der Framstraße untersucht.

Sowohl der NAO-Index als auch der AO-Index zeigen signifikante positive Korrelationen mit dem Eistransport durch die Framstraße und signifikante negative Korrelationen mit der Zyklonenanzahl in der Framstraße. Die Korrelationen sind für die Arktische Oszillation höher als für die Nordatlantische Oszillation. Zwischen dem Eistransport und der Zyklonenanzahl in der Framstraße zeigt sich ein schwach signifikanter, negativer Zusammenhang. Die Ergebnisse lassen folgenden Schluss zu: Bei einem hohen NAO- bzw. AO-Index, (d. h. bei einem kräftigen Islandtief) ziehen die Zyklonen verstärkt in zonaler Richtung südlich der Framstraße vorbei und es treten somit weniger Zyklonen im Bereich der Framstraße auf. Auf diese Weise reduziert sich der störende Einfluss der Zyklonen auf das mittlere atmosphärische Antriebsfeld innerhalb der Framstraße, d. h. es herrscht ein relativ homogenes mittleres Windfeld aus nördlicher Richtung und es wird dadurch mehr Eis durch die Framstraße transportiert. Bei einem niedrigen NAO- bzw. AO-Index verläuft die Argumentation entsprechend entgegengesetzt mit hoher Zyklonenaktivität in der Framstraße, einem sich daraus ergebenden hohen, störenden Einfluss auf das mittlere Windfeld in der Framstraße, d. h. auf den Antrieb des Eistransports und somit einem geringeren Eistransport durch die Framstraße. Die Überprüfung dieser Annahme der Wirkung von Zyklonen kann einen Ansatzpunkt für zukünftige Arbeiten darstellen.

Als entscheidende Ergebnisse für den Eistransport soll noch einmal zusammengefasst werden:

- Der Einfluss von Zyklonen auf den Eistransport hängt wesentlich von der Zugbahn ab.
- Der Einfluss der Zyklone auf den Eistransport ist deutlich länger als die Anwesenheit der Zyklone in der Framstraßenregion.
- hoher NAO-(AO-)Index -> wenige Zyklonen in der Framstraße -> hoher Eistransport (und entsprechend für niedrigen NAO-(AO-)Index).
- Zyklonen innerhalb der Framstraße reduzieren im Mittel den Eistransport.

Der in einigen Arbeiten der jüngsten Zeit dargestellte Effekt, dass eine Zyklone aufgrund ihres stark veränderlichen Windfeldes das Eis aufbricht, auf diese Weise interne Kräfte im Eis auflöst und somit den Eisfluss begünstigt, konnte mit den vorliegenden Daten nicht untersucht werden. Einerseits wurden die Eisdaten hierfür zeitlich nicht differenziert genug angetrieben, andererseits ergaben sich Probleme mit der Bestimmung des antreibenden Windes gerade zu den Zeitpunkten, da sich die Zyklone direkt über der Eistransportschnittlinie befand. Zu diesen Zeitpunkten herrscht über der Schnittlinie in der Regel ein Windfeld mit einer, über die gesamte Länge der Schnittlinie gemittelten, Nord-Süd-Komponente nahe Null. Da die Eisdrift während dieser Phase durch den Ozean aufrechterhalten wird, ergeben sich auf diese Weise unnatürlich hohe Werte für den Windfaktor (dem Verhältnis aus Eisdriftgeschwindigkeit zu Windgeschwindigkeit).

Weitergehende Untersuchungen zur Wirkung von Zyklonen auf die Eisdrift werden gerade innerhalb des SFB 512 im Rahmen der Doktorarbeit von D. Schröder anhand von Messungen aus den Experimenten FRAMZY 1999 und FRAMZY 2002 und Simulationen mit einem räumlich (Gitterabstand: 9 km) und zeitlich (Modellzeitschritt: 10 Min.) hochaufgelösten Eismodell durchgeführt.

Die atmosphärischen Reanalyse-(und Analyse-)daten des EZMW sind mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden absolut ausreichend, jedoch ergeben sich Defizite in der Bestimmung von Tiefdruckgebieten in der Framstraßenregion. Es zeigte sich während der Messkampagne FRAMZY 2002, dass die zeitnahen, verfügbaren Prognosen und Analysen nicht in der Lage sind, Tiefdruckgebiete innerhalb der Framstraße aufzulösen. Dieses Problem ergibt sich offensichtlich aufgrund der Tatsache, dass dort in der Regel entsprechende Messpunkte fehlen. So wurde z. B. eine Zyklone, deren Kerndruck 7 hPa geringer als die Umgebung (1025 hPa) war und die eine hohe Wetterwirksamkeit zeigte, nicht prognostiziert. Am folgenden Tag konnte während eines Messfluges die Wirkung der Zyklone auf das Meereis durch eine deutliche Auflockerung und Mäandrierung des Eisrandes beobachtet werden. In einer späteren Reanalyse, in die auch Messergebnisse von in der Framstraße ausgelegten Eisbojen eingingen, tritt diese Zyklone dann deutlich hervor.

Die verwendeten Eisdaten stellen Ergebnisse aus einem Modelllauf dar und der Eistransport

wird nur über eine Linie bei ca. 80° Nord, die zudem teilweise über offenem Wasser liegt, bestimmt. Modellergebnisse sind die einzige Quelle, um zeitlich hochaufgelöste Daten zu erhalten. Zwar gibt es reale Messdaten der Eisdicke und seit einigen Jahren auch der Eisdriftgeschwindigkeit in der Framstraße mit einer hohen zeitlichen Auflösung (Upward Looking Sonars), jedoch findet die Bestimmung der Eisdriftgeschwindigkeit in der Regel noch mittels Satellitenmessungen statt, so dass die Geschwindigkeit zeitlich nicht fein genug aufgelöst wird. Hinzu kommt, dass die ULS in der Framstraße erst seit Beginn der 90er Jahre verankert sind und sich eine Zeitreihe aus realen Messwerten dadurch, im Gegensatz zu den hier verwendeten Modellergebnissen, deutlich verkürzen würde.

Eine Überprüfung der hier vorgestellten Ergebnisse mit realen Messergebnissen könnte in der Zukunft, wenn entsprechend lange Zeitreihen vorliegen, durchgeführt werden.

Literaturverzeichnis

Aagaard, A. und E. Carmack, 1989: *The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation*. J. Geophys. Res. **94** (C10), 14485-14498

Aleksandrov, V. Y. und R. Korsnes, 1993: *Ice drift in the Greenland Sea estimated from ERS-1 SAR and NOAA AVHRR images*. Norsk Polarinstitutt **83**, Oslo, 1-14

Andreas, E. L., 1980: *Estimation of heat and mass fluxes over arctic leads*. Mon. Wea. Rev. **108**, 2057-2063

Arfeuille, G., L. A. Mysak und L.-B. Tremblay, 2000: *Simulation of the interannual variability of the wind-driven Arctic sea-ice cover during 1958-1998*. Clim. Dyn. **16**, 107-121

Brümmer, B. und H. Hoeber, 1999: *A mesoscale cyclone over the Fram Strait and its effects on sea ice*. J. Geophys. Res. **104** (D16), 19085-19098

Brümmer, B., S. Thiemann und A. Kirchgäßner, 2000: *A cyclone statistics for the Arctic based on European Centre re-analysis data*. Meteorol. Atmos. Phys. **75**, 233-250

Brümmer, B., G. Müller, B. Affeld, R. Gerdes, M. Karcher und F. Kauker, 2001: *Cyclones over Fram Strait: impact on sea ice and variability*. Polar Res. **20** (2), 147-152

Brümmer, B., G. Müller und H. Hoeber, 2002: *A Fram Strait cyclone: properties and impact on ice drift as measured by aircraft and buoys*. J. Geophys. Res. (subm.)

Blender, R., K. Fraedrich und F. Lunkeit, 1997: *Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic*. Q. J. Roy. Meteor. Soc. **123** (539), 727-741

Blüthgen, J., 1974: *Die Zugbahnen der Hoch- und Tiefdruckgebiete als Problem der synoptischen Klimatologie und Klimageographie*. Bonner Meteor. Abh., Heft **17**, 403-416

Deser, C., J. E. Walsh und M. S. Timlin, 2000: *Arctic Sea Ice Variability in the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends*. J. Clim. **13**, 617-633

Dickson, R. R., T. J. Osborn, J. W. Hurrell, J. Meincke, J. Blindheim, B. Adlandsvik, T. Vinje, G. Alekseev und W. Maslowski, 2000: *The Arctic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation*. J. Clim. **13**, 2671-269

- Dierer, S. 2002: *Untersuchung von groß- und mesoskaligen Einflüssen auf die Entwicklung polarer Mesozyklonen mit Hilfe des Modells METRAS*. Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
- Emery, W. J., C. W. Fowler, J. Hawkins und R. H. Preller, 1991: *Fram Strait Satellite Image-Derived Ice Motion*. J. Geophys. Res. **96** (C3), 4751-476
- Emery, W. J., C. W. Fowler und J. A. Maslanik, 1997: *Satellite-derived maps of Arctic and Antarctic sea ice motion*. Geophys. Res. Lett. **24**, 897-90
- Englebreton, R. E. und J. E. Walsh, 1989: *Fram Strait ice flux calculations and associated Arctis ice conditions*. Geojournal **18.1**, 61-67
- Fang, Z. und J. M. Wallace, 1994: *Arctic Sea Ice Variability on a Timescale of Weeks and Its Relation to Atmospheric Forcing*. J. Clim. **7**, 1897-1914
- Gordienko, O.A. und D. B. Karelin, 1945: *Problems of the motion and distribution of ice in the Arctic Basin* (translated from Russian by P. Hagevold). Problemy Arkt. Antarkt. **3**, 25-38
- Guest, P. S., K. L. Davidson, J. E. Overland und P. A. Frederickson, 1995: *Atmosphere-ocean interactions in the marginal ice zones of the Nordic Seas*. Arctic Oceanography: Marginal Ice Zones and Continental Shelves Coastal and Estuarine Studies, Vol. **49**, American Geophysical Union, 51-95
- Haak, U. 1993: *Variabilität der synoptisch-skaligen Aktivität außerhalb der Tropen unter klimatologischen Aspekten*. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln. Nr. **95**, 153 S.
- Häkkinen, S. 1993: *An Arctic Source for the Great Salinity Anomaly: A Simulation of the Arctic Ice-Ocean System for 1955-1975*. J. Geophys. Res. **98** (C9), 16397-16410
- Häkkinen, S. und C. A. Geiger, 2000: *Simulated low-frequency modes of circulation in the Arctic Ocean*. J. Geophys. Res. **105** (C3), 6549-6564
- Harder, M. 1996: *Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis - Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell*. Berichte zur Polarforschung **203**, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven

Harder, M., P. Lemke und M. Hilmer, 1998: *Simulation of sea ice transport through Fram Strait: Natural variability and sensitivity to forcing*. J. Geophys. Res. **103** (C3), 5595-5606

Hayden, B. P. 1981b: *Cyclone Occurrence Mapping: Equal Area or Raw Frequencies?* Mon. Wea. Rev. **109**, 168-172

Heinemann, G. 1996: *On the development of wintertime meso-scale cyclones near the sea ice front in the Arctic and Antarctic*. Global Atm. and Ocean Syst. **4**, 89-123

Hilmer, M., M. Harder und P. Lemke, 1998: *Sea ice transport: a highly variable link between Arctic and North Atlantic*. Geophys. Res. Lett. **25**, 3359-3362

Hilmer, M. und T. Jung, 2000: *Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export*. Geophys. Res. Lett. **27**, 989-992

Holland, H. D. 1978: *The chemistry of the atmosphere and the oceans*. 351pp., Wiley-Interscience, N.Y.

Holland, D. M., R. G. Ingram und L. A. Mysak, 1995: *A numerical simulation of the sea ice cover in the northern Greenland Sea*. J. Geophys. Res. **100** (C3), 4751-4760

Holt, B. und S. Martin, 2001: *The effect of a storm on the 1992 summer sea ice cover of the Beaufort, Chukchi, and East Siberian Seas*. J. Geophys. Res. **106** (C1), 1017-1032

Hurrell, J. W. 1995: *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation*. Science **269**, 676-679

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001: *Climate Change 2001: Synthesis Report*. Watson, R. T. and the Core Writing Team (Eds.), Cambridge University Press, 398pp.

Johannessen, O. M., E. V. Shalina und M. W. Miles, 1999: *Satellite Evidence for an Arctic Sea Ice Cover in Transformation*. Science **286**, 1937-1939

Kalnay, E. M., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne und D. Joseph, 1996: *The NCEP/NCAR Reanalysis Project*. Bull. Amer. Meteor. Soc. **77**, 437-471.

- Karcher, M. J., R. Gerdes, F. Kauker und C. Köberle, 2003: *Arctic warming - Evolution and Spreading of the 1990s warm event in the Nordic Seas and the Arctic Ocean*. J. Geophys. Res. **108** (C2), Art. No. 3034
- Kirchgäßner, A., 1998: *Zyklonen über der Arktis*. Diplomarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Hamburg
- König, W., R. Sausen und F. Sielmann, 1993: *Objective Identification of Cyclones in GCM Simulations*. J. Clim. **6**, 2217-2231
- Koerner, R. M. 1973: *The mass balance of the sea ice in the Arctic Ocean*. J. Glaciol.. **12**, 173-185
- Korsnes R. 1996: *Ice tracking in the Fram Strait from ERS-1 SAR images*. Norsk Polarinstitut **100**, Oslo, 1-21
- Kwok, R. und D. A. Rothrock, 1999: *Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic Oscillation*. J. Geophys. Res. **104** (C3), 5177-5189
- Kwok, R., G. F. Cunningham und S. Yueh, 1999: *Area balance of the Arctic Ocean perennial ice zone: October 1996 to April 1997*. J. Geophys. Res. **104** (C11), 25747-25759
- Lambert, S. J., 1988: *A cyclone climatology of the Canadian Climate Centre general circulation model*. J. Clim. **1**, 109-115
- Le Treut, H. und E. Kalnay, 1990: *Comparison of observed and simulated cyclone frequency distribution as determined by an objective method*. *Atmósfera* **3**, 57-71
- Martin, T. und E. Augstein, 2000: *Large-scale drift of Arctic Sea ice retrieved from passive microwave satellite data*. J. Geophys. Res. **105** (C4), 8775-8788
- Maslanik, J. A. und R. G. Barry, 1989: *Short-term interactions between atmospheric synoptic conditions and sea-ice behaviour in the Arctic*. Ann. Glaciol. **12**, 113-117
- Maslanik, J. A., C. Fowler, J. Heinrichs, R. G. Barry und W. J. Emery, 1995: *Remotely-sensed and simulated variability of Arctic sea-ice concentrations in response to atmospheric synoptic systems*. Int. J. Remote Sensing **16**, No.17, 3325-3342

Maslanik, J. A., M. C. Serreze und R. G. Barry, 1996: *Recent decreases in Arctic summer ice cover and linkages to atmospheric circulation anomalies*. Geophys. Res. Lett. **23**, 1677-1680

Maykut, G. A. 1978: *Energy exchange over young sea ice in the central Arctic*. J. Geophys. Res. **83**, 3646-3658

Murray, R. J. und I. Simmonds, 1995: *Responses of climate and cyclones to reductions in Arctic winter sea ice*. J. Geophys. Res. **100** (C3), 4791-4806

Mysak L. A., D. K. Manak und R. F. Marsden, 1990: *Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901-1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle*. Clim. Dyn. **5**, 111-133

Mysak, L. A. und S. A. Venegas, 1998: *Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions*. Geophys. Res. Lett. **25**, 3607-3610

Nazarenko, L., J. Hansen, N. Tausnev und R. Ruedy, 2001: *Response of the Northern Hemisphere sea ice to greenhouse forcing in a global climate model*. Ann. Glaciol. **33**, 513-520

Nøst, E. und E. Dybesland, 1997: *Rewiev of sea ice drift and distribution in the Fram Strait 1972-1994*. Norsk Polarinstitut **98**, Oslo, 1-39

Parkinson, C. L., D. J. Cavalieri, P. Gloersen, H. J. Zwally und J. C. Comiso, 1999: *Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978-1996*. J. Geophys. Res. **104** (C9), 20837-20856

Polyakov, I. V., A. Y. Proshutinsky und M. A. Johnson, 1999: *Seasonal cycles in two regimes of Arctic climate*. J. Geophys. Res. **104** (C11), 25761-25788

Polyakov, I. V und M. A. Johnson, 2000: *Arctic decadal and interdecadal variability*. Geophys. Res. Lett. **27**, 4097-4100

Proshutinski, A. Y. und M. A. Johnson, 1997: *Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean*. J. Geophys. Res. **102** (C6), 12493-12514

Rahmstorf, S., 1995: *Multiple convection patterns and thermohaline flow in an idealized OGCM*. J. Clim. **8**, 3028-3039

- Rasmussen, E. A., P. S. Guest und K. L. Davidson, 1997: *Synoptic and mesoscale atmospheric features over the ice-covered portion of the Fram Strait in spring*. J. Geophys. Res. **102** (D12), 13975-13986
- Rigor, I. G., J. M. Wallace und R. L. Colony, 2002: *Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation*. J. Clim. **15**, 2648-2663
- Rudels, B. 1989: *The formation of polar surface water, the ice export and the exchanges through Fram Strait*. Prog. Oceanogr. **22**, 205-248
- Schönwiese, C.-D., 1992: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, 2. Aufl., Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 231 S.
- Serreze, M. C., A. S. McLaren und R. G. Barry, 1989: *Seasonal Variations Of Sea Ice Motion In The Transpolar Drift Stream*. Geophys. Res. Lett. **16**, 811-814
- Serreze, M. C., J. E. Box, R. G. Barry und J. E. Walsh, 1993: *Characteristics of Arctic Synoptic Activity, 1952-1989*. Meteorol. Atmos. Phys. **51**, 147-164
- Serreze, M. C. 1995: *Climatological Aspects of Cyclone Development and Decay in the Arctic*. Atmos. Ocean **33** (1), 1-23
- Shy, T. L. und J. E. Walsh, 1996: *North Pole ice thickness and association with ice motion history 1977-1992*. Geophys. Res. Lett. **23**, 2975-2978
- Thorndike, A. S. und R. Colony, 1982: *Sea Ice Motion in Response to Geostrophic Winds*. J. Geophys. Res. **87** (C8) 5845-5852
- Turner, J., T. A. Lachlan-Cope und J. P. Thomas, 1993: *A Comparison of Arctic and Antarctic Mesoscale Vortices*. J. Geophys. Res. **98** (D7), 13019-13034
- Venegas, S. A. und L. A. Mysak, 2000: *Is There a Dominant Timescale of Natural Climate Variability in the Arctic?* J. Clim. **13**, 3412-3434
- Vinje T. 1982: *The drift pattern of sea ice in the Arctic with particular reference to the Atlantic approach.*, The Arctic Ocean. Rey, L. und B. Stonehouse, Eds., London
- Vinje, T. und Ø. Finnekåsa, 1986: *The Ice Transport through the Fram Strait*. Norsk Polarinstitut, Skrifter **186**, Oslo, 1-39

Vinje, T., N. Nordlund und A. Kvambekk, 1998: *Monitoring ice thickness in Fram Strait*. J. Geophys. Res. **103** (C5), 10437-10449

Vinje, T. 2001: *Fram Strait Ice Fluxes and Atmospheric Circulation: 1950-2000*. J. Clim. **14**, 3508-3517

Vinje, T. 2001: *Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas during the Period 1864-1998*. J. Clim. **14**, 255-267

Volkov, N. A. und I. M. Gudkovic, 1967: *Main result of the study of the ice drift in the Arctic Basin* (translated from Russian by P. Hagevold). Problemy Arkt. Antarkt. **27**, 55-64

von Storch, H. und F. F. Zwiers (preprint): *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, ISBN 0 521 4507 13

Wadhams, P. 1983: *Sea ice thickness distribution in Fram Strait*. Nature **305**, 108-111

Walsh, J. E., W. L. Chapman und T. L. Shy, 1996: *Recent Decrease of Sea Level Pressure in the Central Arctic*. J. Clim. **9**, 480-486

Weatherly, J. W. und L. M. Arblaster, 2001: *Sea ice and climate in 20th- and 21st-century simulations with a global atmosphere-ocean-ice model*. Ann. Glaciol. **33**, 521-524

Whittaker, L. M. und L. H. Horn, 1984: *Northern hemisphere extratropical cyclone activity for four mid-season months*. J. of Climatol. **4**, 297-310

Zwally, H. J. und J. E. Walsh, 1987: *Comparison of observed and modeled ice motion in the Arctic Ocean*. Ann. Glaciol. **9**, 136-144

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1.1: Mittleres Strömungsmuster des arktischen Meereises.
- Abb. 1.2: Globaler „conveyor belt“ (<http://www.anl.gov/OPA/frontiers/d8ee.html>)
-
- Abb. 3.1: Untersuchungsgebiet der Arktis nördlich von 60° Nord.
Die Framstraßenregion ist durch einen dicken Rahmen hervorgehoben.
- Abb. 3.2: Verteilung der Gitterpunkte der EZMW-Daten im Untersuchungsgebiet.
(In West-Ost-Richtung ist nur jeder 2. Gitterpunkt dargestellt.)
- Abb. 3.3: Bodendruckkarte vom 4. November 1979.
Bei 1.13° West, 67.84° Nord befindet sich eine zunächst nicht ermittelte Detektion.
- Abb. 3.4: Bodendruckkarte vom 2. November 1979.
Bei 59.63° Ost, 89.14° Nord befindet sich eine zunächst nicht ermittelte Detektion.
- Abb. 3.5: Serie der 6-stündlichen EZMW-Bodendruck-Karten
vom 2. Februar 1994, 06 UTC, bis zum 3. Februar 1994, 00 UTC.
Die Nummern geben die verschiedenen Zyklonen wieder.
- Abb. 3.6: Ausschlusspunkte des T106-Gitters über Grönland.
- Abb. 3.7: Bereich des Nordatlantiks mit Framstraßenregion (dicke Linien).
Entlang der durch die Punkte hervorgehobenen Linie werden die hier genutzten Eisparameter ermittelt.
-
- Abb. 4.1: Jährliche Detektionshäufigkeit in der Arktis (1979 - 2000).
Gestrichelt: Linearer Trend.
- Abb. 4.2: Jährliche Zyklonenhäufigkeit in der Arktis (1979 - 2000).
Obere Kurve: Alle Zyklonen. Untere Kurve: Nur Zyklonen mit mindestens 2 aufeinanderfolgenden Detektionen.
Gestrichelt: Linearer Trend. Gepunktet: Mittelwerte bis 1990 bzw. ab 1991.
- Abb. 4.3: Monatliche Detektionshäufigkeit in der Arktis (Januar 1979 - Dezember 2000).
Gepunktet: Gleitendes 6-Monats-Mittel.
- Abb. 4.4: Monatliche Zyklonenhäufigkeit in der Arktis (Januar 1979 - Dezember 2000).
Gestrichelt: Alle Zyklonen. Durchgezogen: Nur Zyklonen mit mindestens 2 Detektionen. Gepunktet: Gleitendes 6-Monats-Mittel.
- Abb. 4.5: Mittlerer Jahresgang der monatlichen Detektionshäufigkeit für einen normierten 30-Tage-Monat (Januar 1979 - Dezember 2000).
Durchgezogen: Mittlerer Jahresgang und Standardabweichung.
Gestrichelt: Maximum / Minimum. Gepunktet: 22-Jahre-Gesamtmittelwert.

- Abb. 4.6: Mittlerer Jahresgang der monatlichen Zyklonenhäufigkeit aller Zyklonen für einen normierten 30-Tage-Monat (Januar 1979 - Dezember 2000).
Durchgezogen: Mittlerer Jahresgang und Standardabweichung.
Gestrichelt: Maximum / Minimum. Gepunktet: 22-Jahre-Gesamtmittelwert.
- Abb. 4.7: Verteilung der Quadrate mit 300 km Seitenlänge.
- Abb. 4.8: Verteilung der Detektionen in der Arktis (Dez. 1978 - Dez. 2000).
Links: Ausschluss der Detektionen über Grönland.
Rechts: Inklusive der Detektionen über Grönland.
- Abb. 4.9: Verteilung der Detektionen während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).
- Abb. 4.10: Verteilung der Detektionen während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).
- Abb. 4.11: Monatliche Verteilung der Detektionen (Jan. 1979 - Dez. 2000).
1. Reihe: Januar - März; 2. Reihe: April - Juni;
3. Reihe: Juli - September; 4. Reihe: Oktober - Dezember.
- Abb. 4.12: Mittlerer Bodendruck in Meeresniveau [hPa] (1979 - 2000).
- Abb. 4.13: Mittlerer monatlicher Bodendruck in Meeresniveau [hPa] (Jan. 1979 - Dez. 2000).
1. Reihe: Januar - März; 2. Reihe: April - Juni;
3. Reihe: Juli - September; 4. Reihe: Oktober - Dezember.
- Abb. 4.14: Mittlerer Kerndruck der Detektionen [hPa] während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).
- Abb. 4.15: Mittlerer Kerndruck der Detektionen [hPa] während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).
- Abb. 4.16: Absolute Zyklonenhäufigkeiten unterschiedlichen Alters.
(Untere Hälfte: Neue Skalierung ab 13 Terminen.)
- Abb. 4.17: Summierte relative Häufigkeiten der Detektionen bzw. Zyklonen unterschiedlichen Alters.
Kreise: Zyklonen. Sterne: Detektionen.
(Untere Hälfte: Neue Skalierung ab 13 Terminen.)
- Abb. 4.18: Mittlerer Kerndruck von Zyklonen während des Lebenszyklus in Abhängigkeit von der Gesamtlebensdauer. In Klammern: Anzahl der Zyklonen.
- Abb. 4.19: Verteilung des erstmaligen Auftretens einer Zyklone während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).
- Abb. 4.20: Verteilung des letztmaligen Auftretens einer Zyklone während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).
- Abb. 4.21: Verteilung des erstmaligen Auftretens einer Zyklone während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).
- Abb. 4.22: Verteilung des letztmaligen Auftretens einer Zyklone während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abb. 4.23a: Verteilung sich vertiefender Zyklonen während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abb. 4.23b: Mittlere Vertiefungsrate [hPa / 6 Stunden] während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abb. 4.24a: Verteilung sich auffüllender Zyklonen während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abb. 4.24b: Mittlere Auffüllungsrate [hPa / 6 Stunden] während der Wintermonate November bis April (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abb. 4.25a: Verteilung sich vertiefender Zyklonen während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abb. 4.25b: Mittlere Vertiefungsrate [hPa / 6 Stunden] während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abb. 4.26a: Verteilung sich auffüllender Zyklonen während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abb. 4.26b: Mittlere Auffüllungsrate [hPa / 6 Stunden] während der Sommermonate Mai bis Oktober (Dez. 1978 - Dez. 2000).

Abb. 4.27: Jährliche Detektionshäufigkeit in der Framstraße (1979 - 2000).

Abb. 4.28: Monatliche Detektionshäufigkeit in der Framstraße (Januar 1979 - Dezember 2000). Gepunktet: Gleitendes 6-Monats-Mittel.

Abb. 4.29: Mittlerer Jahresgang der monatlichen Detektionshäufigkeit für einen normierten 30-Tage-Monat in der Framstraße (Januar 1979 - Dezember 2000).
Durchgezogen: Mittlerer Jahresgang und Standardabweichung.
Gestrichelt: Maximum / Minimum. Gepunktet: 22-Jahre-Gesamtmittelwert.

Abb. 5.1: Jährlicher Eisexport [Sv] verschiedener Autoren.
(In eckigen Klammern: Angabe des Zeitraums.)
Eng gestrichelt, fett: Polyakov / Johnson [1946 - 1997].
Durchgezogen: Vinje [1951 - 2000].
Weit gepunktet, fett: Häkkinen / Geiger [1951 - 1993].
Eng gestrichelt: Häkkinen [1955 - 1975].
Weit gestrichelt, fett: Hilmer et al. [1958 - 1997].
Durchgezogen, fett: Karcher et al. [1979 - 1999].
Strichgepunktet: Harder et al. [1986 - 1992].
Eng gepunktet: Vinje [1991 - 1995].
Eng gestrichelt: Kwok / Rothrock [1991 - 1995].

Abb. 5.2a: Eisvolumentransport durch die Schnittlinie in der Framstraße, 6-stündliche Werte.

Abb. 5.2b: Mittlere Komponente der Eisdriftgeschwindigkeit senkrecht zur Schnittlinie in der Framstraße, 6-stündliche Werte.

- Abb. 5.2c: Mittlere Eisdicke entlang der Schnittlinie in der Framstraße, 6-stündliche Werte.
- Abb. 5.3: Jährlicher Eisvolumentransport durch die Framstraße (1979 - 1999).
Gestrichelt: 21-Jahre-Mittelwert.
- Abb. 5.4: Monatlicher Eisvolumentransport durch die Framstraße
(Januar 1979 - Dezember 1999). Monatslänge auf 30 Tage normiert.
Gestrichelt: Mittlerer Jahresgang.
- Abb. 5.5: Prinzipielle Bildung des Referenzniveaus aus zwei 10-Tage-Intervallen
vor und nach dem Auftreten der Zyklone in der Framstraße.
- Abb. 5.6: Schematische Bestimmung des mittleren Einflusses einer Zyklone.
(Punkte stellen Zyklonenanwesenheiten in der Framstraße dar.)
Oben links: Festlegung des Referenzzeitpunktes
Oben rechts: Festlegung des Zeitraums für die Referenzniveaubildung
Unten links: Festlegung des Referenzniveaus (gestrichelt)
für den gesamten Zeitraum
Unten rechts: Ermittlung der Abweichung des Eistransports
vom Referenzniveau
- Abb. 5.7: Mittlere Eistransportabweichung bei Zyklonen unterschiedlich starker, maximaler
mittlerer Gradienten.
- Abb. 5.8: Mittlere Abweichung des Eistransports pro 6-Stunden-Termin
vom Referenzniveau für vier Kategorien der Zyklonenstärke
(horizontaler Druckgradient).
- Abb. 5.9a: Zyklonenzugbahnen vom Typ I in der Framstraße (30 Zyklonen).
- Abb. 5.9b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen
vom Typ I in der Framstraße.
Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.
Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.
- Abb. 5.10a: Zyklonenzugbahnen vom Typ II in der Framstraße (12 Zyklonen).
- Abb. 5.10b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen
vom Typ II in der Framstraße.
Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.
Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.
- Abb. 5.11a: Zyklonenzugbahnen vom Typ III in der Framstraße (20 Zyklonen).
- Abb. 5.11b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen
vom Typ III in der Framstraße.
Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.
Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.
- Abb. 5.12a: Zyklonenzugbahnen vom Typ IV in der Framstraße (40 Zyklonen).

Abb. 5.12b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen vom Typ IV in der Framstraße.

Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung

Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung

Abb. 5.13a: Zyklonenzugbahnen vom Typ V in der Framstraße (62 Zyklonen).

Abb. 5.13b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen vom Typ V in der Framstraße.

Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.

Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.

Abb. 5.14a: Zyklonenzugbahnen vom Typ VI in der Framstraße (138 Zyklonen).

Abb. 5.14b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen vom Typ VI in der Framstraße.

Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.

Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.

Abb. 5.15a: Zyklonenzugbahnen vom Typ VII in der Framstraße (151 Zyklonen).

Abb. 5.15b: Verlauf der mittleren Eistransportabweichung beim Auftreten von Zyklonen vom Typ VII in der Framstraße.

Weit gestrichelt: 1-fache Standardabweichung.

Eng gestrichelt: 3-fache Standardabweichung.

Abb. 5.16: Mittlere Abweichung des Eistransports pro 6-Stunden-Termin vom Referenzniveau für Zyklonen unterschiedlicher Zugbahnen.

Abb. 6.1: Das AO-Muster: 1. EOF des 1000 hPa-Feldes (1979 - 2000). (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/loading.html)

Abb. 6.2 Mittlerer Meeresoberflächendruck (dicke Punkte: Stationen der Zeitreihe) (1865 - 2002). (<http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.stat.html>)

Abb. 6.3: 1. EOF des jährlichen Meeresoberflächendrucks (1899 - 2002). (<http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.pc.ann.html>)

Abb. 6.4: Jahresmittel des NAO-Index (1979 - 1999).

Durchgezogen: Normierte Druckdifferenz Azoren - Island.

Gestrichelt: „Principle component“ (PC1) der 1. EOF des Bodendruckfeldes (20° - 70° N, 90° W - 40° O).

Abb. 6.5: Jahresmittel des Eistransports durch die Framstraße (1979 - 1999).

Gestrichelt: 21-Jahre-Mittelwert.

Abb. 6.6: Jährliche Detektionsanzahl in der Framstraße (1979 - 1999).

Gestrichelt: 21-Jahre-Mittelwert.

Abb. 6.7: Jährliche Zyklonenanzahl in der Framstraße (1979 - 1999).

Gestrichelt: 21-Jahre-Mittelwert.

- Abb. 6.8: Wintermittelwerte (Januar - März) des NAO-Index (1979 - 1999)
(normierte Druckdifferenz Azoren - Island).
- Abb. 6.9: Wintermittelwerte (Januar - März) des AO-Index (1979 - 1999).
- Abb. 6.10: Wintermittelwerte (Januar - März) des Eistransports durch die Framstraße
(1979 - 1999). Gestrichelt: 21-Jahre-Mittel der Wintermittelwerte.
- Abb. 6.11: Wintermittelwerte (Januar - März) der Detektionsanzahl
(1979 - 1999). Gestrichelt: 21-Jahre-Mittel der Wintermittelwerte.
- Abb. 6.12: Wintermittelwerte (Januar - März) der Zyklonenanzahl
(1979 - 1999). Gestrichelt: 21-Jahre-Mittel der Wintermittelwerte.
- Abb. 6.13: Monatlicher NAO-Index (Jan. 1979 - Dez. 1999)
(normierte Druckdifferenz Azoren- Island).
- Abb. 6.14: Monatlicher AO-Index (Jan. 1979 - Dez. 1999).
- Abb. 6.15: Monatlicher Eistransport durch die Framstraße (Jan. 1979 - Dez. 1999).
Gestrichelt: 21-Jahre-Mittelwert. Monatslänge auf 30 Tage normiert.
- Abb. 6.16: Monatliche Detektionsanzahl in der Framstraße (Jan. 1979 - Dez. 1999).
Gestrichelt: 21-Jahre-Mittelwert. Monatslänge auf 30 Tage normiert.
- Abb. 6.17: Monatliche Zyklonenanzahl in der Framstraße (Jan. 1979 - Dez. 1999).
Gestrichelt: 21-Jahre-Mittelwert..
- Abb. 6.18: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem NAO-Index
und dem Eistransport durch die Framstraße.
- Abb. 6.19: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem AO-Index
und dem Eistransport durch die Framstraße.
- Abb. 6.20: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem NAO-Index
und der Zyklonenanzahl in der Framstraße.
- Abb. 6.21: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem AO-Index
und der Zyklonenanzahl in der Framstraße.
- Abb. 6.22: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem Eistransport
und der Detektionsanzahl in der Framstraße.
- Abb. 6.23: Jahresgang des monatlichen Korrelationskoeffizienten zwischen dem Eistransport
und der Zyklonenanzahl in der Framstraße.
- Abb. 6.24: Prinzipielle Korrelationen zwischen dem NAO- / AO-Index, der Zyklonenanzahl
und dem Eistransport durch die Framstraße.

Tabellenverzeichnis

- Tab. 4.1: Verteilung der Detektionshäufigkeit in vier Framstraßensektoren.
- Tab. 4.2: Häufigkeitsverteilung der Zugbahnrichtungen von Zyklonen mit mindestens einer Detektion im Framstraßenbereich (Jan. 1979 - Dez. 2000).
In Klammern: Zyklonen, bestehend aus nur einer einzigen Detektion.
Schattierte Zellen werden in Kapitel 5 genauer betrachtet.
(Die Gesamtzahl ergibt sich durch drei doppelt bestimmte Zyklonen.)
- Tab. 5.1: Windfaktor und Rechtsdrehung der Eisdrift
(bezogen auf den geostrophischen Wind).
- Tab. 5.2: Eisvolumentransportabschätzungen durch die Framstraße
von verschiedenen Autoren.
- Tab. 5.3: Eistransport [10^{-4} Sv] durch die Framstraße bei Zyklonenanwesenheit,
abhängig von der Zyklonenposition. In Klammern: Anzahl der Detektionen.
- Tab. 5.4: Häufigkeitsverteilung der Lebensdauer von Zyklonen, die sich in der Framstraße
bilden und auflösen.
- Tab. 6.1: Signifikante Korrelationen zwischen NAO-Index, AO-Index, Eistransport,
Detektionsanzahl in der Framstraße und Zyklonenanzahl in der Framstraße.
Negative Korrelationen sind schattiert.

Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. B. Brümmer für die Bereitstellung, Unterstützung und Begutachtung der Arbeit und die hilfreichen und anregenden Diskussionen.

Mein Dank geht an Herrn Prof. Dr. H. Graßl für die kurzfristige Bereitschaft zur Begutachtung und die Begutachtung der Arbeit.

Ich danke Dr. Michael Karcher und der ganzen Arbeitsgruppe von Dr. Rüdiger Gerdes vom Alfred-Wegener-Institut für die Bereitstellung der Eisdaten und die oft prompte und stets verständnisvolle Hilfe und Unterstützung bei Problemen und Rückfragen bezüglich des Eisdatensatzes.

Ein Dank geht auch an Matthias Klawe (Uni Köln), der mir die Analysedaten des EZMW bis zum Jahr 2000 zügig zur Verfügung stellte.

Besonders danke ich Dr. Amélie Kirchgäßner und Dipl. Met. David Schröder für die zahlreichen anregenden Diskussionen, Hilfestellungen, Korrekturen und aufmunternden Worte zu jeder Zeit, besonders gegen Ende der Arbeit.

Ich danke Dr. Gerd Müller für die Möglichkeit, zu jeder Zeit meine Fragen loswerden zu können und entsprechende Antworten erhalten zu haben.

Darüber hinaus danke ich allen Mitarbeitern der Arbeitsgruppe Brümmer, die mir ein angenehmes Arbeitsklima ermöglichten und die stets für Fragen und Diskussionen zur Verfügung standen.

Abschließend danke ich allen nicht namentlich genannten Korrekturlesern und Institutsmitarbeitern, die dazu beigetragen haben, dass ich nach langer Zeit diese Arbeit fertig stellen konnte.

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

