

Klaus Görden

Vom Fachbereich VI
(Geographie / Geowissenschaften)
der Universität Trier
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
genehmigte Dissertation

**Sensitivitätsstudien und Analyse von
Atmosphäre-Meereis-Wechselwirkungen mit dem
regionalen Atmosphärenmodell HIRHAM4 auf Basis
eines neu entwickelten beobachtungsgestützten
unteren Modellantriebs während ausgewählter
Sommer über der Arktis / Lapteewsee**

Betreuender:
Univ.-Prof. Dr. A. Helbig

Berichterstattende:
Univ.-Prof. Dr. A. Helbig
Univ.-Prof. Dr. J. Hill

Datum der wissenschaftlichen Aussprache: 17. Mai 2004

Trier, 2004

Beteiligte Institutionen:

Universität Trier
Fachbereich VI - Geographie / Geowissenschaften
Fach Klimatologie
D-54296 Trier
<http://klima.uni-trier.de>

Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in der Helmholtz-
Gemeinschaft
Forschungsstelle Potsdam
Sektion Physikalische und Chemische Prozesse in der Atmosphäre
D-14473 Potsdam
<http://www.awi-potsdam.de>

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	III
Summary	IV
1 Einleitung	1
1.1 Stand der Forschung und Motivation	1
1.2 Zielsetzung und Aufgabenstellung	9
2 Datenmaterial und numerisches Modell HIRHAM4	10
2.1 Beobachtungsdaten	11
2.2 (Re-)Analysedaten	17
2.3 Zyklonenstatistik	18
2.4 Regionales Atmosphärenmodell HIRHAM4	19
3 Variabilität der Meereisverteilung und der Zyklonenaktivität, 1979 bis 2002	24
3.1 Meereis	24
3.1.1 Mittlerer Zustand und saisonale Variabilität	25
3.1.2 Interannuale Variabilität	28
3.1.3 Räumliche Verteilung der Variabilität	30
3.2 Zyklonen	33
3.2.1 Mittlerer Zustand und saisonale Variabilität	34
3.2.2 Interannuale Variabilität	36
3.2.3 Räumliche Verteilung und Bewegungsfeld	39
4 Unterer Modellantrieb aus Beobachtungsdaten	43
4.1 Prozessierung	43
4.2 Mittlerer Zustand und raum-zeitliche Variabilität der Antriebsdaten	49
4.3 Validierung	53
4.3.1 Meereisbedeckungsgrad	53
4.3.2 Meeresoberflächentemperatur	55
4.3.3 Meereisoberflächentemperatur	57
4.4 Antriebsdatenvergleich, ECMWF vs. OBS	60
4.4.1 Statistische Methoden	60
4.4.2 Meeresoberflächentemperatur	61
4.4.3 Meereisbedeckungsgrad	65
4.5 Zusammenfassung	69
5 Auswirkungen veränderter Oberflächeneigenschaften im HIRHAM4	71
5.1 Großräumige Dynamik und Thermodynamik	72
5.1.1 Luftdruck	72
5.1.2 Lufttemperatur	83
5.2 Zyklonenaktivität	92

5.2.1	Zykloneneigenschaften	92
5.2.2	Zyklonenhäufigkeit	96
5.2.3	Räumliche Verteilung	96
5.2.4	Zugbahnverteilung in ausgewählten Monaten 1995	98
5.2.5	Fallbeispiele: Zyklonenzugbahn über eine Polynja und entlang einer Eiskante	101
5.3	Grenzschichtprozesse	105
5.3.1	Lufttemperaturen	105
5.3.2	Bodennahes Windfeld	109
5.3.3	Strahlungs- und Wärmeströme	114
5.4	Zusammenfassung	118
6	Atmosphäre-Meereis-Zusammenhänge während ausgewählter Sommer	120
6.1	Entwicklung der sommerlichen Meereisbedeckung	121
6.1.1	Methodik der Berechnung von Meereistransportbilanzen	121
6.1.2	Zeitliche Abfolge der Anomalieentstehung	123
6.1.3	Diskussion	133
6.2	Meereisdriftmuster und -transportbilanzen	141
6.2.1	Mittlerer Zustand und interannuale Variabilität der Meereistransportbilanz in der Laptewsee	141
6.2.2	Meereis-Zirkulationsmuster	142
6.2.3	Präkonditionierung	144
6.3	Atmosphärische Ursachen für die Meereisentwicklung	146
6.3.1	Lufttemperatur vs. Zyklonenaktivität und Strahlungsbilanz	146
6.3.2	Räumliche Zyklonenwirkung	149
6.3.3	Luftdruck- und Lufttemperaturfelder	152
6.4	Auswirkungen der Polynjen	157
6.5	Zusammenfassung	159
7	Schlußbetrachtung	161
7.1	Zusammenfassung	161
7.2	Ausblick	164
	Literaturverzeichnis	166
	Abbildungsverzeichnis	177
	Tabellenverzeichnis	181
A	Datenverarbeitung und -analyse	182
A.1	Zyklonenerfassung und -verfolgung	182
A.2	Gittertransformation	186
	Abkürzungen und Akronyme	189
	Danksagung	191
	Wissenschaftlicher Lebenslauf	192

Zusammenfassung

Meereis beeinflusst über komplexe Rückkopplungsprozesse nicht nur das lokale Klima im Wirkungsgefüge Ozean-Atmosphäre-Meereis, sondern auch die Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und die ozeanische Zirkulation. Neben einer ausgeprägten interannualen Variabilität weist die Meereisausdehnung in den letzten beiden Jahrzehnten arktisweit einen signifikant negativen Trend mit maximalen Werten im Frühling und Sommer auf. Diese werden häufig auf (kleinräumige) Prozesse in der sibirischen Arktis bzw. in der Laptevsee zurückgeführt. Das Ziel dieser Arbeit ist die Erweiterung des Prozeßverständnisses der Atmosphäre-Meereis-Wechselwirkungen auf der regionalen Raum-Zeitskala während des Sommers von 1979 bis 2002 in der Arktis mit dem Schwerpunkt auf der Laptevsee. Dazu werden numerische Simulationsrechnungen mit dem regionalen Atmosphärenmodell HIRHAM4 in Kombination mit boden- und satellitengestützten Beobachtungsdaten eingesetzt.

Als Voraussetzung für numerische Experimente und zur realitätsnahen Reproduktion atmosphärischer Prozesse wird ein verbesserter unterer Modellrandantrieb für HIRHAM4 auf einer Beobachtungsdatenbasis erstellt, validiert und beschrieben.

Um die Wirkung der Meereisverteilung, der -eigenschaften und kleinräumiger Strukturen auf die Atmosphäre zu untersuchen, wird HIRHAM4 systematisch mit unterschiedlichen Modelleinstellungen zur variablen Einbeziehung unterer Randantriebsdaten im Rahmen von Sensitivitätsstudien verwendet. Bereits geringe Veränderungen des unteren Randantriebs reichen bei identischem seitlichem Randantrieb aus, um signifikant verschiedene atmosphärische Zirkulationsmuster relativ zu den Kontrollläufen mit Standardantrieb und -einstellungen zu erzeugen. Die in dieser Arbeit besonders untersuchte Zyklonenaktivität wird ebenfalls verändert. Mittlere atmosphärische Zirkulationsmuster und die bodennahe Lufttemperaturverteilung können mit dem neuen Antrieb realitätsnäher reproduziert werden, was Validierungsexperimente mit Beobachtungsdaten zeigen. Den größten relativen Einfluß neben einer veränderten Meereisausdehnung und Verteilung hat die Nutzung von Meereisbedeckungsgraden anstelle einer binären Meereismaske.

Durch die Nutzung von Meereisdriftdaten können dynamische und thermodynamische Prozeßkomponenten ansatzweise getrennt werden, um die Ursache für die Entstehung von Meereisanomalien in der Laptevsee zu untersuchen. Diese sind abhängig von einer zeitkritischen Abfolge von Atmosphärenzuständen und Meereiseigenschaften zwischen Mai und August. Positive Lufttemperaturanomalien werden als entscheidende Steuergröße für die Entwicklung negativer Meereisanomalien identifiziert. Sie sind eine Folge erhöhter kurzweiliger Strahlungsbilanzen, die an autochthone Hochdruckwetterlagen oder Zwischenhochs von Tiefdrucksystemen gekoppelt sind. Die fröhsommerlichen Polynjen scheinen dabei wichtige Einflußfaktoren zu sein. Wegen geringerer Prozeßraten wirkt die windinduzierte Meereisdrift unterstützend bzw. abschwächend, kann eine Anomalie jedoch nicht isoliert auslösen. Eine exakte Trennung zwischen der Wirksamkeit von Meereistransport und Schmelzprozessen ist datenbedingt nicht möglich.

Summary

Sensitivity studies and analysis of atmosphere-sea-ice-interactions with the regional atmospheric model HIRHAM4 using a newly developed observational lower boundary forcing dataset during selected summers over the Arctic / Laptev Sea

By means of complex interaction processes sea ice not only modifies the regional climate in the ocean-atmosphere-sea-ice system but also the general circulation of the atmosphere and the ocean's circulation. Besides a strong interannual variability sea-ice extent shows an arcticwide significant negative trend during the last two decades with maximum rates in spring and summer. These are often linked to (small-scale) processes in the Siberian Arctic and the Laptev Sea, respectively. The objective of this thesis is the expansion of the understanding of the processes concerning atmosphere-sea-ice interactions on the regional scale during the summer from 1979 to 2002 in the Arctic with a special emphasis on the Laptev Sea. To achieve this, numerical simulations of the regional climate model HIRHAM4 are used in conjunction with ground- and satellite-based observational data.

A precondition for the numerical experiments and the realistic reproduction of atmospheric processes is an improved lower boundary forcing dataset for HIRHAM4 based on observational datasets, which is developed, validated and described.

To investigate the effects of the sea-ice distribution, its properties and small-scale features on the atmosphere, HIRHAM4 is used in sensitivity studies systematically with different model settings, each of which incorporates the lower boundary forcing data in a different manner. Even little changes in the lower boundary forcing fields, while retaining the lateral boundary forcing, are sufficient to cause the model to produce significantly different atmospheric circulation patterns relative to the control simulations which use standard forcings and settings. Cyclone activity, which is a special focus of this study, is also altered. The mean atmospheric circulation patterns and the near-surface air temperature distribution can be reproduced more realistically with the new forcing dataset, which is shown by validation experiments with observational data. The biggest relative impact, besides an altered sea-ice coverage and distribution, can be reached by using sea-ice concentrations instead of a binary sea-ice mask.

By utilizing sea-ice drift data, dynamic and thermodynamic processes can be partially separated from each other to investigate the development of sea-ice anomalies in the Laptev Sea. They depend on a time-critical succession of atmospheric conditions and the properties of sea ice during May and August. Positive air temperature anomalies are identified to be the key driving factors for the development of negative sea-ice anomalies. They are found to be a result of enhanced short-wave radiation balances, which are coupled to high pressure areas and intermediate anticyclones. The polynyas during early summer seem to have an important influence too. Because of lower process rates, the wind-induced sea-ice drift is enhancing and damping the development of the sea-ice area anomalies, but it cannot cause an anomaly all by itself. A precise separation of the effectiveness of the sea-ice transport and the melting rates is not possible due to the available data.

1 Einleitung

Die Grundlage dieser Dissertation sind numerische Simulationsrechnungen mit dem regionalen Atmosphärenmodell HIRHAM4¹. Diese werden in Kombination mit boden- und satellitengestützten Beobachtungsdaten dazu eingesetzt, Sensitivitätsstudien zu den Auswirkungen eines speziell entwickelten, beobachtungsbasierten unteren Randantriebs durchzuführen und Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und dem Meereis im hochkomplexen, sensiblen Klimasystem der Arktis und im speziellen in der Laptevsee zu untersuchen.

1.1 Stand der Forschung und Motivation

Wirkungsgefüge Ozean-Atmosphäre-Meereis

Meereis beeinflusst durch die Modifikation des Stoff-, Energie- und Impulstransfers in der planetarischen Grenzschicht nicht nur das lokale und regionale Klima im Wirkungsgefüge Ozean-Atmosphäre-Meereis, sondern über komplexe Rückkopplungsprozesse auch die Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre sowie die thermohaline ozeanische Zirkulation. Meereiseigenschaften wie Typ, Bedeckungsgrad, Dicke, Driftrichtung und -geschwindigkeit, Rheologie sowie Materialeigenschaften werden ihrerseits von thermodynamischen und dynamischen Prozessen kontrolliert, die eine heterogene Meereisstruktur verursachen. Das Meereisvolumen steht über die Strahlungsbilanz und die Energiebilanz (fühlbarer und latenter Wärmestrom, Wärmeleitung, Schmelz- und Erstarrungswärme) sowie die Impulsbilanz (bodennahes Windfeld, ozeanische Strömung, Corioliskraft, Rheologie und Vertikalbewegungen durch Wellengang oder Gezeitenhub) in Wechselwirkung mit der Atmosphäre und dem Ozean. Eine zusammenfassende Übersicht liefert z.B. *Barry et al.* (1993).

Gefrier- und Schmelzprozesse in Zusammenhang mit einer jahreszeitlichen Veränderung des Strahlungsklimas steuern die mittlere jährliche Flächenänderung des arktischen Meereises. Hinzu kommt die dynamische Einwirkung von ozeanischen Strömungsmustern sowie der mittleren bodennahen atmosphärischen Zirkulation auf die Meereisdrift und ihre Variabilität. Auf längeren Zeitskalen ist die Wirkung der beiden Faktoren gleichbedeutend, da sich die kurzzeitig bedeutendere windinduzierten Driftmuster in der Massenbilanz kompensieren. Diesem mittleren Faktorenggefüge ist eine deutliche Variabilität auf der synoptischen Zeitskala von wenigen Tagen bis Wochen überlagert, die primär durch die windinduzierte Meereisdrift verursacht wird. Solche kurzperiodischen Wechselwirkungen zwischen Meereis und Atmosphäre sind entscheidende Steuergrößen für die große inter- und intraannuale Variabilität. Sie sind oftmals gekoppelt an die Intensität und Häufigkeit polarer Zyklonen, die neben der Luftmassenadvektion das mesoskalige Windfeld und damit die Schubspannung sowie die Impulsbilanz an der Meereisoberfläche verändern. Solche Prozesse sind besonders wirkungsvoll während der Sommermonate, wenn aufgrund einer fragmentierten Packeisdecke eine leichtere Verdriftung möglich ist (*Thorndike und Colony*, 1982; *Barry et al.*, 1993; *Tansley und James*, 1999). Die wichtigsten atmosphärischen Steuergrößen sind das bodennahe Windfeld und die Lufttemperatur als integrative Variable der Strahlungs- und Energiebilanz an der Meereisoberfläche (*Fischer und Lemke*, 1994).

¹Erklärungen zu Abkürzungen und Akronymen sind gesondert aufgeführt (S. 189).

Arktisches Klimasystem

Das arktische Klimasystem gilt als hochsensibel mit starken interannualen Schwankungen und saisonal unterschiedlichen atmosphärischen Zirkulationszuständen.

Die Meereisausdehnung schwankt im langjährigen Mittel (1979 bis 1999) zwischen einer Fläche von $15.3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ im März und $6.9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ im September. Von 1979 bis 1999 kann für die nordhemisphärische Meereisausdehnung mit Daten passiver Mikrowellenradiometer ein signifikant negativer Trend von $-32.9 \pm 6.1 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ (-2.7% Dezennium $^{-1}$) abgeleitet werden. Die stärksten negativen Trends treten während der Frühlings (April bis Juni) und der Sommermonate (Juli bis September) von $-32.1 \pm 6.8 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ (-2.3% Dezennium $^{-1}$) und $-41.6 \pm 12.9 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ (-4.9% Dezennium $^{-1}$) auf (*Parkinson und Cavalieri*, 2002). Eine detaillierte phänomenologische Darstellung zu den mittleren Zuständen und der Variabilität der Meereisausdehnung und meereisbedeckten Fläche liefert Kapitel 3.1.

Das Hauptmerkmal des mittleren Meereisdriftmusters ist der antizyklonale Beaufort-Wirbel über dem Kanadischen Becken, der teilweise in den Transpolardrift übergeht, welcher das Eurasische Becken entlang der sibirischen Schelfe durchströmt und dann durch die Framstraße in die Grönlandsee fließt (*Orvig et al.*, 1970; *Proshutinsky und Johnson*, 1997). Hiervon wird auch die mittlere Meereisdickenverteilung beeinflusst. Typische Meereisdicken von mehrjährigem Eis, z.B. nördlich des Kanadischen Archipels in einem Konvergenzbereich, erreichen 6 m bis 7 m. Am Pol beträgt die Eisdicke im Mittel etwa 4 m und in Gebieten mit einjährigem Meereis wie in den sibirischen Randmeeren bzw. Divergenzgebieten etwa 2 m (*Barry et al.*, 1993; *Haas und Eicken*, 1999). Im Gegensatz zur meereisbedeckten Fläche, die mit Fernerkundungsverfahren sehr gut erfaßt werden kann, sind flächendeckende Beobachtungsdaten zur Meereisdicke noch nicht vorhanden (*Wadhams und Davis*, 2000; *Drinkwater et al.*, 2003). Verschiedene Autoren (z.B. *Hilmer und Lemke* (2000), *Polyakov und Johnson* (2000), *Holloway und Sou* (2002)) können mit Ozean-Meereismodellen vergleichbare negative Trends der Meereisvolumina (d.h. Dickenabnahmen) innerhalb der vergangenen vier Dezennien rekonstruieren. *Hilmer und Lemke* (2000) geben von 1961 bis 1998 eine Abnahme von -4% Dezennium $^{-1}$ an. Alle Untersuchungen bestätigen eine große Sensibilität der Simulationsrechnungen hinsichtlich der antreibenden Windfelder.

Die Lufttemperaturen im bodennahen Bereich liegen während des Sommers wegen der Schnee- und Eisschmelze über Meereis um den Gefrierpunkt mit Maxima um 278 K im Juli. Die fast ganzjährig negative Strahlungsbilanz (kurzwellige Strahlungsbilanz von etwa 100 W m^{-2} im Juli) macht die Polarregionen zu globalen Wärmesenken mit einem annähernd meridionalen Temperaturgradienten zu den mittleren Breiten. Maximale Temperaturgradienten treten im Sommer in den Eisrandbereichen bzw. Randmeerbereichen auf. Etwa 60 % des polwärtigen Energietransfers erfolgt in der Atmosphäre durch den Transport fühlbarer und latenter Wärme (*Orvig et al.*, 1970). Anhand von Beobachtungsdaten weisen *Rigor et al.* (2000) signifikante Temperaturerhöhungen der bodennahen Lufttemperatur von $2 \text{ K Dezennium}^{-1}$ über arktischen Landoberflächen während des Winters und Frühlings nach. Dies gilt auch für den östlichen Arktischen Ozean. Damit einher geht dort auch eine Verlängerung der Schmelzsaison von $2.6 \text{ Tagen Dezennium}^{-1}$. Die Analysen von *Rigor et al.* (2000) beziehen sich auf den Zeitraum von 1979 bis 1997, der mit $0.16 \text{ K Dezennium}^{-1}$ stärksten globalen Erwärmungsphase während der vergangenen 150 Jahre (*Jones et al.*, 1999).

Die mittlere atmosphärische Zirkulation im Sommer ist nach der Abschwächung des winterlichen Island- und Aläutentiefs und dem Abbau des Hochdruckrückens über der zentralen Arktis zwischen den Ferrel'schen Kältehochs über Kanada und Sibirien durch ein

Tiefdruckgebiet über der zentralen Arktis gekennzeichnet. Das bodennahe Luftdruckfeld ist durch geringe Luftdruckunterschiede geprägt (*Orvig et al.*, 1970; *Walsh und Chapman*, 1990). Typische (nordhemisphärische) Zirkulationsmuster und die daran gekoppelten Witterungsverhältnisse können in ihrer interannualen Variabilität und der Stärke ihrer Ausprägung durch den NAO-Index (*Wallace und Gutzler*, 1981) und den AO Index (*Thompson und Wallace*, 1998) beschrieben werden. Obwohl sie hauptsächlich Muster während der Wintermonate beschreiben, haben sie auch bedeutsame Auswirkungen z.B. auf die sommerliche Meereisentwicklung (*Deser et al.*, 2000; *Rigor et al.*, 2002). Während positiver NAO-Phasen werden mit einer verstärkten Westströmung warme, feuchte und maritime Luftmassen in das nördliche Eurasien transportiert (*Wanner et al.*, 2001). In den 1990er Jahren kommt es zu einer allgemeinen Abnahme des Bodenluftdrucks über der Arktis (*Walsh et al.*, 1996), dies ist konsistent mit einer positiven AO-Phase, die u.a. mit höheren Temperaturen über Nordsibirien einhergeht. Mit positiven NAO- und AO-Phasen ist auch eine Zunahme der Zyklonenaktivität seit den 1960er Jahren verknüpft. In den Arbeiten von *Proshutinsky und Johnson* (1997) oder *Polyakov et al.* (1999) werden zwei hauptsächlich in der Arktis wirksame Zirkulationsregime vorgestellt, die von zyklonalen bzw. antizyklonalen Windfeldern dominiert sind und weitreichende dynamische Auswirkungen auf die Meereisvariabilität haben.

Serreze et al. (2000) geben eine auf Beobachtungsdaten basierende Übersicht zu rezenten Umweltveränderungen in den hohen Breiten. Gekoppelte globale Ozean-Atmosphäre-Meereismodelle weisen die Arktis in Szenarios zur zukünftigen Klimaentwicklung bei einer Erhöhung der klimawirksamen Spurengase als das Gebiet mit der größten Erwärmung aus (*Houghton et al.*, 2001). Die Ursachen sind u.a. positive Rückkopplungsprozesse durch sogenannte „ice albedo feedbacks“ (*Curry et al.*, 1995). *Holland und Bitz* (2003) weisen z.B. bei einem Vergleich mehrerer gekoppelter Klimamodelle in einem CO₂-Verdopplungs-Szenario nach, daß die globale Erwärmung im Mittel in fast allen Modellen über der Arktis 2- bis 3-fach verstärkt ist.

Geosystem Laptewsee

Die Laptewsee ist ein wichtiger Bereich für die winterliche Netto-Meereisproduktion im Arktischen Ozean. Etwa 20 % des Meereisvolumens, das durch die Framstraße mit der Transpolar drift in den nordatlantischen Ozean transportiert wird, bildet sich in den Polynjen und Rinnen der Laptewsee (*Zakharov*, 1966; *Dethleff*, 1995; *Rigor und Colony*, 1997). Damit verbunden ist die Entstehung arktischen Zwischenwassers, das eine wichtige Komponente in der ozeanischen Zirkulation und der Dichteschichtung darstellt (*Martin und Cavalieri*, 1989). Die Laptewsee ist u.a. Vorfluter der Flüsse Chatanga, Anabar, Olenjok, Lena und Jana. Dominierend ist dabei die Lena mit etwa 530 km³ Abfluß. *Bareiss* (2003) untersucht den Einfluß des Flußwassers auf Festeisprozesse in Mündungsgebieten. Eine weitreichende Beeinflussung der übrigen Meereisgebiete hinsichtlich der sommerlichen Anomalieentstehung scheint Flußwasser nicht zu haben *Bareiss et al.* (1999). Über den flachen Schelfen mit Wassertiefen im südlichen Bereich von 15 m bis 20 m werden bei der Meereisentstehung erhebliche Sedimentfrachten eingebunden, was einen großen Anteil des Sedimenttransports durch den Arktischen Ozean ausmacht (*Nürnberg et al.*, 1994; *Eicken et al.*, 1997; *Pfirman et al.*, 1997; *Eicken et al.*, 2000).

Die Laptewsee weist eine große zeitliche und räumliche saisonale sowie interannuale Variabilität der Meereisbedeckung auf. Die größten negativen regionalen Meereisanomalien in der Arktis zwischen 1979 und 2002 ereigneten sich in der Laptewsee und der ostsibirischen See (*Serreze et al.*, 1995; *Maslanik et al.*, 1996; *Parkinson et al.*, 1999; *Serreze et al.*,

2003). Meereisrandbereiche in der Laptewsee und der Ostsibirischen See weisen während der Monate Juli bis September in *Deser et al.* (2000) von 1957 bis 1991 die größten arktisweiten Standardabweichungen von über 0.15 Meereisbedeckungsgrad auf. *Bareiss und Görger* (eingereicht) analysieren, basierend auf Daten passiver Mikrowellenradiometer (Kap. 2.1 und 3.1), detailliert das Meereisregime der Laptewsee. Wie Voruntersuchungen zeigen, betragen Trends der meereisbedeckten Fläche in einzelnen Gebieten während der Sommermonate bis zu -5.5% Dezennium⁻¹ (gesamte Laptewsee, August, 1979 bis 2002). *Kotchetov et al.* (1994) geben eine umfassende, auf Beobachtungsdaten beruhende, allgemeine Übersicht zu den Prozessen im Geosystem Laptewsee; Kapitel 3.1 enthält eine zusammenfassende Übersicht zu den Meereiseigenschaften.

Atmosphäreinfluß

Die Ursachen für die starken positiven und negativen Meereisanomalien in der Arktis bzw. der Laptewsee, d.h. die Kontrollmechanismen der natürlichen Klimavariabilität, sind noch nicht ausreichend verstanden. *Bareiss und Görger* (eingereicht) geben eine Übersicht zu den bisherigen Erkenntnissen bezogen auf die Laptewsee.

Die Wirkung großräumiger atmosphärischer Zirkulationsmuster auf die Meereisvariabilität in der Arktis bzw. den Randmeeren ist Gegenstand von *Slonosky et al.* (1997), *Proshutinsky und Johnson* (1997), *Mysak und Venegas* (1998), *Polyakov et al.* (1999), *Arfeuille et al.* (2000), *Deser et al.* (2000), *Kwok* (2000) oder *Polyakov und Johnson* (2000). Die grundlegende Erkenntnis vieler Arbeiten ist, daß die Atmosphäre im Bereich der Arktis bzw. der Nordhemisphäre zwischen unterschiedlichen Zirkulationszuständen alterniert, was eine Umstellung der mittleren Meereisdriftmuster zur Folge hat. Es kommt dabei nicht zu einer vollständigen Zirkulationsveränderung, sondern zu Verlagerungen und Intensitätsänderungen der dominierenden Drucksysteme. Die interannuale Variabilität der Meereisverhältnisse ist demnach kontrolliert von der großräumigen atmosphärischen Zirkulation, die sich lokal durch eine Modifikation der Temperatur- und Windfelder manifestiert. Die zyklonalen und antizyklonalen Zirkulationsregime von *Proshutinsky und Johnson* (1997) können dabei mit einem hohen bzw. niedrigen AO-Index (*Thompson und Wallace*, 1998) in Verbindung gebracht werden (*Maslowski et al.*, 2000; *Rigor et al.*, 2002). Während antizyklonaler Zirkulationsregime verlagert sich die Transpolardrift z.B. in Richtung der eurasischen Küste. Die Massenbilanzen, die *Alexandrov et al.* (2000) anhand von Fernerkundungsdaten und Modellergebnissen für die Laptewsee ableiten, sind in Übereinstimmung mit diesen Zirkulationsregimen. Im Mittel werden z.B. im Winter etwa $500 \cdot 10^3$ km² Meereis in den Arktischen Ozean exportiert. Da keine Dickeninformationen vorliegen, wird der Massenfluß oftmals in Form der Meereisfläche, die durch eine Bilanzlinie driftet, angegeben.

Deser et al. (2000) und *Rigor et al.* (2002) gehen auf die Präkonditionierung der sommerlichen Meereisverhältnisse durch winterliche atmosphärische Zirkulationsregime ein. Die Bodenluftdruckverteilung im Frühling ist bei *Deser et al.* (2000) korreliert mit sommerlichen Meereiseisanomalien. Positive Meereis-Albedo-Rückkopplungen sollen die zeitliche Verzögerung erklären. Nach *Rigor et al.* (2002) kommt es während Wintern mit einem hohen AO-Index zu einem zyklonalen Meereiszirkulationsregime, dies führt zu einer verstärkten Meereisdivergenz in der sibirischen Arktis und damit zu einer Flächen- und Dickenabnahme. Der verstärkte ozeanische Wärmestrom in die Atmosphäre und das Freiwerden von Erstarrungswärme verursachen zudem positive Lufttemperaturanomalien. Diese winterlichen Prozesse führen nach *Rigor et al.* (2002) wegen der Persistenz der Meereisdecke zu negativen Anomalien während des folgenden Sommers.

Mit der Umstellung der großräumigen atmosphärischen Zirkulation geht auch eine Veränderung der Zyklonenaktivität einher, die entscheidende regionale Veränderungen in den Meereisverhältnissen auf Zeitskalen von wenigen Tagen bis Wochen hervorrufen kann. In Arbeiten von z.B. *Serreze et al.* (1995), *Maslanik et al.* (1996) oder *Serreze et al.* (2003) werden die negativen sommerlichen Meereisanomalien in der Laptewsee in Zusammenhang mit der (verstärkten) Zyklonenaktivität untersucht, die auf Zyklogeneseprozesse entlang der Arktikfront zurückzuführen ist (*Serreze et al.*, 2001). Kapitel 3.2 enthält eine ausführliche phänomenologische Darstellung der Zyklonenaktivität über der Arktis und der Laptewsee. Eine erhöhte Zyklonenaktivität wird für die Meereisanomalien 1990, 1993 und 1995 (*Maslanik et al.*, 1996) und 2002 (*Serreze et al.*, 2003) verantwortlich gemacht.

Neben einer erhöhten Schubspannung und damit einem erhöhten Impulsfluß aus der Atmosphäre zur Meereisdecke aufgrund erhöhter Windgeschwindigkeiten und wechselnder Windrichtungen kommt es beim Zyklonendurchzug auch zu einem Luftmassentransport, was oftmals mit einer Warmluftadvektion aus Gebieten südlich der Laptewsee verbunden ist. Daraus ergibt sich eine positive Rückkopplung, die negative Meereisanomalien verstärken kann. Die mechanische Belastung der Meereisdecke führt zu einem früheren Aufbrechen der geschlossenen Packeisdecke oder des Festeises, zusammen mit verstärkten Schmelzprozessen durch die Warmluftadvektion. Sobald offene Wasserflächen vorhanden sind, setzt der Prozess der Eis-Albedo-Rückkopplung ein (*Curry et al.*, 1995). Mit zunehmenden offenen Wasserflächen verstärkt sich die Eisdrift, der Ablenkungswinkel zwischen bodennahem Windfeld und Meereisdriftrichtung beträgt dann anstatt 8° wie im Winter etwa 18° (*Barry et al.*, 1993). Dünne, wenig kompakte Meereisdecken – aufgrund divergenter Eisdriftmuster während der Wintermonate – erhöhen die Prozessraten. Durch eine Verstärkung der Baroklinität im Bereich von Meereisrändern oder offenen Wasserflächen in der Meereisdecke wirkt die Meereisdecke ihrerseits auf die Atmosphäre bzw. die Evolution von Zyklonen ein (*Tansley und James*, 1999). Die Trennung von Dynamik und Thermodynamik stellt in diesem Zusammenhang eines der grundlegenden Probleme dar. Weiterhin wichtig ist die zeitliche Abfolge des Wettergeschehens, welche die Wirksamkeit z.B. eines Zyklonendurchgangs in Abhängigkeit der einzelnen Systemzustände beeinflusst (*Maslanik und Barry*, 1989; *Maslanik et al.*, 1996; *Serreze et al.*, 2003). *Dierer und Schlünzen* (2001) zeigen mit Simulationen eines vollgekoppelten Modellsystems anhand eines Fallbeispiels einer polaren Mesozyklone in der Framstraße sehr detailliert den Einfluß einer Zyklone auf die Meereisdecke. Die dynamische Wirkung der Zyklone führt dabei vor allem zu einer Auflockerung des Meereisfeldes.

Im Zusammenhang mit den o.g. Arbeiten und Erklärungsansätzen zu den Meereisverhältnissen zeigen *Bareiss und Görden* (eingereicht) Widersprüche auf. Die sommerlichen Meereisanomalien sind das Resultat einer zeitkritischen Überlagerung und Wechselwirkung verschiedener Systemkomponenten bzw. Subsysteme wobei dynamische und thermodynamische Prozesse unterschiedlicher Raum- und Zeitskalen miteinander interagieren.

Abgesehen von einigen detaillierten Fallstudien (z.B. *Maslanik und Barry* (1989)) oder Untersuchungen mit idealisierten Rahmenbedingungen, werden ursächliche Atmosphäre-Meereis-Zusammenhänge oftmals mit zeitlich (z.B. Monatsmittel, Saisonmittel) und räumlich (z.B. Re-Analysedaten mit 2.5° Gitterweite) relativ grob aufgelösten Daten nur für einzelne Anomaliejahre untersucht. Die gemittelten Datenfelder enthalten keine Auskunft zu den tatsächlichen Witterungsabläufen. Die Präkonditionierung ist wichtig für die Entwicklung der sommerlichen Meereisverhältnisse, sie kann aber mit den vorhandenen Beobachtungsdaten noch nicht exakt erfaßt werden. Großräumige Zirkulationsmuster können die beobachteten Anomalien nicht vollständig und widerspruchsfrei erklären. Entschei-

dend scheint nach Voruntersuchungen vor allem der genaue Witterungsablauf während der Monate Mai bis August, der – auch abhängig von der Präkonditionierung – darüber entscheidet, ob sich eine Meereisanomalie in der Lapteewsee – abgesehen von den saisonalen Schwankungen – entwickelt. Da hochaufgelöste gekoppelte Modelle noch keine realitätsnahe Reproduktion der beobachteten Verhältnisse ermöglichen, ist damit eine Trennung von Dynamik und Thermodynamik zur ursächlichen Anomalieerklärung noch nicht exakt möglich.

Ozeanisches und hydrologisches Faktorengefüge

Der Arktische Ozean, als Teil der globalen Kaltwassersphäre nördlich der ozeanischen Polarfront, besteht aus drei Wassermassen. An die etwa 50 m mächtige, intensiv turbulent durchmischte, isotherme Deckschicht schließt bis etwa 200 m Tiefe eine Halokline an. Es folgt zwischen 200 m und 900 m Tiefe das relativ wärmere Atlantische Zwischenwasser (sog. „Atlantic Layer“), unter dem sich das Bodenwasser befindet. Wichtig für den Erhalt der Deckschicht und die Stabilität der Schichtung ist der kontinentale Süßwassereintrag der arktischen (insbesondere der sibirischen) Flußsysteme. Eine Zunahme der Salinität (z.B. bei der herbstlichen Meereisbildung) führt zu einer Abschwächung der Halokline (*Orvig et al.*, 1970; *Barry et al.*, 1993).

Die verstärkte Zyklonenaktivität in den 1990er Jahren bzw. in Jahren mit einem zyklonalen Zirkulationsregime (s.o.) führt nach *Maslowski et al.* (2000) und *Johnson und Polyakov* (2001) zu einer größeren Meereisneubildung in Polynjen und Rinnen in den Randmeeren der sibirischen Arktis mit der Folge einer Destabilisierung der Halokline. Dies wird verstärkt durch eine Ost-Verlagerung des einströmenden Süßwassers der sibirischen Flüsse. Die Konsequenz ist der Abbau bzw. eine Abschwächung der Halokline. Damit kommt relativ warmes Atlantisches Zwischenwasser mit der Deckschicht in Berührung. Der verstärkte ozeanische Wärmefluß fördert basales Meereisschmelzen (*Steele und Boyd*, 1998). Nach *Johnson und Polyakov* (2001) führt der Transport der Salinitätsanomalien der Lapteewsee in den Bereich des Eurasischen Beckens zu arktisweiten Veränderungen der Meereisprozesse. Hierzu zählt insbesondere auch eine generelle Dickenabnahme des arktischen Meereises (*Rothrock et al.*, 1999). Während antizyklonal dominierter Zirkulationsregime stabilisiert sich die Wassermassenschichtung wieder.

Die Polynjen in der Lapteewsee (Kap. 3.1) haben einen wichtigen Einfluß auf die zeitliche und räumliche Entwicklung der sommerlichen Meereisverhältnisse in der Lapteewsee. Sie sind im Frühling wegen ihrer geringen Albedo Flächen intensiver Strahlungsabsorption und beschleunigen auch das laterale Schmelzen der umgebenden Festeis- und Packeisgebiete. Die längeren Überströmwege mit einer geringeren Oberflächenrauigkeit führen zu höheren Windgeschwindigkeiten und Wellenhöhen, die eine mechanische Desintegration der Meereisdecke fördern. Die Polynjaaktivität ist dabei auch von den zyklonalen / antizyklonalen Zirkulationsregimen (*Proshutinsky und Johnson*, 1997) gesteuert. Die winterlichen Polynjen in der Lapteewsee verzeichnen von 1979 bis 2002 eine verkürzte Lebensdauer bei einer tendenziell vergrößerten Gesamtfläche (*Bareiss und Görden*, eingereicht).

Neben der Bedeutung für die Meereisentstehung, die Dichteschichtung und damit die Stabilisierung der Vertikalstruktur hat der Flußwassereintrag, wie *Bareiss et al.* (1999) und *Bareiss* (2003) nachweisen, eine deutliche Auswirkung auf die sommerliche Festeisdynamik entlang der südlichen Küsten von Lapteewsee und Ostsibirischer See. Im Bereich der Mündungsgebiete bilden sich Küstenpolynjen. Festeis wird vom relativ wärmeren Flußwasser über- und unterströmt. Die Überströmung hat eine Veränderung der Albedo durch Sedimentablagerungen auf dem Eis zur Folge und damit eine Modifikation der Strahlungs-

bilanz, während die Unterströmung basales Schmelzen beschleunigt. Die Anwendung eines eindimensionalen thermodynamischen Meereismodells in *Bareiss* (2003) ergibt dabei für küstennahes Festeis im Mittel von 1979 bis 1993 einen atmosphärischen Anteil des Energieeintrags zum Schmelzen von 53 %, 47 % sind durch wärmeres Flußwasser gesteuert. Diese Wirkung verschiebt sich bei küstenfermem Festeis zu Werten von 90 % bzw. 10 %.

Numerische Modelle

Routinemäßig über längere Zeiträume erhobene Beobachtungsdaten meteorologischer Parameter liegen für die Arktis bodengestützt hauptsächlich von SYNOP- und RASO-Stationen sowie Bojen vor, seit 1979 kommen regelmäßige satellitengestützte Daten hinzu (Kap. 2). Diese Datenbasis reicht wegen der Raumabdeckung jedoch vielfach nicht aus, um Prozesse im arktischen Klimasystem vollständig zu erfassen und zu verstehen. Numerische Modelle sind in diesem Zusammenhang „intelligente Datengeneratoren“, die den Zustand des Geoökosystems und seiner Teilsysteme unter Einbeziehung der Wechselwirkungen kontinuierlich und flächendeckend abbilden können. Da die Funktionsweise des Ist-Zustand des arktischen Klimasystems noch Fragen aufwirft, werden an dieser Stelle keine prognostischen Untersuchungen durchgeführt, sondern Prozeßabläufe der letzten beiden Dekaden, die durch eine relativ gute Datengrundlage abgedeckt sind, epignostisch analysiert.

Es liegen für diesen Zeitraum Datensätze der ERA- und NCEP / NCAR-(Re-)Analyseprojekte vor, die auf globalen Atmosphärenmodellen mit einer speziellen Datenassimilation beruhen, bei der alle verfügbaren Beobachtungsdaten in die Modellrechnung einfließen (*Kalnay et al.*, 1996; *Gibson et al.*, 1997; *Simmonds und Gibson*, 2000; *Kistler et al.*, 2001). GCMs und gekoppelte GCMs, die ein fundamentaler Bestandteil sowohl der Wettervorhersage als auch der Klimaforschung sind, haben i.d.R. geringere Auflösungen als Regionalmodelle und können mesoskalige meteorologische Phänomene (polare Zyklonen, Wolkenbildung, Niederschlag, usw.) als oftmals subskalige Prozesse nur unzureichend parametrisieren, zumal die Parametrisierungsschemata teilweise nicht an polare Verhältnisse angepaßt sind (z.B. sehr stabile thermische Schichtung in der Grenzschicht). Besondere Eigenschaften der Erdoberfläche (Topographie, Vegetationsbedeckung und hier speziell Meereiseigenschaften), können in GCMs auflösungsbedingt nicht detailliert abgebildet werden. Insbesondere für die Meereisbedeckung wichtige Steuergrößen wie das bodennahe Wind- und Temperaturfeld weichen speziell in Polargebieten oftmals von Beobachtungsdaten ab, die Ergebnisse verschiedener Modelle unterscheiden sich teilweise stark (*McGinnis und Crane*, 1994; *Walsh et al.*, 2002). Die Beeinflussung der atmosphärischen Zirkulation durch eine geänderte Meereisverteilung wurde mit relativ grob aufgelösten gekoppelten globalen Ozean-Atmosphäre-Meereis-Modellen z.B. von *Glowienka-Hense und Hense* (1992), *Crowley et al.* (1994) oder *Murray und Simmonds* (1995) untersucht.

Regionalmodelle (unterschiedlicher Komplexität) sind z.B. wegen ihrer höheren Auflösung, des nichtlinearen Energietransfers und hydrodynamischer Instabilitäten in der Lage, mesoskalige Wetterphänomene und regionale Aspekte der natürlichen interannualen Variabilität verbessert zu simulieren (*Rinke und Dethloff*, 2000). Arbeiten von *Rinke et al.* (1999a) oder *Maslanik et al.* (2000) belegen beispielsweise die Möglichkeiten des Einsatzes regionaler Atmosphärenmodelle über der Arktis während *McGregor* (1997) eine Übersicht zu RCMs gibt. Sie werden in den meisten Fällen an den (seitlichen) Modellrändern mit Daten globaler Simulationsrechnungen angetrieben. Trotz deren mittlerweile erhöhter räumlicher Auflösung sowie verbesserter Parametrisierungen und Antriebsdaten (z.B. ERA40) bestehen weiterhin Nachteile bei regionalen Untersuchungsschwerpunkten hinsichtlich der

Effizienz (Rechnerressourcen), Flexibilität (optimierte Parametrisierungen, Sensitivitätsstudien) und der Kontrolle der Experimente durch einen äußeren Randantrieb, wie bei einem RCM.

Die Meereisbedeckung spielt bei regionalen Simulationsrechnungen eine entscheidende Rolle, vor allem in den Sommermonaten mit einer sehr heterogenen Verteilung unterschiedlicher Oberflächentypen und einer großen interannualen und intrasaisonalen Variabilität (s.o.). Auf mesoskaligen Raum-Zeit-Skalen, zusätzlich zur großräumigen Verteilung, sind kleinräumige Meereisstrukturen (z.B. eisfreie Randmeerbereiche oder Polynjen) wichtige Bestandteile der ablaufenden Wechselwirkungen. Um ursächliche Atmosphäre-Meereis Zusammenhänge zu untersuchen – unabhängig von idealisierten Modellstudien –, scheint ein möglichst realitätsnaher konsistenter Randantrieb notwendig, der alle relevanten Komponenten enthält. Ein Randantriebsdatensatz, der diese Anforderungen erfüllt, steht arktisweit für längere Zeitspannen nicht zur Verfügung. Selbst großräumige Verteilungen sind – nicht nur in GCMs – oftmals nur unzureichend erfaßt.

Wenn der Randantrieb auf Beobachtungsdaten basiert, dann kann mit einem regionalen Atmosphärenmodell durch Sensitivitätsstudien einerseits untersucht werden, inwieweit die Atmosphäre durch den unteren Randantrieb beeinflußt wird und welche Atmosphärenzustände andererseits zu der beobachteten Meereisverteilung geführt haben. Solche Untersuchungen sind mit dem hier eingesetzten regionalen Atmosphärenmodell HIRHAM4 (*Dethloff et al.*, 1996) umfassend und systematisch noch nicht durchgeführt worden. Desweiteren existieren zwar implementierte aber bislang nur wenig getestete variable Modelleinstellungen in HIRHAM4, die verschiedene Möglichkeiten bieten, den unteren Randantrieb in die Simulationsrechnungen zu integrieren (Kap. 2.4).

In dem ARCMIP werden Simulationsergebnisse verschiedener regionaler Atmosphärenmodelle (darunter auch HIRHAM4) für die SHEBA-Projektjahre 1997 und 1998 verglichen, basierend auf einem ähnlichen Randantriebsdatensatz, wie dem hier entwickelten. Bei diesen Untersuchungen steht die Frage nach der Reaktion der Atmosphäre bei vorgegebener Meereisverteilung im Vordergrund. Im Falle der (Ozean)-Meereismodelle wird primär die Reaktion der Meereisdecke auf atmosphärische Einwirkungen untersucht (z.B. *Maslowski et al.* (2000), *Köberle und Gerdes* (2003)).

Verschiedene Experimente zeigen, daß gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Meereis-Regionalmodelle, wie das PARHAM-MOM2-EVP des AWI (*Rinke et al.*, 2003) oder das ARCSyM (*Maslanik et al.*, 2000), bei dem derzeitigen Entwicklungsstand noch nicht in der Lage sind, vor allem realistische Meereisverteilungen in den Sommermonaten zu reproduzieren. Die im Vergleich hierzu einfache Einbeziehung der fest vorgegebenen Meereisverteilungen in HIRHAM4 erleichtert das Verständnis der Wirkungsgefüge. Ein weiteres vollgekoppeltes Modellsystem ist das nicht-hydrostatische Modell METRAS, gekoppelt an ein dynamisch-thermodynamisches Meereismodell, das jedoch mit einer sehr viel höheren Modellauflösung primär für einzelne Fallstudien Verwendung findet (*Birnbaum*, 1998; *Dierer und Schlünzen*, 2001).

Die Nutzung eines regionalen Atmosphärenmodells mit beobachtungsgestütztem, realitätsnahem unteren Randantrieb und zusätzlichen Beobachtungsdaten (z.B. Meereisdriftvektoren) wird bei den im folgenden aufgezeigten Problemstellungen als optimaler Ansatz erachtet atmosphärische Prozesse reproduzieren zu können, die dann ihrerseits zu einer Erklärung der natürlichen Variabilität der Meereisverteilung im arktischen Klimasystem beitragen.

Wirtschaftliche Aspekte

Die große Variabilität der Meereisbedeckung in der Ostsibirischen Arktis und die negativen Meereisanomalien sind neben ihrer Bedeutung für das Klima- bzw. Geoökosystem auch von Interesse für die wirtschaftliche Inwertsetzung der Schelfmeere. Die ehemals militärstrategischen Interessen spielen mittlerweile keine bedeutende Rolle mehr. Wichtig ist vielmehr die mögliche Nutzung des Nördlichen Seeweges sowie der Abbau bedeutender Rohstoffvorkommen in diesem extremen Naturraum (*Brigham*, 2000).

1.2 Zielsetzung und Aufgabenstellung

Vor dem dargelegten Hintergrund ist das DFG Projekt „Untersuchung des Einflusses der atmosphärischen Zirkulation auf die Variabilität der sommerlichen Meereisbedeckung in der Laptewsee mit Hilfe eines gekoppelten Atmosphäre-Meereis-Ozean-Regionalmodells“ angesiedelt, in dessen Rahmen diese Arbeit entstanden ist.

Das allgemeine Ziel ist die Erweiterung des Prozeßverständnisses der Atmosphäre-Meereis-Wechselwirkungen auf der regionalen Raum-Zeitskala während des Sommers von 1979 bis 2002. Den räumlichen Schwerpunkt bildet die Arktis mit der Laptewsee als dem Hauptuntersuchungsgebiet. Dazu werden die folgenden technischen und geowissenschaftlichen Teilaspekte bearbeitet:

- Vor- bzw. Weiterverarbeitung von satelliten- und bodengestützten Beobachtungsdaten sowie Daten von Re-Analyseprojekten und Entwicklung geeigneter Analyseverfahren und -werkzeuge (Kap. 2, Anhang A).
- Phänomenologische Darstellung der mittleren Zustände und der raum-zeitlichen Variabilität der Systemkomponenten Meereisbedeckung und Zyklonenaktivität (Kap. 3).
- Erstellung, Validierung und Beschreibung eines möglichst realitätsnahen alternativen neuen unteren Randantriebs für das HIRHAM4, primär auf satellitengestützten Fernerkundungsdaten basierend, und Vergleich mit dem bestehenden Randantriebsdaten (Kap. 4). Dieser Randantrieb stellt in dieser Untersuchung die wichtigste Grundlage für die HIRHAM4-Simulationsrechnungen dar.
- Simulation zehn ausgewählter Sommer mit positiven / negativen Meereisanomalien in der Laptewsee zwischen 1983 und 1999 mit dem HIRHAM4. Verschiedene Simulationsversionen: zwei verschiedene untere Randantriebsdatensätze und eine variable funktionale Einbeziehung der Oberflächeneigenschaften am unteren Modellrand zur Schaffung einer Datengrundlage für die geowissenschaftlichen Analysen (Kap. 2.4).
- Erfassung der Wirkung der räumlichen Verteilung von Meereis, seiner Eigenschaften (z.B. Schneeeauflage) oder kleinräumiger Strukturen (z.B. Polynjen) im unteren Randantrieb auf die Atmosphäre im HIRHAM4 durch Sensitivitätsstudien. Validierungsexperimente zur Erfassung der Güte der Simulationsergebnisse (Kap. 5).
- Ableitung eines Zusammenhanges zwischen der Variabilität der Meereisbedeckung bzw. -drift und der (großräumigen) atmosphärischen Zirkulation (inkl. Zyklonenaktivität). Analyse mesoskaliger atmosphärischer Prozesse zur Erklärung natürlicher Variationen im arktischen Klimasystem. Im Vordergrund steht die Entstehung von Anomalien der Meereisbedeckung während neun ausgewählter Sommer im Bereich der Laptewsee (Kap. 6).

2 Datenmaterial und numerisches Modell HIRHAM4

Ein Hauptproblem geowissenschaftlicher Untersuchungen in Polargebieten ist deren Unzugänglichkeit, das extreme Klima und die große Fläche. Dieses generelle Problem wird in der Arktis (Übersicht, Abb. 2.1) dadurch verstärkt, daß den umgebenden Landberei-

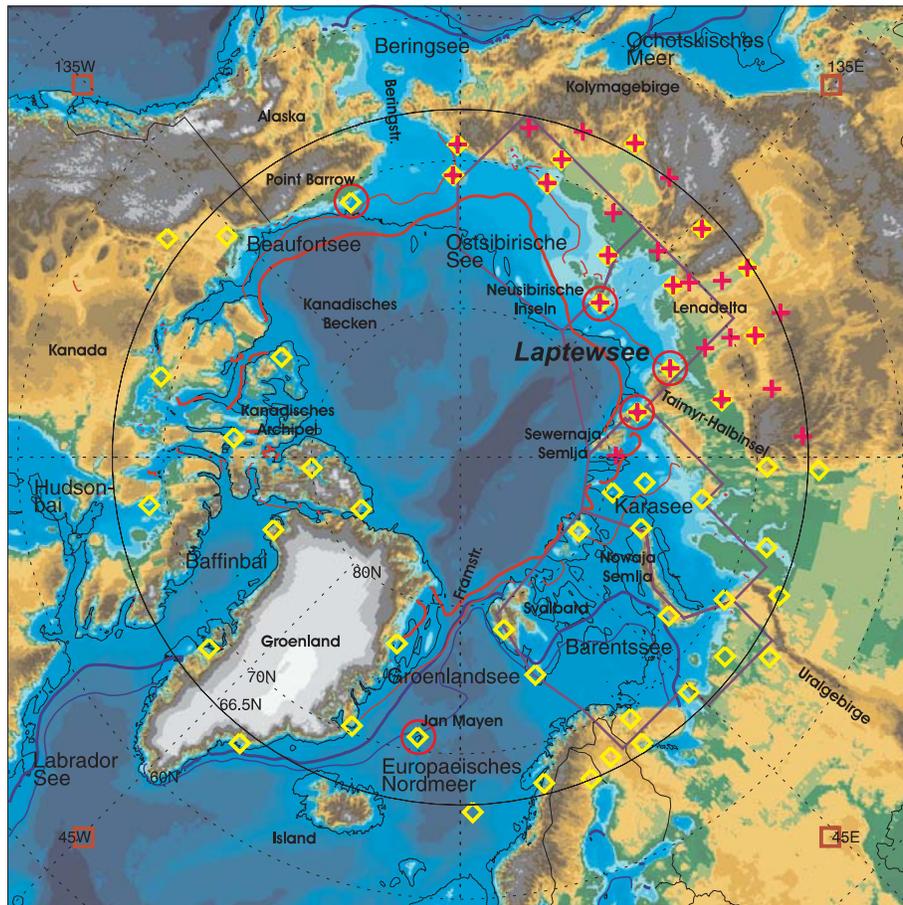


Abbildung 2.1: Physisch-geographische Übersicht der Arktis in orthographischer Projektion. Die Höheneinteilung ist nicht linear, Binnengewässer und vergletscherte Gebiete sind nicht gesondert ausgewiesen. Verwendete Stationsdaten: Kreuze=SYNOP-Stationen, Rauten=RASO-Stationen. Dünne / dicke rote / blaue Linien über den Ozeanflächen markieren die 0.15 / 0.5 Isoplethen der langjährig (1979 bis 2002) gemittelten Monatsmittel der Meereisbedeckungsgrade im September / März, d.h. die minimale ($3.9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) bzw. maximale ($12.4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) Meereisausdehnung. Zur Abgrenzung der Schelfe ist die 200 m-Tiefenlinie eingezeichnet (schwarz). Digitales Höhenmodell: ETOPO5 (National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado); Gebietsabgrenzungen der sibirischen Randmeere (lila): *Bruns* (1958); *Orvig et al.* (1970); *Pavlov et al.* (1994). Die roten Quadrate markieren die Eckpunkte des arktischen Integrationsgebiets des HIRHAM4-Atmosphärenmodells. Mit einem roten Kreis sind diejenigen Stationspositionen eingefaßt, deren Daten im Laufe der Arbeit Verwendung finden.

chen mit einer geringen aber gleichmäßig verteilten meteorologischen Meßnetzdicke der nahezu datenlose Bereich des zentralen Arktischen Ozeans mit einer räumlich und zeitlich sehr lückenhaften Meßnetzdicke gegenübersteht. Detaillierte Prozeßstudien sind auf dieser Grundlage kaum möglich. Die Anzahl der Radiosondenstationen nördlich 66.5° N mit regelmäßigen Aufstiegen betrug z.B. zwischen 1979 und 1995 insgesamt 44 Stationen auf ca. $21 \cdot 10^6$ km². Im September 2003 befanden sich zum Vergleich in Deutschland 9 aerologische Beobachtungsstationen auf ca. $0.35 \cdot 10^6$ km²; die gleiche Meßnetzdicke zu erreichen, müßte die Arktis mit etwa 540 RASO-Stationen abgedeckt werden. Dieser Zusammenhang ist in einer globalen Übersicht zur Dichte meteorologischer Standardmeßnetze u.a. in *Peixoto und Oort* (1992) zusammengefaßt.

In diesem Kontext findet daher eine Kombination verschiedener Datentypen Verwendung: (a) Homogene, zeitlich und räumlich hoch aufgelöste, flächendeckende Daten liefern die durchgeführten Simulationsrechnungen mit dem regionalen Atmosphärenmodell HIRHAM4, die zusammen mit Beobachtungsdaten zur Analyse der Atmosphäre-Meereis Wechselwirkungen verwendet werden. (b) Daten globaler Re-Analyseprojekte werden als Modellantrieb, als Basis für die Ableitungen von Zyklonenstatistiken und in geringem Maße zur Validierung von Modellergebnissen eingesetzt. (c) Satellitengestützte Beobachtungsdaten sind die Grundlage der Meereisbedeckungsgrade und -driftvektoren sowie der Oberflächentemperaturfelder für Prozeßstudien und den Modellantrieb. (d) Die Validierung der Simulationsergebnisse erfolgt u.a. mit Beobachtungsdaten von Schiffsexpeditionen, Driftbojen, Driftstationen, Radiosonden und Landstationen. Die Unabhängigkeit dieser Daten von den Simulationsergebnissen ermöglicht objektive Vergleiche, wenngleich diese Beobachtungen in die Re-Analysen und Analysen assimiliert werden, die dann den Modellantrieb bilden.

Der Untersuchungszeitraum erstreckt sich datenbedingt von Januar 1979 bis Dezember 2002. Dies ist, abweichend vom System der 30-jährigen internationalen Referenzperioden (z.B. von 1961 bis 1990) der WMO für meteorologische bzw. klimatologische statistische Berechnungen, auch die Bezugsperiode für die statistischen Berechnungen in dieser Arbeit. Zeitangaben werden in koordinierter Weltzeit angegeben. In der Regel liegen Daten der unterschiedlichen Quellen für die vier Haupttermine 00, 06, 12 und 18 UTC vor. Die Schreibweise von Namen, Koordinaten- und Höhenangaben von SYNOP-Stationen basiert auf Angaben der *WMO* (1993). Eine Transliteration der kyrillischen Benennungen erfolgt nicht.

Einen quantitativen Vergleich der unterschiedlich aufgelösten und projizierten Rasterdatensätze bzw. die Nutzung als Modellantrieb ermöglichen Gittertransformationen (Interpolationsmethode, Projektions- und Gitterdefinition, s. Kap. A.2). Als gemeinsame Gitter werden das HIRHAM4-Modellgitter und das EASE-Gitter des NSIDC in unterschiedlichen Auflösungen und Raumausschnitten eingesetzt.

2.1 Beobachtungsdaten

Meereisbedeckungsgrade

Die Datengrundlage für die Meereiskonzentrationen bzw. Meereisbedeckungsgrade sind Messungen passiver Mikrowellenradiometer (SMMR und SSM/I) auf dem Nimbus-7 und den DMSP Satelliten. Sie liefern täglich flächendeckend, beleuchtungs- und bewölkungsunabhängig Strahlungstemperaturen für die Polargebiete (*Carsey, 1992; Gloersen et al., 1992*). Der verwendete Datensatz ist wegen der Datenverfügbarkeit ein Komposit aus den

Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I Passive Microwave Data (1979-2000, Vol.1 bis Vol.4) (*Cavalieri et al.*, 1999, aktualisiert 2002) und *DMSP SSM/I Daily and Monthly Polar Gridded Sea Ice Concentrations* (2001 und 2002) (*Cavalieri et al.*, 1990-2002) Datensätzen. Die Monate Oktober bis Dezember 2002 entstammen wegen der Vorlaufzeit der herstellerseitigen Prozessierung dem *Near Real-Time DMSP SSM/I Daily Polar Gridded Sea Ice Concentrations* Datensatz (*Cavalieri et al.*, 2001). Die Daten enthalten Tagesmittel der Gesamt-Meereiskonzentrationen (hiernach Meereisbedeckungsgrad genannt) in einer räumlichen Auflösung von 25 km×25 km (304×448 Gitterpunkte) auf einem flächentreuen polarstereographischen EASE-Gitter. Eine ähnliche Datensatzkombination wird auch in *Serreze et al.* (2003) verwendet. Die Hersteller sind das Oceans and Ice Branch, Laboratory for Hydrospheric Processes at NASA GSFC sowie das NSIDC, das die Daten auch zur Verfügung stellt.

Die Meereisbedeckungsgrade ergeben sich aus der Addition der Flächenanteile von ein- und mehrjährigem Meereis pro Gitterpunkt. Diese sind mit dem Standard- bzw. einem modifizierten NASA Team-Algorithmus aus Tagesmitteln der Strahlungstemperaturen verschiedener Frequenzen und Polarisationsrichtungen abgeleitet. Der Team-Algorithmus ist optimiert für die typischen Meereisverhältnisse in der Arktis (*Gloersen und Cavalieri*, 1986). Korrektur-Algorithmen (sog. „Wetterfilter“) beseitigen in allen Datensätzen fehlerhafte Meereisbedeckungsgrade, hervorgerufen durch Wasserdampf, Wolkenwasser, Regen und aufgeraute Meeresoberflächen. Da sich die Aufnahmegeometrien und Sensoreigenschaften der verschiedenen Systeme (Nimbus 7: SMMR, DMSP F8, F11, F13: SSM/I) unterscheiden, erfolgt herstellerseitig eine weitestgehende Homogenisierung der Daten durch eine Anpassung der Kalibrationskonstanten der Algorithmen sowie eine Interpolation kleinerer Datenlücken und einzelner Fehlwerte. Die sogenannte „Landkontamination“, die sich entlang der Küstenlinien aufgrund der Mischpixel (grobe geometrische Auflösung) ergibt, wird durch Filterfunktionen in dem Datensatz von *Cavalieri et al.* (1999, aktualisiert 2002) zusätzlich ebenfalls herstellerseitig unterdrückt.

Die Genauigkeit der abgeleiteten Gesamt-Meereisbedeckungsgrade ist generell abhängig von den verwendeten Algorithmen und der herstellerseitigen Datenvorverarbeitung. Die Meereisdicke und der Aggregatzustand bzw. die physikalische Struktur der Meereisoberflächen haben insbesondere im Sommer einen großen Einfluß. Die Abweichung der Meereisbedeckungsgrade auf Basis des NASA Team-Algorithmus von realen Verhältnissen wird im Mittel je nach Quelle mit ca. ± 0.075 angegeben (*Gloersen und Cavalieri*, 1986; *Cavalieri et al.*, 1997; *Stroeve et al.*, 1997). Es handelt sich dabei hauptsächlich um Unterschätzungen der Bedeckungsgrade. Das kann zu einer 23% niedriger meereisbedeckten Fläche führen, bei allerdings nur geringfügigen Differenzen in der Meereisausdehnung. Dies zeigen z.B. Vergleichsstudien des Team- und Bootstrap-Algorithmus mit Referenzmeereisdaten des NIC in *Singarayer und Bamber* (2003). Hiernach verringern insbesondere dünnes Eis und Oberflächenschmelzen die Genauigkeit, was zu Problemen in den Eisrandzonen führt. Andererseits zeigen Ergebnisse des Team-Algorithmus eine realistischere Variabilität in geschlossenen Packeisgebieten. Die zeitliche und räumliche Variabilität der unterschiedlichen Datenprodukte stimmt hingegen gut überein. Trotz unterschiedlicher Vorverarbeitung sind nach *Serreze et al.* (2003) die abgeleiteten meereisbedeckten Flächen und die Meereisausdehnung des *Cavalieri et al.* (2001)-Datensatzes denjenigen aus *Cavalieri et al.* (1999, aktualisiert 2002) sowie optischen Fernerkundungsdaten des MODIS-Systems sehr ähnlich.

Da z.B. die Landkontamination und der Einfluß meteorologischer Größen herstellerseitig nicht vollständig beseitigt sind, müssen weitere Vorverarbeitungsschritte vor der Verwen-

dung in statistischen Untersuchungen oder als Modellantrieb erfolgen. Fehlende Gitterpunkte durch nicht überlappende Aufnahmebänder in mittleren Breiten oder Meßwertausfälle werden aus dem arithmetischen Mittel der acht Nachbarpixel gebildet. Die verbliebenen Wettereffekte und fehlerhafte Meereisbedeckungsgrade durch die ‐Landkontamination‐ entlang der Küsten im Sommer werden durch Multiplikation mit Ozeanmasken des NSIDC eliminiert, die alle im langjährigen Monatsmittel eisfreien Flächen enthalten. Die Artefakte im Küstenbereich innerhalb der im langjährigen Monatsmittel meereisbedeckten Bereiche sind damit jedoch nicht zu beseitigen. Daten des SMMR Sensors (26. Oktober 1978 bis 26. August 1987) haben bedingt durch die Aufnahmegeometrie einen datenlosen Polbereich ab 84.5° N. Ab dem SMM/I Sensor (09. Juli 1987 bis heute) verkleinert sich die mit Fehlwerten gekennzeichnete Polmaske auf den Bereich ab 87.0° N. Da sich die Landmasken der beiden Datensätze unterscheiden, wird ein Komposit gebildet. Doppelt vorkommende Felder in Überlappungszeiträumen aufeinanderfolgender Sensoren werden arithmetisch gemittelt. Eine lineare Interpolation schließt die eintägigen Datenlücken, da die SMMR Daten im Original nur für jeden zweiten Tag vorliegen.

Schneeschnmelzbeginn auf Meereis

Der *Snow Melt Onset Over Arctic Sea Ice from SMMR and SSM/I Tbs* Datensatz (Drobot und Anderson, 2001) ist aus denselben Satellitendaten wie die Meereisbedeckungsgrade abgeleitet. Er enthält das jeweilige Datum des Einsetzens der initialen fröhsommerlichen Schneeschnmelze über Meereis von 1979 bis 1998 auf dem o.g. polarstereographischen EASE Gitter in $25\text{ km} \times 25\text{ km}$ Auflösung. Aufgrund des funktionalen Zusammenhanges zwischen Oberflächentemperatur und Schnmelzbeginn werden Schnmelztermine zur Validierung der alternativen Randantriebsdaten verwendet. Durch den Schnmelzbeginn ändern sich die Materialeigenschaften (Feuchte, Temperatur, Volumenstreuung, Schichtmächtigkeit) in der Oberflächenschicht, was eine Änderung der komplexen relativen Dielektrizitätskonstante zur Folge hat. Dies führt zu einer wellenlängenabhängigen Änderung des Emissionsgrades und damit zu unterschiedlichen Strahlungstemperaturen in den einzelnen Aufnahmebändern und Polarisationsrichtungen. Hierauf aufbauend detektiert der Advanced Horizontal Range Algorithm (Anderson und Drobot, 2001) durch verschachtelte Strahlungstemperatur-Schwellenwertabfragen initial schnmelzende Eisoberflächen bzw. Schneeauflagen. Der Vergleich mit einem Detektionsverfahren basierend auf NASA Scatterometerdaten in Forster et al. (2001) ergibt vergleichbare Eintrittstermine. Die Vorverarbeitung umfaßt die Transformation auf das HIRHAM4-Gitter unter Verwendung eines Nearest-Neighbour Resampling-Algorithmus; die Datenquelle und der Hersteller ist das NSIDC.

Oberflächentemperaturen und Wolkenbedeckungsgrade

Die Erdoberflächentemperaturen für den Modellantrieb und Validierungsaufgaben sowie die Wolkenbedeckungsgrade sind ein Teil des *AVHRR Polar Pathfinder Twice-Daily 25 km EASE-Grid Composites* Datensatzes (Maslanik et al., 1997; Fowler et al., 2000). Datengrundlage sind GAC 1b Satellitendaten des AVHRR Sensors an Bord der NOAA-POES-7, -9, -11 und -14 Satelliten. Die vorverarbeiteten Datenfelder (Kalibration, geometrische Korrektur, Georeferenzierung, Kompositbildung) sind auf ein flächentreues, polständiges, azimutales EASE-Gitter (1805×1805 Gitterpunkte) projiziert und zur Reduktion des Datenvolumens herstellerseitig von $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ auf $25\text{ km} \times 25\text{ km}$ (361×361 Gitterpunkte) degradiert. Die extrahierte Zeitspanne umfaßt Mai bis Oktober von 1981 bis 2000, mit täglichen Beobachtungszeitpunkten von etwa 04 UTC und 14 UTC.

Die Oberflächentemperaturen und die Bewölkungsinformationen basieren auf dem für

AVHRR Daten entwickelten CASPR-System (Key, 2002). Der Algorithmus zur Berechnung der Oberflächentemperatur aus den Strahlungstemperaturen der AVHRR Kanäle 4 und 5 im thermalen Infrarot besteht aus an die Polargebiete angepassten semiempirischen Regressionsansätzen für verschiedene Oberflächentypen (Land bzw. Ozean und schneebedecktes Land). Diese werden basierend auf Strahlungstemperaturen der SSM/I Sensoren (s.o.) klassifiziert. Die Bewölkungsfelder dienen in diesem Falle ausschließlich der Maskierung der Oberflächentemperaturen, deren Ableitung im CASPR Algorithmus für Meereisoberflächen und wolkenlose Bedingungen optimiert ist. Für solche Fälle wird die Genauigkeit der abgeleiteten Oberflächentemperaturen mit $\pm 2\text{K}$ beziffert, basierend auf Vergleichen mit in situ Messungen (Fowler et al., 2000; Maslanik et al., 2001). Da die verfügbaren Daten verschiedenen Datensatz-Versionen angehören muß innerhalb des Datensatzes von variablen Unsicherheiten ausgegangen werden. Hersteller und Datenquelle ist das NSIDC.

SYNOP-, Bojen-, Meßkampagnen- und RASO-Daten

Unkorrigierte *SYNOP-Wettermeldungen* aus dem internationalen Wetterfernmeldesystem (GTS) liegen für das nördliche Sibirien von 1966 bis 1998 vor. Die Daten dienen der Validierung der HIRHAM4-Simulationsrechnungen im Zuge der Sensitivitätsstudien (Kap. 5). Die Auswahl beschränkt sich räumlich auf Küstenstationen und Stationen innerhalb des HIRHAM4-Modellgebiets in der ostsibirischen Arktis (Abb. 2.1). Den Datenvertrieb übernimmt der DWD in Hamburg (Geschäftsfeld Seeschifffahrt). Aufgrund von Meß-, Übermittlungs- und Verschlüsselungsfehlern, wie sie typisch sind für Daten aus synoptischen Beobachtungsmessnetzen, sind umfassende Vorverarbeitungsschritte und Datentransformationen notwendig. Es werden ausschließlich Daten der Haupttermine (00, 06, 12, 18 UTC) weiterverarbeitet. Die stationsweise Qualitätskontrolle und Fehlerkorrektur ist in mehrere Schritte unterteilt: (1) Abfrage, ob die Daten innerhalb meteorologisch sinnvoller Grenzwerte liegen (Gesamt-Bedeckungsgrad, 2 m-Lufttemperatur, 2 m-Taupunkt, Luftdruck in NN, Windrichtung und -geschwindigkeit); (2) logische Kontrollen der Bedeckungsgrade, von Windrichtung und -geschwindigkeit, 2 m-Taupunkt; (3) die Standardabweichung der 2 m-Lufttemperatur, des 2 m-Taupunkts sowie des Luftdrucks in NN innerhalb eines 15-tägigen gleitenden Zeitfensters dient der Variabilitätskontrolle; ungültige Meßwerte liegen bei invariantem Werteverlauf vor; (4) Ausreißer in diesen drei Meßgrößen werden bestimmt, indem m.H. einer lokalen Statistik innerhalb eines 15-tägigen gleitenden Zeitfensters bestimmt wird, ob die Abweichungen vom 15-tägigen Mittelwert außerhalb des Wertebereichs Mittelwert ± 3 -fache Standardabweichung liegen (Essenwanger, 1986; Österle et al., 1999). Wann immer ein Datenwert eine Kontrolle nicht besteht, wird er als Ausfallwert gekennzeichnet.

Die Daten des *Surface Heat Budget of the Arctic Ocean* (SHEBA) Projektes dienen als unabhängige Vergleichsdaten zur Validierung der Oberflächentemperaturen im alternativen unteren Randantriebsdatensatz. Es handelt sich um punktuelle meteorologische Meßdaten zur detaillierten Untersuchung der Oberflächen-Energiebilanz und der Massenbilanz von Meereis im Atmosphäre-Meereis-Ozean Geosystem, die in einem schiffsgestützten Eiscamp vom 2. Oktober 1997 bis zum 12. Oktober 1998 erhoben wurden (Uttal et al., 2002). Aufgrund der Eisdrift umfaßt die räumliche Abdeckung hauptsächlich Packeisbereiche der Beaufortsee. Der aus diesem Projekt ausgewählte Datensatz ist eine Kombination aus Messungen mehrerer Sensoren (SHEBA Projektphase III: Analyse und Weiterverarbeitung von Beobachtungsdaten), die von der „Atmospheric Surface Flux Group“ ortsfest über Schnee- bzw. Meereisoberfläche auf mehrjährigem Packeis vom 31. Oktober 1997 bis

zum 30. September 1998 betrieben wurden (*Persson et al.*, 2002). Die stündlichen Basisdaten bilden Oberflächentemperaturen, die aus passiv-infrarot Pyrgeometer-Messungen der langwelligen Ein- und Ausstrahlung unter Verwendung einer ganzjährig konstanten Emissivität von $\varepsilon = 0.99$ abgeleitet wurden. Meßausfälle sind durch Daten eines Präzisions-Infrarotthermometers, eines Hygrometers und eines Widerstandsthermometers am selben Standort ersetzt. *Persson et al.* (2002) geben für die stündlichen Meßwerte Genauigkeiten von ± 0.5 K an. Innerhalb des Beobachtungszeitraums liegen für 93.4 % der Fälle Beobachtungsdaten vor. Die Vorverarbeitung umfaßt lediglich die Berechnung von Tagesmitteln. Aufgrund fehlender zeitlicher Überlappung ist kein Vergleich mit HIRHAM4-Simulationsergebnissen möglich, wie dies z.B. im ARCMIP durchgeführt wird. Den Vertrieb der SHEBA-Daten organisiert das Polar Science Center, Applied Physics Laboratory der University of Washington (Seattle) über das JOSS / UCAR.

Die Radiosondendaten zur punktuellen Validierung von Simulationsergebnissen des HIRHAM4 beruhen auf den *Historical Arctic Rawinsonde Archive* (HARA) (*Kahl et al.*, 1992; *Serreze et al.*, 1997) und *Daily Arctic Ocean Rawinsonde Data from Soviet Drifting Ice Stations* (NP) (*Kahl et al.*, 1999) Datensätzen, die beide vom NSIDC vorverarbeitet und zur Verfügung gestellt werden. Der HARA-Datensatz beinhaltet Aufstiegsdaten von 98 Landstationen nördlich von 65° N mit einer relativ homogenen räumlichen Abdeckung über den Gesamtzeitraum von 1958 bis Mitte 1996 mit ersten vereinzelt Beobachtungen ab 1947. Die Vorverarbeitung erfolgt durch ein mehrstufiges Verfahren: (1) Für jede Station sind Aufstiegsdaten zu den synoptischen Hauptterminen auf Bodenniveau sowie den 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 400 hPa und 250 hPa Hauptisobarflächen extrahiert. Auf diesen Niveaus liegen die geopotentielle Höhe der Isobarflächen, die Lufttemperatur, der Taupunkt sowie die Windrichtung und -geschwindigkeit vor. (2) Aus diesem transformierten Datensatz sind die Aufstiege während der HIRHAM4-Simulationsmonate Mai bis Oktober von 1979 bis 1995 zu den 00 UTC und 12 UTC SYNOP-Terminen ausgewählt. Damit die Vergleichsdaten eine zeitlich relativ homogene Besetzung aufweisen, wird als Auswahlkriterium für die zu verwendenden Stationen festgelegt, daß pro Monat mindestens für ein Drittel der Aufstiege pro Haupttermin Sondierungen vorliegen müssen. Um die Zurückweisungsgrenze herabzusetzen darf dieses Kriterium in 80 von den insgesamt 204 Monaten, die überprüft werden, verletzt sein. Das Ergebnis dieser Vorgehensweise in Form der Stationsverteilung zeigt Abbildung 2.1 (Rauten-Symbole). Die Aufstiegsdaten der NP-Driftstationen liegen für 21 Stationen von April 1954 bis Juli 1990 vor. Im Mittel werden die Stationen mit der Transpolardrift von den Startpositionen in der nördlichen Tschuktschensee und Beaufortsee über den zentralen Arktischen Ozean in Richtung Framstraße verlagert. Die Vorverarbeitung verläuft identisch mit derjenigen der HARA-Daten. Es werden Daten der Stationen NP-26 (Juli 1983 bis Februar 1986), NP-28 (Juli 1986 bis Dezember 1988) und NP-31 (Juni 1989 bis Juli 1990) ausgewählt. Eine Qualitätskontrolle der Daten beschränkt sich auf die Korrektur von Ausreißern und erfolgt erst bei dem Vergleich mit den Modelldaten.

Die 2 m-Lufttemperaturdaten des *International Arctic Buoy Programme / Polar Exchange at the Sea Surface* (IABP/POLES) Datensatzes (*Rigor et al.*, 2000) werden zur Bewertung der Ergebnisse der Modellsimulationen des HIRHAM4 verwendet. Die Datenbasis bilden umfassend vorverarbeitete, korrigierte und homogenisierte Beobachtungsdaten von SYNOP-Stationen im Umfeld des Arktischen Ozeans, NP-Driftstationen des AARI und Driftbojen des IABP. Diese Daten werden mit dem Verfahren der optimalen Interpolation auf ein $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ aufgelöstes (flächentreues) Gitter für die gesamte Arktis interpoliert (*Martin und Munoz*, 1997; *Rigor et al.*, 2000). Die zeitliche Abdeckung des

vorliegenden Datensatzes reicht von 1979 bis 2001 bei einer 12-stündigen Auflösung (00 UTC und 12 UTC). Datenquelle ist das Polar Science Center des Applied Physics Laboratory an der University of Washington (Seattle). Die Vorverarbeitung beschränkt sich auf eine Transformation der Daten auf das HIRHAM4-Gitter. *Rigor et al.* (2000) geben in einem Vergleich der interpolierten Datenfelder mit Beobachtungen an der NP-28 Station von Januar 1987 bis Dezember 1988 positive sommerliche Abweichungen von 0.5 K an. Da in den sibirischen Randmeeren aufgrund des mittleren Meereisdriftmusters weder Meßwerte von bemannten Driftstationen noch Bojen vorliegen, sind die Temperaturfelder dort hauptsächlich von den sibirischen Küstenstationen abhängig.

Die Daten der Schneedeckenmächtigkeit auf Meereis basieren ebenfalls auf Messungen des AARI an den NP-Driftstationen. In dem alternativen Randantriebsdatensatz finden langjährig gemittelte Monatsmittel der Schneedeckenmächtigkeit Verwendung, die von der *Environmental Working Group* im *Joint U.S.-Russian Arctic Sea Ice Atlas, Vol. 1* veröffentlicht sind. In je nach Wetterlage monatlichen bzw. 10-tägigen Meßintervallen wurden zwischen 1954 und 1990 (NP-4 bis NP-31) für die Dauer des jeweiligen Stationsbetriebs in 10 m-Abständen entlang eines 1 km langen Transektes Messungen der Mächtigkeit der Schneedecke auf Meereis durchgeführt. Insgesamt stehen etwa 40 mittlere Schneedeckenmächtigkeiten der Transekte für jeden Monat zur Verfügung. Die Transekte befanden sich auf mehrjährigen Eisschollen mit einer ebenen, homogenen Oberflächenstruktur. Wegen der meereisdriftbedingten weitläufigen Verlagerung der Stationen in unterschiedliche Niederschlagsregime, stellt der gemittelte Datensatz eine gute Annäherung für den gesamten arktischen Ozean dar. Eine Standardabweichung von im Mittel etwa 8 cm charakterisiert die große Variabilität der Basisdaten (*Colony et al.*, 1998; *Environmental Working Group*, 2000). *Warren et al.* (1999) leiten auf Basis der NP-Messungen mit einer zweidimensionalen quadratischen Funktion klimatologische räumliche Verteilungen der Schneemächtigkeit auf Meereis ab.

Die Meeresoberflächentemperaturen aus dem *Version 2.2 of the Global sea-Ice and Sea Surface Temperature data set, 1903-1994* (GISST2.2) (*Parker et al.*, 1995; *Rayner et al.*, 1996) werden als Validierungsdaten des alternativen unteren Randantriebs verwendet. Die Daten sind Komposite aus unterschiedlichen Beobachtungsdatenquellen (NOAA AVHRR Satellitendaten, Bojen- und Schiffsbeobachtungen) und liegen global auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter als Monatsmittel vor. Die Vorverarbeitung umfaßt die Transformation auf das HIRHAM4-Gitter. Der Hersteller ist das UK Met Office, die Datenquelle das BADC.

Meereisdriftdaten

Meereisdriftdaten sind neben den Meereisbedeckungsgraden in dieser Arbeit die wichtigste beobachtungsgestützte Meereiseigenschaft. Sie ist dem *Polar Pathfinder Daily 25 km EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors* Datensatz entnommen, der von November 1978 bis März 2003 vorliegt (*Fowler*, 2003). Ein flächentreues EASE-Gitter mit einer räumlichen Auflösung von $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ (361×361 Gitterpunkte) enthält Tagesmittel der u- und v-Driftkomponenten und damit auch die Driftrichtung und -geschwindigkeit für die gesamte Arktis beginnend ab etwa 48.4° N . Sowohl der Hersteller als auch die Datenquelle ist das NSIDC.

Die Datenbasis bilden abgeleitete Geschwindigkeitskomponenten aus GAC-Daten des optischen AVHRR-Sensors (4 Überflüge pro Tag, 5 km Auflösung), der passiven Mikrowellenradiometer SMMR (Tagesmittel jeden zweiten Tag, 37 GHz Kanal mit 25 km Auflösung) und SSM/I (Tagesmittel, 37 GHz Kanal mit 25 km und 85 GHz mit 12.5 km räumlicher Auflösung) sowie den Driftdaten der Bojen des IABP (Positionsdaten täglich

um 12 UTC). Zur zeitlich und räumlich lückenlosen Erfassung der Meereisdrift ist eine Kombination dieser Datenquellen notwendig, da die jeweiligen Meßsysteme eine unterschiedliche zeitliche und räumliche Auflösung und Abdeckung besitzen und die Signalgewinnung verschieden stark vom Atmosphärenzustand, den Oberflächeneigenschaften (insb. Reflexion und Emission) sowie von Beleuchtungs- bzw. Bewölkungsverhältnissen abhängt und damit auch unterschiedlichen Fehlerquellen unterworfen ist.

So haben die AVHRR-Daten eine höhere zeitliche und räumliche Auflösung als passive Mikrowellenradiometerdaten; diese sind wiederum nahezu bewölkungsunabhängig. Im Sommer werden die Emmissionssignale durch atmosphärischen Wasserdampf jedoch stark gestört. Im Fall der Satellitensensoren wird die Eisdrift abgeleitet, indem die größte räumliche Korrelation zwischen einem Ausgangsdatenfenster und mehreren – zum Ausgangspunkt versetzten – Zieldatenfenstern in zeitlich aufeinanderfolgenden Aufnahmeszenen bestimmt wird. Direkte Driftmessungen stammen von Bojen, sie gelten als die verlässlichsten Daten. Allerdings ist ihre räumliche Abdeckung lückenhaft und die Randmeere der Sibirischen Arktis werden aufgrund der Meereisdrift und -regime nur sehr selten erfaßt.

Mit der dargestellten Vorgehensweise sind in den Sommermonaten Driftvektoren für 10 % bis 30 % der meereisbedeckten Gitterelemente zu erfassen. Die verbleibenden Komponenten des Driftvektors sind mit einem Kokriging-Ansatz für jeden meereisbedeckten Gitterpunkt auf dem EASE Bezugsgitter abgeleitet. Die verschiedenen fernerkundlichen Meßsysteme liefern anteilig im Sommer etwa ähnlich viele verwertbare Driftvektoren (insgesamt etwa 300 bis 500 Driftvektoren pro Monat). Die Daten des 37 GHz-Kanals der passiven Mikrowellenradiometer sind mit einem Anteil von im Mittel etwa 50 % vor den 85 GHz und den Bojendaten im Sommer die wichtigste Datenbasis. Die Verfolgungsmethode m.H. der räumlichen Korrelationen ist aber speziell im Eisrandbereich mit großer raum-zeitlicher Dynamik und bei Gitterpunkten mit einer raschen Änderung der Oberflächeneigenschaften z.B. im Zusammenhang mit Schmelzprozessen fehleranfällig. *Fowler* (2003) gibt die Genauigkeit des verwendeten Komposit-Datensatzes mit $0.1 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (mittlere quadratische Abweichung der Fehler: $3.364 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) für die u-Komponente und $0.4 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (mittlere quadratische Abweichung der Fehler: $3.39722 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) für die v-Komponente auf dem EASE-Gitter an.

Die Vorverarbeitung umfaßt die Berechnung der Driftrichtung und -geschwindigkeit aus den u- und v-Geschwindigkeitskomponenten auf dem EASE-Gitter und die Umrechnung in Richtungsvektoren mit einer Nordorientierung sowie die Transformation auf das HIRHAM4-Gitter. Dabei wird aufgrund der Degradation der räumlichen Auflösung von 25 km auf 50 km Gitterkantenlänge und einer Nearest-Neighbour-Suchstrategie nur etwa jedes vierte Gitterelement des Originalgitters berücksichtigt. Bei dieser Vorgehensweise bleibt die Richtungs- und Geschwindigkeitsinformation der Originaldaten jedoch weitestgehend erhalten, so daß Konvergenzen- und Divergenzen im horizontalen Meereisbewegungsfeld exakt übertragen werden können. Die u- und v-Komponenten werden zusätzlich in zonale und meridionale Geschwindigkeitskomponenten auf dem HIRHAM4-Gitter überführt.

2.2 (Re-)Analysedaten

Der Modellantrieb des HIRHAM4-Atmosphärenmodells beruht am seitlichen und teilweise auch am unteren Rand auf ERA-15 Re-Analysen (1979 bis 1993) bzw. operationellen Analysen des ECMWF im übrigen Zeitraum. Die ERA-15 Daten sind das Ergebnis von Simulationsrechnungen eines globalen Atmosphärenmodells mit einer spektralen Auflösung

von T106 und 31 Schichten in einem Druck-Koordinatensystem mit einem konstanten Assimilationschema (*Gibson et al.*, 1997). Die extrahierten Modellergebnisse liegen 6-stündlich zu den SYNOP-Terminen und in einer Auflösung in zonaler Richtung von konstant 1.125° und in meridionaler Richtung von im Mittel 1.1213° vor. Die außer zum Modellantrieb auch für Datenvergleiche verwendeten ERA-15 Re-Analysen (Luftdruck in NN) werden aus dem ECMWF GRIB-Format in das NetCDF Format umgewandelt und auf das flächentreue EASE-Gitter (143×143 Gitterpunkte) transformiert. Die Datenquelle für die Re-Analysen ist die CERA-Datenbank des DKRZ, die Analysen bzw. Re-Analysen für den Modellantrieb stammen aus dem MARS Datenarchiv des ECMWF.

Visuelle Vergleiche z.B. zu Kontrollzwecken und die Berechnung der Zyklonenstatistik erfolgen mit Daten des *NCEP/NCAR Reanalysis Project*. Es handelt sich um eine Fortführung des *NMC Climate Data Assimilation System Project*. Grundlage des Projekts ist das 1995 in die operationellen Analysen des NCEP implementierte spektrale globale Atmosphärenmodell mit einer horizontalen spektralen Auflösung von T62 und 28 vertikalen Schichten sowie ein unveränderliches Datenassimilationsschema. Die Atmosphären-daten liegen in unterschiedlichen Datenformaten, Gittern (regelmäßig $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ und Gauß-Gitter) und zeitlichen Auflösungen vor. Die Re-Analysen beginnen 1948 und werden nahezu in Echtzeit mit dem CDAS fortgeführt. Die Daten sind je nach Beeinflussung durch Beobachtungsdaten bzw. die Modellrechnungen in drei Güteklassen A (Datenassimilation beruht vorzugsweise auf Beobachtungsdaten, daher als sehr verlässlich eingestuft), B und C unterteilt. Bodendruck fällt dabei in die Güteklasse B (sowohl durch Beobachtungen als auch stark durch die Modellrechnungen beeinflusst). Der einzige Vorverarbeitungsschritt ist die Transformation auf das flächentreue EASE-Gitter (143×143 Gitterpunkte). Datenquelle ist das NOAA-CIRES CDC (*Kalnay et al.*, 1996; *Kistler et al.*, 2001).

2.3 Zyklonenstatistik

Die Erstellung einer Zyklonenstatistik mit eigens entwickelten Programmen beinhaltet die Erfassung und Verfolgung von Tiefdruckgebieten basierend auf 6-stündlichen flächentreuen Bodendruckfeldern. Das Ergebnis sind tabellierte Informationen zu Zeitpunkt der Erfassung, geographischer Position des Systems, Ausdehnung, Kerndruck, Intensität, zurückgelegte Strecke und Drucktendenz seit der letzten Beobachtung, Informationen ob eine Zyklonogenese oder Zyklolyse vorliegt sowie eine eindeutige Identifikationsnummer. Damit ist eine Ableitung der Zyklonenaktivität möglich, d.h. der raum-zeitlichen Verteilung der Tiefdruckgebiete, Kerndruck, Intensität, Zuggeschwindigkeit, Lebensdauer. Die Positionsinformationen werden in Kombination mit den Zyklonenkennziffern zur Bestimmung der Zyklonenanzahlen für bestimmte Gebiete und Mittelungsintervalle, für räumliche Verteilungen sowie zur Ableitung des Bewegungsfeldes verwendet (Kap. A.1).

Um fehlerhaft als Zyklonen identifizierte Depressionen im Druckfeld zu eliminieren, werden nur diejenigen Systeme berücksichtigt und als wetterwirksam eingestuft, die eine Gesamtlebensdauer von mehr als vier Terminen, d.h. 24 Stunden, haben. Solche Fehler kommen einerseits im Sommer im Bereich thermischer Hitzetiefs vor und andererseits wegen der fehlerbehafteten Luftdruckreduktion bei großen topographischen Höhen, weshalb Grönland in allen Abfragen ausmaskiert ist. Um auch solche Zyklonen zu erfassen, deren Zentrum lediglich die Randbereiche der Untersuchungsgebiete tangiert, sind die Abfrageboxen relativ groß gewählt (Abb. 3.1). Wegen ihrer teilweise großen Horizontalausdehnung können die Systeme eine nicht zu vernachlässigende Fernwirkung haben.

Neben einer Zyklonenstatistik auf Basis der Modellergebnisse, wird eine Zyklonenstati-

stik aus nordhemisphärischen Re-Analysedaten abgeleitet (Kap. 3.2). Da die durchgeführten Simulationsläufe nur die Sommer ausgewählter Jahre erfassen, und die Ursprungsgebiete der Zyklonen oftmals nur teilweise abdecken, ergibt sich eine unvollständige großräumige synoptische Situation. Da die Modellantriebe aus ECMWF Re-Analysen nur für einen Teil des Untersuchungszeitraums (1979-1993) und -gebiets (50° N-90° N) vorliegen und die ERA-40 Re-Analysen (1957-2001) noch nicht verfügbar waren, werden zur Ableitung der Zyklonenstatistik Bodendruckfelder der global verfügbaren NCEP/NCAR Re-Analysen verwendet (*Simmonds und Gibson, 2000*).

Ein Vergleich der Bodenluftdruckfelder der ERA-15 mit denjenigen der NCEP / NCAR Re-Analysen im Überlappungszeitraum von 1979 bis 1993 zeigt eine gute Übereinstimmung (Daten nicht gezeigt). Die Differenzen (NCEP / NCAR minus ECMWF) der langjährig (1979 bis 1993) gemittelten Monatsmittel der Bodenluftdruckfelder (transformiert auf ein einheitliches nordhemisphärisches EASE-Gitter mit 143×143 Gitterpunkten) sind im Winterhalbjahr und über Landflächen am größten. Die minimalen / maximalen Differenzen betragen z.B. im Januar -4.9 hPa / 14.7 hPa und im Juli -7.6 hPa / 3.3 hPa bei identischen Mittelwerten und Standardabweichungen der Ausgangsdatenfelder. Ein qualitativer Vergleich der Bodenluftdruckfelder zu den SYNOP-Terminen für 1990 (Daten nicht gezeigt) ergibt eine sehr gute Übereinstimmung der räumlichen Anordnung synoptischer Tiefdrucksysteme. Zeitreihendifferenzen (NCEP / NCAR minus ECMWF) der Tagesmittel der räumlichen Mittelwerte des Luftdrucks in NN nördlich des Polarkreises ($d_{\min} = -2.92$ hPa, $d_{\max} = 3.27$ hPa, $|\overline{d}| = 0.54$ hPa) bzw. im Bereich der Laptevsee ($d_{\min} = -8.65$ hPa, $d_{\max} = 7.77$ hPa, $|\overline{d}| = 1.28$ hPa) von 1979 bis 1993 bestätigen die allgemein geringen Unterschiede der Datensätze. Die Ergebnisse der beiden Zyklonenstatistiken können daher verglichen und kombiniert werden. Die Zyklonen, die in den ECMWF-Antriebsdaten der Regionalmodelle enthalten sind, setzen sich über den seitlichen Randantrieb in das Modellgebiet fort und sind auch in den HIRHAM4-Simulationsrechnungen enthalten.

2.4 Regionales Atmosphärenmodell HIRHAM4

Allgemeine Übersicht

HIRHAM4 ist ein regionales hydrostatisches Atmosphärenmodell (*Christensen und Meijgaard, 1992; Christensen et al., 1996*). Der dynamische Teil basiert auf dem regionalen Atmosphären-Wettervorhersage-Modell HIRLAM (*Machenhauer, 1988; Gustafsson, 1993*), die physikalischen Parametrisierungen sind dem globalen ECHAM4 Modell entnommen (*Roeckner et al., 1996*).

Die horizontalen Windkomponenten, der Bodenluftdruck, die spezifische Feuchte, die Lufttemperatur und der Wolkenwassergehalt werden mit prognostischen, die vertikale Windgeschwindigkeit und die geopotentielle Höhe mit diagnostischen Gleichungen numerisch berechnet. Die physikalischen Parametrisierungen umfassen Strahlungs-, Landoberflächen-, Meeresoberflächen-Meereis-Prozesse, Grenzschichtprozesse, Impulstransport durch Schwerewellen, Cumuluskonvektion und großräumige Kondensation. Das Modellgebiet (Abb. 2.2) umfaßt die Arktis auf einem rotierten Breiten-Längengitter (Nordpol bei 0° N und 0° E) mit 110×100 Gitterpunkten, die Gitterweite beträgt 0.5°×0.5° (etwa 50 km×50 km). Die Tropo- und Stratosphäre sind zwischen Erdboden und 10 hPa in 19 Modellniveaus in Sigma-Druck Hybridkoordinaten unterteilt. Der seitliche Randantrieb durch ein dynamisches Downscaling erfolgt über eine Randzone von 10 Gitterpunkten, die in Bereichen mit einer erhöhten meteorologischen Meßnetzdichte liegen und daher stark

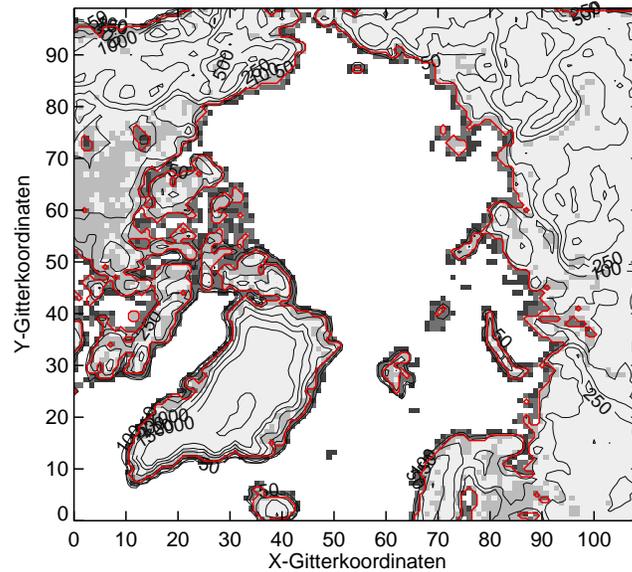


Abbildung 2.2: Orographie und Land-Meer-Verteilung des HIRHAM4-Atmosphärenmodells im arktischen Integrationsgebiet. Die rote Linie trennt Bereiche mit einem Landanteil pro Gitterpunkt von kleiner bzw. größer gleich 0.5. Klassifikation der Landanteile: $0.9 \leq$ Hellgrau ≤ 1.0 , $0.5 \leq$ Mittelgrau < 0.9 , $0.1 <$ Grau < 0.5 , $0.0 <$ Dunkelgrau ≤ 0.1 , $0.0 =$ Weiß. Isohypsen: 50, 100, 250, 500, 1000, 1500, 2000, 3000 m. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

beobachtungsgesteuert sind. Die Modellausgaben bezogen auf Modell- und Druckniveaus sowie die Erdoberfläche erfolgen viermal täglich zu den SYNOP-Terminen. Eine zusammenfassende Modellübersicht liefert *Dorn* (2001).

Simulationsrechnungen, die zeigen, daß HIRHAM4 die natürliche Variabilität der arktischen Atmosphäre realistisch wiedergibt, sind u.a. in *Dethloff et al.* (1996), *Rinke et al.* (1999a) und *Rinke et al.* (1999b) vorgestellt. Hierbei basieren untere und seitliche Randantriebe auf ECMWF (Re)-Analysen bzw. bei *Dorn et al.* (2000) auf Ergebnissen von ECHAM4 T30 Simulationen. *Christensen et al.* (1997), *Christensen et al.* (1998) und *Christensen und Kuhry* (2000) wenden HIRHAM4 in einer Vergleichstudie über Zentraleuropa und zu hydrologischen bzw. Permafrost-Studien über Skandinavien an. Validierungs- und Sensitivitätsstudien sind Gegenstand in *Rinke et al.* (1997) und *Rinke und Dethloff* (2000). In *Rinke et al.* (2000) wird HIRHAM4 mit dem ARCSyM Modell verglichen; es zeigt sich daß Unterschiede insbesondere auf die verschiedenen Parametrisierungen von Prozessen in der Grenzschicht und an Oberflächen zurückzuführen sind. Neben dieser Studie werden in dem ARCMIP verschiedene Regionalmodelle, darunter auch HIRHAM4, im Bereich der Messungen des SHEBA Projekts für den Zeitraum 1997/98 unter identischen Simulationsbedingungen miteinander verglichen.

Meeresoberflächen-Meereis-Prozesse

HIRHAM4 benötigt am unteren Modellrand als Antriebsvariablen an Gitterpunkten über Wasserflächen die Meeresoberflächentemperatur, den Meereisbedeckungsgrad, die Meereisdicke, die Schneemächtigkeit auf Meereis, die Meereisoberflächentemperatur und die Oberflächentemperatur der Schneeauflage auf Meereis. Wie in Abbildung 2.3 zu sehen, sind auf dieser Datengrundlage fünf Zustände am unteren Modellrand über Ozeanflächen möglich.

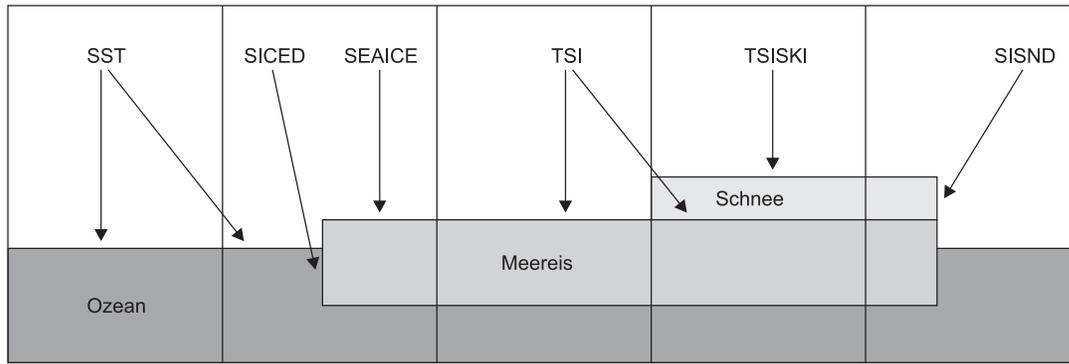


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der möglichen Zustände des unteren Randantriebs im HIRHAM4-Modell. Querschnitt durch fünf Gitterpunkte. Die Abkürzungen beziehen sich auf HIRHAM4-Variablen: SST = Meeresoberflächentemperatur, SICED = Meereisdicke, SEAICE = Meereisbedeckungsgrad, TSI = Meereisoberflächentemperatur bzw. Grenzschichttemperatur zwischen Meereis und Schneeauflage, TSISKI = Oberflächentemperatur der Schneedecke auf Meereis, SISND = Mächtigkeit der Schneeauflage.

Mindestens die Meeresoberflächentemperatur und der Meereisbedeckungsgrad müssen extern vorgegeben werden (z.B. aus klimatologischen Feldern oder über Randantriebsfelder zu jedem Zeitschritt).

Das HIRHAM4-Modell enthält Funktionalitäten, die es einerseits ermöglichen, eine unterschiedliche Anzahl von Variablen des unteren Randantriebs extern vorzugeben und andererseits eine unterschiedliche physikalische Meereisbehandlung zu verwenden. Diese Modelleinstellungen werden nun mit ihren Auswirkungen vorgestellt. Ihre Benennung ist aus der Variablenbezeichnung „OPYC“ im HIRHAM4-Programmcode und den drei damit verknüpften Bool'schen Einstellmöglichkeiten abgeleitet.

- `opyc000`: Dies ist die Standardvariante mit der die Kontrollsimulationsrechnungen durchgeführt werden, sie ist dem ECHAM3 Atmosphärenmodell entnommen (*DKRZ Modellbetreuungsgruppe*, 1993). Die Meereisbedeckungsgrade und die Meeresoberflächentemperaturen werden extern vorgegeben. Ein Ozeangitterpunkt wird entweder als vollständig oder gar nicht mit Meereis bedeckt angenommen (Binärmaske). Die Meereisdicke und die Schneemächtigkeit auf Meereis sind konstant bei 2 m und 0 m bzw. 0 mm Equivalent Wassersäule. Die Meereisoberflächentemperatur wird mit einer linearisierten Wärmebilanzgleichung (*Christensen et al.* (1996), S. 12, Gl. 19) unter Voraussetzung einer fixen Meereisdicke und einer konstanten Wärmekapazität des Meereises diagnostisch berechnet. Sie wird zum ersten Zeitschritt einer Simulationsrechnung aus der Lufttemperatur des untersten Modellniveaus des Antriebsdatensatzes initialisiert.
- `opyc100`: Bei dieser Einstellung werden die Meereisbedeckungsgrade an den einzelnen Ozeangitterpunkten berücksichtigt, d.h. die meereisbedeckte Fläche ist nicht mehr von einer vollständig geschlossenen Eisschicht überdeckt. Dadurch ist eine wesentliche Erhöhung des fühlbaren und latenten Wärmeflusses zwischen Ozeanoberfläche und atmosphärischer Grenzschicht möglich. Die Schnee-Meereis-Grenzflächentemperatur und die Oberflächentemperatur der Schneeschicht werden nach einem Ansatz aus dem OPYC-Ozeanmodell (*Oberhuber*, 1993) mit einer linearisierten Wärme-

bilanzgleichung prognostisch bestimmt. In diese Gleichung geht insbesondere der Meereisbedeckungsgrad ein. Details hierzu finden sich in *Christensen et al.* (1996) (S. 13, Gl. 20 bis 22) und in *Oberhuber* (1993) (S. 19 bis 23).

- `opyc110`: Zusätzlich zur Funktionalität der OPYC100-Einstellungen werden nun auch die Meereisdicke und die Mächtigkeit der Schneeauflage extern vorgegeben und sind damit variabel. Die Schneeauflage beeinflusst im Modell die Albedo, den latenten Wärmefluß und die Rauigkeitslänge. Die Meereisdicke bleibt während der Experimente konstant auf 2 m.
- `opyc111`: Die Initialisierung der Oberflächentemperaturen über (partiell) meereisbedeckten Gitterpunkten erfolgt nicht über die Temperaturen im untersten Modellniveau des Antriebsdatensatzes, sondern durch extern vorgegebene Felder. Dies wird als der realistischste Fall angesehen Meereis im HIRHAM4-Modell zu berücksichtigen.

Eine weitere Modifikation bei Verwendung dieser Einstellung besteht darin, die Oberflächentemperaturen nicht prognostisch zu bestimmen, sondern 6-stündlich oder täglich als unteren Randantrieb vorzugeben. Dies ist u.a. der Ansatz, wie er im ARCMIP Anwendung findet. Er führt jedoch dann zu Problemen, wenn der Temperaturgegensatz zwischen unterstem Modellniveau und den Meereisoberflächentemperaturen zu groß wird. Dies ist z.B. dann wahrscheinlich, wenn Datensätze unterschiedlichen Ursprungs kombiniert werden sollen (z.B. ECMWF-Atmosphärenantrieb, satellitengestützte Oberflächentemperaturen).

Durchgeführte Simulationen

Simulationsrechnungen liegen für die Sommermonate von neun Jahren mit positiven und negativen sommerlichen Meereisanomalien in der Lapteewsee vor (Kap. 3.1). Für Mai bis Oktober sind dies die Jahre 1990, 1995 und 1996, während in den übrigen Jahren 1983, 1986, 1987, 1991, 1992 und 1993 nur Simulationsrechnungen von Mai bis August durchgeführt wurden. Das Jahr 1999 wurde zwar simuliert, wird im folgenden jedoch nur teilweise benutzt.

Pro Monat sind fünf unterschiedliche Simulationsrechnungen durchgeführt worden: zum einen mit den beiden unteren Randantriebsdatensätzen, d.h. dem Standardantrieb auf Basis der ECMWF (Re-)Analysen (hiernach mit „ECMWF“ bezeichnet) und dem alternativen Randantrieb auf Basis von Beobachtungsdaten (hiernach mit „OBS“ bezeichnet), siehe Kapitel 4; zum anderen mit einer unterschiedlichen Behandlung der Meeresoberflächen-Meereis-Prozesse bzw. einer variablen Anzahl einbezogener Randantriebsfelder durch Verwendung der sog. OPYC-Optionen (`opyc000`, `opyc100`, `opyc110` und `opyc111`, s.o.). Eine Kombination aus der Antriebsdatenbezeichnung und den speziellen HIRHAM4-Modelleinstellungen dient zur Kennzeichnung der Simulationsläufe: `ECMWFopyc000` (Kontrolllauf mit Standardantrieb), `OBSopyc000` (Kontrolllauf mit alternativem Antrieb), `OBSopyc100`, `OBSopyc110`, `OBSopyc111`. Da sich die `OBSopyc111`-Läufe noch nicht als zielführend erwiesen haben, sind sie nicht in die vorgestellten Analysen mitaufgenommen.

Verschiedene Landoberflächenparameter (Orographie und verschiedene abgeleitete Größen, Land-See-Maske, mittlere Albedo, Blattflächenindex, Waldanteil, FAO Bodentyp, Feldkapazität) werden für die verschiedenen Simulationsläufe unveränderlich auf Monatsbasis aus langjährig gemittelten Monatsmitteln vorgegeben. Zur Modellinitialisierung werden ebenfalls auf Monatsbasis die Landoberflächentemperatur, die mittlere Temperatur

und der mittlere Bodenwassergehalt in den obersten zwei Schichten des Bodens (5-schichtiges Bodenmodell bis 10 m Tiefe), das in der Vegetationsschicht gespeicherte Wasser (als Äquivalent Wassersäule), die Rauigkeitslänge und die Schneedeckenmächtigkeit fest vorgegeben (*Christensen et al.*, 1996 2001). Der seitliche Randantrieb (horizontale Windkomponenten, Lufttemperatur, spezifische Feuchte und Bodenluftdruck) basiert bei allen Simulationsrechnungen auf den ECMWF (Re-)Analysen und erfolgt 6-stündlich um 00, 06, 12, 18 UTC. Für den 6-stündlichen unteren Randantrieb stehen Tagesmittel der ECMWF- und OBS-Datensätze zur Verfügung.

Der Modellzeitschritt beträgt 300 Sekunden, der Simulationszeitraum jeweils einen Monat und jeder Monat wird mit einer Normalmodeninitialisierung initialisiert. Durch diese Art des Modellstarts entstehen bei Monatsübergängen unvermeidbare, kleinere Inkonsistenzen zwischen den Ausgabefeldern. Die Simulationsrechnungen erfolgen mit einer Einprozessorvariante des Modells auf dem Höchstleistungsrechnersystem (NEC SX-6) für die Erdsystemforschung (HLRE) des DKRZ.

3 Variabilität der Meereisverteilung und der Zyklonenaktivität, 1979 bis 2002

Da die Wechselwirkung zwischen Meereis und Zyklonenaktivität einen Untersuchungsschwerpunkt darstellt, geben die folgenden Kapitel einen Überblick der mittleren Zustände und der Variabilität auf zeitlicher und räumlicher Ebene. Das Ziel ist dabei eine phänomenologische Betrachtung, die einen Einblick in die Dynamik wichtiger Systemkomponenten gibt. Abbildung 3.1 enthält eine Übersicht der verwendeten Gitter und der Lage der Abfragemasken.

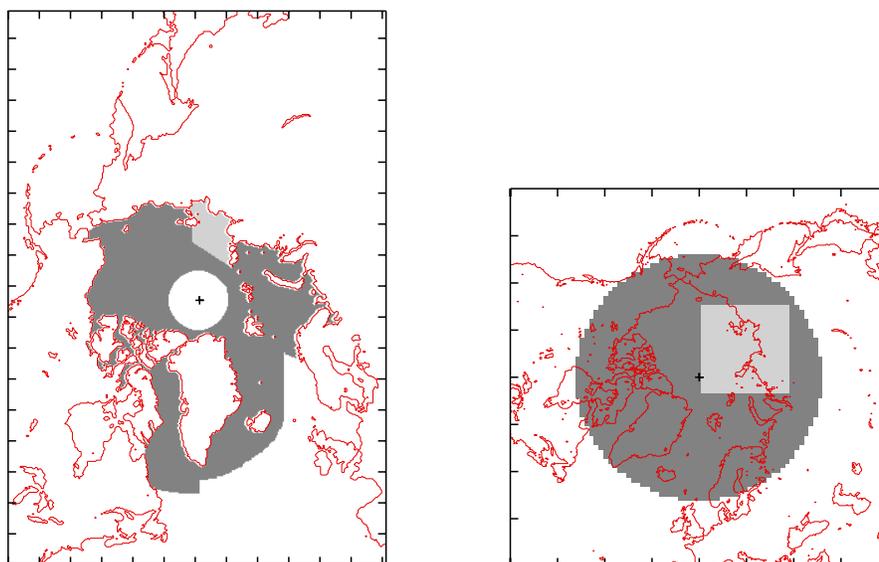


Abbildung 3.1: Räumliche Anordnung der Abfragemasken zur Analyse der Meereis- und der Zyklonenaktivität. Links: Meereisdaten, ausgewählte Gebiete ab 55°N (Nordpolarmeer, Sibirische Randmeere mit Barentssee, Karasee, Laptewsee und Ostsibirische See sowie Tschuktschensee, Beaufortsee, Kanadisches Archipel, Baffinbai, Labradorsee, Grönlandsee, Irmingersee) (dunkel- und hellgrau, Fläche= $12.26 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) und Laptewsee (hellgrau, Fläche= $0.62 \cdot 10^6 \text{ km}^2$), EASE-Gitter ($25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$, 304×448 Gitterpunkte, polarstereographisch). Rechts: Zyklonenaktivität, Bereiche ab 60°N (dunkel- und hellgrau, Fläche= $34.14 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) und Laptewsee-Bereich (hellgrau, Fläche= $5.64 \cdot 10^6 \text{ km}^2$), EASE-Gitter ($125 \text{ km} \times 125 \text{ km}$, Ausschnitt, 81×81 Gitterpunkte), azimuthal. Das schwarze Kreuz markiert jeweils den geographischen Nordpol.

3.1 Meereis

Die aus Tagesmitteln der Meereisbedeckungsgrade (Kap. 2.1) abgeleiteten Monatsmittel für den Zeitraum 1979 bis 2002 sind die Basis für die folgenden Darstellungen. Die Zeitreihen bestehen aus räumlichen Mitteln der Monatsmittelfelder bzw. der langjährig gemittelten Monatsmittelfelder.

Ein Gitterpunkt wird als mit Meereis bedeckt definiert, wenn der Bedeckungsgrad ≥ 0.15 beträgt. Dadurch wird der Einfluß fehlerhaft klassifizierter Gitterpunkte reduziert. Die meereisbedeckte Fläche errechnet sich aus der Summe der meereisbedeckten Flächenanteile (Gitterpunktsfläche multipliziert mit Meereisbedeckungsgrad) aller meereisbedeckten Gitterpunkte im Abfragebereich (über die Fläche integrierte Meereisbedeckungsgrade). Die Meereisausdehnung ist definiert als die kumulative Summe der Fläche der meereisbedeckten Gitterpunkte; sie ist damit immer mindestens genauso groß wie die meereisbedeckte Fläche. Die Differenz der beiden Größen kann als Maß für die offenen Wasserflächen innerhalb des Packeises gelten (u.a. *Parkinson et al. (1999)*).

Der in den SMMR und SSM/I Satellitendaten wegen der Aufnahmegeometrie enthaltene datenlose Bereich um den geographischen Nordpol ab 84.6° N bzw. 87.6° N wird einheitlich ab 84.6° N mit Fehlwerten besetzt und nicht berücksichtigt. Um eine „Landkontamination“ der Meereisbedeckungsgrade entlang der Küsten zu vermeiden, werden die Ausgangsdatenfelder vor der Zeitreihenberechnung mit einer um einen Gitterpunkt erweiterten binären Landmaske multipliziert (u.a. *Maslanik et al. (1996)*).

In allen folgenden Zeitreihenabbildungen gibt die Einheit der Zeitachse die zeitliche Auflösung der dargestellten Daten an, unabhängig von den Zeitangaben in der Beschriftung der Zeitachse selbst.

3.1.1 Mittlerer Zustand und saisonale Variabilität

Die mittlere Verteilung der Meereisbedeckungsgrade in Abbildung 3.2 weist hauptsächlich im Bereich der Rand- bzw. Schelf- und Nebenmeere des Arktischen Ozeans große sommerliche Flächenänderungen auf. Diese sind hauptsächlich auf das Schmelzen und Verdriften von einjährigem Eis zurückzuführen, wobei sich in den mittleren Zuständen primär thermodynamische Effekte durch Wassermassenadvektion und die Änderung der Globalstrahlungssummen zeigen. Die Westliche Neusibirische Polynja und die Neusibirische Polynja in der Laptewsee sind deutlich von Mai bis in den Juli hinein zu erkennen. Die zentralen Bereiche des Arktischen Ozeans sind hauptsächlich von zwei- und mehrjährigem Eis mit sommerlichen Bedeckungsgraden zwischen 0.75 und 0.9 bedeckt (*Barry et al., 1993; Parkinson und Cavalieri, 1989; Kotchetov et al., 1994*).

Die saisonal geprägten Jahresgänge in Abbildung 3.3 für ausgewählte Gebiete ab 55° N (im Verlauf dieses Kapitels als „Arktis“ bezeichnet) bzw. die Laptewsee zeigen im 24-jährigen Mittel ein Minimum im September mit einer meereisbedeckten Fläche von $3.57 \cdot 10^6$ km² bzw. $0.21 \cdot 10^6$ km² und einem Maximum im März mit $8.11 \cdot 10^6$ km² bzw. $0.61 \cdot 10^6$ km² im Januar (siehe Abb. 3.1 zur Gebietsdefinition).

Die größeren relativen Standardabweichungen während des Sommers bzw. die geringeren während des Winters in der Laptewsee-Zeitreihe sind auf die größere Bezugsfläche der Arktis-Zeitreihe und der damit verbundenen Erfassung unterschiedlicher Prozeßregime mit sich gegenseitig kompensierenden Entwicklungen sowie die zum Nordatlantik hin offenen Systemgrenzen zurückzuführen. Die Laptewsee ist hingegen nur nach Norden offen und im Winter vollständig mit Meereis bedeckt, was sich am mittleren Jahresgang zeigt (*Parkinson et al., 1999*).

Im Arktis-Jahresgang verlangsamt sich die rasche, stetige Zunahme der Meereisbedeckung von September bis Dezember ($1.30 \cdot 10^6$ km² Monat⁻¹) bis zu ihrem Maximum im März, gefolgt von einer Periode maximaler Meereisabnahme von Juni bis August ($1.42 \cdot 10^6$ km² Monat⁻¹).

Der Jahresgang in der Laptewsee ist stärker dreigeteilt. Während der Wintermona-

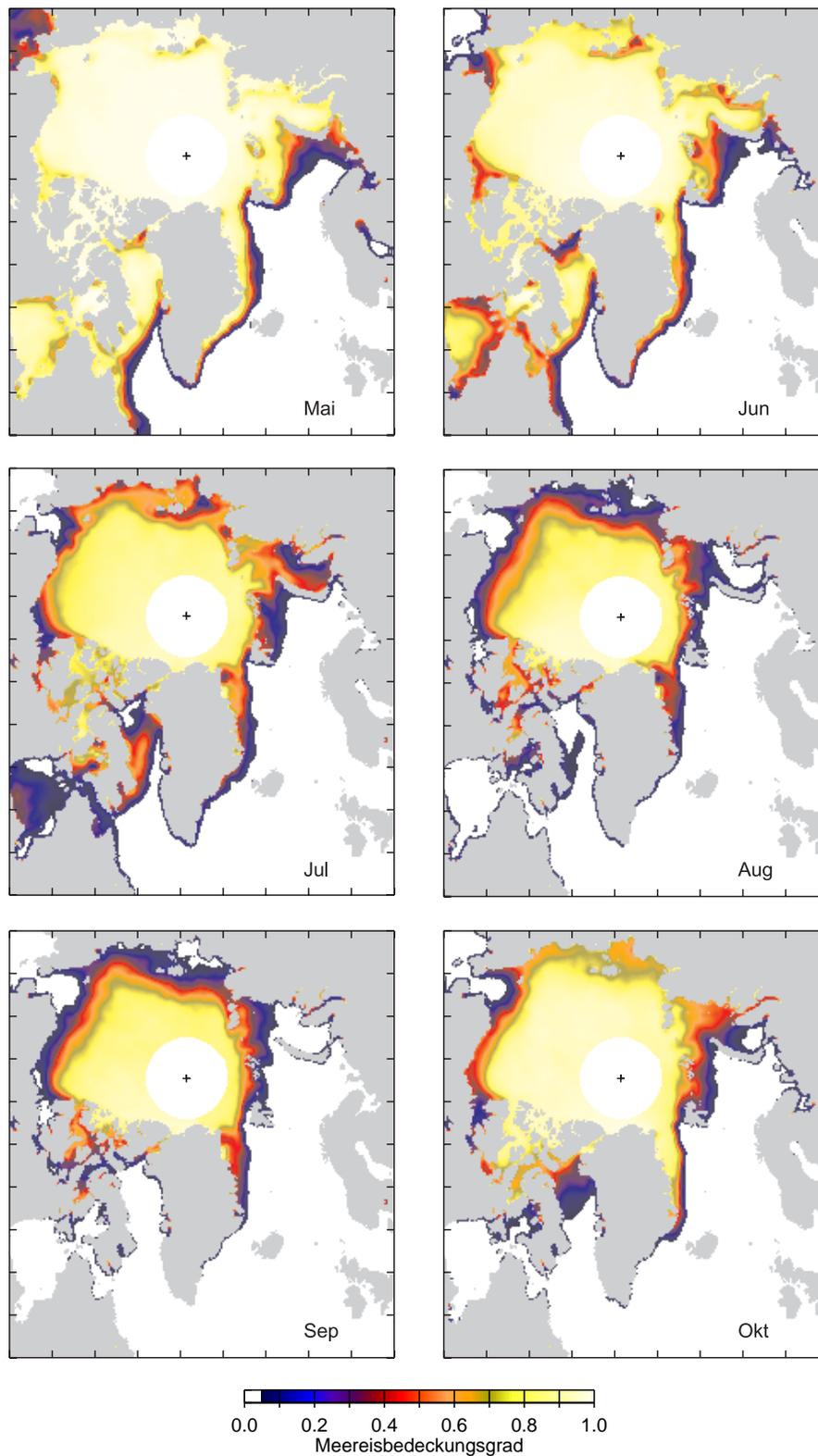


Abbildung 3.2: Langjährig (1979 bis 2002) gemittelte Monatsmittel der Meereisbedeckungsgrade der Monate Mai bis Oktober. Dargestellter Raumausschnitt: 226×251 Gitterpunkte, von 50 bis 275 in x-Richtung und 50 bis 300 in y-Richtung. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Projektion: EASE-Gitter (304×448 Gitterpunkte), polarstereographisch. Basisdatensatz: SMMR und SSM/I Meereisbedeckungsgrade.

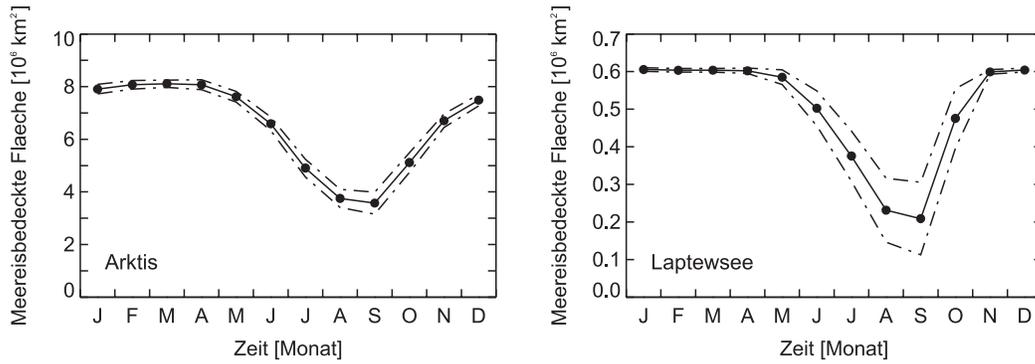


Abbildung 3.3: Saisonale Variabilität der langjährig (1979 bis 2002) gemittelten Monatsmittel der meereisbedeckten Fläche [km²] (durchgezogen) und der Standardabweichungen der Monatsmittel von 1979 bis 2002 von den langjährigen Monatsmitteln [km²] (strich-gepunktet) für die Arktis (links) und die Laptewsee (rechts). Basisdatensatz: SMMR und SSM/I Meer eisbedeckungsgrade.

te von November bis April sind die Randmeere fast vollständig mit Meereis bedeckt ($\bar{x} = 0.60 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) mit minimalen Änderungsraten und Variabilitäten durch Polynjen und Rinnen ($\bar{s} = 5.47 \cdot 10^3 \text{ km}^2$). Die registrierte Abnahme der Meereisbedeckung von Mai bis August beginnt zunächst mit Oberflächenschmelzen, das wegen der Änderung des Emissionsvermögens der Oberflächenschicht (Änderung des Flüssigwassergehalts, Schneeschmelze, Schmelztümpelbildung) in den passiven Mikrowellenradiometerdaten etwa Mitte Juni eine scheinbare Abnahme der Meereisbedeckung hervorruft (*Bareiss et al., 1999; Drobot und Anderson, 2001; Forster et al., 2001*). In den Monatsmitteln sind diese Prozesse nicht zu erkennen. Die sprunghafte Abnahme der Meereisbedeckung zwischen Juni und August ($0.14 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \text{ Monat}^{-1}$) wird durch positive Rückkopplungen im Ozean-Atmosphäre-Meereissystem beschleunigt. Sie ist u.a. durch das Entstehen von offener Meereisdrift („free-drift“ Bedingungen) mit einer gleichzeitigen Abnahme der Festeisfelder ab einer grenzwertigen Eisdicke von 1.0 m bis 1.3 m und insbesondere Eis-Albedo Rückkopplungen (*Curry et al., 1995*) zu erklären. Die Eisbildung zwischen September und November ($0.20 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \text{ Monat}^{-1}$) erfolgt initial entlang der nördlichen Packeiskante und entlang der Küsten. Sie wird u.a. begünstigt durch (a) geringe Salinitäten aufgrund des fluvialen Süßwassereintrages, (b) geringe Wassertiefen im Bereich der Schelfe und damit eine geringmächtige Wassersäule, in der die Vertikalkonvektion beim Abkühlen der Wassermassen abläuft, was eine schnelle Abkühlung der Wassermassen zur Gefrierpunktemperatur begünstigt, (c) windgeschützte Bereiche mit geringen Wellenhöhen und damit einer reduzierten mechanischen Fragmentierung und Vermischung von Neueis (*Kotchetov et al., 1994; Kassens et al., 1994*).

Die Zeiträume mit den größten Änderungen der Oberflächeneigenschaften und Prozeßraten (Gefrieren, Schmelzen, Verdriften von Meereis), insbesondere der Eisrückgang bzw. das Entstehen der sommerlichen Meereisanomalien von Mai bis August / September und die Eisbildung während September / Oktober, werden mit dem Untersuchungs- und Simulationszeitraum von Mai bis August bzw. Oktober sowohl für die Laptewsee als auch für die Arktis vollständig erfaßt.

3.1.2 Interannuale Variabilität

Die in Kapitel 1.1 dargelegten Zusammenhänge hinsichtlich der Meereisanomalien und Trends sollen an dieser Stelle weiterführend dargestellt werden. Die Trendanalysen und die statistischen Signifikanzabschätzungen in dieser Arbeit beruhen auf einer statistischen Programmbibliothek des PIK (*Österle et al.*, 1999). Die Signifikanz der mit einer linearen Regressionsanalyse berechneten Trends wird mit dem verteilungsfreien Mann-Kendall-Trendtest bewertet. Die Angabe von Trendinformationen als deskriptives Maß bezieht sich immer nur auf den betrachteten Zeitraum und wird nicht für Prognosen eingesetzt.

Die 24 Jahre umfassenden Zeitreihen der Monatsmittelwerte der Meereisausdehnung und der meereisbedeckten Fläche der Laptewsee sowie der Arktis in Abbildung 3.4 zeigen neben dem typischen Jahresgang auch eine deutliche interannuale Variabilität. Aufgrund der räumlichen Abgeschlossenheit der Laptewsee sind die Schwankungen während der Wintermonate minimal (niedrige Standardabweichungen in Abb. 3.3), die Meereisausdehnung kann ein winterliches Maximum erreichen. Daraus erklärt sich auch die unterschiedliche Kurvenform im Vergleich zur Arktis als offenes System. Die Differenz zwischen Meereisausdehnung und meereisbedeckter Fläche in der Laptewsee ist auf offene Wasserflächen in Polynjen und Rinnen in der winterlichen Meereisdecke zurückzuführen. Eine Unterscheidung in unterschiedliche Eisoberflächen (z.B. ein- oder mehrjähriges Meereis) wird bei solchen Betrachtungen i.d.R nicht vorgenommen. Die Meereisausdehnung ist auch aus Vergleichsgründen wegen der geringeren Differenzen bei der Ableitung mit unterschiedlichen Algorithmen in die Abbildung mitaufgenommen (Kap. 2.1).

Die Zeitreihe der Abweichungen der Monatsmittel von den langjährig (1979 bis 2002) gemittelten Monatsmitteln der meereisbedeckten Fläche weist für den Gesamtzeitraum einen Trend über der Arktis von $-19447 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ und über der Laptewsee von $-1102 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ auf. Im Gegensatz zur Arktis-Zeitreihe sind die Anomalien in der Laptewsee fast ausschließlich auf die Sommermonate Mai bis Oktober beschränkt.

Parkinson und Cavalieri (2002) geben für die gesamte Nordhemisphäre einen auf dem 99% Niveau signifikanten Trend für den Zeitraum von 1979 bis 1999 der Meereisausdehnung von $-32900 \pm 6100 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ an. Alle Jahreszeiten zeigen nordhemisphärisch signifikant negative Trends, die jedoch für die Frühlings- (April bis Juni) und Sommermonate (Juli bis September) mit $-32100 \pm 6800 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ und $-41600 \pm 12900 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ am größten sind. Lediglich der St.-Lorenz-Golf und die Beringsee verzeichnen während der Wintermonate positive Trends. Von allen betrachteten Unterregionen ist der negative Trend im Arktischen Ozean (ohne Barentssee, Karasee und Meeresgebiete im Kanadischen Archipel, jedoch inklusive der Laptewsee und der Ostsibirischen See) mit $-9400 \pm 3400 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ bei *Parkinson und Cavalieri* (2002) am stärksten. Die in Abbildung 3.4 vorgestellten Ergebnisse sind nicht direkt mit *Parkinson und Cavalieri* (2002), *Parkinson et al.* (1999) oder *Comiso et al.* (2001) vergleichbar, da (1) die Bezugsflächen nicht übereinstimmen, (2) der Berechnungszeitraum 24 statt 21 Jahre beträgt, (3) anstelle der Meereisausdehnung die meereisbedeckte Fläche betrachtet wird und (4) die Vorverarbeitung und Auswertung sich z.B. in der Behandlung der Polmaske und der küstennahen Gitterpunkte unterscheidet. Dennoch stimmen sowohl die Grundaussagen als auch die Zeitpunkte und Stärken der Anomalien gut überein.

Im Gegensatz zu dem sehr schwach ausgeprägten Trend in der Anomaliezeitreihe des gesamten Untersuchungszeitraumes, zeigen die Zeitreihen einzelner Sommermonate in Abbildung 3.5 zwar keine nach dem Mann-Kendall-Trendtest signifikanten aber dennoch insgesamt negative zeitliche Entwicklungen auf. An diesen Beispielen wird besonders die

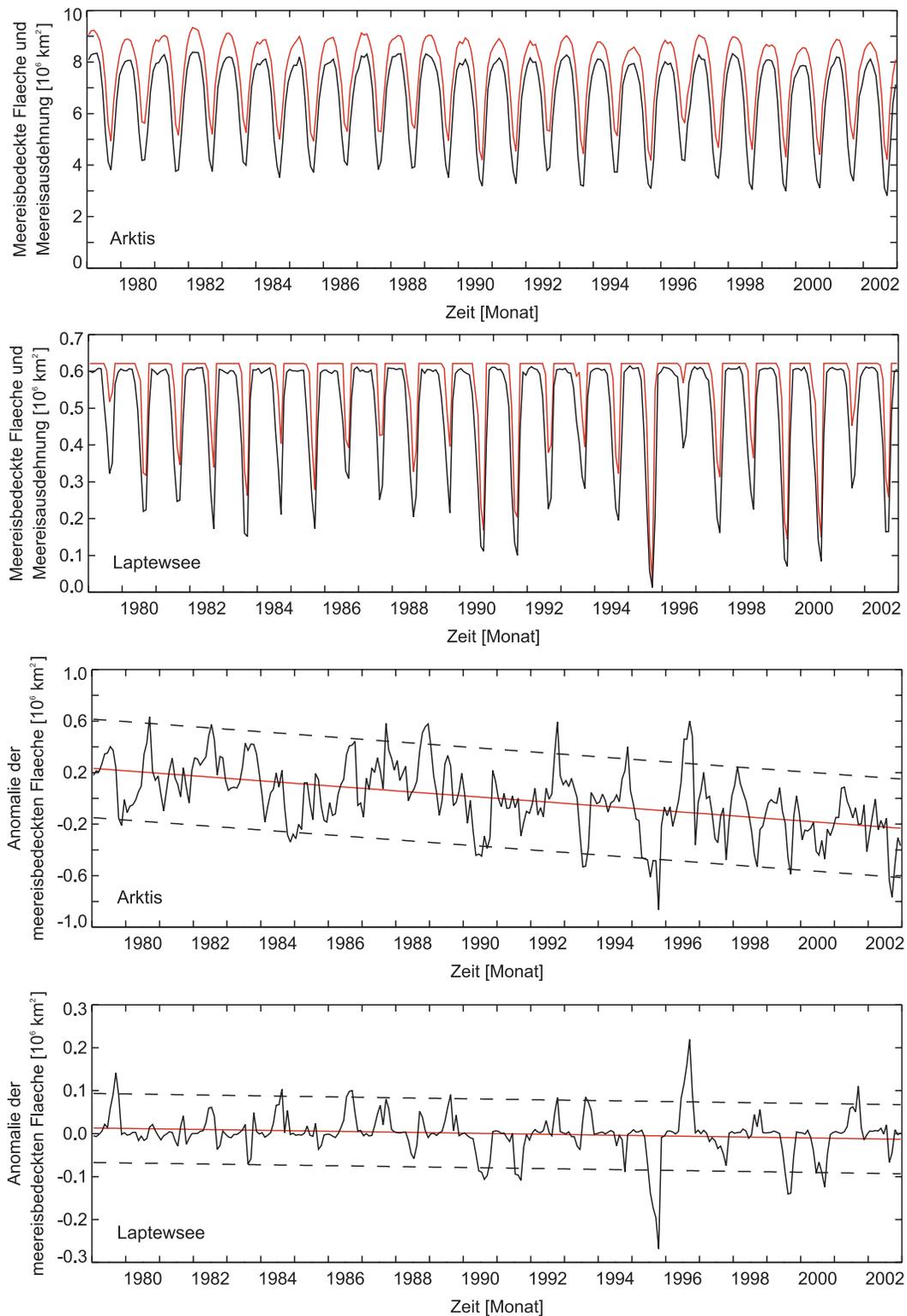


Abbildung 3.4: Interannuale Variabilität der meereisbedeckten Fläche und Meereisausdehnung. Obere Abbildungen: Monatsmittel der meereisbedeckten Fläche (schwarz) und der Meereisausdehnung (rot) von 1979 bis 2002 in der Arktis (erste Abbildung) und der Laptewsee (zweite Abbildung) [km^2]. Untere Abbildungen: Abweichung der Monatsmittel von den langjährig (1979 bis 2002) gemittelten Monatsmitteln der meereisbedeckten Fläche [km^2], Trendgerade (rot) und 95% Prognoseintervall (gestrichelt) in der Arktis (dritte Abbildung) und der Laptewsee (vierte Abbildung). Mann-Kendall-Trendtestwert (M/K): Arktis M/K = -9.16 (Signifikanz = 100.00%), Laptewsee M/K = -1.26 (Signifikanz = 79.12%). Basisdatensatz: SMMR und SSM/I Meereisbedeckungsgrade.

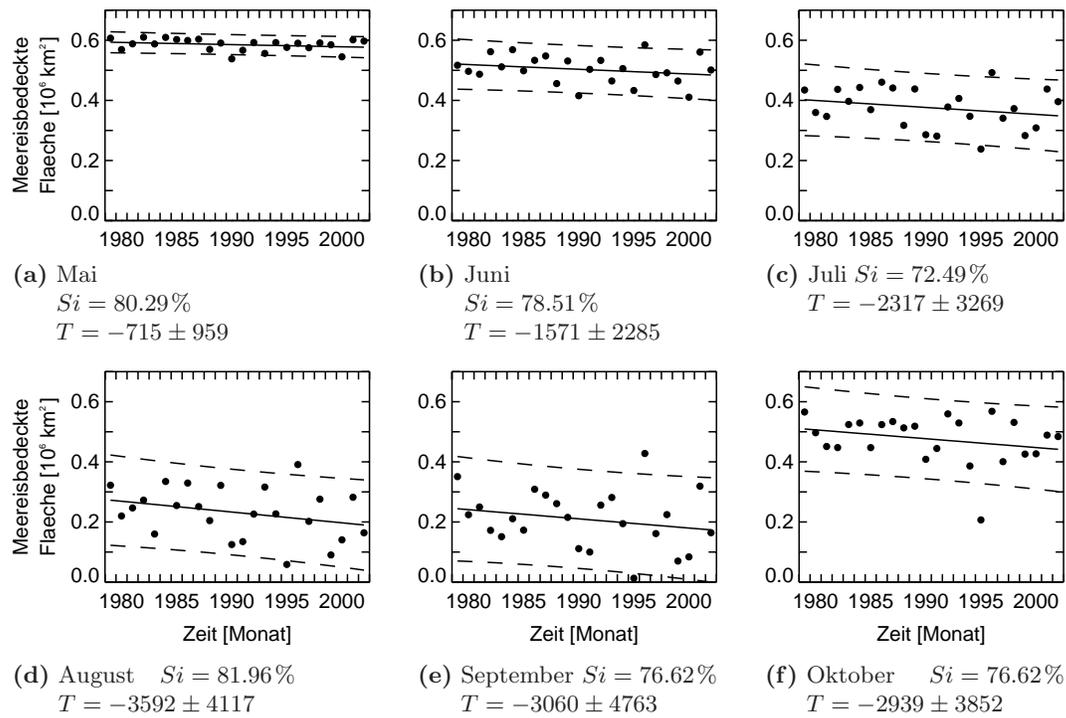


Abbildung 3.5: Interannuale Variabilität der meereisbedeckten Fläche einzelner Sommermonate. Monatsmittel der meereisbedeckten Fläche [km^2] ohne küstennahe Gitterpunkte von 1979 bis 2002 der Monate Mai bis Oktober in der Laptewsee, Trendgerade und 95% Prognoseintervall (gestrichelt). Unter jeder Zeitreihe ist die Signifikanz (S_i) [%] des linearen Trends nach dem Mann-Kendall-Trendtest sowie der Trend (T) der meereisbedeckten Fläche [$\text{km}^2 \text{Monat}^{-1}$] mit den Fehlergrenzen angegeben. Basisdatensatz: SMMR und SSM/I Meer eisbedeckungsgrade.

ausgeprägte interannuale Variabilität sichtbar, die auf eine Überlagerung der mittleren Prozeßregime durch atmosphärische, hydrologische und ozeanische Systemkomponenten hindeutet. Die Diskussion der Ursachen für diese große Dynamik des Meereisregimes ist z.B. Gegenstand von *Maslanik et al. (1996)*, *Maslanik et al. (1999)* oder *Serreze et al. (2003)*.

Die hier gezeigten Zeitreiheninformationen für die Laptewsee bilden neben der Datenverfügbarkeit die Grundlage für die Auswahl der Simulationsjahre: 1983, 1990, 1991, 1995 (negative Meereisanomalien) und 1986, 1987, 1992, 1993, 1996 (positive Meereisanomalien). Tabelle 3.1 enthält eine genauere Quantifizierung der Meereisanomalien für die Monate Mai bis Oktober.

3.1.3 Räumliche Verteilung der Variabilität

Die absoluten Abweichungen der Monatsmittel von den 24-jährig gemittelten Monatsmitteln in Abbildung 3.6 dienen als Maß für die zeitliche Variabilität des Meereisbedeckungsgrades an einem Gitterpunkt und zur Verortung der Meereisanomalien. Die zeitliche Veränderung der Variabilität im Laufe des Sommers macht weiterhin unterschiedliche Meereisregime sichtbar (s. auch die AVHRR-Aufnahme in Abb. 4.7).

Arktisweit treten die maximalen Variabilitäten in den Randmeeren und im Bereich

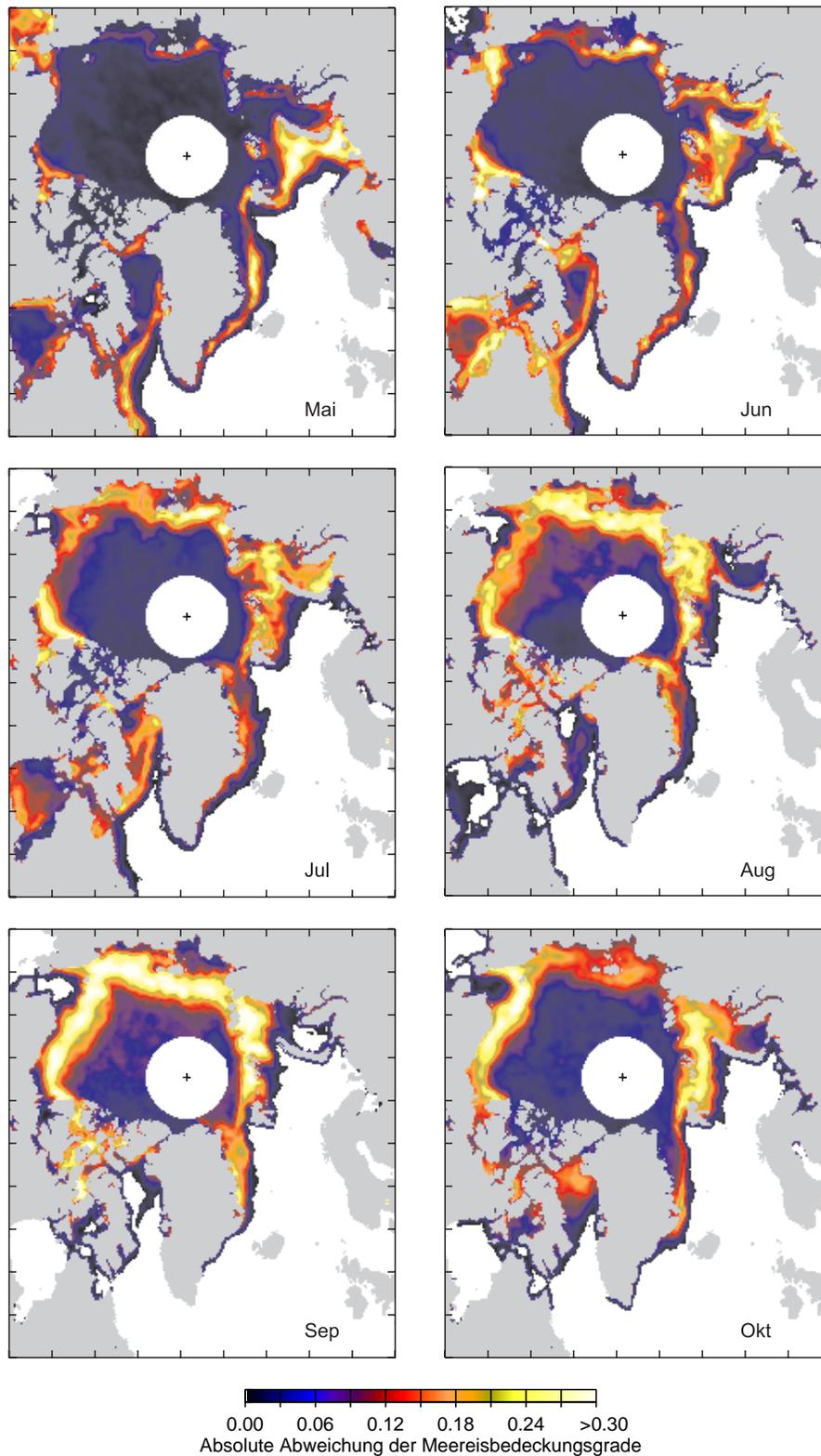


Abbildung 3.6: Absolute Abweichung der Monatsmittel der Meereisbedeckungsgrade der Monate Mai bis Oktober von den langjährig (1979 bis 2002) gemittelten Monatsmitteln. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 3.2.

Tabelle 3.1: Quantifizierung der Meereisanomalien in der Laptewsee zur Auswahl der Simulationsjahre. Die Tabelle enthält die Monatsmittel der meereisbedeckten Fläche [10^6 km^2] von Mai bis Oktober während der neun ausgewählten Simulationsjahre zwischen 1983 und 1996. Die Prozentangabe unter den Flächenangaben gibt die Über- bzw. Unterschreitung des langjährig (1979 bis 2002) gemittelten Monatsmittels an (letzte Spalte), wobei die Plus- und Minuszeichen Monate mit positiven bzw. negativen Anomalien kennzeichnen. Die Plus- und Minuszeichen unter den Jahreszahlen kennzeichnen die Einstufung der Meereisbedeckung der Sommermonate eines Jahres in positive oder negative Anomalien. Kursiv gedruckte Zahlenwerte bedeuten, daß für die entsprechenden Monate verwertbare HIRHAM4-Simulationsrechnungen vorliegen. Alle Werte sind gerundet. Basisdatensatz: SMMR und SSM/I Meereisbedeckungsgrade.

Monat	Monatsmittel der meereisbedeckten Fläche [10^6 km^2]									lang- jähriges Mittel
	1983 (-)	1986 (+)	1987 (+)	1990 (-)	1991 (-)	1992 (+)	1993 (+)	1995 (-)	1996 (+)	
Mai	<i>0.588</i> +0.4	<i>0.599</i> +2.4	<i>0.604</i> +3.1	<i>0.538</i> -8.0	<i>0.567</i> -3.2	<i>0.592</i> +1.2	<i>0.556</i> -5.0	<i>0.576</i> -1.5	<i>0.590</i> +0.9	0.585
Jun	<i>0.511</i> +1.8	<i>0.533</i> +6.1	<i>0.548</i> +9.0	<i>0.415</i> -17.3	<i>0.503</i> +0.1	<i>0.533</i> +6.0	<i>0.465</i> -7.6	<i>0.433</i> -13.9	<i>0.585</i> +16.3	0.503
Jul	<i>0.397</i> +5.7	<i>0.461</i> +22.7	<i>0.441</i> +17.5	<i>0.286</i> -23.9	<i>0.281</i> -25.1	<i>0.378</i> +0.7	<i>0.406</i> +8.2	<i>0.238</i> -36.6	<i>0.492</i> +31.1	0.375
Aug	<i>0.160</i> -30.8	<i>0.329</i> +42.5	<i>0.251</i> +8.6	<i>0.125</i> -46.0	<i>0.135</i> -41.8	<i>0.226</i> -2.2	<i>0.316</i> +36.7	<i>0.059</i> -74.6	<i>0.391</i> +69.0	0.231
Sep	0.151 -27.7	0.309 +47.9	0.289 +38.5	<i>0.111</i> -46.7	0.010 -52.2	0.256 +22.6	0.281 +34.8	<i>0.013</i> -93.8	<i>0.428</i> +104.8	0.209
Okt	0.524 +10.2	0.524 +10.2	0.534 +12.3	<i>0.408</i> -14.1	0.444 -6.5	0.559 +17.7	0.529 +11.3	<i>0.207</i> -56.5	<i>0.568</i> +19.5	0.475

der Eiskanten an der Grenze zum perennierenden Meereis auf. Die großen interannualen Variabilitäten der meereisbedeckten Fläche, die mit einer unterschiedlichen Position der Packeiskante einhergehen, zeigen sich in Abbildung 3.6 an den breiten Zonen maximaler Variabilität. Dies ist kennzeichnend für die Randmeere im August und September, wenn diese größtenteils eisfrei werden. Von Mai bis Juni treten maximale Variabilitäten hauptsächlich entlang der Packeiskante z.B. im Nordatlantik bzw. in der Barentssee und in Bereichen mit Polynjen auf.

Die Mai- und Juni-Abbildungen in 3.2 und 3.6 charakterisieren die für den Winter und Frühling typischen Eisverhältnisse in der Laptewsee, bevor das Randmeer im Mittel von Süden aus bis September eisfrei wird.

Zu Sommerbeginn erstreckt sich entlang der Küsten des Festlandes und der Inseln Sibiriens (Sewernaja Semlja, Neusibirische Inseln) hauptsächlich einjähriges Festeis. Nach Definition der WMO (1985) handelt es sich hierbei um Meereis, das sich entlang von Küsten, Eisbergen oder über Untiefen erstreckt, und in situ oder aus Packeis gebildet wird. Die maximalen Dicken liegen Ende April zwischen 1.5 m und 2.0 m bei einer Gesamtfläche von etwa $250 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ (etwa 40% der Gesamtfläche der Laptewsee). Insbesondere das Festeisgebiet im Südosten der Laptewsee zwischen der Yana-Mündung, dem Lenadelta und den Neusibirischen Inseln fällt durch seine sehr geringe interannuale Variabilität auf (Yana-Eismassiv). Dies wird auch von Bareiss (2003) durch die Erfassung der Festeiskanten im Monat Mai von 1982 bis 1994 aus AVHRR Daten bestätigt, die nur eine sehr geringe Horizontalverlagerung zeigen. Mehrjähriges Festeis kommt teilweise mit einer Breite von bis zu 20 km entlang der Taimyr-Halbinsel vor (Dethleff *et al.*, 1993; Kotchetov *et al.*, 1994;

Reimnitz et al., 1994 1995; *Bareiss*, 2003).

Seewärtig entlang der Festeiskante schließt sich eine Zone mit einer erhöhten Variabilität in der Meereisbedeckung an. Hier befinden sich Polynjen („flaw polynyas“) oder Rinnen („flaw leads“), welche im Winter Hauptgebiete der arktischen Meereisproduktion sind und primär durch die Schubspannung ablandiger Winde und die freiwerdende Erstarungswärme bei der Neueisbildung offen gehalten werden (*WMO*, 1985). Die Oberfläche besteht aus Neueis und offenen Wasserflächen, die wegen der Abnahme der Meereisproduktion im Frühling anteilig zunehmen, bis die Polynja im Juli oder August in die offenen Wasserflächen des Randmeeres übergeht (*Zakharov*, 1966; *Dethleff et al.*, 1993; *Kotchetov et al.*, 1994). Dieser Zeitpunkt und die Prozeßraten des Öffnens unterliegen einer ausgeprägten interannualen Variabilität (Kap. 6.4). Nach *Kotchetov et al.* (1994) existieren in der Laptewsee die folgenden Polynjen, die wegen entgegengesetzt wirkender Prozesse jedoch nicht gleichzeitig geöffnet sind; von West nach Ost: östlich von Sewernaja Semlja, nord-östlich der Taimyr-Halbinsel, östlich der Taimyr-Halbinsel, vor den Mündungsbereichen von Anabar und Lena (Anabar-Lena Polynja), westlich der Neusibirischen Inseln (Westliche Neusibirische Polynja) und nördlich der Neusibirischen Inseln (Neusibirische Polynja). Die zuletzt genannten drei Polynjen sind besonders in der Mai-Abbildung gut zu erkennen. Die Gesamtlänge dieser offenen Wasserflächen kann bis zu 2000 km bei einer Breite von 25 km bis 100 km betragen (*Zakharov*, 1966; *Kotchetov et al.*, 1994).

Im Norden schließt sich ein Gebiet mit ein- und mehrjährigem, kompaktem bis offenem Packeis an, das nur eine sehr geringe Variabilität aufweist. Diese Dreiteilung, wie sie im mittleren Zustand im Frühling und Frühsommer vorkommt, in Festeis, Polynjen und Pack- bzw. Treibeis, ist z.B. auch typisch für die Meereisverhältnisse in der Ostsibirischen See.

Im Juli und August zeigen die Festeisgebiete in der Laptewsee ihre maximale interannuale Variabilität, wobei die angrenzenden Mündungsgebiete von Lena und Yana im August auch durch den Süßwassereintrag der Flüsse meistens eisfrei sind (*Bareiss*, 2003); diese offenen Wasserflächen dehnen sich im September auf die gesamte südliche Laptewsee aus. Entscheidend für die sommerlichen Anomalien ist der Rückzug der Packeiskante nach Norden.

Die einheitlich hohen Prozeßraten bei der Neueisbildung im Herbst erklären die relativ geringen interannualen Variabilitäten im Oktober, im Gegensatz zur Beringsee (kleiner Schelf) oder der Tschukschensee bzw. Karasee und Barentssee (ozeanische Advektion) mit anderen Prozeßregimen.

Einen umfassenden Überblick der Prozeßkomponenten im Geoökosystem der Laptewsee liefern u.a. auf Expeditionen beruhende Arbeiten des AWI, wie die von *Dethleff et al.* (1993) oder *Kassens et al.* (1995) und Arbeiten des AARI, wie z.B. *Kotchetov et al.* (1994).

Eines der inhaltlichen Ziele dieser Arbeit ist es, die den bekannten Vorgängen überlagerten, modifizierenden mesoskaligen Prozesse, z.B. die Zykloneneinwirkung, zu erfassen und damit zum prozessualen Verständnis der Meereisanomalien beizutragen.

3.2 Zyklonen

Die Datenbasis für die Zyklonenstatistik, aus der die im folgenden vorgestellte Zyklonenaktivität abgeleitet ist, sind 6-stündliche, flächentreue Luftdruckfelder in NN. Die untersuchte Zeitspanne reicht von 1979 bis 2002. Die räumliche Auflösung beträgt 125 km×125 km auf einem über dem Nordpol zentrierten Ausschnitt des EASE-Gitters mit 101×101 Gitterpunkten (Kap. 2.3 und A.1).

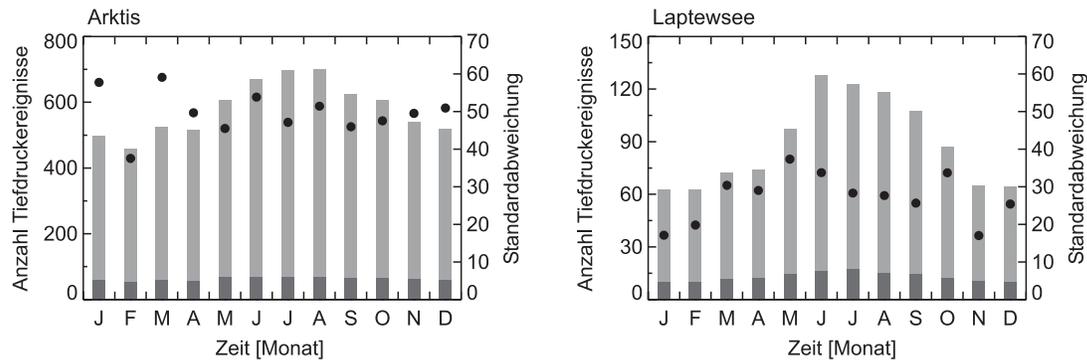


Abbildung 3.7: Langjährig (1979 bis 2002) gemittelte Monatssummen registrierter Tiefdruckereignisse (hellgrau) über der Arktis (links) und der Laptewsee (rechts); Schwarze Punkte: Standardabweichung der Monatssummen von den langjährig gemittelten Monatssummen. Dunkelgraue Balken: Anzahl registrierter Zyklonen. Berücksichtigt sind Tiefdrucksysteme mit einer Lebensdauer von mehr als vier SYNOP-Terminen, Grönland ist ausmaskiert. Datengrundlage: Zyklonenstatistik basierend auf Bodenluftdruckfeldern der NCEP/NCAR Re-Analysen.

Es wird zwischen einem Tiefdruckereignis und einem Tiefdrucksystem unterschieden (Kirchgäßner, 1998). Als Tiefdrucksystem wird eine Folge von Tiefdruckereignissen bezeichnet, die zu derselben Zyklone gehören, d.h. aufgrund des Verfolgungsalgorithmus dieselbe Kennziffer besitzen. Eine Depressionen im Druckfeld wird daher nur dann als Tiefdruckereignis ausgewertet bzw. überhaupt in die Zyklonenstatistik aufgenommen, wenn das Ereignis Teil eines Tiefdrucksystems ist. Die Anzahl der Tiefdruckereignisse wird als das wichtigere Maß erachtet, da jedes Vorkommen eines Tiefdruckwirbels Auswirkungen auf die unterliegende Oberfläche und damit die Ozean-Atmosphäre-Meereis Wechselwirkungen hat. Bei entsprechend langer Lebensdauer eines Tiefdrucksystems hat dieses eine große (langandauernde) Wirkung an der Erdoberfläche, die Systemanzahl alleine täuscht hierüber u.U. hinweg.

Als einfaches Intensitätsmaß wird der Zyklonenkerndruck verwendet. Er ist repräsentativ für die Druckgradientkräfte d.h. den ageostrophischen Wind innerhalb des Tiefdruckwirbels und damit die mechanische Wirkung einer Zyklone durch die Schubspannungsgeschwindigkeit auf die Meereisdecke. Aus den Differenzen von Ereignisanzahl und Systemanzahl über einem Gebiet lassen sich indirekt Rückschlüsse auf die Zyklonenlebensdauer bzw. die Zugeschwindigkeit ziehen.

3.2.1 Mittlerer Zustand und saisonale Variabilität

Die Zeitreihen der von 1979 bis 2002 gemittelten Monatssummen der registrierten Tiefdruckereignisse und Zyklonen in Abbildung 3.7 weisen einen deutlichen Jahresgang auf. Er ist für beide Abfragebereiche zweigeteilt: in ein Sommer- (Mai bis Oktober) und Winterhalbjahr (November bis April), mit einem Minimum/Maximum der Tiefdruckereignisse über der Arktis im Februar/ August (457.9/ 700.8) und in der Laptewsee im Januar bzw. Februar/ Juni (62.8/ 127.6). Das Verhältnis aus der Systemanzahl und der Anzahl registrierter Tiefdruckereignisse, als Maß für die Lebensdauer über großen Abfragegebieten, beträgt über der Arktis im Sommer im Mittel 0.10 und im Winter 0.11. Dies zeigt eine leichte Zunahme der Lebensdauer im Sommer an. Das Minimum/Maximum der Anzahl der Tiefdrucksysteme wird über der Arktis im Mittel im Februar/ August (53.4/ 69.0) und

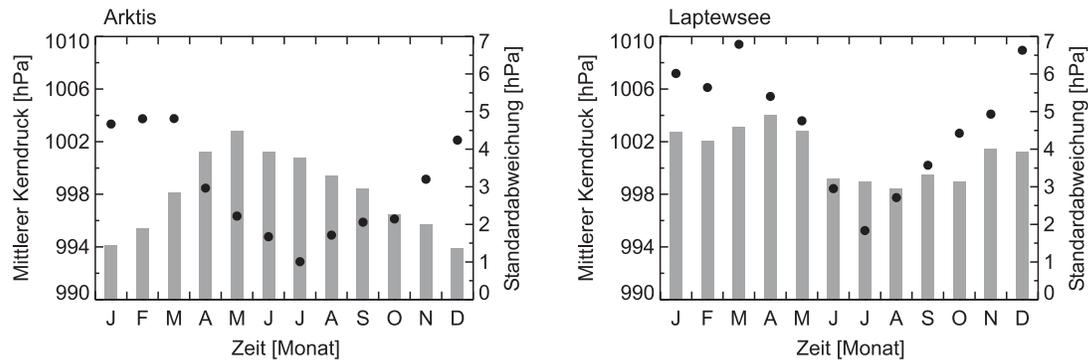


Abbildung 3.8: Langjährig (1979 bis 2002) gemittelte Monatsmittel des Kerndrucks registrierter Tiefdruckereignisse [hPa] über der Arktis (links) und der Laptewsee (rechts). Schwarze Punkte: Standardabweichung des Kerndrucks der Monatsmittel von den langjährig gemittelten Monatsmitteln [hPa]. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 3.7.

in der Laptewsee im Januar / Juli (9.7 / 17.1) erreicht. Im Jahresmittel treten in der Arktis / Laptewsee 579.5 / 88.4 Tiefdruckereignisse und 62.0 / 12.7 Systeme pro Monat auf. Die Unterschiede in den absoluten Anzahlen ergeben sich aus den Größen der Abfragemasken (Abb. 3.1), wobei die Arktismaske insbesondere die synoptische Aktivität im Bereich des Islandtiefs, des nordatlantischen Stormtracks und des Aläutentiefs umfasst. Die Laptewseemaske wird von vielen Systemen nur überquert. Es werden daher relativ mehr Systeme als bei größeren Abfragemasken erfasst.

Basierend auf anderen Ausgangsdaten (Datenquelle, Vorverarbeitung, Zyklondetektion), führen *Serreze et al.* (1993) eine ähnliche Untersuchung durch. Das Abfragegebiet befindet sich nördlich von 65°N inklusive Grönland. Für den Zeitraum von 1952 bis 1989, geben *Serreze et al.* einen ähnlichen Jahresgang an, mit einem Maximum von 64 Systemen im August und einem Minimum von 43 Systemen im Februar und einer Standardabweichung von 10 bzw. 13 Systemen.

Auffällig ist in der Laptewsee die starke Zunahme von 74.0 (11.9) im April auf 127.6 (16.3) Ereignissen (Systemen) im Juni. Die Standardabweichungen liegen dabei zwischen relativ hohen 25.6 und 37.4 Ereignissen von Mai bis Oktober, was auf eine ausgeprägte interannuale Variabilität hindeutet. Die Ursache für den Anstieg sind hauptsächlich Zyklonen, die sich an der Arktikfront über Nord-Ost-Sibirien bilden und über das Gebiet der Laptewsee in das in der zentralen Arktis liegende Zyklolysegebiet einwandern (*Reed und Kunkel*, 1960; *Serreze et al.*, 1993 2001).

Die im Mittel allgemeine Zunahme der Zyklonenaktivität im Sommer ist gekoppelt an die Umstellung der arktisweiten Zirkulation. Der Höhenrücken über der zentralen Arktis, der im Winter das Sibirische mit dem Kanadischen Kältehoch verbindet, besteht bis etwa Ende März. In dieser Zeit liegt die westliche Laptewsee im Randbereich des Zyklolysegebiets der nordatlantischen Zugbahnen der Tiefdruckgebiete (*Serreze*, 1995). Im März und April nimmt die Intensität der thermischen Kältehochs über dem asiatischen und nordamerikanischen Kontinent zusammen mit den dynamischen Island- und Aläutentiefs ab. Während April und Mai verlagert sich das nordamerikanische Hoch weiter in die zentrale Arktis hinein, so daß hier eine antizyklonale Zirkulation (Kerndruck größer als 1020 hPa) vorherrscht, die sog. „Polare Antizyklone“. Von Juni bis August ist die Zirkulation durch Hitzetiefs über den Kontinentflächen und einer zyklonalen Zirkulation (Zyklolysebereich) über dem Arktischen Ozean gekennzeichnet. Sowohl Island- als auch Aläutentief sind ge-

Tabelle 3.2: Linearer Trend mit Fehlergrenzen und Signifikanz des linearen Trends nach dem Mann-Kendall-Trendtest für die Anzahl der Tiefdruckereignisse und den mittleren Kerndruck für den Bereich der Laptewsee von 1979 bis 2002.

Monat	Anzahl Tiefdruckereignisse		Mittlerer Kerndruck	
	Trend [Anzahl Monat ⁻¹]	Signifikanz [%]	Trend [hPa]	Signifikanz [%]
Mai	0.8930±1.8648	58.74	0.0337±0.2406	19.59
Juni	-0.0574±1.7095	5.93	-0.0864±0.1463	70.25
Juli	0.2135±1.4319	21.51	-0.0554±0.0908	70.25
August	-0.1070±1.3997	1.98	-0.0579±0.1357	23.40
September	0.2904±1.2945	52.82	-0.1616±0.1715	89.84
Oktober	0.3496±1.7029	36.29	-0.0979±0.2212	34.47

genüber den Wintermonaten stark abgeschwächt. Ein Charakteristikum für die mittlere sommerliche Druckverteilung sind die geringen Druckunterschiede. Im September bzw. Oktober intensivieren sich die Drucksysteme wieder und die typische Wintersituation stellt sich ein (*Orvig et al.*, 1970; *Walsh und Chapman*, 1990; *Serreze*, 1995).

Der Jahresgang des mittleren Kerndrucks der Tiefdruckereignisse über der Arktis ist komplementär zu dem der Häufigkeit (Abb. 3.8). Mit der Abschwächung des Kerndrucks auf ein Monatsmittel von 999.8 hPa für die Monate Mai bis Oktober im Vergleich zu 996.4 hPa von November bis April geht für die Systeme über der gesamten Arktis eine Verringerung der interannualen Variabilität (Standardabweichung der Monatsmittel) von 4.1 hPa auf 1.8 hPa einher (siehe auch *Serreze et al.* (1993)). Die Lage im Bereich eines Zyklolysegebiets im Winter und einer Zyklonenzugbahn im Sommer führen im Bereich der Laptewsee zu einer sommerlichen Abnahme des Kerndrucks, mit einem mittleren Kerndruck von 999.6 hPa / 1002.4 hPa im Sommer / Winter bei einem Minimum / Maximum von 998.4 hPa / 1004.2 hPa im August / April.

3.2.2 Interannuale Variabilität

Der oben beschriebene Jahresgang des Auftretens von Tiefdruckereignissen (Systemen) zeigt sich auch an den Zeitreihen der Monatssummen bzw. den gleitenden Mittelwerten für die Laptewsee mit einem Minimum / Maximum von 12 (3) / 206 (26) und im Mittel 88.8 (12.7) Ereignissen (Systemen) pro Monat (Abb. 3.9). Die interannuale Variabilität der Zyklonenaktivität, wie sie sich in der Anomaliezeitreihe zeigt, ist Ursache für die großen Standardabweichungen in Abbildung 3.7; die Wertespanne reicht von -80.33 bis 88.75 Ereignissen pro Monat. Die Gesamtzeitreihe weist einen linearen Trend von -1.28 Ereignissen mit einer Signifikanz von 26.92% nach dem Mann-Kendall-Trendtest für den gesamten Zeitraum auf (0.54 Ereignisse Dezennium⁻¹). Auffällig sind die positiven Anomalien zwischen 1989 und 1996 in den Jahren 1989, 1992, 1995 und 1996 bei 55 Über- und 41 Unterschreitungen und einem Mittelwert von 6.0 Ereignissen (1989 bis 1996). Es folgt eine Phase mit geringerer Zyklonenaktivität bis zum Jahr 2000 (19 Über- und 29 Unterschreitungen, Mittelwert von -8.7 Ereignissen). Die Anzahl von Tiefdruckereignissen über der Arktis (Daten nicht gezeigt) weist einen positiven Trend mit einer Zunahme von 8.25 Ereignissen von 1979 bis 2002 auf (3.4 Ereignisse Dezennium⁻¹), bei einer Signifikanz von 68.8% nach dem Mann-Kendall-Trendtest.

Die Zeitreihen der Saisonmittel der jeweiligen Jahreszeiten bzw. der einzelnen Monate (Daten nicht gezeigt) weisen ebenfalls nur geringe nicht signifikante lineare Trends auf.

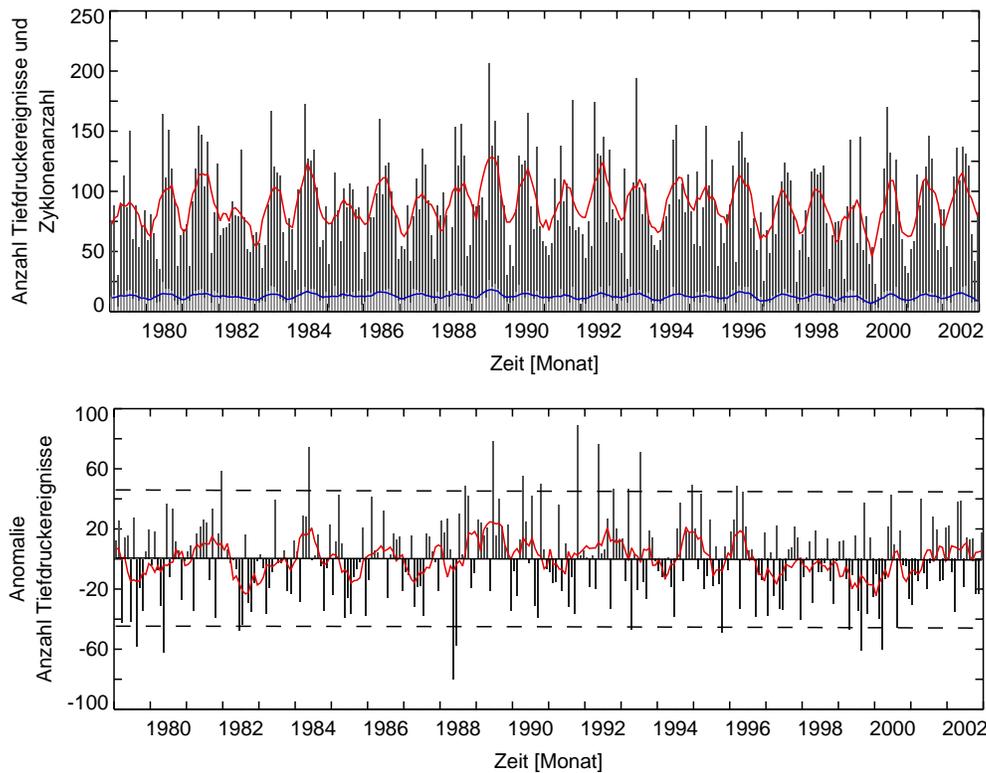


Abbildung 3.9: Interannuale Variabilität des Auftretens von Tiefdruckgebieten. Oben: Anzahl registrierter Tiefdruckereignisse pro Monat im Bereich der Laptevsee von 1979 bis 2002 (dunkelgraue Balken) und 6-monatig tiefpaßgefilterte (Gaußfilter) Zeitreihe (rote Kurve); Anzahl registrierter Zyklonen (graue Balken) und tiefpaßgefilterte Zeitreihe (blaue Kurve). Unten: Abweichung der Monatssummen von den langjährig (1979 bis 2002) gemittelten Monatssummen der Anzahl registrierter Tiefdruckereignisse, Trendgerade (durchgezogen) und 95% Prognoseintervall (gestrichelt). Mann-Kendall-Trendtestwert (M/K): $M/K = -0.34$ (Signifikanz = 26.92%). Berücksichtigt sind Tiefdrucksysteme mit einer Lebensdauer von mehr als vier Synoptertagen, Grönland ist ausmaskiert. Datengrundlage: Zyklonenstatistik basierend auf Bodenluftdruckfeldern der NCEP/NCAR Re-Analysen.

Der Trend des Frühlings-Saisonmittels (April, Mai, Juni) über der Arktis beträgt 1.7 (-0.47) Ereignisse (Systeme) pro Dezennium, der des Sommer-Saisonmittels (Juli, August, September) 14.3 (0.33) Ereignisse (Systeme) pro Dezennium. In den selben Zeitspannen liegen die Trends im Bereich der Laptevsee bei 2.1 (-0.13) bzw. 1.3 (0.1) Ereignissen (Systemen) pro Dezennium. Die interannualen Differenzen der Sommermittel liegen dabei in der Laptevsee z.B. zwischen 1989 und 1990 bei 35 (7) Ereignissen (Systemen).

Tabelle 3.2 gibt eine detaillierte Übersicht zur Entwicklung der Anzahl registrierter Tiefdruckereignisse und des Kerndrucks für die Monate Mai bis Oktober. Aufgrund der großen interannualen Variabilität sind die Unsicherheiten in den Steigungen der Trendgeraden, d.h. die Fehlergrenzen, bei Annahme eines 95% Konfidenzintervalls sehr hoch. Im Gegensatz zu den gering ausgeprägten Trends in der Laptevsee nehmen Tiefdruckereignisse arktisweit insbesondere im Mai, August und September stark zu (Daten nicht gezeigt).

Die Zeitreihe des mittleren Kerndrucks (Abb. 3.10, oben) weist einen deutlichen Jahresgang auf, mit einem Minimum/Maximum der Monatsmittel von 987.4 hPa / 1016.9 hPa

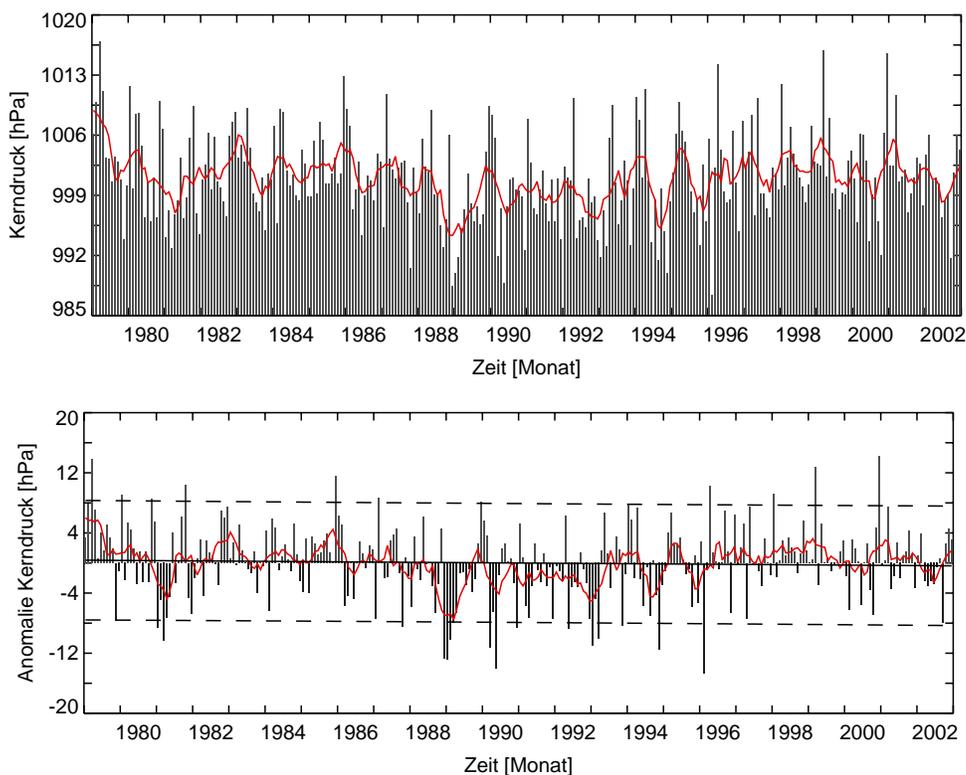


Abbildung 3.10: Interannuale Variabilität des mittleren Kerndrucks registrierter Tiefdruckereignisse. Oben: mittlerer Kerndruck aller pro Monat registrierten Tiefdruckereignisse von 1979 bis 2002 (dunkelgraue Balken) und 6-monatig tiefpaßgefilterte (Gaußfilter) Zeitreihe (rote Kurve). Unten: Abweichung der Monatsmittel von den langjährig (1979 bis 2002) gemittelten Monatsmitteln Kerndrucks, Trendgerade (durchgezogen) und 95% Prognoseintervall (gestrichelt). Mann-Kendall-Trendtestwert (M/K): $M/K = -0.92$ (Signifikanz = 64.03%). Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 3.9.

bei 1001.0 hPa mittlerem Kerndruck. Neben ausgeprägten interannualen Variabilitäten wird auch deutlich, daß nicht in allen Jahren eine feste saisonale Abhängigkeit besteht (z.B. Abnahme des Kerndrucks 1988 im Gegensatz zu einer Zunahme 1989). Die Zeitspanne von 1989 bis 1996 der Anomaliezeitreihe (Abb. 3.10, unten) ist im Gegensatz zu den vorangehenden und nachfolgenden Jahren durch einen um etwa 2 hPa niedrigeren mittleren Kerndruck von 999.6 hPa und damit intensivere Zyklonen gekennzeichnet (37 Über- und 59 Unterschreitungen). Dies geht einher mit positiven Anomalien der Tiefdruckereignisse. Der Zeitraum gehört gleichzeitig zu einer Phase mit einem dominierenden zyklonalen Zirkulationsregime (*Proshutinsky und Johnson, 1997*). Nach dem Mann-Kendall-Trendtest hat der lineare Trend von 0.75 hPa der Gesamtzeitreihe eine Signifikanz von 64.03% ($-0.31 \text{ hPa Dezennium}^{-1}$). Von 1979 bis 2002 nimmt der mittlere Kerndruck für die einzelnen Sommermonate, mit Ausnahme für den Mai, auf Werte von ca. 998 hPa ab; allerdings mit sehr großen Unsicherheiten (Tab. 3.2).

Serreze et al. (1993) geben für die Arktis ab 65° N signifikant positive Trends der Systemanzahl von 1952 bis 1988 für Winter, Frühling und Sommer an. Die größten Trends werden im Sommer mit 1.154 Systemen pro Jahr erreicht; die Trends des Zyklonenkerndrucks sind für keine Jahreszeit signifikant. Der mittlere Kerndruck liegt in der Arbeit von

Serreze et al. (1993) bei 997 hPa für den Frühling und 998 hPa im Sommer. Die starke Zunahme in der Summe der Systemanzahlen in *Maslanik et al.* (1996), z.B. von etwa 125 Systemen 1987 auf etwa 225 Systeme 1992 bzw. 165 im Jahre 1993 für die Monate April bis September im nördlichen Bereich der Laptewsee, kann mit der vorliegenden Datengrundlage nicht bestätigt werden (Daten nicht gezeigt). *Serreze et al.* (2000) leiten ebenfalls einen signifikant positiven Trend der Tiefdruckereignisse und Intensitäten (Anwendung des Laplace-Operators) für alle Jahreszeiten außer Herbst für die gesamte Arktis nördlich von 60° N von 1958 bis 1997 ab. Ein Vergleich mit den hier vorgestellten Ergebnissen innerhalb des Überlappungszeitraums von 1979 bis 1997 zeigt jedoch qualitativ ähnliche Ergebnisse.

3.2.3 Räumliche Verteilung und Bewegungsfeld

Die räumliche Verteilung von Tiefdrucksystemen kann als Maß für die Lage von Zyklonenzugbahnen – unter Hinzuziehung von Zugbahndaten – und für die räumliche Dichte von Tiefdruckereignissen dienen (*Sickmüller et al.*, 2000). Zur Verdeutlichung der mittleren Verhältnisse, werden die Monatssummen der Tiefdruckereignisse der Sommermonate von 1979 bis 2002 an jedem Gitterpunkt gemittelt und innerhalb von 3×3 Gitterpunkte umfassenden Boxen summiert und anschließend mit einem 3×3 Tiefpaßfilter geglättet. Grönland ist wegen Fehlklassifikationen des Erfassungsalgorithmus durch die fehlerbehaftete Luftdruckreduktion über den Inlandeisflächen auf Basis des 125 km aufgelösten Ausgangsgitters ausmaskiert. Die räumlich höher aufgelöste Landmaske vermittelt in einigen Fällen den Eindruck die Zugrichtungsvektoren würden eine Box über Grönland repräsentieren. Das Ergebnis ist in Abbildung 3.11 dargestellt. Die artefaktartig hohe Zyklonenanzahl in Zentralasien wird auf ortsfeste thermische Hitzetiefs und fehlerhafte Luftdruckreduktion über Hochgebirgsregionen (Altai, Jablonowjgebirge, Stanowoigebirge) zurückgeführt.

Zur Ableitung der Bewegungsfelder in Abbildung 3.12 aus der Zyklonenstatistik sind die zonalen und meridionalen Komponenten der Verlagerung der einzelnen Tiefdrucksysteme monatsweise von 1979 bis 2002 für jeden Gitterpunkt zeitlich vektorielemittelt und anschließend komponentenweise räumlich innerhalb von 3×3 Gitterpunkte umfassenden Boxen gemittelt. Offensichtlich fehlerhafte Zugrichtungsvektoren resultieren aus einer sehr geringen Zyklonenhäufigkeit pro Gitterbox und damit einem großen Einfluß anomaler Zugrichtungen auf die Mittelwerte.

Die Zunahme der Zyklonen- bzw. Tiefdruckereignis-Anzahl im Sommer geht einher mit einer Umstellung der räumlichen Verteilung der Zyklonenaktivität, die hauptsächlich durch eine weiträumigere Verteilung über die Arktis gekennzeichnet ist. Zusätzlich zu den Gebieten der Wintermonate nimmt die Zyklonenaktivität primär in einem breiten Band im nördlichen Eurasien und über dem zentralen Arktischen Ozean zu.

Diese zonal entlang der eurasischen Küste orientierte Zyklonenaktivität steht im Zusammenhang mit der sommerlichen Arktikfront, die sich neben der südlicher gelegenen Polarfront ausbildet (*Reed und Kunkel*, 1960). Die verstärkte Baroklinität in diesen Bereichen führt zu einer Zunahme der Zyklogense. Wie *Serreze et al.* (2001) nachweisen und wie aus Abbildung 3.12 ersichtlich ist, wandern viele dieser Systeme, neben einer ostwärtigen Bewegungsrichtung über die Laptewsee und die Ostsibirische See, in die zentrale Arktis ein. Dort befindet sich eines der Haupt-Zyklolysegebiete der sommerlichen Zyklonenaktivität, das durch eine inhomogene Zugrichtungsverteilung und geringe Zuggeschwindigkeiten auffällt (*Borisov*, 1965; *Serreze und Barry*, 1988; *Serreze*, 1995). Diese mittlere Zugbahnverteilung ist auch die Erklärung für den starken Anstieg der Tiefdruckereignisse

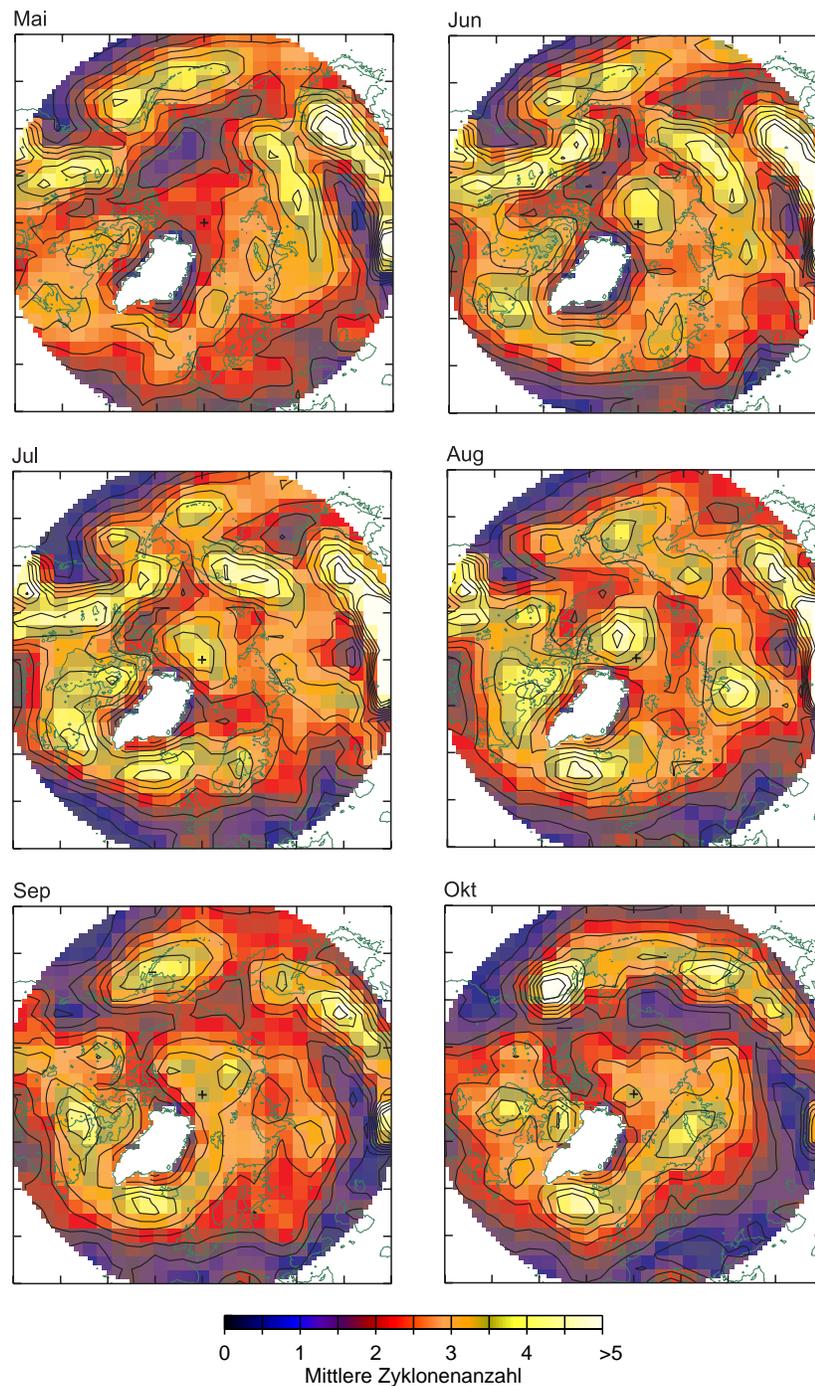
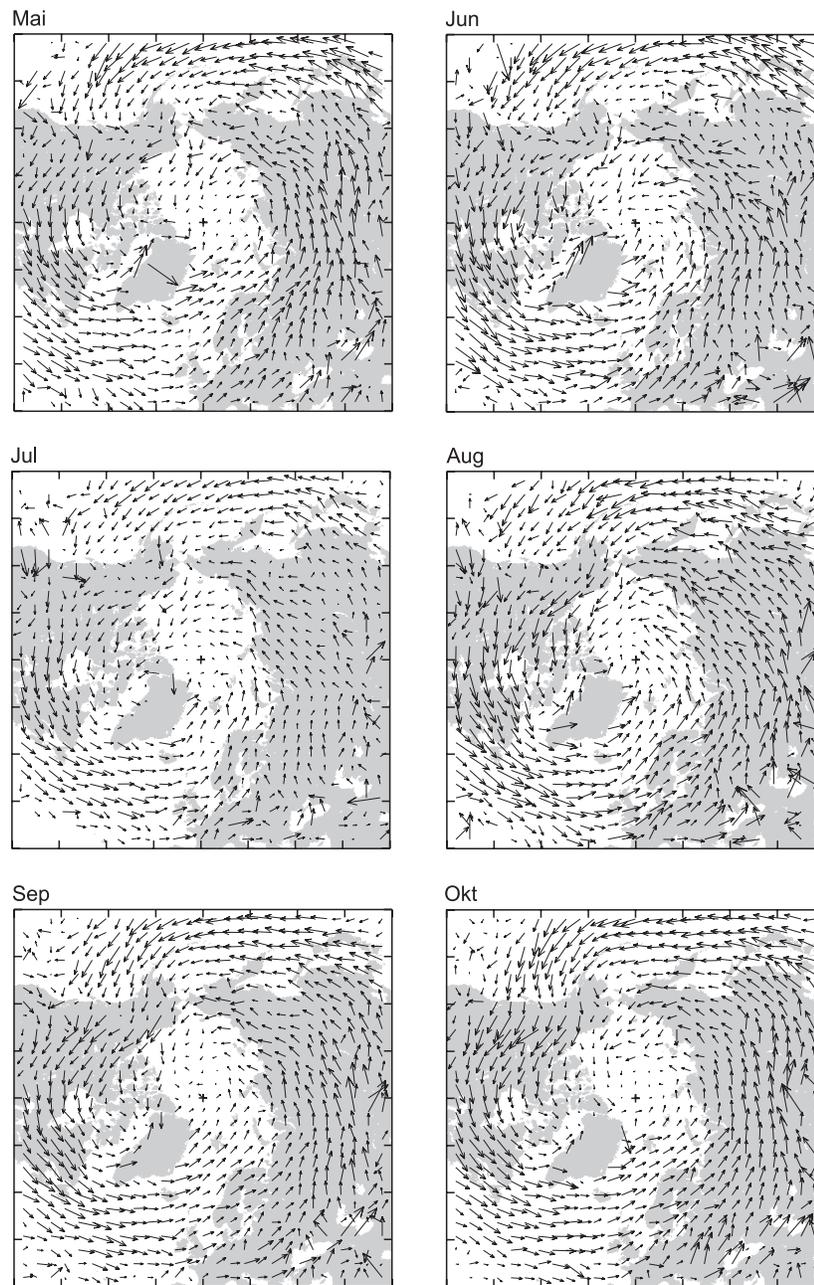


Abbildung 3.11: Räumliche Verteilung von Tiefdruckereignissen. Langjährig (1979 bis 2002) gemittelte Monatsmittel der Monatssummen pro Gitterpunkt; je 3×3 Gitterpunkte sind zu einer Bezugsfläche von $375 \text{ km} \times 375 \text{ km}$ und einer kumulativen Summe zusammengefaßt und mit einer 3×3 Filtermatrix tiefpaßgefiltert. Konturlinienabstand: 0.5 Ereignisse. Berücksichtigt sind Tiefdrucksysteme mit einer Lebensdauer von mehr als vier SYNOP-Terminen. Projektion: EASE-Gitter ($125 \text{ km} \times 125 \text{ km}$, 101×101 Gitterpunkte). Raumausschnitt: 81×81 Gitterpunkte. Flächen südlich von 40° N und Grönland sind ausmaskiert. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Datengrundlage: Zyklonenstatistik basierend auf Bodendruckfeldern der NCEP/NCAR Re-Analysen.

bzw. -systeme über der Laptewsee von April bis Juni (Abb. 3.7). Die Hauptbewegungsrichtung der Zyklonen folgt im Mittel der zyklonalen Drehrichtung der steuernden Systeme im 500 hPa Niveau. Die erwähnten Hauptzugbahnen sind gleichzeitig Regionen mit erhöhter Zuggeschwindigkeit, die ebenfalls einem Jahresgang unterliegt. Beispielsweise beträgt die mittlere Zuggeschwindigkeit aller im Zeitraum von 1979 bis 2002 registrierten Systeme im Januar etwa 35 km h^{-1} und im Juli etwa 23 km h^{-1} .

Insbesondere im Winter (Daten nicht gezeigt) ist der Zusammenhang zwischen der mittleren Verteilung synoptischer Zyklonen und dem mittleren Bodenluftdruckfeld sehr deutlich. Eine ausgeprägte Zyklonenaktivität findet sich in den Zyklogenesebereichen im Zusammenhang mit dem Island- und Aläutentief entlang der Polarfront. Sie erstreckt sich weiterhin bogenförmig um Südgrönland und reicht über die nordatlantischen Zugbahnen bis in die Barentssee, Karasee und an ihrem Westrand auch bis in die Laptewsee hinein. Erhöhte Aktivität gibt es auch über dem Kanadischen Archipel bzw. langgestreckt entlang des Aläutenbogens über dem Nordpazifik. Im Bereich des Höhenrückens über dem Arktischen Ozean und des thermischen Hochs über Sibirien sind synoptische Zyklonen während des Winters selten (*Serreze et al.*, 1993; *Serreze*, 1995; *Sickmüller et al.*, 2000). Zu berücksichtigen ist hierbei jedoch, daß das verwendete Verfahren nur die Zentren der Zyklonen erfasst, nicht aber den gesamten räumlichen Einflußbereich, den eine Zyklone abdeckt.

Trotz unterschiedlicher Ausgangsdaten, Verarbeitungs- und Analyseschritte stimmen diese Ergebnisse gut mit jenen in *Serreze et al.* (1993) und *Serreze* (1995) überein. Nach *Serreze et al.* (1993) ist die räumliche Ausprägung der Zyklonenaktivität entscheidend für das im Mittel gradientschwache Bodenluftdruckfeld im Sommer. Sie ist im Vergleich zum Winterhalbjahr sowohl durch eine gleichmäßigere Verteilung der Zugbahndichte als auch weniger intensive Systeme und den räumlichen Wechsel zyklonaler und antizyklonaler Zirkulationsregime gekennzeichnet.



Zuggeschwindigkeit: 50 km h⁻¹ →

Abbildung 3.12: Mittlere Zyklonenzugrichtung und -geschwindigkeit. Die Vektorpfeilorientierung und -länge ergibt sich aus dem langjährigen (1979 bis 2002) Mittel der x- bzw. y-Verlagerung der registrierten Tiefdrucksysteme pro Monat innerhalb von 3×3 Gitterpunkte umfassenden Bezugsflächen. Mittlere Zuggeschwindigkeiten von mehr als 62.5 km h⁻¹ sind durch einen Punkt dargestellt. Vektorpfeile, die aus dem dargestellten Raumausschnitt hinausragen sind nicht dargestellt. Nur Grönland ist ausmaskiert. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 3.11.

4 Unterer Modellantrieb aus Beobachtungsdaten

Um Zusammenhänge zwischen Meereis und Atmosphäre auf mesoskaligen Raum- und Zeitskalen untersuchen zu können, ist es notwendig, daß neben der großräumigen saisonalen Variabilität auch insbesondere kleinräumige Strukturen in den Meereisdaten im unteren Randantrieb enthalten sind. Da es sich hier nicht um idealisierte Prozeßstudien mit synthetischen Randbedingungen handelt, sind möglichst realitätsnahe Feldverteilungen erforderlich, die im Standard-Modellantrieb (ECMWF-Antrieb, ECMWF-Simulationsrechnungen) nicht enthalten sind. Es werden daher Beobachtungsdaten verwendet, um einen alternativen unteren Randantrieb abzuleiten (OBS-Antrieb, OBS-Simulationsrechnungen). Der Beschreibung der Datenvorverarbeitung folgt die Darstellung mittlerer Zustände des neuen Datensatzes und ein Vergleich mit unabhängigen Beobachtungsdaten zur Bewertung der Datenqualität, dem sich ein Unterkapitel anschließt, das die Unterschiede zum Standard-Modellantrieb aufzeigt.

Singarayer und Bamber (2003) weisen im Zusammenhang mit GCMs auf die Notwendigkeit möglichst realistischer Meereisdaten hin – sowohl hinsichtlich der exakten Erfassung der Verteilung und Variabilität der Meereisbedeckung als auch der quantitativ möglichst exakten Erfassung der Bedeckungsgrade. Trotz relativ geringer geometrischer Modellauflösung stellen *Parkinson et al.* (2001) mit einem GCM bei Sensitivitätsstudien mit großflächig geänderten Meereisbedeckungsgraden deutliche Veränderungen in den bodennahen Lufttemperaturfeldern fest. *Rinke et al.* (2003) und *Maslanik et al.* (2000) belegen in Studien bei Vergleichen von Simulationsergebnissen von gekoppelten und ungekoppelten Regionalmodellen die Wichtigkeit realistischer unterer Randantriebe.

4.1 Prozessierung

Die Datengrundlage zur Erstellung des beobachtungsgestützten unteren Randantriebs sind satellitengestützte Meereisbedeckungsgrade (Gesamt-Meereiskonzentrationen), Oberflächentemperaturen, Wolkenbedeckungsgrade und an Driftstationen gemessene mittlere Schneedeckenmächtigkeiten (Kap. 2). Diese Felder sollen in einem recheneffizienten, robusten Verfahren zu konsistenten, lückenlosen Feldern des unteren Randantriebs prozessiert werden. Dieser alternative Randantriebsdatensatz enthält Meeresoberflächentemperaturen, Meereisbedeckungsgrade, Meereisdicken, Schneedeckenmächtigkeit auf Meereis, Meeresoberflächentemperaturen und Oberflächentemperaturen der Schneesicht auf Meereis (Kap. 2.4).

Bei der Erstellung der Antriebsdaten treten drei Hauptschwierigkeiten auf: (1) Interpolation der räumlichen Datenlücken in den Oberflächentemperaturdaten des passiven optischen Fernerkundungssystems AVHRR, die durch Bewölkung entstehen; (2) Zerlegung der gemessenen Oberflächentemperaturfelder, die Mischpixel aus verschiedenen Oberflächen darstellen, in die Meeresoberflächentemperatur und die Eisoberflächentemperatur; (3) Beibehaltung des Zusammenhangs zwischen Meereisverteilung und Meeresoberflächentemperatur. Die Prozessierung erfolgt für jeden Tag in mehreren Schritten:

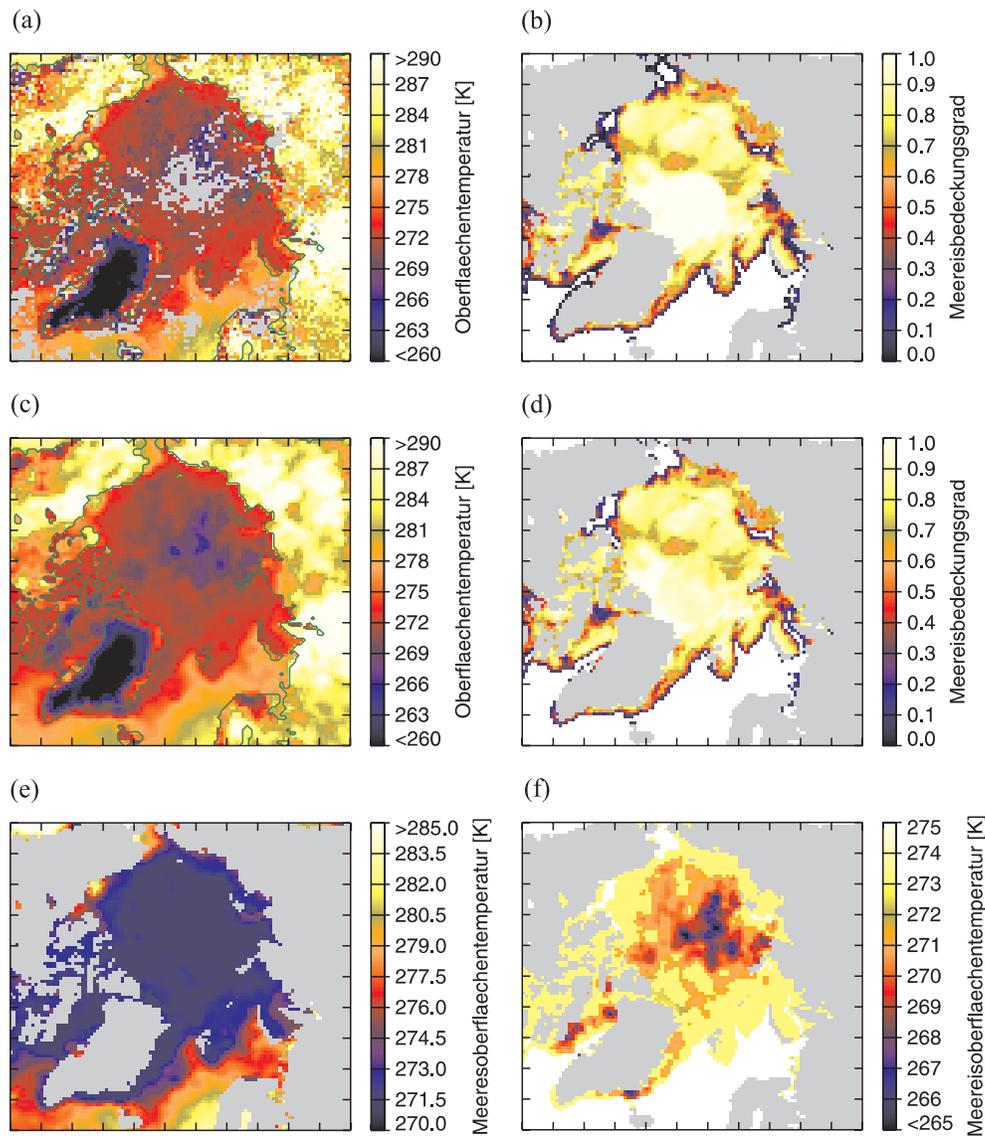


Abbildung 4.1: Zwischenschritte der Antriebsdatenprozessierung. Beispiel für den 27. Juni 1993. Transformierte Daten auf HIRHAM4-Gitter (110×100): (a) kombinierte Oberflächentemperaturen (Wasser- und Landflächen), vor der Interpolation der Datenlücken, (b) Meer eisbedeckungsgrade, vor Ableitung der Polmaskenwerte, (c) Oberflächentemperaturen nach Interpolation der Wolkenlücken und Tiefpaßfilterung, (d) Meer eisbedeckungsgrade, Polmaske ersetzt durch lineare Regression, (e) abgeleitete Meeresoberflächentemperatur, (f) abgeleitete Meeresoberflächentemperatur. Weitere Erläuterungen im Text.

1. Datenimport und zeitliche, gleitende Mittelwertbildung der Oberflächentemperaturfelder

Die Oberflächentemperaturfelder werden zunächst mit der zugehörigen binären Wolkenmaske maskiert. Aufgrund großer Fehlwertanzahlen pro Feld ergibt sich die Notwendigkeit für die folgende Verfahrensweise.

Die mittleren Oberflächentemperaturen (über Land- und Ozeanflächen) für den Tag i werden aus allen verfügbaren Feldern des 7-Tage-Intervalls $i-3$ bis $i+3$ gebildet. Da

pro Tag für 04 UTC und 14 UTC Beobachtungen vorliegen, ergeben sich bei Wolkenlosigkeit aller Termine 14 Oberflächentemperaturen zur Bildung des arithmetischen Mittelwertes pro Gitterpunkt. Für die Fälle, daß (a) keine Felder im gesuchten Zeitraum vorliegen (die AVHRR Daten sind teilweise lückenhaft) und / oder (b) nach der Interpolation (s.u.) auf das HIRHAM4-Gitter mehr als 75 % der Gitterpunkte Fehlwerte sind, wird das Auswahlfenster in jede Richtung um jeweils einen Tag erweitert; diese Erweiterung wird maximal zweimal durchgeführt, bevor die Antriebsdaten für den jeweiligen Tag i als nicht ableitbar gelten. Diese Verarbeitungsschritte laufen noch auf dem Original-Gitter ab (EASE, 361×361 Gitterpunkte).

Die Tagesmittel der Meereisbedeckungsgrade liegen ohne zeitliche und räumliche Lücken vor, weshalb jedem Tag i das zugehörige Feld zugewiesen werden kann. Eine zeitliche Mittelung erfolgt nicht.

2. Transformation der Oberflächentemperaturen und Meereisbedeckungsgrade auf das HIRHAM4-Modellgitter

Die Ausgangsdaten für die folgenden Prozessierungsschritte sind die Meereisbedeckungsgrade und die Oberflächentemperaturen (Land- und Ozeanflächen) auf den Original-Gittern. Bei der Transformation der Daten auf das HIRHAM4-Gitter werden die Oberflächentemperaturen der Land- und Ozeanflächen getrennt behandelt. Dadurch wird eine Verfälschung der Daten entlang von Küstenlinien vermieden, welche durch die räumliche Mittelung von Temperaturen über unterschiedlichen Oberflächentypen bei der Distanzgewichtungsinterpolation hervorgerufen würde (Kap. A.2). Offene Wasserflächen gelten bei der Transformation der Meereisbedeckungsgrade nicht als Fehlwerte. Die einheitliche Gewichtung der Ausgangsdaten innerhalb des Suchradius (Gewichtungsfaktor=1) bewirkt eine leichte Tiefpaßfilterung der Ergebnissfelder (Abb. 4.1 (a) und 4.1 (b)).

Entscheidend für die Transformation sind die Zuordnungsvorschriften in den Gittertransformationstabellen. Der Suchradius für die Distanzgewichtungsinterpolation bei einer Gitterboxgröße von je $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ ist in allen Fällen konstant 35 km. Die minimale Anzahl der zu erfassenden Punkte innerhalb dieses Suchradius ist vier, wobei die mittlere Anzahl der gefundenen Punkte 6.1 auf dem Oberflächentemperatur-Gitter und 6.4 auf dem Meereisbedeckungsgrad-Gitter beträgt. Alle HIRHAM4-Gitterpunkte können interpoliert werden.

3. Interpolation von Wolkenlücken in den Oberflächentemperaturen

Sofern die Anzahl der Fehlwerte im Oberflächentemperaturfeld nach der Transformation auf das HIRHAM4-Gitter insgesamt 75 % nicht überschreitet, kann eine Interpolation der verbliebenen Fehlwerte erfolgen. Diese erfolgt wegen der teilweise sehr lückenhaften räumlichen Überdeckung nicht gesondert für Land- und Ozeanflächen. Abbildung 4.2 gibt eine Übersicht zur räumlichen Verteilung der Fehlwerte. Darin sind die Zyklonenzugbahn im Nordatlantik im Bereich der sommerlichen Packeisante und der Bereich verstärkter Zyklongenese in der zentralen Arktis ebenso deutlich wie die allgemein häufigeren Fehlwerte durch Bedeckung im gesamten arktischen Becken im Vergleich zu den benachbarten Kontinentflächen (arktischer Stratus über schmelzenden Meereisflächen).

Basierend auf einer Delaunay-Triangulation zwischen den vorhandenen Punkten werden die Datenlücken mit einer linearen Interpolation aufgefüllt. In einem zweiten Schritt werden Fehlwerte in den Eck- und Randbereichen eliminiert, siehe z.B. Abbildung 4.1 (a). Hierzu wird ein 3×3 Filterkernel mit einheitlichen Gewichtungsfak-

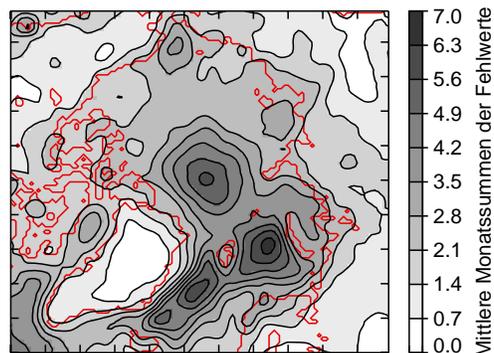


Abbildung 4.2: Räumliche Verteilung der Fehlwertanzahlen in den transformierten AVHRR-Oberflächentemperaturdaten; Mittel der langjährig gemittelten Monatssummen der Fehlwerte der Monate Mai bis Oktober für die 16 Jahre von 1981 bis 2000, in denen keine Datenlücken vorkommen, siehe Tabelle 4.1; die dargestellten Daten sind mit einer 5×5 Filtermatrix tiefpaßgefiltert; deskriptive Statistik der Originaldaten: Minimum $x_{min} = 0.16$, Maximum $x_{max} = 30.02$, Arithmetischer Mittelwert $\bar{x} = 2.65$, Standardabweichung $s = 1.64$. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

toren in zwei entgegengesetzte Richtungen jeweils horizontal und vertikal über die Ausgangsdatenmatrix verschoben. Liegt der Zentralwert des Filters über einem Fehlwert, wird dieser durch das arithmetische Mittel der gültigen Werte im Filterkernel ersetzt. Aus den vier entstehenden Datenmatrizen wird eine gemittelte Datenmatrix errechnet, die keine Fehlwerte mehr enthält. Die nach dem ersten Interpolationsschritt noch verbleibenden Fehlwerte im Ausgangsdatenfeld können so gezielt ersetzt werden.

Ein 3×3 Tiefpaßfilter, der getrennt über Land- und Ozeanflächen eingesetzt wird, unterdrückt verbliebenes kleinräumiges Rauschen, ohne jedoch die relevanten mesoskaligen Strukturen im Datenfeld zu verwischen (Abb. 4.1 (c)).

4. Interpolation von Datenlücken in den Meereisbedeckungsgraden

Im Feld der Meereisbedeckungsgrade in Abbildung 4.1 (d) sind Bedeckungsgrade unter 0.05 pro Gitterzelle durch offene Wasserflächen ersetzt. Dadurch wird die glättende Wirkung der Transformationsroutine und die Einbeziehung der Wasserfläche in den Eisrandzonen bei der Transformation auf das gröber aufgelöste HIRHAM4-Gitter gemindert.

Der SMMR-Polmaskenbereich in den Ausgangsdaten der Meereisbedeckungsgrade, der vor der Transformation auf 1.0 gesetzt wird, kann mit einer Regressionsbeziehung mit den Oberflächentemperaturen ersetzt werden. Dazu wird eine lineare Einfachregression zwischen den Oberflächentemperaturen und den Meereisbedeckungsgraden in einem kreisförmigen Bereich (82.5° N bis 84.5° N) um die Polmaske (Bereiche nördlich von 84.5° N) berechnet. Es gilt die Annahme, daß größere offene Wasserflächen in der Packeisdecke wegen des ozeanischen Wärmestroms mit einer höheren mittleren Oberflächentemperatur innerhalb der Gitterzelle einhergehen.

5. Einbau der Meereisdicke und Schneedeckenmächtigkeit

Die Meereisdicke wird konstant für alle abgeleiteten Felder an jedem Gitterpunkt mit einem Meereisbedeckungsgrad > 0 auf 2 m festgelegt. Dies ist eine stark vereinfachende Annahme; Rinke und Dethloff (2000) zeigen z.B. für Januar 1990 mit

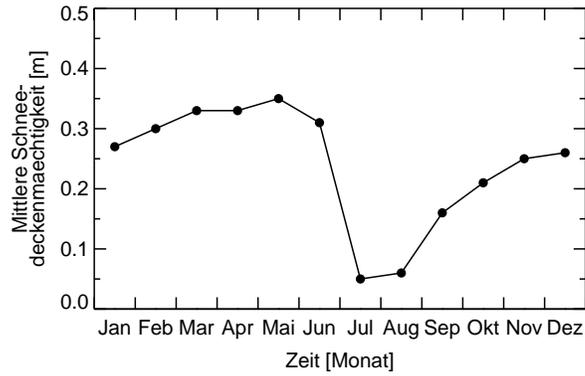


Abbildung 4.3: Mittlerer Jahresgang der Schneedeckenmächtigkeit auf Meereis. Datenquelle: Environmental Working Group, Joint U.S.-Russian Arctic Sea Ice Atlas, Vol. 1.

verschiedenen Sensitivitätsstudien, daß HIRHAM4 sehr sensibel auf Eisdickenänderungen reagiert. Die Energiebilanz an der Meereisoberfläche wird neben den atmosphärischen Strahlungsströmen und den Energieflußdichten auch vom ozeanischen Wärmefluß gesteuert, der umgekehrt proportional zur Meereisdicke ist.

Die Schneedeckenmächtigkeit auf Meereis (Abb. 4.3) wird für die gesamte meereisbedeckte Fläche als homogen angenommen und für jeden Monat unveränderlich vorgegeben.

6. Ableitung der Meeres- und der Meereisoberflächentemperaturen aus den AVHRR-Oberflächentemperaturen

Die Temperaturen der Meeres- und Meereisoberflächen bzw. der Schneeauflage auf Meereis werden unter Zuhilfenahme der Meereisbedeckungsgrade aus den AVHRR-Oberflächentemperaturen abgeleitet. Diese stellen wegen des Sensor-Footprints und der anschließenden geometrischen Degradation auf $50\text{ km} \times 50\text{ km}$ bzgl. der erfassten Oberflächentypen Mischpixel dar. Die Methodik zur Ableitung basiert auf der Antriebsdatenprozessierung des ARCMIP. Da während des Sommers von einer schmelzenden Schneedecke auf Meereis mit einem isothermen vertikalen Temperaturprofil ausgegangen werden kann, werden die Meereisoberflächentemperatur und die Oberflächentemperatur des Schnee auf Meereis gleichgesetzt; da immer von einer Schneeauflage ausgegangen wird, ist die Meereisoberflächentemperatur eine Grenzschichttemperatur zwischen Meereis und Schneedecke. Temperaturen im Bereich der binären Landmaske (ab einem Landflächenanteil von > 0.5) spielen im folgenden keine Rolle. Die Gefrierpunkttemperatur des Meerwassers wird einheitlich für alle Sommermonate (Mai bis Oktober) und die gesamte Ozeanfläche auf -1.79°C (271.37 K) festgelegt, was einer Salinität von 32.69 ppt entspricht. Dieser Wert liegt unter der mittleren ozeanischen Salinität von 35.0 ppt, jedoch über gemessenen Salinitäten von 10 ppt bis 30 ppt im Bereich der Randmeere mit Süßwassereintrag und schmelzendem Meereis (Orvig *et al.*, 1970; Kotchetov *et al.*, 1994; Kassens *et al.*, 1994 1995; Polyakov *et al.*, 2003).

Über Ozeanflächen sind in diesem Fall drei Oberflächentypen möglich:

- Offene Wasserfläche: Die Meeresoberflächentemperatur ist gleich der aus dem Sensorsignal abgeleiteten Oberflächentemperatur. Bei einer Unterschreitung der Gefrierpunkttemperatur wird die Meeresoberflächentemperatur auf die Gefrier-

punkttemperatur gesetzt. Bei dieser Vorgehensweise wird der Eisdatensatz, der die offenen Wasserflächen enthält, als verlässlicher eingestuft.

- Geschlossene Packeisfläche: Die Meeresoberflächentemperatur ist in diesem Fall gleich mit der Gefrierpunkttemperatur. Sofern die Oberflächentemperatur einen Wert von 273.16 K überschreitet, wird sie auf die Schmelztemperatur von Eis, 273.15 K, gesetzt. Bei einer Unterschreitung von 273.16 K ist die abgeleitete Oberflächentemperatur gleich der Oberflächentemperatur der Schneeauflage.
- Mischpixel mit Meereis- und Wasserflächenanteilen: Bei einer Unterschreitung der Gefrierpunkttemperatur von Meerwasser wird die Meeresoberflächentemperatur auf diesen Wert gesetzt. Die vom AVHRR-Signal abgeleitete Oberflächentemperatur wird dann der Oberflächentemperatur der Schneeauflage zugewiesen. Diese Vorgehensweise findet bei einer Überschreitung der Gefrierpunkttemperatur umgekehrt Anwendung.

Die aus den Oberflächentemperaturen abgeleiteten Größen müssen manuellen Qualitätskontrollen unterzogen werden. Tabelle 4.1 gibt Aufschluß über die zeitlichen Datenlücken in den Ausgangsdaten, die nicht korrigiert werden können. Aufgrund der Verteilung der Lücken wird in einem solchen Fall der gesamte Monat verworfen. Weiterhin aufgelistet sind die korrigierbaren Zeiträume; fehlerhafte Feldbelegungen resultieren meist aus zu hohen Oberflächentemperaturen. Innerhalb dieser Zeiträume werden alle Gitterpunkte der Meeresoberflächentemperaturen, der Meeresoberflächentemperaturen und der Oberflächentemperaturen der Schneeauflage auf Meereis linear zwischen den Feldern von Lückenbeginn bis -ende interpoliert. Um mögliche Extrema in den Stützpunkten zu dämpfen, werden je zwei Felder arithmetisch gemittelt. An Gitterpunkten, wo die Stützpunkte der Meeresoberflächentemperaturen über Gitterpunkten ohne Meereisbedeckung liegen, wird ein Temperaturwert von 273.15 K festgelegt. Unter Berücksichtigung der Meereisbedeckungsgrade wird die Konsistenz der Feldbelegung nach der Fehlwertinterpolation abhängig von den Oberflächentypen nach obigem Verfahren überprüft.

Tabelle 4.1: Auflistung der zeitlichen Datenlücken und fehlerhaften Zeitspannen in den unteren Randantriebsdaten für HIRHAM4 von 1981 bis 2000, Mai bis Oktober. Die Datenlücken und -fehler treten lediglich in den AVHRR-Oberflächentemperaturen und den abgeleiteten Größen auf. Die letzte Spalte gibt diejenigen Monate an, für die aufgrund der Datenlücken keine Randantriebsdatensätze erstellt werden können.

Jahr	Datenlücken	fehlerhafte Daten (korrigierbar)	fehlende Antriebsdaten
1981	01.05.-18.07.		Mai, Juni, Juli
1983		23.07.-05.08. 23., 24.09.	
1987	08.10.-31.10.		Oktober
1989	10.09.-31.10.		September, Oktober
1991		19.07.-24.07. 06.10.-12.10.	
1994	19.09.-31.10.		September, Oktober
1996		01.05.-03.05. 10.08.-16.08.	
1997		20.06.-26.06.	

Wegen des zeitlichen Schwerpunktes der Untersuchung auf Mai bis August und der

neun ausgewählten Simulationsjahre, bilden die Datenverluste keine Einschränkung der Simulationsrechnungen.

Fehlerhaft belegte Gitterpunkte entlang der Randmeerküsten resultieren aus der Mischpixelproblematik der Meereisbedeckungsgrade (s.o.) und können nicht eliminiert werden. Die Regressionsbeziehung zur Ersetzung der einheitlichen Meereisbedeckungsgrade im Bereich der Polmaske liefert nicht in allen Fällen befriedigende Ergebnisse, so daß teilweise immer noch kleinere Sprünge im Meereisbedeckungsgrad zwischen umgebendem Packeis und Polmaskenbereich auftreten (Abb. 4.6).

Den mittleren Zustand, die Eigenschaften und die raum-zeitliche Variabilität des alternativen Randantriebsdatensatzes zeigen die Abbildungen 4.4, 4.5 und 4.6 im folgenden Kapitel.

Der hier verwendete ECMWF-„Standardantrieb“ wird aus Meeresoberflächentemperaturen der ECMWF (Re-)Analysen abgeleitet. Wenn im Bereich eines Ozeangitterpunkts eine Gefrierpunkttemperatur für Meerwasser von -1.8°C unterschritten wird, dann wird dem entsprechenden Gitterpunkt eine geschlossene Meereisdecke zugewiesen (Meereisbedeckungsgrad = 1). Bei Meeresoberflächentemperaturen $> -1.0^{\circ}\text{C}$ gilt der Gitterpunkt als eisfrei (Meereisbedeckungsgrad = 0). Bei Meeresoberflächentemperaturen zwischen diesen Schwellenwerten wird ein linearer Zusammenhang zwischen Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckungsgrad hergestellt. Die übrigen Felder werden als konstant angenommen (Meereisdicke, Schneedeckenmächtigkeit auf Meereis) oder diagnostisch bestimmt (Meeresoberflächentemperatur).

4.2 Mittlerer Zustand und raum-zeitliche Variabilität der Antriebsdaten

Die Datengrundlage für die langjährig gemittelten Monatsmittel und die Anomalie-Felder als Grundlage für die EOF-Analyse sind die Monatsmittel aller Monate ohne fehlende Felder zwischen 1981 und 2000 (Tab. 4.1). Die Bedingung für die Berechnung der Mittel der Meeresoberflächentemperaturen ist ein Meereisbedeckungsgrad > 0 am jeweiligen Gitterpunkt während des gesamten Mittelungszeitraumes. Deshalb stellen die gezeigten Felder eine räumliche Untermenge der Meereisbedeckungsgrade bzw. der Meeresoberflächentemperaturen dar. Die EOFs zeigen das dominierende räumliche Muster der Variabilität, die EOF-Koeffizienten den zeitlichen Verlauf dieser Variabilität sowie die Stärke der Ausprägung (Tab. 4.2).

Tabelle 4.2: Erklärte Varianzen durch die EOF 1 der variablen Felder in den OBS-Randantriebsdaten [%].

Monat	Meeresoberflächentemperatur	Meereisoberflächentemperatur	Meereisbedeckungsgrad
Mai	27.39	35.65	25.71
Jun	22.53	41.64	18.42
Jul	20.98	42.93	17.53
Aug	28.78	57.25	18.39
Sep	22.12	49.51	19.75
Okt	25.56	29.15	22.26

Entscheidend für die in dem alternativen Randantriebsdatensatz enthaltenen mesoskaligen Strukturen sind die Muster in EOF 1, die bei den Meeresoberflächentemperaturen und dem Meereisbedeckungsgrad besonders in den Randmeeren stark ausgeprägt sind.

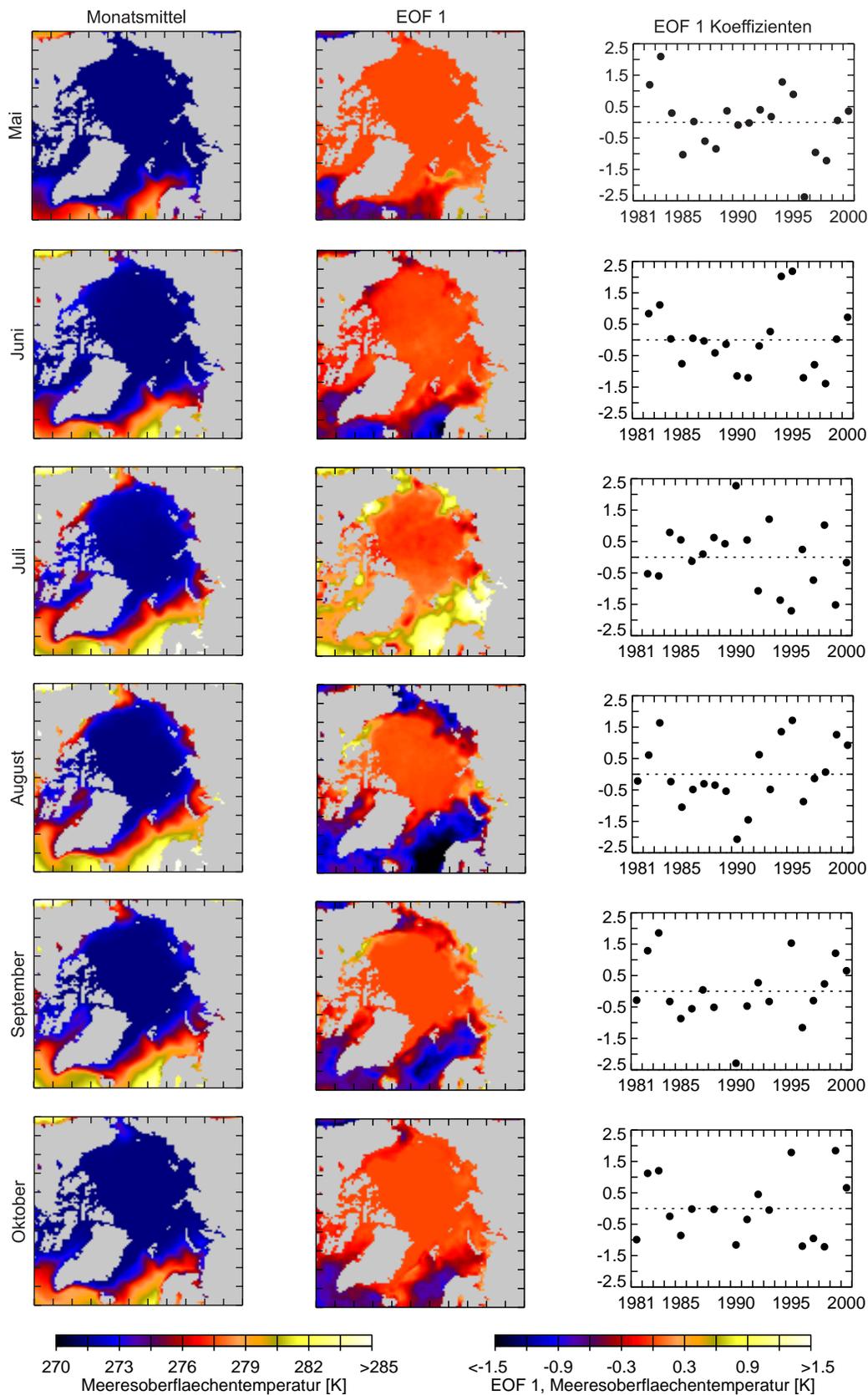


Abbildung 4.4: Meeresoberflächentemperatur [K]. Linke Spalte (linker Farbbalken): langjährig gemittelte Monatsmittel (1981 bis 2000); mittlere Spalte (rechter Farbbalken): EOF 1; rechte Spalte: EOF 1 Koeffizienten-Zeitreihe. Zeilen von oben nach unten: Mai bis Oktober. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

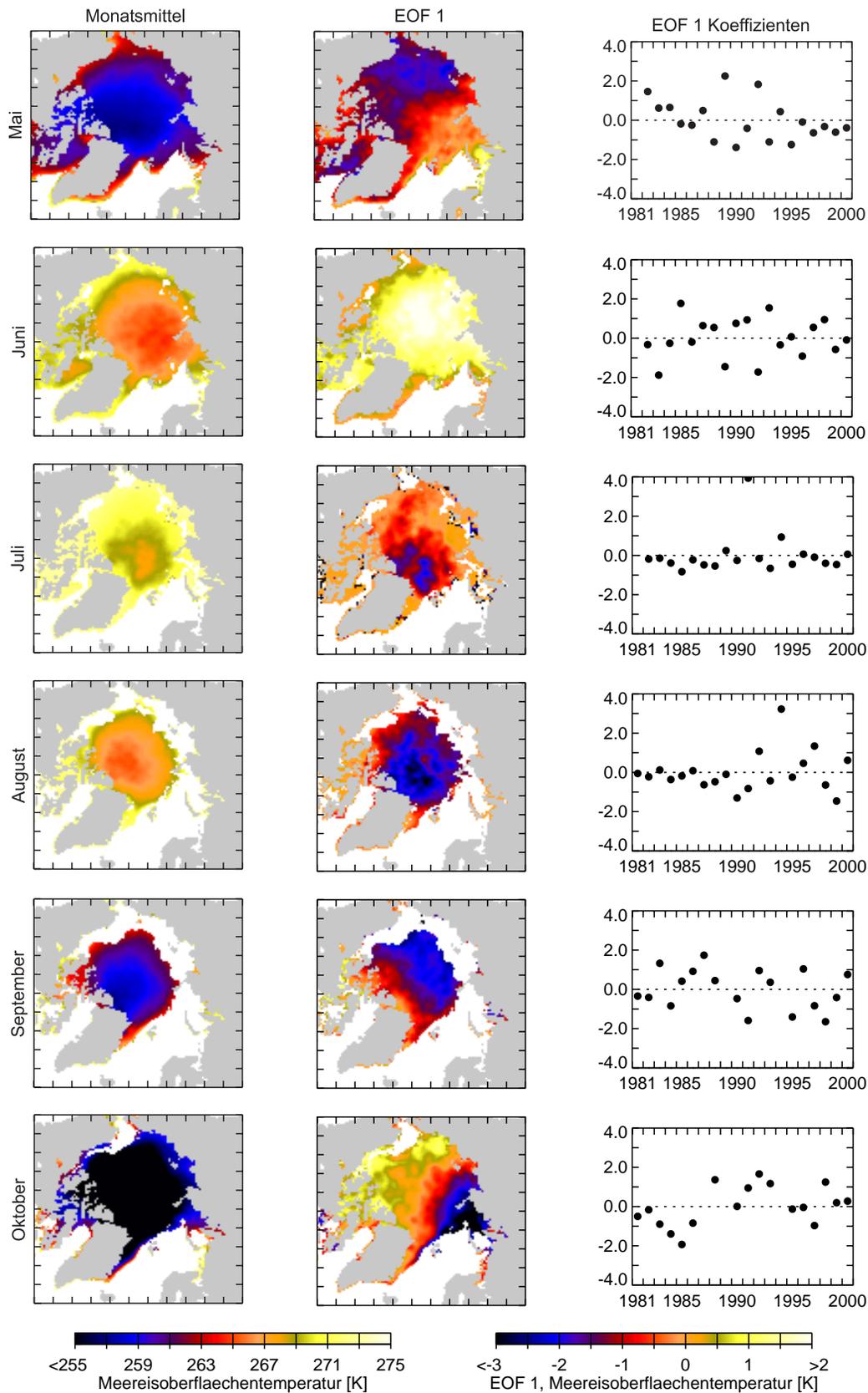


Abbildung 4.5: Langjährig gemittelte Monatsmittel, EOF 1 und EOF 1 Koeffizientenzeitreihe der Meerisoberflächentemperatur [K] für Mai bis Oktober. Wegen der angenommenen isothermen Schneedecke entspricht die Meerisoberflächentemperatur der Oberflächentemperatur des Schneedecke auf Meereis. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 4.4.

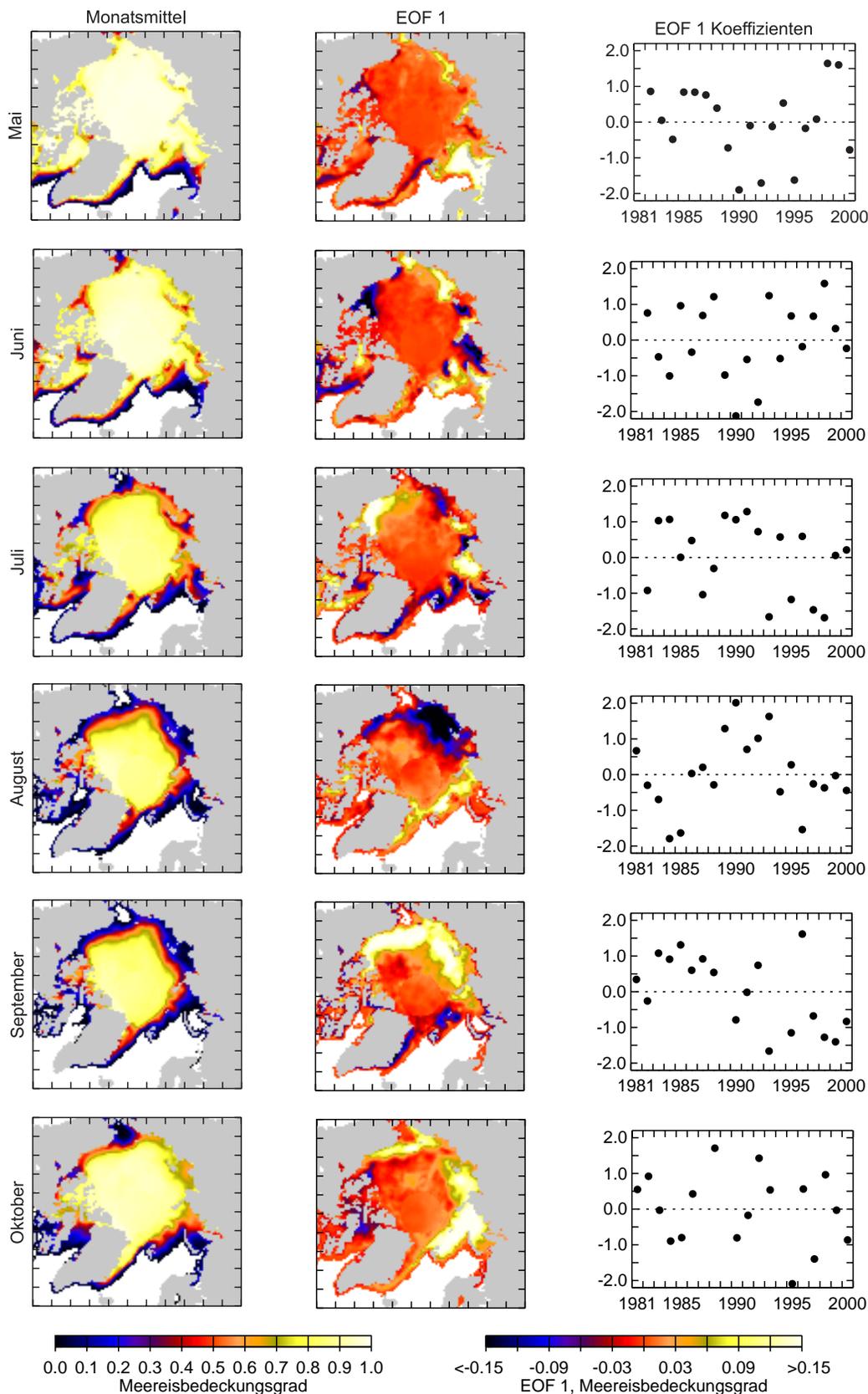


Abbildung 4.6: Langjährig gemittelte Monatsmittel, EOF 1 und EOF 1 Koeffizientenzeitreihe des Meereisbedeckungsgrades für Mai bis Oktober. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 4.4.

Die Koeffizientenzeitreihen dieser beiden Größen weisen auf starke interannuelle Variabilitäten hin. Multipliziert man die EOF mit dem entsprechenden Koeffizienten und addiert das Feld mit dem Feld der langjährig gemittelten Monatsmittel, dann ergibt sich die in dem entsprechenden Monat dominierende räumliche Verteilung der Variable.

4.3 Validierung

Durch einen Vergleich mit Beobachtungsdaten, die unabhängig von den verwendeten Eingangsgrößen der Prozessierung sind, soll im folgenden jeweils exemplarisch die Qualität der raum-zeitlich variablen Felder (Meereisbedeckungsgrade, Meeresoberflächentemperatur, Meeresoberflächentemperatur) der OBS-Antriebsdaten bewertet werden.

Trotz der zeitlichen Variabilität der Schneedeckenmächtigkeit auf Meereis ist eine Validierung nicht angebracht, da es sich (a) um räumlich invariante klimatologische Daten handelt, (b) die Schneedeckenmächtigkeiten in (Re-)Analyse-Daten nur unzureichend wiedergegeben werden und (c) neben *Warren et al.* (1999), die NP-Daten verwenden, nur wenig weitere Bearbeitungen von in situ Datensätzen vorliegen, die jedoch nur sehr kurze Zeitspannen und relativ kleine Raumausschnitte umfassen, z.B. *Iacoza und Barber* (1999) oder *Sturm et al.* (2002).

4.3.1 Meereisbedeckungsgrad

Auf die Qualität der auf passiven Mikrowellenradiometerdaten beruhenden Meereisbedeckungsgrade wurde bereits in Kapitel 2.1 (Meereisbedeckungsgrade) eingegangen. An dieser Stelle wird daher primär die Güte der Transformation auf das HIRHAM4-Gitter in Ergänzung zu den Ausführungen zur Gittertransformation im Anhang A.2 bewertet.

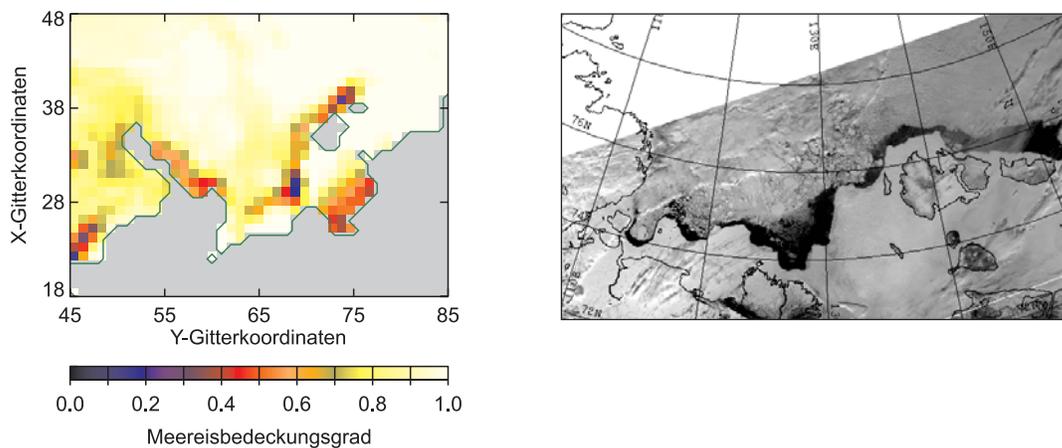


Abbildung 4.7: Vergleich der Meereisbedeckung in der Lapteewsee am 01. Juni 1995. Links: Meereisbedeckungsgrade, abgeleitet aus SSM/I-Satellitendaten, umprojiziert auf HIRHAM4-Gitter (50 km×50 km), rotiert um 90° im Uhrzeigersinn. Rechts: NOAA AVHRR-Szene (NOAA 14, LAC, Kanal 1, 0.58 μm bis 0.68 μm). Anabar-Lena Polynja, Westliche Neusibirische Polynja, Neusibirische Polynja (West nach Ost). Die Projektionen, Raumausschnitte und Maßstäbe der Abbildungen stimmen nicht überein. Datenquellen: NSIDC und NOAA Satellite Active Archive.

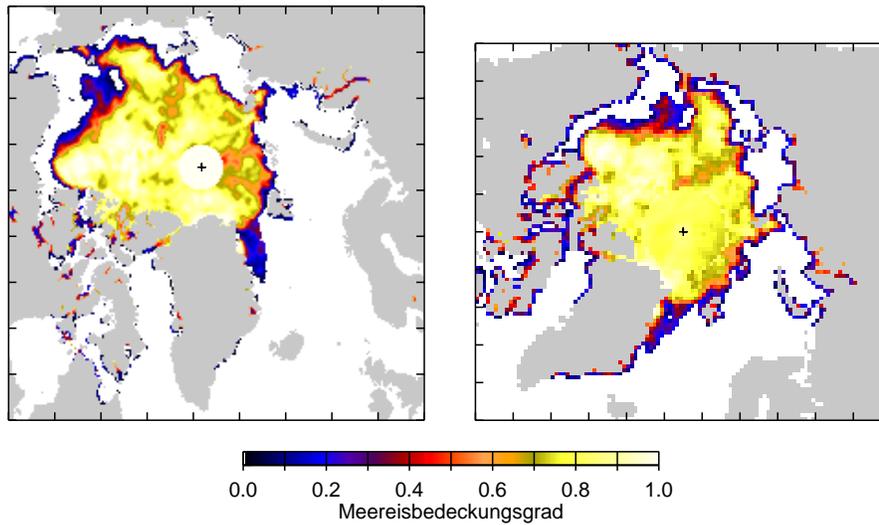


Abbildung 4.8: Vergleich der räumlichen Verteilung der Tagesmittel der Meereisbedeckungsgrade, 10. September 2000. Links: vorverarbeitete SSM/I-Ausgangsdaten, Projektion: EASE-Gitter, dargestellter Raumausschnitt: 226×226 Gitterpunkte (von 50 bis 275 in x-Richtung und 75 bis 300 in y-Richtung). Rechts: transformierte Randantriebsdaten des Regionalmodells, Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte). Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Basisdatensatz: SMMR und SSM/I Meereisbedeckungsgrade.

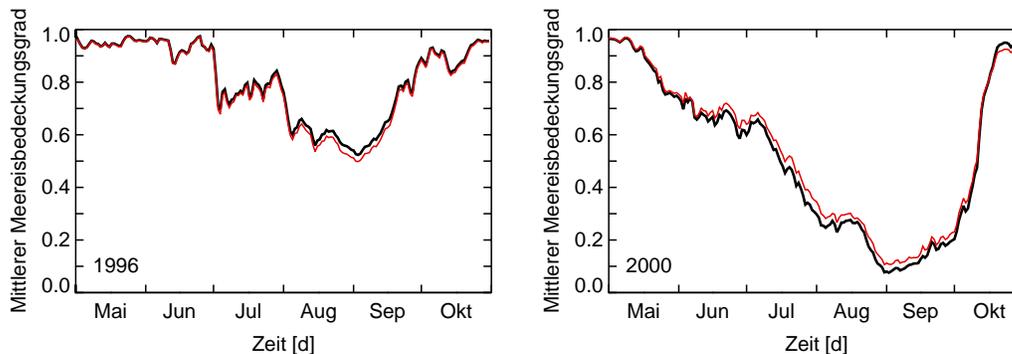


Abbildung 4.9: Vergleich der vorverarbeiteten SSM/I Ausgangsdaten (schwarz) mit den auf das HIRHAM4-Gitter transformierten Randantriebsdaten des Regionalmodells (rot). Mittlerer täglicher Meereisbedeckungsgrad der Laptevsee für 1996 (links) und 2000 (rechts). Gitterpunkte mit Bedeckungsgraden unter 0.15 sind nicht berücksichtigt; küstennahe Gitterpunkte sind nicht ausmaskiert. Basisdatensatz: SMMR und SSM/I Meereisbedeckungsgrade.

Der qualitative Vergleich der transformierten Meereisbedeckungsgrade in Abbildung 4.7 mit einer NOAA AVHRR-Aufnahme (LAC, $1.1 \text{ km} \times 1.1 \text{ km}$ Auflösung) zeigt, daß mesoskalige Strukturen wie in diesem Fall die Anabar-Lena-Polynja, die Westliche Neusibirische Polynja und die Neusibirische Polynja auch in der 50 km Auflösung des Modellgitters enthalten sind. Aufgrund der Aufnahmezellengröße der Originaldaten und der räumlichen Mittelung beim Resampling entstehen Mischpixel, so daß die meereisbedeckte Fläche bei kleinräumigen Strukturen in der Meereisdecke tendentiell überschätzt wird.

Die Gegenüberstellung von vorverarbeiteten Meereisbedeckungsgraden auf deren EASE-

Ausgangsgitter und dem transformierten Feld für den 10. September 2000 verdeutlicht die Genauigkeit der Gittertransformation (Abb. 4.8). Die räumliche Differenzierung der Meeresdecke wird trotz des Generalisierungssprunges exakt wiedergegeben. Da bei der Prozessierung nur die größere Polmaske des SMMR-Sensors Anwendung findet, sind die Bereiche mit einem Bedeckungsgrad von etwa 0.6 zwischen Svalbard, Franz-Josef-Land und dem Nordpol bei der Vorverarbeitung wegmaskiert. Der lineare Regressionsansatz zwischen Oberflächentemperatur und Meereisbedeckungsgrad im Polumfeld kann die Meereisbedeckung häufig nur unzureichend rekonstruieren. Trotzdem ist diese Vorgehensweise gegenüber der Vergabe konstanter Bedeckungsgrade im datenlosen Polbereich zu bevorzugen. Aufgrund der verwendeten Transformationsvorschrift, die besagt, daß im Falle eines küstennahen Gitterpunktes keine Erweiterung des konstanten Suchradius um den zu interpolierenden Gitterpunkt erfolgt, werden vereinzelte als meereisbedeckt fehlklassifizierte Gitterpunkte auf dem HIRHAM4-Gitter überbewertet. Daraus resultieren in vielen Fällen die niedrigen Meereisbedeckungsgrade entlang der Küstenlinien in den Antriebsdaten.

Trotz dieser Einschränkungen werden die OBS-Meereisbedeckungsgrade als die verlässlichste Größe bei der Antriebsdatenerzeugung angesehen. Ihr kommt die Funktion einer Steuervariable bei der Prozessierung zu. Eine quantitative Abschätzung der Datensatzgüte ermöglicht Abbildung 4.9. Sie zeigt beispielhaft für die beiden Meereisanomaliejahre in der Laptewsee 1996 und 2000 den täglichen mittleren Meereisbedeckungsgrad aus den Basisdaten (EASE-Gitter) und dem OBS-Antrieb. Wegen der unterschiedlichen Gittergeometrien, Auflösungen und Land-See-Masken ist ein Vergleich generell schwierig, weshalb ein flächenbasierter Vergleich mit der meereisbedeckten Fläche oder der Meereisausdehnung auch fehlschlägt. Insbesondere der Kurvenverlauf stimmt – mit Ausnahme kleiner Abweichungen bei niedrigeren Meereisbedeckungsgraden – sehr gut überein.

4.3.2 Meeresoberflächentemperatur

Die Meeresoberflächentemperatur des OBS-Antriebs stellt eine wichtige Steuergröße für die fühlbaren und latenten Wärmeströme dar. Sie wird zur Validierung mit den flächendeckenden, umprojizierten Monatsmitteln des GISST 2.2-Datensatzes verglichen (Kap. 2.1). Es werden im folgenden diejenigen Flächen verglichen, die in beiden Datensätzen eisfrei sind (Meereisbedeckungsgrad=0).

Ein qualitativer räumlicher Vergleich aller Temperaturfelder (Daten nicht gezeigt) zeigt eine gute Übereinstimmung der räumlichen Muster, exemplarisch ist der August 1990 in Abbildung 4.10 dargestellt. Die Ähnlichkeit ist u.a. auch darauf zurückzuführen, daß AVHRR-basierte Oberflächentemperaturen in die Interpolationsschemata der GISST 2.2-Herstellung einfließen. Die relativ gute Übereinstimmung zeigt sich auch in Abbildung 4.11, ebenfalls für August 1990 ($\bar{x}_{\text{GISST}2.2} = 281.2 \text{ K}$, $\bar{x}_{\text{OBS}} = 278.0 \text{ K}$). Die Häufung der niedrigeren Temperaturen in den OBS-Antrieben ist auf die hohen Meeresoberflächentemperaturen (bis zu ca. 288 K im Yana und Lena Mündungsgebiet) in den ostsibirischen Randmeeren zurückzuführen (Abb. 4.10), wie sie auch in den übrigen Jahren (Daten nicht gezeigt) bei Eisfreiheit der Randmeere in den GISST 2.2-Daten vorkommen. Nach *Dethleff et al.* (1993) sind insbesondere in der östlichen Laptewsee solche Temperaturen realistisch, ebenso wie die kühleren sommerlichen Wassermassen in der westlichen Laptewsee (ca. 280 K), die von der nördlichen Tajmyr-Strömung beeinflusst sind. Die ebenfalls beobachtungsgestützten Temperaturangaben in *Kotchetov et al.* (1994) liegen hingegen bei ca. 278 K in den o.g. Mündungsgebieten und ca. 276 K im Bereich der Eiskante. Diese Angaben stimmen besser mit den Meeresoberflächentemperaturen der OBS-Antriebsdaten überein.

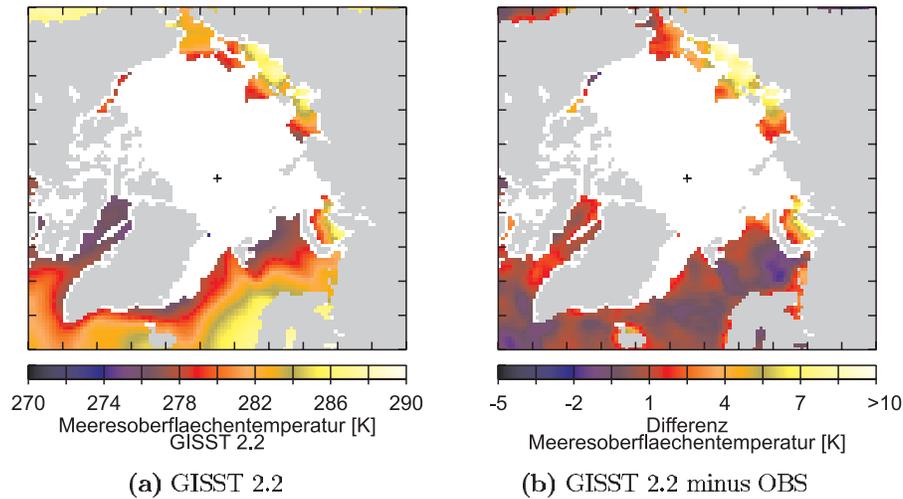


Abbildung 4.10: Räumlicher Vergleich der Monatsmittel der Meeresoberflächentemperaturen [K] des unteren Randantriebsdatensatzes mit dem GISST 2.2-Vergleichsdatensatz, August 1990. (a) GISST 2.2 und (b) GISST 2.2 minus OBS. Die dargestellten Daten sind mit einer 3×3 Filtermatrix tiefpaßgefiltert. Die weißen Flächen markieren Bereiche mit Meereis in mindestens einem der beiden Vergleichsfelder. Zu beachten ist die asymmetrische Farbskala der Differenzabbildung. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

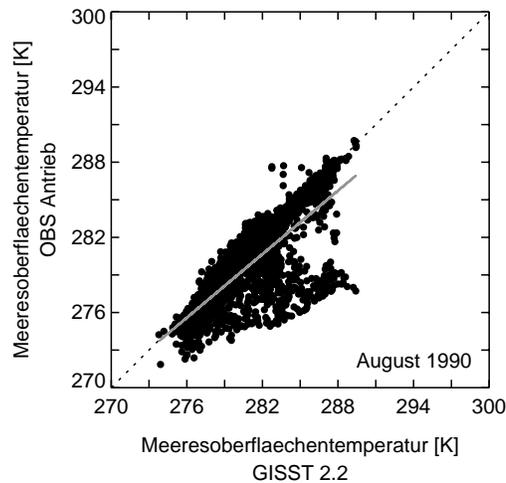


Abbildung 4.11: Vergleich der Monatsmittel der Meeresoberflächentemperaturen [K] des unteren OBS-Randantriebsdatensatzes mit denjenigen des GISST 2.2-Datensatzes für August 1990. Es sind alle Punktepaare im Bereich offener Wasserflächen (Meereisbedeckungsgrad=0) in beiden Datensätzen berücksichtigt. Die Steigung der Regressionsgeraden (grau) beträgt 0.84.

Ein Vergleich der beiden Temperaturzeitreihen (wegen häufiger Datenlücken durch Meereseisbedeckung nicht gezeigt), die aus räumlichen Mitteln im Bereich der Laptevsee-Abfragemaske (Abb. 4.16) gebildet sind, zeigt ebenfalls allgemein höhere Temperaturen im GISST 2.2-Datensatz (GISST 2.2: $\bar{x} = 278.8$ K zeitliches Mittel über die räumlichen Mittelwerte).

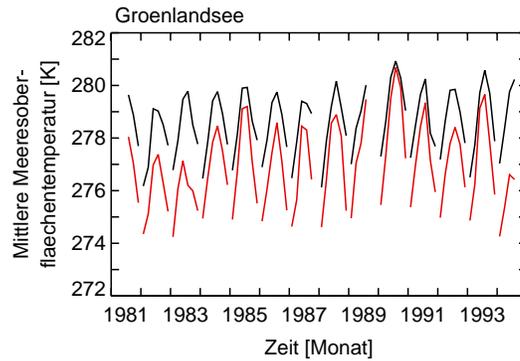


Abbildung 4.12: Zeitreihenvergleich der Monatsmittel der Meeresoberflächentemperaturen [K] des unteren OBS-Randantriebsdatensatzes (rot) mit denjenigen des GISST 2.2-Datensatzes (schwarz) von 1981 bis 1994 der Monate Mai bis Oktober im Bereich der Grönlandsee (ca. $1.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$). Aufgrund unbesetzter Felder in den Randantriebsdaten liegen nicht für alle Zeitpunkte Daten vor.

te, $s = 1.85 \text{ K}$ Standardabweichung der Zeitreihe, $\bar{s} = 1.68 \text{ K}$ mittlere räumliche Standardabweichung; OBS-Antrieb: $\bar{x} = 274.8 \text{ K}$, $s = 1.79 \text{ K}$, $\bar{s} = 1.21 \text{ K}$; GISST 2.2 minus OBS-Antrieb: $|\bar{d}| = 4.1 \text{ K}$ mittlere absolute Differenz). Die Zeitreihen in Abbildung 4.12, die über einer Abfragebox im Bereich der Grönlandsee gewonnen sind, bestätigen die niedrigeren Temperaturen in den OBS-Antrieben (GISST 2.2: $\bar{x} = 278.6 \text{ K}$, $s = 1.19 \text{ K}$, $\bar{s} = 2.07 \text{ K}$; OBS-Antrieb: $\bar{x} = 276.8 \text{ K}$, $s = 1.56 \text{ K}$, $\bar{s} = 2.39 \text{ K}$; GISST 2.2 minus OBS-Antrieb: $|\bar{d}| = 1.7 \text{ K}$). Wobei die Übereinstimmung im Vergleichsjahr 1990 am besten ist.

4.3.3 Meereisoberflächentemperatur

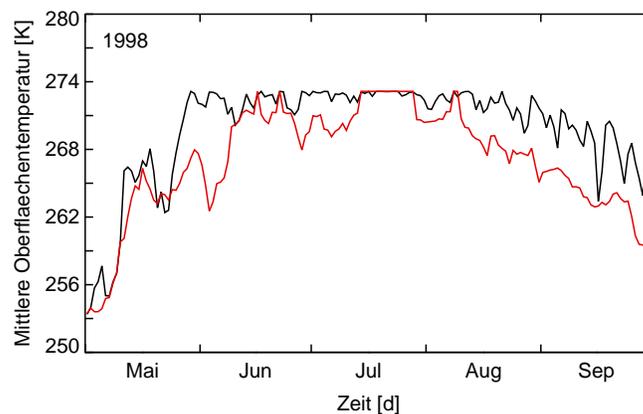


Abbildung 4.13: Vergleich der Tagesmittel der Oberflächentemperaturen [K] des unteren OBS-Modellantriebs (rot) mit einem Beobachtungsdatensatz des SHEBA-Projekts (schwarz). Es sind diejenigen Antriebsdaten dargestellt, die innerhalb eines 100 km Suchradius um die Position des SHEBA-Eiscamps die minimale Differenz zu den SHEBA-Meßwerten aufweisen. Basisdatensätze: AVHRR-Oberflächentemperaturen, SHEBA Atmospheric Surface Flux Group.

Zur Validierung der Meereisoberflächentemperaturen werden der kombinierte Datensatz

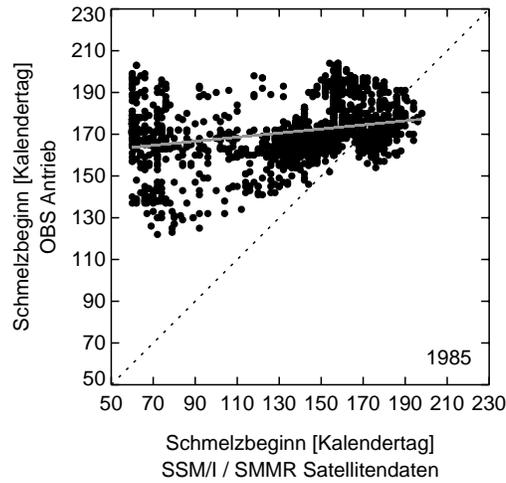


Abbildung 4.14: Vergleich der Eintrittszeitpunkte [Kalendertag] des Oberflächenschmelzens im OBS-Antrieb mit dem aus SMMR / SSM/I-Satellitendaten abgeleiteten Terminen. Die Steigung der Regressionsgeraden (grau) beträgt 0.085.

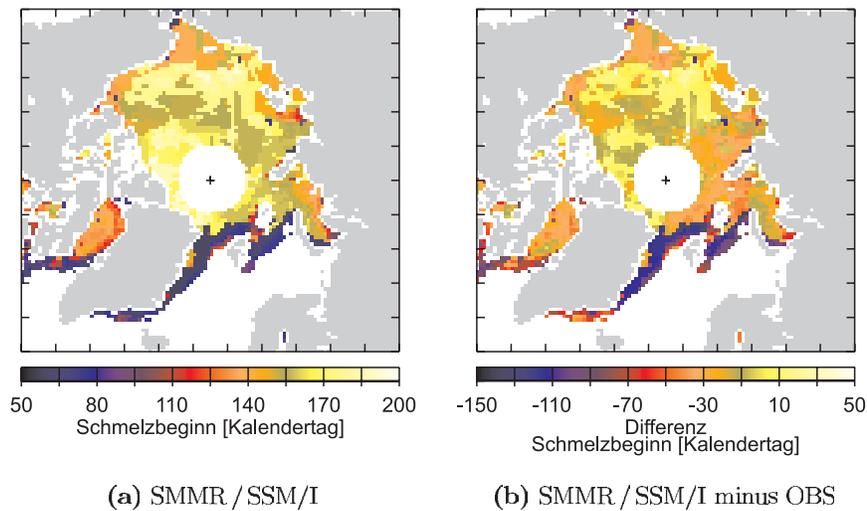


Abbildung 4.15: Räumlicher Vergleich der Eintrittszeitpunkte [Kalendertag] des Oberflächenschmelzens im unteren OBS-Antrieb und in SMMR / SSM/I-Satellitendaten, 1985. (a) SMMR / SSM/I und (b) SMMR / SSM/I minus OBS. Die SMMR / SSM/I-Vergleichsdaten sind mit einer um 2 Gitterpunkte erweiterten Landmaske maskiert, daher liegen z.B. keine Daten im Bereich des Kanadischen Archipels vor. Zu beachten ist die asymmetrische Farbskala der Differenzabbildung. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

des SHEBA-Projektes (Kap. 2.1) und die Eintrittstermine des initialen Oberflächenschmelzens (Kap. 2.1) verwendet. Abbildung 4.13 zeigt einen Vergleich von Tagesmitteln der SHEBA Oberflächentemperaturen mit dem OBS-Antrieb (SHEBA: $\bar{x} = 269.9$ K, $s = 4.56$ K; OBS-Antrieb: $\bar{x} = 267.0$ K, $s = 4.79$ K; SHEBA minus OBS-Antrieb: $|\bar{d}| = 2.8$ K). Die OBS-Oberflächentemperaturen sind generell zu niedrig. Dem gut erfaßten Temperaturanstieg im Mai folgt ein Phase von etwa 10 Tagen, in der die OBS Temperaturen um

etwa 265 K liegen anstatt um die Gefrierpunktttemperatur. Im folgenden Verlauf treten Abweichungen von bis zu 5 K auf, die allgemeine Temperaturentwicklung wird jedoch relativ gut wiedergegeben. Im August und September beträgt die Differenz im Mittel 3.9 K. Die Grundtendenz kann dabei von den OBS-Antriebsdaten wiederum gut erfaßt werden, jedoch auf zu niedrigem Niveau.

Mit einem ähnlichen Vergleichsverfahren, NOAA AVHRR vs. SHEBA, erzielen *Maslanik et al.* (2001) (Abb. 4 b) von April bis Juli – insbesondere während des Übergangs zu höheren Temperaturen in der zweiten Maihälfte – eine bessere Übereinstimmung mit vereinzelt negativen Abweichungen von bis zu 8 K. Da sich jedoch sowohl die exakte Datenbasis und die Vorverarbeitung der Datensätze (zeitliche Mittelung, Wolkenlückeninterpolation) als auch das Vergleichsverfahren (Suchradien, Mittelung) unterscheiden, sind die abweichenden Validierungsergebnisse nicht direkt vergleichbar. Die Ursachen der Differenzen in Abbildung 4.13 sind unklar. Abweichungen von 3 K bis 5 K treten auch bei einem Vergleich von Meereisoberflächentemperaturen abgeleitet aus AVHRR und Bojendaten in *Veihelmann et al.* (2001) (Abb. 4) auf.

Insbesondere für die Strahlungs- und Energiebilanz der Meereisoberflächen ist das Erreichen der Schmelztemperatur entscheidend. Der zweite Validierungsansatz der OBS-Meereisoberflächentemperaturen basiert daher auf einem Vergleich des Kalendertages des Eintretens von Oberflächenschmelzen mit Schmelzbeginn-Terminen aus SMMR- und SSM/I-Satellitendaten (Kap. 2.1) über Meereis. Der Vergleichszeitraum erstreckt sich von Mai bis August der Jahre 1982 bis 1998. Derjenige Kalendertag, an dem die Meereisoberflächentemperaturen der OBS-Antriebsdaten 273 K erstmalig überschreiten, wird als Beginn des Oberflächenschmelzens im jeweiligen Jahr definiert.

Die Verteilung der Punktvolke in Abbildung 4.14 zeigt sehr deutlich den stark verzögerten Schmelzbeginn in den OBS-Antriebsdaten (SMMR / SSM/I: \bar{x} =144.0 Kalendertag, s =33.0 Kalendertag; OBS-Antrieb: \bar{x} =171.9 Kalendertag, s =15.3 Kalendertag) im Vergleich zu den SMMR / SSM/I Daten (ganzjährig anstatt von Mai bis Oktober). Diese haben aufgrund der zeitlichen Abdeckung auch eine größere mögliche Wertespanne von Kalendertag 60 bis Kalendertag 213. Die räumliche Verteilung der Eintrittstermine (Abb. 4.15) verdeutlicht ebenfalls die allgemein geringere räumliche Differenzierung im Einsetzen des OBS-Oberflächenschmelzens. Diese relativ homogene Verteilung zeigt sich in einer ähnlichen Feldverteilung des Differenzfeldes. In den Randmeerbereichen beträgt die Differenz etwa -30 Kalendertage. Die geringsten Differenzen treten in zentralen Packeisbereichen auf.

Im Mittel über die 17 Vergleichsjahre werden an mehr als 21.0 % der Gitterpunkte der meereisbedeckten Fläche in den OBS-Antriebsdaten die Schmelztemperatur von Mai bis August nicht erreicht. In 1.5 % der Fälle liegt die Oberflächentemperatur bereits zu Beginn des Abfragezeitraums über dem Temperaturschwellwert. Tritt einer dieser Fälle ein, werden die Gitterpunkte im Vergleich nicht berücksichtigt. Daraus ergeben sich im Mittel 2312 Vergleichsgitterpunkte pro Jahr. Räumlich liegen die Ausfallwerte hauptsächlich im Bereich des mehrjährigen zentralen arktischen Packeises. Das gezeigte Jahr 1985 bildet diesbezüglich eine Ausnahme. Am 1. Mai 1985 ist bei 1.4 % der Gitterpunkte die Schmelztemperatur überschritten und bei 2.4 % der vergleichbaren Gitterpunkte wird sie bis Ende August nicht erreicht.

Die Ergebnisse dieses Vergleichs bestätigen die Aussage zu Abbildung 4.13. Die Oberflächentemperaturen sind allgemein zu niedrig und die Schmelztemperatur wird, wenn überhaupt, zu spät erreicht.

4.4 Antriebsdatenvergleich, ECMWF vs. OBS

Die unteren Randantriebsdaten sind neben der Modellkonfiguration (OPYC-Optionen) die Hauptänderungen, die zu möglichst realitätsnahen Simulationsergebnissen führen sollen. Im folgenden werden daher die Unterschiede des Standardantriebsdatensatzes (ECMWF) und des alternativen unteren Randantriebs aus Beobachtungsdaten (OBS) aufgezeigt. Der Vergleich bezieht sich nur auf die Meeresoberflächentemperatur und den Meereisbedeckungsgrad, da die übrigen Antriebsdaten im Falle des ECMWF Antriebs nicht extern vorgegeben werden.

Den mittleren Zustand zeigen die Felder der langjährig gemittelten Monatsmittel flächenhaft für die gesamte Arktis. Eine Abschätzung der Stärke und der räumlichen Verteilung der interannuellen Variabilität liefern die Standardabweichungen. Hierbei sind nur die ECMWF Antriebsdaten und die Differenzen ECMWF minus OBS dargestellt, da die OBS-Daten in den Abbildungen der Kapitel 4.2 und 3.1 dokumentiert sind. Ein Vergleich der flächenhaft gemittelten Monatsmittel gibt ebenfalls Aufschluß über die Variabilität und die Werteverteilung. Den kleinsten Raumausschnitt bei höchster zeitlicher Auflösung zeigen die Zeitreihen der räumlich über die Laptewsee gemittelten Tagesmittel. Die Abbildung 4.16 zeigt die auch für spätere Untersuchungen verwendeten Abfragemasken auf dem HIRHAM4-Gitter. Bei der Bewertung der langjährig gemittelten Monatsmittel und deren Standardabweichungen ist die Datenbasis von lediglich drei Jahren (1990, 1995, 1996) für die Monate September und Oktober zu beachten, die zu relativ großen Unsicherheiten führt.

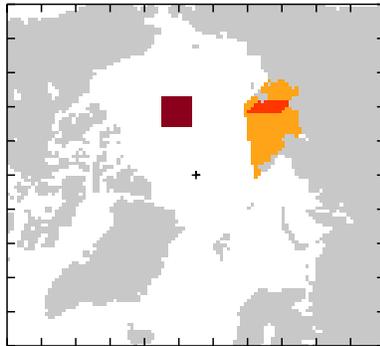


Abbildung 4.16: Räumliche Anordnung der Abfragemasken auf dem HIRHAM4-Gitter. Orange: Laptewsee (276 Gitterpunkte), rot: Westliche Neusibirische Polynja (38 Gitterpunkte), dunkelrot: Packeisestgebiet (81 Gitterpunkte), grau / weiß: Land-See-Maske (5565 / 5435 Gitterpunkte). Der schwarze Punkt markiert den geographischen Nordpol. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

4.4.1 Statistische Methoden

Um eine objektive quantitative Hilfestellung bei der Bewertung von Differenzen sowohl zwischen Datensätzen oder Modellergebnissen als auch zur Datenbeschreibung zu erhalten, werden neben deskriptiven Stichprobenbeschreibungen (Minimum, Maximum, Spannweite, Standardabweichung, Varianz, mittlere absolute Abweichung vom arithmetischen Mittelwert und Median, arithmetischer Mittelwert, Median, Schiefe, Exzeß) auch jeweils die Stichproben der Ausgangsdaten auf zufällige oder überzufällige Unterschiede mit ei-

ner 5 %-Irrtumswahrscheinlichkeit geprüft. Es kommen ausschließlich verteilungsfreie Tests zum Einsatz: der Zeichentest, der U-Test (Wilcoxon-Test) und der χ^2 -Test (Vergleich der empirischen Häufigkeitsverteilungen zweier Stichproben bzw. zum Test auf Normalverteilung). Die Klassenzahl und die Intervallgrenzen bei der Berechnung von empirischen Häufigkeitsverteilungen werden je nach Datensatz fest vorgegeben. Dies dient der Vergleichbarkeit unterschiedlicher Auswertungen und dem Vergleich der Häufigkeitsverteilungen mit einem Testverfahren. Bei der Bewertung von Differenzen erfolgt in jedem Fall auch eine Auszählung der Vorzeichen (*Taubenheim*, 1969; *Schönwiese*, 1992; *Wilks*, 1995).

Eine räumlich differenzierte Bewertung von Differenzen 2-dimensionaler Felder ermöglicht die Unterteilung der Ausgangsdaten in rechteckige, gleichverteilte Abfrageboxen (z.B. Abb. 4.17). Für jede Abfragebox werden die oben beschriebenen statistischen Analysen durchgeführt. Dies ist insbesondere dann sinnvoll, wenn die Anzahl der Ausgangsfelder gering ist, z.B. bei dem Vergleich von langjährig gemittelten Monatsmitteln (hier z.B. $n = 10$ Simulationsjahre, inkl. 1999) oder Monatsmitteln von Modellergebnissen ($28 \leq n \leq 31$). Desweiteren lassen sich auf diese Weise strukturelle Vergleiche der Eingangsdaten durchführen. Im Falle des HIRHAM4-Gitters beträgt die Abfragebox-Größe 10×10 Gitterpunkte. Dadurch können die Relaxationszonen des seitlichen Modellantriebs ebenso wie kleinräumige, störende Strukturen aus der statistischen Bewertung ausgeschlossen werden. Im Falle nicht-kontinuierlicher Felder (Meereisbedeckungsgrad, Meeresoberflächentemperatur wegen der Landmaske) sind pro Abfragebox weitere Abfragen notwendig: eine deskriptive Statistik kann ab einer Mindestzahl von zwei gültigen Gitterpunkten berechnet werden, mindestens 20 Gitterpunkte müssen besetzt sein, um eine Teststatistik zu rechnen, zusätzlich darf keines der Felder (Stichproben bzw. Differenzen) homogene/undifferenzierte Daten enthalten. In einem solchen Falle wird die Abfragebox mit einem schrägen Kreuz markiert, bei statistisch signifikanten Unterschieden mit einem Punkt bzw. einem Kreis bei nicht-signifikanten Unterschieden. Wenn die Anzahl der Ausgangsfelder ausreichend ist, wird die Teststatistik zusätzlich für jede gültige Gitterposition berechnet.

4.4.2 Meeresoberflächentemperatur

Der mittlere Zustand der Meeresoberflächentemperaturverteilung im HIRHAM4-Modellgebiet während des Sommers ist gekennzeichnet durch einheitlich niedrige Temperaturen der Oberflächenschicht knapp über dem Gefrierpunkt in der inneren Polarregion und große horizontale Temperaturgradienten im Bereich der ozeanischen Polarfront zu relativ einheitlich warmen Wassermassen des Nordatlantiks bzw. Ausläufern des Golfstromsystems (Abb. 4.17). Während des dargestellten Zeitraumes ist großflächig eine Erwärmung (Maximum im August) bzw. Abkühlung der Oberschicht im zentralen Arktischen Ozean sowie eine Ausdehnung der Warmwassersphäre nach Norden zu sehen.

In den Monaten Juni bis August sind insbesondere über dem zentralen Arktischen Ozean systematische Strukturen in den Meeresoberflächentemperatur-Feldern zu erkennen, die als Interpolationsartefakte interpretiert werden. Diese treten bei der Umprojektion der merkator-projizierten ECMWF Ausgangsdaten auf das HIRHAM4-Gitter auf. Da die Meereisbedeckungsgrade im ECMWF-Antrieb von diesen Temperaturfeldern abgeleitet werden (Kap. 4.1) treten auch dort solche Strukturen auf (Abb. 4.21 und 4.22). Ein weiteres Artefakt sind zu hohe Temperaturen entlang der Küstenlinien (z.B. im Kanadischen Archipel), die dann aufgrund der Ableitung der Meereisbedeckungsgrade entlang der Küsten zu unrealistisch niedrigen Meereisbedeckungsgraden führen. Dies wird auf die Nicht-Berücksichtigung der Landmaske bei der Umprojektion zurückgeführt (siehe hierzu

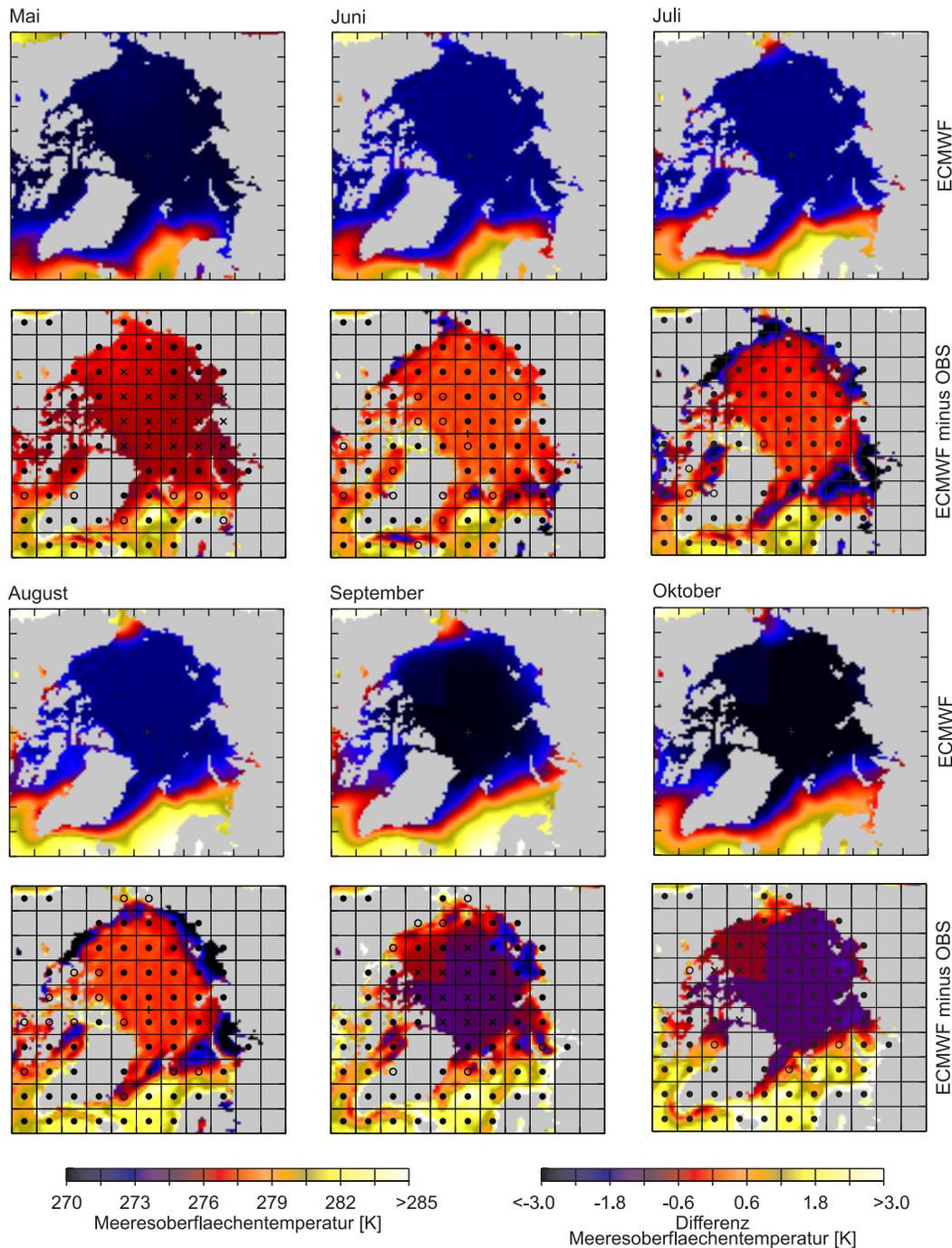


Abbildung 4.17: Langjährig gemittelte Monatsmittel der Meeresoberflächentemperaturen [K] der Monate Mai bis Oktober (von links oben nach rechts unten) des ECMWF-Standardantriebs, Mittelungszeitraum: 10 Simulationsjahre, (erste und dritte Reihe) und Differenzen (ECMWF minus OBS) der Meeresoberflächentemperaturen [K] (zweite und vierte Reihe). Ein schwarzer Punkt/Kreis innerhalb der 10×10 Gitterbox bedeutet einen signifikanten/nicht signifikanten Unterschied der Stichproben der Ausgangsdatensätze auf dem 95 % Signifikanzniveau nach dem Wilcoxon-Rangsummentest. Ein schräges Kreuz kennzeichnet Flächen für die keine Teststatistik durchgeführt werden kann (siehe Text). Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

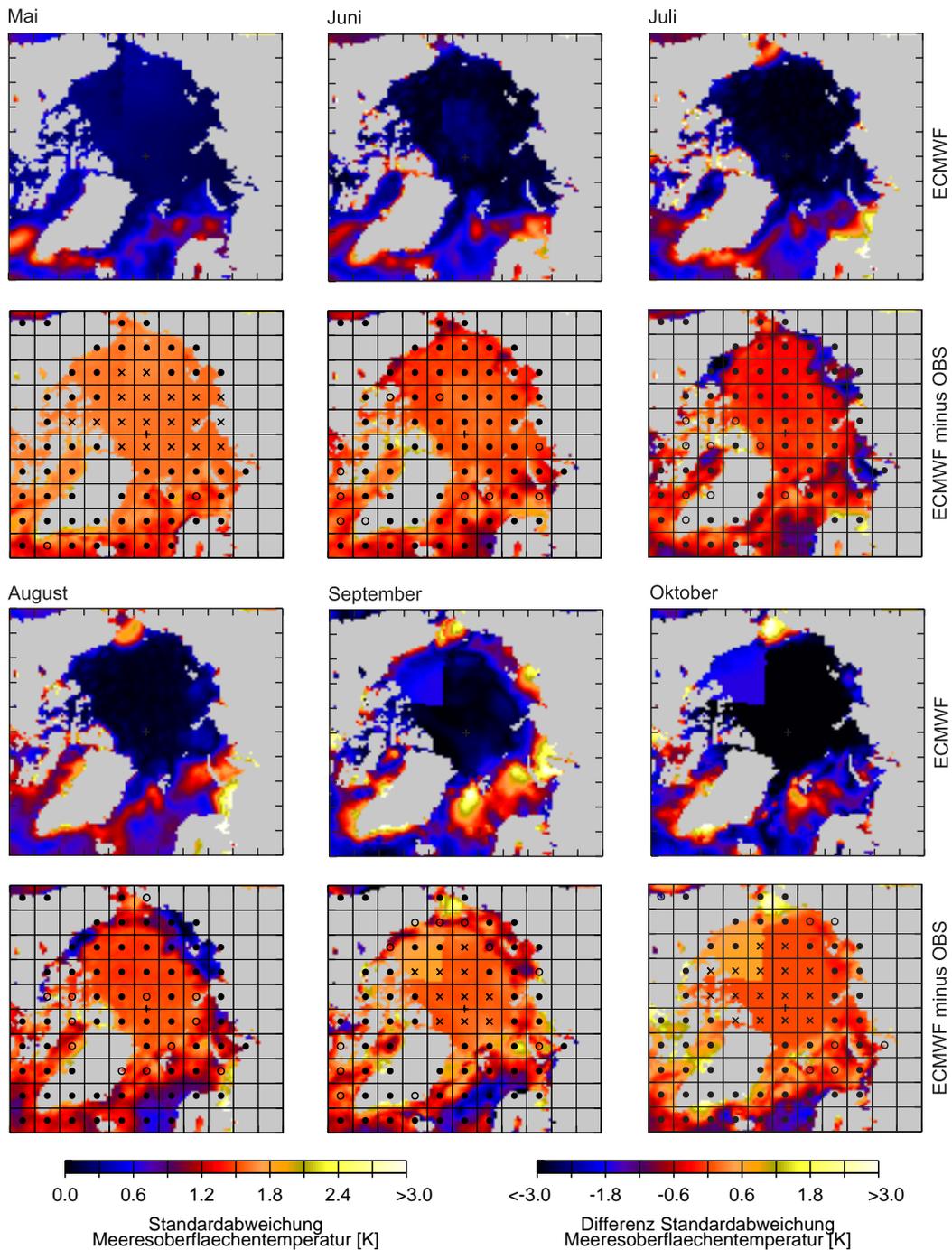


Abbildung 4.18: Standardabweichung der Monatsmittel der Meeresoberflächentemperaturen [K] von den langjährig (10 Simulationsjahre) gemittelten Monatsmitteln der Monate Mai bis Oktober (von links oben nach rechts unten) des ECMWF-Standardantriebs (erste und dritte Reihe) und Differenzen (ECMWF minus OBS) der Standardabweichungen der Meeresoberflächentemperaturen [K] (zweite und vierte Reihe) zur Erfassung der Variabilitätsunterschiede. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 4.17.

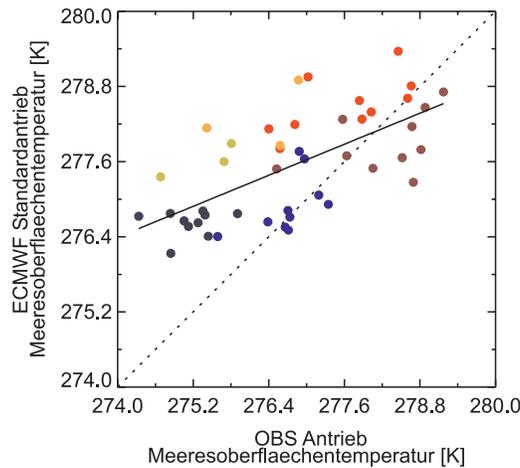


Abbildung 4.19: Vergleich der Monatsmittel der Meeressoberflächentemperaturen [K] über offenen Wasserflächen (Meereisbedeckungsgrad < 0.15) des ECMWF mit dem OBS Rاندantriebsdatensatz auf dem HIRHAM4-Gitter. Farbzuweisung: lila=Mai, blau=Juni, dunkelrot=Juli, rot=August, orange=September, gelb=Oktober. Mittlere Spannweite der ECMWF / OBS Monatscluster: 1.1 K / 1.8 K.

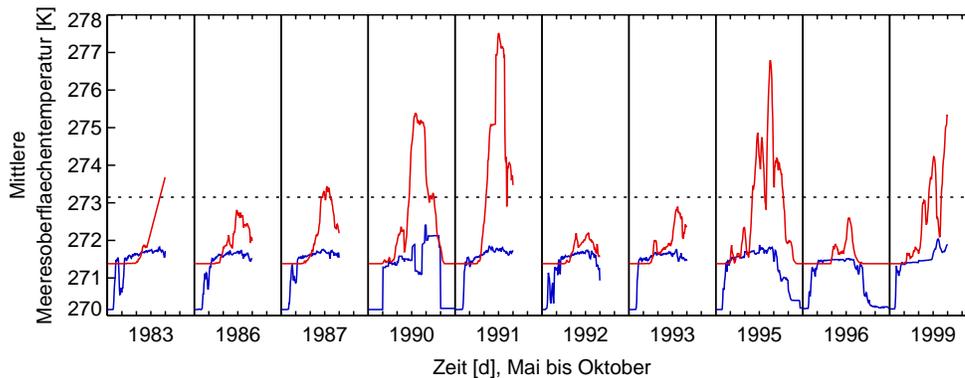


Abbildung 4.20: Tagesmittel der Meeressoberflächentemperatur [K], räumlich gemittelt über die Lapteewsee, ECMWF (blau) und OBS (rot) Rاندantriebsdatensätze. Die gestrichelte Linie markiert die Schmelztemperatur bei 273.15 K. 91.6% der Basisdaten für die Zeitreiheninformationen unterscheiden sich signifikant nach dem U-Test mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%. Standardabweichung der ECMWF / OBS Zeitreihen: 0.57 K / 1.18 K. Zeitliches Mittel der räumlichen Standardabweichungen der ECMWF / OBS Basisdaten: 0.85 K / 0.43 K.

auch *Dorn* (2001), S. 37f).

Signifikante Unterschiede zwischen den ECMWF- und den OBS-Antrieben ergeben sich hauptsächlich im Nordatlantik, den Eisrandzonen und den Randmeeren des Arktischen Ozeans. Die Meeressoberflächentemperaturen der Randmeere sind in den OBS-Antrieben insbesondere ab Juli, wenn die Randmeere im Mittel eisfrei sind, um mehr als 1.8 K höher als in den ECMWF-Antrieben. Diese mesoskaligen Strukturen in den Randmeeren sind wegen der groben räumlichen Auflösung der Basisdaten der ECMWF-Antriebe nicht enthalten. Im Nordatlantik sind die OBS-Antriebe im Mittel fast einheitlich zwischen 0.6 K und 3 K niedriger als die ECMWF-Antriebe. Die signifikanten Unterschiede im zentralen Arkti-

schen Ozean sind teilweise auf die unterschiedlichen Temperatur-Minima zurückzuführen, die sich aus unterschiedlichen Annahmen zur mittleren Salinität des Oberflächenwassers ergeben. Bei der statistischen Bewertung der Differenzfelder können einzelne Abfrageboxen wegen homogener Oberflächentemperaturen unterhalb geschlossener Meereisdecken nicht berücksichtigt werden.

Die mittleren Standardabweichungen (Abb. 4.18) als Indikator für die räumliche Verteilung der interannualen Variabilität zeigen ähnliche räumliche Muster wie die Mittelwertfelder (Abb. 4.17). Die Variabilität beschränkt sich hauptsächlich auf die im Mittel eisfreien Gebiete des Nordatlantik, die Eisrandzone mit interannual fluktuierendem Eisrand und die Randmeere. Die signifikant höhere Variabilität in den OBS Daten im Juli und August in den sibirischen Randmeeren und der Beaufortsee geht mit der stark variablen Meereisbedeckung in diesen Bereichen einher (s. Abb. 4.22). Ebenfalls größere Variabilitäten als in den ECMWF Antrieben treten im Bereich des Norwegenstroms auf. Die große Variabilität im Bereich der Grönland-, Norwegen- und Barents-See im September und Oktober sind wegen des nur dreijährigen Datenkollektivs in diesem Falle nicht überzubewerten.

Durch Verwendung der Monatsmittel der Meereisbedeckungsgrade zur Selektion nicht-meereisbedeckter Flächen bei der Berechnung der räumlichen Mittel für Abbildung 4.19, wird der abschwächende Einfluß der unterschiedlichen Meeresoberflächentemperatur-Minima unter Meereis weitestgehend eliminiert. Die Monatsmittel ergeben sich wegen der Maskierung aus unterschiedlichen Bezugsflächen. Die Monatscluster zeigen eine deutliche saisonale Variabilität. Die höheren Temperaturen im Mittel in den ECMWF-Antrieben über dem Nordatlantik zeigen sich auch in den höheren räumlichen Monatsmitteln, außer im Juni und Juli. Ursache hierfür sind wahrscheinlich die offenen Wasserflächen in den Randmeeren mit erhöhten Temperaturen in den OBS-Antrieben. Der Einfluß der variablen meereisbedeckten Fläche zeigt sich auch in der interannualen Variabilität; sie ist wie die räumliche Variabilität bei den OBS-Antriebsdaten größer.

Ein Vergleich der über die Laptevsee räumlich gemittelten Tagesmittel in Abbildung 4.20 verdeutlicht weiterhin die Unterschiede speziell im Bereich der Randmeere. Im Monat Mai werden bei noch weitestgehend geschlossener Eisdecke die Unterschiede in den Gefrierpunkttemperaturen der Datensätze deutlich. Im Mittel über den betrachteten Zeitraum (1413 Tage) haben 34.4 % der Gitterpunkte der räumlichen Differenzfelder (ECMWF minus OBS) ein positives, 65.6 % ein negatives Vorzeichen (Daten nicht gezeigt).

4.4.3 Meereisbedeckungsgrad

Die langjährig gemittelten Monatsmittel und die Standardabweichungsabbildungen zeigen signifikante Unterschiede im mittleren Meereisbedeckungsgrad von teilweise > 0.5 und Unterschiede in der Variabilität von < -0.25 in den Randmeeren des zentralen Arktischen Ozeans, der nordatlantischen Eisrandzone und im Bereich des Kanadischen Archipels sowie der Baffin Bai (Abb. 4.21 und 4.22). Gut sichtbar sind auch die mesoskaligen Polynjen in der Laptevsee und der Ostsibirischen See im Mai und Juni in den gemittelten Feldern. Verglichen mit den Beobachtungsdaten ist die Meereisausdehnung in den ECMWF-Antrieben generell zu groß auch wenn man die leichte Unterschätzung der Meereisbedeckungsgrade durch die Ableitung mit dem NASA Team-Algorithmus berücksichtigt.

In den Scatterplots in Abbildung 4.23 ist neben dem Jahresgang (Verlagerung der Monats-Cluster) von einer maximalen meereisbedeckten Fläche bzw. Meereisausdehnung im Mai zu einem Minimum im August/September hin zu einer Zunahme im Oktober auch eine Zunahme der Unterschiede zwischen der meereisbedeckten Fläche und der

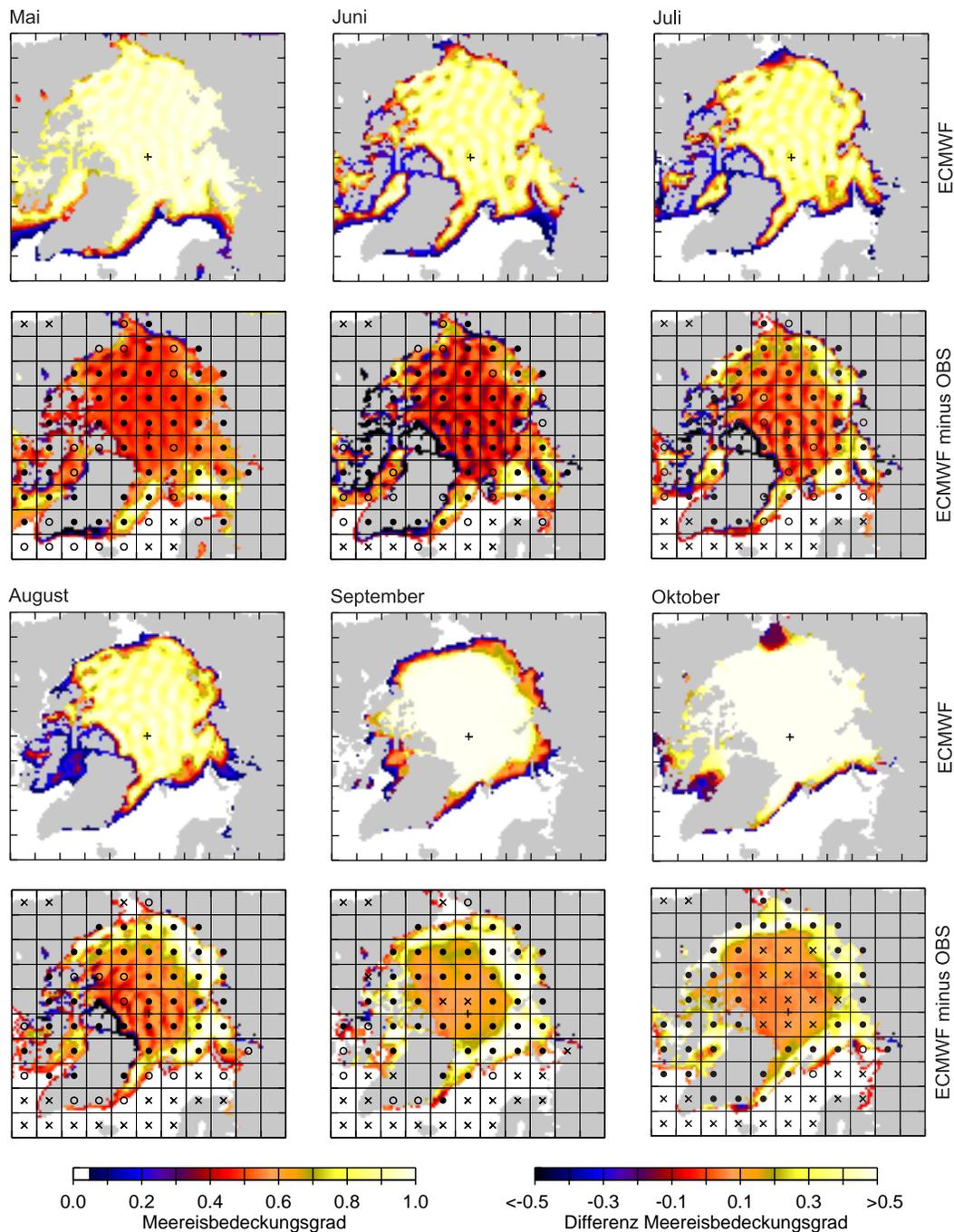


Abbildung 4.21: Langjährig gemittelte Monatsmittel der Meereisbedeckungsgrade der Monate Mai bis Oktober (von links oben nach rechts unten) des ECMWF-Standardantriebs, Mittelungszeitraum: 10 Simulationsjahre, (erste und dritte Reihe) und Differenzen (ECMWF minus OBS) der Meereisbedeckungsgrade (zweite und vierte Reihe). Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 4.17.

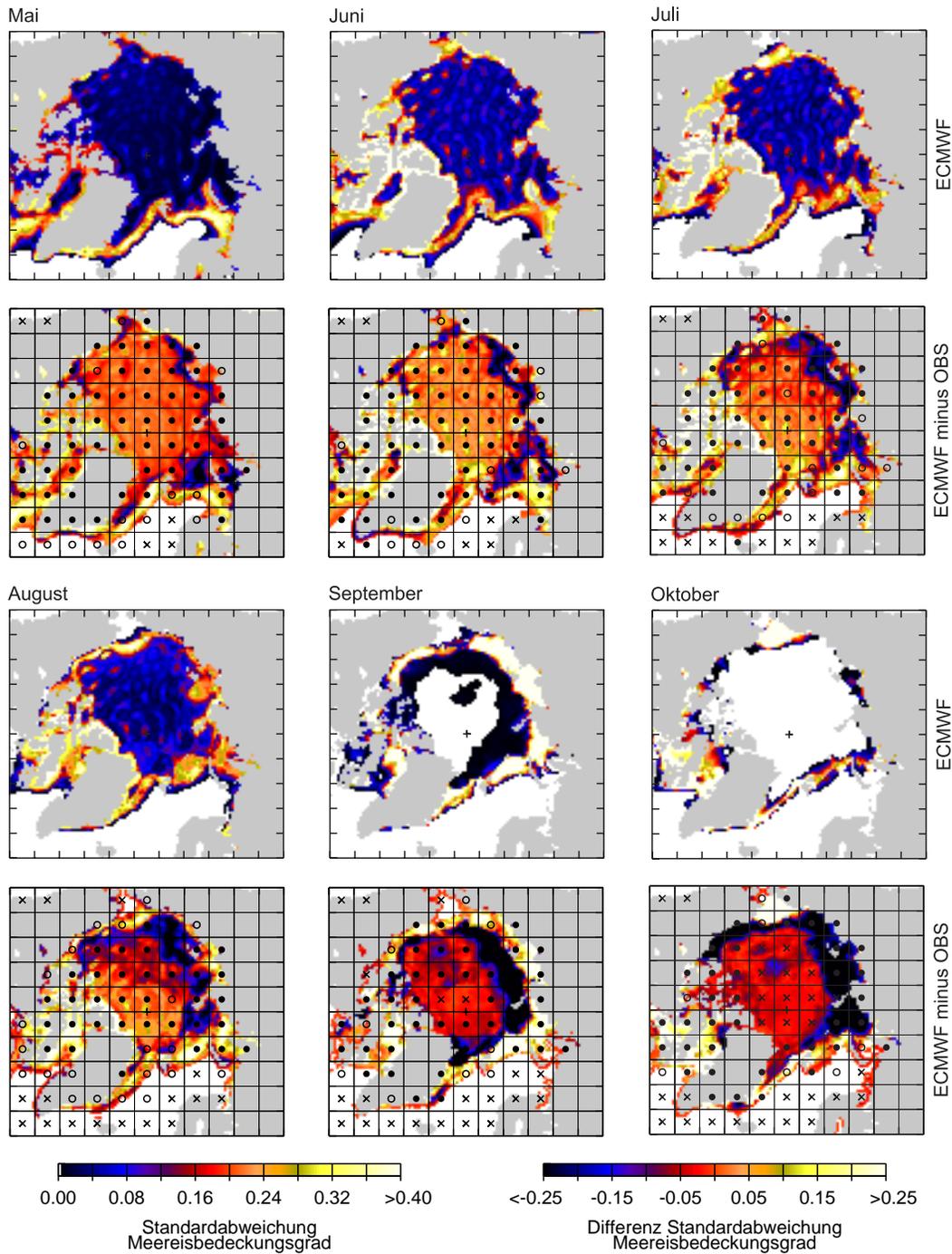


Abbildung 4.22: Räumliche Verteilung der zeitlichen Variabilität der Meereisbedeckungsgrade. Standardabweichung der Monatsmittel der Meereisbedeckungsgrade von den langjährig (10 Simulationsjahre) gemittelten Monatsmitteln der Monate Mai bis Oktober (von links oben nach rechts unten) des ECMWF-Standardantriebs (erste und dritte Reihe) und Differenzen der ECMWF- und OBS-Standardabweichungsfelder (ECMWF minus OBS) der Meereisbedeckungsgrade (zweite und vierte Reihe) zur Erfassung der Variabilitätsunterschiede. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 4.17.

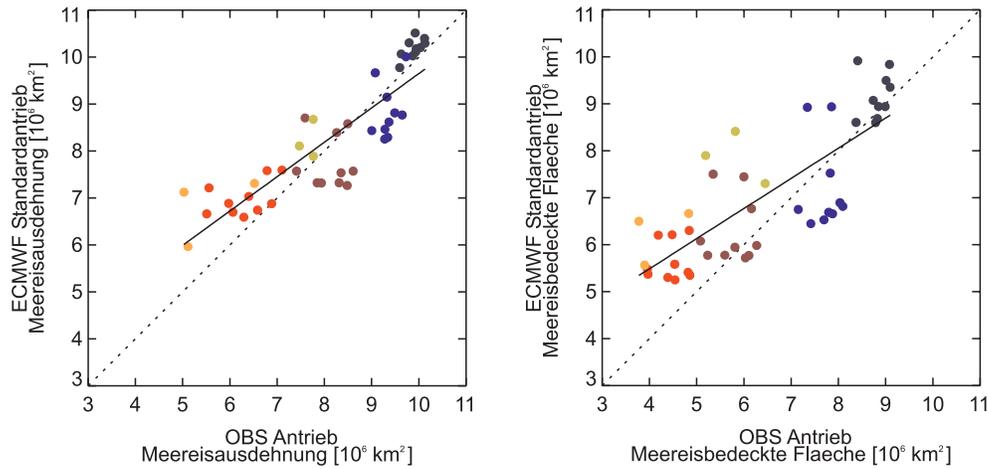


Abbildung 4.23: Vergleich der Monatsmittel der Meereisausdehnung [10^6 km^2] (links) und der meereisbedeckten Fläche [10^6 km^2] (rechts) des ECMWF- mit dem OBS-Randantriebsdatensatz für die gesamte Ozeanfläche des HIRHAM4-Gitters. 10 Simulationsjahre mit 4 bzw. 6 Monaten. Farbzuweisung: lila=Mai, blau=Juni, dunkelrot=Juli, rot=August, orange=September, gelb=Oktober. Gitterpunkte mit einem Meereisbedeckungsgrad < 0.15 sind nicht berücksichtigt.

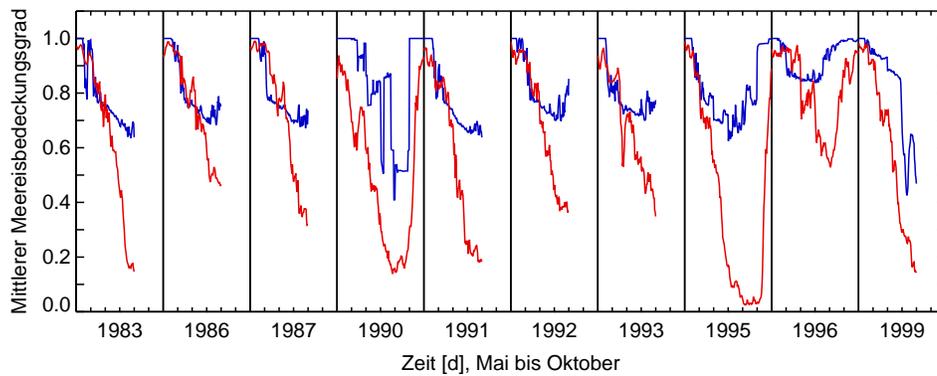


Abbildung 4.24: Räumliches Mittel über die Laptewsee der Tagesmittel der Meereisbedeckungsgrade, ECMWF- (blau) und OBS-Randantriebsdatensatz (rot). 92.7% der Basisdaten für die Zeitreiheninformationen unterscheiden sich signifikant nach dem U-Test mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%. Standardabweichung der ECMWF/OBS Zeitreihen: 0.13/0.28. Zeitliches Mittel der räumlichen Standardabweichungen der ECMWF/OBS Basisdaten: 0.21/0.19.

Meereisausdehnung während des Sommers durch Schmelzprozesse und das Aufbrechen der Packeisdecke zu sehen. Bis auf die Monate Juni und Juli zeigen die ECMWF- relativ zu den OBS-Antriebsdaten eine zu große Meereisbedeckung. Die niedrigen Juni- und Juli-Werte beruhen auf einer allgemein niedrigeren Meereisbedeckung in diesen Monaten in den ECMWF-Antrieben, die aus der Ableitung der Meereisbedeckungsgrade aus den Oberflächentemperaturen resultiert (Kap. 4.1).

Einen Vergleich zeitlich hochaufgelöster Meereisbedeckungsgrade zeigt Abbildung 4.24. Die Unterschiede der räumlichen Mittel über die Laptewsee sind typisch für die zu ho-

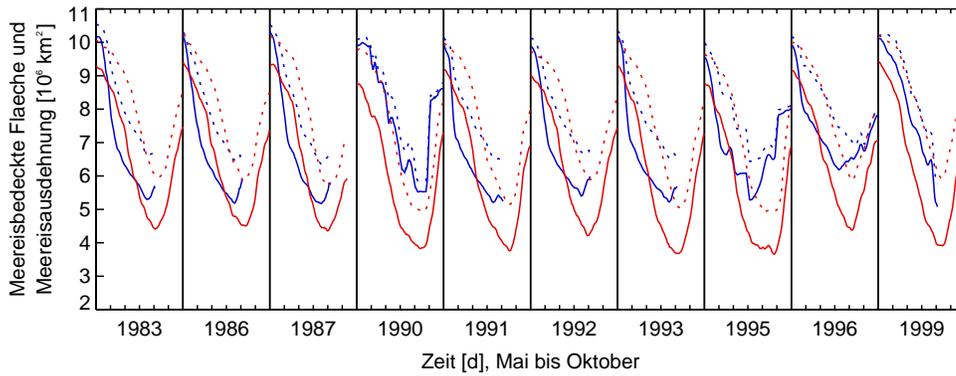


Abbildung 4.25: Meereisbedeckte Fläche (durchgezogene Linie) und Meereisausdehnung (gestrichelte Linie) des ECMWF- (blau) und OBS-Randantriebsdatensatzes (rot) im gesamten HIRHAM4-Modellgebiet; 7-tägig tiefpaßgefilterte (Gaußfilter) Zeitreihe. Ausgangsdaten: Tagesmittel der Meereisbedeckungsgrade. Die Landmaske ist nicht erweitert.

he sommerliche Meereisbedeckung der ECMWF-Antriebe in den arktischen Randmeeren. Die starken negativen Anomalien der Jahre 1983, 1990, 1991, 1995 und 1999 werden in den ECMWF-Antrieben lediglich 1990 und 1999 wiedergegeben, allerdings ebenfalls zu schwach. Im zeitlichen Mittel über den betrachteten Zeitraum (1413 Tage) haben 71.3% der Gitterpunkte der Differenzfelder (ECMWF minus OBS) in der Laptevsee ein positives, 21.7% ein negatives Vorzeichen (Daten nicht gezeigt). In Abbildung 4.25 sind ergänzend die Zeitreihen der meereisbedeckten Fläche und der Meereisausdehnung über die gesamte Arktis dargestellt.

4.5 Zusammenfassung

Da die Meereisbedeckungsgrade im OBS-Antrieb auf Beobachtungsdaten beruhen, die Oberflächen- bzw. Meeresoberflächentemperaturen hierzu konsistent sind und bei der Herleitung der übrigen Randantriebsfelder diese Meereisbedeckungsgrade Verwendung finden, kann der OBS-Antrieb als verlässlicher und realitätsnäher als der ECMWF-Antrieb eingestuft werden (Kap. 4.1 und 4.3). Ein Datenvergleich mit unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Auflösungen zeigt signifikante Unterschiede zwischen den Randantriebsdatensätzen (Kap. 4.4). Insbesondere mesoskalige Strukturen in den Randmeeren sind in den ECMWF-Meeresoberflächentemperaturen und damit den abgeleiteten Meereisbedeckungsgraden kaum enthalten. Die interannuale und saisonale Variabilität in diesen Gebieten ist nur schwach ausgeprägt. Nimmt man die Beobachtungsdaten als Referenz, dann enthalten die ECMWF-Antriebe generell zu hohe Meereisausdehnungen und Bedeckungsgrade bei relativ geringer räumlicher Differenzierung.

Die Validierung des OBS-Antriebs mit Beobachtungsdaten hat gezeigt, daß die Meeresoberflächentemperaturen zu niedrig sind und die Schmelztemperatur von Schnee zu spät bzw. überhaupt nicht erreichen. Dies ist im Rahmen der hier gezeigten Analysen jedoch weniger wichtig, da die Ergebnisse der OBSopyc111-Simulationsrechnungen nicht in die folgenden Analysen einbezogen werden. Die Meeresoberflächentemperaturen werden hingegen nur leicht unterschätzt, wobei die starken Unterschiede in den ostsibirischen Randmeeren z.T. auf Ungenauigkeiten in dem GISST 2.2-Vergleichsdatensatz zurückgeführt werden. Im Rahmen der Genauigkeit der Meereis-Ausgangsdaten werden diese Felder als

am realistischsten eingestuft, weshalb sie auch die Funktion einer Steuergröße bei der Ableitung der OBS-Antriebe einnehmen. Als entscheidendes Qualitätsmerkmal des alternativen Randantriebsdatensatzes wird jedoch das Vorhandensein realistischer, in-sich konsistenter, raum-zeitlicher Differenzierungen angesehen.

Der alternative OBS-Antrieb kann nur in Kombination mit den verschiedenen OPYC-Modelleinstellungen bzw. erweiterten Meereisfunktionalitäten im HIRHAM4 vollständig genutzt werden. Welche Auswirkungen dies hat, untersucht das folgende Kapitel.

5 Auswirkungen veränderter Oberflächeneigenschaften im HIRHAM4

Dieses Kapitel beschreibt Sensitivitätsstudien, wodurch die folgenden Fragestellungen behandelt werden sollen:

- Abschätzung der Sensitivität des HIRHAM4 hinsichtlich einer Änderung des unteren Randantriebs über Ozeanflächen, d.h. der Oberflächeneigenschaften. Im Vergleich zu den Referenzläufen ECMWFopyc000 bzw. OBSopyc000 wird die Meereisverteilung und der -bedeckungsgrad, die Meeresoberflächentemperatur und die Schneemächtigkeit auf Meereis sowie die funktionale Einbeziehung dieser Größen (OPYC-Optionen) in den Modellauf verändert (Kap. 2.4).
- Erweiterung des Prozeßverständnisses zum Einfluß der Meereisverteilung und kleinräumiger Strukturen (z.B. Polynjen oder Rinnen) auf die Atmosphäre (inkl. Zyklonenaktivität), sowohl allgemein auf Prozeßebene als auch regional im Bereich der Laptewsee.
- Validierung der Simulationsergebnisse mit Beobachtungsdaten zur Bewertung der Güte und Eignung der einzelnen Simulationsläufe. Damit soll bewertet werden, ob das Atmosphärenmodell einen „perfekten“ unteren Randantrieb benötigt, um realitätsnahe Zirkulationszustände zu reproduzieren.

Hierzu dient der Vergleich meteorologischer Basiselemente bodennah und auf verschiedenen Hauptisobarenflächen (Kap. 5.1), der synoptischen Aktivität anhand von Zyklonenstatistiken (Kap. 5.2) und von Grenzschichtprozessen (Kap. 5.3) auf unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen. Gleichzeitig ergibt sich so ansatzweise eine phänomenologische Darstellung der wesentlichen sommerlichen (Mai bis Oktober) mittleren Atmosphärenzustände in Ergänzung zu Kapitel 3. Die Datengrundlage für diese Untersuchungen sind Modellrechnungen mit dem ECMWF-basierten (ECMWFopyc000) und dem beobachtungsgestützten (OBSopyc000, OBSopyc100 und OBSopyc110) unteren Randantrieb. Der seitliche Randantrieb bleibt zwischen den Läufen unverändert. Bis auf die OPYC-Optionen wird HIRHAM4 bei diesen Simulationsrechnungen mit identischer Modellkonfiguration betrieben (Kap. 2.4). Insgesamt werden neun Sommer untersucht. Aus Gründen der Datenverfügbarkeit ergeben sich folgende Überschneidungszeiträume, deren Zeitspannen – sofern nicht anders vermerkt – auch allen in diesem Unterkapitel folgenden statistischen Auswertungen zugrunde liegen: Mai bis August für 1983, 1986, 1987, 1991, 1992, 1993 und Mai bis Oktober für 1990, 1995 und 1996.

Die Validierung der Druckfelder und damit der Zirkulationszustände erfolgt mit RASO-Daten (HARA und NP); die POLES-Daten dienen dem flächenhaften Vergleich bodennaher Lufttemperaturfelder und Beobachtungen von SYNOP-Stationen zur punktuellen Bewertung von Parametern in der Grenzschicht. Wichtig ist dabei insbesondere die Validierung des bodennahen Wind- und Temperaturfeldes als wichtige Steuergrößen für die Meereisdrift sowie das Schmelzen und Gefrieren von Meereis.

Da zwischen den Simulationsrechnungen ausschließlich der untere Randantrieb verändert wird und bei identischem Randantrieb gleiche Ergebnisse zwischen verschiedenen Simulationsrechnungen realisiert werden, kann davon ausgegangen werden, daß die Veränderungen in der Modellatmosphäre funktional an die Änderungen des unteren Randantriebs gekoppelt sind.

5.1 Großräumige Dynamik und Thermodynamik

Dieses Kapitel beschäftigt sich hauptsächlich mit der Modifikation der großräumigen, d.h. arktisweiten Zirkulationsmuster und dem Einfluß des Randantriebs auf die (bodennahe) Lufttemperaturverteilung.

5.1.1 Luftdruck

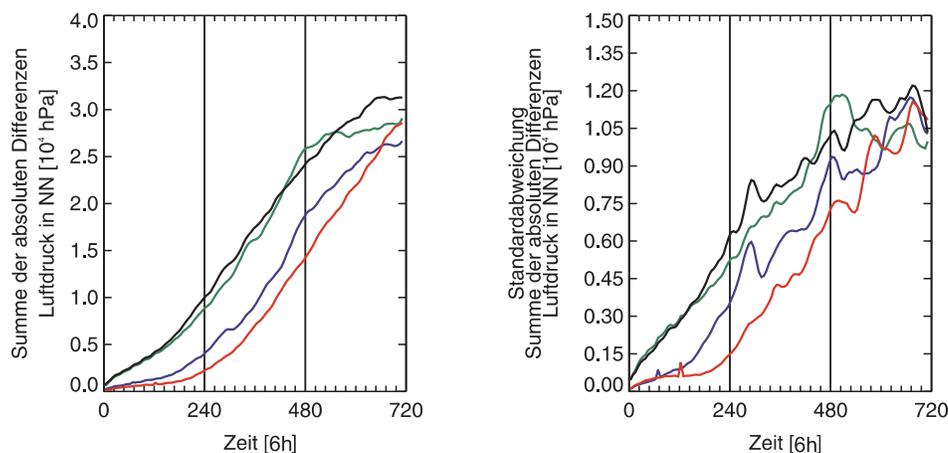


Abbildung 5.1: Mittlere zeitliche Entwicklung der Unterschiede des Luftdrucks in NN [hPa] zwischen verschiedenen HIRHAM4-Simulationsrechnungen: ECMWFopyc000 minus OBSopyc000 (blau), OBSopyc000 minus OBSopyc100 (grün), OBSopyc100 minus OBSopyc110 (rot), ECMWFopyc000 minus OBSopyc110 (schwarz). Links: Summe der absoluten Differenzen, Mittelwerte der Monate Mai bis August der neun verwertbaren Simulationsjahre (insgesamt 36 Monate) in 6-stündlicher Auflösung (SYNOP-Termine), ohne Tag 31; rechts: Standardabweichungen der Basisdaten von den Mittelwerten über die 36 Monate. Grundlage für die Berechnung sind Simulationsergebnisse eines Raumausschnitts von 11 bis 100 in x- und 11 bis 90 in y-Richtung auf dem HIRHAM4-Gitter, d.h. ohne die Randantriebszone.

Die mittlere zeitliche Entwicklung der Unterschiede zwischen verschiedenen Simulationsrechnungen zeigt Abbildung 5.1 exemplarisch für den Luftdruck in NN. Als objektives Maß für die Unterschiede dienen die Summen der absoluten Differenzen zwischen zwei Datenfeldern im zentralen Modellbereich ohne die 10 Gitterpunkte umfassende Zone, in der die Variablen des seitlichen Randantriebs an das Modell übergeben werden. Aufgrund der Modellinitialisierung mit externen Antriebsdaten zu jedem Monatsanfang entwickeln sich die Unterschiede zwischen den verschiedenen Simulationsrechnungen erst nach etwa 10 Tagen, die Steigung der Kurven nimmt zu. Auffallend ist die häufig zu beobachtende deutliche Abnahme der Differenzen zum Ende des jeweiligen Monats, die sich in den mittleren Kurven nur als leichte Abnahme der Steigung zeigt (Daten nicht gezeigt).

Systematische Unterschiede zwischen den einzelnen Monaten von Mai bis August lassen sich bei der Untersuchung einer Simulationsvariante nicht ableiten (Daten nicht gezeigt). Da die Unterschiede im unteren Randantrieb insbesondere bei extremen Meereisanomaliejahren von den ECMWF-Antrieben nicht wiedergegeben werden, verstärken sich die Unterschiede im Laufe des simulierten Sommers zwar im Randantrieb, nicht jedoch systematisch bei den Simulationsergebnissen. Das bedeutet zunächst, daß ein veränderter unterer Randantrieb – unabhängig von der Größe der Unterschiede – in den durchgeführten Simulationsrechnungen eine ähnlich starke Antwort in den bodennahen Zirkulationsmustern hervorruft.

Bei dem Vergleich verschiedener Differenz-Kombinationen zeigt sich, daß deutliche Unterschiede in der Zeitreihenentwicklung bestehen (Abb. 5.1). Die geringsten Unterschiede – der Betrag der Differenzensumme ist niedriger und bei einem parallelen Kurvenverlauf ist das Anwachsen der Differenzensummen zunächst langsamer – treten bei den Differenzen zwischen OBSopyc100 und OBSopyc110 auf. Diese beiden Simulationsversionen unterscheidet die Schneeeauflage und damit eine veränderte Meereisalbedo. Die Veränderung hat auf das Luftdruckfeld als dynamische Variable relativ zu den übrigen Änderungen einen geringeren Einfluß. Die Änderung der Meereisausdehnung (ECMWFopyc000 vs. OBSopyc000) hat ebenfalls eine vergleichsweise geringere Auswirkung. Beide Kurven weisen in den ersten 10 Tagen der Simulationsrechnungen im Mittel sehr geringe Unterschiede auf.

Die Abweichungen zwischen OBSopyc000 und OBYopyc100 resultieren aus der Berücksichtigung der Meereisbedeckungsgrade pro Gitterpunkt anstelle einer Binärmaske, die lediglich zwischen einer geschlossenen Meereisdecke und einer offenen Wasserfläche unterscheidet. Die zeitliche Entwicklung ist annähernd deckungsgleich mit derjenigen der Differenzen zwischen ECMWFopyc000 und OBSopyc110 (größte Veränderungen im Randantrieb und den Modelleinstellungen) bzw. ECMWFopyc000 vs. OBSopyc100 und OBSopyc000 vs. OBSopyc110 (letztere beiden nicht gezeigt). Innerhalb des letzten Monatsdrittels nehmen die Differenzen langsamer zu.

Da die zuerst genannten Änderungen (Schneeeauflage und Meereisausdehnung) nur geringe Auswirkungen haben, kann davon ausgegangen werden, daß die Veränderung der meereisbedeckten Fläche (Abnahme durch Meereisbedeckungsgrade < 1) im Vergleich zu den übrigen Parametern die größten Änderungen hervorruft. Die Auswertung der geopotentiellen Höhe der 500 hPa Hauptisobarfläche ergibt das gleiche Ergebnis (Daten nicht gezeigt). Die Zunahme der Standardabweichungen mit zunehmender Modellzeit ist ein Indikator für die sehr unterschiedliche zeitliche Entwicklung der Differenzen und die große Variabilität der Differenzen auf Monatsbasis.

In Abbildung 5.2 sind die unterschiedlichen räumlichen Ausprägungen durch den veränderten unteren Randantrieb beispielhaft für 1990 in den bodennahen Luftdruck- und damit Windverhältnissen sowie den steuernden Zirkulationsmustern in der mittleren Troposphäre zu sehen. Wegen der verzögerten Entwicklung der Unterschiede sind diese bei einer zeitlichen Mittelung erst in den mittleren Feldern des letzten Monatsdrittels deutlich sichtbar.

Systematische Unterschiede, d.h. typische wiederkehrende Veränderungen, ergeben sich aufgrund des geringen Stichprobenumfangs aus Abbildung 5.2 nicht. Die Simulationsergebnisse unterscheiden sich dennoch deutlich in der Lage und Intensität der Drucksysteme und damit auch der Windrichtung und -stärke (z.B. Juli 1990). Dabei sind die Unterschiede erwartungsgemäß beim Luftdruck in NN größer als bei der geopotentiellen Höhe im 500 hPa Niveau. Bei Monatsmitteln oder langjährig gemittelten Monatsmitteln über die

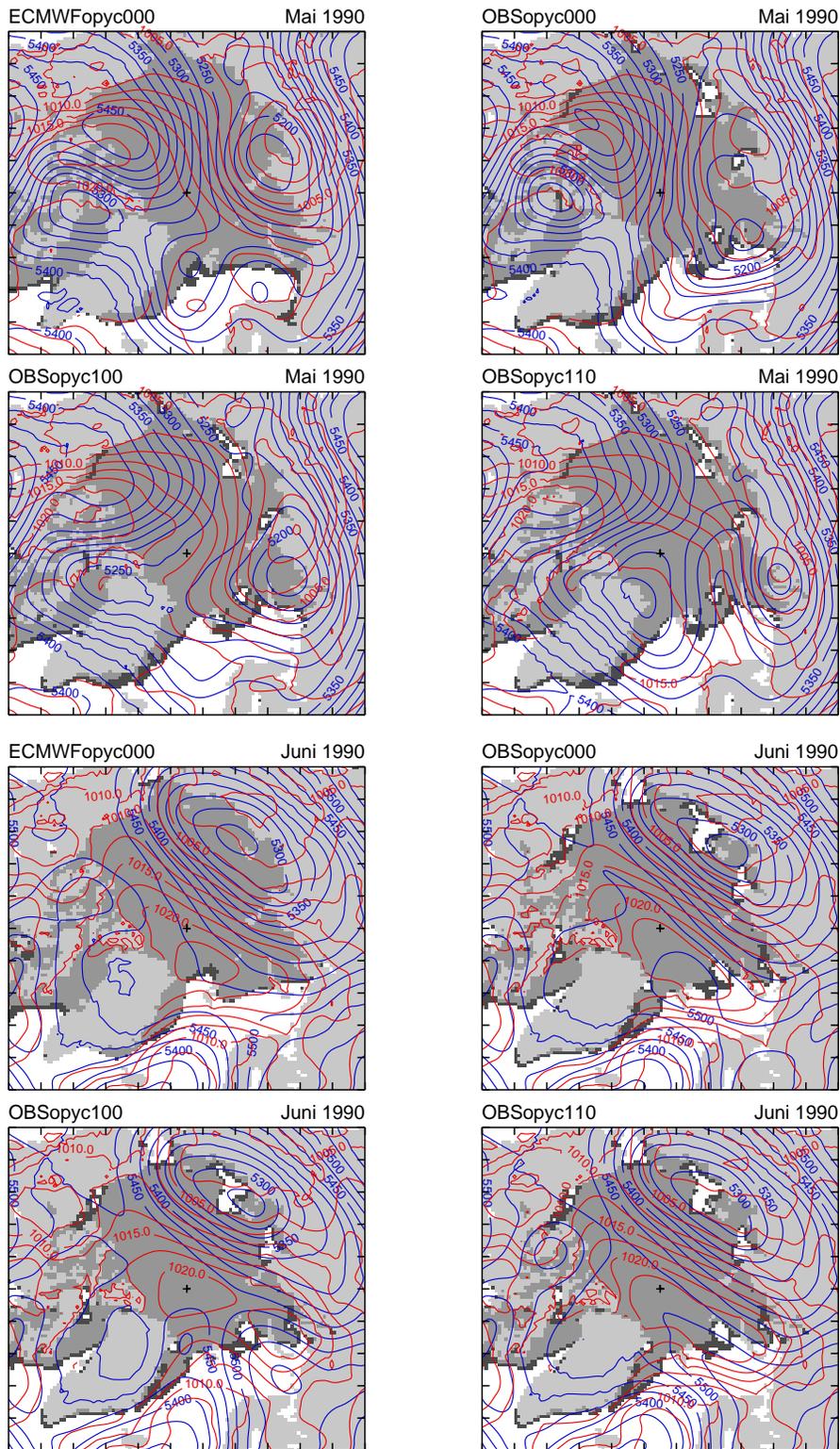


Abbildung 5.2: Auswirkungen des Randantriebs auf den Luftdruck in NN [hPa] (rote Iso-bare) und die geopotentielle Höhe in 500 hPa [gpm] (blaue Isohypsen), Beispiele für 1990. Dargestellt sind jeweils die mittleren Felder vom 20. bis zum 30. Tag der Monate Mai bis August von vier unterschiedlichen Simulationsläufen (Kap. 2.4, ECMWFopyc000, OBSopyc000, OBSopyc100, OBSopyc110). Die dazugehörigen Meereisfelder aus den OBS- und ECMWF-Randantriebsdatensätzen sind in weiß (offene Wasserfläche und $\text{Bed.grad} < 0.15$), dunkelgrau ($0.15 \leq \text{Bed.grad} < 0.5$) und grau ($0.5 \leq \text{Bed.grad} < 1.0$) eingeplottet. Der Isolinienabstand beträgt 2.5 hPa bzw. 25 gpm. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

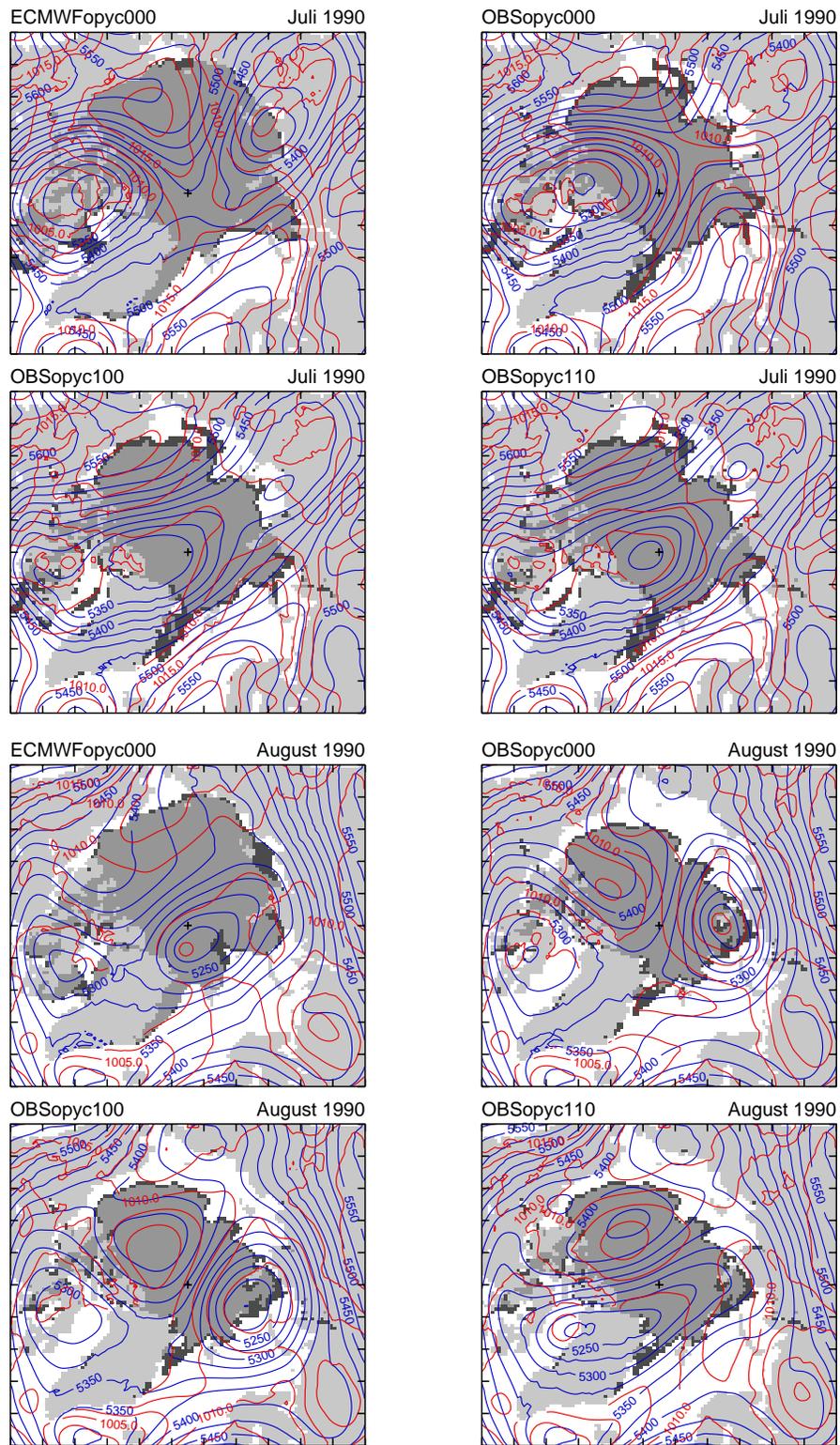


Abbildung 5.2: Fortsetzung. Juli und August.

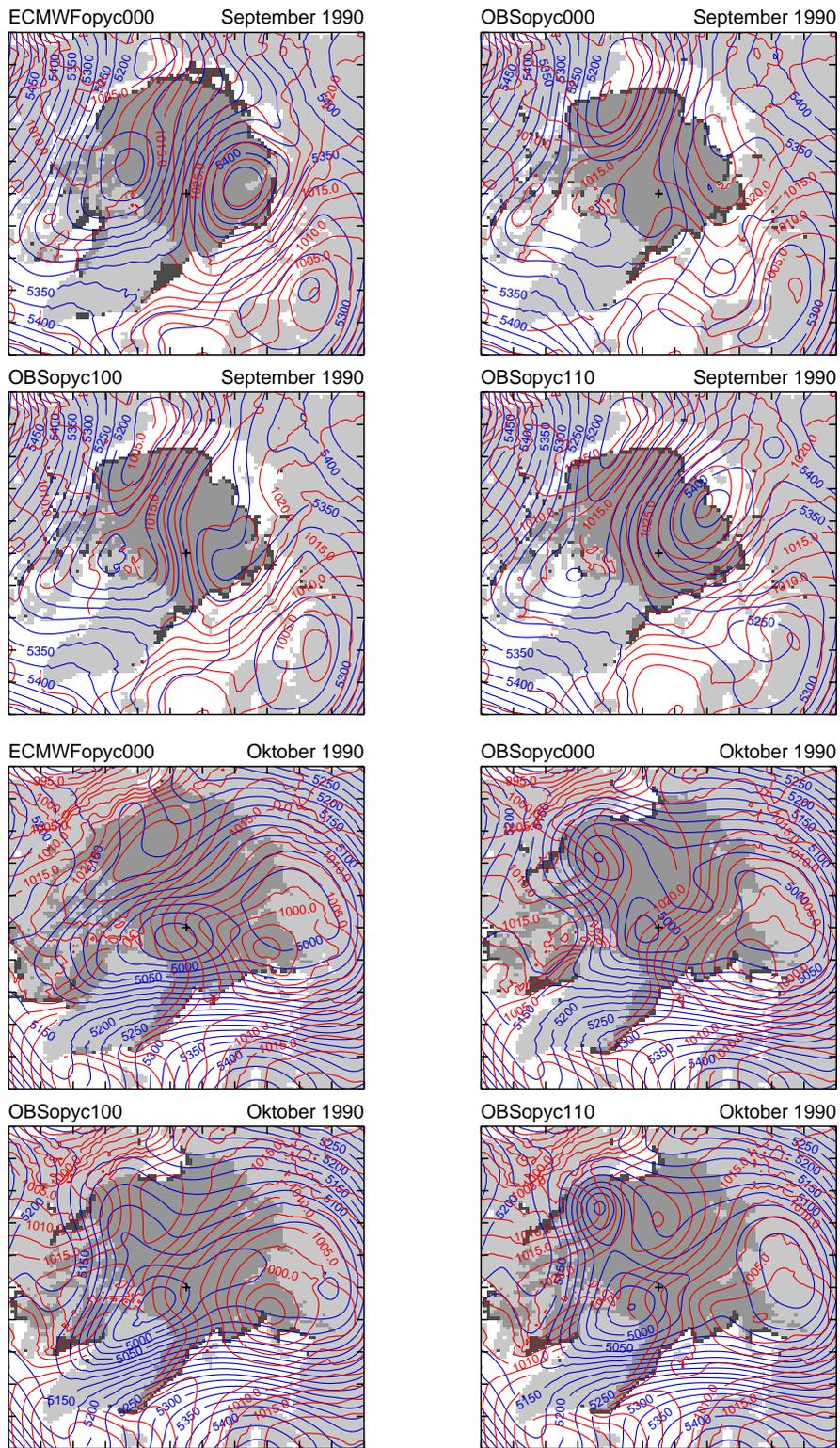


Abbildung 5.2: Fortsetzung. September und Oktober.

neun Simulationsjahre (Daten nicht gezeigt) sind hingegen nur leichte, jedoch statistisch signifikante Verlagerungen der Druckzentren und geringe Intensitätsunterschiede sichtbar.

Grönland ist in den Feldern des Luftdrucks in NN ausmaskiert, Grund ist die fehlerbehaftete Luftdruckreduktion auf Meeresniveau bei großen topographischen Höhen. Diese Ursache haben auch die artefaktartigen, kleinräumigen Strukturen im Bereich des Kanadischen Archipels, der nordamerikanischen Küsten-Kordilleren sowie des Kolymagebirges.

Das negative Meereisanomaliejahr 1990 eignet sich als Vergleichsjahr sowohl wegen der deutlichen Unterschiede zwischen den ECMWF- und OBS-Antriebsdaten als auch der zeitlich langanhaltenden anomal geringen Meereisbedeckung. Zudem liegen für 1990 ähnliche Untersuchungen vor: z.B. analysieren *Serreze et al.* (1995) die Ursachen der Meereisanomalien im Kontext von Zirkulations- und Temperaturverhältnissen und sowohl *Maslanik et al.* (2000) als auch *Rinke et al.* (2003) haben Meereis-Sensitivitätsstudien im Zusammenhang mit Tests gekoppelter Ozean-Atmosphäre-Meereis Simulationen durchgeführt.

Eine Analyse der Anzahl der positiven und negativen Differenzen sowie der indifferenten Gitterpunktweite bei dem Vergleich unterschiedlicher Simulationsrechnungen auf Terminbasis zeigt ein schwach ausgeprägtes systematisches Verhalten in Abhängigkeit der verglichenen Simulationsrechnungen (Abb. 5.9, links). Der Vergleich wird innerhalb des zentralen Modellgebiets ohne die Randantriebszone durchgeführt. Der mittlere Anteil der negativen Differenzen über die Monate Mai bis August bei einer Mittelung über die neun HIRHAM4-Simulationsjahre beträgt $\bar{x}_{\text{neg}} = 49.5\%$ bei ECMWFopyc000 minus OBSopyc000-Differenzfeldern bei einem Anteil von $\bar{x}_{\text{indiff}} = 0.03\%$ indifferenten Gitterpunkten. Im Falle ebenfalls geringer Unterschiede bei den OBSopyc100- mit den OBSopyc110-Rechnungen ist $\bar{x}_{\text{neg}} = 48.8\%$ und $\bar{x}_{\text{indiff}} = 4.7\%$.

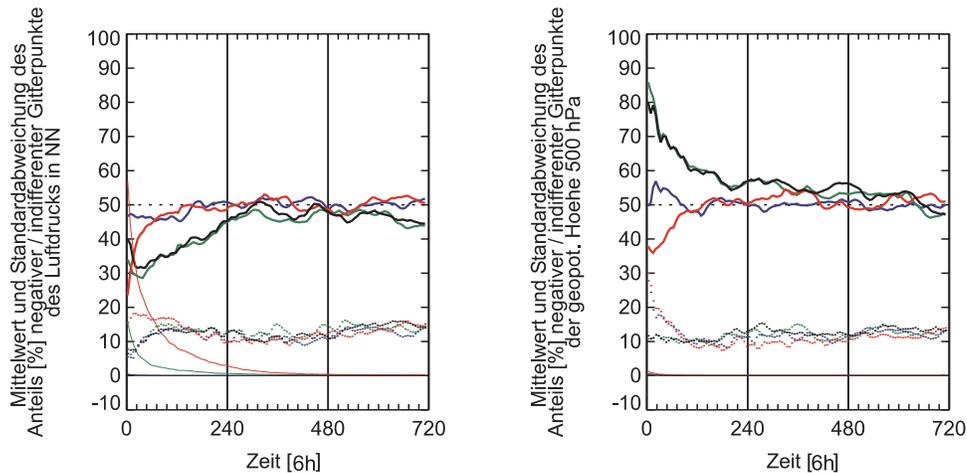


Abbildung 5.3: Mittlere zeitliche Entwicklung des Anteils negativer (dicke Linien) und indifferenten Gitterpunktdifferenzen (dünne Linien), verschiedene HIRHAM4-Simulationsrechnungen: ECMWFopyc000 minus OBSopyc000 (blau), OBYopyc000 minus OBSopyc100 (grün), OBSopyc100 minus OBSopyc110 (rot), ECMWFopyc000 minus OBSopyc110 (schwarz). Links: Luftdruck in NN, rechts: geopotentielle Höhe im 500 hPa Niveau. Mittel über die Monate Mai bis August der neun verwertbaren Simulationsjahre (insgesamt 36 Monate) in 6-stündlicher Auflösung (SYNOP-Termine), ohne Tag 31. Die Standardabweichungen (gepunktet) sind nur für die negativen Differenzanteile geplottet. Grundlage für die Berechnung sind Daten eines Raumausschnitts auf dem HIRHAM4-Gitter von 11 bis 100 in x- und 11 bis 90 in y-Richtung, d.h. ohne die Randantriebszone.

Alle Vergleiche, bei denen – ebenso wie bei der zeitlichen Entwicklung der Summe der absoluten Differenzen – in den Simulationsrechnungen Meereisbedeckungsgrade anstelle einer binären Meereismaske verwendet werden, weisen in Abbildung 5.9 einen ähnlichen Kurvenverlauf auf. Bei den OBSopyc000 vs. OBSopyc100-Differenzfeldern ist $\bar{x}_{\text{neg}} = 43.0\%$ und $\bar{x}_{\text{indiff}} = 1.1\%$, während es bei dem ECMWFopyc000 vs. OBSopyc110-Vergleich $\bar{x}_{\text{neg}} = 44.0\%$ und $\bar{x}_{\text{indiff}} = 0.2\%$ sind. Das Überwiegen positiver Differenzen bedeutet im Mittel einen höheren Luftdruck in NN z.B. bei den ECMWFopyc000- als bei den OBSopyc110-Rechnungen. Dies gilt insbesondere für die zweite Monatshälfte, wenn der Anteil indifferenter Gitterpunkte auf annähernd Null abfällt. Dieses Verhalten wird auf eine veränderte synoptische Aktivität mit einer Zunahme bzw. Intensitätsänderung von Tiefdrucksystemen zurückgeführt.

Die Differenzstruktur beim Vergleich der geopotentiellen Höhe der 500 hPa Isobarfläche in Abbildung 5.9 unterscheidet sich von derjenigen des Luftdruck in NN hauptsächlich dadurch, daß Indifferenzen fast nicht vorkommen und die ECMWFopyc000 vs. OBSopyc110- sowie die OBSopyc000 vs. OBSopyc100-Vergleiche entgegengesetzte Verläufe im ersten Monatsdrittel aufweisen.

Ein separater Vergleich der Monate Mai bis August (Daten nicht gezeigt) ergibt im Monatsmittel für die neun Simulationsjahre einen Anstieg, d.h. eine zunehmende Gleichverteilung, der negativen Differenzen bei den OBSopyc000 vs. OBSopyc100- ($\bar{x}_{\text{negMai}} = 34\%$, $\bar{x}_{\text{negAug}} = 49\%$) und den ECMWFopyc000 vs. OBSopyc110- ($\bar{x}_{\text{negMai}} = 38\%$, $\bar{x}_{\text{negAug}} = 47\%$) Vergleichen des Luftdruck in NN von Mai bis August. Die ECMWFopyc000 vs. OBSopyc000-Differenzen zeigen während der vier Sommermonate eine ungefähre Gleichverteilung positiver und negativer Differenzen. Bei dem OBSopyc100 vs. OBSopyc110-Vergleich im Mai liegt im Mittel ein höherer Luftdruck in NN mit $\bar{x}_{\text{negMai}} = 56\%$ bei den OBSopyc110-Daten vor, der bis August auf $\bar{x}_{\text{negAugust}} = 43\%$ abnimmt. Indifferenzen zum Monatsanfang treten nur bei den Vergleichen auf, in die die ECMWFopyc000-Ergebnisse nicht einbezogen sind.

Im Mittel sind bei allen Vergleichen, bei denen sich die zugrundeliegenden Simulationsrechnungen in der Behandlung des Meereisbedeckungsgrades unterscheiden, zunehmende Gleichverteilungen positiver und negativer Differenzen zu registrieren (Luftdruck in NN). Dies geschieht parallel zu der Zunahme der offenen Wasserflächen und einer Abnahme der Meereisbedeckungsgrade in den Packeisgebieten in den unteren Randantriebsdaten. Dies gilt auch für die mittlere zeitliche Entwicklung der Differenzen der geopotentiellen Höhe der 500 hPa Isobarfläche (Daten nicht gezeigt).

In einer vergleichbaren Untersuchung verwenden *Rinke et al.* (2003) HIRHAM4 für die Sommermonate 1990 mit einem ähnlichen beobachtungsgestützten unteren Randantrieb (AVHRR Meeresoberflächentemperaturen, SSM/I Meereisbedeckungsgrade mit Bootstrap-Algorithmus) und assimilierten ECMWF-Re-Analysen als seitlichen Randantrieb. Nur bei Verwendung der Beobachtungsdaten am unteren Modellrand, kann das monatsmittlere bodennahe Druckfeld und damit das Windfeld, das entscheidend für die Entwicklung der negativen Meereisanomalie im September 1990 sein soll, übereinstimmend mit den ECMWF Re-Analysedaten simuliert werden. Bei der Simulation des Monats Mai 1990 mit geringeren Unterschieden zwischen den verschiedenen Meereisantriebsdaten, treten nur geringe Unterschiede zwischen den Simulationsergebnissen auf. Diese Ergebnisse von *Rinke et al.* (2003) (Abb. 5 und 6) stimmen sehr gut mit den entsprechenden Monatsmitteln der ECMWFopyc000- bzw. OBSopyc100- Simulationsrechnungen in Abbildung 5.4 überein. Trotz der verbesserten unteren Randantriebe, können die ECMWF-Zirkulationsmuster in diesem Beispiel jedoch nicht vollständig erfaßt werden. Im Monat August wird bei zuneh-

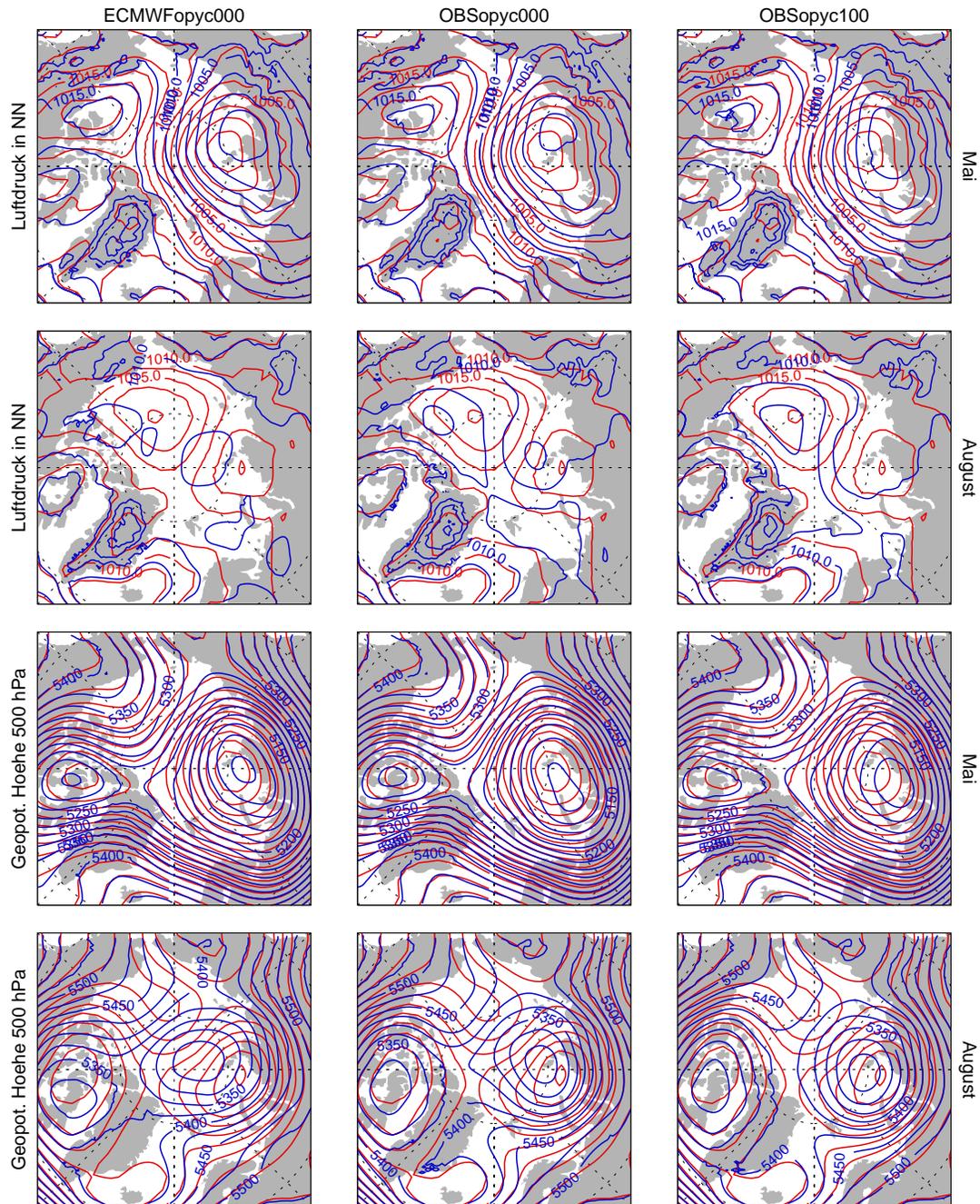


Abbildung 5.4: Vergleich der HIRHAM4-Simulationsergebnisse (blau) mit assimilierten ECMWF Re-Analysen (rot). Obere Abbildungsreihen: Monatsmittel des Luftdruck in NN [hPa], Mai und August 1990, ECMWFopyc000-, OBSopyc000- und OBSopyc100-Simulationsrechnungen. Untere Abbildungsreihen: wie oben, jedoch geopotentielle Höhe der 500 hPa Hauptisobarfläche [gpm]. Die ECMWF-Felder sind pro Monat unverändert. Der Isolienabstand beträgt 2.5 hPa bzw. 25 gpm. Projektion: flächentreue, polständige Lambert'sche Azimutalprojektion ab 65° N.

mender Verbesserung des Antriebs von OBSopyc000 zu OBSopyc110 auch eine bessere Übereinstimmung sowohl beim Luftdruck in NN als auch bei der geopotentiellen Höhe in 500 hPa erreicht. Im Mai hingegen verschlechtert sich die Reproduktion des Tiefdruckwirbels bei Sewernaja Semlja durch eine Süd-West-Verlagerung des Zirkulationszentrums.

Bei Vergleichen der Modellergebnisse mit den Basisdaten der Randantriebsdatensätze, wie sie z.B. in *Rinke et al. (1999b)*, *Rinke et al. (2000)* oder *Rinke und Dethloff (2000)* vorgestellt sind, wird davon ausgegangen, daß sich die atmosphärischen Prozesse im Modellsystem nach der Initialisierung – weiterhin beeinflusst durch den seitlichen und unteren Randantrieb – frei entwickeln können. Da in die (Re-)Analysedaten alle verfügbaren Beobachtungsdaten assimiliert werden, kann dieser (Antriebs-)Datensatz auch als beobachtungsgestützter Validierungsdatensatz verwendet werden. Im Idealfall stimmen die Simulationsergebnisse mit den Re-Analysen überein. Da in den Re-Analyse-Schemata jedoch auch häufig vereinfachende Parameterisierungen und geringere räumliche Auflösungen verwendet werden, werden an dieser Stelle und im weiteren Verlauf Vergleiche mit Beobachtungsdaten durchgeführt.

Ein Vergleich der langjährig über die neun Simulationsjahre gemittelten Monatsmittel der relativen Feuchte im 950 hPa Niveau zwischen den ECWMFopyc000- und OBSopyc100-Simulationsrechnungen weist tendentiell in den Randmeerbereichen höhere Werte von über 5 % auf. Dies könnte auf verstärkte latente Wärmeflüsse durch die Zunahme offener Wasserflächen in den Randmeeren und den Packeisgebieten hinweisen (Daten nicht gezeigt).

Da bei dem Vergleich der RASO-Aufstiegsdaten mit den HIRHAM4-Simulationsergebnissen Punktmessungen mit Flächen- bzw. Volumendaten verglichen werden, stellt sich – wie auch bei den folgenden Vergleichen mit den SYNOP-Stationsdaten – das Problem der Repräsentativität der Stationsdaten und der Vergleichbarkeit. In geringeren Höhen bzw. bodennah sind die Modelldaten räumlich meist inhomogener, in größeren Höhen mit homogeneren Feldverteilungen, d.h. geringeren horizontalen Gradienten, sind die Radiosonden relativ zu ihrer Startposition bereits verdriftet. Die Vergleiche erfolgen jeweils mit dem zur Stationsposition nächstgelegenen HIRHAM4-Gitterpunkt zum 12 UTC-Termin. Bei der Bildung von zeitlichen Mittelwerten werden nur diejenigen Datenwerte berücksichtigt, für die ein Vergleichswert in den teilweise sehr lückenhaften Stationsdatensätzen vorliegt. Die RASO- bzw. SYNOP-Stationsauswahl ist mehr an der räumlichen Lage als an der zeitlichen Meßwertabdeckung orientiert. Eine Mindestbesetzung von 33 % pro Monat am 12 UTC-Termin bei den RASO-Aufstiegen wird vorausgesetzt. Als Kriterien gelten: (1) eine Lage innerhalb des zentralen Modellgebiets, d.h. außerhalb des seitlichen Randantriebsbereichs, (2) eine niedrige Höhenlage der Stationen wegen möglicher Luftdruck-Reduktionsprobleme und (3) die räumliche Nähe zu den Gebieten mit den maximalen Änderungen im unteren Randantrieb. Aufgrund der Besonderheiten des NP-Stationsdatensatzes erfolgt hier die Auswahl lediglich aufgrund der zeitlichen Überlappung mit den Simulationsjahren.

Aus dem HARA-Datensatz sind Beobachtungsdaten der RASO-Stationen auf Jan Mayen (01001) in der Grönlandsee, am Kap Tscheljuskin (20292), auf der Kotelnyj-Insel (21432) in der westlichen bzw. östlichen Laptewsee und am Point Barrow (70026) in Nordalaska an der Küste zur Beaufortsee für die acht Simulationsjahre zwischen 1983 und 1995 beispielhaft ausgewählt (zur Lage der Stationen, s. Abb. 2.1). Für die Simulationsjahre 1986, 1987 und den Sommerbeginn 1990 liegen verwertbare Aufstiegsdaten der NP-28 und NP-31 Driftstationen vor. Diese befanden sich während dieser Zeitspannen in der Transpolar drift nördlich der Tschuktschensee mit einer Haupt-Driftrichtung zum geographischen Nordpol.

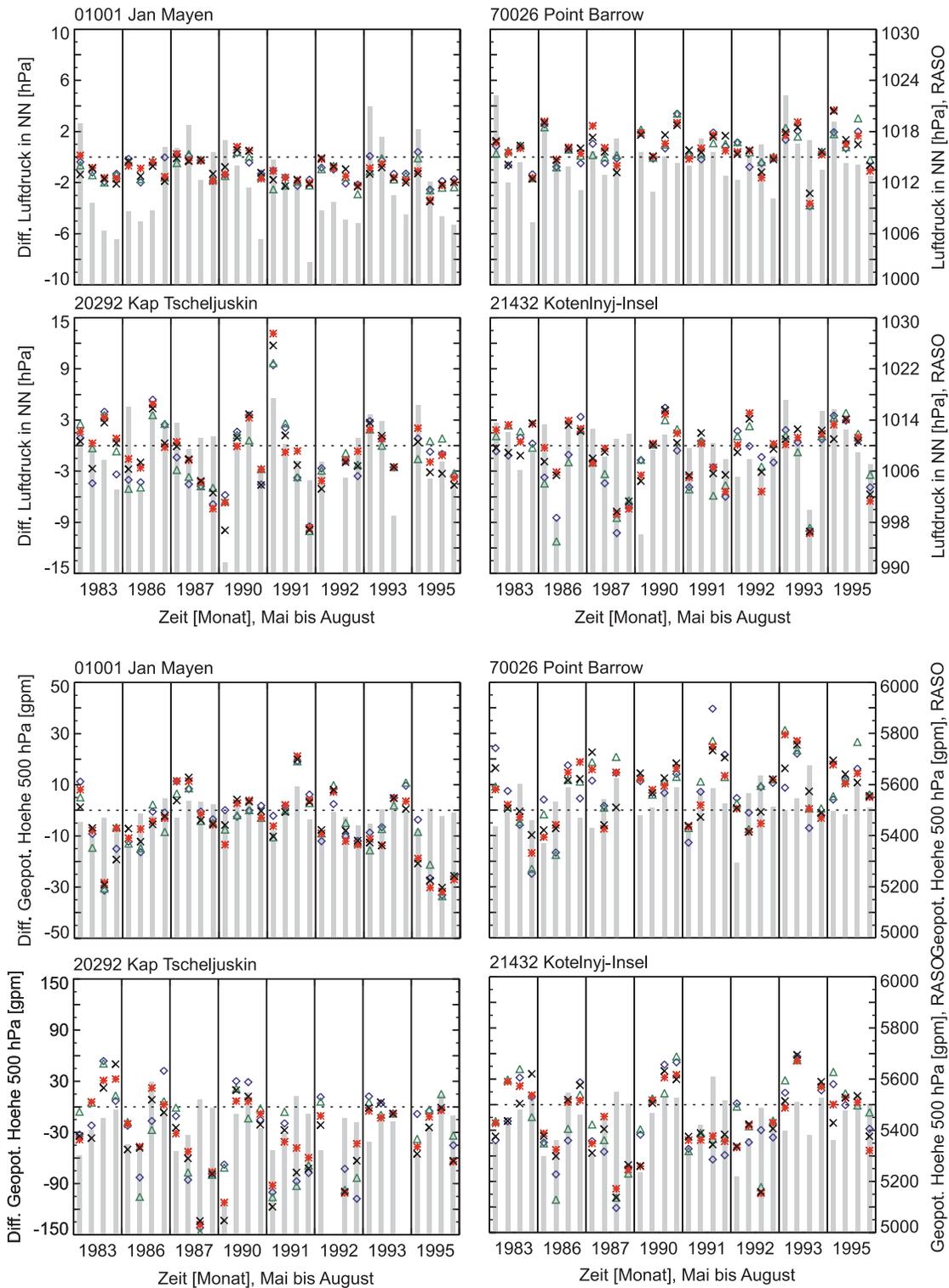


Abbildung 5.5: Vergleich der Monatsmittel des Luftdrucks in NN [hPa] (obere vier Abbildungen) und der geopotentiellen Höhe [gpm] im 500 hPa Niveau (untere vier Abbildungen) der Beobachtungsdaten von vier ausgewählten RASO-Stationen mit HIRHAM4-Simulationsergebnissen (blau / Raute: RASO-ECMWFopyc000, grün / Dreieck: RASO-OBSopyc000, rot / Stern: RASO-OBSopyc100, schwarz / Schräggkreuz: RASO-OBSopyc110). Die Symbole (linke Ordinate) geben die Differenz RASO minus HIRHAM4-Simulationsergebnis an (Monatsmittel), die hellgrauen Balken (rechte Ordinate) die gemittelten RASO-Beobachtungsdaten. Eine Datenlücke bedeutet keine verfügbaren RASO-Daten im jeweiligen Monat. Zu beachten sind die teilweise unterschiedlichen Achsenkalierungen zwischen den verschiedenen Stationen.

Die Vergleiche der Monatsmittel der RASO-Beobachtungsdaten mit den HIRHAM4-Simulationsergebnissen in Abbildung 5.5 zeigen eine relativ gute Übereinstimmung. Die mittlere absolute Abweichung der geopotentiellen Höhe im 500 hPa Niveau beträgt über alle Simulationsläufe und Monate an den Stationen 01001 und 70026 $|\bar{x}| = 10.7$ gpm. Dies entspricht gemäß der barometrischen Höhenstufe in einer Standardatmosphäre bei 0 °C theoretischer Schichtmitteltemperatur etwa 0.63 hPa. Die starke Streuung der Daten verdeutlicht das Mittel der absoluten Abweichungen aller Simulationsläufe von $\bar{d} = 9.34$ gpm. Diese geben die Abweichung der Monatsmittel von dem langjährigen über acht Simulationsjahre und alle Sommermonate (Mai bis August) gemittelten Monatsmittel an. Auffällig sind die wesentlich größeren Abweichungen bei den Stationen in der Laptewsee ($|\bar{x}| = 41.8$ gpm, $\bar{d} = 37.97$ gpm), die sich auch bei den Luftdruck in NN Vergleichen zeigen. Hier liegen die mittleren Unterschiede an Station 01001 / 70026 bei $|\bar{x}| = 1.2$ hPa ($\bar{d} = 0.9$ hPa) und an Station 20292 / 21432 bei $|\bar{x}| = 3.0$ hPa ($\bar{d} = 2.9$ hPa). Qualitativ ähnliche Vergleichsergebnisse der Monatsmittel des Monats Januar für 11 Jahre zeigen auch *Rinke et al.* (1999a) (Abb. 6).

Eine mögliche Ursache könnte in der geringeren Genauigkeit der Beobachtungsdaten in der sibirischen Arktis bzw. den NP-Driftstationen liegen. Aufgrund identischer Vorverarbeitung und Analysen erscheint es jedoch wahrscheinlicher, daß bedingt durch die räumliche Nähe der 01001 und 70026 Stationen zur seitlichen Antriebszone (Abstand von jeweils etwa 15 Gitterpunkten zum äußeren Modellrand) der Einfluß dieses Randantriebs stärker ausgeprägt ist. Außerdem sind die Beobachtungsdaten als Datenquelle in die antreibenden (Re-)Analysen assimiliert. Die beiden Stationen 20292 und 21432 liegen in etwa doppelter Entfernung zum Modellrand. Weiterhin werden insbesondere bei Station 01001 durch das advektive Zirkulationsregime in Verbindung mit dem quasistationären Island-Tief Eigenschaften des äußeren Randantriebs sehr schnell in das Modellgebiet hineintransportiert. Im Bereich der Laptewsee und der zentralen Arktis herrschen aufgrund der räumlichen Verteilung der Zyklonenaktivität komplexe synoptische Verhältnisse vor. Die Abnahme des Luftdrucks in NN weist auf die verstärkte Zyklonenaktivität in Verbindung mit der Zyklonogenese an der Arktikfront und der Zyklolyse in der zentralen Arktis hin (Abb. 5.5, Balken).

Vergleiche mit einer zeitlichen Auflösung von 24 Stunden auf 12 UTC Terminbasis (Daten nicht gezeigt) belegen die exakte Nachbildung des Wettergeschehens im Bereich der 01001 und 70026 Stationen. Die prinzipiellen zeitlichen Änderungen werden auch in der ostsibirischen Arktis von HIRHAM4 erfaßt, wie Abbildung 5.5 belegt, jedoch teilweise auf sehr unterschiedlichem Wertenniveau. Die hochaufgelösten Zeitreihen (Daten nicht gezeigt) enthalten häufig das auf die Modellinitialisierung zurückzuführende Phänomen besser übereinstimmender Daten zum Monatsbeginn.

Wegen ihrer großen Entfernung zum äußeren Rand eignen sich die NP-Beobachtungen besonders für eine Modellvalidierung und die Bewertung der Antriebseffekte, zumal sie in einem Bereich vorliegen, der durch die Veränderung der Meereisbedeckungsgrade neben den Randmeerbereichen besonders stark beeinflusst wird. Die sehr lückenhafte zeitliche Abdeckung wirkt sich nachteilig aus, so daß die Bildung von Monatsmitteln und Zeitreihen nicht angebracht ist. Die Streudiagramme in Abbildung 5.6 enthalten einen Vergleich der RASO-Daten mit den ECMWFopyc000- und OBSopyc110-Simulationsergebnissen. Bei niedrigerem Luftdruck in NN und geopotentiellen Höhen scheint tendentiell eine Überschätzung in den HIRHAM4-Daten vorzuliegen. Das herausragendste Merkmal der Verteilung ist jedoch die sehr starke Streuung, wobei diese im Falle der OBSopyc110-Simulationen etwas geringer auszufallen scheint.

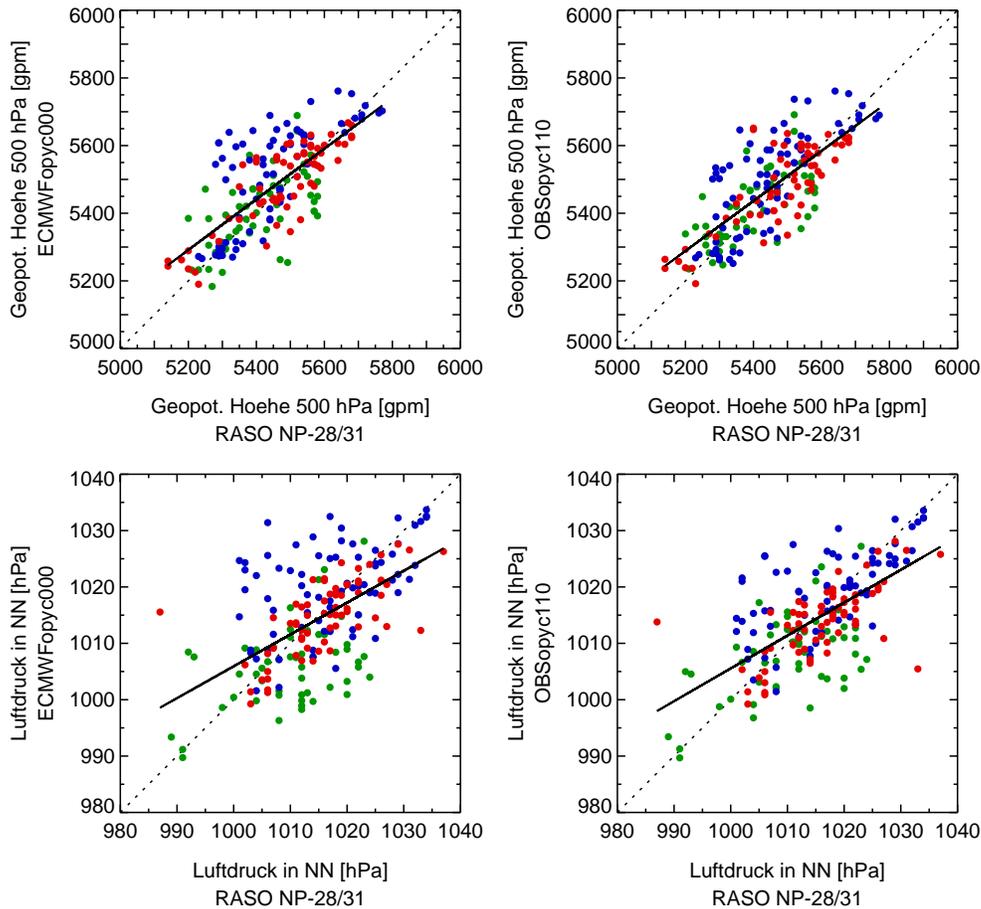


Abbildung 5.6: Vergleich der geopotentiellen Höhe [gpm] im 500 hPa Niveau (obere Zeile) und des Luftdrucks in NN [hPa] (untere Zeile) zum 12 UTC-Termin der Beobachtungsdaten der NP-28 und NP-31 Driftstationen und der HIRHAM4-Simulationsergebnisse (links: ECMWFopyc000, rechts: OBSopyc110) der Monate Mai bis August der Jahre 1986 (grün) und 1987 (blau) und Mai bis Juli 1990 (rot). Bei 42% der Termine weisen die RASO-Daten Lücken auf.

Insbesondere dieser Vergleich mit einer Auswahl der RASO-Daten zeigt keine systematischen Unterschiede oder Verbesserungen zwischen den vier verglichenen HIRHAM4-Läufen. Die mittleren absoluten Abweichungen und die Mittelwerte dieser Abweichungen auf Monatsbasis weisen ebensowenig wie Vergleiche der Daten zum Termin signifikante Unterschiede auf. Eine Abhängigkeit der Abweichungen von einzelnen Monaten und der damit verbundenen Zunahme der Unterschiede im unteren Randantrieb kann ebenfalls nicht nachgewiesen werden. Es existiert auch kein Zusammenhang zwischen Meereis-anomalien und der Güte der Simulationsrechnungen. Die Ähnlichkeit der Simulationsläufe ECMWFopyc000 mit OBSopyc000 bzw. von OBSopyc100 mit OBSopyc110 wird teilweise in Abbildung 5.5 sichtbar.

5.1.2 Lufttemperatur

Die Lufttemperatur in 2 m Höhe ist eine integrative meteorologische Variable, die neben der Luftmassenadvektion hauptsächlich von der Strahlungs- und Energiebilanz an der Erd-

oberfläche und damit von den Oberflächeneigenschaften beeinflusst wird. Aufgrund dieser Kopplung verläuft die zeitliche Entwicklung der absoluten Differenzen auch anders als beim Luftdruck in NN oder der geopotentiellen Höhe (Abb. 5.7). Aufgrund der prognostischen Bestimmung der Lufttemperatur reagiert das Modellsystem bereits direkt nach der Initialisierung auf die Veränderungen am unteren Rand. Wegen der funktionalen Kopplung an den unteren Rand sind weniger unterschiedliche thermodynamische Systemzustände zwischen den einzelnen Modellsimulationen möglich; die Summe der absoluten Differenzen nimmt daher relativ langsam zu.

Der August steht mit sehr ähnlichen Entwicklungskurven stellvertretend für die Monate Juni und Juli. Der steile Anstieg Anfang Mai ist auf die großen Änderungsraten zum Sommerbeginn zurückzuführen, wenn kleine Zeitversätze große Differenzen hervorrufen. Der sprunghafte Anstieg der ersten 48 Stunden im August geht auf die Initialisierung mit den (Re-)Analysen aus dem untersten Modellniveau zurück, bevor sich die Energiebilanz an der Erdoberfläche an die im HIRHAM4 aufgrund des Randantriebs herrschenden Verhältnisse anpaßt.

Sehr deutlich sind die Unterschiede zwischen den Differenz-Entwicklungen, wenn nur Ozeanflächen betrachtet werden. Aufgrund der oben geschilderten Abhängigkeiten können sich Unterschiede nur innerhalb begrenzter Systemzustände entwickeln. Dies gilt insbesondere für die Flächen über Meereis. Die typische Gruppierung der Zeitreihen ist im August (und auch von Mai bis Juli) aufgehoben. Sie ist abhängig davon, ob Meereisbedeckungsgrade berücksichtigt werden oder nicht, wie auch bereits in Abbildung 5.1 oder wie hier im Monat Mai zu sehen. Die Unterschiede im Vergleich von ECMWFopyc000 und OBYopyc000 nehmen weiter zu, da die Unterschiede in der Meereisausdehnung immer weiter

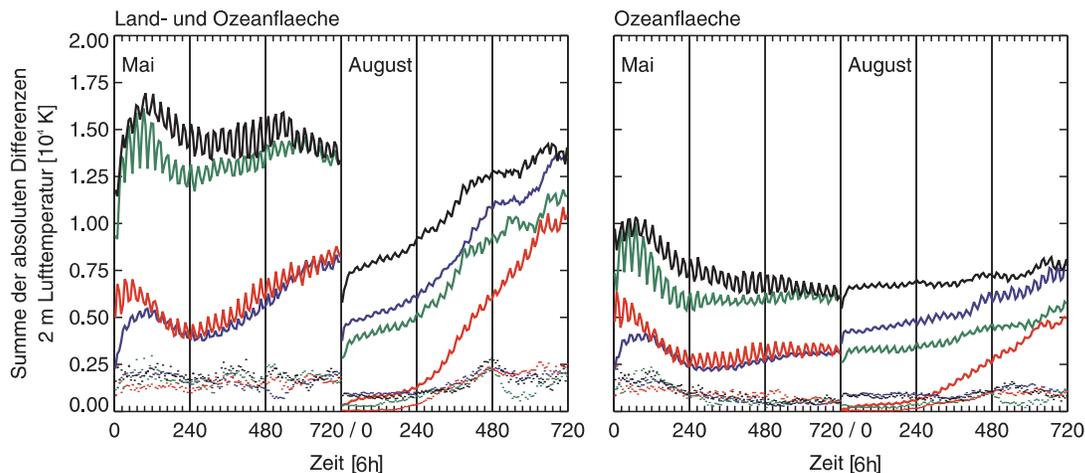


Abbildung 5.7: Mittlere zeitliche Entwicklung der Unterschiede der Lufttemperatur in 2 m Höhe [K] zwischen verschiedenen HIRHAM4-Simulationsrechnungen: ECMWFopyc000 minus OBSopyc000 (blau), OBSopyc000 minus OBSopyc100 (grün), OBSopyc100 minus OBSopyc110 (rot), ECMWFopyc000 minus OBSopyc110 (schwarz). Summe der absoluten Differenzen: Mittelwerte zu den SYNOP-Terminen in den Monaten Mai und August der neun verwertbaren Simulationsjahre in 6-stündlicher Auflösung (Linien); Standardabweichungen der Basisdaten (neun Simulationsjahre) von den Mittelwerten (Punkte). Links: Grundlage für die Berechnung sind Daten eines Raumausschnitts auf dem HIRHAM4-Gitter von 11 bis 100 in x- und 11 bis 90 in y-Richtung, d.h. ohne die Randantriebszone; rechts: wie links, jedoch sind nur die Ozeangitterpunkte berücksichtigt. Der Tag 31 ist nicht dargestellt.

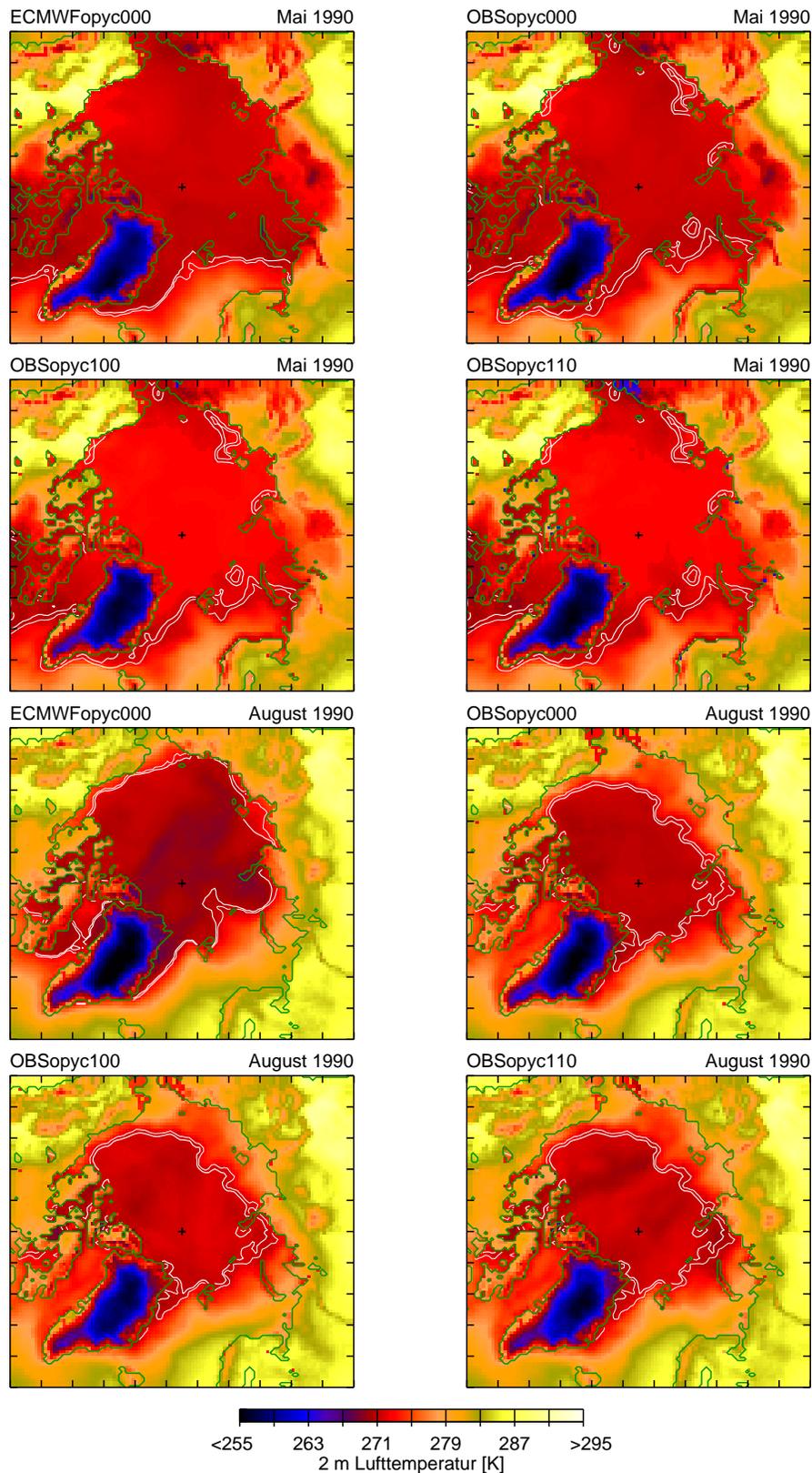


Abbildung 5.8: Auswirkungen des Randantriebs auf die Lufttemperatur [K] in 2 m Höhe, Beispiele für 1990. Dargestellt sind jeweils die mittleren Felder vom 20. bis zum 30. Tag der Monate Mai und August von vier unterschiedlichen Simulationsläufen (Kap. 2.4, ECMWFopyc000, OBSopyc000, OBSopyc100, OBSopyc110). Die dazugehörigen Meereisfelder aus den OBS- und ECMWF-Randantriebsdatensätzen sind als weiße Isolinien (Bedeckungsgrade: 0.15 dünne Linie, 0.5 dicke Linie) eingeplottet. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

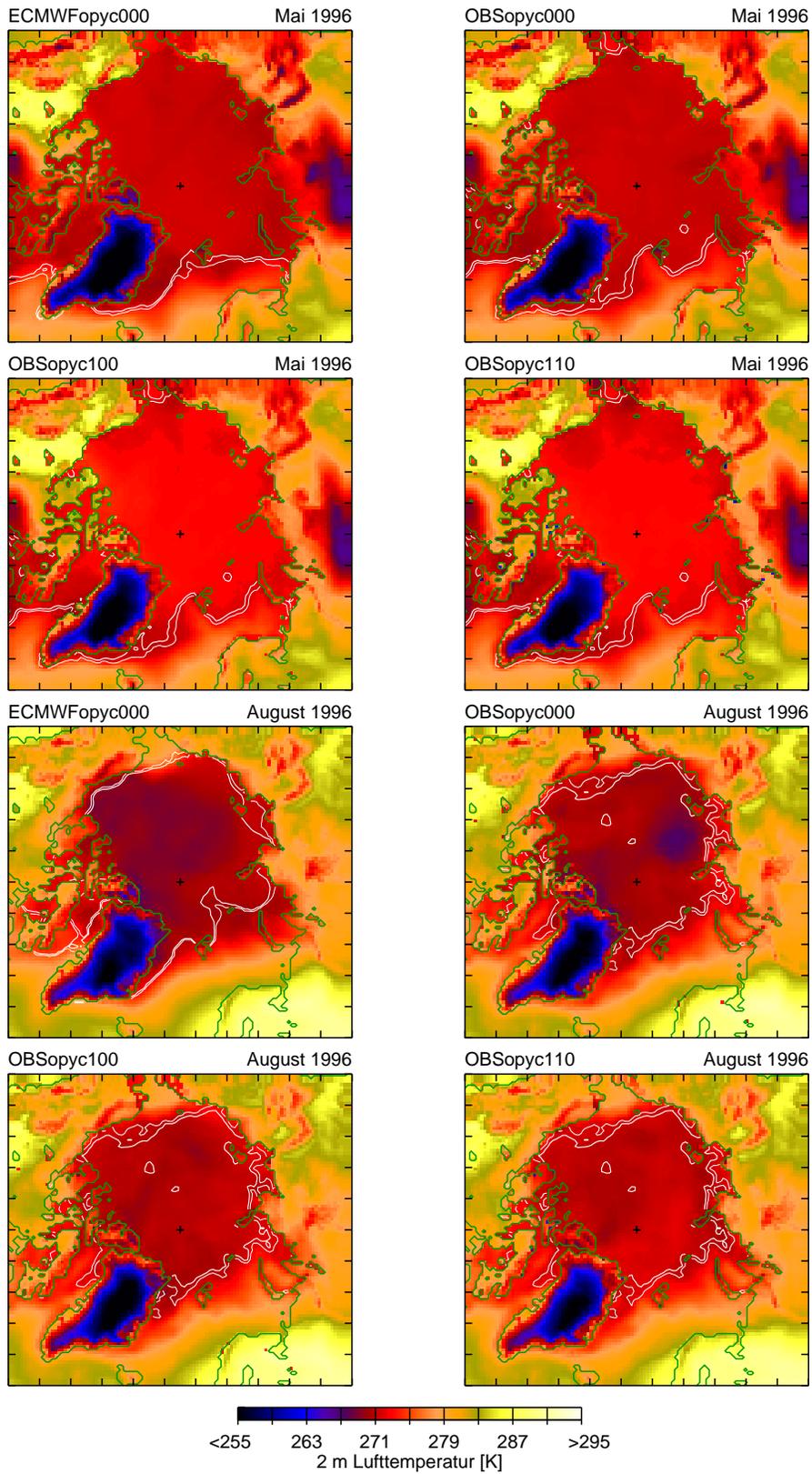


Abbildung 5.8: Fortsetzung. Mai und August 1996.

anwachsen.

Von besonderem Interesse ist die Entwicklung der OBSopyc100- minus OBSopyc110-Zeitreihen. Die veränderte Albedo aufgrund einer modifizierten Schneeaufgabe ist die Hauptursache für die kontinuierliche Zunahme der Differenzen ab dem zweiten Monatsdrittel, wobei dieser Effekt im Mai nicht ausgeprägt ist. Ansonsten ist die Berücksichtigung von Meereisbedeckungsgraden anstelle einer binären Meereismaske auch in diesem Fall eine wichtige Änderung bei der Integration des Modellantriebs in die Simulationsrechnung.

Der vermeintliche Tagesgang in den Kurven entsteht durch den zeitlichen Versatz der Tagesgänge der Lufttemperatur. Je nach SYNOP-Termin und Strahlungsklima kommt es aufgrund der ungleichen Verteilung von Land- und Wasserflächen im Polargebiet zu einer Verstärkung oder einer Abschwächung dieses Effekts, was die Periodizität der Kurve erklärt. Bei ausschließlicher Betrachtung der Ozeangitterpunkte nimmt der Effekt ab.

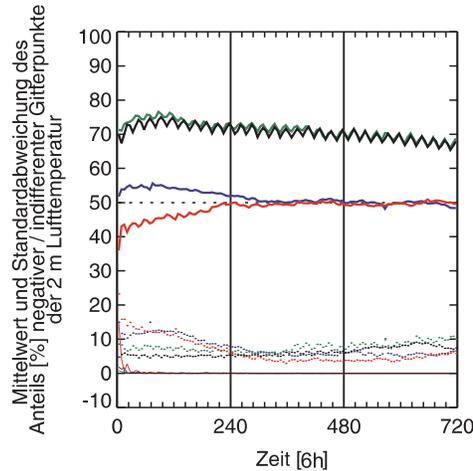


Abbildung 5.9: Mittlere zeitliche Entwicklung des Anteils negativer (dicke Linien) und indifferenten Gitterpunktdifferenzen (dünne Linien) der Lufttemperatur in 2 m Höhe zwischen verschiedenen HIRHAM4-Simulationsrechnungen: ECMWFopyc000 minus OBSopyc000 (blau), OBYopyc000 minus OBSopyc100 (grün), OBSopyc100 minus OBSopyc110 (rot), ECMWFopyc000 minus OBSopyc110 (schwarz). Mittel über die Monate Mai bis August der neun verwertbaren Simulationsjahre (insgesamt 36 Monate) in 6-stündlicher Auflösung (SYNOP-Termine), ohne Tag 31. Die Standardabweichungen sind nur für die negativen Differenzanteile geplottet. Grundlage für die Berechnung sind Daten eines Raumausschnitts auf dem HIRHAM4-Gitter von 11 bis 100 in x- und 11 bis 90 in y-Richtung, d.h. ohne die Randantriebszone.

Einen räumlichen Eindruck der sich entwickelnden Unterschiede gibt Abbildung 5.8 exemplarisch für die letzten 10 Tage im Mai und August im negativen Meereisanomaliejahr 1990 und 1996 als positivem Anomaliejahr. Die Meereis Isolinien verdeutlichen den Einfluß der Meereisverteilung bzw. die Abhängigkeit der Lufttemperatur. Im geschlossenen Packeisbereich beträgt die Lufttemperatur bei binärer Meereismaske (ECMWFopyc000, OBSopyc000) etwa 271 K im Mai 1990 und etwa 275 K in den OBSopyc100- und OBSopyc110-Simulationsrechnungen. Die großflächige Meereisbedeckung reduziert den Effekt des alternativen Antriebs, weshalb zwischen den ECMWFopyc000- und OBSopyc000-Läufen nur geringe Unterschiede existieren. Mit einer Zunahme der offenen (wärmeren) Wasserfläche im August nehmen die Unterschiede zu, wie in diesem Beispiel insbesondere in der sibirischen Arktis. Die Lufttemperaturen in 2 m Höhe im Bereich der Lapteewsee,

der Ostsibirischen See und der Tschuktschensee sind bei Verwendung des OBS-Antrieb bis zu 10 K höher als bei ECMWF-Antrieb. Die Meereisfläche kühlt im August bereits wieder ab. Der verstärkte Wärmefluß und die verringerte Albedo durch die verringerten Meereisbedeckungsgrade verursachen höhere Lufttemperaturen. Ein deutlicher Effekt durch die erhöhte Albedo wegen der Schneeeauflage bei OBSopyc110 ist nicht zu erfassen.

Die systematische Auswertung der Differenzen in Abbildung 5.9 belegt im Mittel für den gesamten Simulationszeitraum eine erhöhte Lufttemperatur in den Vergleichsdatensätzen für den Fall, daß eine Änderung in der Meereisbehandlung im HIRHAM4 vorgenommen wird (OBSopyc000 vs. OBSopyc110 und ECMWFopyc000 vs. OBSopyc110) von über 60 % zu jedem Zeitpunkt. Die beiden übrigen Vergleiche weisen nach einer Anpassungszeit von etwa 10 Tagen eine Gleichverteilung positiver und negativer Differenzen auf, wobei indifferente Lufttemperaturen kaum vorkommen.

Den Effekt der erhöhten Lufttemperaturen durch die OBS-Nutzung und die Simulationsoptionen faßt Abbildung 5.10 zusammen. Die mittlere absolute Differenz der Lufttemperaturen in 2 m Höhe beträgt hier 1.7 K; über alle Simulationsjahre ist $|\overline{d}| = 1.1$ K. Dieser Effekt beschränkt sich aufgrund der Wirksamkeit der durchgeführten Veränderungen am unteren Randantrieb primär auf den Ozeanbereich. Deutlich zu sehen sind auch die Versätze an den Monatsübergängen wegen der Modellinitialisierung und die sinkenden Lufttemperaturen Ende August über den Ozeanflächen. Da im Mittel die ECMWF-Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik um etwa 2 K höher sind als diejenigen des OBS-Antriebs (Abb. 4.17), sind die beschriebenen Effekte hauptsächlich auf die Prozesse in den Randmeeren und die Meereisbereiche zurückzuführen.

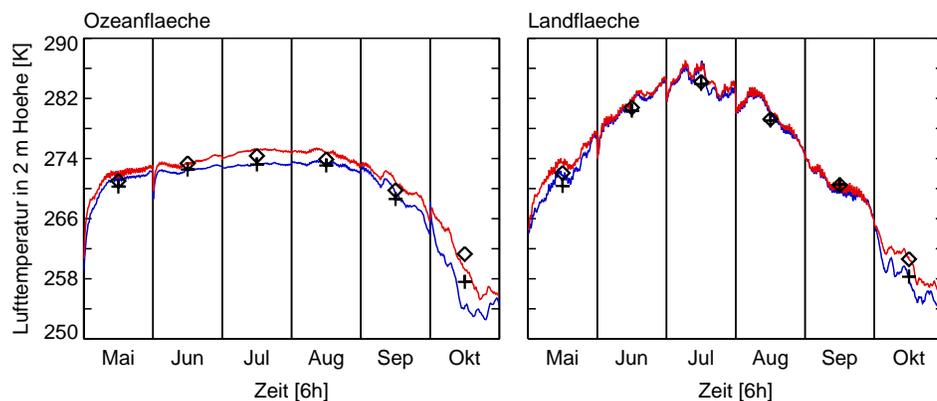


Abbildung 5.10: Zeitreihe der räumlichen Mittel der Lufttemperatur in 2 m Höhe [K]. HIRHAM4-Simulationsrechnungen: ECMWFopyc000 (blau) und OBSopyc110 (rot), Mai bis Oktober 1990, SYNOP-Termine; langjährig (neun bzw. drei Simulationsjahre) gemittelte Monatsmittel: ECMWFopyc000 (Kreuz) und OBSopyc110 (Raute). Links: Bezugsfläche sind Ozeangitterpunkte, rechts: siehe links, jedoch Landgitterpunkte. Grundlage für die Berechnung sind Daten eines Raumausschnitts auf dem HIRHAM4-Gitter von 11 bis 100 in x- und 11 bis 90 in y-Richtung, d.h. ohne die Randantriebszone. Der Tag 31 ist nicht dargestellt.

Zur Validierung der Lufttemperatur in 2 m Höhe werden Monatsmittel für Mai und August 1990 aus dem POLES-Datensatz mit den Ergebnissen der HIRHAM4-Simulationsrechnungen verglichen. Die Datenbasis bilden die Temperaturfelder zum 12 UTC-Termin. Ein Vergleich der Felder auf Terminbasis zeigt große Differenzen, da das HIRHAM4-Lufttemperaturfeld sehr stark durch den jeweiligen Gesamtbedeckungsgrad beeinflusst ist,

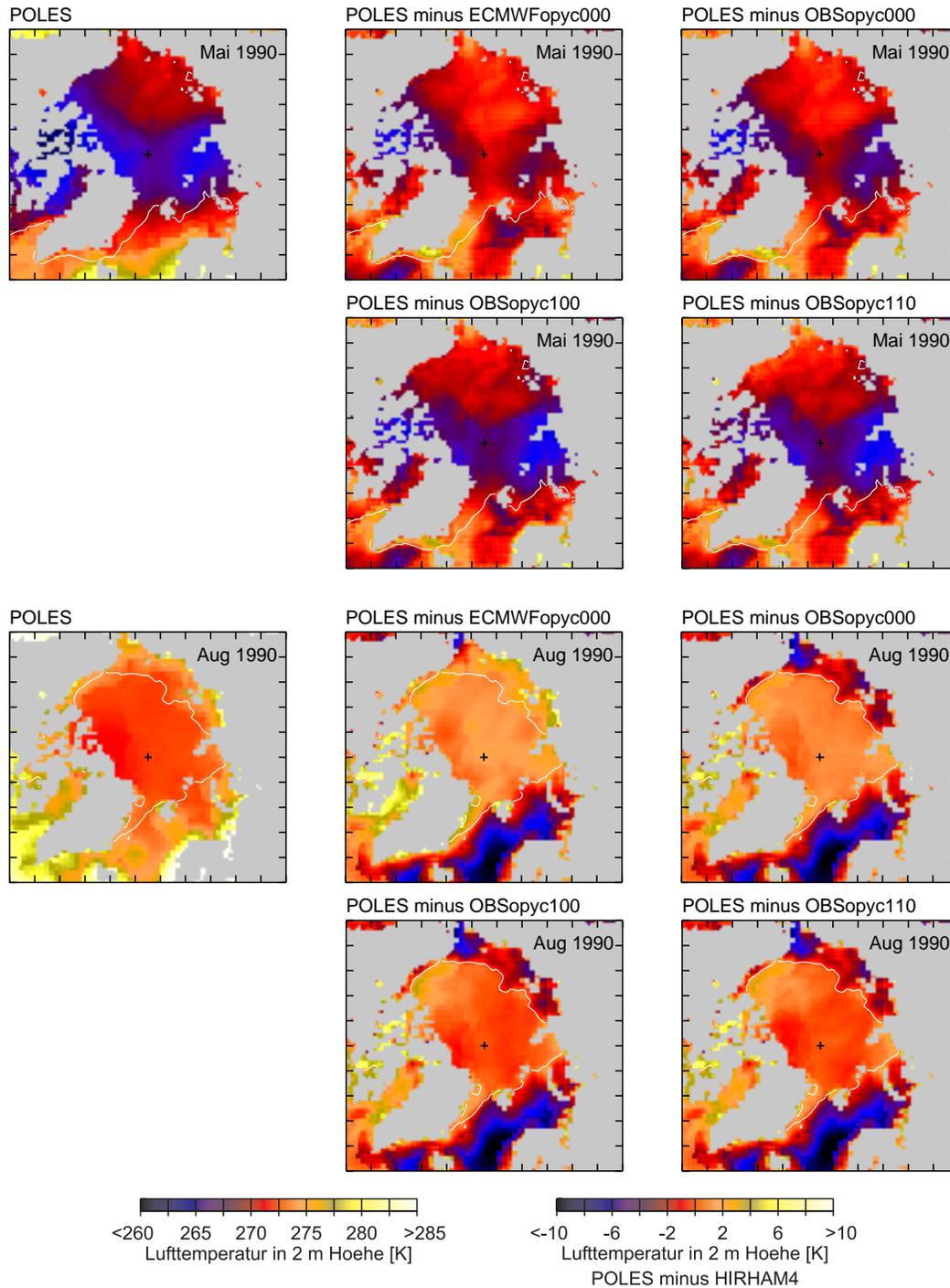


Abbildung 5.11: Vergleich der Monatsmittel der Lufttemperatur in 2 m Höhe [K], Mai und August, 1990. Linke Spalte: POLES-Beobachtungsdaten; mittlere und rechte Spalten: HIRHAM4-Simulationsergebnisse (ECMWFopyc000, OBSopyc000, OBSopyc100, OBSopyc110). Die Meereisfelder aus dem OBS-Randantriebsdatensatz sind als weiße Isolinien (0.15 Meereisbedeckungsgrad) eingeplottet. Aufgrund der geometrischen Auflösung der POLES-Ausgangsdaten entsteht durch die Kombination der HIRHAM4- und der POLES-Landmaske eine degradierte Küstenlinienverlauf auf dem HIRHAM4-Gitter. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Basisdaten sind die Felder zum 12 UTC-Termin. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

dieser Effekt ist in den POLES-Beobachtungen nicht enthalten (Daten nicht gezeigt). Die POLES-Daten weisen allgemein räumlich sehr homogene Lufttemperaturverteilungen über Meereis auf.

In Ergänzung zu den POLES / HIRHAM-Vergleichen in *Rinke et al.* (2003) (Abb. 8 und 9) sind die HIRHAM4-Lufttemperaturen der ECMWFopyc000- und OBSopyc000-Läufe in relativ guter Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten, wenngleich der Bereich niedriger Lufttemperatur zwischen dem kanadischen Archipel und der Karasee nicht vollständig reproduziert werden kann (Abb. 5.11). Wegen allgemein höherer Lufttemperaturen ist die Übereinstimmung beim Vergleich mit den OBSopyc100- bzw. OBSopyc110-Ergebnissen im Mai 1990 am schlechtesten. Die interpolierten POLES Meßdaten werden um bis zu 6 K überschritten. Wesentlich bessere Übereinstimmungen werden im August über geschlossenen Meereisflächen erzielt, hier sind die Lufttemperaturen in den ECMWFopyc000- und OBSopyc000-Ergebnissen um etwa 2 K zu niedrig.

Die eingeplotteten Eisränder verdeutlichen die offenbar fehlerhaft zu niedrigen Temperaturen in den POLES Daten in den sibirischen Randmeeren und im Nordatlantik. Die Ursache hierfür sind die stations- und bojenbasierten Beobachtungsdaten, dabei liegen über offenen Wasserflächen keine Informationen vor (*Rigor et al.* (2000), Abb. 1 zur Stationsverteilung). Im POLES August-Lufttemperaturfeld ist z.B. deutlich ein kreisförmiger Bereich erhöhter Temperatur im Bereich der Insel Jan Mayen mit einer Beobachtungsstation (WMO-Code 01001, s.o.) zu erkennen. Das Band von etwa 275 K zwischen Svalbard und Nord-Norwegen resultiert auf Messungen auf der Bären-Insel. Die erhöhten Temperaturen entlang der Küsten ergeben sich aus der Interpolation über die Küstenlinien hinweg.

Ein Vergleich der Zeitreihen der räumlichen Monatsmittel der Lufttemperatur in 2 m Höhe zum 12 UTC-Termin über meereisbedeckten Ozeangebieten (Meereisbedeckungsgrad ≥ 0.15 in den OBS-Randantriebsdaten) über die Monate Mai bis Oktober aller neun Simulationszeiträume bestätigt diese Ergebnisse (Daten nicht gezeigt). Die OBSopyc100- bzw. OBSopyc110-Simulationsläufe heben sich deutlich von den ECMWFopyc000- und OBSopyc000-Läufen ab. Die POLES-Temperaturen sind im Mittel im Mai mit $\bar{x} = 265.8$ K deutlich niedriger als die ECMWFopyc000 / OBSopyc110-Ergebnisse mit $\bar{x} = 269.6$ K und $\bar{x} = 270.2$ K. In den Monaten Juni bis August ist die Übereinstimmung am besten, wobei die POLES-Lufttemperaturen im Mittel mit $\bar{x} = 272.8$ K / $\bar{x} = 274.2$ K im Juni / Juli etwa 0.5 K bis 1.0 K über den OBSopyc100 / OBSopyc110 und diese wiederum über den ECMWFopyc000 / OBSopyc000-Simulationsergebnissen liegen. Das Lufttemperatur-Maximum wird im Juli erreicht. Für die Jahre 1990, 1995 und 1996 liegen die Modelltemperaturen in den Monaten September und Oktober innerhalb einer Wertespanne von ± 1.5 K um die POLES-Temperaturen ($\bar{x}_{\text{POLES}_{\text{Sep}}} = 267.4$ K / $\bar{x}_{\text{POLES}_{\text{Okt}}} = 258.7$ K). Lediglich die ECMWFopyc000-Läufe weisen, wie auch von Mai bis August, die vergleichsweise niedrigsten Temperaturen auf ($\bar{x}_{\text{ECMWFopyc000}_{\text{Sep}}} = 264.3$ K / $\bar{x}_{\text{ECMWFopyc000}_{\text{Okt}}} = 251.8$ K) im September / Oktober. Die Mittel der räumlichen Standardabweichung der Monatsmittel über Meereis (s.o., Daten nicht gezeigt) sind in diesem Zusammenhang bei den POLES-Daten von Mai bis August ebenfalls am größten ($\bar{x}_{\text{POLES}} = 1.84$ K vs. $\bar{x}_{\text{HIRHAM4Sim.}} = 1.07$ K), d.h. die mittleren HIRHAM4-Lufttemperaturfelder über Meereis sind räumlich homogener als die POLES-Beobachtungsdaten.

Der Vergleich mit NP- und HARA-RASO-Daten im 850 hPa Niveau (Abb. 5.12, 5.13) dient der Herleitung der Beeinflussung der Lufttemperatur durch den OBS-Antrieb, jedoch losgelöst vom direkten Einfluß der unterliegenden Oberflächen. Der Vergleich ist konform mit dem in Abbildung 5.5 und 5.6 zur Bewertung des Luftdruck in NN und der geopotentiellen Höhe aufgebaut. Unterschiede zwischen den einzelnen Simulationsläufen können

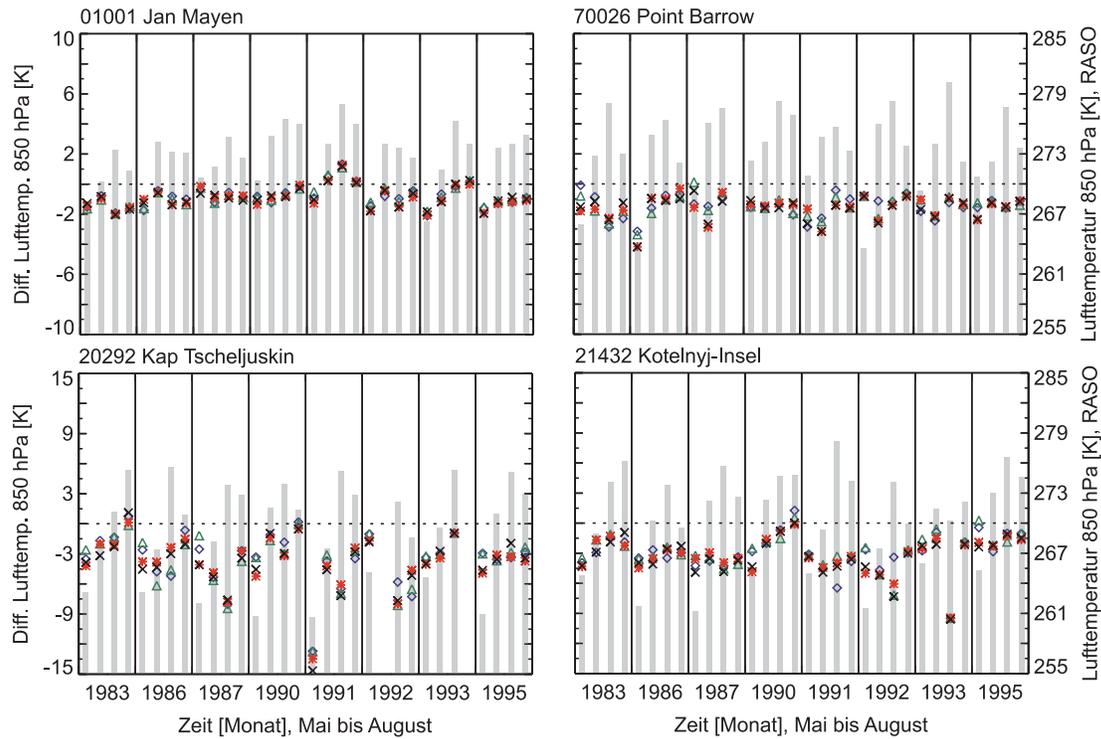


Abbildung 5.12: Vergleich der Monatsmittel der Lufttemperatur im 850 hPa Niveau [K] der Beobachtungsdaten von vier ausgewählten RASO-Stationen mit HIRHAM4-Simulationsergebnissen. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 5.5.

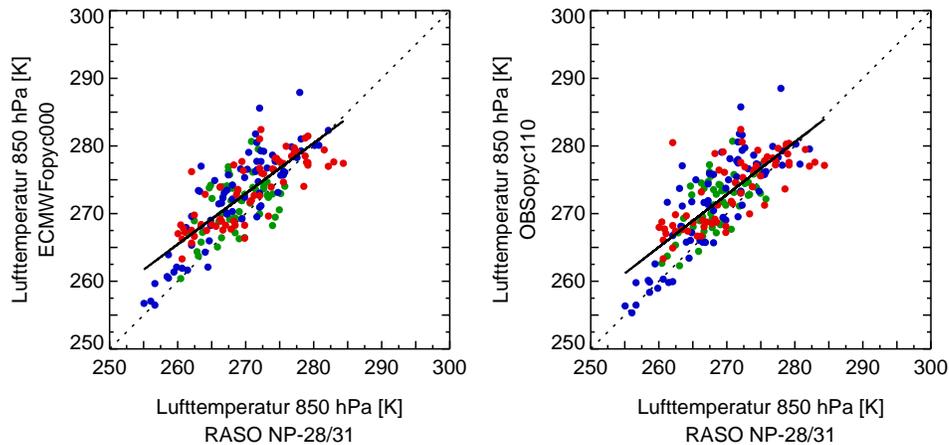


Abbildung 5.13: Vergleich der Lufttemperatur [K] im 850 hPa Niveau zum 12 UTC-Termin. Beobachtungsdaten der NP-28 und NP-31 Driftstationen und HIRHAM4-Simulationsergebnisse (links: ECMWFopyc000, rechts: OBSopyc110) der Monate Mai bis August der Jahre 1986 (grün) und 1987 (blau) und Mai bis Juli 1990 (rot). Bei 42% der Termine weisen die RASO-Daten Lücken auf.

anhand der Monatsmittel nicht festgestellt werden. Die mittlere absolute Abweichung der Lufttemperatur im 850 hPa Niveau beträgt über alle Simulationsläufe und Monate an den vier betrachteten RASO-Stationen $|\bar{x}| = 2.34$ K. Wie bei den Vergleichen der geopotential-

len Höhe und des Luftdruck in NN sind auch in diesem Falle die Abweichungen und die Streuung in Randnähe (01001 und 70026) geringer als im Bereich der sibirischen Arktis (20292, 21432) oder an den NP-28 / 31-Stationen (Abb. 5.13).

Generell berechnet HIRHAM4 relativ zu den RASO-Daten zu hohe Lufttemperaturen im 850 hPa Niveau, die Abweichungen nehmen in Abbildung 5.12 jedoch tendentiell von Mai bis August ab, und auch in Abbildung 5.13 weist die Regressionsgerade bei zunehmenden Temperaturen auf eine bessere Übereinstimmung hin. Diese Feststellung stimmt mit den POLES-Vergleichen überein, bei denen insbesondere im Mai zu hohe HIRHAM4-Temperaturen festgestellt werden. Die Erwärmung der Atmosphäre während des Sommers ist in den RASO-Monatsmitteln sehr deutlich sichtbar an der raschen Temperaturzunahme von Mai bis Juni.

5.2 Zyklonenaktivität

Zur Bewertung des Einflusses der Meereisverteilung bzw. des unteren Randantriebs und der Modelleinstellungen auf die Zyklonenaktivität, werden zunächst die Zykloneneigenschaften Kerndruck, Intensität und Zuggeschwindigkeit verglichen. Die Auswirkungen der räumlichen Unterschiede der Meereisbedeckung werden bei der Betrachtung der räumlichen Verteilung der Zyklonenaktivität und der Zugbahnverteilung deutlich. Die Wirkung kleinräumiger Meereiseigenschaften auf die Zyklonenaktivität wird in einer lagrange'schen Betrachtung analysiert. Auf das spezielle Problemfeld der polaren Mesozyklonen („Polar Lows“) wird in dieser Arbeit nicht eingegangen.

Bei den folgenden Untersuchungen sind die Basisdaten 6-stündliche Felder des Luftdruck in NN der unterschiedlichen HIRHAM4-Simulationsrechnungen. Bei einem Unterschreiten der Mindestlebensdauer pro System von 5 SYNOP-Terminen werden die Ereignisse eines Tiefdrucksystems zurückgewiesen. Grönland ist bei allen Analysen wegen möglicher Luftdruckreduktionsprobleme ausmaskiert. Aufgrund der initialisierungsbedingten Sprünge im Luftdruckfeld bei einem Monatswechsel und des räumlich begrenzten Modellgebiets, das wichtige Bereiche der nordatlantischen Zyklonenzugbahnen in Zusammenhang mit dem Islandtief nicht enthält, sind Aussagen zur Lebensdauer nicht sinnvoll. Der begrenzte Randbereich erschwert auch eine zusammenhängende Zyklonenverfolgung, insbesondere im Bereich der Arktikfront über Westsibirien.

Auf eine Validierung der Ergebnisse der Zyklonenstatistik wird an dieser Stelle verzichtet, die allgemeine Vorgehensweise ist ansatzweise im Anhang A.1 validiert. Eine Validierungsmöglichkeit wäre die Auswertung der Wetterbeobachtungen der vorhandenen SYNOP-Daten, sowie der Druck-, Wind- und Temperaturzeitreihen, gekoppelt an die Ergebnisse der Zyklonenstatistik für das jeweilige Gebiet. Einen ähnlichen Ansatz verfolgen z.B. *Hudak und Young* (2002).

5.2.1 Zykloneneigenschaften

Die relative Häufigkeitsverteilung des Kerndrucks (Abb. 5.14) gleicht annähernd einer Normalverteilung, dies ist auch typisch für alle nicht gezeigten Verteilungen. Die Unterschiede in der Klassenbesetzung zwischen den unterschiedlichen Simulationsrechnungen für das arktisweit negative Meereisanomaliejahr 1995 mit signifikanten Unterschieden in den unteren Randantriebsdaten sind gering. Die Klasse von 992 hPa bis 996 hPa ist bei allen Läufen am stärksten besetzt. Spezifische Gemeinsamkeiten, wie sie sich auch bei den Druckfeldvergleichen in Kapitel 5.1.1 zeigen, sind methodisch bedingt auch in der Zy-

klonenstatistik zu sehen. Die ECMWFopyc000- und OBSopyc000-Simulationsrechnungen weisen zumindest teilweise ähnliche Zykloneneigenschaften auf. Generell ist jedoch keine systematische Veränderung der Zykloneneigenschaften zu erfassen. Abweichungen von 3 % werden nicht überschritten. Vergleichbare Ergebnisse erzielen *Maslanik et al.* (2000) bei einem ähnlichen Vergleich unterschiedlicher Simulationsergebnisse mit dem gekopplten ARCSyM für den Sommer 1990. Auch hier sind die Unterschiede bei geändertem unteren Rand in der hier gezeigten Größenordnung.

Ein Vergleich der Histogramme über alle neun Simulationsjahre von jeweils Mai bis August weist noch geringere Unterschiede auf, Maxima liegen unter 1 % (Daten nicht gezeigt). Die Klasse zwischen 996 hPa und 1000 hPa ist im Mittel über alle Simulationsrechnungen mit 21.5 % am stärksten besetzt. Ein Kerndruckvergleich zwischen den einzelnen

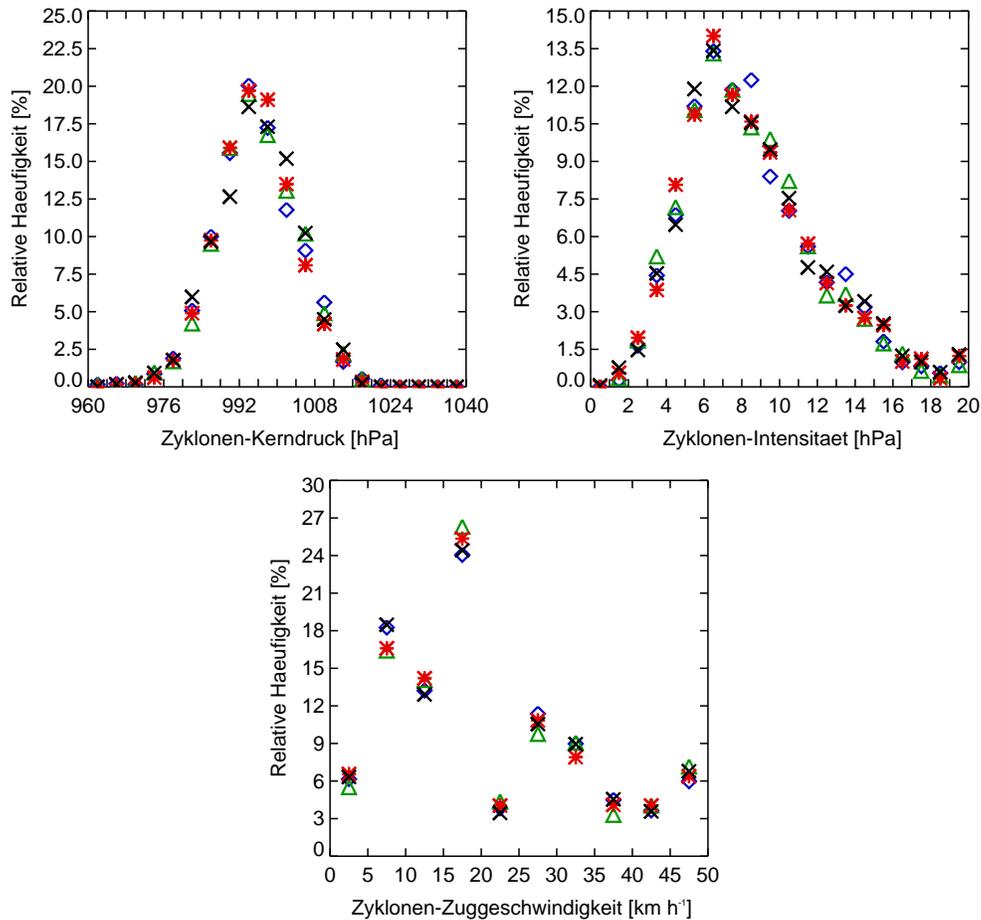


Abbildung 5.14: Relative Häufigkeitsverteilung [%] des Zyklonenkerndrucks [hPa], der Zyklonenintensität [hPa] und der Zuggeschwindigkeit [km h⁻¹]. Datengrundlage sind alle Tiefdruckereignisse von Mai bis Oktober 1995 einer Zyklonenstatistik basierend auf den ECMWFopyc000- (grüne Dreiecke, 1851 Tiefdruckereignisse), OBSopyc000- (blaue Rauten, 1755 Tiefdruckereignisse), OBSopyc100- (rote Sterne, 1817 Tiefdruckereignisse) und OBSopyc110- (schwarze Schrägkreuze, 1739 Tiefdruckereignisse) HIRHAM4-Simulationsrechnungen. Tiefdrucksysteme mit einer Lebensdauer von weniger als 30 Stunden bleiben in der Auswertung unberücksichtigt. Grönland ist ausmaskiert. Die äußeren Klassen sind offen. Die Klassenbreite beträgt 4 hPa, 1 hPa und 5 km h⁻¹.

Sommermonaten bei einer Zusammenfassung der Eigenschaften aller Systeme während neun Simulationsjahren (Daten nicht gezeigt) zeigt von Mai bis August keine Verschiebung der relativen Häufigkeiten hin zu Klassen mit niedrigerem Kerndruck, wie sie sich in Kapitel 3.2.1 in Abbildung 3.8 in den NCEP / NCAR-basierten Zyklonenstatistiken andeuten. Deutlich ist jedoch eine größere Varianz im Übergangsmontat Mai, wenn sich die sommerlichen Zirkulationsstrukturen ausbilden. Bei einem Vergleich der relativen Häufigkeitsverteilungen des Kerndrucks der ECMWFopyc000- und OBSopyc110-Simulationsläufe innerhalb einzelner Monate – gruppiert nach positiven (1983, 1986, 1987, 1996) und negativen (1990, 1991, 1993, 1995) arktisweiten Meereisanomalien (Kap. 3.1.2, Abb. 3.4) – zeigt sich unabhängig vom Anomaliezustand tendentiell eine Zunahme der Varianz bei OBSopyc110 und insbesondere eine Verschiebung in der Klassenbesetzung um eine Klasse hin zu niedrigeren Kerndrücken (Daten nicht gezeigt). Die Unterschiede betragen dabei teilweise (z.B. im August) bis zu 4%.

Das Intensitätsmaß errechnet sich als der arithmetische Mittelwert von zwei Druckgradienten zwischen dem als Zyklonenzentrum identifizierten Gitterpunkt des Luftdruck in NN Feldes und in diesem Falle zwei Punkten in einer Entfernung von 10 Gitterpunkten, d.h. 500 km, in x- und y-Richtung auf dem HIRHAM4-Gitter. Die im Mittel im Jahr 1995 über alle Tiefdruckereignisse mit einer relativen Häufigkeit von etwa 13.5% am häufigsten besetzte Klasse der linksschiefen Verteilung reicht von 6 hPa bis 7 hPa (Abb. 5.14). Die bei einem Luftdruckgradienten von 6.5 hPa pro 500 km wirkende Druckgradientkraft entspricht bei gradlinigen, parallelen Isobaren in 80° N einem geostrophischen Wind von etwa 7 m s^{-1} (25.2 km h^{-1}). Maximale Druckgradienten von 20 hPa auf 500 km verursachen geostrophische Winde von etwa 21.6 m s^{-1} . Das mit der Zyklone assoziierte bodennahe Windfeld ist dabei entscheidend für die Schubspannung an der Eisoberfläche und damit relevant für die windinduzierte Meereisdrift sowie teilweise für die mechanische Belastung des Meereiskörpers (Kap. 1.1).

Die gezeigte Häufigkeitsverteilung ist repräsentativ für die mittlere Verteilung, die sich bei der Untersuchung aller registrierter Tiefdruckereignisse innerhalb der Monate Mai bis August während der neun Simulationsjahre ergibt (Daten nicht gezeigt). Bei der Betrachtung einzelner Monate ergibt sich – ähnlich wie bei den Kerndruckanalysen – bei dem Vergleich von ECMWFopyc000 mit OBSopyc110 Daten eine Abnahme der Besetzung der häufigsten Klasse mit einer Tendenz zu Klassen, die stärkere Intensitäten und damit Druckgradientkräfte repräsentieren. Die Unterschiede liegen jedoch nicht über 2% (Daten nicht gezeigt). Die ebenfalls abgeleiteten Formparameter (Kap. A.1) werden an dieser Stelle nicht untersucht. Das vermehrte Auftreten offener Wasserflächen scheint nur einen untergeordneten Einfluß auf die mittleren Zykloneneigenschaften zu haben. Aufgrund der relativ geringen horizontalen Temperaturgradienten führen die Wasserflächen in der OBS-Läufen offenbar nicht zu einer verstärkten Labilität und Baroklinität, die intensivere Zyklonen vermuten lassen würde.

Dierer und Schlünzen (2001) stellen mit Hilfe einer hochauflösenden Simulation eines winterlichen Zyklonendurchzugs in der Framstraße fest, daß eine voll entwickelte Zyklone zwar einen deutlichen Einfluß auf die unterliegende Meereisdecke haben kann (mechanische Belastung, Auflockerung), die Zyklonenstruktur und die Zugbahn wird durch die Meereisverteilung allerdings nur geringfügig beeinflusst (s. auch Kap. 5.2.5).

Das Histogramm der Zuggeschwindigkeit, mit einem deutlichen Maximum in der Klasse von 15 km h^{-1} bis 20 km h^{-1} , ergibt sich u.a. wegen der diskreten, gittergebundenen Berechnung der Verlagerungsdistanz zwischen aufeinanderfolgenden Zeitschritten, daraus ergibt sich eine endliche Anzahl von mittleren möglichen Zuggeschwindigkeiten – eine

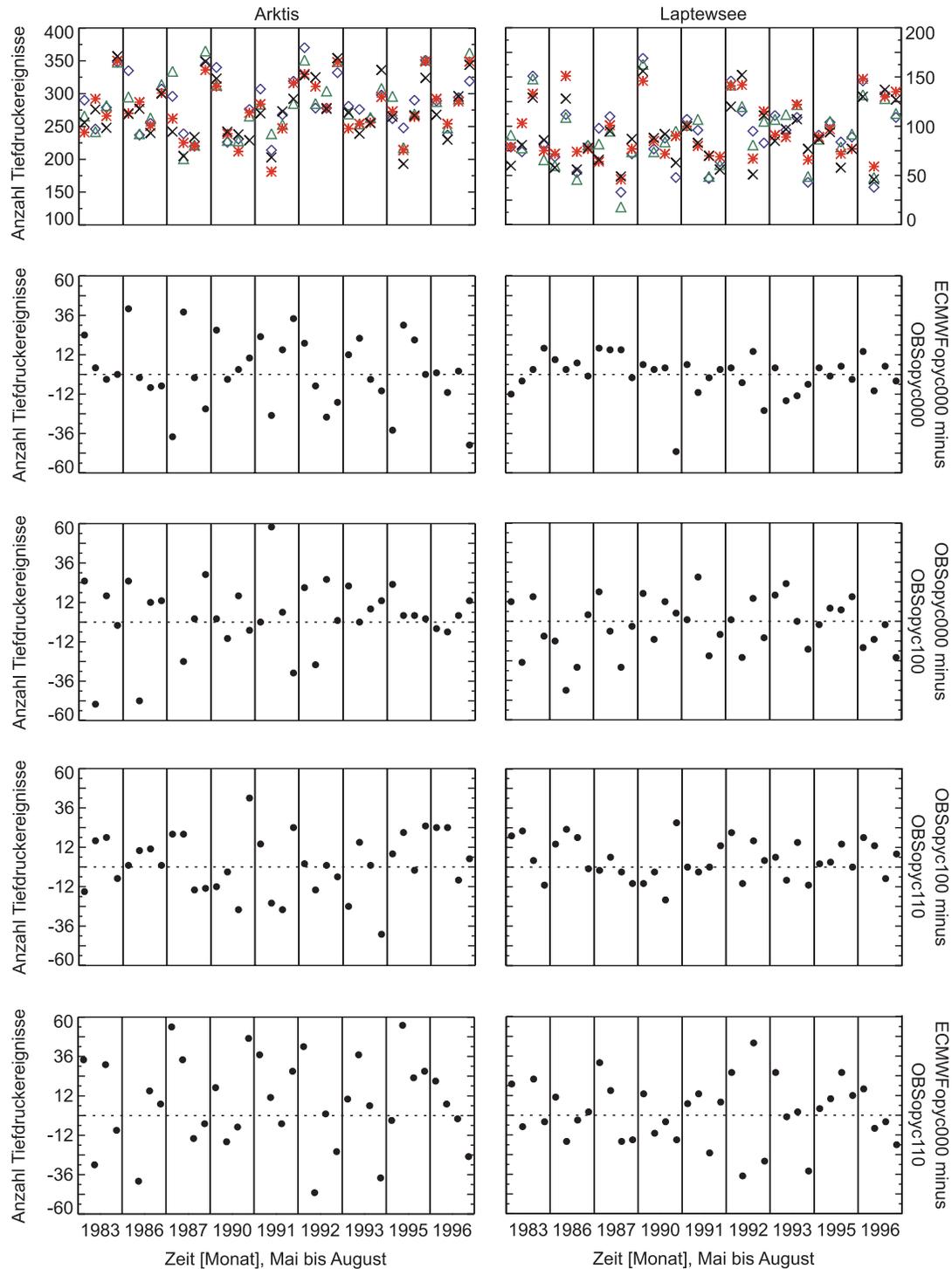


Abbildung 5.15: Anzahl registrierter Tiefdruckereignisse pro Monat in der Arktis (gesamtes HIRHAM4-Modellgebiet) und im Bereich der Laptewsee für neun Simulationsjahre (Mai bis August) und Differenzen zwischen den verschiedenen Simulationsrechnungen. Datengrundlage sind alle Tiefdruckereignisse einer Zyklonenstatistik basierend auf den ECMWFopyc000- (grüne Dreiecke), OBSopyc000- (blaue Rauten), OBSopyc100- (rote Sterne) und OBSopyc110- (schwarze Schrägkreuze) HIRHAM4-Simulationsrechnungen. Berücksichtigt sind Tiefdrucksysteme mit einer Lebensdauer von mehr als vier SYNOP-Terminen. Grönland bleibt bei den Datensatzabfragen unberücksichtigt.

gleichförmige Verlagerung vorausgesetzt (Abb. 5.14). Erwartungsgemäß müßte die Klasse von 20 km h^{-1} bis 25 km h^{-1} mit etwa 20 % besetzt sein.

5.2.2 Zyklonenhäufigkeit

Die Anzahl registrierter Tiefdruckereignisse ist ein eindeutiger Indikator für die synoptische Aktivität in einer Region. Die Zyklonenanzahlen für die Laptewsee in Abbildung 5.15 stimmen qualitativ gut mit denjenigen in Kapitel 3.2 (Abb. 3.9) auf NCEP / NCAR-Basis überein. Dieser Vergleich ist möglich, da der Laptewsee-Abfragebereich (1892 Gitterpunkte, $4.73 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, nicht gezeigt) in seiner räumlichen Abdeckung etwa demjenigen, der für die NCEP / NCAR basierten Zyklonenstatistik verwendet wird (Abb. 3.1), entspricht. Auffällig sind die Sommer-Maxima in den Zyklonen-Zeitreihen der Laptewsee und die Minima über der Arktis.

Die Ergebnisse der Vergleiche der verschiedenen Simulationsergebnisse sind – datenbedingt – vergleichbar mit den Analysen zur Veränderung des Druckfeldes (Kap. 5.1.1). Die Veränderung der Meereiseigenschaften (Bedeckungsgrade anstelle einer binären Eismaske, opyc000 zu opyc100) hat größere Auswirkungen als z.B. die Veränderung der Meereisausdehnung (ECMWF zu OBS). Neben dem unterschiedlichen Differenzzeitreihen zeigt sich dies auch in einer Wertegruppierung in den Ausgangsdaten (oberste Reihe, Abbildung 5.15). Die mittlere absolute Abweichung für den ECWMFopyc000 minus OBSopyc000-Vergleich beträgt für die Arktis / Laptewsee $|\bar{d}| = 16.25 / |\bar{d}| = 8.75$ Ereignisse, bei dem Vergleich ECWMFopyc000 minus OBSopyc110 sind es beispielsweise $|\bar{d}| = 24.22 / |\bar{d}| = 15.33$ Ereignisse. Bei fast allen Vergleichen gilt sowohl für die Laptewsee als auch die Arktis, ein Überwiegen positiver Differenzen. Die Mittelwerte über 36 Monate der Ausgangsdaten sind dabei zwischen den verschiedenen Simulationsrechnungen annähernd gleich. Für die Laptewsee gilt $\bar{x} = 92$ Ereignisse pro Monat ($s = 2$ Ereignisse) und für die Arktis $\bar{x} = 280$ Ereignisse pro Monat ($s = 4.6$ Ereignisse). Die auf den OBSopyc110 Simulationsrechnungen basierenden Zyklonenstatistiken haben die geringsten langjährigen Mittelwerte.

Die Unterschiede der meereisbedeckten Fläche bzw. der Meereisausdehnung zwischen den ECMWF- und OBS-Antriebsdaten scheinen sich nicht systematisch auf das Vorkommen von Tiefdrucksystemen auszuwirken. Geringere Differenzen der Meereisfelder im Monat Mai resultieren z.B. nicht in verminderten Unterschieden der Zyklonenaktivität.

5.2.3 Räumliche Verteilung

Wegen der signifikanten Verlagerungen in den Luftdruckfeldern (Kap. 5.1.1) und den Ergebnissen in Kapitel 5.2.2, ist zu erwarten, daß die räumliche Verteilung der Zyklonenaktivität ebenfalls durch den alternativen Antrieb und die OPYC-Einstellungen verändert wird.

Im Vergleich zur räumlichen Verteilung, wie sie mit der NCEP / NCAR basierten Zyklonenstatistik abgeleitet ist (Kap. 3.2.3, Abb. 3.11), reproduziert HIRHAM4 die räumliche Verteilung der Zyklonenaktivität in Abbildung 5.16 (obere Abbildungsreihe) gut. Die im Sommer abgeschwächte Zyklonenzugbahn im Bereich des Nordatlantik in Zusammenhang mit dem Island-Tief wird ebenso wiedergegeben wie die verstärkte Zyklonenaktivität im Bereich der sommerlichen Arktikfront über Nordsibirien. Auffällig ist hierbei die Zyklonenzugbahn im Bereich der Laptewsee in den Zyklolyse-Bereich in der zentralen Arktis, der maximale Summen von über sieben Ereignissen pro Monat aufweist. In den 10 Git-

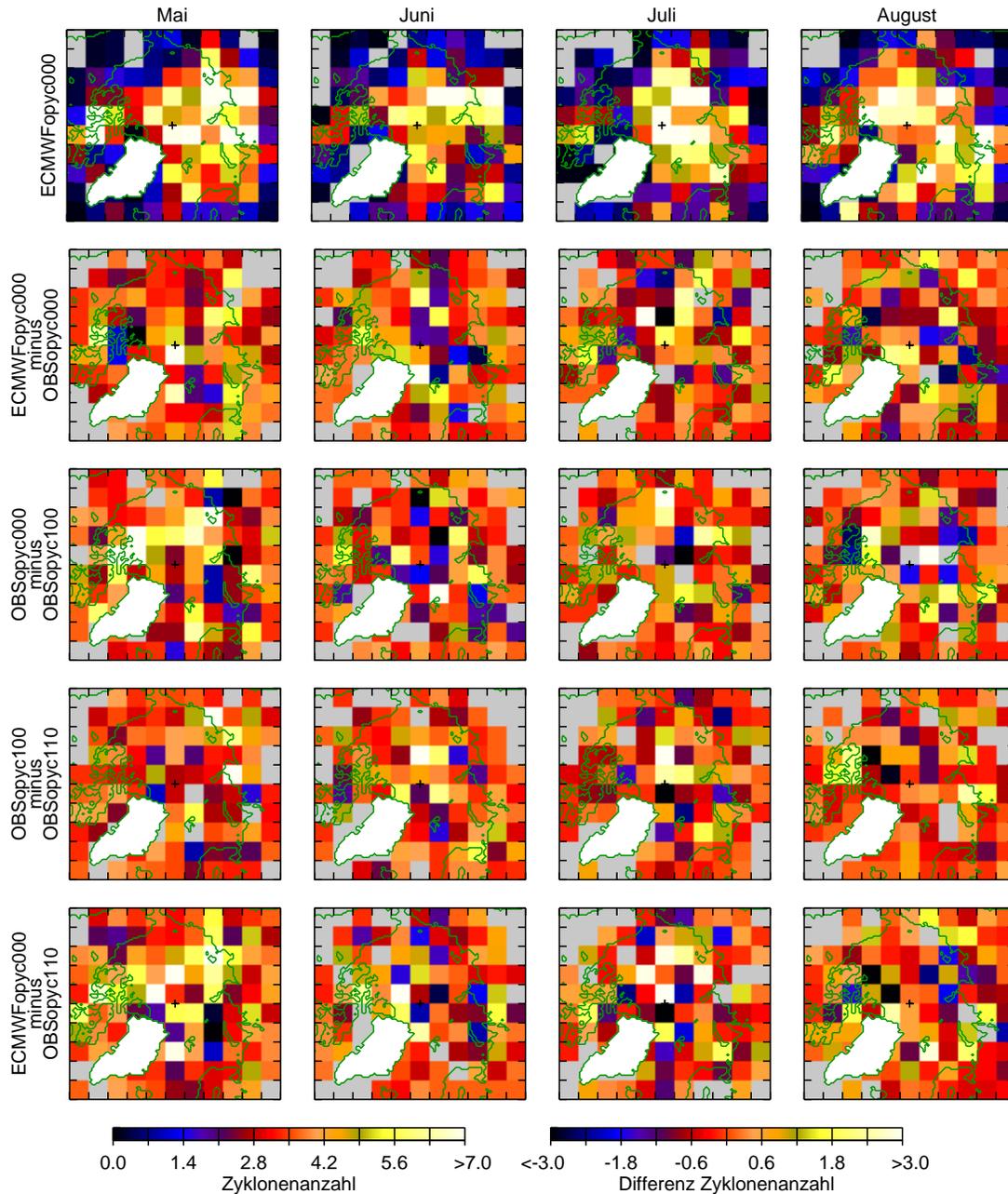


Abbildung 5.16: Räumliche Verteilung von Tiefdruckereignissen (ECMWFopyc000) und Unterschiede in der Verteilung zwischen HIRHAM4-Simulationsergebnissen (ECMWFopyc000 minus OBSopyc000, OBSopyc000 minus OBSopyc100, OBSopyc100 minus OBSopyc110, ECMWFopyc000 minus OBSopyc110). Über alle 9 Simulationsjahre gemittelte Monatsmittel der Monatssummen der Anzahl der Tiefdruckereignisse pro Gitterpunkt; je 10×10 Gitterpunkte sind zu einer Bezugsfläche von $500 \text{ km} \times 500 \text{ km}$ und einer kumulativen Summe zusammengefaßt. Berücksichtigt sind Tiefdrucksysteme mit einer Lebensdauer von mehr als vier SYNOP-Terminen. Grönland ist ausmaskiert, hellgraue Flächen kennzeichnen den Wert null. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte). Datengrundlage: Zyklonenstatistik basierend auf Feldern des Luftdruck in NN der HIRHAM4-Simulationsrechnungen.

terpunkte umfassenden Randantriebszonen, die mit den äußeren Boxen zusammenfallen, werden einerseits aufgrund der mittleren meteorologischen Verhältnisse und andererseits durch Schwierigkeiten mit der Erfassung von einwandernden oder neu gebildeten Tiefdrucksystemen im Randbereich weniger Ereignisse registriert. Wegen der starken Beeinflussung durch den seitlichen Randantrieb sind dies bei den Differenzabbildungen der unterschiedlichen Simulationsergebnisse diejenigen Bereiche mit den geringsten Differenzen.

Die Unterschiede in der räumlichen Verteilung der Zyklonenaktivität, die sich in den Differenzfeldern zeigen, sind nicht eindeutig und sehr schwer zu systematisieren. Dies ist in Übereinstimmung mit den vorangehenden Ergebnissen. Die Bildung von Kompositen, d.h. die Klassifizierung und Zusammenfassung der Simulationsergebnisse einzelner Jahre bzw. Monate, basierend auf positiven oder negativen Meereisanomalien ergibt aufgrund der relativ geringen Anzahl an Realisierungen ebenfalls keine eindeutigen Wirkungszusammenhänge (Daten nicht gezeigt).

Im nördlichen Bereich der ostsibirischen Randmeere wird die Zyklonenanzahl in den ECMWFopyc000-Simulationsrechnungen oftmals unterschätzt, außer im Monat Mai, wo bei dem ECMWFopyc000 / OBSopyc000-Vergleich große Differenzen bestehen. Bei Vergleichen der Simulationsrechnungen, die auf einem unterschiedlichen Randantrieb basieren, scheinen die negativen Differenzen, im Bereich der im OBS-Antrieb eisfreien Flächen, eine einheitliche Struktur zu sein. Im Gegenzug ist die Zyklonenanzahl der OBSopyc000- und OBSopyc110-Läufe in den zentralen Gebieten geringer als diejenige auf Grundlage der ECMWFopyc000-Rechnungen. Die qualitativ geringsten Unterschiede treten bei dem OBSopyc100- und OBSopyc110-Vergleichen auf. Im Falle der OBSopyc000 / OBSopyc100-Vergleiche sind die maximalen Unterschiede ebenfalls auf die östliche Arktis konzentriert. Die grundlegende mittlere räumliche Verteilung ändert sich zwischen den verschiedenen Läufen jedoch nicht.

5.2.4 Zugbahnverteilung in ausgewählten Monaten 1995

Um zu sehen, wie sich die Änderung der räumlichen Verteilung der Zyklonenaktivität (Abb. 5.16) in der Zugbahnverteilung einzelner Tiefdrucksysteme in den verschiedenen Simulationsrechnungen widerspiegelt, sind in Abbildung 5.17 Zugbahnen für die Monate Mai und Juni sowie August und September für das Jahr 1995 und die dazugehörige Meereisausdehnung dargestellt. Das Jahr 1995 eignet sich sehr gut, da die Differenzen der meereisbedeckten Fläche bzw. der Meereisausdehnung in den OBS- und ECMWF-Randantriebsdaten maximale Unterschiede im August und September und relativ geringe Differenzen mit deutlich ausgeprägten Polynjen im OBS-Antrieb im Mai und Juni aufweisen (Abb. 4.24 und 4.25). Neben der Westlichen Neusibirischen Polynja und der Neusibirischen Polynja sind insbesondere die North Water Polynja in der nördlichen Baffinbai südlich der Ellesmereinsel und die Küstenpolynjen westlich der Banksinsel in der westlichen Beaufortsee im Juni stark ausgeprägt (*Winsor und Björk*, 2000). Zusätzlich zu dem identischen seitlichem Randantrieb schafft die Modellinitialisierung zum Monatsanfang kontrollierte Bedingungen für die Szenarien.

Aufgrund der schwierigen Verfolgung der sommerlichen Tiefs, die im Vergleich zu den winterlichen Systemen eine geringere Intensität aufweisen, muß davon ausgegangen werden, daß die tatsächlichen Zugbahnen bei einer längeren Lebensdauer der Systeme länger sind, was im Zuge des automatisierten Verfahrens allerdings aufwendig rekonstruierbar wäre. Lange Zugbahnen, wie sie z.B. mit manuellen Auswertemethoden in *LeDrew* (1988) gezeigt sind, legen diese Vermutung nahe. Andererseits stellt *Kirchgäßner* (1998) mit ei-

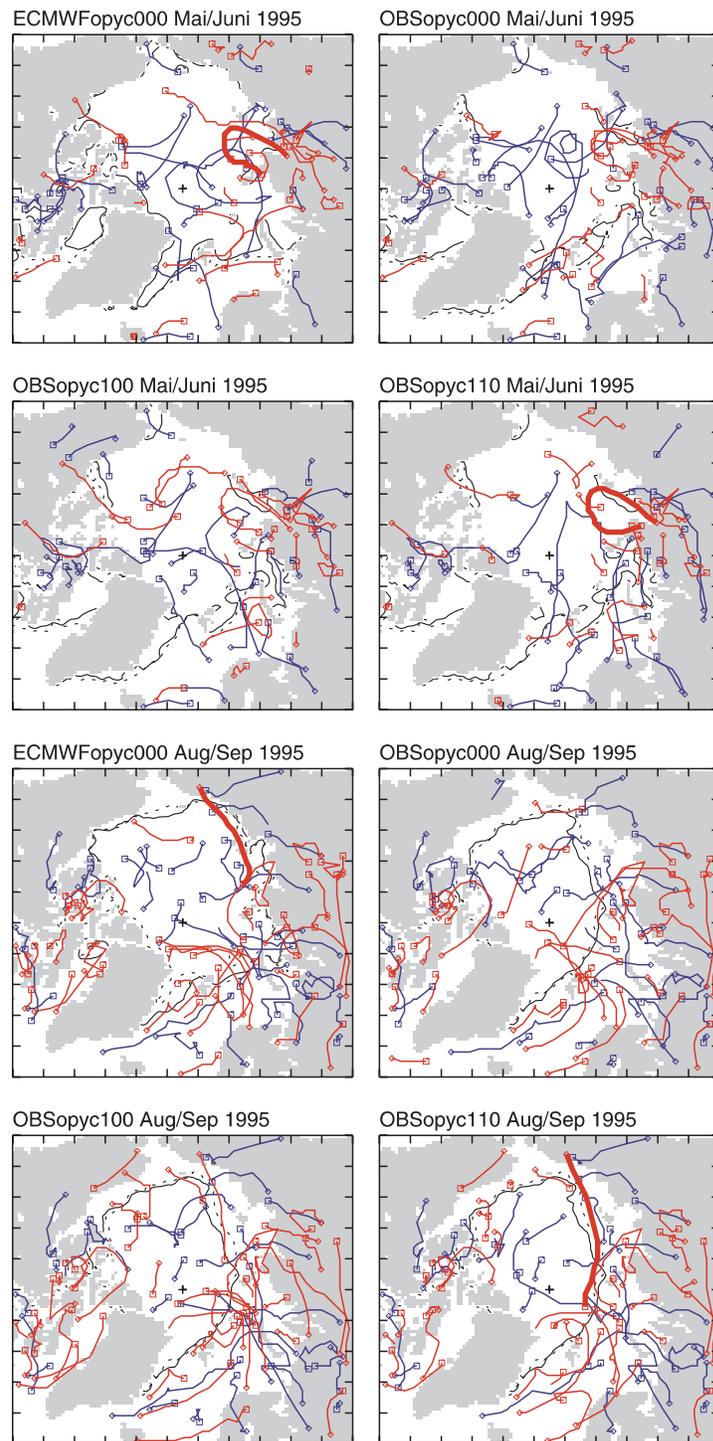


Abbildung 5.17: Zyklonenzugbahnen für die Monate Mai/ Juni und August/ September des negativen Meereisanomaliejahres 1995 und die Monatsmittel der Meereisbedeckungsgrade (Isolinie bei 0.5) für die verschiedenen HIRHAM4-Simulationsrechnungen. Rote Zugbahnen / durchgezogene Meereisgrenze: Juni und September, blaue Zugbahnen / gestrichelte Meereisgrenze: Mai und August. Berücksichtigt sind Tiefdrucksysteme mit einer Lebensdauer von mehr als vier SYNOP-Terminen. Raute: Zyklongenese, Quadrat: Zyklolyse; Zugbahnen, die ohne Symbol enden, gehören zu Systemen, die in den Raumausschnitt hinein- bzw. hinauswandern oder teilweise zum Vor- bzw. Folgemonat zählen. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte). Grönland ist ausmaskiert. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Datengrundlage: Zyklonenstatistik basierend auf Luftdruckfeldern in NN der HIRHAM4-Simulationsrechnungen.

nem halbautomatischen Verfahren zur Erfassung und Verfolgung von Zyklonen über der Arktis eine Zyklonenlebensdauer von weniger als 3 Tagen für 75 % aller Zyklonen während des Sommers (April bis Oktober, 1987 bis 1991) fest. Dies ist ein Ergebnis, das mit den hier vorgestellten Zugbahnen gut übereinstimmt.

In den Monaten Mai und Juni ist die Aktivität im Bereich der nordatlantischen Zyklonenzugbahn gering. Über Nordsibirien bildet sich die Arktikfront aus, was vermutlich zu der erhöhten Aktivität im Bereich der Lapteewsee führt. Ob die Zyklonengenese im Randbereich auf frontogenetische Prozesse an dieser Frontalzone zurückzuführen sind oder auf die erstmalige Erfassung der Zyklonen nach dem Einwandern in das Modellgebiet, kann an dieser Stelle nicht beantwortet werden. In diesem Zusammenhang fallen die ähnlichen Zugbahnen in den stark vom seitlichen Randantrieb beeinflussten Randbereichen des Modellgebiets auf. Die Zugbahnverteilungen für 1990 (Daten nicht gezeigt) – mit ähnlichen Meereisunterschieden in den ECMWF- und OBS-Antriebsdaten wie 1995 – weisen wie 1995 bei den OBSopyc100- und OBSopyc110-Läufen eine scheinbar weiträumigere, weniger gedrängte Zugbahndichte auf. Die anomal hohe Zyklonenaktivität im Mai 1990, die mitverantwortlich für die negative Meereisanomalie im Spätsommer in der ostsibirischen Arktis resp. der Lapteewsee war (*Maslanik et al.*, 2000), wird dabei von HIRHAM4 exakt erfaßt (Daten nicht gezeigt). Die Anzahl der registrierten Ereignisse über der Arktis ist im Mai 1995 annähernd gleich zwischen den unterschiedlichen Simulationsrechnungen (Abb. 5.15); die maximale Abweichung beträgt im Juni 1995 zwischen den OBSopyc000- und den OBSopyc110-Ergebnissen etwa 50 Ereignisse. Ursache hierfür ist die verstärkte Zyklonenaktivität im Bereich der zentralen Arktis im OBSopyc000-Simulationslauf.

Die qualitativen Unterschiede zwischen den verschiedenen Läufen sind im August und September weniger groß. Es kommt hauptsächlich im September zu einer Verstärkung des nordatlantischen Zugbahnbereichs und einer scheinbaren Konzentration der Zugbahnen über den offenen Wasserflächen der sibirischen Randmeere. Die Tendenz in die zentrale Arktis einzuwandern nimmt dabei von den ECMWFopyc000- zu den OBSopyc110-Läufen ab. Im August ist die Zugbahnverteilung homogener über das arktische Becken verteilt.

Die Darstellungen in Abbildung 5.17 zeigen, daß trotz relativ geringer Unterschiede bei den Zykloneneigenschaften, der Zyklonenanzahl und den gemittelten Luftdruckfeldern, eine deutliche Variabilität zwischen den einzelnen Simulationsrechnungen im zentralen Modellgebiet vorliegt. Wie *Maslanik et al.* (2000) hervorheben, können eben solche Veränderungen der synoptischen Prozeßabfolgen – in Wechselwirkung mit der Meereisverteilung, in Zusammenhang mit Präkonditionierung und aktuellem Zustand der Meereisdecke – die entscheidenden Steuergrößen für eine Anomalieentwicklung sein. Leichte Zugbahnverlagerungen führen zu einem veränderten bodennahen Windfeld und dieses wiederum zu einer Änderung der Richtung des Impulsfluß aus der Atmosphäre in die Meereisdecke, was zu veränderten Meereisdriftmustern führt, die allerdings im Bereich der Randmeere stark vom Küstenlinienverlauf mitbeeinflußt werden.

Da sowohl die Bildung als auch die Verlagerung von Zyklonen neben den steuernden Drucksystemen in der mittleren bis oberen Troposphäre insbesondere von Luftmassenfronten gesteuert wird, ist ein Zusammenhang zwischen der Meereisbedeckung und der spezifischen Zugbahnverteilung im vorliegenden Fall wie folgt denkbar.

Wie die Zeitreihen in Abbildung 5.15 zeigen, nimmt die Anzahl der Ereignisse mit zunehmender offener Wasserfläche (geänderte Ausdehnung und Bedeckungsgrad) ab. Die Zunahme offener Wasserflächen führt einerseits zu einem erhöhten fühlbaren und latenten Wärmestrom in die Atmosphäre (Kap. 5.3) bei gleichzeitiger Verringerung der Gesamt-Albedo, was eine positive Meereis-Albedo Rückkopplung bedeutet (*Curry et al.*, 1995).

Aufgrund der externen Vorgabe des unteren Randantriebs ist dieser Rückkopplungsprozeß einerseits nicht im HIRHAM4 abzubilden, durch die Verwendung von Beobachtungsdaten wird er jedoch andererseits durch die raum-zeitliche Variabilität der Antriebsdaten an das Modellsystem übertragen.

Die geschlossene Packeisdecke, die z.B. in der sibirischen Arktis (fast) an die Landflächen anschließt, wie sie z.B. im Mai und Juni in beiden Randantrieben vorkommt und im August und September nur noch im ECWMF-Antrieb (siehe Beispiel 1995), resultiert in einer negativeren Gesamtenergiebilanz der arktischen Atmosphäre und starken horizontalen Gradienten, verbunden mit erhöhter Baroklinität im Bereich der Eisrandzone. Im August und September 1995 befindet sich zwischen der relativ kompakten Meereisdecke in den OBS-Antrieben eine offene Wasserfläche, die einerseits die horizontalen Temperaturgradienten zwischen stark erwärmten Landoberflächen (Polartag) und relativ kühlen schmelzenden Meereisoberflächen abschwächt, andererseits durch Evaporation und damit latenten Wärmefluß die Zyklonen verstärken kann. Diese abschwächende Wirkung nimmt jedoch im September ab, wenn die offenen Wasserflächen die bereits relativ stark abgekühlten Land- und Meereisoberflächen trennt (Abb. 5.10, Temperaturzeitreihen). Dies wird in Abbildung 5.17 als die Ursache für die Konzentration der Zugbahnen im September in diesem Gebiet angesehen. Verglichen mit den Verhältnissen während der Wintermonate sind die Effekte der offenen Wasserflächen wegen der geringeren Lufttemperatur- und Feuchtegradienten im Sommer vergleichsweise gering. Die Größe der Gesamtfläche und die räumliche Heterogenität haben dennoch signifikante Auswirkungen auf die Atmosphäre. Die großen Unterschiede in der Zugbahnverteilung im Mai 1995 zwischen dem OBSopyc000- und dem OBSopyc100- bzw. dem OBSopyc110-Simulationsergebnis verdeutlicht den Effekt einer binären Meereismaske (vollständig geschlossene Packeisdecke) im Vergleich zur Nutzung realistischer Bedeckungsgrade. Die Vermutung, daß mit wahrscheinlich weniger stark ausgeprägten Frontalzonen die Zugbahnverteilung weiträumiger ist, läßt sich anhand der Datenlage nicht klären.

Eine Klärung der Prozeßabläufe in dem hypothetisch dargelegten Wirkungsgefüge ist an dieser Stelle nicht möglich. Zur weitergehenden Untersuchung wäre es u.a. notwendig das Modellgebiet weiter nach Süden in die Zyklonensegebiete der Polar- und Arktikfront auszudehnen. Zusammenfassend gilt jedoch, daß die Meereisverteilung einen deutlichen Einfluß auf die mesoskaligen Prozesse in Zusammenhang mit der Zyklonenaktivität nimmt.

5.2.5 Fallbeispiele: Zyklonenzugbahn über eine Polynja und entlang einer Eiskante

Um zu zeigen, welchen Einfluß kleinräumige Strukturen in der Meereisdecke (Polynjen) und Meereiskanten haben, dienen detaillierte Analysen der zeitlichen Entwicklung der Zykloneneigenschaften von ausgewählten Tiefdrucksystemen in der Lapteewsee sowie im Bereich der Meereiskante in der nördlichen Ostsibirischen See. Dazu werden die Änderungen der Atmosphären- und der Oberflächen-Eigenschaften im Zentrum der Zyklone einer lagrange'schen Betrachtung unterzogen (*Kraus*, 2000). Es werden diejenigen Systeme vorgestellt, deren Zugbahn in Abbildung 5.17 gesondert ausgewiesen sind (dick eingezeichnete Zugbahnen). Keine der Meereisstrukturen ist im ECMWF-Antrieb enthalten. Die Tiefdrucksysteme erstrecken sich zeitlich nicht über Monatsgrenzen hinweg (Modellinitialisierung). Die betrachteten Systeme sind direkt vergleichbar. Es handelt sich um dieselben Systeme, die zeitgleich in demselben Bereich in den ECMWFopyc000- und OBSopyc110-Simulationsrechnungen vorkommen.

Den allgemeinen Einfluß kleinräumiger Meereisstrukturen auf die atmosphärische Zirkulation

lation zeigen bereits die signifikanten Unterschiede, die in Kapitel 5.1.1 für den Monat Mai mit relativ geringen Abweichungen in den Meereisbedeckungsgraden und der Verteilung abgeleitet sind. Die Entstehung der Zyklonen ist stark von den Zirkulationszuständen, die durch den äußeren Randantrieb vorgegeben werden, gesteuert. Dennoch kann anhand der beiden Fallbeispiele exemplarisch die unterschiedliche zeitliche Entwicklung der Zykloneneigenschaften untersucht werden.

Da bei der hier vorgenommenen Lagrange'schen Betrachtung lediglich Daten im Zyklonenzentrum abgefragt werden, kann der gesamte Wirkungsbereich eines Systems mit horizontalen Streckungen von bis zu 1000 km nicht erfaßt werden.

Westliche Neusibirische Polynja und Neusibirische Polynja, Laptewsee

Die Ergebnisse der beiden Simulationsrechnungen in Abbildung 5.18 weisen relativ geringe Unterschiede auf, obwohl die Meereisverteilung im OBS-Antrieb von derjenigen des ECMWF-Antriebs abweicht. Aufgrund der relativ hohen Zuggeschwindigkeit und der Lage der Westlichen Neusibirischen und Neusibirischen Polynja (Abb. 5.17) ist die Zyklone auf ihrer fast kreisförmigen Zugbahn um die Laptewsee nur für drei Termine im direkten Einflußbereich der Polynja. Da das Maximum der Energieflußdichten bereits nach 18 Stunden erreicht ist und zusammenfällt mit einer Temperatur- und Windgeschwindigkeitserhöhung, kann von keinem Einfluß der offenen Wasserfläche von Termin 24 bis 36 ausgegangen werden. Die weiteren lokalen Maxima bei Termin 52 und 78 des fühlbaren Wärmestroms in ECMWFopyc000 sind primär an die verstärkte turbulente Diffusion bei erhöhter Windgeschwindigkeit gekoppelt.

Die aus der Zyklonenstatistik extrahierten Parameter Kerndruck, Intensität, Kerndruckänderung und Zuggeschwindigkeit zeigen zwischen den ECMWFopyc000- und OBSopyc110-Simulationsrechnungen keine deutlichen Unterschiede. Starke Änderungen im Wind- und Temperaturfeld sowie den Energieflußdichten, wie sie z.B. *Birnbaum* (1998) in einer idealisierten Studie beim Überströmen einer Polynja mit einem 4 km aufgelösten gekoppelten Modell bei wesentlich stärkeren Gradienten im Ausgangsdatenfeld zeigt, sind in diesem Fall nicht zu erfassen. In dem betrachteten Fall kann – da der ECMWFopyc000-Referenzlauf ein vergleichbares Verhalten ohne die Polynja zeigt – davon ausgegangen werden, daß die Polynja keine baroklinen Instabilitäten verursacht, die einen Einfluß auf die Zyklonenentwicklung haben (*LeDrew*, 1988; *Tansley und James*, 1999).

Sowohl die horizontalen Gradienten als auch die räumliche Auflösung mit 50 km×50 km in der verwendeten HIRHAM4-Version, scheinen nicht ausreichend zu sein, um Phänomene wie diese Polynja zu erfassen. Auf dieses Problem machen auch *Maslanik et al.* (2000) aufmerksam, die mit einer Auflösung von 100 km×100 km im ARCSyM – im Gegensatz zum HIRHAM4-OBS-Antrieb – die Polynjen bereits in den Antriebsfeldern nur schwer erfassen können.

Eisrandzone, Laptewsee / Ostsibirische See

Die betrachteten Systeme in Abbildung 5.19 aus den ECMWFopyc000- und den OBSopyc110-Simulationsrechnungen beginnen im Anadyr Bergland, im Südosten der Ostsibirischen See am selben HIRHAM4-Gitterpunkt. Die Zugbahnen entwickeln sich verschieden. Das System in den OBSopyc000-Daten zieht entlang der Eiskante im OBS-Antrieb mit höherer Geschwindigkeit durch die nördliche Ostsibirische See, entlang der Nordgrenze der Laptewsee. Der Zyklolysepunkt liegt nordöstlich von Franz-Josef-Land. Die Eiskante in dem ECMWF-Antrieb ist annähernd deckungsleich mit der sibirischen Küstenlinie. Dementsprechend verlagert sich die Zyklone weiter südlich. Das Zentrum überquert dabei die Neusibirischen Inseln bevor die Zyklolyse in der zentralen Laptewsee eintritt. Die Lebens-

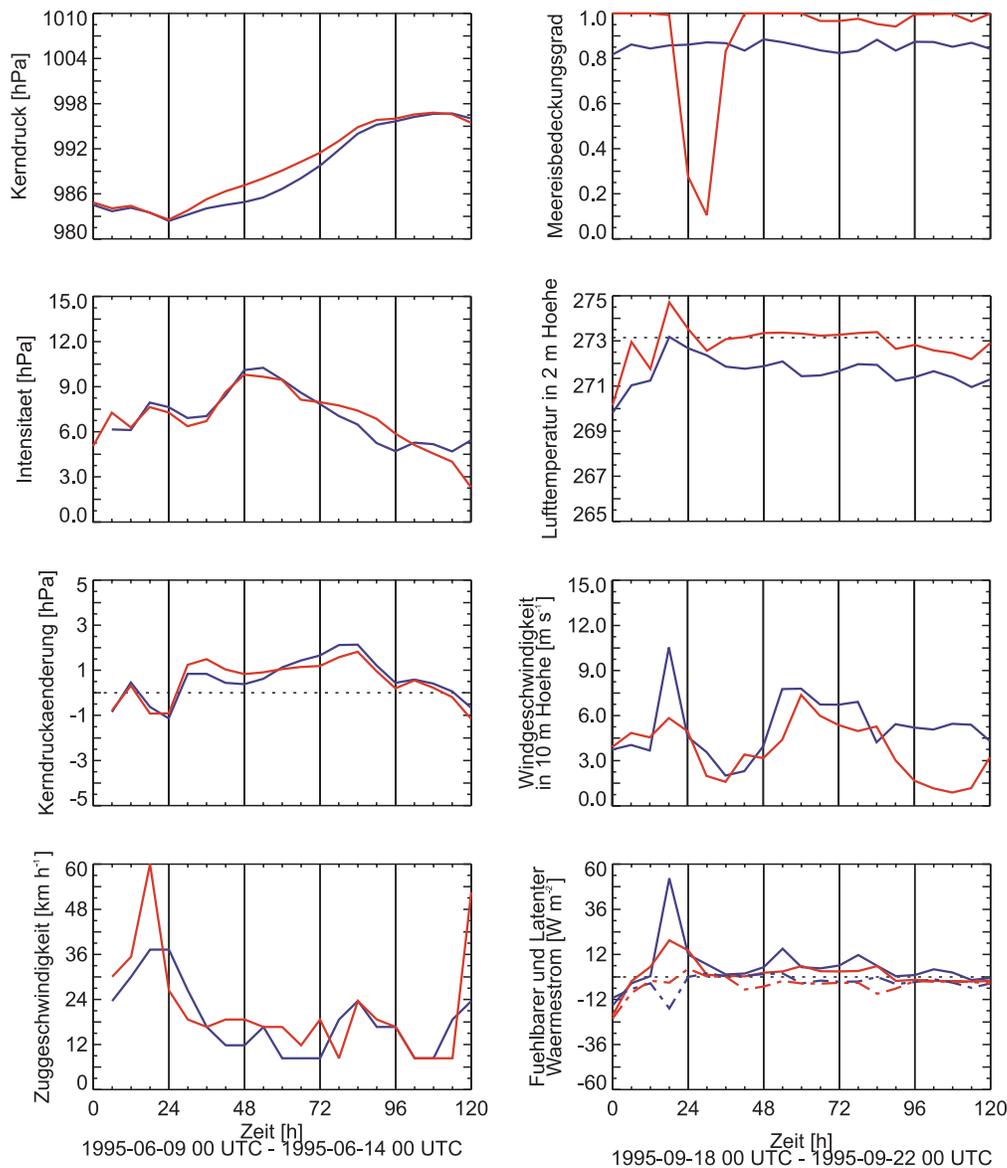


Abbildung 5.18: Lagrange'sche Betrachtung der Atmosphären- und Oberflächeneigenschaften im Zentrum einer Zyklone. Beispiel einer Zyklone aus der Laptewsee, Zeitspanne: 09. Juni 1995 00 UTC bis 14. Juni 1995 00 UTC. Ergebnisse einer Zyklonenstatistik basierend auf Bodendruckfeldern und Ergebnisfeldern der ECMWFopyc000- (blau) und OBSopyc110- (rot) HIRHAM4-Simulationsrechnungen. Die zeitliche Auflösung beträgt 6 Stunden. Sowohl die Zuggeschwindigkeiten als auch die Kerndruckänderungen sind Mittelwerte des 6-Stunden Intervalls vor dem jeweiligen Termin. Zur Verortung des Systems siehe Abbildung 5.17.

dauer des OBSopyc110-Systems ist sechs Stunden länger.

Die Zuggeschwindigkeiten im OBSopyc110-System sind über den Meereis- bzw. offenen Wasserflächen höher als diejenigen des ECMWFopyc000-Systems zu den gleichen Terminen, mit dem Kernbereich näher am Festland. Parallel zu den Windgeschwindigkeitsmaxima verstärken sich die Energieflüsse. Ein negatives Vorzeichen bedeutet einen in die Atmosphäre gerichteten Massen- bzw. Energiefluß. Aufgrund niedrigerer Lufttemperaturen in den ECMWFopyc000-Läufen kommt es zum Beispiel bei Termin 24 zu fühlbaren

Wärmeflüssen von etwa 50 W m^{-2} . Latente Wärmeströme sind fast ausschließlich in die Atmosphäre gerichtet.

In diesem Fall kann wohl davon ausgegangen werden, daß die Entstehung der beiden Systeme stark vom seitlichen Randantrieb beeinflusst ist, und die weitere Entwicklung einerseits durch die dynamischen Eigenschaften der advehierten Luftmasse und andererseits die Oberflächenrauigkeit der Unterlage sowie deren thermische Eigenschaften beeinflusst ist (LeDrew, 1988). In beiden Fällen führt die erhöhte Baroklinität aufgrund thermischer Kontraste zwischen den offenen Wasser- bzw. Landflächen und dem meereisbedeckten Ozean (mit teilweise großen horizontalen Gradienten wegen sehr kompakter Meereisdecken) ver-

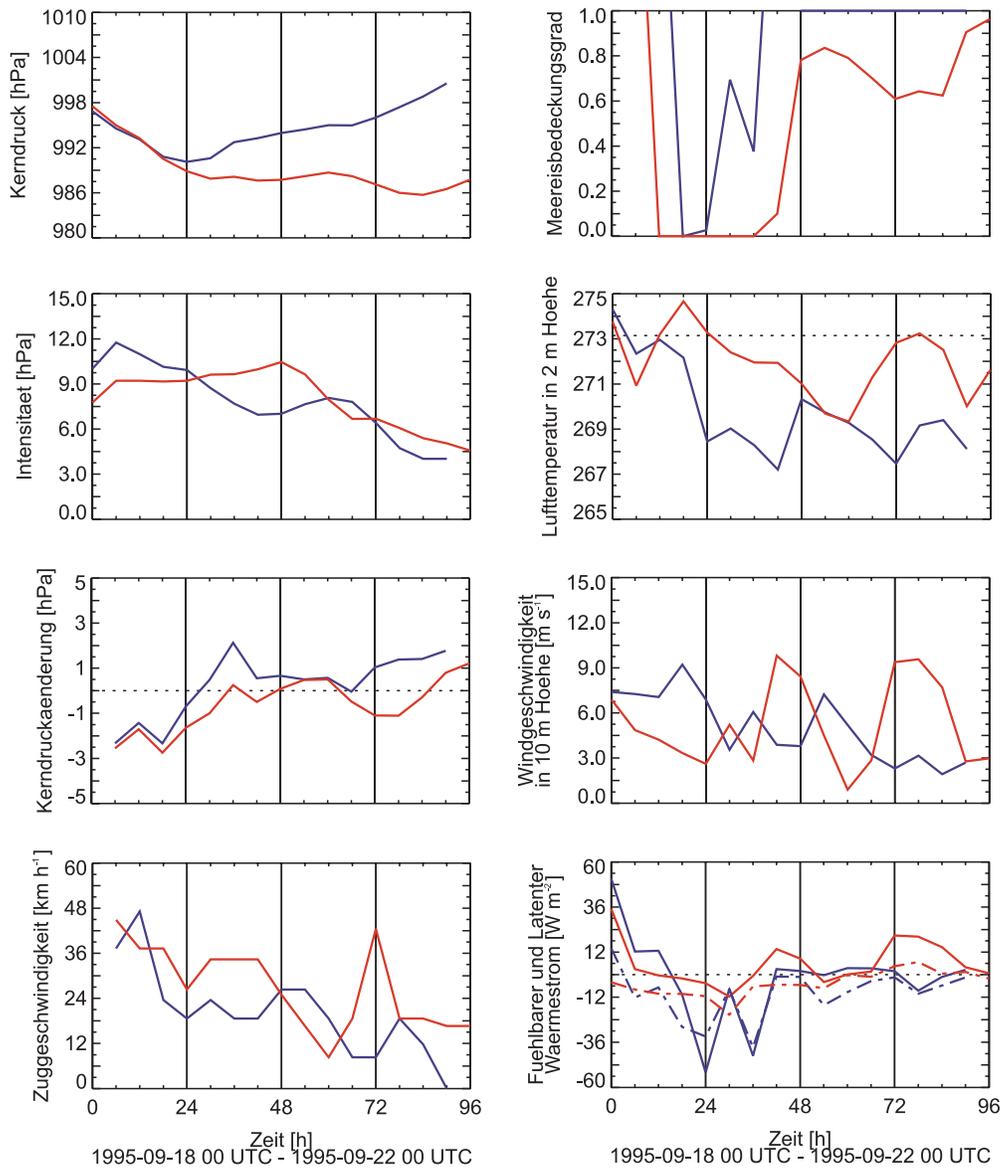


Abbildung 5.19: Lagrange'sche Betrachtung der Atmosphären- und Oberflächeneigenschaften im Zentrum einer Zyklone. Beispiel einer Zyklone im Bereich einer Eisrandzone in der Ostsibirischen See und der Laptewsee, Zeitspanne: 18. September 1995 00 UTC bis 22. September 1995 00 UTC. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 5.18.

mutlich zur Ausbildung einer Frontalzone an der sich sowohl die Zyklogenese als auch die Zyklonenzugbahnen orientieren (*Reed und Kunkel, 1960; Serreze et al., 2001*). Die offene Wasserfläche führt dann weiterhin zu einer Verlagerung der Zugbahnen. *Serreze et al. (2001)* untersuchen Fronten in diesem Bereich m.H. eines thermischen Frontparameters basierend auf NCEP / NCAR Re-Analysen und finden keine Trends hinsichtlich der Stärke der Frontalzonen.

5.3 Grenzschichtprozesse

Als wichtigste meteorologische Parameter in der planetarischen Grenzschicht im Hinblick auf die Veränderungen des unteren Randantriebs und hinsichtlich ihrer Relevanz für die Beeinflussung der Meereisbedeckung werden die Lufttemperatur in 2 m Höhe als integrative thermodynamische und die 10 m-Windgeschwindigkeit als wichtigste dynamische Variable untersucht. Im Unterschied zu Kapitel 5.1 werden zeitlich hochaufgelöste Daten, die über kleinen Raumausschnitten (Westliche Neusibirische Polynja und ein Testgebiet im zentralen arktischen Packeis, s. Abb. 4.16) abgefragt werden, verglichen. Damit werden kleinräumige Effekte bei sehr unterschiedlichen Meereisverhältnissen sichtbar.

5.3.1 Lufttemperaturen

Die bodennahen Lufttemperaturen in Abbildung 5.20 (obere Abb.) zeigen eine deutliche Abhängigkeit von den Meereisbedeckungsgraden. Im Bereich der Westlichen Neusibirischen Polynja werden die höchsten 2 m-Lufttemperaturen im Juni bzw. Juli erreicht. Nur für den Fall einer im Mittel vollständigen Eisfreiheit im August, kommt es – wie z.B. 1990 in den OBSopyc110-Simulationsergebnissen – zu einer zeitlichen Verschiebung des Maximums. Ansonsten liegen die Lufttemperaturen im August bereits unter dem Gefrierpunkt. Da in den ECMWF-Antrieben die mittleren Meereisbedeckungsgrade von 0.6 mit Ausnahme 1990 nicht unterschritten werden, wird der Gefrierpunkt nur selten überschritten. Der Mittelwert der Zeitreihen (7-terminig tiefpaßgefilterte 6-stündliche räumliche Mittel) beträgt $\bar{x} = 271.5 \text{ K} / \bar{x} = 273.2$ bei den ECMWFopyc000 / OBSopyc110-Ergebnissen. Das Mittel der absoluten Differenzen ist $|\bar{d}| = 1.7 \text{ K}$; nur in 3 % der Fälle (4428 Zeitschritte insgesamt) treten positive Differenzen auf, d.h. sind die ECMWFopyc000-Temperaturen größer als die OBSopyc110-Werte. Eine Differenzierung nach Monaten ergibt im Mittel über alle neun Simulationsjahre eine Zunahme der mittleren absoluten Differenzen von $|\bar{d}|_{\text{Mai}} = 1.2 \text{ K}$ zu $|\bar{d}|_{\text{Aug}} = 2.67 \text{ K}$.

Den Effekt einer „durchlässigen“ Meereisoberfläche verdeutlichen die Temperaturzeitreihen über der Testfläche im zentralen Arktischen Ozean in Abbildung 5.20 (untere Abb.). Trotz relativ geringer Unterschiede der mittleren Meereisbedeckungsgrade beträgt der zeitliche Mittelwert über die Monate Mai bis August der neun Simulationsjahre $\bar{x} = 270.9 \text{ K} / \bar{x} = 272.3 \text{ K}$ für die ECMWFopyc000 / OBSopyc110-Simulationsergebnisse. Wegen der Systematik der Unterschiede können advektive Vorgänge für die mittleren Unterschiede ausgeschlossen werden. Sie sind auf eine verringerte Albedo und damit verstärkte Absorption über den offenen Wasserflächen oder dem verstärkten fühlbaren Wärmestrom aus dem Ozean in die Atmosphäre zurückzuführen. Der negative Ausreißer beim Übergang von Mai nach Juni 1990 ist auf die Modellinitialisierung zurückzuführen. Die Schwankungen um den Gefrierpunkt in den OBSopyc110-Daten sind typisch für schmelzendes Meereis und stimmen qualitativ gut mit den SHEBA-Messungen überein (*Persson et al., 2002*).

Die Einbeziehung der übrigen Simulationsergebnisse (OBSopyc000, OBSopyc100) zeigt

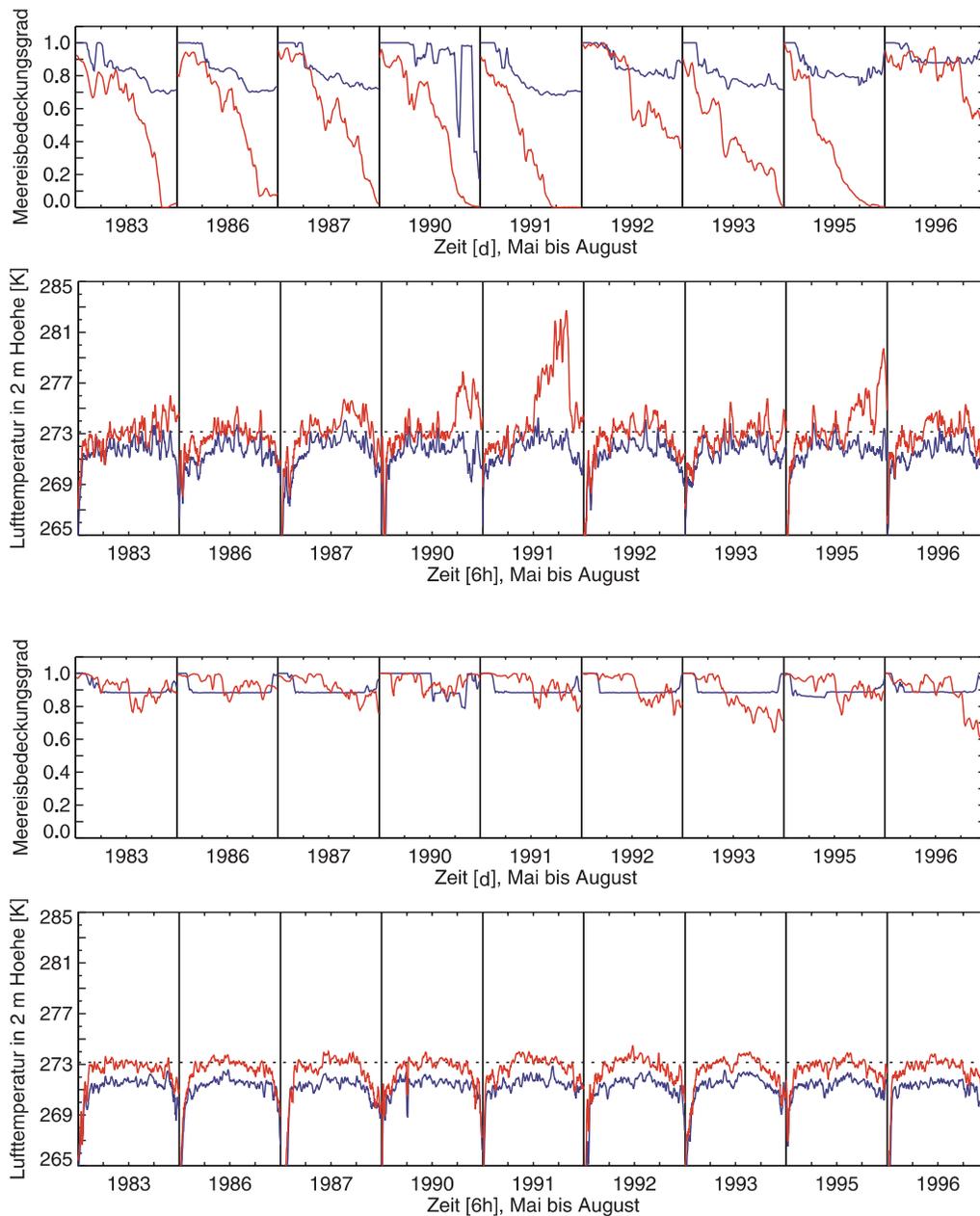


Abbildung 5.20: Zeitreihen der räumlichen Mittel der Lufttemperatur [K] in 2 m Höhe im Bereich der Westlichen Neusibirischen Polynja (obere Abbildungen) und dem Testgebiet über dem zentralen arktischen Packeis (untere Abbildungen) der ECWMFopyc000- (blau) und OSBopyc110- (rot) Simulationsrechnungen sowie die mittleren Meereisbedeckungsgrade der ECMWF- (blau) und OBS-Antriebsdaten (rot). Zeitspanne: neun Simulationsjahre, Mai bis August, die zeitliche Auflösung der Basisdaten beträgt sechs Stunden bzw. einen Tag. Die Lufttemperaturzeitreihen sind zur besseren Darstellbarkeit nach der räumlichen Mittelung 7-terminig, die Meereisbedeckungsgrade 3-tägig tiefpaßgefiltert (Gaußfilter).

ähnliche Ergebnisse, wie sie schon aus den vorangegangenen Kapiteln bekannt sind (Daten nicht gezeigt). Die OBSopyc000-Simulationen ähneln in ihrem Ergebnis sehr stark den ECMWFopyc000-Berechnungen. Dies gilt insbesondere für die Testfläche über der Packeisdecke, die bei der opyc000-Einstellung im Modellauf eine vollständige Meereisbe-

deckung aufweist ($\overline{|d|} = 0.8 \text{ K}$). Auch bei dem OBSopyc100 / OBSopyc110-Vergleich sind die Unterschiede zu vernachlässigen ($\overline{|d|} = 0.3 \text{ K}$). Im Bereich der Westlichen Neusibirischen Polynja verursacht die Änderung der Meereisausdehnung bei dem ECMWFopyc000 / OBSopyc000-Vergleich eine mittlere absolute Abweichung von $\overline{|d|} = 1.6 \text{ K}$, wohingegen bei Hinzunahme der Schneeeauflage (OBSopyc100 vs. OBSopyc110) nur sehr geringe Unterschiede ($\overline{|d|} = 0.3 \text{ K}$) auftreten.

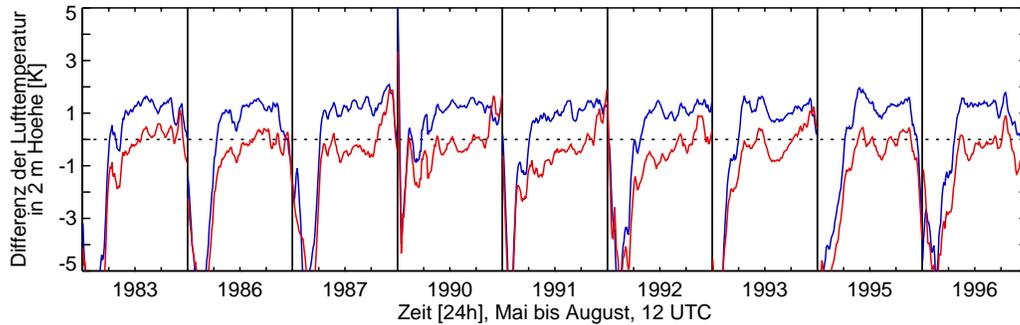


Abbildung 5.21: Vergleich von Simulationsergebnissen und Beobachtungsdaten. Differenzen der Zeitreihen der räumlichen Mittel der Lufttemperatur [K] in 2 m Höhe über dem Testgebiet über dem zentralen arktischen Packeis: POLES minus ECMWFopyc000 (blau) und POLES minus OBSopyc110 (rot). Zeitspanne: neun Simulationsjahre, Mai bis August, die zeitliche Auflösung der Basisdaten beträgt 24 Stunden, Lufttemperaturen um 12 UTC werden verglichen. Die Differenzzeitreihen sind zur besseren Darstellbarkeit nach der Differenzbildung 7-terminig tiefpaßgefiltert (Gaußfilter). Werte unter -5 K und über 5 K sind nicht dargestellt.

Aufgrund der in Kapitel 5.1.2 vermuteten Ungenauigkeiten der POLES-Daten über den Randmeeren durch die Interpolation der Meßwerte von Landstationen über Ozeanflächen, erfolgt eine Validierung nur über dem Testfeld in der zentralen Arktis. Wegen der Gleichartigkeit der ECMWFopyc000- und OBSopyc000- sowie der OBSopyc100- und OBSopyc110-Simulationsergebnisse, werden nur die beiden ECMWFopyc000- und OBSopyc110-Simulationen in Abbildung 5.21 verglichen. Die Übereinstimmung ist am besten mit dem OBSopyc110-Ergebnissen in den Monaten Juni und Juli, die Temperaturabnahme im August verursacht den Anstieg der Differenzen. Zu hohe Lufttemperaturen scheint HIRHAM4 in allen Simulationsjahren im Mai aufzuweisen, mit Differenzen von über 5 K zu den POLES-Beobachtungen bzw. den daraus interpolierten Feldern. Unter Berücksichtigung, daß die POLES-Daten einen positiven Temperaturfehler von etwa 0.5 K in den Sommermonaten wegen der Erwärmung der Bojengehäuse aufweisen (Kap. 2.1), liegen die HIRHAM4-Ergebnisse bei diesem Vergleich im Juni und Juli etwa in einem Wertebereich von $\pm 0.5 \text{ K}$ um die POLES-Daten.

Ein Vergleich der Lufttemperaturen in 2 m Höhe der vier HIRHAM4-Simulationsrechnungen mit Beobachtungsdaten von SYNOP-Stationen im Küstenbereich der Laptewsee soll zeigen, bei welchem Randantrieb und welcher opyc-Einstellung die beste Übereinstimmung erzielt wird. Wie bei dem Vergleich mit den RASO-Aufstiegsdaten in Kapitel 5.1 ist für die Stationsauswahl hauptsächlich die Küstenlage entscheidend. Aus dem SYNOP-Datensatz sind Beobachtungsdaten für neun Simulationsjahre beispielhaft ausgewählt: die Stationen am Kap Tscheljuskin (20292) und auf der Großen Begitschew-Insel (21504) an der Mündung des Chatanga-Ästuars in der südwestlichen Laptewsee sowie einer Station auf der Kotelnj-Insel (21432) in der östlichen Laptewsee. Der Vergleich erfolgt auf Basis von Tagesmitteln. Es wird davon ausgegangen, daß die meteorologischen Variablen auf

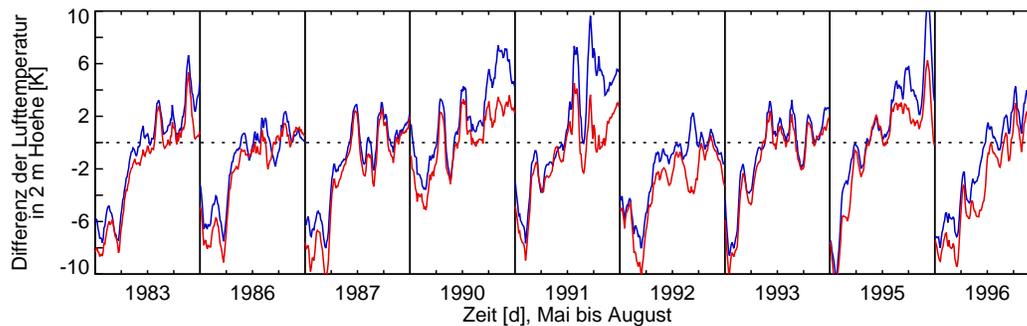


Abbildung 5.22: Vergleich der Differenzzeitreihen der Tagesmittel (00, 06, 12, 18 UTC) der Lufttemperatur in 2 m Höhe [K]. SYNOP minus ECWMFopyc000 (blau) und SYNOP minus OBSopyc110 (rot) an der SYNOP-Station 21432 (Kotelnj-Insel). Zeitspanne: neun Simulationsjahre, Mai bis August. Die Differenzzeitreihen sind zur besseren Darstellbarkeit nach der Differenzbildung 7-terminig tiefpaßgefiltert (Gaußfilter). Werte unter -10 K sind nicht dargestellt.

den Gitterpunkten nahe der Stationen eine Beeinflussung durch den geänderten unteren Randantrieb erfahren, und dies durch einen Datenvergleich abschätzbar wird. Aufgrund der relativ zum realen Küstenverlauf groben horizontalen räumlichen Modellaufösung, werden die jeweils vier nächstgelegenen HIRHAM4-Gitterpunkte zu einem Vergleichswert gemittelt. Damit kann der meteorologische Einfluß vermindert werden, den die unterschiedlichen Oberflächeneigenschaften (Landflächen, Ozeanflächen mit und ohne Meereisbedeckung) der HIRHAM4-Gitterpunkte auf die Lufttemperaturberechnung in der Grenzschicht ausüben. Nur der zur SYNOP-Station 21504 nächstgelegene HIRHAM4-Gitterpunkt befindet sich z.B. über einer Landfläche.

Die Ergebnisse des Vergleichs sind exemplarisch für die SYNOP-Station 21432 auf der Kotelnj-Insel in Abbildung 5.22 anhand der Differenzzeitreihen dargestellt. Diese Station liegt in unmittelbarer Nähe zu der Westlichen Neusibirischen Polynja. Die Ergebnisse der beiden SYNOP-Stationen 20292 und 21504 weisen ähnliche Ergebnisse auf (Daten nicht gezeigt). Es treten deutliche Abweichungen in beiden Simulationsergebnissen ECMWFopyc000 und OBSopyc110 über die gesamte Zeitspanne von bis zu 10 K auf. Die mittleren absoluten Differenzen über die neun Simulationsjahre betragen $|\bar{d}| = 3.1 \text{ K} / |\bar{d}| = 3.3 \text{ K}$ bei den ECMWFopyc000 / OBSopyc110-Simulationsrechnungen. Bei 1107 Vergleichszeitpunkten sind bei dem ECMWFopyc000 / SYNOP-Vergleich 47 % / 52 % der Differenzen positiv / negativ ($\bar{d} = -0.5 \text{ K}$) bei etwa 1 % Fehlwertanteil; bei dem OBSopyc110 / SYNOP-Vergleich sind 33 % / 66 % der Differenzen positiv / negativ ($\bar{d} = -1.8 \text{ K}$). Charakteristisch ist dabei die zeitliche Abhängigkeit. Den negativen Differenzen mit höheren Temperaturen in den HIRHAM4 Simulationen im Mai und Juni folgen im Mittel niedrigere Temperaturen als in den SYNOP-Daten im Juli und August.

Der Einfluß der offenen Wasserflächen in den mit dem OBS-Antrieb durchgeführten Simulationsrechnungen zeigt sich an den geringen Unterschieden der ECMWFopyc000- und OBSopyc000-Differenzzeitreihen (Daten nicht gezeigt). In positiven Anomaliejahren (z.B. 1986, 1987, 1996), wenn sich die Meereisausdehnung zwischen den ECMWF- und OBS-Antrieben nur geringfügig unterscheidet, kommt es wie schon bei früheren Auswertungen zu annähernd identischen Vergleichsergebnissen der ECMWFopyc000- und OBSopyc000-Simulationen (z.B. August 1996: $|\bar{d}|_{\text{ECMWFopyc000}} = 2.21 \text{ K}$, $|\bar{d}|_{\text{OBSopyc000}} = 2.21 \text{ K}$).

In Abbildung 5.22 wird die steuernde Wirkung der Meereisausdehnung bzw. Bedeckungsgrade an den geringen Unterschieden der Differenzzeitreihen im Mai / Juni-Mittel deutlich ($\overline{|d|}_{\text{ECMWFopyc000}} = 3.54 \text{ K}$, $\overline{|d|}_{\text{OBSopyc110}} = 4.52 \text{ K}$). Die besseren Ergebnisse des SYNOP / ECMWFopyc000-Vergleichs resultieren aus den erhöhten Lufttemperaturen in den OBSopyc110-Feldern wegen der offenen Wasserflächen in den Polynjen. Mit einer Zunahme der Unterschiede zwischen dem ECWMF- und OBS-Randantrieb im Juli und August während negativer Anomaliejahre (z.B. 1990, 1991, 1995) nehmen die Differenzen gemittelt über alle Simulationsjahre bei den OBSopyc110-Läufen ab, verglichen mit denen der ECMWFopyc000-Läufe ($\overline{|d|}_{\text{ECMWFopyc000}} = 2.66 \text{ K}$, $\overline{|d|}_{\text{OBSopyc110}} = 1.98 \text{ K}$). Dies bestätigt sich auch ansatzweise bei Betrachtung der Differenzzeitreihen für die Station 21504, bei einer Datenextraktion am nächstgelegenen Gitterpunkt zur Station auf einem Landgitterpunkt auf dem HIRAHAM4-Gitter (Daten nicht gezeigt).

Ein Vergleich der Ausgangszeitreihen weist auf mögliche Ursachen für die großen Differenzen hin (Daten nicht gezeigt). Die bodennahen Stationsmessungen sind stark abhängig von der lokalen Strahlungs- und Energiebilanz, die von den Oberflächeneigenschaften der Landoberfläche geprägt sind. Die Lufttemperaturzeitreihen weisen eine ausgeprägtere intrasaisonale Variabilität auf. Die HIRAHAM4-Ergebnisse aus der Umgebung der SYNOP-Stationen (Suchradius 60 km) sind am unteren Modellrand durch andere Oberflächeneigenschaften beeinflusst. Die Gitterpunkte über den Ozeanflächen mit geringen Temperaturamplituden aufgrund des ozeanischen Wärmestroms dämpfen z.B. die sommerlichen Maxima an den Landgitterpunkten.

Die angewandte Vergleichsmethodik erscheint in heterogenen Übergangsbereichen (Küstenlinie, variable Meereisbedeckung, ungleiche topographische Höhen) bei einer Modellgitterweite von 50 km für einen solchen Vergleich nicht geeignet. Andererseits existieren ansonsten – bis auf Messungen verschiedener Schiffsexpeditionen – keine verlässlichen in situ Temperaturmessungen über den Randmeeren. Trotz der insgesamt schlechten Übereinstimmung, scheint der OBS-Antrieb bei diesen detaillierten Vergleichen in einigen Fällen eine leichte Verbesserung der Modellergebnisse zu bewirken.

5.3.2 Bodennahes Windfeld

Eine veränderte bzw. erhöhte Windgeschwindigkeit über dem meereisbedeckten Ozean hat neben der erhöhten Schubspannung und damit verstärkten Meereisdrift bzw. größeren mechanischen Belastung der Meereisdecke auch Auswirkungen auf die Stabilität der thermischen Schichtung in der Grenzschicht und damit auf Austauschprozesse. Der turbulente Diffusionskoeffizient und damit der Strom fühlbarer und latenter Wärme wird verstärkt.

Die mittlere Windgeschwindigkeit im Gebiet der Westlichen Neusibirischen Polynja (obere Abbildung 5.23) ist relativ einheitlich für alle Simulationsrechnungen $\bar{x} = 5.7 \text{ m s}^{-1}$ bei einer Standardabweichung von $s = 1.8 \text{ m s}^{-1}$. Die durch den unteren Randantrieb modifizierte atmosphärische Zirkulation hat Auswirkungen auf die bodennahen Windgeschwindigkeiten, weshalb ein terminbasierter Vergleich automatisch Unterschiede aufweist. Ein Vergleich der mittleren absoluten Differenzen über den gesamten Zeitraum ergibt eine Veränderung der Windgeschwindigkeit mit der Nutzung von Meereisbedeckungsgraden anstelle von binären Meereismasken (opyc000 vs. opyc100). Dies ist in Übereinstimmung mit vorangegangenen Analysen. Die Unterschiede zwischen ECMWFopyc000 / OBSopyc000 und OBSopyc100 / OBSopyc110 betragen einheitlich $\overline{|d|} = 0.77 \text{ m s}^{-1}$, bei dem Vergleich OBSopyc000 / OBSopyc100 und ECMWFopyc000 / OBSopyc110 jedoch $\overline{|d|} = 1.0 \text{ m s}^{-1}$. Bei letztgenanntem Vergleich beträgt der Anteil (4428 Vergleichstermine insgesamt) po-

sitiver Differenzen 37.5% und derjenige negativer Differenzen 62.5%, d.h. die Windgeschwindigkeit in den OBSopyc110-Ergebnissen ist im Mittel höher als diejenige in den ECMWFopyc000-Ergebnissen. Ein ähnliches Verhältnis ergibt sich auch für den ECMWFopyc000 / OBSopyc000-Vergleich, bei den beiden übrigen Vergleichen sind die Vorzeichen der Differenzen gleichverteilt.

Aufgrund der großen Unterschiede der meereisbedeckten Fläche im Bereich der Lapteewsee (Abb. 4.24), im Monat August, kommt es zu systematischen Unterschieden, die sich aus einer verminderten Oberflächenrauigkeit (z.B. keine Preßeisrücken) und einem längeren Überströmweg („wind fetch“) über den offenen Wasserflächen ergeben (Daten nicht gezeigt). Im Mittel über die neun Simulationsjahre nimmt die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe von 5.37 m s^{-1} (ECMWFopyc000) auf 5.71 m s^{-1} (OBSopyc110) zu. In negativen Meereisanomaliejahren in der Lapteewsee geht mit der Verwendung des OBS-Antriebs eine Erhöhung des August-Monatsmittels der Windgeschwindigkeit einher, z.B. 1990 von 4.91 m s^{-1} (ECMWFopyc000) auf 5.50 m s^{-1} (OBSopyc000) oder 1983 von 4.88 m s^{-1} (ECMWFopyc000) über 5.56 m s^{-1} (OBSopyc000) auf 6.00 m s^{-1} (OBSopyc110); 1986 hingegen (positives Anomaliejahr) bleiben die mittleren Windgeschwindigkeiten ungefähr auf einem ähnlichen Wertenniveau mit 5.75 m s^{-1} (ECMWFopyc000), 5.72 m s^{-1} (OBSopyc000) und 5.61 m s^{-1} (OBSopyc110).

Im Testgebiet über dem zentralen arktischen Packeis (untere Abbildung 5.23) sind die mittleren Windgeschwindigkeiten mit $\bar{x} = 5.29 \text{ m s}^{-1}$ ($s = 1.8 \text{ m s}^{-1}$) in beiden Simulationsrechnungen (ECMWFopyc000, OBSopyc110) gleich. Die mittleren absoluten Differenzen liegen in derselben Größenordnung wie in der Lapteewsee. Die Wirkung einer geänderten

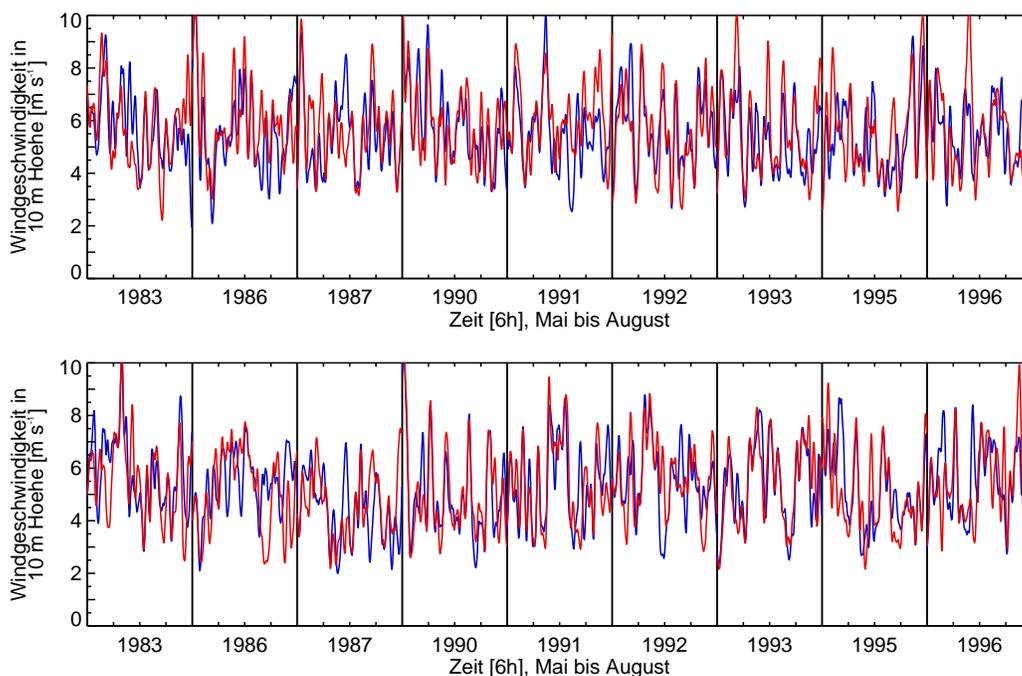


Abbildung 5.23: Zeitreihen der räumlichen Mittel der Windgeschwindigkeit [m s^{-1}] in 10 m Höhe. Die Zeitreihen sind zusätzlich zu dem 7-terminigen noch 15-terminig tiefpaßgefiltert. Oberer Plot: Westliche Neusibirische Polynja; unterer Plot: Testgebiet über dem zentralen arktischen Packeis. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 5.20.

Meereisbedeckung und Modelleinstellungen über dem Packeisgebiet fällt jedoch erwartungsgemäß schwächer aus. Lediglich in 54.8 % der Vergleiche weist der OBSopyc110-Lauf höhere Windgeschwindigkeiten auf als ECMWFopyc000. Damit stimmt auch überein, daß der oben beschriebene Effekt einer Windgeschwindigkeitszunahme im August in diesem Fall nicht auftritt.

Die Unterschiede zwischen den beiden Gebieten resultieren einerseits aus den unterschiedlichen Meereiseigenschaften bzw. Gesamtbedeckungsgraden und andererseits aus der unterschiedlichen Lage der Gebiete innerhalb der Arktis. Die Laptewsee liegt in einer sommerlichen Zyklonenzugbahn während das Packeis-Testgebiet in einem Zyklolyse-Bereich liegt.

In Ergänzung zu den Ausführungen in Kapitel 5.1.1 verdeutlicht Abbildung 5.24, daß der veränderte untere Randantrieb neben den Änderungen, die sich – wenn auch abgeschwächt – in gemittelten Feldern zeigen, noch stärkere Unterschiede auf der synoptischen Zeitskala hervorrufen kann. Aufgrund des zeitkritischen Zusammenwirkens der atmosphärischen Zirkulation und des jeweiligen, großräumigen Meereiszustandes können durch ein modifiziertes bodennahes Windfeld sehr verschiedene Prozeßabläufe initiiert und gesteuert werden (Kap. 6.3.2). Entscheidend für die Terminwahl in folgendem Beispiel sind große Unterschiede der meereisbedeckten Fläche in den dazugehörigen Antriebsdaten und eine Entwicklungszeit von 25 Tagen ab der Modellinitialisierung, d.h. dem Monatsanfang.

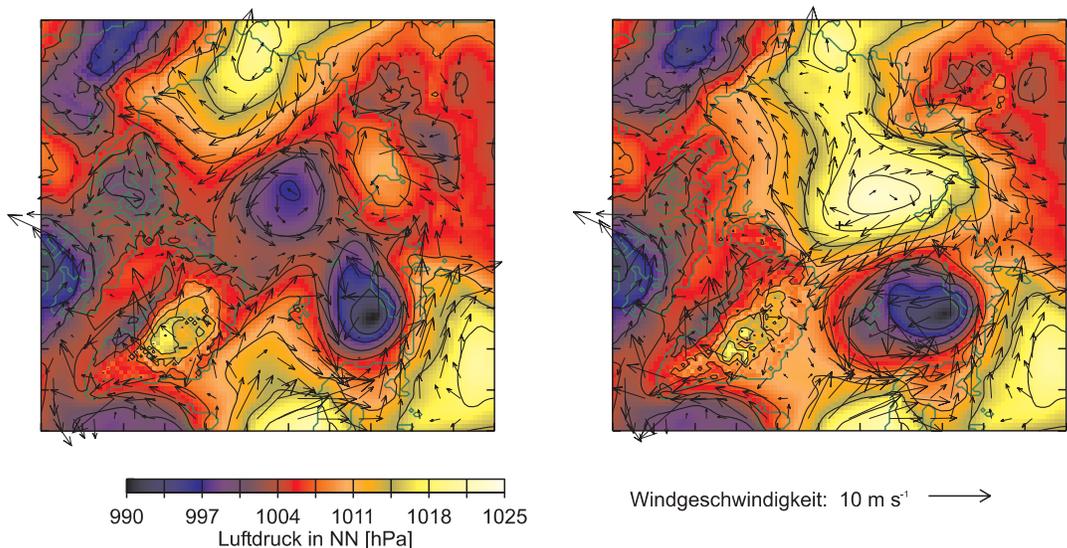


Abbildung 5.24: Beispiel für unterschiedliche Zirkulationszustände vom 25. Juli 1995 12 UTC in ECMWFopyc000- (links) und OBSopyc110- (rechts) Simulationsrechnungen, Luftdruck in NN [hPa] (Feld zum Termin) und Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe [m s^{-1}] (Mittel über das letzte 6-Stunden Ausleseintervall). Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

Die synoptische Situation im Zusammenhang mit den relevanten Drucksystemen stellt sich wie folgt dar. In beiden Simulationsrechnungen zieht ein isolierter Tiefdruckwirbel mit Zentrum über der nördlichen Karasee in Richtung Svalbard. In der OBSopyc110-Simulation konvergiert dieses etwas schwächere System mit der Zyklone, die sich von Süden aus Richtung Island nähert. Das im ECMWFopyc000-Lauf stärker ausgeprägte System aus der Karasee wandert hingegen in die zentrale Arktis ein, wo das südlichere von

Island kommende Tief nach etwa 10 Zeitschritten auf dieses aufläuft. Im OBSopyc110-Lauf bleibt das südliche System nach der Konvergenz hingegen ortsfest im Bereich der Eiskante und verlagert sich dann in Richtung Laptewsee. Die Abbildung 5.24 zeigt die Felder des Luftdrucks in NN und des Windfeldes am 25. Juli 1995 um 12 UTC, 24 Stunden nach der Konvergenz im OBSopyc110-Lauf.

Ein visueller Vergleich mit Bodenluftdruckfeldern des ERA40 Datensatzes des ECMWF ergibt trotz etwas unterschiedlicher Vorgeschichte vom 25. Juli 00 UTC bis zum 30. Juli 18 UTC eine qualitativ bessere Übereinstimmung mit den OBSopyc110 Feldern. Die Felder des Luftdrucks in NN stimmen in ihrer räumlichen Verteilung und Intensität weitgehend überein.

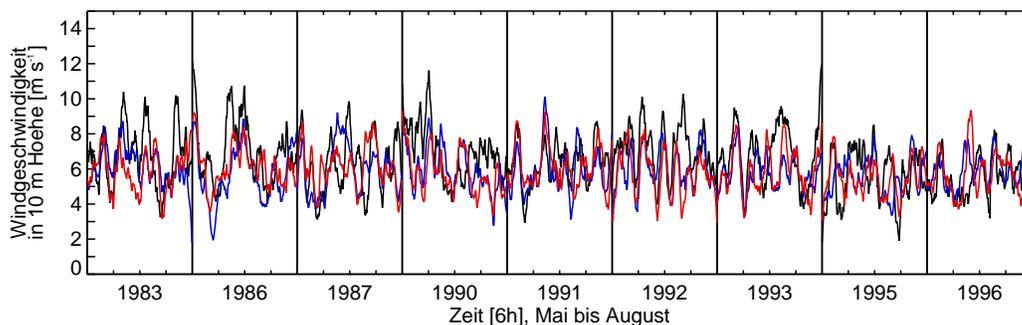


Abbildung 5.25: Vergleich der Zeitreihen der Windgeschwindigkeit [m s^{-1}] in 10 m Höhe der SYNOP-Station 21432 (Kotelnyj-Insel) (schwarz) mit ECMWFopyc000- (blau) und OBSopyc110- (rot) HIRHAM4-Ergebnissen am nächstgelegenen Modellgitterpunkt. Die Zeitreihen mit einer Auflösung von 6 Stunden sind zur besseren Darstellbarkeit 29-terminig (7-tägig) tiefpaßgefiltert (Gaußfilter).

Die Validierung der Windrichtungs- und Geschwindigkeitsdaten aus den HIRHAM4-Simulationsrechnungen erfolgt wie in Kapitel 5.3.1 durch den Vergleich mit Beobachtungsdaten von SYNOP-Stationen im Randbereich der Laptewsee. Ein Beispiel für einen solchen Vergleich enthält Abbildung 5.25. Die zeitliche Entwicklung und die Beträge der Windgeschwindigkeit kann HIRHAM4 nicht vollständig wiedergeben. Unabhängig von der Modellinitialisierung, d.h. auch zu Monatsbeginn, treten große Abweichungen auf. Generell werden die Stationsmessungen unterschätzt. Die mit einer verstärkten Zyklonenaktivität während des Frühlings 1990 (hier im Mai) assoziierten anomal hohen Windgeschwindigkeiten sind in den Stationsdaten enthalten (*Serreze et al.*, 1995).

Bei einer detaillierten Betrachtung zeigt sich, daß die allgemeine zeitliche Veränderung gut erfaßt wird. Die SYNOP-Stationsmessungen sind über die letzten 10 Minuten vor dem SYNOP-Termin gemittelt, die HIRHAM4-Ergebnisse stellen jedoch zeitliche Mittel über das jeweils letzte Ausleseintervall von 6 Stunden dar. Daraus erklären sich in vielen Fällen trotz synchronen Zeitreihenverlaufs die Differenzen. Die HIRHAM4-Windgeschwindigkeiten erreichen selten mehr als 10 m s^{-1} , wohingegen bei den SYNOP-Daten Werte von über 30 m s^{-1} ebenso wie Kalmen vorkommen. Aus diesem Grund ist eine deskriptive statistische Erfassung der Unterschiede nicht sinnvoll. Hinzu kommt, daß auch dieser Vergleich durch die oben beschriebenen prinzipiellen Probleme bei Punkt-zu-Fläche-Vergleichen erschwert wird.

Diese Probleme gelten auch für die Validierung der Windrichtungen – hier definiert als die Richtung, aus der der Wind kommt. Eine quantitative Erfassung der Unterschiede ist

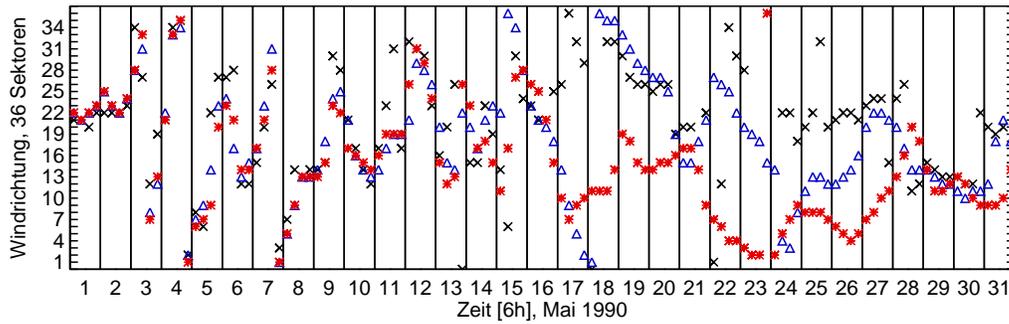


Abbildung 5.26: Vergleich der Zeitreihen der Windrichtung (Richtung, aus der der Wind kommt) der SYNOP-Station 21432 (Kotelnj-Insel) (schwarze Schrägkreuze) und ECWMFopyc000- (blaue Dreiecke) und OBSopyc110- (rote Sterne) HIRHAM4-Simulationsergebnisse am nächstgelegenen Modellgitterpunkt, Mai 1990. Die Zeitreihen haben eine Auflösung von 6 Stunden. Die Windrichtungen sind in 36 10° -Klassen eingeteilt. $5^\circ < \text{Klasse } 1 \leq 15^\circ$, usw. Die Mittelungsintervalle betragen für die SYNOP-Daten 10 Minuten und für die HIRHAM4-Daten 6 Stunden vor dem jeweiligen SYNOP-Termin.

daher auch in diesem Falle nur eingeschränkt möglich. Bei der Erfassung der Windrichtungen in den vorliegenden SYNOP-Daten wird eine 36-teilige Windrose verwendet (Klasse 36 markiert die Nord-, Klasse 18 die Südrichtung, bei einer 10° -Einteilung). Beispielhaft sind in Abbildung 5.26 die Windrichtungen zu den SYNOP-Terminen des Monats Mai 1990 der ECMWFopyc000- und OBSopyc110-Simulationsrechnungen mit den Beobachtungsdaten an der SYNOP-Station 21432 auf der Kotelnj-Insel verglichen. An eine Phase mit einer relativ guten Übereinstimmung bis Tag 13, schließt sich die Zeitspanne von Tag 14 bis 27 an, die durch große Abweichungen gekennzeichnet ist – auch zwischen den HIRHAM4-Simulationsergebnissen. Dies ist auf die Entwicklung unterschiedlicher Zirkulationszustände mit zunehmendem zeitlichen Abstand zum Initialisierungszeitpunkt zurückzuführen. In der ersten Monatshälfte kommen verstärkt südliche (Klasse 15 bis 21) Richtungen vor, das stimmt mit der Warmluftadvektion in Zusammenhang mit der verstärkten Zyklonenaktivität während des Frühlings 1990 überein (*Serreze et al.*, 1995). Trotz großer Abweichungen im zeitlichen Verlauf, die teilweise entgegengesetzte Anströmrichtungen und damit unterschiedliche Prozeßabläufe bedeuten, wiederholen sich in den übrigen Jahren, unabhängig vom Monatsanfang, d.h. dem Einfluß der Modellinitialisierung, immer wieder Phasen guter Übereinstimmung (Daten nicht gezeigt).

Die Histogramme der Windrichtungsverteilung der Beobachtungsdaten an den SYNOP-Stationen und die HIRHAM4-Simulationsergebnisse zeigen tendentiell ähnliche Besetzungen der Windrichtungsklassen (Abb. 5.27). Im untersuchten Gesamtzeitraum beträgt die Anzahl der Fehlwerte 283 / 593 an SYNOP-Station 21432 / 20292 bei 100 / 108 Terminen mit Windstille damit beträgt die Anzahl verwertbarer Vergleiche 91 % / 84 % pro Station. Das Histogramm für die SYNOP-Station am Kap Tscheljuskin weist eine bimodale Häufigkeitsverteilung auf. Demnach ist das lokale Windfeld am Rand der westlichen Lapteewsee hauptsächlich von West- bzw. Ostwind geprägt. Ein Grund hierfür könnte in einem Kanalisierungseffekt der lokalen Windverhältnisse im Bereich der Wilkizkijstraße sein, die aus der Lage zwischen dem Byrrangagebirge auf der Taimyr-Halbinsel und der Topographie der Bolschewik-Insel resultieren. Im Bereich der Station 21432 auf der Kotelnj-Insel scheint fast eine Gleichverteilung der Windrichtungen vorzuliegen, ein Indikator für die variablen sommerlichen Zirkulationsverhältnisse. Die mittleren absoluten Differenzen bei

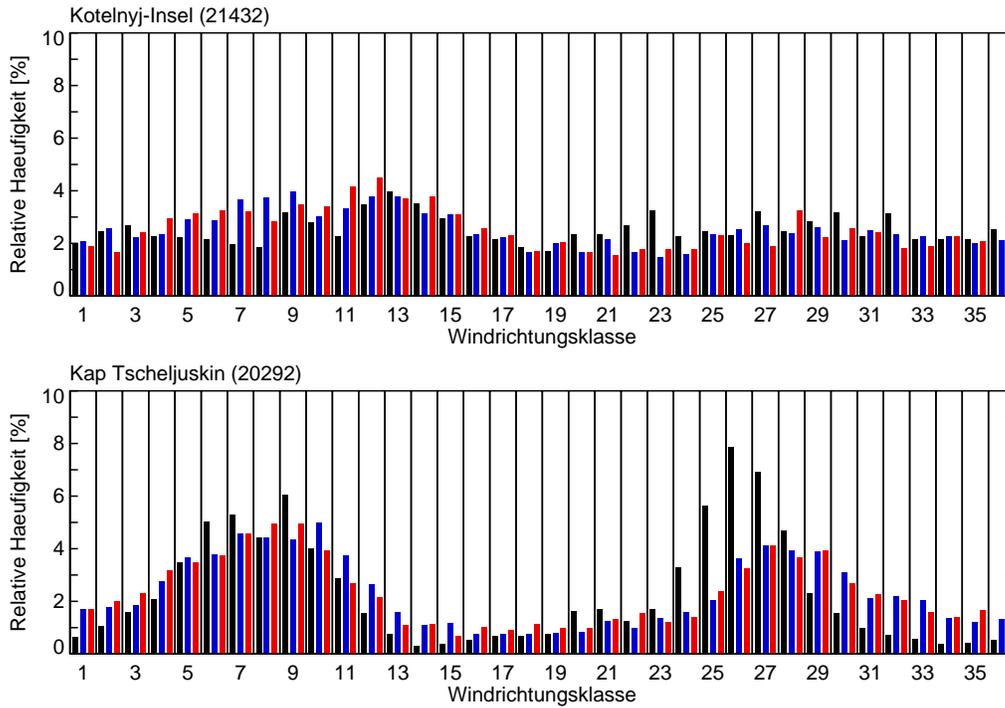


Abbildung 5.27: Histogramme der Windrichtungsverteilung der SYNOP-Stationen 21432 (Kotelnj-Insel) und 20292 (Kap Tscheljuskin) (schwarze Balken) mit ECMWFopyc000- (blaue Balken) und OBSopyc110- (rote Balken) HIRHAM4-Ergebnissen am nächstgelegenen Modellgitterpunkt. Neun Simulationsjahre, Mai bis August, Anzahl der Vergleichszeitpunkte: 4428. Die Windrichtungen sind in 36 10° -Klassen eingeteilt. $5^\circ < \text{Kasse } 1 \leq 15^\circ$, usw. Kalmen sind unberücksichtigt.

einem SYNOP / ECMWFopyc000- und einem SYNOP / OBSopyc110-Vergleich betragen 0.49 % und 0.61 % an der Station 21432 sowie 1.03 % und 1.02 % an der Station 20292.

5.3.3 Strahlungs- und Wärmeströme

Die kurz- und langwelligen Strahlungsbilanzen der Erdoberfläche sind wichtige Steuergrößen für die Wärmeströme und damit die Prozesse in der atmosphärischen Grenzschicht. Im HIRHAM4 hat die Verwendung von Meereisbedeckungsgraden und einer Schneeaufgabe bei Nutzung der opyc-Funktionalitäten neben Auswirkungen auf die Berechnung der Oberflächentemperaturen auch einen Einfluß auf die Rauigkeitslänge, die turbulente Diffusion und die Oberflächenalbedo. Da sowohl die Meereisdicke als auch die Schneedeckenmächtigkeit und die Meereisbedeckungsgrade fest vorgegeben sind, können positive und negative Rückkopplungsmechanismen aus Meereiseigenschaften (Albedo und Oberflächentemperatur), wie sie in *Curry et al. (1995)* beschrieben sind, nicht einsetzen.

Neben den Oberflächeneigenschaften Albedo und Temperatur beeinflusst insbesondere die Bewölkung, durch Reflexion an der Wolkenoberseite und Absorption der kurzwelligen Strahlungsströme und durch eine Verstärkung der atmosphärischen langwelligen Gegenstrahlung, die kurz- und langwelligen Strahlungsbilanzen an der Erdoberfläche (Abb. 5.28). Die Maxima der kurzwelligen Strahlungsbilanz werden in den Monaten Juni und Juli erreicht, während des Polartags mit maximalem Sonnenzenitwinkel und einer maximalen

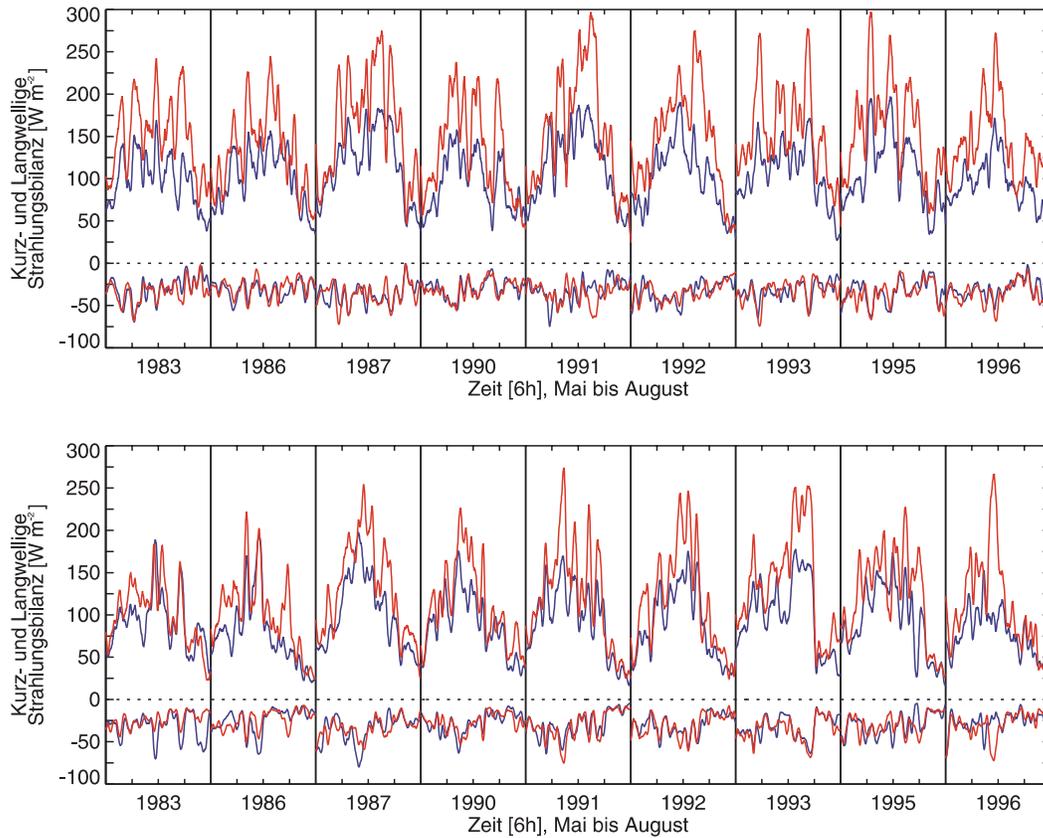


Abbildung 5.28: Zeitreihen des räumlichen Mittels der kurz- (Zeitreihen im positiven Wertespektrum) und langwelligen (Zeitreihen im negativen Wertespektrum) Strahlungsbilanzen [W m^{-2}] an der Erdoberfläche. Die Zeitreihen sind zusätzlich zu dem 7-terminigen Tiefpaßfilter noch 15-terminig tiefpaßgefiltert. Oberer Plot: Westliche Neusibirische Polynja; unterer Plot: Testgebiet über dem zentralen arktischen Packeis. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 5.20.

astronomischen Sonnenscheindauer (24 Stunden). Über beiden Abfragemasken (Westliche Neusibirische Polynja und zentrales Packeis) ist die Bilanz bei Verwendung des OBS-Antriebs aufgrund der offenen Wasserflächen mit niedrigerer Albedo und verstärkter Absorption erwartungsgemäß größer.

Basierend auf Daten mit einer 6-stündlichen Auflösung ergibt sich für die Polynja-Maske eine mittlere Gesamt-Strahlungsbilanz über die neun Simulationsjahre von $Q^* = 136 \text{ W m}^{-2}$ bzw. $Q^* = 182 \text{ W m}^{-2}$ für die ECMWFopyc000 / OBSopyc110-Simulationsergebnisse (mittlere Albedo: $\bar{\alpha} = 0.50$ bzw. $\bar{\alpha} = 0.23$). Über der Packeis-Maske werden $Q^* = 119 \text{ W m}^{-2}$ bzw. $Q^* = 146 \text{ W m}^{-2}$ erreicht ($\bar{\alpha} = 0.52$ bzw. $\bar{\alpha} = 0.33$). Neben der nördlicheren geographischen Lage und dem damit verbundenen ungünstigeren Strahlungsklima, ist hauptsächlich die geringere offene Wasserfläche für den niedrigeren Gesamtenergieeintrag verantwortlich. Die Ergebnisse zwischen den ECMWFopyc000- und OBSopyc000-Läufen über dem Packeisgebiet sind annähernd identisch, ebenso wie diejenigen der OBSopyc100- und OBSopyc110-Simulationsrechnungen (Daten nicht gezeigt). Über dem Polynja-Gebiet hingegen, mit großen Unterschieden zwischen der Meereisausdehnung in den OBS- und ECMWF-Antrieben, besteht bereits ein Unterschied in der mittleren Strahlungsbilanz von 26 W m^{-2}

zwischen den ECMWFopyc000- und den OBSopyc110-Ergebnissen.

Die Beobachtungen des SHEBA Projekts liefern über mehrjährigem Packeis ein Monatsmittel der Gesamt-Strahlungsbilanz von 80 W m^{-2} für Juli 1998 bei einer mittleren Albedo von $\bar{\alpha} = 0.55$ (Perovich *et al.*, 2002; Persson *et al.*, 2002). Dies gilt allerdings für eine Punktmessung und ist daher nur bedingt mit den über den hier gewählten Raumausschnitt gemittelten Daten vergleichbar.

Die simulierten Werte der kurzwelligen Strahlungsbilanz liegen in realistischen Bereichen für Schnee- und Eisoberflächen (Oke, 1987). Den langjährig (neun Simulationsjahre) gemittelten Monatsmitteln der OBSopyc100- und OBSopyc110-Läufe von etwa 180 W m^{-2} im Juni und Juli stehen die ECMWFopyc000-Ergebnisse mit im Mittel etwa 127 W m^{-2} im selben Zeitraum im Bereich der Polynja-Maske gegenüber. Die Wirkung der Meereisbedeckungsgrade macht sich bei einem Vergleich mit den Daten der Packeis-Maske wiederum genauso bemerkbar, wie bei der Gesamt-Strahlungsbilanz.

Mit einem erhöhten Strahlungsenergieeintrag steigt die Oberflächentemperatur, so daß die langwellige Strahlungsbilanz (jeweils untere Kurven in Abb. 5.28) auf einem niedrigeren Wertenniveau fast entgegengesetzt zu der kurzwelligen Strahlungsbilanz verlaufen. Die zeitliche Entwicklung während eines Sommers innerhalb einer Wertespanne von etwa -10 W m^{-2} bis -75 W m^{-2} erklärt sich aus den niedrigen Oberflächentemperaturen z.B. im Mai, denen jedoch auch relativ geringe Atmosphärentemperaturen und damit geringere Werte der langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung entsprechen. Dem größeren Energieverlust während der Monate Juni und Juli mit erhöhten Oberflächentemperaturen wirkt eine verstärkte atmosphärische langwellige Gegenstrahlung entgegen, wobei neben einem veränderten Temperaturprofil auch die stratiforme Bewölkung den Strahlungsstrom modifiziert. Die mittlere langwellige Strahlungsbilanz beträgt etwa -34 W m^{-2} für die Polynja-Maske und -29 W m^{-2} im Bereich der Packeis-Maske.

Wegen der niedrigen Oberflächentemperaturen sind die fühlbaren Wärmeströme in der Mehrzahl der Fälle von der Atmosphäre zur Eis- bzw. Meeresoberfläche gerichtet (Abb. 5.29). Aufgrund der geringen Gradienten sind die absoluten Beträge relativ gering. Insbesondere Anfang Mai und Ende August, wenn die kurzwelligen Strahlungsströme geringe Energieflußdichten aufweisen bzw. große offene Wasserflächen vorhanden sind, kehrt sich das Vorzeichen um und es kommt zu einem fühlbaren Wärmestrom in die Atmosphäre. Die Mittelwerte der ECMWFopyc000 / OBSopyc110-Simulationsrechnungen über die gesamte Zeitreihe betragen $Q_H = 8.0 \text{ W m}^{-2}$ / $Q_H = 6.0 \text{ W m}^{-2}$, bei einer mittleren absoluten Differenz von $|\bar{d}| = 7.1 \text{ W m}^{-2}$ im Bereich der Westlichen Neusibirischen Polynja. Über dem zentralen arktischen Packeis treten Mittelwerte von $Q_H = 2.8 \text{ W m}^{-2}$ / $Q_H = 1.4 \text{ W m}^{-2}$ für die ECMWFopyc000 / OBSopyc110-Simulationsrechnungen auf ($|\bar{d}| = 4.3 \text{ W m}^{-2}$). Mit zunehmender offener Wasserfläche (opyc100 und opyc110) verringert sich der Temperaturgradient zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche und damit auch der fühlbare Wärmestrom. Die allgemein höheren Lufttemperaturen in 2 m Höhe in den Simulationsrechnungen mit dem OBS-Antrieb und den opyc100- bzw. opyc110-Optionen führen bei gleichzeitig erhöhter Oberflächentemperatur nicht zu einer Verstärkung der Wärmeströme.

Die latenten Wärmeströme in Abbildung 5.30 sind von der Oberfläche in die Atmosphäre gerichtet, d.h. es kommt zu einem divergenten Massenfluß (Evaporation). Aufgrund der größeren verdunstenden Fläche, weisen die OBSopyc110-Simulationsrechnungen auch größere Verdunstungsraten auf (Daten nicht gezeigt). Der Monat August 1990 ist ein sehr gutes Beispiel für einen solchen Fall. Wie an Abbildung 4.24 zu sehen, unterscheiden sich die mittleren Meereisbedeckungsgrade in der Laptewsee in diesem Monat um etwa 0.5, die annähernd geschlossene Meereisdecke unterbindet die Evaporation. Dieser Effekt ist

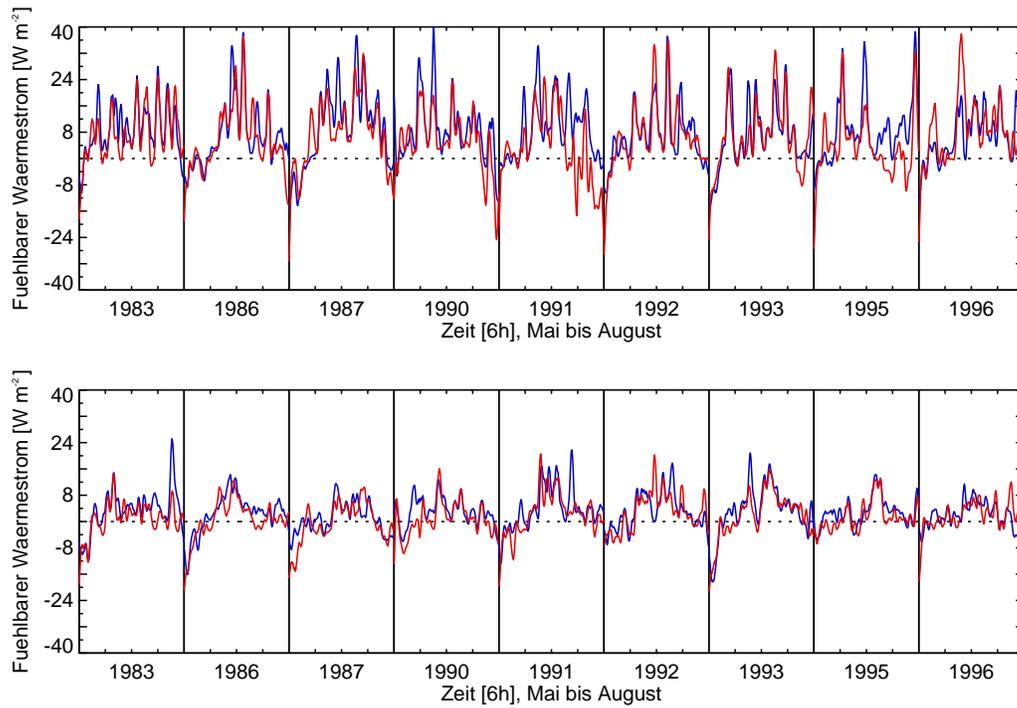


Abbildung 5.29: Zeitreihen des räumlichen Mittels des fühlbaren Wärmestroms [W m^{-2}] an der Erdoberfläche. Ein negatives Vorzeichen bedeutet einen von der Fläche in die Atmosphäre gerichteten Temperaturgradienten. Die Zeitreihen sind zusätzlich zu dem 7-terminigen noch 15-terminig tiefpaßgefiltert. Oberer Plot: Westliche Neusibirische Polynja; unterer Plot: Testgebiet über dem zentralen arktischen Packeis. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 5.20.

auch deshalb so effizient, da Schneeschmelze und Schmelztümpelbildung im HIRHAM4 nicht berücksichtigt werden. Die Folge ist ein mittlerer latenter Wärmestrom von $Q_L = -4.7 \text{ W m}^{-2}$ / $Q_L = -5.9 \text{ W m}^{-2}$ in den ECMWFopyc000-Simulationsrechnungen über der Polynja- / Packeis-Maske bzw. $Q_L = -8.1 \text{ W m}^{-2}$ / $Q_L = -9.1 \text{ W m}^{-2}$ in den OBSopyc110-Ergebnissen. Die mittlere absolute Abweichung beträgt $|\overline{d}| = 4.5 \text{ W m}^{-2}$ / $|\overline{d}| = 3.7 \text{ W m}^{-2}$ über der Polynja- / Packeis-Maske. Eine geringe spezifische Feuchte ist im Monat Mai die Ursache für den Dampfdruckgradienten, der zu latenten Wärmeströmen von unter -20 W m^{-2} führt.

Ein qualitativer Vergleich mit den Meßergebnissen des SHEBA-Projekts zeigt relativ gute Übereinstimmungen bzgl. der Größenordnungen der erfaßten Phänomene. Die große interannuale Variabilität in den SHEBA-Daten, die sich in ähnlicher Form auch in den HIRHAM4-Ergebnissen zeigt, wird von *Persson et al.* (2002) auf synoptische Ereignisse mit einer erhöhten Windgeschwindigkeit und damit einem erhöhten turbulentem Diffusionskoeffizienten zurückgeführt. Der zur Oberfläche gerichtete fühlbare Wärmestrom ist in den SHEBA-Messungen primär auf die stabile Schichtung, d.h. inverse Temperaturschichtung, zurückzuführen.

Die hier gezeigten Energie- und Stoffflüsse sind insgesamt sehr gering, verglichen mit winterlichen Prozessen. Beobachtungen an einer Polynja südöstlich von Bennett-Inland (nördlich der Neusibirischen Inseln) vom 23. November 1993 (Daten nicht gezeigt) lassen z.B. fühlbare Wärmeströme von bis zu 500 W m^{-2} vermuten. Die geringen horizontalen

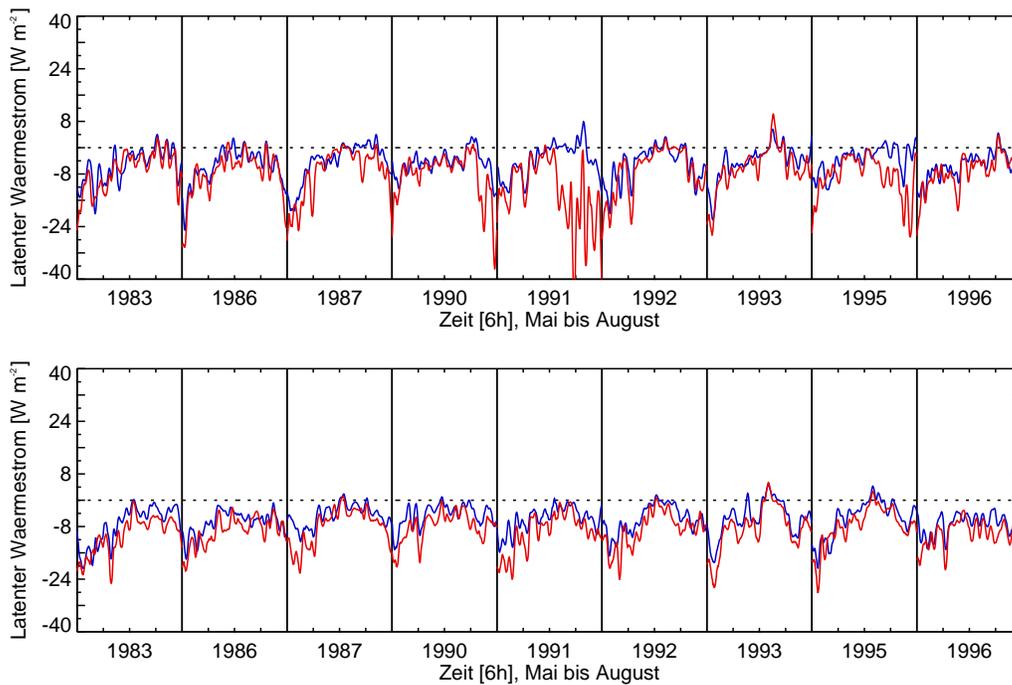


Abbildung 5.30: Zeitreihen des räumlichen Mittels des latenten Wärmestroms [W m^{-2}] an der Erdoberfläche. Ein negatives Vorzeichen bedeutet einen von der Fläche in die Atmosphäre gerichteten Gradienten. Die Zeitreihen sind zusätzlich zu dem 7-terminigen noch 15-terminig tiefpaßgefiltert. Oberer Plot: Westliche Neusibirische Polynja; unterer Plot: Testgebiet über dem zentralen arktischen Packeis. Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 5.20.

und vertikalen Lufttemperaturgradienten zwischen offenen Wasserflächen und den angrenzenden Bereichen wird vor allem als Grund angesehen, weshalb z.B. in Kapitel 5.2.5 keine stärkere Wirkung der offenen Wasserflächen auf die Zyklonenaktivität zu erfassen ist.

5.4 Zusammenfassung

Bei Vergleichen arktisweiter Luftdruckfelder (Kap. 5.1.1) stellen sich signifikant unterschiedliche Zirkulationsstrukturen ein, die aufgrund einer gewissen Einschwingzeit wegen der Modellinitialisierung nur bei zeitlich hochaufgelöster Betrachtung in den letzten beiden Monatsdritteln deutlich werden. Die Größenordnung dieser Unterschiede ist jedoch nicht proportional zu den Veränderungen des unteren Randantriebs, d.h. geringe Veränderungen in der Meereisausdehnung können bereits Veränderungen der Druckfelder bis in die mittlere Troposphäre hervorrufen. Ein exemplarischer Vergleich mit ECMWF-Re-Analysen ergibt eine Verbesserung der Reproduktion der mittleren atmosphärischen Zirkulation bei Nutzung des OBS-Antriebs. Die Vergleiche der Simulationsergebnisse mit RASO-Beobachtungsdaten liefern hingegen keine eindeutigen Ergebnisse. Die niederfrequente Variabilität der RASO-Messungen kann annähernd reproduziert werden. Die Lufttemperaturen in 2 m Höhe (Kap. 5.1.2) werden – auch im Vergleich zu Beobachtungsdaten – bei Verwendung der OBS-Daten realistischer wiedergegeben, sowohl über Packeisflächen als auch vor allem in den Randmeerbereichen mit kleinräumigen Meereisstrukturen. Lediglich im Monat Mai sind die HIRHAM4-Lufttemperaturen tendentiell zu hoch.

Die Zyklonenaktivität wird durch den alternativen unteren Randantrieb ebenfalls verändert (Kap. 5.2). Die Auswirkungen auf die mittleren Zykloneneigenschaften Kerndruck, Intensität und Zuggeschwindigkeit sind gering. Die Zyklonenanzahl nimmt tendentiell in den OBSopyc110-Läufen gegenüber den ECMWFopyc000-Simulationen eher ab bei einer realistischen Erfassung der räumlichen Verteilung der Aktivität. Gekoppelt an die Verlagerungen der Druckfelder verlagern sich auch die Zyklonenzugbahnen. Es scheinen jedoch keine eindeutigen systematischen Zusammenhänge zwischen den offenen Wasserflächen bzw. den OPYC-Optionen und der Umstrukturierung der Verteilung zu geben. Sowohl eine Abschwächung als auch eine Verstärkung der Frontalzonen im Bereich der sibirischen Arktis durch die offenen Wasserflächen im OBS-Antrieb erscheint denkbar. Kleinräumige Strukturen nehmen auf die Zyklonenaktivität wegen der geringen sommerlichen Gradienten und der teilweise hohen Zuggeschwindigkeiten offenbar wenig Einfluß.

Die zeitlich hochaufgelösten Vergleiche und Validierungsansätze im Bereich der Grenzschicht (Kap. 5.3) ergänzen speziell die Erkenntnisse aus Kapitel 5.1. Die bodennahe Lufttemperaturverteilung kann bei Nutzung des OBS-Antriebs in Kombination mit der opyc100- oder opyc110-Option realistischer reproduziert werden. In Abhängigkeit offener Wasserflächen können bei Verwendung der OBS-Antriebe und der opyc100-Einstellungen systematisch höhere Windgeschwindigkeiten registriert werden. Das Wettergeschehen wird in einem Beispiel in einem OBSopyc110-Ergebnis realistischer erfaßt. Die Schneeaufgabe auf Meereis hat nur sehr geringe Auswirkungen auf die Strahlungs- und Energiebilanzen. Diese liegen in realistischen Wertebereichen. Die Wärmeströme sind – verglichen mit winterlichen Verhältnissen – jedoch relativ gering.

Die Validierungsexperimente mit den SYNOP-Stationen ergeben, trotz teilweise erheblicher Abweichungen, eine prinzipielle Übereinstimmung bei der Größenordnung der betrachteten Prozesse. Die zeitliche Variabilität kann reproduziert werden. Anhand der Validierung zeigen sich aber auch die begrenzten Möglichkeiten eines Vergleichs von Modell mit Beobachtungsdaten, speziell in diesem Fall bei stark variablen Oberflächeneigenschaften.

In Übereinstimmung mit *Rinke et al.* (2003) kann gefolgert werden, daß die Meereisverteilung (Ausdehnung und meereisbedeckte Fläche) gemeinsam mit den OPYC-Einstellungen nachweislich einen klaren Einfluß auf die regionale atmosphärische Zirkulation, wie sie in HIRHAM4 simuliert wird, ausübt. HIRHAM4 ist in der Lage, die sommerliche atmosphärische Zirkulation realitätsnah zu reproduzieren. Trotz bestehender Defizite, wie die scheinbar relativ geringe Sensitivität gegenüber kleinräumigen Strukturen (einzelne Polynen) oder die relativ großen Abweichungen bei den Vergleichen mit den SYNOP-Stationen, werden die Simulationsergebnisse auf Basis des geänderten unteren Randantriebs als realitätsnäher eingestuft als diejenigen mit bestehendem ECMWF-Antrieb. Sie werden daher in Kapitel 6 zur Herleitung von Atmosphäre-Meereis-Zusammenhängen eingesetzt.

Es zeigt sich, daß bei allen Änderungen des unteren Randantriebs und seiner funktionalen Nutzung im HIRHAM4 Unterschiede in den Simulationsergebnissen auftreten. Die wichtigste Veränderung ist die Nutzung von Meereisbedeckungsgraden (OBSopyc100, OBSopyc110) anstelle von binären Meereismasken (ECMWFopyc000, OBSopyc000). Eine weitere Verbesserung der Modellergebnisse kann wahrscheinlich durch Restart-Läufe ohne monatliche Modellinitialisierung zusammen mit der opyc111-Einstellungsvariante und einer aus Beobachtungsdaten initialisierten Meereisoberflächentemperatur sowie einer geometrischen Auflösung von 25 km×25 km erreicht werden. Die heterogenen Oberflächeneigenschaften während des Sommers stellen – verglichen mit Simulationsrechnungen der Wintermonate – u.a. wegen der geringen Gradienten, schwierige Randbedingungen dar.

6 Atmosphäre-Meereis-Zusammenhänge während ausgewählter Sommer

Nachdem in den vorangegangenen Kapiteln der allgemeine Einfluß des unteren Randantriebs (auf die Atmosphäre) untersucht wurde, soll in diesem Kapitel der Wissensstand aus Kapitel 1.1 zu einer ursächlichen Erklärung der beobachteten Meereiseigenschaften bzw. Anomalien in der Laptewsee während des Sommers erweitert werden (d.h. Einfluß der Atmosphäre auf die Meereisverteilung). Die Datengrundlage sind die OBSopyc110-Simulationsergebnisse für neun Sommer sowie aus Gründen der Vergleichbarkeit und Kombinierbarkeit auf das HIRHAM4-Gitter projizierte SMMR und SSM/I Meereisbedeckungsgrade und Meereisdriftdaten von 1979 bis 2002 (Kap. 2.1).

Da bei den verwendeten OBSopyc110-Simulationsergebnissen der untere Randantrieb täglich aus Beobachtungsdaten vorgegeben wird und nachweislich (Kap. 5) eine Veränderung der atmosphärischen Zirkulation, der Zyklonenaktivität und der simulierten Grenzschichtprozesse bewirkt, kann davon ausgegangen werden, daß die Simulationsergebnisse prinzipiell den atmosphärischen Feldern entsprechen, welche die Meereisverhältnisse (Drift, Schmelzen, Gefrieren) ursächlich mitbeeinflusst haben. Die Meereisdriftdaten, die konsistent sind mit den Meereisbedeckungsgraden, ermöglichen in diesem Zusammenhang die Ableitung einer Transportbilanz, d.h. einer Abschätzung der Wirksamkeit der windgetriebenen Meereisdrift als dynamischer Systemkomponente. Eine Untersuchung von Atmosphäre-Meereis-Wechselwirkungen scheint so im Ansatz möglich zu sein. Es soll versucht werden Dynamik und Thermodynamik zu trennen (Anteil Schmelzen und Verdriften an den Meereisanomalien). Da jedoch keine physikalische Kopplung zwischen dem Atmosphärenmodell und dem Meereis vorliegt, bleibt der hergeleitete Zusammenhang rein statistisch – anders als bei gekoppelten Modellsystemen.

Die Schwerpunkte dieses Kapitels sind Untersuchungen zu dem mesoskaligen Wettergeschehen während neun Sommern mit positiven und negativen Meereisanomalien in der Laptewsee. Es wird dabei davon ausgegangen, daß die synoptischen Prozesse im Frühling und Sommer von Mai bis August entscheidend für die meist im September maximal ausgeprägten anomalen Meereisausdehnungen sind. Sie sind dem großräumigen Prozessregime überlagert bzw. von diesem mitbeeinflusst. Die Präkonditionierung der Meereisdecke im Winter und Frühling nimmt ebenfalls auf die nachfolgende Entwicklung Einfluß. Mit den bisherigen Ansätzen ist noch keine widerspruchsfreie Erklärung der stark variablen Systemzustände möglich (*Bareiss und Görger*, eingereicht).

Die zeitliche Entwicklung der sommerlichen Meereisanomalien in Zusammenhang mit atmosphärischen Einflußfaktoren ist Gegenstand von Kapitel 6.1. Es soll dazu dienen die atmosphärischen Ursachen der Anomalieentstehung zu erfassen und den Einfluß bzw. die Wirksamkeit dynamischer und thermodynamischer Prozesse abzuschätzen. In Kapitel 6.2 werden zunächst die mittleren Zustände und die zeitliche Variabilität der Meereisdriftdaten und Massenflüsse als wichtiger Datengrundlage vorgestellt. Da die Laptewsee insbesondere von den IABP-Driftbojen nur am nördlichen Rand im Bereich der Transpolardrift erfaßt wird, liegen hierzu bislang nur wenige beobachtungsgestützte Datensätze vor, die teilweise nur sehr kurze Zeitspannen erfassen (z.B. *Alexandrov et al.* (2000)). Den Einfluß, den die Meereisdrift auf die Präkonditionierung der winterlichen Meereisdecke hat

und der Zusammenhang mit großräumigen Zirkulationszuständen (vor allem die AO), repräsentiert durch ihre Indizes, soll ebenfalls kurz untersucht werden. In Kapitel 6.3 wird erörtert, welche Ursachen die steuernden Atmosphäreigenschaften und die daran gekoppelten Wirkungsgefüge (darunter auch die Zyklonenaktivität) haben, die entscheidend für die in Kapitel 6.1 dargestellten Atmosphärenzustände sind. Der Einfluß der variablen Polynjaeigenschaften ist schließlich Gegenstand von Kapitel 6.4.

6.1 Entwicklung der sommerlichen Meereisbedeckung

Durch eine Zusammenschau von dynamischen und thermodynamischen kryosphärischen und atmosphärischen Größen soll in diesem Kapitel versucht werden, die anteiligen Ursachen festzustellen, die in den neun Simulations- bzw. Anomaliejahren in der Lapteewsee zu den beobachteten Meereisverteilungen während des Sommers geführt haben. Diese Analyse ähnelt in der Betrachtung der Evolution einer Anomalie z.B. derjenigen von *Haas und Eicken* (1999) oder *Serreze et al.* (2003), sie bezieht sich jedoch auf eine größere Anzahl von Jahren bei einer detaillierteren Betrachtung beteiligter meteorologischer Steuergrößen. Die relativ hohe zeitliche Auflösung von einem Tag ermöglicht den Zeitablauf genau zu erfassen. Auf die Darstellung räumlicher Feldverteilungen wird an dieser Stelle verzichtet, da ausschließlich Prozesse im begrenzten Bereich der Lapteewsee untersucht werden, die ohne Fernwirkung vor Ort wirksam werden.

6.1.1 Methodik der Berechnung von Meereistransportbilanzen

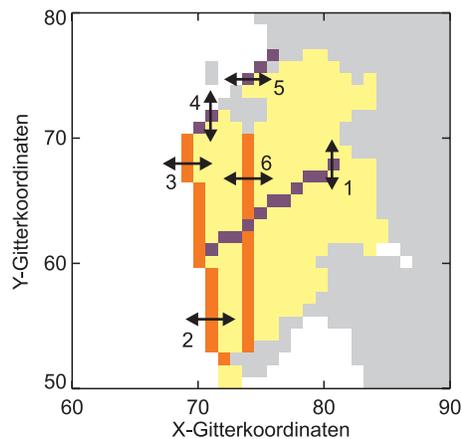


Abbildung 6.1: Anordnung der Linien zur Erfassung der Meereistransportbilanz auf dem HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte) im Bereich der Lapteewsee. Die Pfeile geben die Richtung an, in der der Massen- bzw. Flächenfluß registriert wird. Die Zahlen kennzeichnen die verschiedenen Bilanzlinien (in Klammern steht die Anzahl der Gitterpunkte aus denen die Bilanzlinie besteht): (1) entlang 126° E (11), (2) Nordgrenze, westlicher Teil (9), (3) Nordgrenze, östlicher Teil (10), (4) Ostgrenze, nördlicher Teil (2), (5) Ostgrenze, südlicher Teil (3), (6) Bolschwik-Insel zu Kotelnji-Insel (18).

Der Meereistransport wird an Bilanzlinien berechnet. Diese bestehen aus Gitterpunkten auf dem HIRHAM4-Modellgitter und begrenzen die Lapteewsee im nördlichen und östlichen Bereich (Abb. 6.1 und Abb. 4.16). Zusätzlich ist eine Unterteilung in einen westlichen

und östlichen (etwa entlang 126° E) sowie einem südlichen und nördlichen Randmeerbereich (Verbindungsline Bolschwik-Insel zu Kotelnji-Insel) vorgenommen. Anders als z.B. bei *Hilmer* (2001) oder *Rigor et al.* (2002) ist die Orientierung der Bilanzlinien – bis auf die letztgenannte – nicht an den Hauptachsen des Gitters, sondern an der Randmeerabgrenzung orientiert.

Die Driftdaten liegen pro Gitterpunkt als u- und v-Komponenten auf dem HIRHAM4-Gitter vor. Pro Bilanzlinie wird nur jeweils eine Driftrichtung berücksichtigt (je nach Orientierung im HIRHAM4-Gitter entweder u oder v, Abb. 6.1). Die Erfassung von Gitterpunkten ohne Drift oder ein Verdriften innerhalb der Bilanzlinie zu den Nachbargitterpunkten ist ausgeschlossen. Die mit der Meereisdrift transportierte Eigenschaft ist der Meereisbedeckungsgrad an dem jeweiligen Gitterelement der Bilanzlinie. Da beide Datensätze als Tagesmittel vorliegen ist das Ergebnis ein Flächenfluß pro Tag ($\text{km}^2 \text{d}^{-1}$), aufgespalten in die Summe des Im- und Exports pro Bilanzlinie.

Da keine Meereisdickeninformationen vorliegen, wird die innerhalb eines Tages verdriftete meereisbedeckte Fläche als Maß genommen. Die Driftgeschwindigkeit an dem jeweiligen Gitterpunkt der Bilanzlinie wird in Bezug gesetzt zur Gitterweite (50 km, HIRHAM4-Modellgitter) und mit der meereisbedeckten Fläche (Meereisbedeckungsgrad \cdot Größe der Auflösungszelle) multipliziert. In Abhängigkeit der Driftgeschwindigkeit kann nur ein gewisser Teil der meereisbedeckten Fläche transportiert werden. Bei einer Driftgeschwindigkeit entlang einer Gitterachse von 50 km d^{-1} würde die gesamte Meereismasse des Gitterpunkts verlagert. Voraussetzung für diesen Ansatz sind die Annahmen einer gleichförmigen Driftbewegung und einer homogenen Meereisverteilung innerhalb einer Gitterzelle. Die Komponenten u und v der Driftdaten werden zur Feststellung der Driftrichtung benötigt, d.h. Im- oder Export an der Bilanzlinie. Da bei typischen Driftgeschwindigkeiten von z.B. 30 cm s^{-1} ein Meereisfeld bei gleichförmiger Bewegung theoretisch acht Tage benötigt, um 50 km weit zu verdriften, ist es ausreichend, nur eine Gitterpunktreihe im Bereich einer Bilanzlinie zu berücksichtigen. Die Bilanzlinie ist in diesem Fall definiert durch die Gitterpunktzentren der Gitterpunkte. Es handelt sich bei der Erfassung der Drift um subskalige Prozesse, die auf dem zugrundeliegenden Gitter wegen der geringen Driftgeschwindigkeiten in ihrer tatsächlichen Ausprägung nicht erfaßt werden können.

Ein Vergleich der kombinierten Ergebnisse an der Nordgrenze der Laptevsee mit den Meereistransportbilanzen in *Alexandrov et al.* (2000), die u.a. Driftdaten für die Wintermonate aus SSM/I Fernerkundungsdaten und Modellrechnungen (Gitterweite des Ozean-Meereismodells etwa 100 km) ableiten, ergibt für die Tagesmittel der Winter (Oktober bis Mai) der Jahre 1987/1988 und 1994/1995 gute Übereinstimmungen der absoluten Beträge und der zeitlichen Entwicklung (Daten nicht gezeigt). Der maximale Meereisexport an der nördlichen Bilanzlinie zwischen 1979 und 1995 mit $732 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ bei *Alexandrov et al.* (2000) im Winter 1988/98 wird mit etwa $832 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ überschätzt, ebenso wie der minimale Winterwert, der anstatt $251 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ mit dem hier verwendeten Verfahren und den Ausgangsdaten bei $406 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ liegt. Dementsprechend liegt das langjährige (1979 bis 1995) Winter-Export-Mittel in diesem Vergleich bei $558 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ anstatt $492 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ und das Sommer-Import-Mittel bei $130 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ anstatt bei $40 \cdot 10^3 \text{ km}^2$.

Weder die Abfragesystematik noch die Bilanzlinien oder das zugrundeliegende Gitter, die Ausgangsdaten und die geometrische Auflösung stimmen jedoch mit *Alexandrov et al.* (2000) überein, was die Bewertung des Vergleichs erschwert. Es wird jedoch von einer Überschätzung der Massenflüsse mit dem hier verwendeten Verfahren ausgegangen.

6.1.2 Zeitliche Abfolge der Anomalieentstehung

Die Abbildung 6.2 enthält neben Zeitreihen zur Entwicklung der meereisbedeckten Fläche und dem Meereisflächentransport durch die Bilanzlinien auch aus den OBSopyc110 HIRHAM4-Simulationsrechnungen abgeleitete thermodynamische und dynamische Variablen (s.u.). Der Darstellbarkeit und Übersichtlichkeit halber sind die Zeitreihen aus räumlichen Mitteln im Ozeanbereich der Laptewsee-Maske (Abb. 4.16) auf dem HIRHAM4-Gitter abgeleitet. Die 6-stündlichen Modellergebnisse sind zu Tagesmitteln gemittelt und mit einem Gaußfilter 3-tägig tiefpaßgefiltert.

Die Veränderung der meereisbedeckten Fläche, basierend auf den Meereisbedeckungsgraden, wird einerseits durch die Originalzeitreihe (projiziert auf das HIRHAM4-Gitter, ohne vergrößerte Landmaske) und durch die interdiurnen Änderungsraten erfaßt und andererseits zum Netto-Meereisflächentransport in Bezug gesetzt. Dieser ergibt sich aus der Summe der Transportbilanzen an den Bilanzlinien Nr. 2 bis Nr. 5 (Abb. 6.1) der Laptewsee zum Arktischen Ozean und zur Ostsibirischen See. Dadurch ist der ungefähre Anteil des Meereistransports an der Gesamt-Flächenänderung innerhalb des Randmeeres abschätzbar. Zusatzinformationen, wie die mittlere Meereisdriftichtung und -geschwindigkeit im Zusammenhang mit der Windgeschwindigkeit und -richtung in 10 m Höhe, ergänzen die Betrachtung dieser dynamischen Systemkomponente.

Die bodennahe Lufttemperatur ist kein guter Indikator, um die thermischen Eigenschaften einer möglichen Luftmassenadvektion oder einer anders verursachten Lufttemperaturerhöhung bewerten zu können, da sie zu stark von der Strahlungs- und Energiebilanz der Unterlage beeinflusst wird. Da über Meereisflächen während des Sommers Oberflächenschmelzen vorherrscht, weist die Lufttemperatur in diesen Bereichen – ebenso wie über den Wasserflächen – nur selten eine erhöhte Variabilität auf (Abb. 4.13, 5.10, 5.20). Jeder Energieeintrag in Form fühlbarer Wärme in das System wird in Schmelzenergie überführt. Als Maß für die thermische Energie findet daher die Lufttemperatur im 950 hPa Niveau (etwa 500 m Höhe) Verwendung, die in Verbindung mit der relativen Topographie der 500 hPa über der 850 hPa Fläche und der mittleren Windrichtung und Geschwindigkeit im 700 hPa Niveau auch Aussagen über die wirksamen Luftmasseneigenschaften zuläßt.

Das Datum des Einsetzens der Schneeschmelze auf Meereis dient – für die südliche (bis 72° N), nördliche (72° N bis 82° N) und die gesamte Laptewsee – als Indikator für die Veränderung der Oberflächenalbedo durch die Erhöhung des Flüssigwasseranteils und der Entstehung von Schmelzwassertümpeln. Dies ist ein wichtiger Zeitpunkt für die beginnende Zerstörung der zusammenhängenden Meereisflächen. In desintegriertem Zustand sind diese durch positive Rückkopplungsprozesse (*Curry et al.*, 1995) anfälliger für laterales Schmelzen, wobei die offenen Wasserflächen Bereiche starker kurzweiliger Strahlungsabsorption sind (*Johnson und Polyakov*, 2001).

Da keine Schmelz- bzw. Gefrierdaten für das Meereis vorliegen, dient eine Abnahme der meereisbedeckten Fläche und eine zeitgleiche Lufttemperaturzunahme, gekoppelt an geringe Meereisexportraten, als ein Indikator für Schmelzprozesse. Dies kann jedoch dann zu falschen Annahmen führen, wenn eine Kompaktion z.B. durch Eisdrift innerhalb der Laptewsee, die Flächenabnahme hervorruft; dies ist nicht unwahrscheinlich (Kap. 6.2.2, 6.3.2).

Ein weiterer möglicher Nachteil bei dieser Analyse ist die Datenqualität der Meereisdriftdaten und der Meereisbedeckungsgrade während der Sommermonate. Unter Berücksichtigung der räumlichen Degradation auf das 50 km aufgelöste HIRHAM4-Gitter, scheint die Genauigkeit der Driftvektoren von unter 1 cm s^{-1} jedoch relativ zu typischen Driftge-

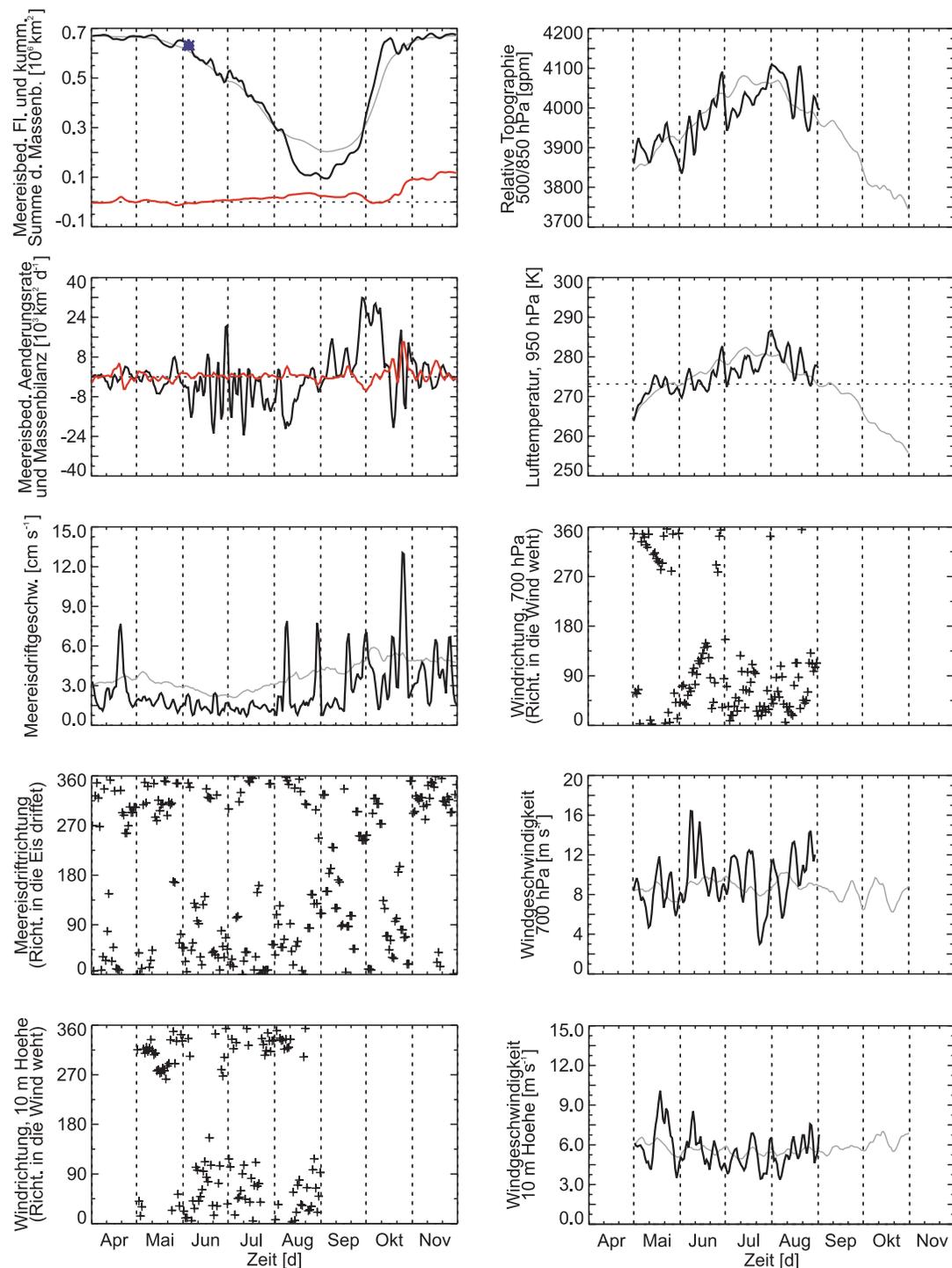


Abbildung 6.2: Zeitreihen verschiedener dynamischer und thermodynamischer Komponenten des arktischen Klimasystems im Bereich der Laptewsee, 1983, April bis November, negatives Anomaliejahr. Die grauen Linien sind langjährige (9 Simulationsjahre bei HIRHAM4-Ergebnissen, 1970 bis 2002 bei NSIDC-Meereisdaten) 7-tägig tiefpaßgefilterte Mittel (Gaußfilter). Bis auf die Richtungsangaben sind alle übrigen Zeitreihen 3-tägig tiefpaßgefiltert. Die blauen Symbole kennzeichnen das Einsetzen des Oberflächenenschmelzens in der südlichen (Stern), nördlichen (Kreuz) und gesamten Laptewsee (Dreieck). Ein positiver Wert des Netto-Meereistransports bedeutet einen Netto-Eisexport (in km^2 verdriftete Fläche), negative Meereis-Änderungsraten eine Abnahme der meereisbedeckten Fläche. Die Wind- und Driftrichtungen sind als skalares Mittel der Gitterpunktweite zu einem Zeitpunkt berechnet. Die langjährigen Mittelwerte der HIRHAM4-Ergebnisse im September und Oktober beruhen nur auf den Jahren 1990, 1995 und 1996.

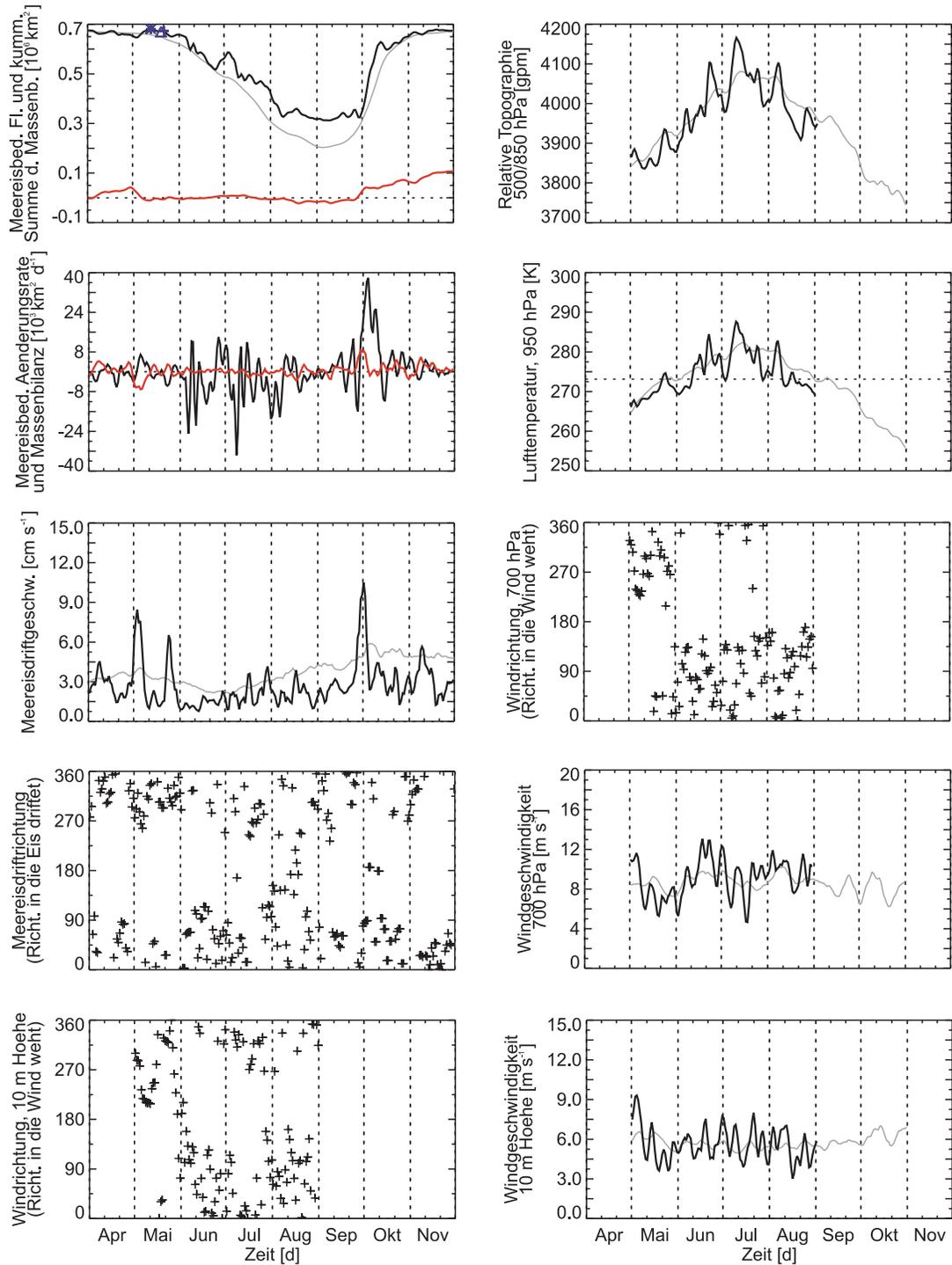


Abbildung 6.2: Fortsetzung. 1986, positives Anomaliejahr.

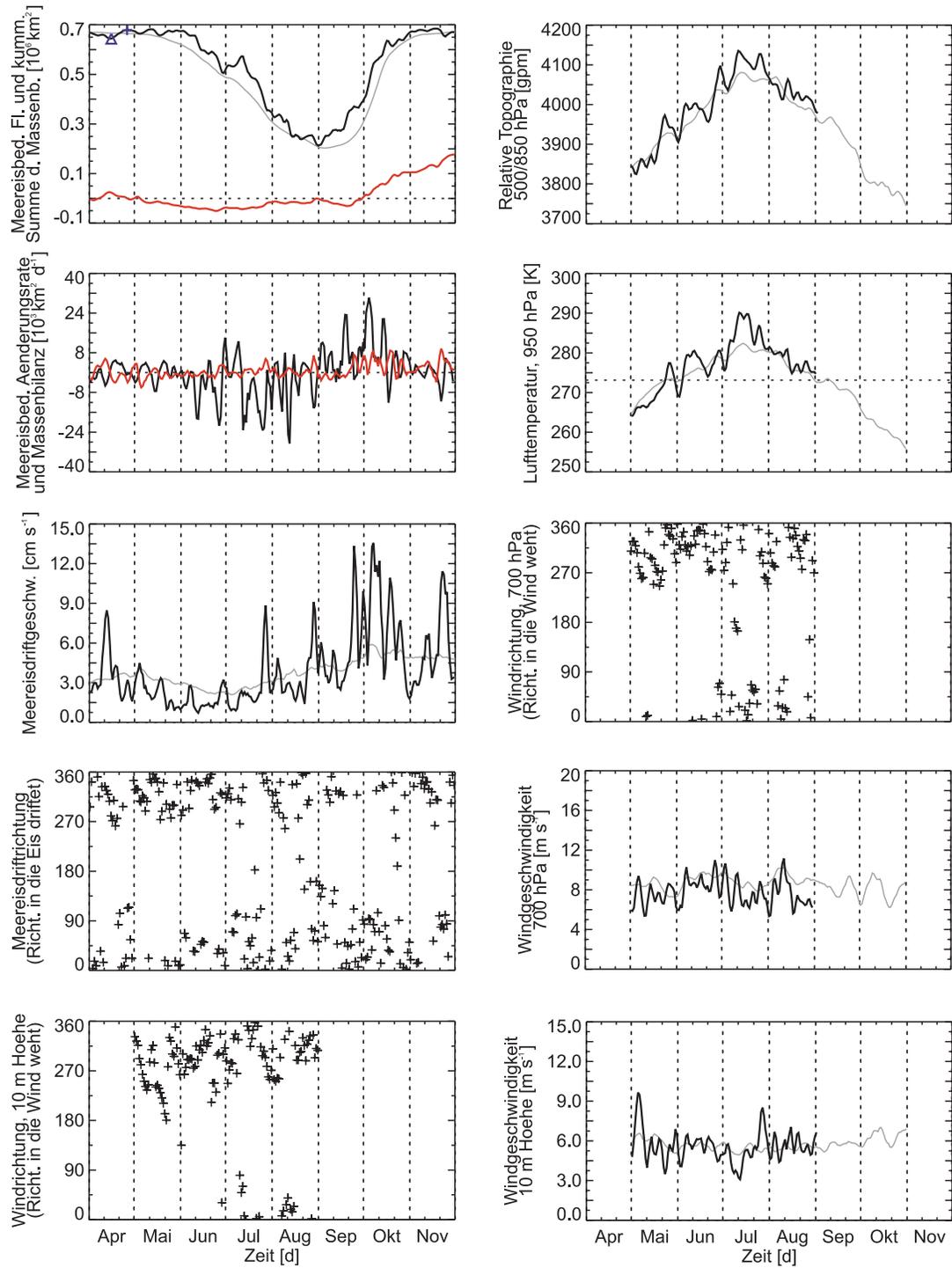


Abbildung 6.2: Fortsetzung. 1987, positives Anomaliejahr.

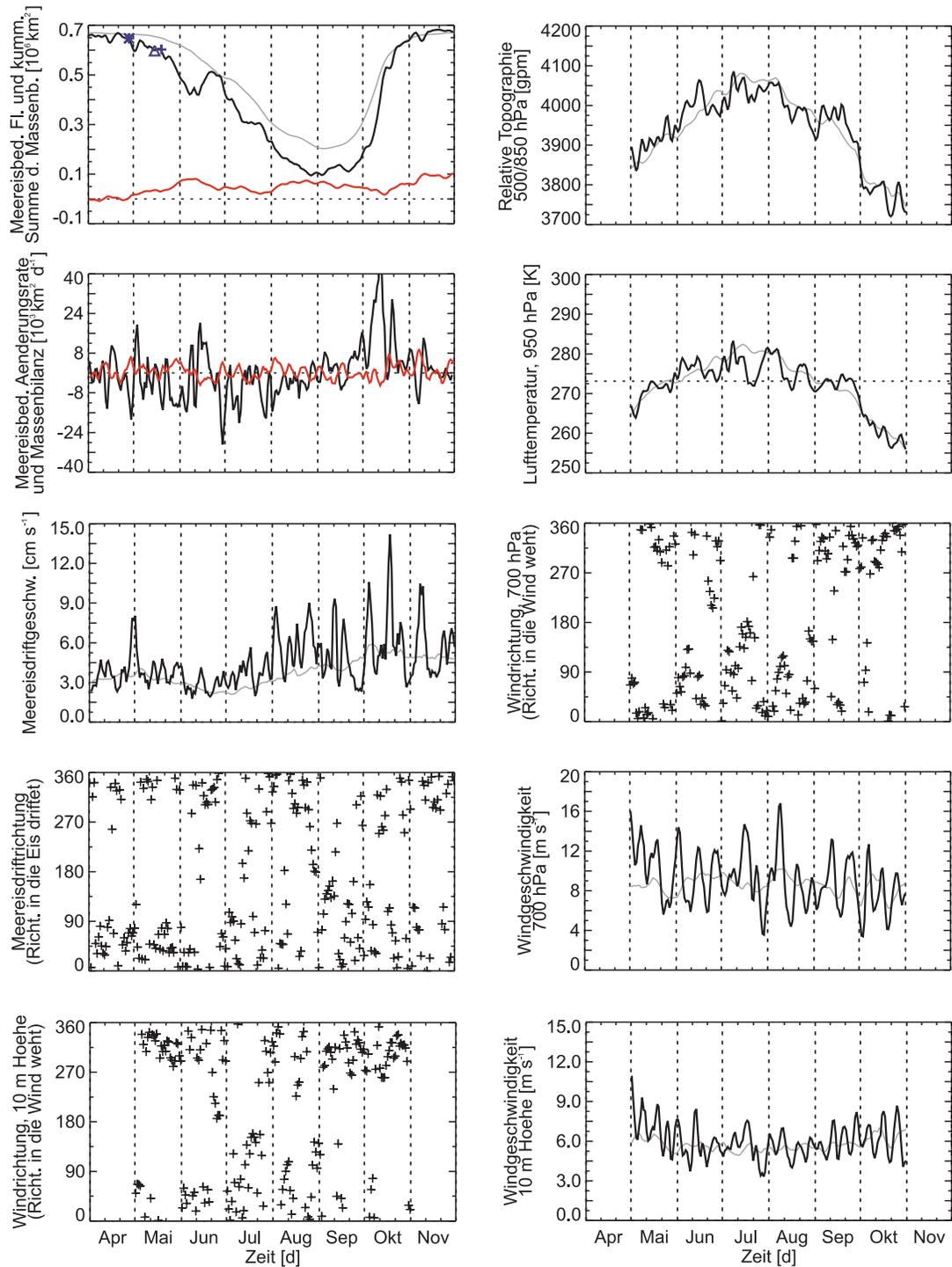


Abbildung 6.2: Fortsetzung. 1990, negatives Anomaliejahr.

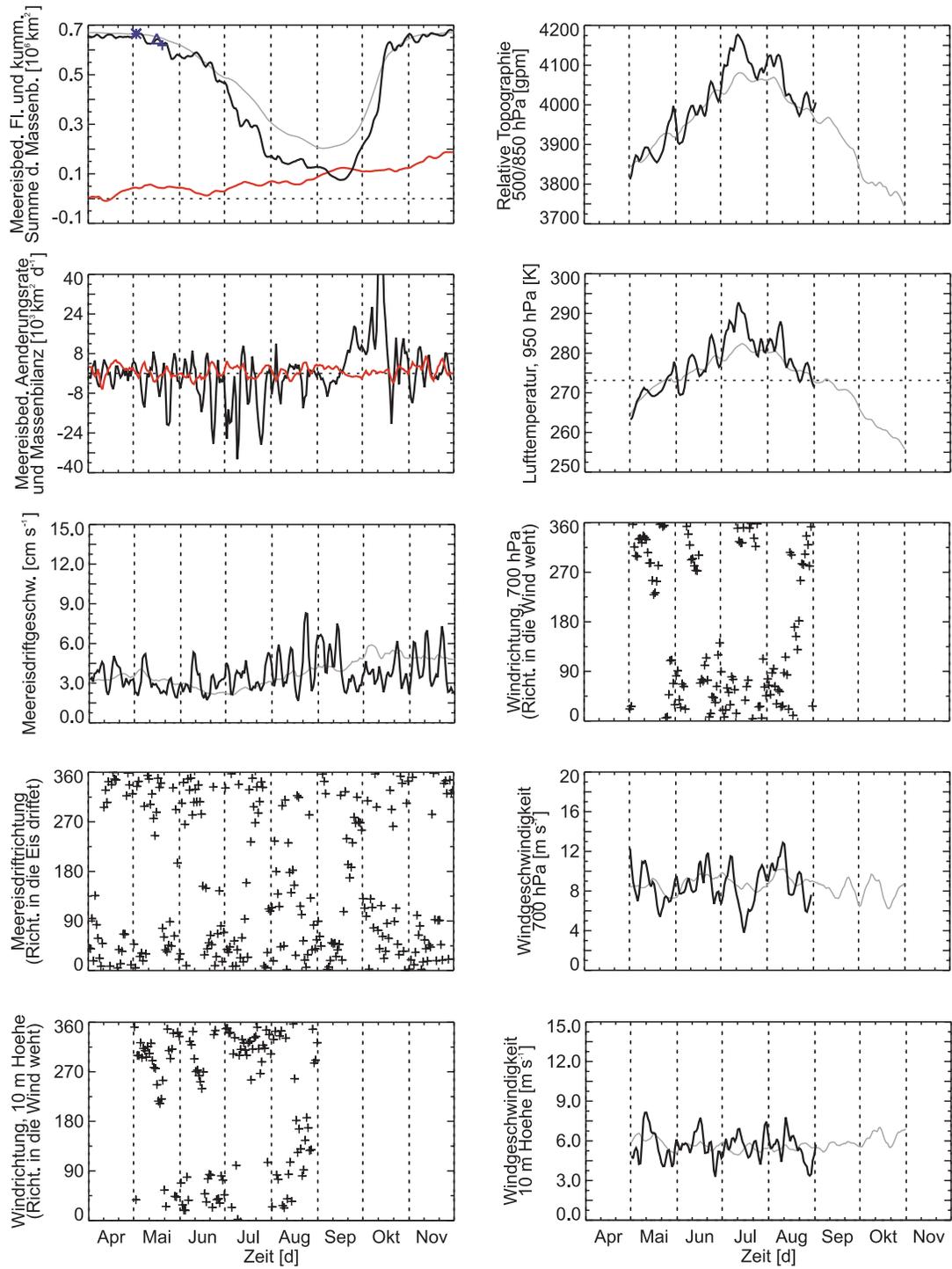


Abbildung 6.2: Fortsetzung. 1991, negatives Anomaliejahr.

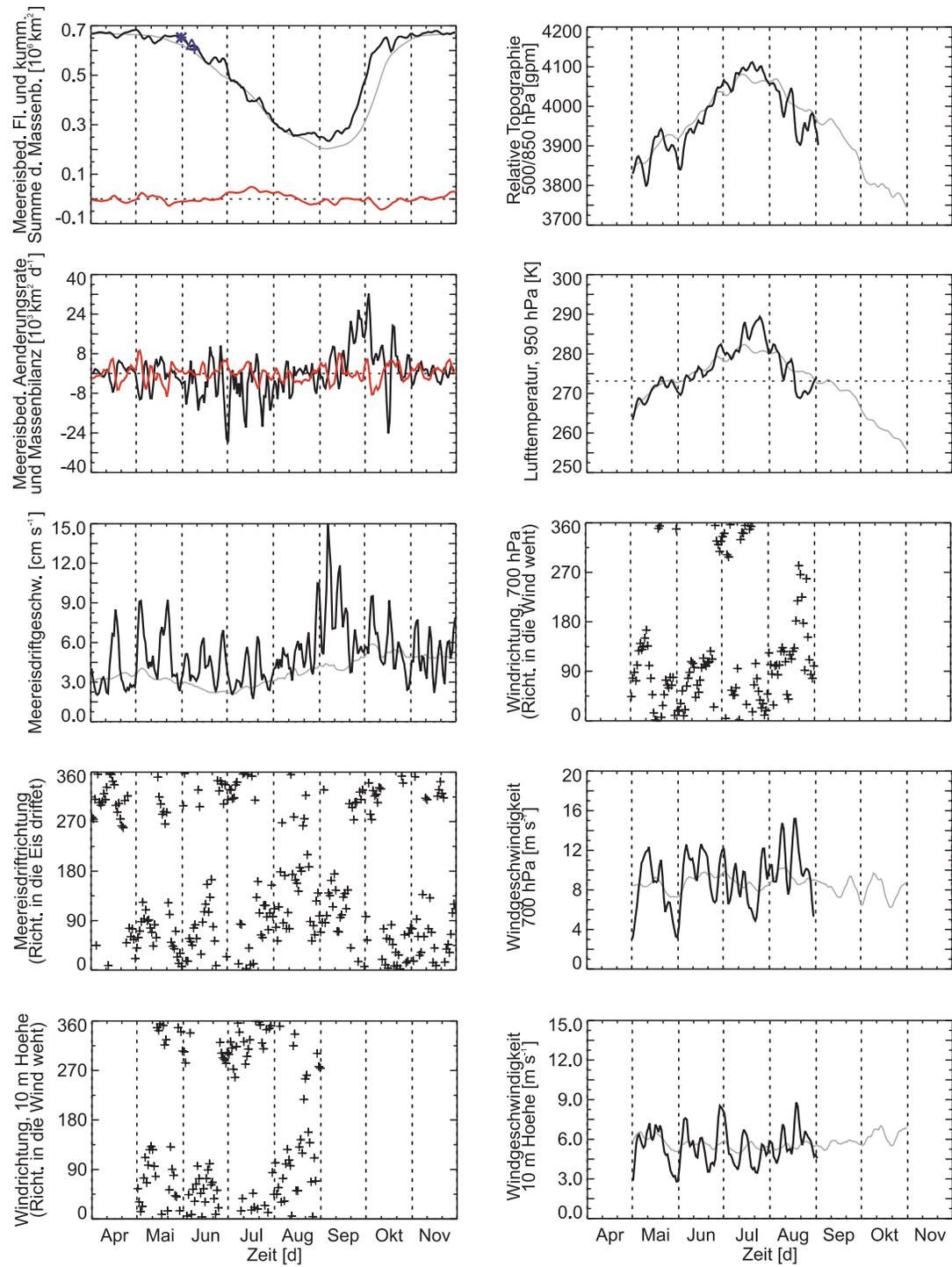


Abbildung 6.2: Fortsetzung. 1992, positives Anomaliejahr.

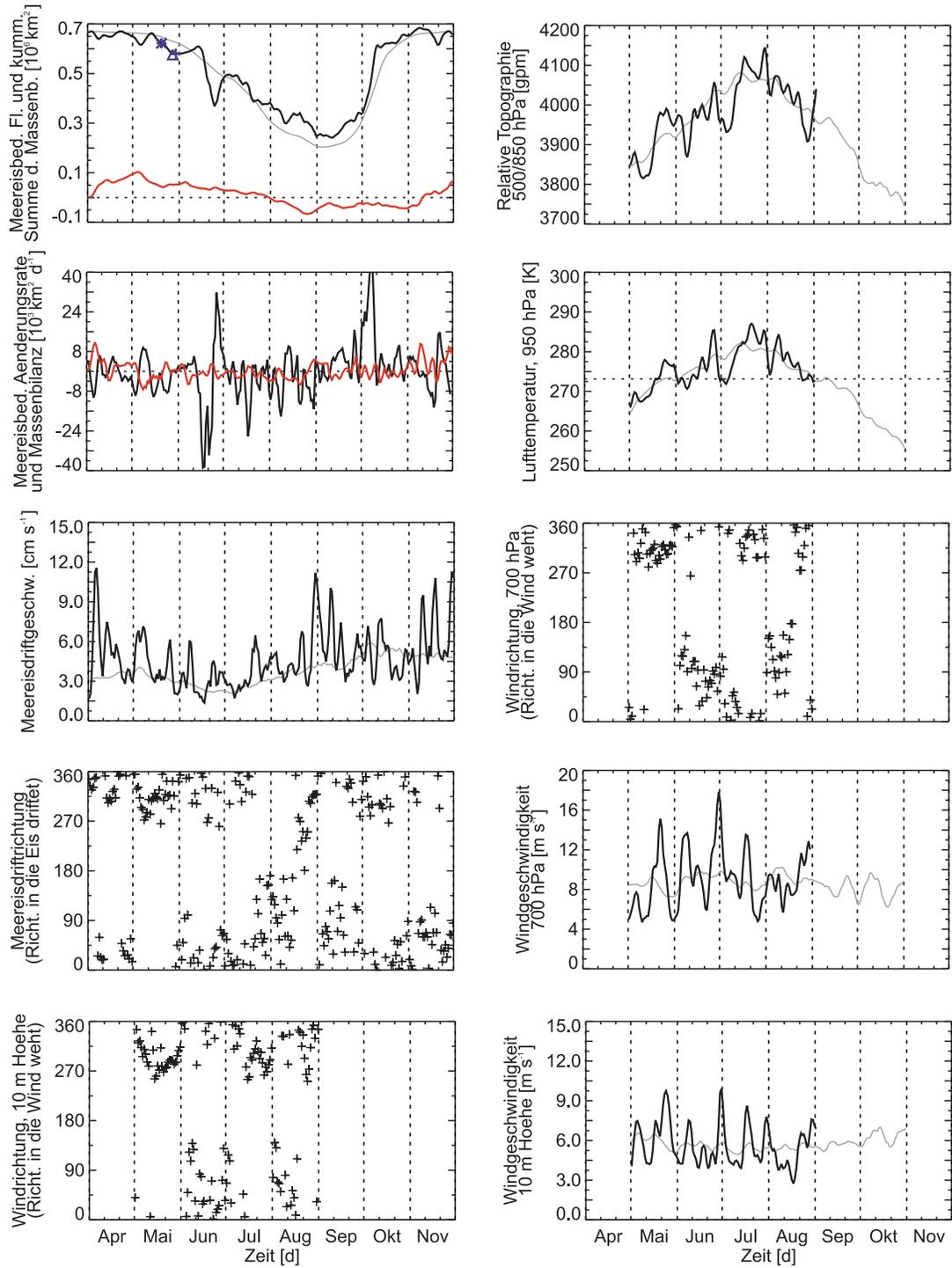


Abbildung 6.2: Fortsetzung. 1993, positives Anomaliejahr.

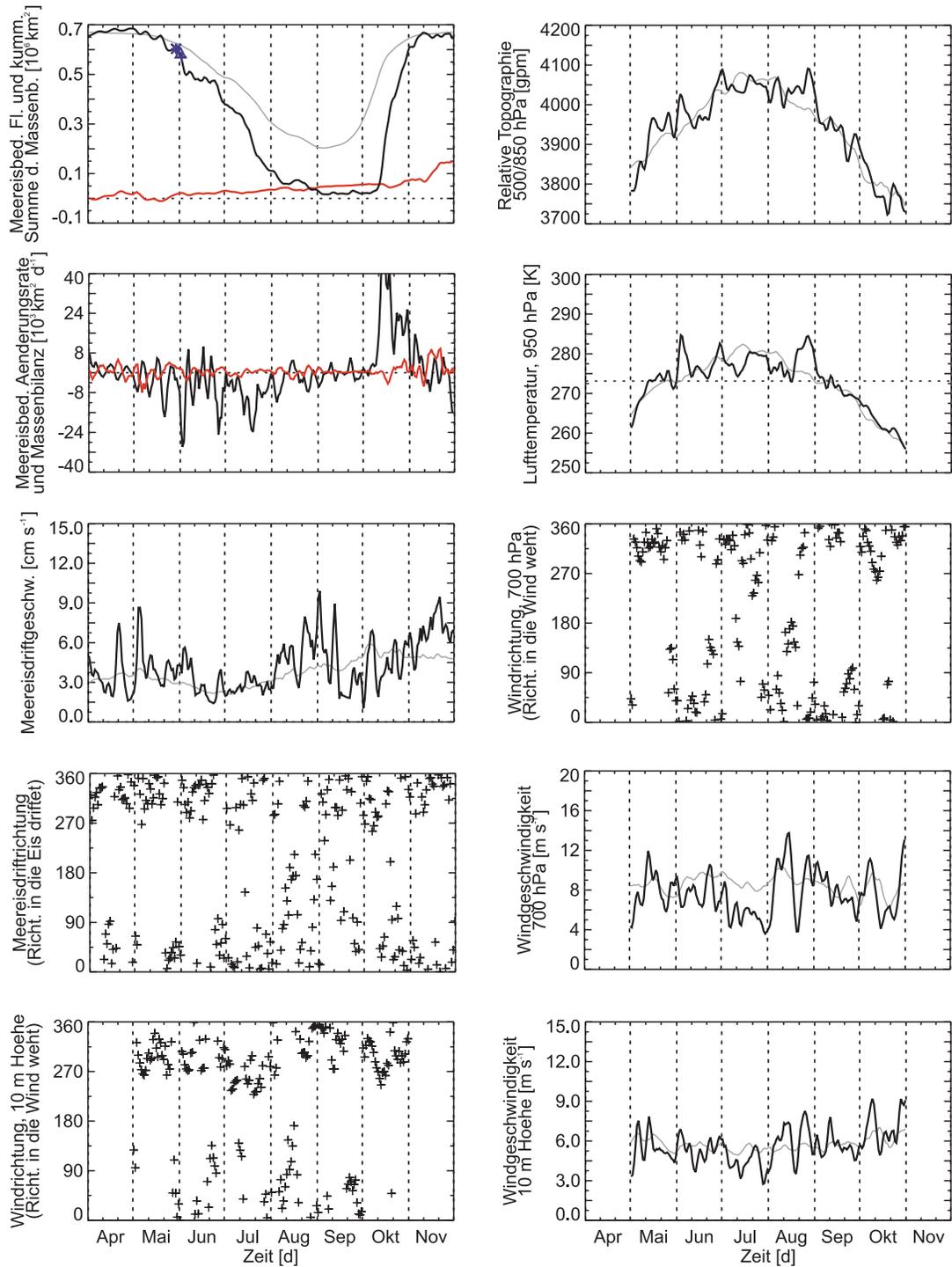


Abbildung 6.2: Fortsetzung. 1995, negatives Anomaliejahr.

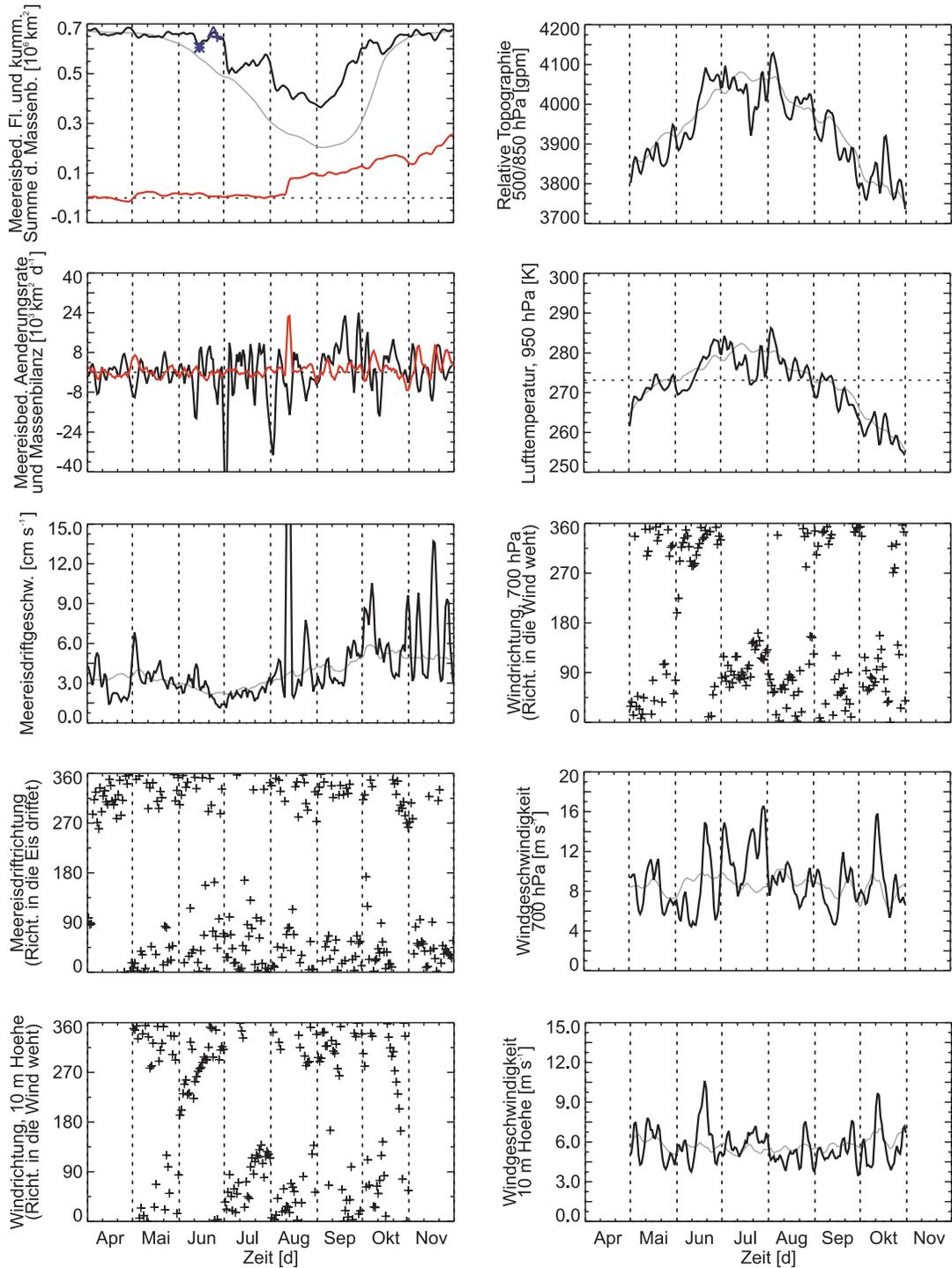


Abbildung 6.2: Fortsetzung. 1996, positives Anomaliejahr.

schwindigkeiten (Abb. 6.5) tolerabel. Die Genauigkeit der Meereisbedeckungsgrade entlang der Bilanzlinien wird als hoch eingeschätzt, da diese, insbesondere im Bereich der nördlichen Begrenzung durch die der primäre Austausch stattfindet, in Packeisbereichen mit allgemein relativ hohen Meereisbedeckungsgraden und dickem Meereis liegen, dessen Fläche realitätsnah detektiert werden kann (Kap. 2.1).

6.1.3 Diskussion

Die allgemeine zeitliche Entwicklung der meereisbedeckten Fläche während der Monate Mai bis Oktober in allen neun Anomaliejahren in Abbildung 6.2 ist dominiert durch eine vom Strahlungsklima gesteuerte Flächenabnahme von Mai bis Juli und ein sommerliches Minimum im August und September, dem sich ein rascher Anstieg durch herbstliche Meereisneubildung im Oktober anschließt, wie dies im langjährigen Mittel zu sehen und in Kapitel 3.1 beschrieben ist.

Die entscheidende Zeitspanne zur Entwicklung einer positiven oder negativen Meereisanomalie reicht von Mai bis August. Während dieser Zeit alterniert der Meereistransport zwischen einem Überwiegen des Netto-Imports bzw. -exports bei ausgeprägter interannu-aler Variabilität (Abb. 6.4). Die kumulative Summe des Netto-Meereistransports (Export minus Import) – gebildet ab April des jeweiligen Jahres – in Abbildung 6.2 (oberste Reihe, links, rote Kurve) zeigt den Gesamteffekt des Meereisim- und -exports bis zu einem Zeitpunkt an.

Im Mittel über 24 Jahre von 1979 bis 2002 (Daten nicht gezeigt) beträgt der Anteil der Summe des Meereisexports zwischen Mai und August aus der Laptevsee 21.4 % ($\bar{x}_{24aExp} = 175 \cdot 10^3 \text{ km}^2$) der Summe der Flächenabnahme. Eine Zunahme der meereisbedeckten Fläche in demselben Zeitraum wird im Mittel zu 47.6 % ($\bar{x}_{24aImp} = 165 \cdot 10^3 \text{ km}^2$) durch Importe abgedeckt. Die Zeitspanne von Mai bis August ist dabei primär von einer Abnahme der meereisbedeckten Fläche gekennzeichnet. Eine Ausnahme bildet die artefaktartige scheinbare Verringerung der tatsächlichen meereisbedeckten Fläche zwischen Ende Mai bis Mitte Juni. Sie entsteht durch Oberflächenschmelzen (Kap. 3.1) und folgt daher den (ebenfalls aus passiven Mikrowellenradiometerdaten abgeleiteten) eingeplotteten Terminen des Schneeschmelzbeginns. Ohne diesen Effekt wäre während des Sommers bei vorherrschenden Schmelzprozessen der Anteil des Imports an der Flächenzunahme größer. Bei gesonderter Betrachtung des Monats August liegt der importbedingte Anteil der Meereisflächenzunahme z.B. im Mittel bei 67%. Der Exportanteil weist über 24 Jahre von 1979 bis 2002 als Summe über die Monate Mai bis August einen auf dem 95% Signifikanzniveau nach dem Mann-Kendall-Trendtest signifikant (99.6%) positiven linearen Trend von $5.1 \text{ \% Dezennium}^{-1}$ auf; der positive Trend des Importanteils von $7.3 \text{ \% Dezennium}^{-1}$ ist nicht signifikant (91.6%).

Der anteilige Effekt von Meereisimport und -export zeigt sich auch an den Netto-Transportraten in Abbildung 6.2 (zweite Reihe, links, rote Kurve) im Vergleich zur täglichen Änderungsrate der meereisbedeckten Fläche (schwarze Kurve). Zu beachten sind die unterschiedlichen Skalierungen im Vergleich zur Darstellung der Ausgangsdaten in der Abbildung darüber. Ein qualitativer räumlicher Vergleich zu jedem Zeitschritt der Meereistransportbilanz mit dem bodennahen HIRHAM4-Windfeld und der Meereisdrift im Bereich der Laptevsee bestätigt die gezeigten Ergebnisse (Daten nicht gezeigt). Sofern die Bilanz zwischen Import und Export nicht ausgeglichen ist, ist dies an der kumulativen Summe des Netto-Meereistransports in einer Zu- oder Abnahme sichtbar. Allgemein fällt der scheinbar geringe Anteil auf, den der Meereistransport an der Veränderung der meereis-

eisbedeckten Fläche hat, trotz der wahrscheinlichen Überschätzung des Meereisexports mit dem hier verwendeten Verfahren und Daten.

Eine Erklärung ist die relativ zu den Gesamtflächenänderungen geringe Gesamt-Prozeßrate des Meereisflächentransports durch die Bilanzlinien. Sie erklärt sich aus den geringen Meereisdriftgeschwindigkeiten und der hohen zeitlichen Variabilität der windgetriebenen Meereisdrift. Im Bereich der u.a. verwendeten Bilanzlinien Nr. 2 bis Nr. 4 beträgt die mittlere Driftgeschwindigkeit (richtungsunabhängig) über 24 Jahre von 1979 bis 2002 von Mai bis August 10.4 cm s^{-1} . Unter der Voraussetzung einer gleichförmigen, ungestörten Meereisdrift aus der Laptewsee würde eine Verdriftung um 50 km mit dieser Geschwindigkeit etwa 5.6 Tage dauern. Bei einem Meereisbedeckungsgrad von 1.0 an jedem der 21 Gitterpunkte der kombinierten Bilanzlinie würden 52500 km^2 meereisbedeckte Fläche verdriftet. Die Abnahme der meereisbedeckten Fläche in der Laptewsee beträgt im langjährigen Mittel von Mai bis August $11233 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$ ($62900 \text{ km}^2 5.6 \text{ d}^{-1}$). Wie in Abbildung 6.2 (zweite Reihe, links, rote Kurve) zu sehen, werden Transportraten von $\pm 8000 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$ jedoch selten überschritten. Es stellt sich die Frage, ob diese Transportbilanz – zunächst unabhängig von ihren Ursachen – wenn sie zum richtigen Zeitpunkt wirksam wird in Kombination mit den Lufttemperaturdaten eine mögliche Erklärung zur Anomalieentstehung abgibt.

Auffällig ist die Konzentration der Meereisdriftrichtungen während der gezeigten neun Jahre auf eine Süd-Nord- bzw. Südwest-Nordost- oder Südost-Nordwest-Richtung, das bedeutet bei einem mittleren Ablenkungswinkel für sommerliche Meereisdecken von 18° einen Eisexport (*Barry et al.*, 1993). Mit zunehmender Abnahme der Meereisbedeckung im August und September nimmt die Streuung der Driftrichtungen in dem betrachteten Zeitraum zu, es herrschen dann in großen Teilen der Laptewsee „free-drift“-Bedingungen. Im Mittel über die Laptewsee beträgt die Meereisdriftgeschwindigkeit von Mai bis August $\bar{x}=3.03 \text{ cm s}^{-1}$ ($\bar{s}=1.72 \text{ cm s}^{-1}$). Die räumlichen Mittel der Richtungs- und Geschwindigkeitsdaten sind begleitet von einer großen Streuung der Daten, die vor allem bei direkter Einwirkung eines Tiefdruckereignisses ausgeprägt ist (Kap. 6.3.2).

Weil davon ausgegangen wird, daß während der Sommer individuelle Prozesskombinationen wirksam sind und damit – wie sich an den teilweisen Widersprüchen in bisherigen Untersuchungen gezeigt hat – eine allgemeingültige ursächliche Erklärung schwierig ist, wird im folgenden die Entwicklung der Anomalien für neun Jahre anhand der Zeitreihen in Abbildung 6.2 jeweils gesondert diskutiert.

1983

Das mittlere Einsetzen des Oberflächenschmelzens in der gesamten Laptewsee ist 1983 am Kalendertag 154 (3. Juni), 4 Tage nach dem langjährigen (1979 bis 1998) Mittel. Die Meereisverteilung verändert sich konform zum langjährigen Mittel (graue Kurve) bis Ende Juli. Das Schmelzsignal in den passiven Mikrowellenradiometerdaten liegt im letzten Juni-Drittel; der folgende Anstieg zeigt sich deutlich an der positiven Flächenänderungsrate der meereisbedeckten Fläche. Von Mai bis Juli ist der Effekt einer Flächenänderung durch Meereisdrift gering. Die Lufttemperaturentwicklung verläuft größtenteils unter dem 9-jährigen Mittel. Die Abnahme der meereisbedeckten Fläche von etwa $0.3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Ende Juli auf etwa $0.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Ende August, etwa $0.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ unter dem langjährigen Mittel, verursacht eine negative Meereisanomalie. Fast zeitgleich mit der starken Abnahme zu Anfang August findet Meereisexport statt, der die Anomalie jedoch nicht erklären kann. Die mittlere Meereisdriftgeschwindigkeit nimmt ebenfalls zu. Entscheidender scheint aber die zu Beginn des August 1983 einsetzende und den August über andauernde positive Lufttemperaturanomalie zu sein. Diese Temperaturerhöhung ist gebunden an eine Warmluft-

advektion, wie aus der relativen Topographie der 500 hPa über der 850 hPa Niveaufläche ersichtlich ist. Die Herkunft der Warmluftmasse ist westlich bzw. südwestlich der Lapteewsee, wie aus den mittleren Windrichtungen hervorgeht. Parallel zu den erhöhten 10 m-Windgeschwindigkeiten Ende August nimmt auch die mittlere Meereisdriftgeschwindigkeit wieder zu. Die weitaus höheren bodennahen Windgeschwindigkeiten im Mai und Juni können vermutlich aufgrund der erhöhten Meereisbedeckung trotz längerer Andauer keine direkte Wirkung entfalten. Wie räumliche Verteilungen der Meereisbedeckungsgrade belegen (Daten nicht gezeigt), bleibt 1983 das Tajmyr-Eismassiv weitestgehend erhalten, die nordöstliche Lapteewsee wird hingegen eisfrei. Die Zunahme der Meereisbedeckung im September und Oktober wird gesteuert von der Veränderung des Strahlungsklimas (kürzere astronomisch mögliche Sonnenscheindauer, geringerer Einfallswinkel und längerer Strahlungspfad der solaren kurzwelligen Einstrahlung durch die Atmosphäre, mehr spiegelnde Reflexion an den Wasser- bzw. Eisoberflächen).

1992

Trotz einer unterschiedlichen Meereisverteilung, bei der die westliche anstelle der östlichen Lapteewsee im August eisfrei wird, ist das Jahr 1992 mit 1983 vergleichbar. Die Beträge der meereisbedeckten Fläche Ende Juli sind fast gleich. Der Juli 1992 ist im Gegensatz zu 1983 von einer positiven Lufttemperatur-Anomalie geprägt. Es folgen aber anomal niedrige Lufttemperaturen ab Mitte August. Eine Kaltluftmasse strömt aus Norden ein, alle Wind- und Driftrichtungen bestätigen dies für die zweite Augushälfte. Sie sind gekoppelt an einen leichten Meereisimport, der die Zunahme der meereisbedeckten Fläche fast vollständig erklärt. Eine weitere Abnahme mit Prozeßraten wie im Juli ist damit ausgeschlossen. Wegen des höheren Wertenniveaus von dem aus die Meereisneubildung im September startet entsteht der Zeitversatz zur mittleren Kurve und damit eine positive Anomalie.

1986

Im Mai 1986 sind die Westliche Neusibirische Polynja, die Polynja vor dem Lenadelta und die Neusibirische Polynja gut ausgeprägt. Das Oberflächenschmelzen macht sich besonders über den Festeisgebieten der südöstlichen Lapteewsee bemerkbar (Daten nicht gezeigt) und führt zu einer Bedeckungsabnahme im Juni. Das Schmelzsignal ist zeitlich verzögert zu dem an Kalendertag 138 (18. Mai) bereits erfaßten Schneeschmelzbeginn von *Drobot und Anderson* (2001). Es scheint gekoppelt zu sein an die Warmluftadvektion etwa am 20. Juni. Bis auf einen Bereich nahe der Neusibirischen Inseln ist die Lapteewsee während Juli und August nördlich von etwa 77° N vollständig meereisbedeckt (Daten nicht gezeigt). Meereistransport an der Begrenzung zum arktischen Ozean bleibt fast vollkommen aus, bis auf geringe Importe im Juli und August. Diese geringe Meereisdrift zeigt sich auch an den Bilanzlinien Nr. 1 und Nr. 6 (Daten nicht gezeigt) und den anomal niedrigen Driftgeschwindigkeiten. Der Meereistransport ist an der Bilanzlinie Nr. 1 von West nach Ost orientiert, das ist konsistent mit dem vorherrschenden Windfeld. Ein Massenaustausch mit dem zentralen Arktischen Ozean wird aufgrund der hohen Meereisbedeckungsgrade, die dort vorherrschen, wahrscheinlich verhindert. Wegen der geringen Meereistransporte kann vermutet werden, daß die Flächenänderungen 1986 primär auf Schmelzprozesse zurückzuführen sind. Das Einfließen von Kaltluft aus nordwestlicher Richtung im letzten Juli-Drittel bremst die Abnahmerate. Die Lufttemperaturerhöhung Anfang August (teilweise Südwind) kann eine weitere Meereisreduktion wegen der nachfolgenden weiteren Temperaturabnahme nicht herbeiführen.

1987

Das Jahr 1987 kann fast als „Normaljahr“ bezeichnet werden, auch wenn sich während des August und Septembers eine positive Meereisanomalie durch eine im Vergleich zum Mittel verfrühte Neueisbildung ergibt. Eine Besonderheit ist das sehr frühe mittlere Einsetzen der Schneeschmelze in der südlichen Laptewsee bereits am 8. März 1987. Dies macht sich allerdings nicht in einer verfrühten allgemeinen Abnahme der meereisbedeckten Fläche bemerkbar. Meereisimporte scheinen die Abnahmeraten im Mai und Juni teilweise zu kompensieren. Alle von HIRHAM4 simulierten Lufttemperaturerhöhungen sind mit Warmluftadvektionen aus südlichen bzw. südöstlichen Anströmrichtungen verbunden. Ohne den Meereisimport hätte die positive Temperaturanomalie Ende Mai 1983 u.U. schon zu einer Meereisreduktion geführt. Die beiden Temperaturanstiege im Juni führen zu der Meereisabnahme zwischen dem 10. und 15. Juni und der Entstehung des Schmelzartefakts am Monatsende, wobei letzteres noch von einem Exportereignis begleitet wird. Das Temperaturmaximum im Juli bewirkt eine Abnahme um etwa $0.2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ bis zum Monatsende. Zeitgleich erreicht die mittlere Meereisdriftgeschwindigkeit ein lokales Maximum bei erhöhten Exportwerten, die aber nur etwa 16 % der Flächenänderung erklären können. Ohne effektive Exportereignisse zeigt sich, daß im Monat August eine dem Mittel entsprechende Lufttemperatur nicht ausreicht, um ein verstärktes Schmelzen und damit eine entscheidende Flächenabnahme zu verursachen, wie sich dies z.B. 1983 ereignet hat.

1990

Die Entwicklung der negativen Meereisanomalien im Jahr 1990 ist bereits umfassend untersucht, u.a. in Arbeiten von *Serreze et al.* (1995) und *Maslanik et al.* (1996) oder in gekoppelten Modellstudien von *Maslanik et al.* (2000) und *Rinke et al.* (2003). Das Oberflächenschmelzen setzt in diesem Jahr am Kalendertag 134 (14. Mai) verfrüht ein. Die anschließende Abnahme der meereisbedeckten Fläche geht auf in diesem Jahr große Polynjen entlang der Tajmyr-Halbinsel und vor dem Lenadelta zurück (Daten nicht gezeigt). Das starke Schmelzsignal im Juni wird einerseits durch die erhöhten Lufttemperaturen sowie die – im Vergleich zu den positiven Anomaliejahren – starken Meereisexporte verursacht. Diese alternieren zwar mit Importphasen, generell scheint der Meereistransport bzw. -export aber eine größere Bedeutung zu haben als in den positiven Anomaliejahren. Die Meereisverteilung im Juni ist geprägt durch Schmelzprozesse über dem südöstlichen Festeis und einer deutlichen Vergrößerung der eisfreien Flächen in der westlichen Laptewsee, ausgehend von den Polynjen, die sich verbinden (Daten nicht gezeigt). Inwiefern diese den Meereisrückgang ebenfalls mitbeeinflussen kann nicht abgeschätzt werden. Auffallend sind scharfe Gradienten der Bedeckungsgrade zum nördlichen Packeis. Im Monat Juli erweitert sich die eisfreie Fläche ausgehend von der ursprünglichen Polynja weiter im südlichen Teil der Laptewsee (südlich von 75° N) indem sie hauptsächlich in die Festeisgebiete übergreift. Der Meereisabnahme zu Beginn des Monats, die mit einem moderaten Temperaturanstieg nach einem Abfall Ende Juni einhergeht, folgt in der zweiten Juli-Hälfte ein deutlicher Temperaturrückgang. Die Windrichtung im 700 hPa Niveau dreht auf Nord. In dieser Phase kommt es zu einer Stagnation der Meereisabnahme und zu einem geringfügigen Meereisimport.

In der Folge entwickelt sich im August und September eine stark ausgeprägte negative Meereisanomalie, bei der etwa der gesamte Bereich südlich 80° N der Laptewsee eisfrei wird; lediglich der nordwestliche Bereich entlang Sewernaja Semlja ist noch eisbedeckt. Ausschlaggebend scheint in diesem Fall vor allem die Meereisdrift zu sein; eine Eigenschaft der Meereisdecke 1990 sind vor allem die anomal hohen mittleren Driftgeschwindigkeiten

während des gesamten Sommers. Sie erreichen ihre Maxima im August. Die Maxima der antreibenden 10 m Windgeschwindigkeit sind ebenfalls anomal hoch, allerdings koinzidieren sie zeitlich nicht mit den Meereisdriftgeschwindigkeiten. Die Meereisexportraten im August entsprechen ungefähr den zeitgleichen Flächenänderungen. Die starke Abnahme zu Beginn des Monats wird vermutlich auch durch die zu dieser Zeit auf das mittlere Niveau erhöhten Lufttemperaturen mitbeeinflusst. Trotz auch im September hohen Driftgeschwindigkeiten kann sich aufgrund der Temperaturabnahme die Anomalie nicht noch weiter ausbilden. Zudem führen Importereignisse im ersten September-Drittel zu einem lokalen Anstieg der meereisbedeckten Fläche.

Die Ausgangssituation der Meereisdecke Ende Juli, wie sie sich in den passiven Mikrowellenradiometerdaten zeigt, scheint ebenfalls bedeutsam zu sein (Daten nicht gezeigt). In der südöstlichen und östlichen Laptewsee befinden sich geringe Meereisbedeckungsgrade zwischen 0.3 und 0.5. Neben der Verlagerung der nördlichen Packeiskante bis teilweise außerhalb des hier definierten Untersuchungsgebiets, wird Meereis in diesen Bereichen abgebaut. Die große Streuung der Meereisdriftrichtungen weist bereits auf ungeordnete Driftmuster hin, was eine ergänzende Untersuchung täglicher Meereisdriftfelder bestätigt (Daten nicht gezeigt). Dies hängt auch mit der relativ komplexen synoptischen Situation in Verbindung mit kleinräumigen Tiefdruckwirbeln in der Laptewsee zusammen (Daten nicht gezeigt). Trotz der relativ niedrigen Lufttemperaturen Mitte August kann der Energieeintrag durch Strahlungsabsorption im Bereich der offenen Wasserflächen laterales Schmelzen sicherlich beschleunigen. Die großen offenen Wasserflächen mit geringen Rauheitslängen im Vergleich zu Meereis ermöglichen höhere Windgeschwindigkeiten (siehe 10 m Windgeschwindigkeiten) und damit auch wiederum höhere Meereisdriftgeschwindigkeiten.

1991

Die Meereisentwicklung 1991 verläuft von der Westlichen Neusibirischen Polynja, der Neusibirischen Polynja und der Polynja vor dem Lenadelta ausgehend. Diese vergrößern sich im Juni und Juli, wenn offene Wasserflächen entlang der Tajmyr-Halbinsel gemeinsam mit reduzierten Meereisbedeckungsgraden im Bereich der Festeisgebiete an der Südküste hinzukommen. Im August und September sind wiederum nur noch Gebiete im nördlichen Bereich der Laptewseemaske entlang der Tajmyr-Halbinsel und Sewernaja Semlja meereisbedeckt (Daten nicht gezeigt). Nach dem Einsetzen der Schneeschmelze am Kalendertag 135 (15. Mai) führt eine Temperaturerhöhung gegen Ende Mai zu einer Meereisabnahme, die mit Lufttemperaturen unter dem Gefrierpunkt zu Beginn des Juni stagniert. Die anomale Meereisentwicklung ab Mitte Juni bis Ende Juli ist gekennzeichnet von positiven Temperaturanomalien in Zusammenhang mit Warmluftadvektionen aus südlichen Richtungen, was zu verstärkten Schmelzprozessen führen sollte. Mit einer Normalisierung der Temperaturverteilung Ende Juli wird die Abnahmerate der Meereisbedeckung deutlich gesenkt. Zusätzlich kommt es bei leicht erhöhten mittleren Meereisdriftgeschwindigkeiten im Juni und Juli zu einem kontinuierlichen Meereisexport, d.h. einer Zustandsänderung durch dynamische Prozesse. Im August kompensieren sich – trotz erhöhter Driftgeschwindigkeiten – Import und Export, was u.a. auch durch die stärkere Streuung der Richtungsverteilung zum Ausdruck kommt. Die Temperaturerhöhung im August scheint ebenfalls nur geringe Auswirkungen zu haben. Interessant ist die weitere Verringerung der meereisbedeckung im September, der ungefähr die Veränderung in der kumulativen Summe des Netto-Transports entspricht, kombiniert mit erhöhten Driftgeschwindigkeiten.

1993

Im Gegensatz dazu domiert der Meereisimport von Anfang Mai bis Ende August im Jahr 1993 bei fast kontinuierlich überdurchschnittlichen Meereisdriftgeschwindigkeiten. Nach einer kurzen Phase erhöhter Lufttemperaturen und Export Anfang August scheint eine Verstärkung der Import-Prozeßrate Mitte August zusammen mit sinkenden Lufttemperaturen eine weitere Abnahme zu hemmen. Zuvor führt eine Warmluftadvektion Ende Juni parallel zu erhöhten Meereisdriftgeschwindigkeiten zu einer beschleunigten Abnahme der meereisbedeckten Fläche, die aufgrund niedriger Lufttemperaturen im 950 hPa Niveau um den Gefrierpunkt zuvor nur geringe Änderungsraten aufweist. Sowohl der Zeitpunkt der Schneeschmelze als auch das Einsetzen des Schmelzsignals sind an Lufttemperaturerhöhungen gebunden. Trotz der kontinuierlichen Meereisimporte, die von Mai bis August etwa $0.15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ausmachen, scheinen geringe Lufttemperaturerhöhungen (z.B. im Juli) auszureichen, um substantielle Flächenabnahmen hervorzurufen. Sofern eine ungehinderte Meereisdrift möglich ist, wie Ende August, sind durch Meereisexporte gekoppelt an erhöhte Driftgeschwindigkeiten sichtbare Einflußnahmen möglich.

1995

Das Jahr 1995 weist von den hier untersuchten Meereiszeitreihen die größten negativen Meereisanomalien innerhalb der Laptewsee von 1979 bis 2002 auf. Unter den betrachteten neun Jahren ist 1995 das einzige Jahr, in dem im Juni bereits eine meereisbedeckte Fläche von $0.5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ erreicht wird, ohne daß diese – wie z.B. 1990 – das Resultat eines Schmelzartefakts zu sein scheint. Im weiteren Verlauf ist der Temperaturanstieg Ende Juni wichtig, der zu einer weiteren Reduzierung der meereisbedeckten Fläche führt. Der Unterschied zu anderen Jahren – unabhängig von der Präkonditionierung – ist der frühe Temperaturanstieg und ein weiterer Lufttemperaturverlauf ohne die Gefrierpunkttemperatur bis Ende August nochmals zu unterschreiten. Im Mai 1993 herrschen z.B. hinsichtlich des Schneeschmelzbegins und der meereisbedeckten Fläche ähnliche Verhältnisse; das Absinken der Lufttemperatur unter die Gefrierpunkttemperatur Anfang Juni verhindert jedoch eine Meereisabnahme in dieser wichtigen Phase. Da 1995 bereits zu einem sehr frühen Zeitpunkt Ende Juni bei maximaler astronomischer Sonnenscheindauer während des Sommer-Solstitiums annähernd 50 % der Abfragemaske meereisfrei sind, können positive Rückkopplungen wegen der verringerten mittleren Oberflächenalbedo einsetzen, die selbstverstärkend zu einer zunehmenden Strahlungsabsorption und damit zu einer positiven Energiespeicheränderung führen können.

Vergleichbar mit 1993 sind auch die Zustände Ende Juni 1990, wo eine Kaltluftadvektion die Abnahme hemmt, ebenso wie die niedrigen Lufttemperaturen im Juli, die im Gegensatz zu 1995 jedoch unter die Gefrierpunkttemperatur sinken. Die Temperaturabnahme im Juli 1995 reduziert die Prozeßrate hingegen lediglich kurzfristig. Die zunehmenden Windgeschwindigkeiten im August und die verstärkte Meereisdrift können durch mechanische Belastung der verbliebenen Meereisdecke bei entsprechend langem Überströmweg zusätzlich die Prozeßrate steigern. In keinem weiteren Jahr treten Ende August Lufttemperaturen von fast 285 K im 950 hPa Niveau auf. Im Jahr 1990 reichen die minimal erhöhten Temperaturen z.B. im September nachdem die Neueisbildung bereits eingesetzt hat nicht mehr aus, um eine Meereisreduktion herbeizuführen. Das Einsetzen der hohen Lufttemperaturen 1995, während die offenen Wasserflächen noch großflächig existieren, kann die Neueisbildung effizient verzögern, vor allem, da während des vorangegangenen Kaltlufteinbruchs (Nordwind), wie schon im Juli, keine Eisbildung einsetzen kann. Die durch die Meereisdrift transportierten Massen sind gering, der Meereistransport weist

aber kontinuierlich eine nördliche Driftrichtung auf. Dieses Beispiel zeigt sehr anschaulich die Bedeutung der zeitlichen Prozeßabfolge für die Anomalieentstehung. Zudem muß von einer günstigen Präkonditionierung ausgegangen werden. *Haas und Eicken (1999)* geben hierzu anhand von in situ Meereisdickenmessungen eine um teilweise 30 cm geringere Meereisdicke an als z.B. im Folgejahr.

1996

Die zeitliche Entwicklung 1996, dem ausgeprägtesten positiven Meereisanomaliejahr zwischen 1979 und 2002 ist ebenfalls direkt gekoppelt an Luftmassenadvektionen bzw. zumindest Lufttemperaturänderungen. Ungefähr am 10. Juni wird die Gefrierpunkttemperatur für längere Zeit im räumlichen Mittel überschritten, was Anfang Juli erstmals zu einer Abnahme der Meereisbedeckung führt. Aufgrund der wesentlich größeren meereisbedeckten Fläche in diesem Jahr hat die Temperaturabnahme im Juli – anders als z.B. 1995 oder 1990 – wesentlich stärkere Auswirkungen, anstelle einer Stagnation der Abnahme kommt es wahrscheinlich zu Gefrierprozessen und einer sommerlichen Neueisbildung. Die meereisbedeckte Fläche beträgt Ende Juli 1996 mehr als $0.55 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Es schließen sich hohe Abnahmeraten an, die wiederum mit einer Temperaturerhöhung Anfang August einhergehen. Weil dieser Temperaturanstieg aber nur etwa 10 Tage andauert, reicht er nicht aus, um bis Anfang September die Meereisfläche noch weiter zu reduzieren, bevor im Mittel bei einem normalen Temperaturverlauf die herbstliche Neueisbildung einsetzt. Die Meereisexportraten sind währenddessen minimal. Erst mit der Zunahme der offenen Wasserflächen kommt es zu einem verstärkten Export. Das lokale Maximum der Driftgeschwindigkeit im August wird als Artefakt durch fehlerhafte Daten eingestuft.

Zusammenfassung

Die Auswertung der zeitlichen Entwicklung der meereisbedeckten Fläche in positiven und negativen Anomaliejahren in dieser Arbeit ergibt zunächst, daß neben der allgemeinen sommerlichen Meereisabnahme durch die Veränderung des Strahlungsklimas, der Energieeintrag in Form einer Erhöhung der Lufttemperatur (hier festgestellt im 950 hPa Niveau) eine scheinbar größere Auswirkung auf die Prozeßraten der Veränderung (vor allem Abnahmen) der meereisbedeckten Fläche hat als der Massentransport durch die (windgetriebene) Meereisdrift. Das heißt, die thermodynamische Systemkomponente (Gefrieren/Schmelzen) ist wichtiger als die dynamische (Meereisdrift). In wenigen Fällen entspricht der Netto-Meereistransport pro Zeiteinheit, bezogen auf die gesamte Fläche der Laptewsee, der Änderungsrate der meereisbedeckten Fläche. Es besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen positiven Lufttemperaturanomalien, gekoppelt an Warmluftmassen und mögliche Warmluftadvektionen, und der Abnahme der meereisbedeckten Fläche.

Die Ursache für die Entstehung der negativen bzw. positiven Meereisanomalien während der neun Simulationsjahre ist das Witterungsgeschehen innerhalb des jeweiligen Sommers (Mai bis August / September). Dies ist aus verschiedenen Arbeiten bekannt (z.B. *Barry et al. (1993)*, *Serreze et al. (1995)* oder *Serreze et al. (2003)*). Wichtig sind neben den Eigenschaften der Teilsysteme zu Beginn des Sommers (Präkonditionierung), vor allem der zeitliche Ablauf des Wettergeschehens in der zu betrachtenden Region; dies kann meteorologisch plausibel in den meisten der oben betrachteten Fälle gezeigt werden. Eine allgemeingültige Erklärung scheint aufgrund der komplexen zeitkritischen Interaktionen nur schwer möglich zu sein. Die Monate Mai und Juni sind bei der Anomalieentstehung besonders entscheidend. Eine Veränderung des Systemzustands während dieser Zeit ist relevant für die später ablaufenden Rückkopplungsprozesse, die Auswirkungen auf Prozeßraten haben. Wenn die Abnahme der meereisbedeckten Fläche zu spät einsetzt, dann kann

sich aufgrund der Limitierungen des Klimasystems (z.B. astronomisch mögliche Sonnenscheindauer, kurzweilige Einstrahlung, etc.) eine negative Anomalie nicht mehr ausbilden, weil bei den typischen Prozeßraten die Zeit bis zur winterlichen Neueisbildung nicht mehr ausreicht.

Die Meereisdrift scheint die Anomalieentstehung zwar nicht zu kontrollieren, in allen untersuchten negativen Meereisanomaliejahren (1983, 1990, 1991 und 1995) überwiegt jedoch der Meereisexport vor dem -import, es müssen also im Mittel divergierende Bewegungsmuster herrschen, welche die Entstehung von Rinnen zwischen den Treibeisschollen mit einer verstärkten Absorption und Schmelzprozessen begünstigen. In den Jahren 1990 und 1991 entspricht die kumulative Summe der Netto-Transportraten ab April mit etwa $0.035 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ bzw. etwa $0.042 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ fast der jeweiligen Differenz der anomal niedrigen meereisbedeckten Fläche zum langjährigen Mittel. Ob die Exportereignisse, die oftmals mit den positiven Lufttemperaturanomalien aufgrund der südlichen Windrichtungen einhergehen, notwendig für die Anomalieentstehung sind, läßt sich mit dem hier verwendeten Datenmaterial nicht abschließend beantworten. Neben dem zeitkritischen Auftreten von Warmluftadvektionen und einem assoziierten Meereistransport müssen auch die Meereisdriftverhältnisse und -bedeckungsgrade im zentralen Arktischen Ozean einen Export zulassen.

Klar scheint, daß Meereisanomalien vor allem durch Abnahmen der Meereisbedeckung über kurze Zeitspannen mit hohen Prozeßraten gekoppelt an anomale Lufttemperaturen entstehen. Schon aufgrund der Prozeßraten kann die Meereisdrift bzw. der -export dabei keinen großen Anteil leisten, zumal sich die Effekte der zeitlich hoch variablen Driftvektoren oftmals durch gleichzeitige Im- und Exporte neutralisieren, wie sie an die Zyklonenaktivität gekoppelt sein können (Kap. 6.3.2). Ob kleinräumige Meereisverlagerungen, gesteuert durch regionale Windfelder, Konvergenzzonen und damit eine Kompaktion der Meereisdecke bewirken, die Auswirkungen auf die Anomalienentstehung hat, ist nicht Gegenstand der Untersuchung. Bei einer zonalen Meereisdrift wäre z.B. eine Anlagerung an die umgebenden Landmassen bzw. Inseln denkbar. Auf die mittlere räumliche Verteilung der Strömungsfelder geht Kapitel 6.2.2 detaillierter ein.

Wegen fehlender Schmelz- und Gefrierdaten, Meereisdicken und Informationen zum Meereisspannungsfeld ist vor allem der Systemzustand zum Sommerbeginn schwer abschätzbar. Daher kann die Wirksamkeit der Temperaturerhöhungen auch nicht quantifiziert werden.

Da im HIRHAM4 der untere Randantrieb fest vorgegeben ist und auch bei den OBS-opyc110-Simulationsrechnungen teilweise Probleme bestehen auf kleinräumige Meereisstrukturen zu reagieren (Kap. 5.2.5), ist eine Bewertung der Richtung und Stärke der Atmosphäre-Meereis-Kopplung schwierig. Die synoptischskaligen Wettererscheinungen scheinen aber der Antrieb für die Meereisanomalien zu sein, die ihrerseits eine vergleichsweise geringere Wirkung auf die Atmosphäre ausüben (Kap. 5).

Inwiefern die Meereisdrift im Winter Einfluß auf die Präkonditionierung hat und ob die Zyklonenaktivität (Warmluftadvektion, Windfeld) und die Polynjaaktivität (Anfangsbedingungen, Größe, Andauer, Häufigkeit) die abgeleiteten Prozesse mitbeeinflussen, soll in den nachfolgenden Kapiteln untersucht werden, da bei der bisherigen Betrachtung z.B. die Ursachen für die Temperaturschwankungen noch nicht ausreichend untersucht sind.

6.2 Meereisdriftmuster und -transportbilanzen

Die Informationen zur Meereisdrift (u- und v- Komponenten bzw. Richtung und Geschwindigkeit) für jeden meereisbedeckten Gitterpunkt werden in diesem Kapitel dazu verwendet, einerseits in Ergänzung zu den Aussagen in Kapitel 6.1.3 eine phänomenologischen Übersicht zu dieser Meereiseigenschaft zu geben und einen Zusammenhang zwischen der winterlichen Meereisdrift und den sommerlichen Meereisanomalien herzustellen. Neben dem Bewegungsfeld zählt hierzu auch der Netto-Transport (Meereismassenbilanz), d.h. das Volumen des Meereisimports und -exports an den Grenzen der Laptewsee-Abfragemaske zu der Ostsibirischen See und dem zentralen Arktischen Ozean.

6.2.1 Mittlerer Zustand und interannuale Variabilität der Meereistransportbilanz in der Laptewsee

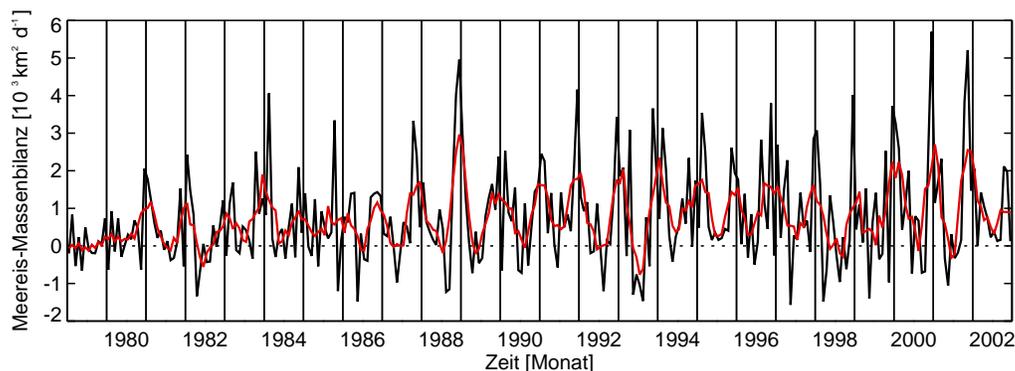


Abbildung 6.3: Zeitreihe der Monatsmittel des Netto-Meereistransports an der Begrenzung der Laptewsee (Flächenfluss) [$10^3 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$] (schwarz) und 5-monatig tiefpaßgefiltert (rot) (Gaußfilter), 1979 bis 2002. Die Bilanz errechnet sich aus Export minus Import an allen randlichen Bilanzlinien (2, 3, 4, 5, s. Abb. 6.1). Positive Werte bedeuten Meereisexport, negative Import in das Gebiet der Laptewsee. Datengrundlage: NSIDC Meereisbedeckungsgrade und Meereisdriftdaten, umprojiziert auf HIRHAM4-Gitter.

Die Zeitreihe der Monatsmittel des Netto-Meereistransports an den Grenzen der räumlichen Begrenzung der Laptewsee, ausgedrückt in Form einer Verlagerung meereisbedeckter Fläche pro Tag, in Abbildung 6.3, weist eine stark ausgeprägte saisonale Variabilität auf (s. auch Abb. 6.4). Die Wintermonate sind dominiert durch Meereisexport und die Sommermonate durch allgemein geringe Massenflüsse und teilweise dominierenden Import. Dies ist in Übereinstimmung mit *Zakharov (1966)*, *Kotchetov et al. (1994)* oder *Alexandrov et al. (2000)*. Der Mittelwert des Netto-Meereistransports über alle Monate beträgt $\bar{x} = 758 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$ bei einer Standardabweichung von $s = 1268 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$. Die Bilanzlinien zur ostsibirischen See – vor allem die südlichere im Bereich der Dmitrij-Laptew-Straße – sind in dieser Zeitreihe relativ unbedeutend. Die zonal angeordnete Bilanzlinie Nr. 6 im Zentrum der Laptewsee weist ähnliche Zeitverläufe auf wie die gezeigte bzw. die beiden nördlich gelegenen Nr. 2 und Nr. 3 (Daten nicht gezeigt).

Auffällig ist die große intrannuale Variabilität. Dabei wechseln sich – speziell im Sommerhalbjahr – Monate mit dominierendem Meereisimport und -export oftmals ab, z.B. 1990. Dies ist gekoppelt an die Variabilität der atmosphärischen Zirkulation, die besonders bei

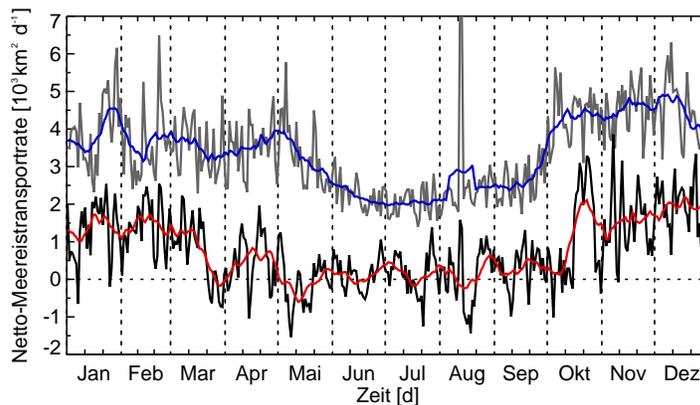


Abbildung 6.4: Zeitreihe der langjährigen (1979 bis 2002) Tagesmittel des Netto-Meereistransports [$10^3 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$] (Export minus Import) (schwarz) und 15-tägig tiefpaßgefiltert (rot) (Gaußfilter) sowie die Standardabweichung der Tageswerte der einzelnen Jahre von den langjährig gemittelten Tageswerten (grau) und 15-tägig tiefpaßgefiltert (blau) an den Grenzen der Laptewsee (Bilanzlinien: 2, 3, 4, 5, s. Abb. 6.1). Arithmetischer Mittelwert: $\bar{x} = 754 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$; Standardabweichung: $s = 989 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$. Datengrundlage: NSIDC Meereisbedeckungsgrade und Meereisdriftdaten, umprojiziert auf HIRHAM4-Gitter.

den fragmentierten Meereisdecken während des Sommers kurzfristige Modifikationen der Meereisdrift und damit eine Umkehr der Massenbilanz verursachen kann (Kap. 6.1).

Eine Trenduntersuchung für die Monate Januar bis Dezember für 24 Jahre von 1979 bis 2002 ergibt mit Ausnahme von Juni und September positive lineare Trends, die auf dem 95 % Signifikanzniveau nach dem Mann-Kendall-Trendtest allerdings nicht signifikant sind. In den Wintermonaten November, Dezember und Januar sind die Veränderungen am stärksten. Der mittlere Trendwert über diese drei Monate beträgt $1808 \text{ km}^2 24 \text{ a}^{-1}$. Wegen der großen interannualen Variabilität können die linearen Regressionsansätze während dieser drei Monate im Mittel nur 14.4 % der Varianz der Ausgangsdaten erklären.

Die interannuale Variabilität bestätigt in der Zusammenschau nochmals die Erkenntnisse aus Kapitel 6.1.3 für den gesamten Zeitbereich wonach positive sommerliche Meereisanomalien (Abb. 3.4) begleitet sind von Meereisimport während des Sommers (z.B. 1992, 1993, 1998, 2001). Im Gegensatz dazu dominiert in vielen negativen Anomaliejahren während des Sommers ein Meereisexport. In den Jahren 1995 und 2002 z.B. zeigen die Monatsmittel keine Meereisimporte, wenngleich die Bilanzen annähernd ausgeglichen sind. In Jahren wie 1990, 1991, 1999 oder 2000 kommt es zwar zu Netto-Importen, allerdings alternierend mit einem verstärkten Meereisexport.

6.2.2 Meereis-Zirkulationsmuster

Die mittleren Meereisdriftverhältnisse in der Arktis während der Monate Mai bis August zeigt Abbildung 6.5. Die mittleren Meereistransportraten für die Laptewsee werden in dem räumlichen Zusammenhang mit der sommerlichen Umstellung der arktisweiten Zirkulation besser verständlich. Wie Kapitel 1.1 bereits kurz erleutert, wird das mittlere Bewegungsfeld von dem antizyklonalen Beaufort-Wirbel dominiert, der in die Transpolar-drift übergeht, die den Eisexport aus der zentralen Arktis durch die Framstraße verursacht. Das Mai-Bewegungsfeld ist typisch für diesen Zustand. Es ist noch beeinflusst von der winterlichen Hochdruckbrücke, die sich über der zentralen Arktis zwischen den sibirischen

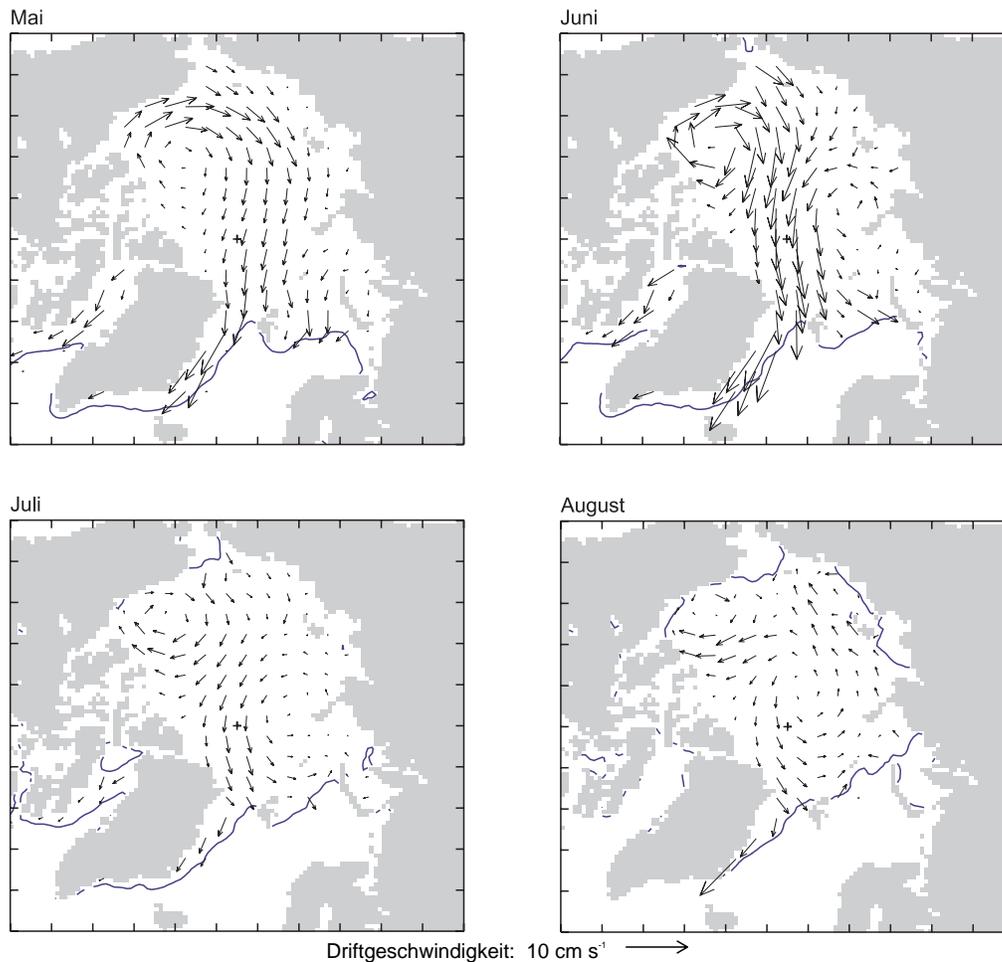


Abbildung 6.5: Mittlere langjährige (1979 bis 2002) Meereis-Driftmuster [cm s^{-1}], Mai bis August. Jeder fünfte Vektor ist eingezeichnet. Fehlerhafte Vektoren in Randmeerbereichen ohne Meereisbedeckung sind ausmaskiert. Die blaue Isolinie verläuft entlang eines Meereisbedeckungsgrades von 0.15. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte). Basisdatensatz: SMMR und SSM/I Meereisbedeckungsgrade und NSIDC Meereisdriftvektoren.

und kanadischen Kältehochs ausbildet. Die Veränderung des Luftdruckfeldes (Daten nicht gezeigt) hin zu einer zyklonal dominierten Zirkulation in der zentralen Arktis, u.a. wegen des Zyklyse-Gebiets (Kap. 3.2.3), ist an den mittleren August-Verhältnissen sichtbar. Der Beaufort-Wirbel wird im Laufe des Juni und Juli zurückgedrängt, die Transpolar-drift nimmt an Intensität ab. Auffällig ist die allgemein niedrigere Driftgeschwindigkeit in den Monaten Juli und August, die mit geringeren Luftdruckgradienten und damit abgeschwächter Schubspannung bzw. atmosphärischem Antrieb einhergeht. Die Umstellung der zonalen Zirkulationskomponente im Mittel in der Lapteewsee von Mai zu Juni von einer Ost-West Strömung zu einer West-Ost dominierten Zonalkomponente ist auch an den Transportbilanzen der Bilanzlinie Nr. 1 deutlich zu sehen (Daten nicht gezeigt). Der verstärkte Export in den Wintermonaten aus der Lapteewsee wird plausibel, wenn von einem antizyklonalen Beaufortwirbel ausgegangen wird, der in Zusammenhang mit zyklonaler Zirkulation durch die winterliche nordatlantische Zyklonenzugbahn, die in die westliche

sibirische Arktis hineinreicht, einen Ost-West orientierten Luftdruckgradienten bedingt, der zu einem Meereisexport aus der Laptewsee führt (*Orvig et al.*, 1970; *Walsh und Chapman*, 1990; *Barry et al.*, 1993).

Es ist deutlich sichtbar, daß sich im Mittel in der nördlichen Laptewsee ein zyklonaler Wirbel ausbildet, vor allem wenn die Transpolardrift, wie hier im Juni und Juli, in die zentrale Arktis verlagert ist. Eine kleinräumige Verlagerung der antreibenden atmosphärischen Zirkulationsverhältnisse kann – auch beeinflusst durch die Land-See-Verteilung – eine entscheidende Veränderung des Meereistransports verursachen. Eine solche Verlagerung und teilweise Umstellung des Meereiszirkulationsregimes sind z.B. die von *Proshutinsky und Johnson* (1997) aus Ergebnissen eines Ozean-Meereis-Modells und Datenanalysen abgeleiteten zyklonalen und antizyklonalen Zirkulationsregime. Während eines antizyklonalen Regimes (intensiver, großer Beaufortwirbel) verlagert sich die Transpolardrift in Richtung sibirische Küste, so daß Eis aus den sibirischen Randmeeren transportiert werden kann (vgl. ungefähr den Mai-Zustand in Abb. 6.5). Während eines zyklonalen Regimes ist die Transpolardrift weiter in den zentralen Arktischen Ozean verlagert. In beiden Fällen ist jedoch prinzipiell ein Eisexport aus der Laptewsee möglich.

Hinzu kommt, daß die Regime jeweils auch einem Jahresgang unterliegen und dabei die Sommermonate primär von zyklonalen Zirkulationsverhältnissen geprägt sind (*Proshutinsky und Johnson*, 1997) (vgl. ungefähr den August-Zustand in Abb. 6.5). Die Jahre 1979 und 1984 bis 1988 fallen z.B. alle in antizyklonale Regime, in keinem dieser Jahre ist die meereisbedeckte Fläche in der Laptewsee durch große negative sommerliche (Mai bis September) Meereisanomalien gekennzeichnet (Kap. 3.1.2). Die Jahre 1995 und 1996 weisen die gegensätzlichsten Meereiszustände innerhalb des Untersuchungszeitraums von 1979 bis 2002 auf. Sie liegen beide innerhalb eines zyklonalen Zirkulationsregimes; die Monatsmittel der Meereisdriftfelder zeigen 1995 fast ausschließlich nördliche und 1996 südliche Driftrichtungen in den Monaten Juni und Juli (Daten nicht gezeigt). Ein Vergleich von Monatsmitteln der Driftvektoren in *Polyakov et al.* (1999) der Jahre 1987 (antizyklonales Regime) und 1992 (zyklonales Regime) weist hingegen deutlichere Unterschiede auf. Trotzdem ist aufgrund der Driftmuster in allen Fällen ein sommerlicher Meereisexport nach Norden aus der Laptewsee möglich, nach *Rigor et al.* (2002) bei zyklonalem Regime bzw. positiver AO allerdings verstärkt.

Hinsichtlich der Wirksamkeit während des Sommers scheinen kurzperiodische Veränderungen, z.B. durch Zykloneneinwirkung, wichtiger zu sein (Kap. 6.1.3). Eine Kompositbildung, bei der mittlere Meereisdriftmuster durch eine Klassifikation nach positiven und negativen Meereisanomalien in der Laptewsee gebildet werden, läßt ebenfalls keine klaren Zusammenhänge zwischen mittlerem Driftmuster und Anomalieentstehung erkennen (Daten nicht gezeigt). Ein Vergleich von zyklonalen und antizyklonalen Zirkulationsregimen und dem mittleren Meereisexport aus der Laptewsee, abgeleitet mit einem semiempirischen Verfahren aus Luftdruckgradienten, in *Alexandrov et al.* (2000) zeigt von 1946 bis 1994 keinen eindeutigen Zusammenhang.

6.2.3 Präkonditionierung

Unter der Präkonditionierung wird die Beeinflussung der Meereiseigenschaften (Dicke, Kompaktheit, usw.) während des Winters und Frühlings verstanden, die Einfluß auf die sommerliche Entwicklung der Meereisbedeckung nimmt.

Rigor et al. (2002) stellen heraus, daß Meereis hinsichtlich der winterlichen Prozesse eine Persistenz besitzt, nämlich dahingehend, daß ein verstärkter winterlicher Meereisexport

aus der Laptewsee bei entsprechend hohen Meereisneubildungsraten in Rinnen und Polynjen eine Ausdünnung der Meereisdecke zur Folge hat. Dies verursacht einerseits einen verstärkten ozeanischen Wärmestrom in die Atmosphäre und positive Lufttemperaturanomalien sowie andererseits eine schnellere mechanische Zerstörung sowie Schmelzen der Meereisdecke während des Frühlings und Sommers. Nach *Rigor et al.* (2002) sind die mittleren Meereiszirkulationsmuster dabei während positiven AO-Phasen und einem zyklonalen Zirkulationsregime sowie einem negativen AO-Index und einem antizyklonalen Zirkulationsregime sehr ähnlich.

Abbildung 6.6 enthält einen Vergleich des winterlichen AO-Index mit der sommerlichen meereisbedeckten Fläche in der Laptewsee. Auffällig ist der starke Anstieg und die tendentiell höheren AO-Indizes seit 1989. Nach obigem Zusammenhang müßte ein positiver AO-Index, d.h. ein zyklonales Zirkulationsregime, mit einem verstärkten winterlichen Eisexport und damit negativen Meereisanomalien im Sommer korreliert sein. In den Jahren 1986, 1987, 1990, 1995, 1996 oder beispielsweise 2002 existieren solche Verhältnisse, in anderen Jahren hingegen, z.B. 1982, 1993 oder 1994, kann von diesem einfachen Wirkungsgefüge nicht ausgegangen werden. Der Pearson-Korrelationskoeffizient der beiden normalisierten und trendbereinigten Zeitreihen beträgt -0.28 bei einer Signifikanz von 83 %.

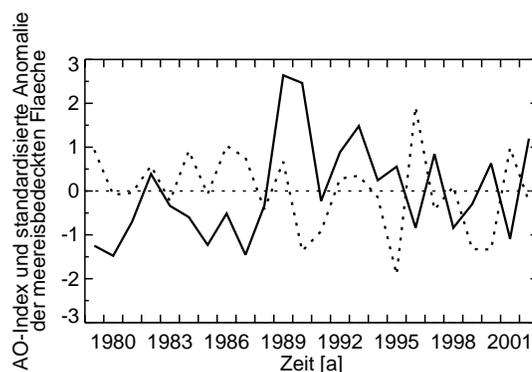


Abbildung 6.6: Vergleich der Zeitreihen des winterlichen AO-Index (Mittel über die Monatsindizes der Monate Januar, Februar, März) (durchgezogen) und die standardisierten Anomalien der meereisbedeckten Fläche der Laptewsee (Mittel über die Monatsmittel der Monate Juni, Juli, August, September) (gepunktet) von 1979 bis 2002. Basisdatensätze: SMMR und SSM/I Meereisbedeckungsgrade; Annular Modes Website (<http://horizon.atmos.colostate.edu/ao>, Stand: 04. Januar 2004, D. W. J. Thompson), *Thompson und Wallace* (2002) (AO-Index auf Monatsbasis).

Deser et al. (2000) stellen fest, daß anomal niedrige Meereisausdehnungen im Sommer in der Barentssee, Karasee und Laptewsee verbunden sind mit anomal hohem Luftdruck über der Arktis im Frühling (April bis Juni), d.h. einer antizyklonalen Zirkulation mit einer assoziierten Warmluftadvektion und nördlicher Meereisdrift.

Um festzustellen, ob zwischen dem winterlichen Meereisexport – unabhängig von Zirkulationsregimen – und der sommerlichen Anomalieentwicklung ein Zusammenhang besteht, wird die Summe sowohl der Export- als auch der Importraten und der Netto-Transportbilanz für 24 Winter jeweils von Dezember bis März gebildet. Dies ist ein Zeitraum, der von Exportereignissen dominiert ist (Abb. 6.4). Allgemein ist festzustellen, daß in allen drei Fällen ein deutlich positiver Trend vorliegt, hin zu einem verstärkten winter-

lichen Meereistransport. Vor allem die Exportverstärkung in den 1990er Jahren fällt auf (Daten nicht gezeigt).

Da sowohl Jahre mit negativen als auch positiven sommerlichen Meereisanomalien hohe Meereisexporte bzw. positive Netto-Transportbilanzen aufweisen, kann kein eindeutiger Zusammenhang zwischen anomal hohen winterlichen Meereisexporten aus der Laptewsee und anomal niedriger meereisbedeckter Fläche im Sommer hergestellt werden (Daten nicht gezeigt). Die Gesamt-Bilanz im Jahr 1990 liegt z.B. mit etwa $0.15 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \text{ 121 d}^{-1}$ ungefähr auf dem Niveau von 1996 und in den Jahren 1992 und 1993 werden noch höhere Gesamt-Bilanzen erreicht, d.h. der winterliche Export dominiert noch stärker obwohl in diesen Jahren im Sommer sogar leicht positive Meereisanomalien vorherrschen.

Ein Vergleich der normalisierten Zeitreihen der winterlichen Netto-Bilanzen und Exportraten mit den normalisierten frühsummerlichen (Mai, Juni, Juli) meereisbedeckten Flächen ermöglicht Aussagen zur Beeinflussung der Abnahmeraten. Da Ende April die sommerliche Meereisdeckenentwicklung i.d.R. bei einer fast vollkommen geschlossenen Meereisdecke einsetzt, ist ein frühes Erreichen niedriger meereisbedeckter Flächen in den Monaten Mai bis Juli mit großen Abnahmeraten verbunden. Dies ist ein Indikator für beschleunigte Prozentraten, was gemäß *Rigor et al.* (2002) erleichterte Schmelzprozesse durch geringere Meereisdicken bedeuten kann. Von 1980 bis 1987 stehen relativ geringen Exportsummen hohe Werte der meereisbedeckten Fläche gegenüber. Die Jahre 1990 und 1995 sind hingegen ideale Beispiele für hohe winterliche Meereisexporte und eine sehr geringe Meereisbedeckung im Frühsommer. Für Mai und Juni gilt dies auch für das Jahr 1993. In den übrigen Jahren kann jedoch mit dieser stark vereinfachten Methodik ebenfalls kein eindeutiger kausaler Zusammenhang hergestellt werden.

Da es mit den verschiedenen Ansätzen nicht möglich scheint, einen eindeutigen Zusammenhang zwischen winterlichen und frühsummerlichen bzw. sommerlichen Meereiseigenschaften herzustellen, zeigt, daß die Präkonditionierung in dem komplexen Wirkungsgefüge nicht die alleinige Ursache für eine Anomalieentstehung sein kann.

6.3 Atmosphärische Ursachen für die Meereisentwicklung

Die Ursachen für die Lufttemperaturanomalien, die nachweislich an der sommerlichen Meereisanomalieentstehung bzw. -entwicklung beteiligt sind (Kap. 6.1.3), sollen in diesem Kapitel untersucht werden. Weiterhin werden beispielhaft verschiedene Druckkonstellationen hinsichtlich ihrer Wirkung auf die Meereiseisdrift und den assoziierten Luftmassentransport vorgestellt.

6.3.1 Lufttemperatur vs. Zyklonenaktivität und Strahlungsbilanz

Anhand der Zeitreihen in Abbildung 6.7 wird ein Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur im 950 hPa Niveau, als wichtiger Steuergröße für die sommerliche Meereisentwicklung, und der Zyklonenaktivität sowie der kurzwelligen Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche hergestellt. Bis auf die Zykloneninformationen, die 6-stündlich dargestellt sind, sind die übrigen Kurven aus HIRHAM4 OBSopyc110-Simulationsrechnungen hergeleitet. Die 6-stündlichen Modellausgaben sind zu Tagesmitteln gemittelt und aus Darstellungsgründen 3-tägig tiefpaßgefiltert. Die Lufttemperatur- und Strahlungszeitreihen sind zu jedem Zeitintervall räumlich über die Ozeanfläche der Laptewsee gemittelt (Abb. 4.16), der Luftdruck in NN und die detektierten Zyklonenereignisse (ein Punkt pro Tiefdruckereignis zum Termin) beziehen sich auf eine größere Abfragemaske (Abb. 3.1). Die Information

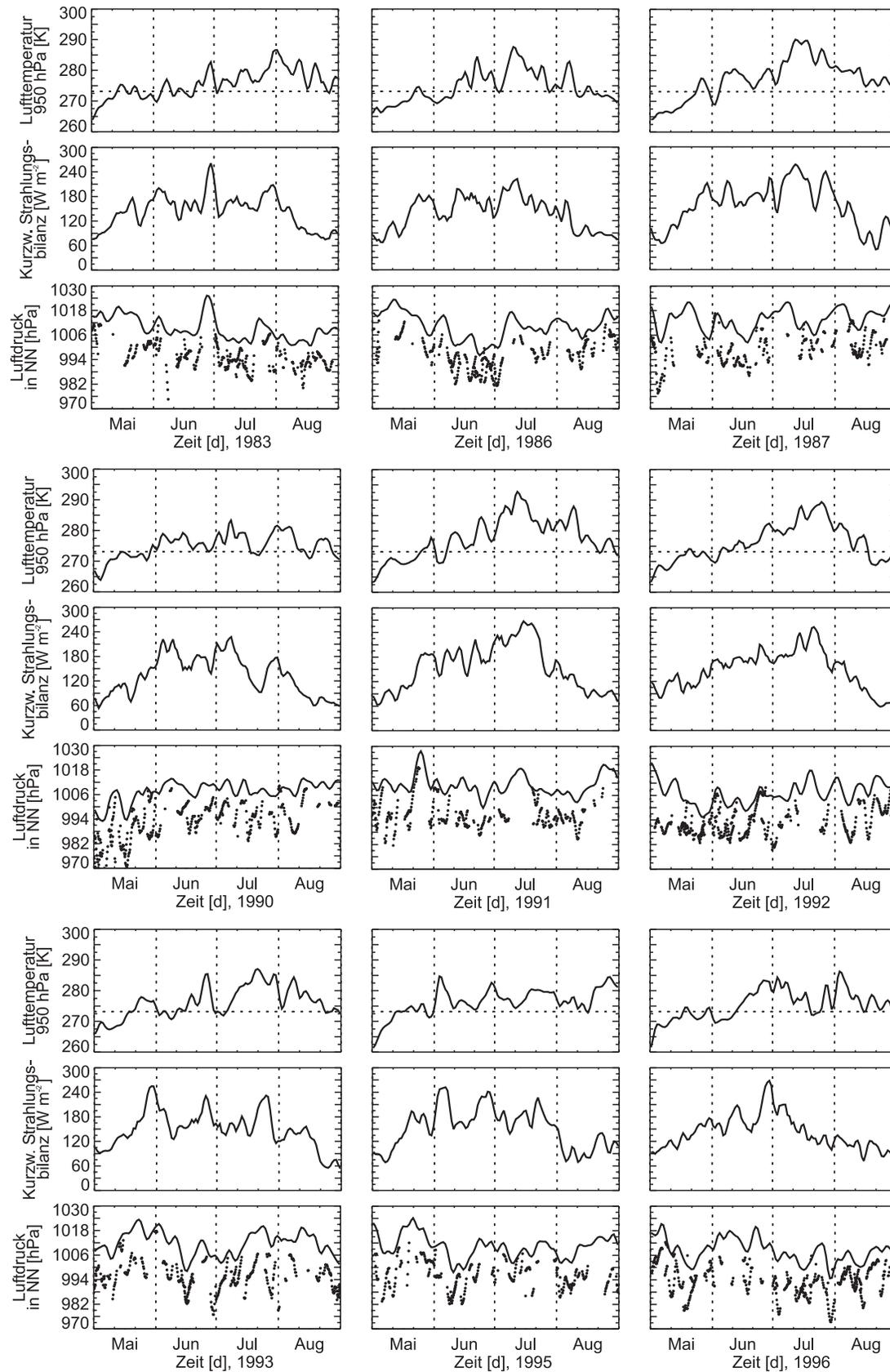


Abbildung 6.7: Zeitreihen verschiedener Atmosphäreigenschaften im Gebiet der Laptewsee. Zeitreihen der Lufttemperatur [K] im 950 hPa Niveau, der kurzwelligen Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche [W m^{-2}], des Luftdrucks in NN [hPa] und des Zyklonenkerndrucks [hPa] der Tiefdruckereignisse (Punkte) in der Laptewsee. Weitere Informationen im Text.

zum Vorhandensein eines Tiefdruckereignisses gibt gleichzeitig den Kerndruck desselben an.

Die positiven Lufttemperaturanomalien in Abbildung 6.2, die von Mai bis August nochmals in Abbildung 6.7 gezeigt sind, gehen nicht ausschließlich auf allochtone Wetterlagen mit Warmluftadvektion zurück, sondern in vielen Fällen unter Hochdruckeinfluß bei autochthonen Wetterlagen auf die verstärkte kurzwellige Einstrahlung, die primär durch den Wolkenbedeckungsgrad gesteuert wird (Daten nicht gezeigt). Luftmassentransporte sind sowohl in Kombination mit Tiefdrucksystemen und Frontdurchgängen, als auch gekoppelt an Zirkulationsstrukturen von Antizyklonen möglich. Die Differenz des mittleren Luftdrucks in NN und des Zyklonenkerndrucks in Abbildung 6.7 kann jeweils als Maß für die Zyklonenintensität bzw. die Horizontalerstreckung eines Systems innerhalb des Abfragegebiets dienen.

Das letzte Juni-Drittel 1983 ist ein typisches Beispiel für den oben beschriebenen Fall einer autochthonen Wetterlage. Bei relativ hohem Luftdruck in NN von über 1025 hPa werden kurzwellige Strahlungsbilanzen von über 250 W m^2 erreicht. Gleichzeitig befindet sich kein Tiefdrucksystem im Bereich der Laptewsee (Abb. 6.7). Die Windgeschwindigkeiten im 700 hPa Niveau (Abb. 6.2) sind mit unter 10 m s^{-1} während dieser Zeitspanne ebenfalls sehr niedrig. Aufgrund der teilweise relativ geringen Größe der sommerlichen Tiefs oder daran gekoppelter Zwischenhochs bzw. der weiträumigen Abfragemaske zur Erfassung von Tiefdrucksystemen um die Laptewsee, schließen sich jedoch hohe Strahlungsbilanzwerte und die Existenz von Tiefdruckgebieten mit erhöhten Wolkenbedeckungsgraden nicht aus. Dies ist z.B. 1987 im Juli der Fall, wenn eine langanhaltende Phase mit hohem Luftdruck und Strahlungsbilanzwerten durch ein sich Süd-Nord über die Laptewsee verlagerndes Tiefdrucksystem und mehrere Systeme südlich der Laptewsee (nördlicher Arktikfrontbereich) unterbrochen wird. Zu Beginn der Verlagerung, etwa zwischen dem 15. und dem 20. Juli, überdeckt das Tief den Abfragebereich noch nicht vollständig, so daß in den wolkenfreien Bereichen hohe Einstrahlungswerte möglich sind (Daten nicht gezeigt). Allgemein gilt, daß die Maxima der kurzwelligen Strahlungsbilanz gegenüber dem Zeitpunkt des Solstitiums am 21. Juni u.a. deshalb in den August verschoben sind, weil erst dann genügend eisfreie Flächen mit einer niedrigen Albedo und damit verstärkter Strahlungsabsorption auftreten.

Lokale Maxima der Lufttemperatur und Strahlungsbilanz sind innerhalb der neun vorgestellten Jahre immer wieder gekoppelt an Zeiträume mit hohem Luftdruck in NN und einer geringen Zyklonenaktivität. So scheinen z.B. die aufgrund der Analyse in Kapitel 6.1.3 als sehr wichtig für die Meereisanomalieentstehung erachteten anomal hohen Lufttemperaturen zu Beginn und am Ende des Juni 1995 auf einen hohen Strahlungsenergieeintrag zurückzuführen zu sein. Zusätzlich liegt die Laptewsee während dieser Perioden zumindest zeitweilig in einem Bereich mit einer südlichen bzw. südwestlichen Anströmrichtung (Abb. 6.2 und Druckfeldanalysen, nicht gezeigt). Diese Zirkulationsform ist bedingt durch ein Hochdruckgebiet über der Ostsibirischen See und einem Tief im Bereich der Karasee, das allerdings wegen der Lage der Abfragemaske nicht in Verbindung mit der Laptewsee gebracht wird. Der Lufttemperaturanstieg im 950 hPa Niveau zu Beginn des August 1996 scheint hingegen primär an Luftmassentransporte im Zusammenhang mit Tiefdrucksystemen gekoppelt zu sein (Abb. 6.7), deren Zugbahn die Laptewsee direkt überlagert.

Hieran zeigt sich, daß die Wirksamkeit von Zyklonen, auf diese Weise nur unzureichend erfaßt werden kann. Wie bereits mehrfach angedeutet, ist die räumliche Lage der Tiefdrucksysteme relativ zu den Randmeeren zusammen mit dem Zustand der Meereisdecke entscheidend. In Kapitel 6.3.2 werden Beispiele hierfür gegeben. Die von den Zyklonen

möglicherweise modifizierten Meereisdriftverhältnisse werden durch den Küstenverlauf dabei noch weiter modifiziert. *Tansley und James* (1999) zeigen in einer idealisierten Modellstudie wie der Zustand der Meereisdecke im Bereich der Zirkulation eines Tiefs bei großer Kompaktheit anstelle von divergenten sogar konvergente Meereisdriftmuster zur Folge haben kann.

Zeitreihenvergleiche der normalisierten Anomalien (Daten nicht gezeigt, s. auch Abb. 3.4 und 3.9) über 24 Jahre von jeweils Januar bis Dezember zwischen der Zyklonenaktivität (Anzahl der Tiefdruckereignisse pro Monat) auf Basis der NCEP / NCAR Re-Analysen im Bereich der Laptewsee (Abb. 3.1) und der meereisbedeckten Fläche (Monatsmittel, abgeleitet aus NSIDC Meereisbedeckungsgraden auf dem EASE-Gitter) in der Laptewsee zeigen keinen eindeutigen Zusammenhang. Anomal viele Zyklonen während des Frühlings oder Winters sind nicht unbedingt gekoppelt an eine negative Meereisanomalie während des Sommers. 1990 ist die Zyklonenzahl z.B. ganzjährig anomal hoch bei einer negativen Meereisanomalie; 1991 tritt ebenfalls eine negative Meereisanomalie ein, allerdings bei anomal wenig Zyklonen; 1995 und 1996 sind im Winter und Frühling gleichermaßen von einer ähnlichen Zyklonenaktivität geprägt, der dann allerdings vollkommen gegensätzliche Meereisverteilungen folgen.

Die wichtigen Lufttemperaturanstiege scheinen in den meisten Fällen mit einer erhöhten kurzweiligen Strahlungsbilanz verbunden zu sein, was für wolkenlose Verhältnisse bei autochthonen Hochdruckwetterlagen und Zwischenhochs in Verbindung mit Zyklonen spricht. Der vollständige Einfluß von Tiefdruckgebieten ist schwer abschätzbar, vor allem der mechanische Einfluß auf die Meereisdecke. Generell fällt die große Anzahl registrierter Tiefdrucksysteme während des Sommers auf, wobei nur solche Ereignisse erfaßt werden, die zu einem System mit einer minimalen Lebensdauer von mehr als vier Terminen gehören. Hinsichtlich einer Warmluftadvektion von den relativ wärmeren Kontinentflächen in die Randmeere können Tiefdrucksysteme über der westlichen Laptewsee bzw. der östlichen Karasee effizient wirksam werden. Dies entspricht auch der Hauptzugrichtung der Tiefdrucksysteme in diesem Bereich (Abb. 3.12). Eine Kombination beider Einflußgrößen mit einer dominierenden Bedeutung der Strahlungskomponente – vor allem in den Monaten Mai, Juni und Juli (Zeitraum günstiger strahlungsklimatischer Faktoren) – erscheint wahrscheinlich.

6.3.2 Räumliche Zyklonenwirkung

Die Zyklonen sind durch ihre dynamische und thermodynamische Einwirkung wichtige Steuergrößen für die Eigenschaften von Meereisdecken und den damit verbundenen Wechselwirkungen (*Maslanik und Barry*, 1989; *Maslanik et al.*, 1996; *Tansley und James*, 1999; *Dierer und Schlünzen*, 2001). Bisher ist die Wirkung von Zyklonen primär durch die Häufigkeit ihres Auftretens und Intensitätsparameter abgeschätzt worden (Kap. 3.2, 6.3.1). Die Abfragebereiche umfassen aufgrund der Zyklonenausdehnung die Laptewsee dabei in einer weit über die Ozeanbereiche hinausgehenden Maske. Im Zuge einer synoptischen Entwicklung kann ein Tiefdrucksystem innerhalb dieses Bereichs jedoch vollkommen unterschiedliche räumliche Auswirkungen haben. Im folgenden werden daher sechs Beispiele für den Bereich der Laptewsee aus dem Zeitraum Mai bis Oktober 1990 gezeigt, die dies dokumentieren, indem Druck-, Wind- und Meereisdritfelder kombiniert dargestellt sind (Abb. 6.8). Dies verdeutlicht nochmals die Notwendigkeit einer detaillierten synoptischen Betrachtung von Prozeßabläufen zur Erklärung der Anomalieentstehung.

Es sind verschiedene Fälle der Zykloneneinwirkung bei unterschiedlich großen Tiefdruck-

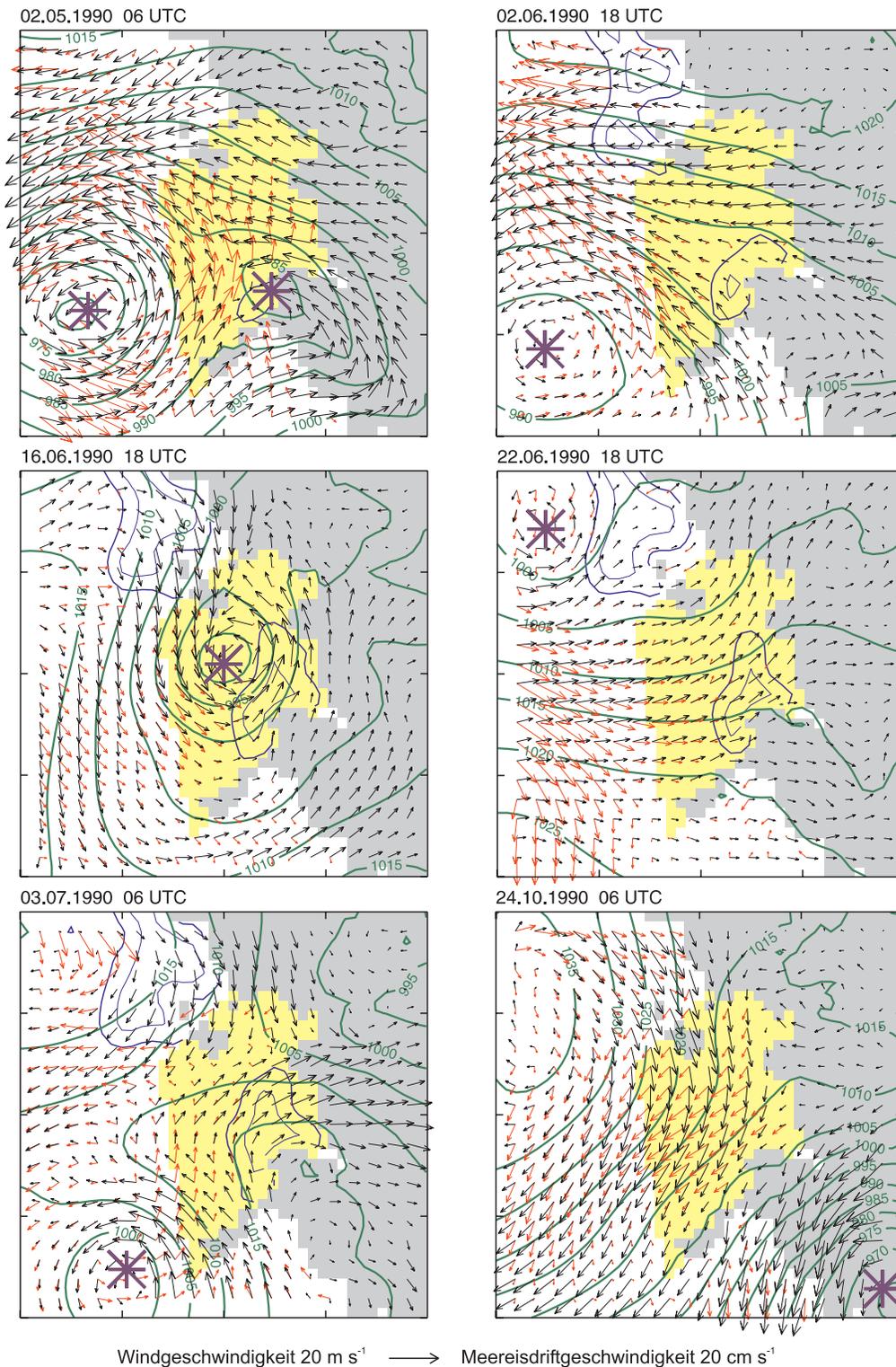


Abbildung 6.8: Beispiele für die räumliche Wirkung von Tiefdrucksystemen auf die Meereisdriftmuster im Bereich der Laptevsee, 1990. Atmosphärendaten: Luftdruck in NN [hPa], grüne Isobare, 5 hPa Abstand, Felder zum SYNOP-Termin; Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe [m s^{-1}], schwarze Vektoren, Mittel über das letzte Ausleseintervall; Zyklonenzentrum, blaues Stern-Symbol. Meereisdaten: auf HIRHAM4-Gitter umprojizierte Meereisdriftdaten [cm s^{-1}], rote Vektoren, Tagesmittel; Meereisbedeckungsgrade, 0.15 dünne blaue Linie, 0.5 dicke blaue Linie, Tagesmittel. Der hellgelbe Bereich markiert die Laptevsee-Abfragemaske. Jeder zweite Vektor ist dargestellt. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte), 55 bis 95 (x) und 45 bis 85 (y). Basisdatensatz: SMMR und SSM/I Meereisbedeckungsgrade, NSIDC Meereisdriftvektoren, HIRHAM4 OBSopyc110-Simulationsergebnisse, Zyklonenstatistik.

systemen in Abbildung 6.8 dargestellt. Um eine möglichst große Meereisausdehnung mit Driftvektoren zeigen zu können, sind nur Beispiele vom Sommer- und Winterbeginn ausgewählt.

- 02.05.1990: Hauptsächlich das Tief nördlich der Laptewsee steuert die Meereisdrift und verursacht eine ausgeglichene Transportbilanz, indem das Meereis zyklonal durch die nördliche Laptewsee verdriftet wird. Diese Zirkulationsform stimmt ungefähr mit den ozeanischen Strömungsmustern überein, die *Kotchetov et al.* (1994) beschreiben. Die asymmetrische Meereisverteilung in eine eisreichere West- und eine einärmere Osthälfte (entlang 126° E), die in dieser Arbeit weiter keine Berücksichtigung findet, erklärt auch aus dieser relativ häufig auftretenden Zyklonenwirkung. Weiterhin sind Konvergenzen bei Ost-West gerichteten Meereisdriftmustern steuernd.
- 03.07.1990: Die Wirkung in diesem Fall ist ähnlich wie oben, allerdings bei einem schwächeren atmosphärischen Antrieb, die Druckgradientkräfte sind geringer. Dieser Zirkulationszustand ähnelt der Darstellung in *Rigor et al.* (2002) (Abb. 10 b und d), die mittlere Meereiszirkulationszustände bei einem zyklonalen Zirkulationsregime bzw. einem hohen AO-Index zeigt.
- 02.06.1990: Diese Druckkonstellation ist ebenfalls vergleichbar mit den beiden erstgenannten, eine Zyklone befindet sich nördlich der Laptewsee. Die südwestlichen Winde ermöglichen jedoch einen effizienteren Meereisexport. Die bislang vorgestellten Tiefdrucksysteme liegen in dem Bereich, der in *Maslanik et al.* (1996) als Anomaliegebiet mit einer Zunahme der Zyklonenaktivität ausgewiesen wurde. Die Beispiele zeigen, daß davon eine effiziente Wirkung auf die Meereisbedeckung in der Laptewsee ausgehen kann.
- 16.06.1990: Bei einer Zyklone innerhalb der Laptewsee kommt es hingegen fast ausschließlich zu einer Massenverlagerung innerhalb des Randmeeres mit gegenläufigen Driftrichtungen ohne Austausch mit dem Arktischen Ozean. Daran zeigt sich auch, daß in solchen Situation die mittleren Driftrichtungen und Windgeschwindigkeiten aus Abbildung 6.2 keine sinnvolle Aussage ergeben.
- 22.06.1990: Wenn sich eine Zyklone über der Ostsibirischen See befindet, kann – auch beeinflusst durch die Meereisverhältnisse im zentralen Arktischen Ozean – genau der gegenteilige Fall im Vergleich zum 24.10.1990, nämlich ein verstärkter Meereisimport, eintreten. Im konkreten Fall ist das Tiefdrucksystem aus dem Bereich der Arktikfront über die Ostsibirische See in die zentrale Arktis eingewandert.
- 24.10.1990: Dies ist ein Beispiel für eine Druckkonstellation mit hohen potentiellen Meereisexportraten. Die Zyklone südlich der Karasee ist über die nordatlantische Zyklonenzugbahn aus dem Bereich des Island-Tiefs in die Arktis eingewandert. Der Höhenrücken zu dem die Antizyklone im Bereich der Ostsibirischen See gehört ist Teil des Höhenrückens, der in den Wintermonaten die thermischen Kältehochs über Kanada und Sibirien verbindet. Diese Wetterlage ist typisch für die langjährig gemittelten Luftdruckfelder von Oktober bis März. Aufgrund der großen Druckunterschiede (1035 hPa über der Ostsibirischen See und 965 hPa über der Karasee) entsteht ein optimales Meereistransportregime, das durch die Driftrichtung auch nicht durch Küstenlinien nachteilig beeinflusst ist.

In einigen Fällen stimmt das Meereisdriftmuster nicht mit dem dominierenden atmosphärischen Antrieb überein, dann kommt es z.B. nicht zu der typischen Rechtsablenkung der Meereisdrift relativ zum geostrophischen Wind (*Barry et al.*, 1993). Als Ursachen werden angesehen: (1) Eine nicht übereinstimmende zeitliche Auflösung der Modellergebnisse und der Meereisdaten; die 6-stündliche Auflösung der HIRHAM4-Ergebnisse ist aber notwendig, da ansonsten die große Variabilität der Zirkulationsformen in Zusammenhang mit einem Zyklonendurchzug nur unzureichend erfaßt werden kann. (2) Die Simulationsergebnisse stimmen, wegen der fehlenden Kopplung mit dem unteren Randantrieb, nicht immer mit den realen Verhältnissen überein. (3) Die Zuggeschwindigkeit der Tiefdruckgebiete ist teilweise sehr hoch, gekoppelt an relativ geringe Druckgradienten und damit schwache bodennahe Windfelder bei einem schnell wechselnden Windfeld; je nach Meereiseigenschaften (Kompaktion, etc.) kann sich die Meereisdecke nicht auf den veränderten atmosphärischen Antrieb einstellen. Die effizienteste Wirkung entfalten Zyklonen nicht bei einer Lage des Zyklonenzentrums innerhalb des Ozeangebiets der Laptewsee, sondern bei einer Positionierung außerhalb. Die wichtigsten prinzipiellen Konstellationen sind oben aufgeführt. Es ist offensichtlich, daß bereits eine geringfügige Veränderung der Lage der Zyklonenzugbahnen, wie sie durch eine Modifikation des unteren Randantriebs z.B. möglich ist (Kap. 5.2), zu vollkommen unterschiedlichen Prozeßabfolgen führen kann. Neben dem dynamischen Einfluß gilt dies besonders auch für die thermischen Eigenschaften der advehierten Luftmassen in Abhängigkeit ihrer Ursprungsgebiete.

6.3.3 Luftdruck- und Lufttemperaturfelder

Die Felder der Monatsmittel der geopotentiellen Höhe im 850 hPa Niveau und die Anomaliefelder der Lufttemperatur im 950 hPa Niveau für die Monate Mai bis August vier ausgewählter Anomaliejahre in Abbildung 6.9 und 6.10 sind Beispiele dafür, welche Unterschiede in der mittleren räumlichen Ausprägung der Felder u.a. zur Anomalieentwicklung bzw. den dynamischen und thermodynamischen Prozeßkomponenten in den Abbildungen 6.2 und 6.7 geführt haben. Sie sind eine Ergänzung der Ausführungen in Kapitel 6.1.3 und 6.3.1. Unabhängig von großräumigen Zirkulationsregimen (AO, NAO, ACCR / CCR) sind positive Meereisanomaliejahre mit 1987 und 1993 mit einem überwiegenden Meereisimport (Abb. 6.2, kumulative Summen des Netto-Meereistransports) und die negativen Meereisanomaliejahre 1991 und 1995 mit einem überwiegendem sommerlichen Export vertreten.

Eine eindeutige Differenzierung der Luftdruckverteilungen zwischen positiven und negativen Anomaliejahren ergibt sich weder aus Abbildung 6.9 noch aus Kompositen oder EOF-Analysen (Daten nicht gezeigt). Die langjährigen Monatsmittel in der obersten Bildreihe lassen die antizyklonale Zirkulation im Bereich der Beaufortsee im Mai noch gut erkennen, bevor sich in der zentralen Arktis zyklonale Zirkulationsformen ausbilden, welche die Monate Juni bis August dominieren. Diese mittlere zyklonale Zirkulation ist verursacht durch synoptische Tiefdrucksysteme die u.a. von der Arktikfront aus einwandern und in der zentralen Arktis okkludieren (Kap. 3.2.3). Die Zyklonenaktivität (Anzahl registrierter Systeme) hat nach *Maslanik et al.* (1996) z.B. zu Beginn der 1990er Jahre stark zugenommen (*Walsh et al.*, 1996; *Cullather und Lynch*, 2003). Dieser Zeitraum fällt in eine Periode mit einem zyklonalen Zirkulationsregime (*Polyakov et al.*, 1999). Die mittlere Lage der Zyklonenzentren im Juli und August würde dabei einen Meereistransport durch die nördliche Laptewsee verursachen.

Die mittleren geopotentiellen Höhen der 850 hPa Isobarfläche stimmen relativ gut mit

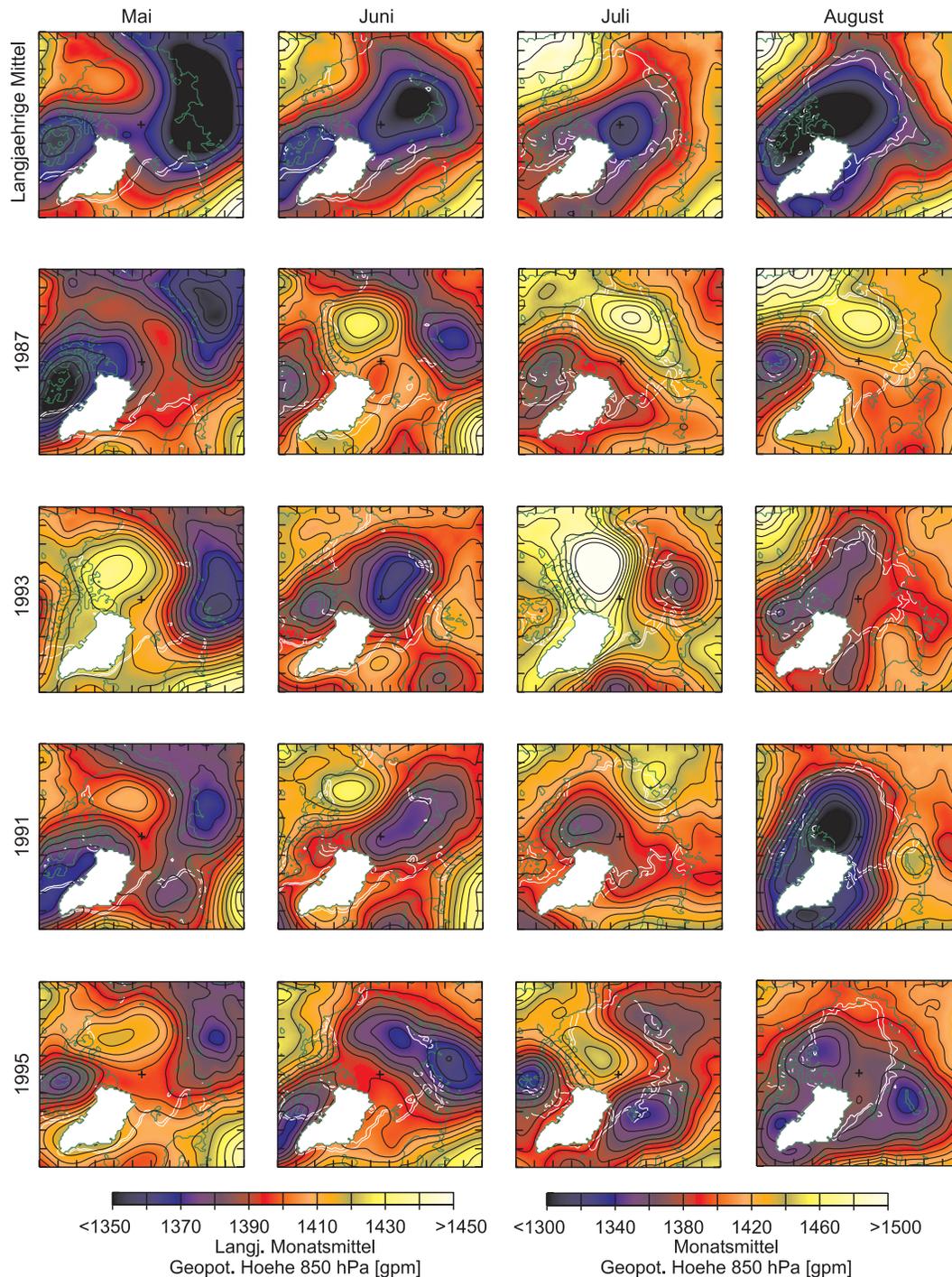


Abbildung 6.9: Langjährig (neun Simulationsjahre) gemittelte Monatsmittel der geopotentiellen Höhe der 850 hPa Isobarfläche [gpm] und Monatsmittel von Mai bis August. Anomaliejahre: positive Meereisanomalie mit dominierenden Eisimporten: 1987, 1993; negative Meereisanomalie mit dominierenden Meereisexporten: 1991, 1995. Die Konturlinien (schwarz) basieren auf 3×3 tiefpaßgefilterten Ausgangsdaten, Isolinienabstand: 10 gpm. Die weißen Konturlinien umgrenzen die langjährigen bzw. die individuellen Monatsmittel der Meereisausdehnung bei Bedeckungsgraden von 0.15 (dünne Linie) und 0.5 (dicke Linie). Grönland ist wegen Fehlern in der Luftdruckreduktion ausmaskiert. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Projektion: HIRHAM4-Gitter (110×100 Gitterpunkte).

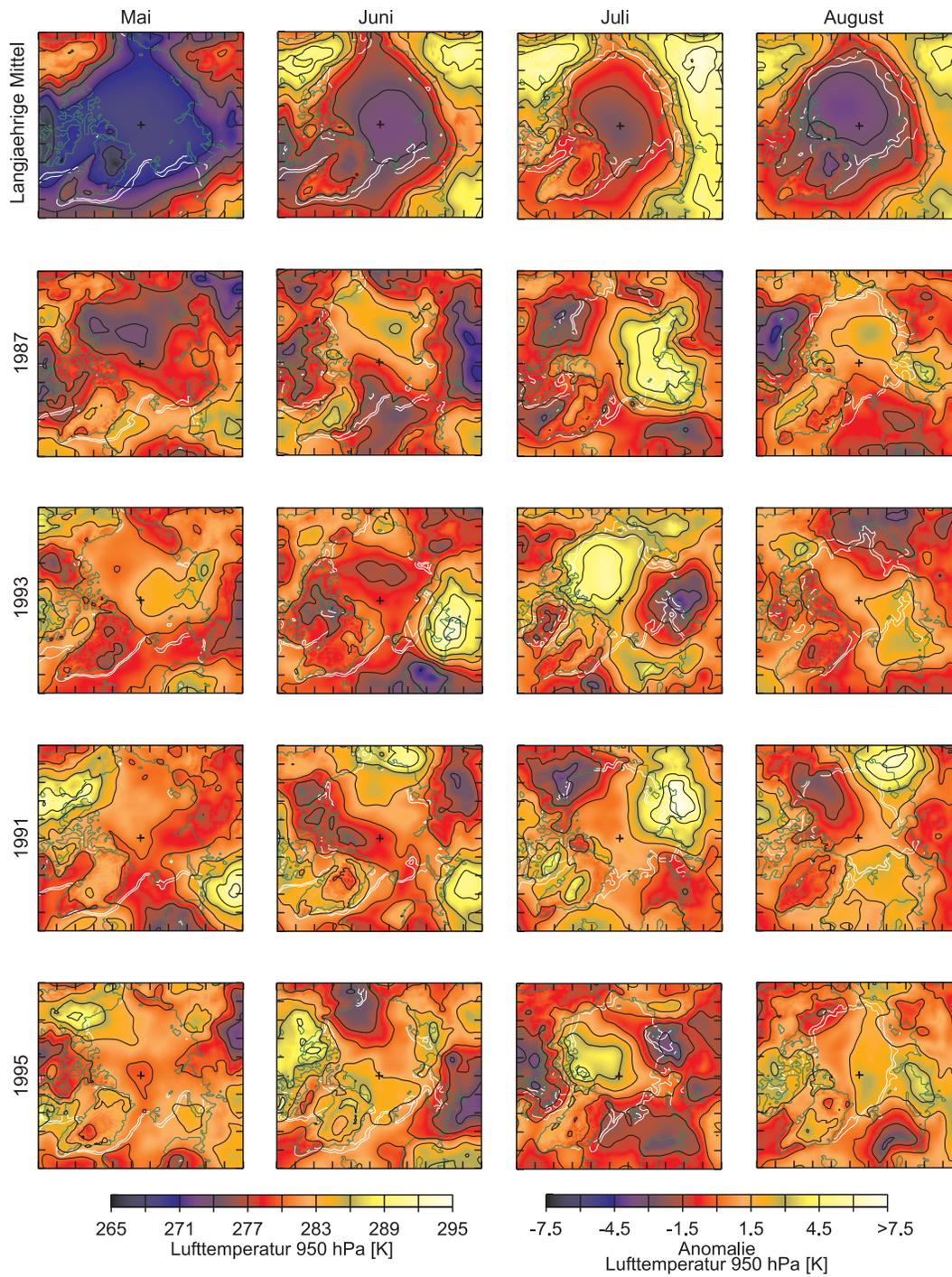


Abbildung 6.10: Langjährig (neun Simulationsjahre) gemittelte Monatsmittel der Lufttemperatur [K] im 950 hPa Niveau von Mai bis August und Abweichungen der Monatsmittel von dem langjährigen Mittel (Monatsmittel minus langj. Monatsmittel). Für Details zur Darstellung siehe Abbildung 6.9.

dem Luftdruck in NN überein. Sie sind ein Maß für den geostrophischen Wind und auch das bodennahe Windfeld, das größtenteils auch die Meereisdrift steuert. In vielen Fällen sind die von den Luftdruckfeldern abgeleiteten mittleren Windfelder jedoch nicht konsistent mit den aus Beobachtungsdaten gebildeten Monatsmitteln der Meereisdrift (Daten nicht gezeigt) – ungeachtet des variablen Ablenkungswinkels der Meereisdrift relativ zum antreibenden bodennahen Windfeld. Dies zeigt sich oftmals in einem räumlichen Versatz der Zirkulationszentren. Ein qualitativer Vergleich der geopotentiellen Höhe der 850 hPa Isobarfläche mit NCEP / NCAR Re-Analysedaten (Daten nicht gezeigt) ergibt neben einer überwiegenden Übereinstimmung der meisten Monatsmittel auch Fälle, bei denen die HIRHAM4-Simulationsergebnisse kleinräumigere Zirkulationsstrukturen enthalten, die in den Re-Analysen fehlen.

Die langjährigen Mittel der Lufttemperatur in der 950 hPa Isobarfläche zeigen neben einer zonalen Abnahme auch eine deutliche Abhängigkeit von der Meereisausdehnung. Gut zu sehen ist die bereits im August großflächig einsetzende Abkühlung nach Erreichen der Lufttemperaturmaxima (z.B. etwa 274 K am Nordpol) im 950 hPa Niveau im Juli.

Der meridional von Süden nach Norden verlaufende Druckgradient im Mai 1987 verursacht die Ost-West orientierten mittleren Wind- und Driftfelder. Es kann davon ausgegangen werden, daß dies Meereiskonvergenzen und eine verstärkte Kompaktion im Bereich der westlichen Laptewsee entlang der Sewernaja Semlja Inselgruppe verursacht. Kleinere Küstenpolynjen bilden sich dort erst im Juli. Auch im Juni ist die Meereisdrift antizyklonal mit einer ausgeprägten Transpolar drift. Der (geringe) Netto-Import ist durch den Import in die östliche Laptewsee erklärbar, obwohl der primäre Massenfluß entlang der nördlichen Begrenzung außerhalb der Laptewseemaske verläuft bzw. das importierte Meereis in der nordwestlichen Laptewsee wieder exportiert wird (Daten nicht gezeigt). In den beiden Folge Monaten dominiert Meereisexport, gesteuert durch die antizyklonale Zirkulation nordöstlich der Laptewsee. Die positive Lufttemperaturanomalie im Juli aus Abbildung 6.2, welche die entscheidende Abnahme der Meereisbedeckung ausgelöst hat (Kap. 6.1.3), ist sehr gut im Lufttemperaturanomaliefeld zu erkennen. Neben der verstärkten kurzweiligen Einstrahlung (Abb. 6.7) ist gerade für den Bereich der Karasee eine Luftmassenadvektion von den Kontinentflächen wahrscheinlich. Die Sommermonate im Jahr 1987 sind im Mittel dominiert durch anomal hohen Luftdruck in der zentralen Arktis, während einer ACCR-Phase mit einer geringen Zyklonenaktivität in Form registrierter Systeme im Bereich der Laptewsee (Abb. 3.9).

Sehr ähnlich wie 1987, jedoch mit höheren Meereisdriftgeschwindigkeiten, ist der mittlere Massentransport 1993 zonal Ost-West orientiert. Die anomal hohen Lufttemperaturen von 1.5 K, die sich vom Lenadelta über Sewernaja Semlja zum Nordpol erstrecken, können an die Luftmassentransporte an der nördlichen Flanke des Tiefdrucksystems südlich der Karasee gebunden sein. Im Juni 1993 ist der Beaufort-Wirbel stark abgeschwächt (Daten nicht gezeigt). Die anomal hohe Zyklonenaktivität im Juni (Abb. 3.9) führt aufgrund der nördlichen Anströmrichtungen zu keiner Temperaturerhöhung. Der Meereisimport dominiert bei dieser Luftdruckkonstellation. Die sprunghafte Temperaturerhöhung Ende Juni (Abb. 6.2, 6.7), die großflächige Schmelzprozesse einleitet und zu einer Abnahme der meereisbedeckten Fläche von etwa $0.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, kann mit den mittleren Feldern nicht erfaßt werden. Im Juli sind die Netto-Meereistransportraten fast ausgeglichen, bei leicht erhöhtem Import. Die Tiefdruckgebiete südlich der Laptewsee verursachen innerhalb der Laptewsee im Juli-Mittel eine zyklonale Meereiszirkulation (Daten nicht gezeigt). Sie scheinen auch Warmluft zu advehieren, da der kontinuierliche Lufttemperaturanstieg in Abbildung 6.7 nicht vollständig durch eine Erhöhung der kurzweiligen Strahlungsbilanz erklärt werden

kann. Die offenen Wasserflächen beschränken sich im Juli-Mittel zudem fast ausschließlich auf die östliche Laptewsee (auch bedingt durch das Meereisdriftmuster). Die Ursprungsgebiete der Luftmassen liegen südlich der Ostsibirischen See in einem Bereich mit einer positiven Temperaturanomalie von etwa 5 K. Über der Beaufortsee werden bei einer autochthonen Hochdrucklage im Juli ebenfalls solche positiven Temperaturanomalien erreicht. Die sehr effektiven Meereisimporte im August 1993 gehen mit einer antizyklonalen Zirkulation in Zusammenhang mit dem Höhenrücken zwischen Svalbard und Nowaja Semlja einher, verstärkt durch die zyklonale Zirkulationskomponente in der zentralen Arktis. Die Driftdaten weisen allerdings höhere mittlere Driftgeschwindigkeiten auf, als die Druckgradienten vermuten lassen. Das Ursprungsgebiet der Luftmassen liegt in diesem Fall über dem Packeis des zentralen Arktischen Ozeans. Die Meereisdecke in der westlichen Laptewsee kann nicht abgebaut werden.

Der Sommer 1991 ist durch kontinuierliche Massenexporte gekennzeichnet. Die großräumige arktisweite Zirkulation im Mai und Juni ähnelt teilweise derjenigen von 1987, allerdings mit einigen entscheidenden Unterschieden. Aufgrund geringerer Druckgradientkräfte ist die zonale Meereisdrift (Daten nicht gezeigt) im Mai 1991 weniger stark als im Mai 1987. Im Juni 1991 liegt die Laptewsee im Bereich eines Tiefdrucksystems mit nur vereinzelt hohen Driftgeschwindigkeiten. Die Ausdehnung der Polynjen (Westliche Neusibirische, Neusibirische und Anabar-Lena Polynja sowie die Polynjen entlang der Sewernaja Semlja Inselgruppe und der Tajmyr-Halbinsel) ist im Juni 1991 deutlich größer als im Vergleichsmonat 1987. Dies kann wahrscheinlich auf die verstärkte Kompaktion des Meereisdecke in der westlichen Laptewsee 1987 durch die Meereisdrift zurückgeführt werden. Die entscheidende Abnahme im Juli verläuft dann in beiden Jahren mit ähnlichen Prozentsätzen, 1991 allerdings von einem anderen Ausgangsniveau (Abb. 6.2). Die anomale antizyklonale Zirkulation mit den hohen Strahlungssummen im Juli hat Lufttemperaturanomalien von über 6 K im Bereich der Laptewsee zur Folge (Abb. 6.10). Die Lage des Tiefdrucksystems mit dem Zentrum nördlich des Kanadischen Archipels wird – verglichen mit den Meereisdriftdaten – in den Simulationsrechnungen falsch wiedergegeben. Das Zentrum müsste im Bereich des geographischen Nordpols liegen. Im Falle einer Modellkopplung würde diese wahrscheinlich fehlerhafte Druckverteilung eine verfälschte Meereisdrift bedeuten. Die zyklonal dominierte Zirkulation im August bedingt einen zonalen West-Ost orientierten Meereistransport, der nur geringe Netto-Meereisexporte zur Folge hat.

Die Meereisdecke in der Laptewsee ist 1995 nur von geringen positiven Temperaturanomalien beeinflusst um Juli sogar von einer negativen Anomalie. Das mittlere Meereisbewegungsfeld im Mai ist, wie in den übrigen Jahren auch, noch von der antizyklonalen Zirkulation im Bereich der Beaufortsee gesteuert. Bei einer starken Transpolardrift alternieren Meereisimport im nordöstlichen Laptewseebereich und Export im Nordwesten (Daten nicht gezeigt). Der Meereisexport nimmt im Juni zu, mit einer nördlichen Meereisdrift. Das aus den HIRHAM4 OBSopyc110-Simulationsrechnungen abgeleitete mittlere Druckfeld für Juni, das von einer verstärkten Zyklonenaktivität im Bereich der Laptewsee gekennzeichnet ist, ist nicht konsistent mit dem beobachteten mittleren Meereisdriftmuster. Die Driftmuster im Juli sind hingegen wiederum konsistent. Die negativen Lufttemperaturanomalien im südöstlichen Teil der Laptewsee scheinen gebunden zu sein an die geringen Werte der kurzweiligen Strahlungsbilanz und die Luftmassenadvektion aus den Packeisbereichen der Ostsibirischen See bzw. der Tschuktschensee. Die Druckkonstellation mit anomal hohem Druck über der zentralen Arktis und anomal niedrigem Luftdruck bei Svalbard ist für den Meereisexport relativ günstig. Das Tief über Nowaja Semlja im August verhindert einen Massenimport und lenkt Warmluft an seiner Südseite in die westliche

Laptewsee. In der zweiten Augushälfte gerät diese zunehmend unter Hochdruckeinfluß (Abb. 6.7).

6.4 Auswirkungen der Polynjen

In Kapitel 6.1.3 wurde bereits auf den potentiellen Einfluß der Polynjen in Form selbstverstärkender Rückkopplungsprozesse auf die Entwicklung der sommerlichen Meereisverhältnisse in der Laptewsee hingewiesen. Sie sind im Frühling (Mai, Juni) Gebiete einer verstärkten Strahlungsabsorption, was zu einer Verstärkung von lateralen und basalen Schmelzprozessen führt. Nach *Bareiss und Görger* (eingereicht) beträgt der Energieeintrag durch kurzwellige Strahlung in den Polynjen der zentralen Laptewsee im Mittel bis Ende Juni $2.9 \cdot 10^{16}$ kJ, was theoretisch ausreichend wäre um 22 % der gesamten Meereisdecke (2 m Dicke) der Laptewsee zu schmelzen. Die Verlängerung der Überströmwege verursacht höhere Windgeschwindigkeiten und damit eine stärkere mechanische Belastung der benachbarten Meereisdecken bzw. höhere Wellen, die in die Meereisdecke einlaufen (*Smith et al.*, 1990). Die Möglichkeit einer verstärkten Evaporation kann Nebel- und Wolkenbildung beeinflussen. Die großen Temperaturgradienten in den Wintermonaten in Polynjenbereichen können einen verstärkten Einfluß auf die Zyklonenaktivität nehmen.

Bareiss und Görger (eingereicht) geben eine Übersicht über den mittleren Zustand und die interannuale Variabilität der Eigenschaften aller wiederkehrenden Polynjen in der Laptewsee, die sich entlang der Festeisgebiete erstrecken („flaw polynyas“, Kap. 3.1.1). Die Polynjen bilden sich durch ein ablandiges lokales Windfeld und werden im Winter durch die freiwerdende Erstarrungswärme, die bei der Neueisbildung an die umgebenden Wassermassen und die Atmosphäre abgegeben wird, aufrechterhalten. Neben den Polynjen entlang Sewernaja Semlja und der Tajmyr-Halbinsel werden bei *Bareiss und Görger* (eingereicht) hauptsächlich die Anabar-Lena Polynja und die Westliche Neusibirische Polynja untersucht, wie sie auch in Abbildung 4.7 zu sehen sind (*Kotchetov et al.*, 1994). Die Daten der Untersuchung von *Bareiss und Görger* (eingereicht) werden auch an dieser Stelle verwendet. Die Eigenschaften verschiedener Polynjen in der gesamten Arktis m.H. eines Polynja-Modells untersuchen *Winsor und Björk* (2000). In *Lynch et al.* (1997) werden Satellitendaten und das gekoppelte ARCSyM-Regionalmodell zur Untersuchung winterlicher Prozesse an der St. Lawrence Island Polynya südlich der Beringstraße eingesetzt.

Methodik

Die Polynja-Eigenschaften Häufigkeit, Zeitpunkte und Dauer des Auftretens sowie die offene Wasserfläche (Polynja-„Aktivität“) werden anhand von Zeitreihen der Tagesmittel der offenen Wasserfläche innerhalb fixer Abfrageboxen (vgl. z.B. Abb. 4.16) auf einem EASE-Gitter (25 km × 25 km) abgeleitet. Die offenen Wasserflächen errechnen sich auf Basis der Meereisbedeckungsgrade (Kap. 2.1) aus der Differenz von Gitterpunktsfläche minus Meereisbedeckungsrad. Der Untersuchungszeitraum umfaßt die Monate November bis Juni, danach gehen die Polynjen in die offenen Wasserflächen über, die sich meist küstennah bilden.

Vergleiche mit georeferenzierten NOAA AVHRR LAC und GAC Satellitendaten beweisen einerseits die Eignung der Methodik und dienen als Validierungsgrundlage des Schwellenwerts von 1.5 % offener Wasserfläche innerhalb einer Abfragemaske, bei dessen Überschreitung von der Existenz einer Polynja ausgegangen wird. Die offene Wasserfläche wird in den Frühlingsmonaten, wenn in den Polynjen keine Neueisproduktion mehr stattfindet, jedoch teilweise überschätzt, weil Rinnen in den Randbereichen der Abfrageboxen

unabhängig von einer Polynja vorkommen können. Während der Wintermonate mit starker Neueisbildung kann der NASA Team-Algorithmus zwischen dünnem Neueis und umgebendem älterem Packeis kaum unterscheiden, so daß die tatsächlich wirksame Polynjengröße unterschätzt wird. In diesem Zusammenhang interessieren aber primär die Polynjen im Mai und Juni bzw. der Zeitpunkt des Öffnens derjenigen Polynjen, die bis Ende Juni offen bleiben und dann in die offene Wasserfläche der Lapteewsee übergehen.

Ergebnisse

Im Mittel von 1979 bis 2002 beträgt die Andauer der Polynja-Ereignisse 13 bis 22 Tage. Die Westliche Neusibirische Polynja umfaßt teilweise bis zu etwa 12 % der Fläche der Lapteewsee (offene Wasserfläche [10^3 km^2]: $\bar{x} = 4$, $x_{\min} = 0$, $x_{\max} = 73$). Solche Ereignisse treten verstärkt in den Monaten April bis Juni auf, wobei sich die dann entwickelnden Polynjen auch meist bis in den Sommer hinein erstrecken. Die bedeutsamsten Polynjen sind wegen ihrer Größe und Häufigkeit die Westliche Neusibirische und die Anabar-Lena Polynja. Das frühe Auftreten solcher Ereignisse wird als wichtige Komponente in der Entwicklung der sommerlichen Meereisanomalien angesehen (*Bareiss und Görger*, eingereicht; *Serreze et al.*, 2003).

Ein Vergleich der Trends der Meereisausdehnung und der meereisbedeckten Fläche in der Lapteewsee von 1979 bis 2002 ergibt eine stärkere Abnahme der bedeckten Fläche, was eine Zunahme der offenen Wasserfläche bedeutet, die von *Bareiss und Görger* (eingereicht) auf eine verstärkte Polynja-Aktivität zurückgeführt wird. Die Polynja-Aktivität weist dabei eine starke interannuale Variabilität auf.

Der Zeitpunkt des Öffnens der Polynjen, die bis Ende Juni erhalten bleiben, liegt bei der Westlichen Neusibirischen Polynja in negativen Meereisanomaliejahren in der Lapteewsee (1983, 1988, 1990, 1991, 1994, 1995, 1999, 2000, 2002, s. Abb. 3.4) bei $\bar{x} = 104$ Kalendertag (14. April) ($s = 20.8 \text{ d}$) und in positiven Meereisanomaliejahren (1979, 1984, 1986, 1987, 1989, 1992, 1993, 1998, 2001) bei $\bar{x} = 124$ Kalendertag (4. Mai) ($s = 25.7 \text{ d}$). 1996 bildet sich keine Polynja im Frühling bzw. zu Sommerbeginn aus. Die mittlere offene Wasserfläche, dieser Polynjen ist neben der Wirksamkeit der Polynja auf die Atmosphäre und die umgebenden Meereisflächen auch ein Maß für die Prozeßraten seit Beginn des Öffnens. In der Westlichen Neusibirischen Polynja beträgt sie $\bar{x} = 23381 \text{ km}^2$ ($s = 7262 \text{ km}^2$) bzw. $\bar{x} = 16182 \text{ km}^2$ ($s = 8866 \text{ km}^2$) in negativen / positiven Meereisanomaliejahren. Die Anabar-Lena Polynja öffnet sich im Mittel während der negativen Anomaliejahre bei $\bar{x} = 107$ Kalendertag (17. April) ($s = 17.7 \text{ d}$) mit einer mittleren offenen Wasserfläche von $\bar{x} = 14785 \text{ km}^2$ ($s = 5574 \text{ km}^2$). In positiven Anomaliejahren findet das Öffnen im Mittel bei $\bar{x} = 141$ Kalendertag (21. Mai) ($s = 21.8 \text{ d}$) statt. Die mittlere offene Wasserfläche bis Ende Juni liegt bei $\bar{x} = 11174 \text{ km}^2$ ($s = 5590 \text{ km}^2$).

Die Unterschiede der Öffnungstermine bei gleicher Stichprobengröße von 20 Tagen bei der Westlichen Neusibirischen Polynja und 37 Tagen bei der Anabar-Lena Polynja zwischen den positiven und negativen Meereisanomaliejahren ist deutlich. Diese Unterschiede zeigen sich auch in den mittleren offenen Wasserflächen. Eine frühe Entstehung der Polynjen scheint einen Einfluß auf die Anomalieentstehung auszuüben. Eine Entstehung bereits Mitte April hat Ende Mai bereits relativ große offene Wasserflächen zur Folge, so daß bis zum Zeitpunkt maximal möglicher astronomischer Sonnenscheindauer am 21. Mai bereits große Energiesummen absorbiert werden können. In den Jahren 1984, 1992 und 1996, in denen im Mai noch keine Polynja wirksam war, erfolgte der Festeisaufbruch und -rückgang z.B. später als üblich. Umgekehrtes gilt für die Jahre 1990, 1995 und 2000.

Auffällig sind die großen Standardabweichungen aller genannten Parameter, die auf

stark variable Prozeßregime hindeuten. Dies ist u.a. bedingt durch die Abhängigkeit der Polynja-Öffnung von der synoptischen Situation, respektive des bodennahen Windregimes, des Zeitpunkts des Einsetzens, der Andauer und Konstanz der Winde. Ein einfacher Zusammenhang der Öffnungstermine mit der Zyklonenaktivität in der Laptewsee scheint nicht zu bestehen. Eine genaue Untersuchung der Auswirkung der Polynjen auf die atmosphärische Zirkulation ist mit den verfügbaren Methoden nur schwer möglich (Kap. 5.2.5). Während einer Phase mit einem zyklonalen Zirkulationsregime von 1989 bis 1997 ist die Polynja-Häufigkeit und -Fläche von November bis Juni allgemein größer als während dominierender antizyklonaler Zirkulation, z.B. von 1985 bis 1998 (*Proshutinsky und Johnson, 1997; Bareiss und Görger, eingereicht*). Diese Feststellung ist konsistent mit den Ergebnissen von *Rigor et al. (2002)*, daß bei positivem AO-Index bzw. zyklonal dominiertem Meereisregime im Winter eine verstärkte Meereisdrift aus der Laptewsee auftritt und damit auch eine verstärkte Meereisdivergenz an der Festeiskante, d.h. dem Bereich, in dem sich die Polynjen bilden.

6.5 Zusammenfassung

Die Entstehung der sommerlichen positiven und negativen Meereisanomalien in der Laptewsee in neun ausgewählten Jahren zwischen 1983 und 1996 ist abhängig von der jeweiligen synoptischen Situation in den Monaten Mai bis August. Die zeitkritische Abfolge von Atmosphärenzuständen in Abhängigkeit der Meereiseigenschaften während dieser Zeitspanne bestimmt insbesondere die Prozeßraten der Abnahme der meereisbedeckten Fläche, was sich schließlich als Anomalie im August bzw. September äußert. Eine Kombination aus zueinander konsistenten Meereisbedeckungsgraden, Meereisdriftvektoren (Meereistransportbilanzen) und Atmosphären Daten aus den HIRHAM4 OBSopyc110-Simulationsrechnungen ergibt als Ursache eine Kombination aus dynamischen und thermodynamischen Faktoren.

Die Lufttemperaturanomalien werden als die wichtigere atmosphärische Systemkomponente angesehen, mit der entscheidende, kurzzeitige Veränderungen der Prozeßraten einhergehen, d.h. verstärkte Schmelzprozesse sind die wahrscheinlichen Auslöser einer negativen Meereisanomalie. Die windinduzierte Meereisdrift hat aufgrund der typischen Prozeßraten hingegen einen geringeren Einfluß. In allen negativen Anomaliejahren dominiert allerdings der Meereisexport. In einigen Fällen entspricht die kumulative Summe des Meereisexports während des Sommers fast dem Betrag, der die negative Anomalie relativ zu den langjährigen Mittelwerten ausmacht. Eine exakte Unterscheidung der Wirksamkeit zwischen Meereistransport und Schmelzprozessen ist nicht möglich, da in den meisten Fällen einer anomalen Temperaturerhöhung auch Luftmassenadvektionen aus südlichen Richtungen vorherrschen, die ihrerseits eine nördliche Meereisdrift und damit einen Meereisexport verursachen.

Wichtig scheint speziell das Witterungsgeschehen im Mai und Juni zu sein. Eine Veränderung des Systemzustands (große offene Wasserflächen) während dieser Zeitspanne steuert die später ablaufenden, selbstverstärkenden Prozesse z.B. über eine positive Eis-Albedo-Rückkopplung. Bei einem zu späten Einsetzen der Meereisabnahme kann sich – u.a. aufgrund der Abhängigkeiten vom Strahlungsklima – selbst bei großen Prozeßraten eine negative Meereisanomalie bis zur herbstlichen Neueisbildung nicht mehr ausbilden. In negativen Meereisanomaliejahren öffnen sich die Polynjen, die später in die offene Wasserfläche übergehen, früher und erreichen bis Ende Juni größere Ausdehnungen, was sie zu einer steuernden Systemkomponente macht. Welche Auswirkung die Präkonditionierung auf die

Meereiseigenschaften zu Beginn des sommerlichen Untersuchungszeitraumes hat, ist mit dem vorliegenden und derzeit allgemein verfügbaren Datenmaterial nur schwer bewertbar, vor allem, da keine großflächigen und zeitlich hochaufgelösten Meereisdickeninformationen vorliegen. Die AO als präkonditionierender Faktor im Winter und Frühling kann nur in einigen Fällen mit den sommerlichen Meereisanomalien in Bezug gesetzt werden.

Eine eindeutige Zuweisung spezifischer (großräumiger) Zirkulationsmuster zur Entstehung der sommerlichen Meereisanomalien in der Laptewsee ergibt sich aus den vorliegenden Daten nicht, zu beachten ist jedoch die unzureichende Stichprobengröße von neun Sommern. Eine allgemeine Regelhaftigkeit zur Anomalieentstehung kann daher nicht abgeleitet werden. Wegen der analysierten Abhängigkeiten von dem jeweiligen Wettergeschehen wird allerdings bezweifelt, daß dies überhaupt möglich ist.

Die Untersuchung der mit der Anomalieentstehung assoziierten Atmosphärenzustände ergibt eine deutliche Abhängigkeit z.B. der positiven Temperaturanomalien von erhöhten kurzwelligen Strahlungsbilanzen, die ihrerseits an Hochdruckwetterlagen oder Zwischenhochs mit geringen Wolkenbedeckungsgraden gebunden sind. In anderen Fällen ist eine Warmluftadvektion durch Zyklonen steuernd. Der Zykloneneinfluß kann nicht exakt abgeschätzt werden. Je nach Zugbahn, Horizontalerstreckung, Intensität und Meereiseigenschaften kann eine Zyklone gegensätzliche Auswirkungen auf die meereisbedeckte Fläche bzw. die Transportbilanzen haben.

Hinsichtlich der Richtung und Stärke der Atmosphäre-Meereis-Kopplung scheint zumindest für die Laptewsee zu gelten, daß die atmosphärischen Prozesse einen größeren Anteil an der Veränderung der Meereiseigenschaften bzw. der Entstehung anomaler Zustände haben als dies umgekehrt der Fall ist. So sind die Meereisdriftmuster z.B. in einigen Beispielen deutlich von der bodennahen Zirkulation in Tiefdruckgebieten abhängig. Da jedoch kein gekoppeltes Modell eingesetzt wird, sind solche Zusammenhänge nicht direkt nachweisbar.

Das gesamte als relevant erachtete Faktorengefüge kann in der vorliegenden Untersuchung nicht berücksichtigt werden, dennoch sind die abgeleiteten kausalen Zusammenhänge meteorologisch plausibel und konsistent. Wichtige atmosphärische Systemkomponenten sind berücksichtigt. Vor allem die Meereisdicke bzw. Schmelz- und Gefrierdaten könnten ergänzend zu einer vollständigen physikalisch basierten Trennung von Dynamik und Thermodynamik beitragen. Ozeanische Systemkomponenten, wie die Strömungsmuster in den Randmeeren, der kontinentale Süßwassereintrag oder die Salinität bleiben bei dieser Betrachtung unberücksichtigt.

7 Schlußbetrachtung

7.1 Zusammenfassung

Das geowissenschaftliche Ziel dieser Arbeit ist die Erweiterung des Prozeßverständnisses der Atmosphäre-Meereis-Wechselwirkungen. Dazu werden Sensitivitätsstudien zu den Auswirkungen eines alternativen unteren Randantriebs in dem regionalen Atmosphärenmodell HIRHAM4 zur Untersuchung von Modelleigenschaften und der Analyse der Meereis-Atmosphäre-Wirkung auf der mesoskaligen Raum-Zeitskala durchgeführt. Hierauf aufbauend wird zur Erklärung natürlicher Variationen im arktischen Klimasystem die Atmosphäre-Meereis-Wirkung untersucht. Wegen der ausgeprägten interannualen Variabilität der Meereisausdehnung und dem Einfluß auf arktisweite Meereiseigenschaften konzentrieren sich die Analysen auf die Sommermonate und den Bereich der Laptevsee. Technische Teilaspekte, wie umfassende Datenvorverarbeitungen, die Entwicklung geeigneter Analysewerkzeuge, die Erzeugung und Validierung des alternativen Randantriebsdatensatzes und die Durchführung der Simulationsrechnungen, sind die Voraussetzungen für die inhaltlichen Analysen. Folgende Schlußfolgerungen ergeben sich:

Bereitstellung des Randantriebs und Durchführung der Simulationsrechnungen

- Der alternative untere Randantriebsdatensatz für das Regionalmodell HIRHAM4 erfüllt die in dieser Arbeit vor allem notwendigen Anforderungen einer realitätsnahen, detaillierten Erfassung der Meereisbedeckung und der Meeresoberflächentemperaturen. Im Vergleich zu den ECMWF-Antrieben stellt der OBS-Datensatz eine wesentliche Verbesserung dar, indem er vor allem auch kleinräumige Meereisstrukturen enthält und konsistente raum-zeitliche Differenzierungen und Variabilitäten aufweist. Prinzipiell besteht durch eine Anpassung der Gittertransformationstabellen an beliebige andere Modellgitter die Möglichkeit, den Datensatz bzw. das Herstellungsverfahren universell auch für andere Modellsysteme bis zu einer räumlichen Auflösung von etwa 25 km Gitterkantenlänge einzusetzen.
- Die Meeresoberflächentemperaturen können mit den verwendeten satellitengestützten Daten und dem einfachen Interpolationsansatz sowie der pragmatischen Behandlung der Mischpixelproblematik nicht in Übereinstimmung mit bodengestützten Beobachtungsdaten abgeleitet werden. Da die Simulationsrechnungen mit opyc111-Einstellungen keine Verwendung finden, hat dies keine nachteiligen Folgen.
- Zusammen mit dem lateralen Modellantrieb aus ECMWF (Re-)Analysen bildet der alternative OBS- und der ECMWF-Antrieb die Grundlage für Simulationsrechnungen mit dem HIRHAM4 über neun Sommer mit unterschiedlichen Modelleinstellungen. Die Simulationsergebnisse bilden neben den Validierungsdatensätzen zunächst die Datengrundlage für umfassende Sensitivitätsstudien.

Sensitivitätsstudien

- Da prinzipiell nur der untere Rand verändert wird, ist eine Abschätzung der Auswirkungen der verschiedenen Meereiseigenschaften auf die Modellatmosphäre möglich. Neben der Frage, ob auch kleinräumige Strukturen signifikante Änderungen der

großräumigen Zirkulation hervorrufen können und welche Auswirkungen die Meereisverteilung im HIRHAM4 auf die Zyklonenaktivität hat, kann durch Vergleiche mit Beobachtungsdaten eine Bewertung der Reproduktion natürlicher Atmosphärenzustände vorgenommen werden.

- Die Verwendung des beobachtungsgestützten unteren Randantriebs führt mit Zunahme der extern vorgegebenen Antriebsfelder (OPYC-Optionen) sukzessive zu einer Verbesserung der Simulationsergebnisse im Sinne einer besseren Reproduktion beobachteter Atmosphärenzustände. Wegen der großen Heterogenität der Oberflächen während des Sommers sollten in zukünftigen Simulationen beobachtungsgestützte untere Randantriebe eingesetzt werden.
- Den relativ größten Einfluß hat der Einsatz von Meereisbedeckungsgraden anstelle von binären Meereismasken – noch vor den Auswirkungen einer Änderung der Meereisausdehnung. Es existieren jedoch gerade bei raum-zeitlich hochaufgelösten Vergleichen auch bei den OBSopyc110-Simulationsrechnungen noch erhebliche Unterschiede zu den Beobachtungsdaten, wenngleich die niederfrequente Variabilität und die Wertebereiche gut wiedergegeben werden.
- Die bodennahen Lufttemperaturen nehmen über den meereisbedeckten Flächen und in den Randmeeren, auch bei kleinräumigen Meereisstrukturen, systematisch zu.
- Die Zirkulationsstrukturen ändern sich signifikant bis in die mittlere Troposphäre, eine Systematik ist nicht zu erkennen. Selbst geringe Variationen im unteren Randantrieb haben große Auswirkungen.
- Die genaue Auswirkung des Randantriebs auf die Zyklonenaktivität läßt sich nicht vollständig ableiten. Auch hier reagiert HIRHAM4 sensibel, die Zykloneneigenschaften ändern sich nur geringfügig, die Intensität bei OBSopyc110 nimmt leicht zu, so wie die Anzahl bei ECMWFopyc000. Großräumige systematische Veränderungen in der mittleren Verteilung sind nicht zu erfassen, wohl aber eine deutliche Veränderung der Lage einzelner Zyklonenzugbahnen, was bei gekoppelten Simulationsrechnungen erhebliche Auswirkungen auf die Meereisverteilung haben kann. Kleinräumige Meereisstrukturen scheinen wegen der geringen bodennahen Gradienten, z.B. in den sommerlichen Temperatur- und Feuchtefeldern, auf die Zykloneneigenschaften und ihre -struktur nur eine relativ geringe Auswirkung zu haben.
- Die Strahlungs- und Energiebilanzen in der atmosphärischen Grenzschicht werden durch die Meereiseigenschaften systematisch modifiziert. Hier wird vor allem der Effekt kleinräumiger Meereisstrukturen (in diesem Falle eine Polynja) in den Randmeeren deutlich. Mit einer Zunahme der Windgeschwindigkeit wirken sie sich auch systematisch auf dynamische Prozesse aus.

Analyse der Ursachen der Meereisanomalien

- Die validierten OBSopyc110-Simulationsrechnungen bilden neben Daten der Meereisbedeckungsgrade und der Meereisdrift die Grundlage zur Ableitung eines Zusammenhanges zwischen regionalen atmosphärischen Zuständen und Prozessen und der Entstehung der sommerlichen Meereisanomalien. Nur aufgrund der Nutzung des alternativen unteren Randantriebs ist es möglich aus einer Kombination der o.g. Daten ansatzweise eine Trennung dynamischer (Meereisdrift) und thermodynamischer (Schmelzen und Gefrieren) Systemkomponenten vorzunehmen.

- Die großräumigen, mittleren Prozesse sind überlagert vom mesoskaligen Wettergeschehen, dessen zeitkritische Abfolge die Anomalieentwicklung in den Monaten Mai bis August steuert. Wichtige Einflußfaktoren sind der Zustand der Meereisdecke (Präkonditionierung) zu Beginn des Sommers und die Polynja-Aktivität. Im Gegensatz zu bestehenden Analysen werden in dieser Studie mehr Anomaliejahre mit einer höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung betrachtet und Prozesse wie die Meereisdrift und die Transportbilanz werden detaillierter mit Atmosphäreneigenschaften gekoppelt.
- Die Entstehung der Anomalien der meereisbedeckten Fläche wird primär kontrolliert durch Lufttemperaturanomalien. Diese werden einerseits durch verstärkte kurzweilige Strahlungsbilanzen in Zwischenhochs und autochthonen Hochdruckwetterlagen und durch die Advektion von Warmluftmassen gesteuert. Das Ergebnis verstärkter Prozeßraten der Meereisabnahme sind negative sommerliche Anomalien. Wegen positiver Meereis-Albedo-Rückkopplungsprozesse ist aufgrund des begrenzten Zeitfensters zur Anomalieentstehung der witterungsabhängige Zeitpunkt einer Temperaturanomalie wichtiger als ihre Stärke.
- In allen Jahren mit negativen sommerlichen Meereisanomalien, wird ein frühes Öffnen von anomal großen Polynjen festgestellt. Dies beschleunigt und verstärkt die Meereis-Albedo-Rückkopplungsprozesse.
- Die Meereisdrift als dynamische Komponente ist bisher für die Laptewsee auf Beobachtungsdatenbasis noch nicht für einen solch langen Zeitraum (1979 bis 2002) analysiert worden. Sie ist mitentscheidend für die Anomalieentstehung, denn in allen negativen Meereisanomaliejahren dominiert der Meereisexport. Sie kann eine Anomalie in den betrachteten Beispielen wegen der geringen Prozeßraten jedoch nicht auslösen.
- Da ein verstärkter Meereisexport in vielen Fällen bei Südwind mit den positiven Lufttemperaturanomalien einhergeht, ist eine quantitative Trennung von Dynamik und Thermodynamik auf der bestehenden Datengrundlage nicht möglich. Die Meereisdrift innerhalb der Laptewsee, die durch Meereiskompaktion Schmelzprozesse vortäuschen kann, wird nicht berücksichtigt. Aufgrund des Fehlens von Anfangsmeereisdicken sowie Gefrier- und Schmelzraten sind mit der Kombination aus ungekoppeltem Modell und den Drift- bzw. Bedeckungsgrad-Beobachtungsdaten nur physikalisch plausible Kausalitäten ableitbar.
- Aus den großräumigen mittleren Zirkulationsmustern lassen sich keine typischen mit den Meereisanomalien assoziierten Atmosphärenzustände ableiten. Indizes wie AO, NAO, CCR, ACCR werden bewußt nicht oder nur periphär (z.B. bei der Präkonditionierung) in den hier verwendeten Erklärungsansatz einbezogen.
- Die Zyklonenaktivität kann mit einem eigens entwickelten Erfassungs- und Verfolgungsprogramm aus Luftdruckfeldern abgeleitet werden. Die Laptewsee liegt im Sommer im Bereich einer Zyklonenzugbahn, wie phänomenologische Voruntersuchungen zeigen. Je nach Zugbahn und Meereiseigenschaften kann eine Zyklone vollkommen gegensätzliche Auswirkungen haben, was wiederum die Bedeutung eines realistischen unteren Randantriebs hervorhebt, der die Zyklonenaktivität nachweislich beeinflusst.

- Aufgrund der Abhängigkeit vom jeweiligen Wettergeschehen innerhalb eines Jahres, erscheint es nicht möglich ein allgemeingültiges Wirkungsgefüge zur Erklärung der sommerlichen Meereisanomalien abzuleiten.

7.2 Ausblick

Eine Verbesserung des unteren Modellantriebs erscheint notwendig, insbesondere bei einer zukünftigen Nutzung der opyc111-Optionen im HIRHAM4. Da die aus den AVHRR-Fernerkundungsdaten abgeleiteten Meereisoberflächentemperaturen über sommerlichem, schmelzenden Meereis unrealistisch niedrige Werte aufweisen, wäre eine Kombination mit den POLES-Daten bzw. die alleinige Nutzung der POLES-Daten über Meereis denkbar. Über den Randmeeren könnte eine Kombination aus GISST2.2 bzw. dem Nachfolgedatensatz HadISST1.1- und AVHRR-Daten zum Einsatz kommen oder Daten des AMSR-E Systems (s.u.). Isolierte Tests der opyc111-Funktionalitäten mit verschiedenen Antriebsdaten ließen sicherlich weitere Erkenntnisse zur Beeinflussung der Simulationsrechnungen zu und würden ein weiteres Verbesserungspotential der Einbeziehung von Beobachtungsdaten am unteren Modellrand in HIRHAM4 eröffnen. Desweiteren wären sicherlich Kriging-Verfahren zur Interpolation großer räumlicher Datenlücken geeigneter als der hier gewählte Ansatz.

HIRHAM4 hat sich als geeignet erwiesen, um Untersuchungen zu Atmosphäre-Meereis-Zusammenhängen durchzuführen. Mittlerweile steht eine Version mit 25 km Gitterweite zur Verfügung, in der kleinräumige Meereisstrukturen verbessert aufgelöst werden können. Aufgrund der Übergangseffekte durch die Modellinitialisierung an jedem Monatsanfang erscheint es sinnvoll zukünftig Restart-Simulationsrechnungen durchzuführen, evtl. mit einer Einschwingzeit von einem Monat. Projekte wie das z.Z. laufende ARCMIP basierend auf SHEBA-Beobachtungen tragen weiter zu einer Modelloptimierung bei. Bei ISPOL, einer ähnlichen Feldkampagne wie SHEBA, jedoch im Frühling und Sommer im Weddellmeer in der Antarktis 2004 / 2005, werden weitere hochaufgelöste Basisdaten für Modelloptimierungen erfaßt werden. Die mittlerweile verfügbaren ERA40 Re-Analysedaten des ECMWF (*Simmonds und Gibson, 2000*) stellen eine verbesserte Datengrundlage für die Randantriebe bei höher aufgelösten Simulationsrechnungen dar.

Gekoppelte dreidimensionale Ozean-Atmosphäre-Meereismodelle, wie das PARHAM-MOM2-EVP bzw. HIRHAM-MOM, wie es gerade am AWI weiterentwickelt wird (*Rinke et al., 2003*), oder das gekoppelte ARCSyM (*Maslanik et al., 2000*), sind wichtige Werkzeuge, um die komplexen Interaktionen im arktischen Klimasystem zu verstehen. Die physikalisch basierte Kopplung der Meereiseigenschaften (Drift, Bedeckungsgrad, Schmelzen, usw.) an die simulierten atmosphärischen Prozesse unter Berücksichtigung aller relevanten Rückkopplungsmechanismen ermöglicht eine klare Trennung von dynamischen und thermodynamischen Ursachen z.B. bei der Analyse der Meereisanomalieentstehung. Eine kombinierte Auswertung solcher Modellergebnisse mit Ergebnissen „einfacherer“ ungekoppelter Modelle eröffnet ein verbessertes Verständnispotential der Wechselwirkungen *Rinke et al. (2003)*.

Die Verwendung eines nicht-hydrostatischen Modells mit Auflösungen im Sub-Kilometer-Bereich wäre wünschenswert, um die Prozesse im Bereich offener Wasserflächen – speziell Polynjen – im Frühling in ihrer Auswirkung auf die Entstehung sommerlicher Anomalien detailliert zu untersuchen. Die meisten bestehenden Polynja-Modelle bzw. Untersuchungen beschränken sich auf das Winterhalbjahr.

Die Beobachtungsdatenbasis – auch für solche kleinräumigen Prozesse – ist durch den

Start des NASA Aqua Satelliten als Teil des NASA Earth Observing System im Mai 2002 mit dem passiven Mikrowellenradiometer AMSR-E deutlich verbessert worden (*Comiso et al.*, 2003; *Kawanishi et al.*, 2003). Dieses System liefert als geophysikalisches Datenprodukt u.a. täglich Meereisbedeckungsgrade mit einer umgerechneten Horizontalauflösung von 10 km. Weiterhin können Schneedeckenmächtigkeiten auf Meereis und Meeresoberflächentemperaturen abgeleitet werden. Der im Laufe des Jahres 2004 geplante Start des ESA Satelliten CryoSat im Rahmen des Living Planet Programms ermöglicht mit seinem Radaraltimeter erstmals eine großflächige indirekte Erfassung der Meereisdicken (*Drinkwater et al.*, 2003) und damit eine wesentliche Information z.B. zum fröhsommerlichen Systemzustand des Meereises.

In Zukunft werden also komplexere, optimierte Modelle eine verbesserte Datenbasis liefern, die gekoppelt mit hochauflösenden, flächendeckenden neuen Beobachtungsdaten und Feldkampagnen eine weitere Verbesserung der geowissenschaftlichen Einsichten in das arktische Klimasystem und seiner Subsysteme ermöglichen.

Literaturverzeichnis

- Alexandrov, V. Y., T. Martin, J. Kolatschek, H. Eicken, M. Kreyscher, und A. P. Makshtas, Sea ice circulation in the Laptev Sea and ice export to the Arctic Ocean: Results from satellite remote sensing and numerical modeling, *Journal of Geophysical Research*, 105, 17,143–17,159, 2000.
- Anderson, M. R., und S. D. Drobot, Spatial and temporal variability in snowmelt onset over Arctic sea ice, *Annals of Glaciology*, 33, 74–78, 2001.
- Arfeuille, G., L. A. Mysak, und L.-B. Tremblay, Simulation of the interannual variability of the wind-driven Arctic sea-ice cover during 1958-1998, *Climate Dynamics*, 16, 107–121, 2000.
- Bareiss, J., Süßwassereintrag und Festeis in der ostsibirischen Arktis – Ergebnisse aus Boden- und Satellitenbeobachtungen sowie Sensitivitätsstudien mit einem thermodynamischen Festeismodell, *Berichte zur Polar- und Meeresforschung* 442, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 2003.
- Bareiss, J., und K. Görden, Spatial and temporal variability of sea ice in the Laptev Sea: Analyses of satellite passive-microwave data and model results, 1979 to 2002, *Global and Planetary Change*, eingereicht.
- Bareiss, J., H. Eicken, A. Helbig, und T. Martin, Impact of river discharge and regional climatology on the decay of sea ice in the Laptev Sea during spring and early summer, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31, 214–229, 1999.
- Barry, R. G., M. C. Serreze, J. A. Maslanik, und R. H. Preller, The arctic sea ice-climate system: Observations and modelling, *Reviews of Geophysics*, 31, 397–422, 1993.
- Bartelme, N. (Hrsg.), *Geoinformatik: Modelle, Strukturen, Funktionen*, Springer, Berlin, 1995.
- Berry, F. A., G. V. Owens, und H. P. Wilson, Arctic track charts, in *Proceedings of the Toronto Meteorological Conference 1953*, American Meteorological Society, Royal Meteorological Society, Royal Meteorological Society, London, 1954.
- Birnbaum, G., Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis, *Berichte zur Polarforschung* 268, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1998.
- Borisov, A. A., *Climates of the U.S.S.R.*, Oliver and Boyd, Edinburgh, London, 1965.
- Brigham, L. W., The Northern Sea Route, *Polar Record*, 36, 19–24, 2000.
- Brodzik, M. J., EASE-grid: A versatile set of equal-area projections and grids, *Unveröffentlichter Report*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, 1997.
- Bronstejn, I. N. (Hrsg.), *Taschenbuch der Mathematik*, 5. Aufl., Verlag Harri Deutsch, Frankfurt am Main, 2000.
- Bruns, E., *Einführung in die Ozeanologie, Ozeanographie*, 1. Bd. *Ozeanologie*, Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1958.
- Carsey, F. D. (Hrsg.), *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, 68. Bd. *Geophysical Monograph Series*, American Geophysical Union, Washington, 1992.

- Cavalieri, D., P. Gloersen, und J. Zwally, *DMSP SSM/I daily polar gridded sea ice concentrations*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, 1990-2002, Digital Media.
- Cavalieri, D., C. Parkinson, P. Gloersen, und H. J. Zwally, *Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I Passive Microwave Data*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, 1999, aktualisiert 2002, CD-ROM.
- Cavalieri, D., P. Gloersen, und J. Zwally, *Near Real-Time DMSP SSM/I Daily Polar Gridded Sea Ice Concentrations*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, 2001, Digital Media.
- Cavalieri, D. J., C. L. Parkinson, P. Gloersen, und H. J. Zwally, Arctic and Antarctic sea ice concentrations from multichannel passive-microwave satellite data sets: October 1978 to December 1996, user's guide, *NASA Technical Memorandum 104647*, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 1997.
- Christensen, J. H., und P. Kuhry, High resolution regional climate model validation and permafrost simulation for the East-European Russian Arctic, *Journal of Geophysical Research*, *105*, 29,647–29,658, 2000.
- Christensen, J. H., und E. V. Meijgaard, On the construction of a regional climate model, *Tech. Rep. 92-14*, Danish Meteorological Institute, Kopenhagen, 1992.
- Christensen, J. H., O. B. Christensen, P. Lopez, E. V. Meijgaard, und M. Botzet, The HIRHAM4 regional atmospheric climate model, *Tech. Rep. 96-4*, Danish Meteorological Institute, Kopenhagen, 1996.
- Christensen, J. H., B. Machenhauer, R. G. Jones, C. Schär, P. M. Ruti, M. Castro, und G. Visconti, Validation of present-day regional climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions, *Climate Dynamics*, *13*, 489–506, 1997.
- Christensen, J. H., O. B. Christensen, J. P. Schulz, S. Hagemann, und M. Botzet, High resolution physiographic data set for HIRHAM4: An application to a 50 km horizontal resolution domain covering Europe, *Tech. Rep. 01-15*, Danish Meteorological Institute, Copenhagen, 2001.
- Christensen, O. B., J. H. Christensen, B. Machenhauer, und M. Botzet, Very high-resolution regional climate simulations over Scandinavia – present climate, *Journal of Climate*, *11*, 3204–3229, 1998.
- Colony, R., V. Radionov, und F. J. Tanis, Measurements of precipitation and snow pack at the Russian North Pole drifting stations, *Polar Record*, *34*, 1998.
- Comiso, J. C., P. Wadhams, L. T. Pedersen, und R. A. Gersten, Seasonal and interannual variability of the Odden ice tongue and a study of environmental effects, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 9093–9116, 2001.
- Comiso, J. C., D. J. Cavalieri, und T. Markus, Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *41*, 243–252, 2003.
- Crowley, T. J., K.-J. J. Yip, und S. K. Baum, Effect of altered Arctic sea ice and Greenland ice sheet cover on the climate of the GENESIS general circulation model, *Global and Planetary Change*, *9*, 275–288, 1994.
- Cullather, R. I., und A. H. Lynch, The annual cycle and interannual variability of atmospheric pressure in the vicinity of the North Pole, *International Journal of Climatology*, *23*, 1161–1183, 2003, doi:10.1002/joc.942.

- Curry, J. A., J. L. Schramm, und E. E. Ebert, Sea ice-albedo climate feedback mechanism, *Journal of Climate*, 8, 240–247, 1995.
- Deser, C., J. E. Walsh, und M. S. Timlin, Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends, *Journal of Climate*, 13, 617–633, 2000.
- Dethleff, D., Sea ice and sediment transport from the Laptev Sea flaw lead during 1991/1992 winter season., *Berichte zur Polarforschung 176*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1995.
- Dethleff, D., D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarso, und Y. P. Savchenko, East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea – Its significance for arctic sea–ice formation and transpolar sediment flux, *Berichte zur Polarforschung 120*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1993.
- Dethloff, K., A. Rinke, R. Lehmann, J. H. Christensen, M. Botzet, und B. Machenhauer, Regional climate model of the Arctic atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, 101, 23,401–23,422, 1996.
- Dierer, S., und K. H. Schlünzen, Die Wechselwirkung zwischen Zyklonen und Eisbedeckung im Bereich der Framstraße, in *DACH Meteorologentagung 2001*, 2001.
- DKRZ Modellbetreuungsgruppe, The ECHAM3 atmospheric general circulation model, *Tech. Rep. 6 (Rev. 2)*, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg, 1993.
- Dorn, W., Natürliche Klimavariationen der Arktis in einem regionalen hochauflösenden Atmosphärenmodell, Dissertation, Universität Potsdam, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Potsdam, 2001.
- Dorn, W., K. Dethloff, A. Rinke, und M. Botzet, Distinct circulation states of the arctic atmosphere induced by natural climate variability, *Journal of Geophysical Research*, 105, 29,659–29,668, 2000.
- Drinkwater, M. R., R. Francis, G. Ratier, und D. J. Wingham, The European Space Agency's Earth Explorer Mission CryoSat: Measuring variability in the cryosphere, *Annals of Glaciology*, 39, akzeptiert, 2003.
- Drobot, S. D., und M. R. Anderson, Comparison of interannual snowmelt-onset dates with atmospheric conditions, *Annals of Glaciology*, 33, 79–84, 2001.
- Eicken, H., E. Reimnitz, V. Alexandrov, T. Martin, H. Kassens, und T. Viehoff, Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export, *Continental Shelf Research*, 17, 205–233, 1997.
- Eicken, H., J. Kolatschek, J. Freitag, F. Lindemann, H. Kassens, und I. A. Dmitrenko, A key source area and constraints on entrainment for basin-scale sediment transport by Arctic sea ice, *Geophysical Research Letters*, 27, 1919–1922, 2000.
- Environmental Working Group, Joint U.S. Russian Sea Ice Atlas, Vol. 1, *CD-ROM*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, 2000.
- Essenwanger, O. M., *Elements of Statistical Analysis*, General Climatology, 1B Bd. *World Survey of Climatology*, Elsevier, Amsterdam, 1986.
- Fischer, H., und P. Lemke, *The Polar Oceans and their role in shaping the global environment*, 85 Bd. *Geophysical Monograph Series*, Kap.: On the required accuracy of atmospheric forcing fields for driving dynamic-thermodynamic sea ice models, pp. 373–381, American Geophysical Union, Washington D. C., 1994.

- Forster, R. R., D. G. Long, K. C. Jezek, S. D. Drobot, und M. R. Anderson, The onset of Arctic sea-ice snowmelt as detected with passive- and active-microwave remote sensing, *Annals of Glaciology*, 33, 85–93, 2001.
- Fowler, C., *Polar Pathfinder daily 25 km EASE-grid sea ice motion vectors*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, 2003, Digital Media.
- Fowler, C., J. Maslanik, T. Haran, T. Scambos, J. Key, und W. Emery, *AVHRR Polar Pathfinder twice-daily 5 km EASE-grid composites*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, 2000, Digital Media.
- Franz, H.-J., *Physische Geographie der Sowjetunion*, VEB Hermann Haak, Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha / Leipzig, 1973.
- Gibson, J. K., P. Kallberg, S. Uppla, A. Hernandez, A. Nomura, und E. Serrano, ERA description, *ECMWF Re-Analysis Project Report Series 1*, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, 1997.
- Gloersen, P., und D. J. Cavalieri, Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration from microwave radiances, *Journal of Geophysical Research*, 91, 3913–3919, 1986.
- Gloersen, P., W. J. Campbell, D. J. Cavalieri, J. C. Comiso, C. L. Parkinson, und H. J. Zwally, Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987: Satellite passive microwave observations and analysis, *Tech. Rep. SP-511*, NASA, Washington, D.C., 1992.
- Glowienka-Hense, R., und A. Hense, The effect of an arctic polynya on the Northern Hemisphere mean circulation and eddy regime: a numerical experiment, *Climate Dynamics*, 7, 155–163, 1992.
- Grigoriev, S., S. K. Gulev, und O. Zolina, Innovative software facilitates cyclone tracking and analysis, *EOS, Transactions, American Geophysical Union, Electronic Supplement*, 81, 2000.
- Gustafsson, N., HIRLAM2 final report, *HIRLAM Technical Report 9*, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, 1993.
- Haas, C., und H. Eicken, Interannual variability of summer sea ice thickness in the Siberian and central Arctic under different atmospheric circulation regimes, *Journal of Geophysical Research*, 106, 4449–4462, 1999.
- Hilmer, M., Numerische Untersuchungen des Einflusses atmosphärischer Antriebsfelder in Simulationen der Grenzfläche Atmosphäre-Eis-Ozean in der Arktis, Diplomarbeit, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 1997.
- Hilmer, M., A model study of Arctic sea ice variability, Dissertation, Christian-Albrechts-Universität, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Kiel, 2001.
- Hilmer, M., und P. Lemke, On the decrease of Arctic sea ice volume, *Geophysical Research Letters*, 27, 3751–3754, 2000.
- Holland, M. M., und C. M. Bitz, Polar amplification of climate change in coupled models, *Climate Dynamics*, 21, 221–232, 2003, doi:10.1007/s00382-003-0332-6.
- Holloway, G., und T. Sou, Has Arctic sea ice rapidly thinned?, *Journal of Climate*, 15, 1691–1701, 2002.
- Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. v. d. Linden, X. Dai, K. Maskell, und C. A. Johnson (Hrsg.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution*

- of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, New York, 2001.
- Hudak, D. R., und J. M. C. Young, Storm climatology of the southern Beaufort Sea, *Atmosphere–Ocean*, 40, 145–158, 2002.
- Iacoza, J., und D. G. Barber, An examination of the distribution of snow on sea-ice, *Atmosphere–Ocean*, 37, 21–51, 1999.
- Jacobson, M. Z., *Fundamentals of Atmospheric Modeling*, Cambridge University Press, Cambridge, 1999.
- Johnson, M. A., und I. V. Polyakov, The Laptev Sea as a source for recent Arctic Ocean salinity changes, *Geophysical Research Letters*, 28, 2017–2020, 2001.
- Jones, P. D., M. New, D. E. Parker, S. Martin, und I. G. Rigor, Surface air temperature and its changes over the past 150 years, *Reviews of Geophysics*, 37, 173–199, 1999.
- Kahl, J. D., S. M. Skony, M. C. Serreze, S. Shiotani, und R. C. Schnell, In situ meteorological sounding archives for Arctic studies, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73, 1824–1830, 1992.
- Kahl, J. D. W., N. A. Zaitseva, V. Khattatov, R. C. Schnell, D. M. Bacon, J. Bacon, V. Radionov, und M. C. Serreze, Radiosonde observations from the former soviet North Pole series of drifting ice stations, 1954–90, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80, 2019–2026, 1999.
- Kalnay, E., et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437–472, 1996.
- Kassens, H., H.-W. Hubberten, S. M. Pryamikov, und R. Stein, Russian–German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-system Laptev-Sea, *Berichte zur Polarforschung* 144, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1994.
- Kassens, H., D. Piegenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten, und S. M. Priamikov, Russian–German Cooperation: Laptev Sea System, *Berichte zur Polarforschung* 176, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1995.
- Kawanishi, T., et al., The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA’s contribution to the EOS for global energy and water cycle studies, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41, 184–194, 2003.
- Key, J. R., The cloud and surface parameter retrieval (CASPR) system for polar AVHRR, *Tech. rep.*, University of Wisconsin, Madison, 2002.
- Kirchgäßner, A., Zyklonen über der Arktis, Diplomarbeit, Universität Hamburg, Fachbereich Geowissenschaften, Fach Meteorologie, 1998.
- Kistler, R., et al., The NCEP-NCAR 50-year Reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 247–268, 2001.
- Köberle, C., und R. Gerdes, Mechanisms determining the variability of Arctic sea ice conditions and export, *Journal of Climate*, 16, 2843–2858, 2003.
- Kokaly, R. F., Methods for regridding AARI data in SIGRID format to the EASE-grid projection, *NSIDC Special Report 9*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, 1996.
- Kotchetov, S. V., I. Y. Kulakov, V. K. Kurajov, L. A. Timokhov, und Y. A. Vanda, Hydro-meteorological regime of the Laptev Sea, *Part 1 of the research subcontract "Observation*

- of *Ice Motion in the Marginal Siberian Seas*”, Federal Service of Russia for Hydrometeorology and Monitoring of the Environment, the Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, 1994.
- Kraus, H., *Die Atmosphäre der Erde – Eine Einführung in die Meteorologie*, Vieweg, Braunschweig/Wiesbaden, 2000.
- Kwok, R., Recent changes in Arctic Ocean sea ice motion associated with the North Atlantic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, *27*, 775–778, 2000.
- LeDrew, E., Development processes for five depression systems within the Polar Basin, *Journal of Climatology*, *8*, 125–153, 1988.
- Lynch, A. H., M. F. Glueck, W. L. Chapman, und D. A. Bailey, Satellite observation and climate system model simulation of the St. Lawrence Island Polynya, *Tellus*, *49A*, 277–297, 1997.
- Machenhauer, B., The HIRLAM final report, *HIRLAM Technical Report 5*, Danish Meteorological Institute, Kopenhagen, 1988.
- Martin, S., und D. J. Cavalieri, Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean Intermediate and Deep Water, *Journal of Geophysical Research*, *94*, 12,725–12,738, 1989.
- Martin, S., und E. A. Munoz, Properties of the Arctic 2-meter air temperature field for 1979 to the present derived from a new gridded dataset, *Journal of Climate*, *10*, 1428–1440, 1997.
- Maslanik, J., C. Fowler, J. Key, T. Scambos, T. Hutchinson, und W. Emery, AVHRR-based Polar Pathfinder products for modeling applications, *Annals of Glaciology*, *25*, 388–392, 1997.
- Maslanik, J. A., und R. G. Barry, Short-term interactions between atmospheric synoptic conditions and sea-ice behaviour in the Arctic, *Annals of Glaciology*, *12*, 113–117, 1989.
- Maslanik, J. A., M. C. Serreze, und R. G. Barry, Recent decreases in Arctic summer ice cover and linkages to atmospheric circulation anomalies, *Geophysical Research Letters*, *23*, 1677–1680, 1996.
- Maslanik, J. A., M. C. Serreze, und T. Agnew, On the record reduction in 1998 western Arctic sea ice cover, *Geophysical Research Letters*, *26*, 1905–1908, 1999.
- Maslanik, J. A., A. H. Lynch, M. C. Serreze, und W. Wu, A case study of regional climate anomalies in the Arctic: Performance requirements for a coupled model, *Journal of Climate*, *13*, 383–401, 2000.
- Maslanik, J. A., J. Key, C. W. Fowler, T. Nguyen, und X. Wang, Spatial and temporal variability of satellite-derived cloud and surface characteristics during FIRE-ACE, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 15,233–15,249, 2001.
- Maslowski, W., B. Newton, P. Schlosser, A. Semtner, und D. Martinson, Modeling recent climate variability in the Arctic Ocean, *Geophysical Research Letters*, *27*, 3743–3746, 2000.
- McGinnis, D. L., und R. G. Crane, A multivariate analysis of Arctic climate in GCMs, *Journal of Climate*, *7*, 1240–1250, 1994.
- McGregor, J. L., Regional climate modelling, *Meteorology and Atmospheric Physics*, *63*, 105–117, 1997.

- Moga, A. N., und M. Gabbouj, Parallel image component labeling with watershed transformation, *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 19, 1997.
- Murray, R. J., und I. Simmonds, Responses of climate and cyclones to reductions in Arctic winter sea ice, *Journal of Geophysical Research*, 100, 4791–4806, 1995.
- Mysak, L. A., und S. A. Venegas, Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions, *Geophysical Research Letters*, 25, 3607–3610, 1998.
- Nürnberg, D., I. Wollenburg, D. Dethleff, H. Eicken, H. Kassens, T. Letzig, E. Reimnitz, und J. Thiede, Sediments in Arctic sea ice – implications for entrainment, transport and release, *Marine Geology*, 119, 285–214, 1994.
- Oberhuber, J. M., The OPYC Ocean General Circulation Model, *Tech. Rep. 7 (Rev. 1)*, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg, 1993.
- Oke, T. R., *Boundary Layer Climates*, 2. Aufl., Routledge, Cambridge, 1987.
- Orvig, S., P. Putnis, W. Schwerdtfeger, und E. Vowinckel, *Climate of the Polar Regions*, 14 Bd. *World Survey of Climatology*, Elsevier, Amsterdam, 1970.
- Österle, H., J. Glauer, und M. Denhard, Struktur, Aufbau und statistische Programm-bibliothek der meteorologischen Datenbank am Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, *PIK Report 49*, Potsdam Institute for Climate Impact Research, PIK Potsdam, 1999.
- Parker, D. E., M. Jackson, und E. B. Horton, The 1961-1990 GISST2.2 sea surface temperature and sea-ice climatology, *Climate Research Technical Note 63*, Hadley Centre, Met Office, UK, Bracknell, 1995.
- Parkinson, C. L., und D. J. Cavalieri, Arctic sea ice 1973-1987: Seasonal, regional, and interannual variability, *Journal of Geophysical Research*, 94, 14,499–14,523, 1989.
- Parkinson, C. L., und D. J. Cavalieri, A 21 year record of Arctic sea-ice extents and their regional, seasonal and monthly variability and trends, *Annals of Glaciology*, 34, 441–446, 2002.
- Parkinson, C. L., D. J. Cavalieri, P. Gloersen, H. J. Zwally, und J. C. Comiso, Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978-1996, *Journal of Geophysical Research*, 104, 20,837–20,856, 1999.
- Parkinson, C. L., D. Rind, R. J. Healy, und D. G. Martinson, The impact of sea ice concentration accuracies on climate model simulations with the GISS GCM, *Journal of Climate*, 14, 2606–2623, 2001.
- Pavlov, V. K., L. A. Timokhov, G. A. Baskakov, M. Y. Kulakov, V. K. Kurazhov, P. V. Pavlov, S. V. Pivovarov, und V. V. Stanovoy, Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev and East Siberian Seas, *Part 1 of research subcontract – Processes of transfer and transformation of contaminants inflowing by continental discharge into the Kara, Laptev and East Siberian Seas*, Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, 1994.
- Peixoto, J. P., und A. H. Oort, *The Physics of Climate*, Springer, 1992.
- Perovich, D. K., T. C. Grenfell, B. Light, und P. V. Hobbs, Seasonal evolution of the albedo of multiyear Arctic sea ice, *Journal of Geophysical Research*, 107, 2002, doi:10.1029/2000JC000438.

- Persson, P. O. G., C. W. Fairall, E. L. Andreas, P. S. Guest, und D. K. Perovich, Measurements near the Atmospheric Surface Flux Group tower at SHEBA: Near-surface conditions and surface energy budget, *Journal of Geophysical Research*, *107*, 2002, doi:10.1029/2000JC000705.
- Pfirman, S. L., R. Colony, D. Nürnberg, H. Eicken, und I. G. Rigor, Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic sea ice, *Journal of Geophysical Research*, *102*, 12,575–12,586, 1997.
- Polyakov, I., D. Walsh, I. Dmitrenko, R. L. Colony, und L. A. Timokhov, Arctic Ocean variability derived from historical observations, *Geophysical Research Letters*, *30*, 1298, 2003, doi:10.1029/2002GL016441.
- Polyakov, I. V., und M. A. Johnson, Arctic decadal and interdecadal variability, *Geophysical Research Letters*, *27*, 4097–4100, 2000.
- Polyakov, I. V., A. Y. Proshutinsky, und M. A. Johnson, Seasonal cycles in two regimes of Arctic climate, *Journal of Geophysical Research*, *104*, 25,761–25,788, 1999.
- Proshutinsky, A. Y., und M. A. Johnson, Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, *102*, 12,493–12,514, 1997.
- Rayner, N. A., E. B. Horton, D. E. Parker, C. K. Folland, und R. B. Hackett, Version 2.2 of the Global Sea-Ice and Sea Surface Temperature data set, 1903-1994, *Climate Research Technical Note 74*, Hadley Centre, Met Office, UK, Bracknell, 1996.
- Reed, R. J., und B. A. Kunkel, The Arctic circulation in summer, *Journal of Meteorology*, *17*, 489–506, 1960.
- Reimnitz, E., D. Dethleff, und D. Nuernberg, Contrasts in Arctic shelf sea-ice regimes and some implications: Beaufort Sea versus Laptev Sea, *Marine Geology*, *119*, 215–225, 1994.
- Reimnitz, E., H. Eicken, und T. Martin, Multiyear fast ice along the Taymyr Peninsula, *Arctic*, *48*, 359–367, 1995.
- Rigor, I. G., und R. L. Colony, Sea ice production and transport of pollutants in the Laptev Sea, 1979-1993, *Sci. Total Environ.*, *202*, 89–110, 1997.
- Rigor, I. G., R. L. Colony, und S. Martin, Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–97, *Journal of Climate*, *13*, 896–914, 2000.
- Rigor, I. G., J. M. Wallace, und R. L. Colony, Response of sea ice to the Arctic Oscillation, *Journal of Climate*, *15*, 2648–2663, 2002.
- Rinke, A., und K. Dethloff, On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions, *Climate Research*, *14*, 101–113, 2000.
- Rinke, A., K. Dethloff, J. H. Christensen, M. Botzet, und B. Machenhauer, Simulation and validation of Arctic radiation and clouds in a regional climate model, *Journal of Geophysical Research*, *102*, 29,833–29,847, 1997.
- Rinke, A., K. Dethloff, und J. H. Christensen, Arctic winter climate and its interannual variations simulated by a regional climate model, *Journal of Geophysical Research*, *104*, 19,027–19,038, 1999a.
- Rinke, A., K. Dethloff, A. Spekat, W. Enke, und J. H. Christensen, High resolution climate simulations over the Arctic, *Polar Research*, *18*, 143–150, 1999b.
- Rinke, A., A. H. Lynch, und K. Dethloff, Intercomparison of Arctic regional climate simulations: Case studies of January and June 1990, *Journal of Geophysical Research*, *105*, 29,669–29,683, 2000.

- Rinke, A., R. Gerdes, K. Dethloff, T. Kandlbinder, M. Karcher, F. Kauker, S. Frickenhaus, C. Köberle, und W. Hiller, A case study of the anomalous Arctic sea ice conditions during 1990: Insights from coupled and uncoupled regional climate model simulations, *Journal of Geophysical Research*, *108*, 4275, 2003, doi:10.1029/2002JD003146.
- Roeckner, E., et al., The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate, *MPI Report 218*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 1996.
- Rothrock, D. A., Y. Yu, und G. A. Maykut, Thinning of the Arctic sea-ice cover, *Geophysical Research Letters*, *26*, 3469–3472, 1999.
- Schönwiese, C. D., *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, 2. Aufl., Gebrüder Bornträger, Berlin, 1992.
- Serreze, M. C., Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic, *Atmospheric-Ocean*, *33*, 1–23, 1995.
- Serreze, M. C., und R. G. Barry, Synoptic activity in the Arctic Basin, 1979–85, *Journal of Climate*, *1*, 1276–1295, 1988.
- Serreze, M. C., J. E. Box, R. G. Barry, und J. E. Walsh, Characteristics of Arctic synoptic activity, *Meteorology Atmospheric Physics*, *51*, 147–164, 1993.
- Serreze, M. C., J. A. Maslanik, J. R. Key, und R. F. Kokaly, Diagnosis of the record minimum in Arctic sea ice area during 1990 and associated snow cover extremes, *Geophysical Research Letters*, *22*, 2183–2186, 1995.
- Serreze, M. C., F. Carse, R. G. Barry, und J. C. Rogers, Icelandic Low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation, *Journal of Climate*, *10*, 453–464, 1997.
- Serreze, M. C., A. H. Lynch, und M. P. Clark, The Arctic Frontal Zone as seen in the NCEP-NCAR Reanalysis, *Journal of Climate*, *14*, 1550–1567, 2001.
- Serreze, M. C., et al., Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment, *Climatic Change*, *46*, 159–207, 2000.
- Serreze, M. C., et al., A record minimum Arctic sea ice extent and area in 2002, *Geophysical Research Letters*, *30*, 1110–1113, 2003.
- Sickmüller, M., R. Blender, und K. Fraedrich, Observed winter cyclone tracks in the northern hemisphere in re-analysed ECMWF data, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *126*, 591–620, 2000.
- Simmonds, A. J., und J. K. Gibson, The ERA-40 project plan, *ERA-40 Project Report Series 1*, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, 2000.
- Simmonds, I., und X. Wu, Cyclone behaviour response to changes in winter southern hemisphere sea-ice concentration, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *119*, 1121–1148, 1993.
- Singarayer, J. S., und J. L. Bamber, EOF analysis of three records of sea-ice concentration spanning the last 30 years, *Geophysical Research Letters*, *30*, 1251, 2003, doi:10.1029/2002GL016640.
- Slonosky, V. C., L. A. Mysak, und J. Derome, Linking Arctic sea-ice and atmospheric circulation anomalies on interannual and decadal timescales, *Atmosphere-Ocean*, *35*, 333–366, 1997.

- Smith, S. D., R. D. Muench, und C. H. Pease, Polynyas and leads: an overview of physical processes and environment, *Journal of Geophysical Research*, *95*, 9461–9479, 1990.
- Snyder, J. P., Map projections – a working manual, *Professional Paper 1395*, U.S. Geological Survey, Washington, 1987.
- Steele, M., und T. Boyd, Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, *103*, 10,419–10,435, 1998.
- Stroeve, J., X. Li, und J. Maslanik, An intercomparison of DMSP F11- and F13-derived sea ice products, *NSIDC Special Report 5*, National Snow and Ice Data Center, Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, Boulder, 1997.
- Sturm, M., J. Holmgren, und D. K. Perovich, Winter snow cover on the sea ice of the Arctic Ocean at the surface heat budget of the Arctic Ocean (SHEBA): Temporal evolution and spatial variability, *Journal of Geophysical Research*, *107*, 2002.
- Tansley, C. E., und I. N. James, Feedbacks between sea ice and baroclinic waves using a linear quasi-geostrophic model, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *125*, 2517–2534, 1999.
- Taubenheim, J., *Statistische Auswertung Geophysikalischer und Meteorologischer Daten*, 5. Bd. *Geophysikalische Monographien*, Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1969.
- Thompson, D. W. J., und J. M. Wallace, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, *25*, 1297–1300, 1998.
- Thompson, D. W. J., und J. M. Wallace, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *Journal of Climate*, *13*, 1000–1016, 2002.
- Thorndike, A. S., und R. Colony, Sea ice motion in response to geostrophic winds, *Journal of Geophysical Research*, *87*, 5845–5852, 1982.
- Ubl, S., Variabilität von Zykloneneigenschaften über dem Nordatlantik, Diplomarbeit, Universität Kiel, Institut für Meereskunde, Kiel, 2001.
- Uttal, T., et al., Surface Heat Budget of the Arctic Ocean, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *83*, 255–275, 2002.
- Veihelmann, B., F. S. Olesen, und C. Kottmeier, Sea ice surface temperature in the Weddell Sea (Antarctica), from drifting buoy and AVHRR data, *Cold Regions Science and Technology*, *33*, 19–27, 2001.
- Wadhams, P., und N. R. Davis, Further evidence of ice thinning in the Arctic Ocean, *Geophysical Research Letters*, *27*, 3973–3975, 2000.
- Wallace, J. M., und D. S. Gutzler, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Monthly Weather Review*, *109*, 784–812, 1981.
- Walsh, J. E., und W. L. Chapman, Short-term climate variability of the Arctic, *Journal of Climate*, *3*, 237–250, 1990.
- Walsh, J. E., W. L. Chapman, und T. L. Shy, Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic, *Journal of Climate*, *9*, 480–486, 1996.
- Walsh, J. E., V. M. Kattsov, W. L. Chapman, V. Govorkova, und T. Pavlova, Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled model runs, *Journal of Climate*, *15*, 1429–1446, 2002.

- Wanner, H., S. Brönnimann, C. Casty, D. Gyalistras, J. Luterbacher, C. Schmutz, D. B. Stephenson, und E. Xoplaki, North Atlantic Oscillation – Concepts and studies, *Surveys in Geophysics*, 22, 321–381, 2001.
- Warren, S. G., I. G. Rigor, N. Untersteiner, V. F. Radionov, N. N. Bryazgin, Y. I. Aleksandrov, und R. Colony, Snow depth on Arctic sea ice, *Journal of Climate*, 12, 1814–1829, 1999.
- Wilks, D. S., *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction*, 19. Bd. *International Geophysics Series*, Academic Press, London, 1995.
- Winsor, P., und G. Björk, Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997, *Journal of Geophysical Research*, 105, 8789–8803, 2000.
- WMO, WMO sea-ice nomenclature, terminology, codes and illustrated glossary, *Technical Paper WMO/DMM/BMO 259-TP-145*, Secretariat of the World Meteorological Organisation, Geneva, 1985.
- WMO, Weather reporting – observation stations, *WMO Publication 9 Vol. A*, World Meteorological Organisation, Geneva, 1993.
- Zakharov, V. F., The role of flaw leads off the edge of fast ice in the hydrological and ice regime of the Laptev Sea, *Oceanology*, 6, 815–821, 1966.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Geographische Übersicht der Untersuchungsgebiete (Arktis)	10
2.2	Orographie und Land-Meer-Verteilung im HIRHAM4	20
2.3	Mögliche Zustände des unteren Randantriebs im HIRHAM4	21
3.1	Lage der Meereis- und Zyklonenaktivitäts-Abfragemasken	24
3.2	Mittlere räumliche Verteilung der Meereisbedeckungsgrade	26
3.3	Saisonale zeitliche Variabilität der meereisbedeckten Fläche	27
3.4	Interannuale Variabilität der meereisbedeckten Fläche und Meereisausdehnung	29
3.5	Interannuale Variabilität der meereisbedeckten Fläche einzelner Sommermonate	30
3.6	Räumliche Verteilung der absoluten Abweichung der Meereisbedeckungsgrade	31
3.7	Mittlere Anzahl von Tiefdruckereignissen	34
3.8	Mittlerer Zyklonenkerndruck	35
3.9	Interannuale Variabilität der Anzahl von Tiefdruckereignissen	37
3.10	Interannuale Variabilität des mittleren Kerndrucks von Tiefdruckereignissen	38
3.11	Räumliche Verteilung von Tiefdruckereignissen	40
3.12	Räumliche Verteilung der mittleren Zyklonenzugrichtung und -geschwindigkeit	42
4.1	Zwischenschritte der Prozessierung des unteren HIRHAM4-Randantriebs . .	44
4.2	Räumliche Verteilung der Fehlwerte in den AVHRR-basierten Oberflächentemperaturen	46
4.3	Mittlere Schneedeckenmächtigkeit auf Meereis, Zeitreihe	47
4.4	Mittlere Zustände und Variabilität der Antriebsdaten – Meeresoberflächentemperatur, räumliche Verteilung	50
4.5	Mittlere Zustände und Variabilität der Antriebsdaten – Meereisoberflächentemperatur, räumliche Verteilung	51
4.6	Mittlere Zustände und Variabilität der Antriebsdaten – Meereisbedeckungsgrad, räumliche Verteilung	52
4.7	Vergleich der Meereisbedeckung, Polynjen in der Laptewsee	53
4.8	Vergleich von Ausgangsdaten mit transformierten Meereisdaten, räumliche Verteilung	54
4.9	Vergleich von Ausgangsdaten mit transformierten Meereisdaten, zeitlicher Verlauf	54
4.10	Räumlicher Vergleich, Meeresoberflächentemperaturen unterer Randantrieb vs. GISST 2.2-Datensatz	56
4.11	Meeresoberflächentemperaturen unterer Randantrieb vs. GISST 2.2-Datensatz, Streudiagramm	56
4.12	Zeitreihenvergleich im Bereich der Grönlandsee, Meeresoberflächentemperaturen unterer Randantrieb vs. GISST 2.2-Datensatz	57

4.13	Zeitreihenvergleich, Oberflächentemperaturen unterer Randantrieb vs. SHE-BA-Projekts, 1998	57
4.14	Vergleich der Eintrittszeitpunkte des Oberflächenschmelzens im unteren Randantrieb mit SMMR / SSM/I-Satellitendaten, Streudiagramm	58
4.15	Räumlicher Vergleich der Eintrittszeitpunkte des Oberflächenschmelzens im unteren Randantrieb und in SMMR / SSM/I-Satellitendaten, 1985	58
4.16	Räumliche Anordnung der Abfragemasken auf dem HIRHAM4-Gitter	60
4.17	Langjährige Mittel und Differenzen der Meeresoberflächentemperaturen der ECMWF und OBS Randantriebsdatensätze, räumlicher Vergleich	62
4.18	Standardabweichungen und Differenzen der Meeresoberflächentemperaturen der ECMWF- und OBS-Randantriebsdatensätze, räumlicher Vergleich	63
4.19	Vergleich der Monatsmittel der Meeresoberflächentemperatur der ECMWF- und OBS-Randantriebsdatensätze, Streudiagramm	64
4.20	Zeitreihen der Meeresoberflächentemperatur der ECMWF- und OBS-Randantriebsdatensätze über der Laptewsee	64
4.21	Langjährige Mittel und Differenzen der Meereisbedeckungsgrade der ECMWF- und OBS-Randantriebsdatensätze, räumlicher Vergleich	66
4.22	Standardabweichungen und Differenzen der Meereisbedeckungsgrade der ECMWF- und OBS-Randantriebsdatensätze, räumlicher Vergleich	67
4.23	Vergleich der Monatsmittel der Meereisausdehnung und der meereisbedeckten Fläche der ECMWF- und OBS-Randantriebsdatensätze, Streudiagramm	68
4.24	Zeitreihen des Meereisbedeckungsgrades der ECMWF- und OBS-Randantriebsdatensätze über der Laptewsee	68
4.25	Zeitreihen der meereisbedeckten Fläche und der Meereisausdehnung der ECMWF- und OBS-Randantriebsdatensätze über der Arktis	69
5.1	Mittlere zeitliche Entwicklung der Luftdruck-Unterschiede zwischen verschiedenen HIRHAM4-Simulationsrechnungen	72
5.2	Auswirkungen des Randantriebs auf den Luftdruck in NN und die Geopotentielle Höhe in 500 hPa, Mai / Juni, 1990, räumlicher Vergleich	74
5.2	Auswirkungen des Randantriebs auf den Luftdruck in NN und die Geopotentielle Höhe in 500 hPa, Juli / August, 1990, räumlicher Vergleich	75
5.2	Auswirkungen des Randantriebs auf den Luftdruck in NN und die Geopotentielle Höhe in 500 hPa, September / Oktober, 1990, räumlicher Vergleich	76
5.3	Mittlere zeitliche Entwicklung des Anteils negativer und indifferenter Gitterpunktsdifferenzen zwischen verschiedenen HIRHAM4-Simulationsrechnungen – Luftdruck und geopotentielle Höhe	77
5.4	Räumlicher Vergleich, ECMWF-Re-Analysen mit HIRHAM4, Luftdruck in NN und Geopotentielle Höhe in 500 hPa, Mai / August, 1990	79
5.5	Validierung verschiedener HIRHAM4-Simulationsrechnungen mit HARA RASO-Daten, Luftdruck in NN und geopotentielle Höhe im 500 hPa Niveau	81
5.6	Validierung verschiedener HIRHAM4-Simulationsrechnungen mit NP RASO-Daten, Luftdruck in NN und geopotentielle Höhe im 500 hPa Niveau	83
5.7	Mittlere zeitliche Entwicklung der Lufttemperatur-Unterschiede zwischen verschiedenen HIRHAM4-Simulationsrechnungen	84
5.8	Auswirkungen des Randantriebs auf die Lufttemperatur in 2 m Höhe, Mai / August, 1990, räumliche Verteilung	85

5.8	Auswirkungen des Randantriebs auf die Lufttemperatur in 2 m Höhe, Mai / August, 1996, räumliche Verteilung	86
5.9	Mittlere zeitliche Entwicklung des Anteils negativer und indifferenter Gitterpunktdifferenzen zwischen verschiedenen HIRHAM4-Simulationsrechnungen – Lufttemperatur	87
5.10	Zeitreihen der Lufttemperatur in 2 m Höhe der HIRHAM4-Simulationsrechnungen, 1990	88
5.11	Validierung der Lufttemperatur in 2 m Höhe mit POLES, Mai / August, 1990, räumlicher Vergleich	89
5.12	Validierung verschiedener HIRHAM4-Simulationsrechnungen mit HARA RASO-Daten, Lufttemperatur im 850 hPa Niveau	91
5.13	Vergleich der Lufttemperatur im 850 hPa Niveau der HIRHAM4-Simulationsrechnungen mit RASO-Daten der NP-Stationen für ausgewählte Jahre	91
5.14	Relative Häufigkeitsverteilung des Zyklonenkerndrucks, der Zyklonenintensität und der Zuggeschwindigkeit, 1995	93
5.15	Anzahl von Tiefdruckereignissen in verschiedenen HIRHAM4-Simulationsergebnissen, zeitlicher Vergleich	95
5.16	Mittlere räumliche Verteilung von Tiefdruckereignissen und Unterschiede zwischen HIRHAM4-Simulationsergebnissen	97
5.17	Zyklonenzugbahnen, Mai / Juni und August / September, 1995	99
5.18	Zykloneneigenschaften beim Überströmen einer Polynja	103
5.19	Zykloneneigenschaften im Bereich einer Eisrandzone	104
5.20	Zeitreihen der Lufttemperatur in 2 m Höhe und der Meereisbedeckungsgrade, Westliche Neusibirische Polynja / zentrales Packeis	106
5.21	Vergleich der Lufttemperatur in 2 m Höhe, HIRHAM4-Simulationsergebnisse und POLES-Daten, Westliche Neusibirische Polynja / zentrales Packeis	107
5.22	Vergleich der Lufttemperatur in 2 m Höhe, HIRHAM4-Simulationsergebnisse und SYNOP-Daten	108
5.23	Zeitreihen der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe, Westliche Neusibirische Polynja / zentrales Packeis	110
5.24	Räumlicher Vergleich, Bodenluftdruck- und Windfeld unterschiedlicher HIRHAM4-Simulationsrechnungen, Beispiel 25. Juli 1995	111
5.25	Zeitreihen der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe, SYNOP-Station 21432 vs. HIRHAM4-Simulationsergebnisse	112
5.26	Zeitreihen der Windrichtung in 10 m Höhe, SYNOP-Station 21432 vs. HIRHAM4-Simulationsergebnisse	113
5.27	Histogramme der Windrichtungsverteilung, SYNOP-Stationen 21432 / 20292 vs. HIRHAM4-Simulationsergebnisse	114
5.28	Zeitreihen der kurz- und langwelligen Netto-Strahlungsbilanzen, Westliche Neusibirische Polynja / zentrales Packeis	115
5.29	Zeitreihen des fühlbaren Wärmestroms an der Erdoberfläche, Westliche Neusibirische Polynja / zentrales Packeis	117
5.30	Zeitreihen des latenten Wärmestroms an der Erdoberfläche, Westliche Neusibirische Polynja / zentrales Packeis	118
6.1	Anordnung der Bilanzlinien zur Erfassung der Meereismassenbilanz in der Laptewsee	121
6.2	Zeitreihen zur Entwicklung der Meereisanomalie 1983	124

6.2	Zeitreihen zur Entwicklung der Meereisanomalie 1986	125
6.2	Zeitreihen zur Entwicklung der Meereisanomalie 1987	126
6.2	Zeitreihen zur Entwicklung der Meereisanomalie 1990	127
6.2	Zeitreihen zur Entwicklung der Meereisanomalie 1991	128
6.2	Zeitreihen zur Entwicklung der Meereisanomalie 1992	129
6.2	Zeitreihen zur Entwicklung der Meereisanomalie 1993	130
6.2	Zeitreihen zur Entwicklung der Meereisanomalie 1995	131
6.2	Zeitreihen zur Entwicklung der Meereisanomalie 1996	132
6.3	Zeitreihe der Monatsmittel des Netto-Meereistransports an den Grenzen der Laptewsee	141
6.4	Zeitreihe der langjährigen Tagesmittel des Netto-Meereistransports an den Grenzen der Laptewsee	142
6.5	Mittlere langjährige Meereis-Driftmuster in der Arktis	143
6.6	Zeitreihen des winterlichen AO-Index und der sommerlichen Meereisanoma- lien in der Laptewsee	145
6.7	Zeitreihen verschiedener Atmosphäreneigenschaften im Gebiet der Laptewsee	147
6.8	Beispiele für die räumliche Zyklonenwirkung, 1990	150
6.9	Monatsmittel und langjährige Monatsmittel der geopotentiellen Höhe der 850 hPa Isobarfläche in ausgewählten Anomaliejahren, räumliche Verteilung	153
6.10	Langjährige Monatsmittel und Anomalien der Monatsmittel der Lufttem- peratur in 850 hPa in ausgewählten Anomaliejahren, räumliche Verteilung .	154
A.1	Validierung der Zyklonenerfassung	184
A.2	Zyklonenzugbahnen, Januar / Juli 1993	185
A.3	Beispiel für eine Gittertransformation	187

Tabellenverzeichnis

3.1	Quantifizierung der Meereisanomalien in der Lapteewsee zur Auswahl der Simulationsjahre	32
3.2	Trendanalyse der monatlichen Zyklonenaktivität, Lapteewsee	36
4.1	Datenlücken in den unteren Randantriebsdaten für HIRHAM4	48
4.2	Erklärte Varianzen durch die EOF 1 der unteren HIRHAM4-Randantriebsdaten	49

A Datenverarbeitung und -analyse

A.1 Zyklonenerfassung und -verfolgung

Methodik

Basisdaten sind 6-stündliche flächentreu projizierte Felder des Luftdrucks in NN sowie die geographischen Koordinaten der Gitterpunkte (z.B. HIRHAM4- oder EASE-Gitter). Die Erfassung der Zyklonen basiert auf einem mehrstufigen Verfahren, das es ermöglicht, Zyklonen unterschiedlicher Größe und Intensität auch in synoptisch komplexen Situationen und in Randbereichen von Gittern auflösungsunabhängig zu erfassen und zu verfolgen. Ähnliche Vorgehensweisen sind u.a. beschrieben und angewendet in *Simmonds und Wu* (1993), *Serreze* (1995), *Grigoriev et al.* (2000), und *Sickmüller et al.* (2000).

Im Gegensatz zu lokalen Schwellenwertabfragen innerhalb eines wandernden Abfragefensters bei *Serreze et al.* (1993) und *Serreze* (1995) ermittelt ein Watershed-Algorithmus die maximal geschlossenen Isobaren, den Flächeninhalt und das mögliche Zyklonenzentrum mit Kerndruck für alle Druckfelddepressionen (*Moga und Gabbouj*, 1997). Das Verhältnis von Watershed-Fläche zum Flächeninhalt der maximal geschlossenen Isolinie im Bereich der Watershed-Fläche klassifiziert durch einen Schwellenwertvergleich, ob ein einfaches oder komplexes synoptisches System mit mehreren Zentren (konvergierende und divergierende Drucksysteme) innerhalb einer Watershed-Fläche vorliegt. Bei jeder so erfassten Depression im Druckfeld werden je nach Klasse Schwellenwerte getestet: (1) der Flächeninhalt der maximal geschlossenen Isobare und die Druckdifferenz zwischen Kerndruck und dieser Isobare (einfache Zyklone) bzw. (2) die Watershed-Fläche und der Flächeninhalt der maximal geschlossenen Isolinie im Bereich der Watershed-Fläche (komplexe Zyklone). Bei einer Überschreitung der datensatzabhängigen Schwellenwerte gilt die Depression im Druckfeld als Zyklone und wird mit einer Identifikationsnummer versehen.

Zyklonen im unmittelbaren Randbereich des Datenfeldes werden eliminiert. Innerhalb einer definierten Randzone werden die o.g. Flächenkriterien skaliert, so daß auch Systeme erfaßt werden können, die sich in das Datenfeld hinein- bzw. hinausbewegen. Bei der eingeschränkten Flächenabdeckung der regionalen Modellgebiete müssten ansonsten zu große Pufferzonen gebildet werden. Bei den NCEP / NCAR Bodendruckfeldern wird daher ein nordhemisphärischer Raumausschnitt ab etwa 30° N analysiert.

Bei der Zyklonenverfolgung kommen nur diejenigen Zyklonen als Vorgängersysteme in Frage, welche eine definierte Druckdifferenz und einen definierten Abstand zum Zyklonenzentrum nicht überschreiten. Die Zyklone mit der geringsten Entfernung wird als Vorgängersystem identifiziert. Im Falle einer Konvergenz oder Divergenz werden neue Identifikationsnummern vergeben.

Neben dem Kerndruck wird als weiterer objektiver Intensitätsparameter für jedes identifizierte System das arithmetische Mittel zweier Luftdruckdifferenzen berechnet. Diese werden jeweils in x- und y-Richtung des Gitters als Differenz zwischen einem Bezugspunkt in einer konstanten Entfernung und dem Zyklonenzentrum (niedrigster Druck) gebildet. Dieser Entfernungswert in Gitterkoordinaten wird in Abhängigkeit der Gitterauflösung gewählt. Bei einer negativen Differenz wird der Intensitätsparameter für den jeweiligen Zeitschritt verworfen, da dann eine Feldkonstellation mit Systemen von geringer Hori-

zontalerstreckung vorliegt, so daß der Bezugspunkt bereits innerhalb des Nachbarsystems liegt. Als Maß für die Art des Druckabfalls bzw. als Formparameter wird die Differenz zwischen dem Luftdruckwert an der Gitterposition zwischen dem äußeren Bezugspunkt und dem Zyklonenzentrum und einem fiktiven Luftdruckwert auf der Verbindungsgeraden zwischen Zyklonenzentrum und äußerem Bezugspunkt berechnet. Das Vorzeichen der Differenz wird auf die Luftdruckdifferenz übertragen. Bei unterschiedlichen Vorzeichen in x- und y-Richtung wird dies gekennzeichnet. Ein positives Vorzeichen bedeutet demnach einen starken Druckabfall zum Zyklonenzentrum hin, daraus resultierend hohe Druckgradientkräfte und damit starke Gradientwinde bzw. ageostrophische Massenflüsse.

Bei dem erstmaligen Auftreten des Systems wird das Tiefdruckereignis als Zyklogenese, bei letztmaligem Auftreten als Zyklolyse gekennzeichnet.

Basierend auf diesen Informationen werden dann innerhalb des Erfassungs- und Verfolungsprogramms alle in Kapitel 2.3 aufgezählten Variablen abgeleitet.

Validierung

Die Güte der Zyklonenerfassung wird durch einen Vergleich der Tiefdruckereignisanzahl auf Basis der NCEP/NCAR Zyklonenstatistik mit manuell ausgezählten Tiefdruckereignissen in den täglichen nordhemisphärischen Bodenwetterkarten des EWB des DWD abgeschätzt. Die Tiefdruckereignisse zum 12 UTC Termin werden in diesen Karten durch einen Meteorologen des DWD identifiziert, aufgrund der synoptischen Situation, die sich in Boden- und 700 hPa Feldern numerischer Analysen zeigt (Dr. U. Rüge, DWD, pers. Komm.). Alle ausgewerteten Tiefdruckereignisse gehören zu einem Tiefdrucksystem. Diese Systemzugehörigkeit, wie sie sich aus der automatischen Zyklonenverfolgung ergibt, bleibt bei dieser Validierung jedoch unberücksichtigt.

Abbildung A.1 zeigt beispielhaft einen Vergleich für 1993, der Sektoren (I bis VIII) ab 40° N umfaßt. Eine Voraussetzung für diesen Vergleich ist die Übereinstimmung der Bodendruckfelder in beiden Analysen; hiervon kann – wie visuelle Vergleiche ausgewählter Druckfelder zeigen – aufgrund der ähnlichen Datenbasis des operationellen EWB und der Re-Analysen weitestgehend ausgegangen werden. Um auch den Effekt der Maskierung von Systemen mit einer Lebensdauer von i.d.R. unter vier SYNOP-Terminen zu verdeutlichen, sind sowohl gefilterte als auch ungefilterte Datensätze ausgewertet. Basisdaten für die folgende Betrachtung sind die Monatssummen der registrierten Tiefdruckereignisse im Jahr 1993, bzw. die Differenzen zwischen den NCEP/NCAR Zyklonenstatistik-Daten und den manuell ausgezählten Tiefdrucksystemen. Die Prozentangaben setzen diese Differenzen in Bezug zu den Referenzwerten aus dem EWB.

Die Mittelwerte über alle Sektoren der mittleren absoluten Differenzen pro Sektor beträgt ungefiltert 10.3 Ereignisse (21.4%) und gefiltert 10.9 Ereignisse (20.1%), die Standardabweichung 3.9 (9.4%) bzw. 6.6 (8.6%). Die mittleren absoluten Differenzen pro Sektor variieren ungefiltert zwischen 5.5 (10.1%) in Sektor I und 17.6 (28.2%) in Sektor VI bzw. gefiltert zwischen 3.8 (10.6%) in Sektor III und 21.6 (31.1%) in Sektor VIII.

Die jeweiligen Abweichungen der Monatswerte sind jahreszeitenunabhängig und mehr oder weniger systematisch, d.h. an vorherrschende Prozeßregime gebunden. Im ungefilterten Fall gibt es je 4 Sektoren mit jeweils vorherrschenden Über- bzw. Unterschreitungen des EWB-Referenzwertes, wobei pro Sektor in diesem Falle fast ausschließlich entweder Über- oder Unterschreitungen vorkommen. Die gefilterten Daten weisen, mit 5 Unter- und 2 Überschreitungen und mit einer stärkeren Gleichverteilung innerhalb der Sektoren, eine andere Charakteristik auf.

Ein Vergleich der mittleren absoluten Abweichungen der einzelnen Sektoren weist insbe-

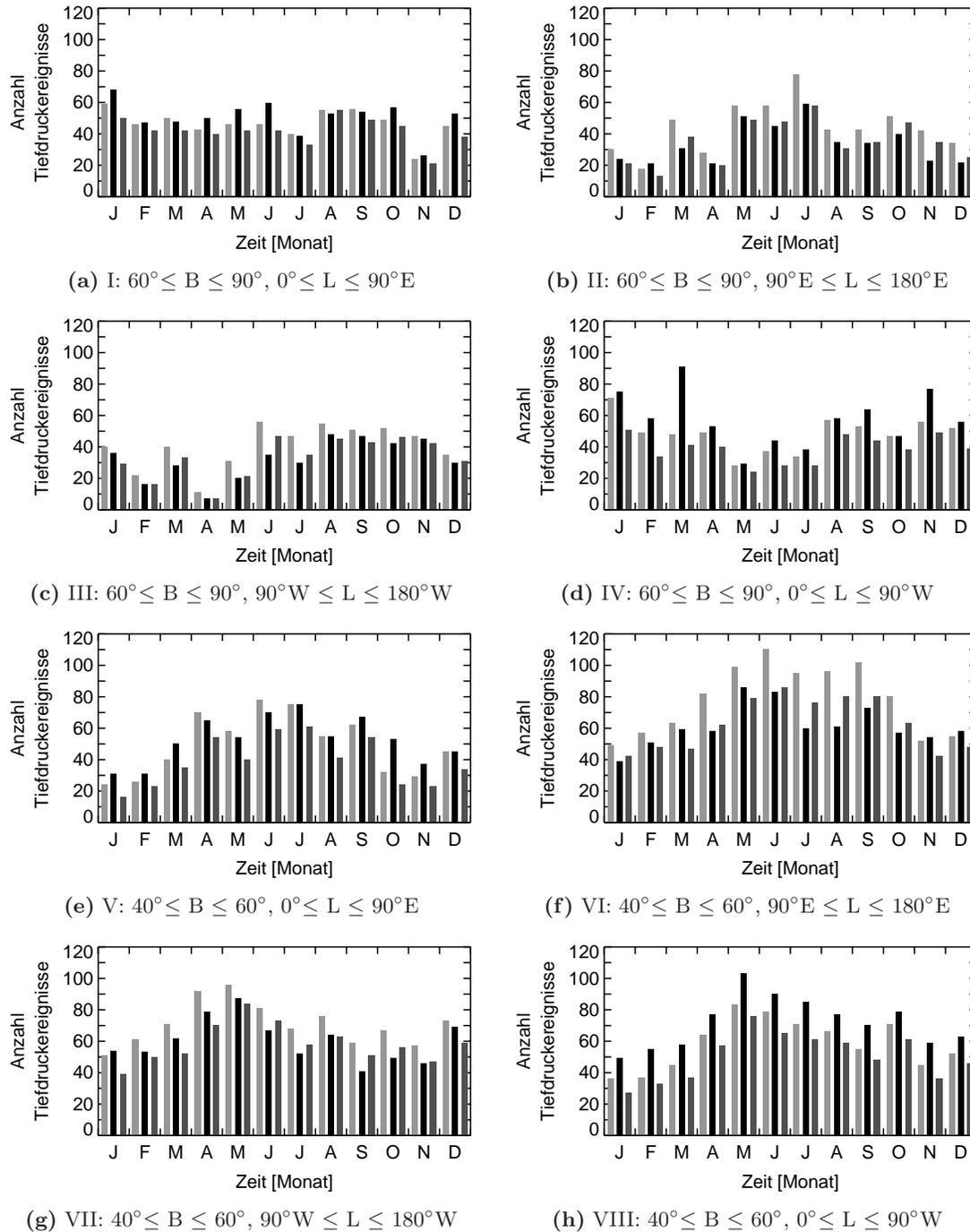


Abbildung A.1: Validierung der Zyklonenerfassung. Monatssummen registrierter Tiefdruckereignisse zum 12 Uhr UTC Termin für acht Sektoren (I bis VIII) ab $40^\circ N$, 1993. Datengrundlage: EWB (schwarze Balken), Zyklonenstatistik basierend aus Bodendruckfeldern der NCEP / NCAR Re-Analysen (hellgrau: alle Tiefdruckereignisse berücksichtigt, dunkelgrau: nur Tiefdruckereignisse die zu Systemen mit einer Lebensdauer von mehr als 4 SYNOP-Terminen gehören berücksichtigt). In den Zyklonenstatistiken ist Grönland ausmaskiert, davon betroffen ist Sektor IV, Abbildung (d). „B“ und „L“ in den Abbildungsuntertiteln steht für die geographische Breite und Länge.

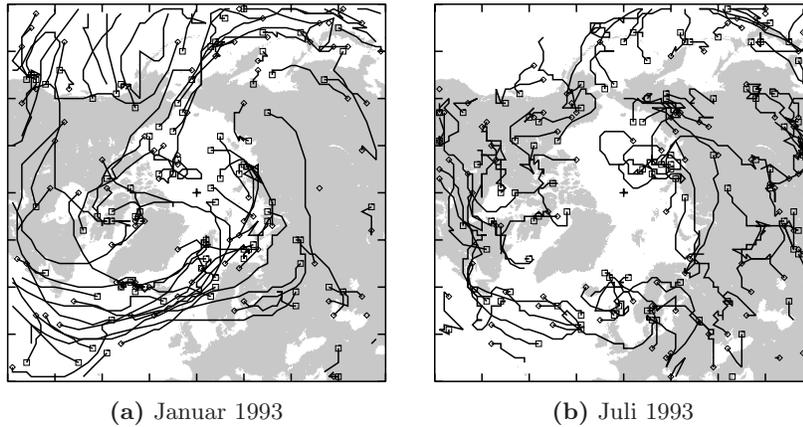


Abbildung A.2: Zyklonenzugbahnen für Januar und Juli 1993. Beispielhaft für die Verlagerung der Zyklonenzentren, wie sie mit dem verwendeten Verfahren erfasst werden kann. Berücksichtigt sind Tiefdrucksysteme mit einer Lebensdauer von mehr als vier SYNOP-Terminen. Raute: Zyklonogenese, Quadrat: Zyklolyse; Zugbahnen, die ohne Symbol enden, gehören zu Systemen, die in den Raumausschnitt hinein- bzw. hinauswandern oder teilweise zum Vor- bzw. Folgemonat zählen. Projektion: EASE-Gitter (125 km×125 km, 101×101 Gitterpunkte). Raumausschnitt: 81×81 Gitterpunkte. Grönland ist ausmaskiert. Das schwarze Kreuz markiert den geographischen Nordpol. Datengrundlage: Zyklonenstatistik basierend auf Bodendruckfeldern der NCEP / NCAR Re-Analysen.

sondere die Sektoren I bis III im eigentlichen Untersuchungsgebiet als relativ gut übereinstimmend aus. Die absolute Abweichung der gefilterten Daten im Bereich der ostsibirischen Arktis in Sektor II beträgt z.B. 4.3 Ereignisse (15.7%) im Jahresmittel und 3.0 Ereignisse (7.4%) im Sommer (Mai bis Oktober), ungefiltert sind es 11.2 Ereignisse (25.3%). Das Mittel während der Sommermonate über die Sektoren I bis III ist 5.8 Ereignisse (11.5%) und 9.6 (24.2%) im ungefilterten Fall. Die Ursache ist wahrscheinlich eine erhöhte Konvektion während der Sommermonate und damit eine zwangsläufige Fehlerfassung durch den Watershed-Algorithmus.

Diese Effekte spielen wohl auch im Bereich der sommerlichen innerasiatischen Hitzetiefs in Sektor VI ein Rolle mit einer mittleren absoluten Abweichung von gefiltert 8.5 Ereignissen (14.2%) und ungefiltert 17.6 Ereignissen (28.2%). Die hohe Fehlerfassungsrate in Sektor IV (gefiltert 30.6%, ungefiltert 13.2%), im Zentralbereich der nordatlantischen Zyklonenzugbahnen, ist wahrscheinlich auf die Ausmaskierung von Grönland bei der Ableitung der Zyklonenaktivität zurückzuführen sowie auf den 4-terminigen Zeitfilter, der in diesem Sektor zu viele kurzlebige dynamische Systeme eliminiert. Eine fehlerbehaftete Luftdruckreduktion auf Meeresniveau über den nordamerikanischen Kordillern ist in Sektor VII der Grund für die Verringerung der Abweichungen durch den Zeitfilter von einer mittleren absoluten Abweichung von 11.3 (20.2%) Systemen auf 6.6 (11.8%). Die systematische Unterschätzung (gefiltert 31.1 %, ungefiltert 19.5 %) in der synoptisch aktiven Region von Sektor VIII könnte auf die unterschiedlichen Ausgangsdaten, die Gitterauflösung der Re-Analysen bzw. das stark vereinfachte Erfassungsverfahren im Vergleich zu einem menschlichen Auswerter und der Nutzung mehrerer Variablen zurückzuführen sein.

Zusammenfassend gilt, daß die Erfassung mit dem hier eingesetzten Verfahren prinzipiell gute Ergebnisse liefert, die in der Arktis (Sektoren I bis III) im betrachteten Zeitraum besser als in den mittleren Breiten (V bis VIII) sind (mittlere absolute Abweichung: gefiltert

14.9% vs. 21.4%, ungefiltert 25.8% vs. 20.2%). Die Nutzung des 4-terminigen Zeitfilters führt zu einer weiteren Angleichung der Ergebnisse für die Sommermonate.

Da keine verlässlichen quantitativen Zugbahninformationen als Referenzdatensatz verfügbar sind, ist eine Güteabschätzung schwierig. Die zusammenfassenden Abbildungen 3.11 und 3.12 und die beispielhafte Abbildung A.2 zeigen ein konsistentes Bild der Zugbahnverteilung im qualitativen Vergleich mit ähnlichen Auswertungen, z.B. in *Berry et al.* (1954), *Franz* (1973), *Sickmüller et al.* (2000), *Serreze et al.* (2001) oder auch *Ubl* (2001). Bei der Wahl der datensatzabhängigen Steuerparameter des Erfassungs- und Verfolgungsprogramms werden durch visuelle Kontrolle iterativ optimale Einstellungen ermittelt. Für eine Vielzahl von Auswertungen erscheint darüber hinaus eine exakte Erfassung wichtiger als die Verfolgung, d.h. die Zugbahnableitung.

A.2 Gittertransformation

Da für jeden Gitterpunkt aller Datensätze die geographischen Koordinaten in Dezimalgrad vorliegen, erfolgt die Gittertransformation mit der inversen Distanzgewichtungsinterpolation („Inverse Distance Weighted Interpolation“). Der Datenwert y an einem Gitterpunkt des Bezugsgitters errechnet sich aus dem gemäß der Entfernungen d_i gewichteten räumlichen Mittel der n Datenwerte x_i der benachbarten Gitterpunkte im zu transformierenden Ausgangsdatenfeld (*Bartelme*, 1995; *Hilmer*, 1997; *Jacobson*, 1999):

$$y = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^\mu} x_i}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i^\mu}\right)} \quad (\text{A.1})$$

Durch die Festlegung eines Suchradius um einen Bezugsgitterpunkt und die Wahl des Gewichtungsfaktors μ , kann, je nach Datensatz, der räumliche Einflußbereich und die Stärke des Einflusses gesteuert werden. Liegen zu wenige oder gar keine Gitterpunkte innerhalb dieses Suchradius, ist der Referenzgitterpunkt im Bezugsgitter nicht interpolierbar. Bei einer Transformation von azimuthalen oder polarstereographisch projizierten, regelmäßig angeordneten Daten (z.B. HIRHAM4-Simulationsergebnisse, Meereisbedeckungsgrade) werden nach der Nearest-Neighbour-Suchstrategie alle Positionen innerhalb eines konstanten Suchradius verwendet. Bei transversal-zylindrisch projizierten Daten mit Meridiankonvergenz (z.B. Re-Analysen) wird der Suchradius um den jeweiligen Gitterpunkt des Bezugsgitters iterativ um ein Entfernungsinkrement bis zu einem vorgegebenen Maximalabstand erhöht, um eine vorgegebene Anzahl von n Gitterpunkten im Ausgangsgitter zu erfassen, die gemäß den Regeln des Quadrantensuchverfahrens um den Bezugspunkt angeordnet sind. Die nächstgelegenen Punkte innerhalb des jeweiligen Quadranten werden selektiert. Die Anordnung der Quadranten orientiert sich an der Nordrichtung.

Bei der Verwendung von Land-See-Masken bei der Transformation bodennaher meteorologischer Elemente bleiben Gitterpunkte, die beispielsweise auf einer der Landmasken der beiden Gitter liegen, bei der Interpolation unberücksichtigt; der Suchradius wird in diesem Fall nicht erweitert. Eine Erweiterung des fixen oder variablen Suchradius ist nur dann zulässig, wenn in einem solchen Falle keine Gitterzellen im Ausgangsgitter die Bedingung erfüllen, das transformierte Datenfeld jedoch zum Modellantrieb genutzt werden soll (z.B. Transformation der Meereisbedeckungsgrade auf das HIRHAM4-Modellgitter). Da die Ausgangsgitter die räumliche Abdeckung der Bezugsgitter nicht überschreiten,

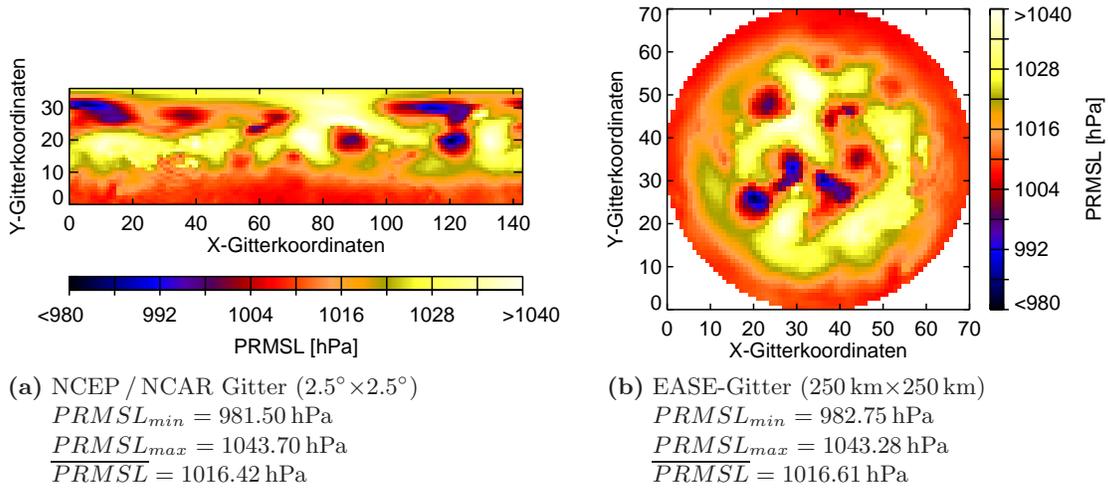


Abbildung A.3: Beispiel einer Gittertransformation, Luftdruck [hPa] reduziert auf mittleres Meeressniveau ($PRMSL$), 13. Januar 2000, 00 UTC, NCEP / NCAR Re-Analysen. (a) Ausgangsdaten, NCEP / NCAR Re-Analyse Gitter (144×37), Nullmeridian: (0:0) bis (0:36); (b) umprojiziertes Datenfeld, EASE-Gitter (71×71), Nullmeridian: (35:0) bis (35:35); Raumausschnitt: Nordhemisphäre. Die Differenzen zwischen den deskriptiven Statistiken resultieren aus der Zuweisung von drei Gitterpunkten im Ausgangsgitter auf einen Gitterpunkt im Bezugsgitter, was eine leichte Tiefpaßfilterung bewirkt. Die Berechnung des arithmetischen Mittelwertes für das Feld auf dem Re-Analyse Gitter erfolgt mit einer Flächengewichtung.

können alle Transformationen ohne Fehlwerte durchgeführt werden. Systematische Artefakte, in Form von getrepten Werteänderungen bei Transformationen auf räumlich höher aufgelöste Gitter, werden durch einen 3×3 Tiefpaßfilter gemindert. Da ein Gewichtungsfaktor $\mu > 1$ ebenfalls solche Artefakte verursacht, wird bei allen Transformationen $\mu = 1$ beibehalten, was keine Entfernungsgewichtung bedeutet.

Die Entfernungen zwischen den Positionen auf den unterschiedlichen Gittern werden durch den sphärischen Abstand (Orthodrome) d [km] als geringste Distanz zwischen zwei Punkten $P_1(\lambda_{P_1}, \varphi_{P_1})$ und $P_2(\lambda_{P_2}, \varphi_{P_2})$ [rad] auf einer Kugeloberfläche mit dem Radius $R = 6371$ km (Bartelme, 1995; Bronstejn, 2000) angegeben:

$$d = \arccos[\sin(\text{Lat}_{P_1,i}) \sin(\text{Lat}_{P_2,i}) + \cos(\text{Lat}_{P_1,i}) \cos(\text{Lat}_{P_2,i}) \cos(\text{Lon}_{P_2,i} - \text{Lon}_{P_1,i})] R \quad (\text{A.2})$$

Als Ergebnis der Transformationsberechnung werden in einer Zuordnungstabelle einem Bezugsgitterpunkt mehrere Gitterpunkte mit Entfernungen aus dem zu transformierenden Ausgangsgitter zugewiesen. Bei der eigentlichen Transformation der Datenfelder sind dann weder eine Projektionsberechnung noch ein Resampling oder eine vorherige Flächengewichtung notwendig. Ein visueller Vergleich (z.B. Abb. A.3) und ein Vergleich der statistischen Maßzahlen arithmetischer Mittelwert, Minimum, Maximum und Standardabweichung der transformierten Datenfelder mit den Originaldatenfeldern sowie der Vergleich von Transekten dienen der Abschätzung der Güte der Transformation (Kokaly, 1996).

In dieser Arbeit werden Daten hauptsächlich auf das HIRHAM4-Modellgitter (Kap. 2.4) sowie das EASE-Gitter des NSIDC transformiert. Das verwendete EASE-Gitter trägt die interne NSIDC Bezeichnung „N1“. Es basiert auf einer polständigen, flächentreuen Lam-

bert'schen Azimutalprojektion, welche die gesamte Nordhemisphäre umfasst (721×721 Gitterpunkte). Der Erdkörper wird als Kugel mit einem Radius von 6371.228 km angenommen. Basierend auf dieser Projektionsgrundlage sind verschiedene Gitterdefinitionen möglich. Die geometrische Auflösung des Originalgitters beträgt $25.0675 \text{ km} \times 25.0675 \text{ km}$. Drei verschiedene Gitterdefinitionen sind hiervon abgeleitet. Das hochaufgelöste Gitter hat eine geometrische Auflösung von $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ und umfasst einen Raumausschnitt von 401×401 Elementen. Die geographischen Koordinaten der Zentren der Eckpunkte des Gitters liegen bei jeweils 22.38274°N geographischer Breite und dazugehörig 135°E , 45°E , 45°W bzw. 135°W geographischer Länge; damit werden alle relevanten Raumausschnitte des Regionalmodells und der Vergleichsdatensätze erfasst. Für die globalen Re-Analysedaten liegen degradierte Gitter mit einer Auflösung von $250 \text{ km} \times 250 \text{ km}$ (71×71 Gitterpunkte) und $125 \text{ km} \times 125 \text{ km}$ (143×143 Gitterpunkte) für die gesamte Nordhemisphäre vor. Der geographische Nordpol liegt bei allen EASE-Gittern im Zentrum (*Snyder*, 1987; *Brodzik*, 1997).

Abkürzungen und Akronyme

AARI	Arctic and Antarctic Research Institute
ACCR	Anticyclonic Circulation Regime
AMSR-E	Advanced Microwave Radiometer for EOS
AO	Arctic Oscillation
ARCMIP	Arctic Model Intercomparison Project
ARCSyM	Arctic Regional Climate system Model
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AWI	Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in der Helmholtz-Gemeinschaft
BADC	British Atmospheric Data Centre
CASPR	Cloud and Surface Parameter Retrieval
CCR	Cyclonic Circulation System
CDC	Climate Diagnostics Center
CDAS	Climate Data Assimilation System
CERA	Climate and Environmental data Retrieval and Archiving
CIRES	Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum GmbH, Hamburg
DMSP	Defence Meteorological Satellite Program
DWD	Deutscher Wetterdienst
EASE	Equal Area Scalable Earth Grid
ECHAM4	<u>ECMWF</u> Modell + <u>HAM</u> burg Parametrisierungspaket
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecasts
EOF	Empirische Orthogonal Funktion
EOS	Earth Observing System
ETOPO5	Earth Topography - 5 Minute
EWB	Europäischer Wetterbericht
GAC	Global Area Coverage
GCM	Global Climate Model
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GISST	Global sea Ice and Sea Surface Temperature data set
GRIB	GRIdded Binary
DSFC	Goddard Space Flight Center
GTS	Global-Telecommunication-System
HIRHAM4	<u>HIRLAM</u> + <u>ECHAM4</u>
HIRLAM	High Resolution Limited Area Model
HARA	Historical Arctic Rawinsonde Archive
IABP	International Arctic Buoy Programme
ISPOL	Ice Station Polarstern
JOSS	Joint Office for Science Support / UCAR
LAC	Local Area Coverage
MARS	Meteorological Archival and Retrieval System
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

NASA	National Aeronautics and Space Administration
NAO	North Atlantic Oscillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NetCDF	Network Common Data Format
NIC	National Ice Center
NMC	National Meteorological Center
NN	Normal Null, mittleres Meeresniveau
NOAA	National Oceanographic and Atmospheric Administration
NP	North Pole
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
PEOS	Polar Earth Observing Satellites
POLES	Polar Exchange at the Sea Surface
RASO	Radiosonde
RCM	Regional Climate Model
SHEBA	Surface Heat Budget of the Arctic Ocean
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave / Imager
SYNOP	Synoptisch
UCAR	University Corporation for Atmospheric Research
UTC	Universal Time Coordinated
WMO	World Meteorological Organisation

Danksagung

Ich möchte Herrn Prof. Dr. Helbig für die Betreuung, die fachliche Unterstützung, seinen Rückhalt und die zahlreichen konstruktiven Diskussionen sehr danken. Herr Prof. Dr. Hill war freundlicherweise bereit, das Zweitgutachten zu erstellen. Frau Dr. Rinke vom AWI Potsdam war meine Ansprechpartnerin bei Fragen rund um die Modellierung und gab entscheidende Hilfestellungen und Direktiven.

Herr Dr. Bareiss war ein stets interessierter, diskussionsbereiter und hilfreicher Kollege im Fach Klimatologie der Universität Trier, wo die Dissertation in einem guten Arbeitsklima entstehen konnte. Bei vielen kleineren Problemen mit HIRHAM4 half Frau Hebestadt vom AWI Potsdam weiter. Herr Dr. Frickenhaus vom AWI Bremerhaven gab geduldige und umfassende Auskunft bei der Arbeit mit dem gekoppelten PARHAM-MOM2-EVP-Modellsystem, das leider keinen Einsatz fand. Herr Laux programmierte am AWI Potsdam die wesentlich verbesserte IDL-Version des Zyklonenerfassungs- und -verfolgungsprogramms.

Die Finanzierung des Dissertationsvorhabens wurde zunächst von der Landesgraduierförförderung des Landes Rheinland-Pfalz übernommen. In der Folge wurde die Arbeit im Rahmen einer Stelle eines wissenschaftlichen Projektmitarbeiters in einem DFG-Projekt (HE1920/3-1) ermöglicht. Den Abschluß bildete ein Werkvertrag von Frau Dr. Handorff vom AWI Potsdam.

Die Simulationsrechnungen und die Datenarchivierung erfolgten auf den Großrechnern am DKRZ im Rahmen von AWI-Rechenkontingenten.

Ohne die vielfältigen unentgeltlichen Datensätze zahlreicher Institutionen (Kap. 2) wäre diese Arbeit unmöglich gewesen. Mein besonderer Dank gilt dem NSIDC, dessen ausgezeichnetes Datenmaterial eine wesentliche Grundlage bildete.

Schließlich geböhrt vielen Personen aus meinem privaten Umfeld großer Dank für ihr Interesse sowie die vielfältige und ungebrochene Unterstützung während der vergangenen Jahre.

Wissenschaftlicher Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Klaus Görgen
Geburtsdatum: 18.02.1974
Geburtsort: Wadern

Wissenschaftliche und berufliche Tätigkeiten

- 07/2000 – 05/2004 – Promotionsstudent und Wissenschaftlicher Projektmitarbeiter
 - Wissenschaftlicher Projektmitarbeiter im Fach Klimatologie, Fachbereich VI, Universität Trier: DFG-Projekt HE 1930/3-1: „Untersuchung des Einflusses der atmosphärischen Zirkulation auf die Variabilität der sommerlichen Meereisbedeckung in der Laptevsee mit Hilfe eines gekoppelten Atmosphäre-Meereis-Regionalmodells“ (10/2001 – 09/2003)
 - Promotionsstudent: Förderung durch die Landesgraduiertenförderung des Landes Rheinland-Pfalz (07/2000 – 09/2001) und Werkvertrag mit dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Potsdam (10/2003)
 - Mitwirkung an Lehrveranstaltungen: Meteorologische Meßtechnik, Satellitenmeteorologie, klimatologische Datenanalyse
 - Administration der Daten-, FTP- und Webserver sowie der Linuxrechner und der Website des Faches Klimatologie
- 12/1998 – 12/2001 – Gründung, Projektmitarbeit und ein Jahr CTO bei der alta4 Görgen-Keuck-Seidel GbR, mittlerweile alta4 Geoinformatik AG

Hochschulausbildung

- 07/2000 – 01/2004 – Arbeit an der Dissertation „Sensitivitätsstudien und Analyse von Atmosphäre-Meereis-Wechselwirkungen mit dem regionalen Atmosphärenmodell HIRHAM4 auf Basis eines neu entwickelten beobachtungsgestützten unteren Modellantriebs während ausgewählter Sommer über der Arktis / Laptevsee“
Kooperationspartner: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
- 10/1994 – 03/2000 – Studium: Universität Trier, Geographie (Studienrichtung II, Angewandte Physische Geographie)
Studienschwerpunkte: Klimatologie, Fernerkundung

-
- Diplomarbeit: „Untersuchung des Zusammenhanges zwischen der atmosphärischen Zirkulation und der sommerlichen Meereisverteilung in der Lapteewsee“ (10/1999 – 03/2000)
Kooperationspartner: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Abschluß: Diplom Geograph
- 01 – 12/1998 – Wissenschaftliche Hilfskraft im Fach Fernerkundung an der Universität Trier
- 04/1999 – Wissenschaftliche Hilfskraft im Fach Physische Geographie an der Universität Trier
- 07/1999 – 03/2000 – Wissenschaftliche Hilfskraft am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Potsdam
- 10 – 12/1997 – Praktikum bei der Windpark Saar GmbH & Co. KG
- 03 – 04/1998 – Praktikum an der Ben Gurion University of the Negev, Beer-Sheva, Israel (Dept. of Geography and Environmental Development)

Veröffentlichungen

Begutachtete Fachartikel

- Bareiss, J., und K. Görden, akzeptiert: Spatial and temporal variability of sea-ice in the Laptev Sea: Analyses based on passive microwave satellite data, *Global and Planetary Change*.
- Görden, K., J. Bareiss, A. Rinke, A. Helbig, und K. Dethloff, 2001: An Observational and modelling analysis of Laptev Sea (Arctic Ocean) ice variations during summer, *Annals of Glaciology*, 33, 533–538.

Vorträge

- Görden, K., 2001: Zyklonenaktivität und Meereisbedeckung in einem regionalen Atmosphärenmodell für die Arktis, AK Klima, 20. Treffen, 23.-25. November, Delémont, Schweiz.
- Görden, K., 2000: Untersuchung des Zusammenhanges zwischen der atmosphärischen Zirkulation und der sommerlichen Meereisverteilung in der Lapteewsee, AWI Kolloquium, 16. Mai, Potsdam, Deutschland.

Tagungsbeiträge und Posterpräsentationen

- Görden, K., J. Bareiss, A. Helbig und A. Rinke, 2003: Effects of lower boundary forcing in the RCM HIRHAM4 over the Arctic, *Geophysical Research Abstracts*, 5, CD-ROM.
- Bareiss, J., A. Helbig, und K. Görden, 2001: Untersuchung klimatischer Prozesse in der sibirischen Arktis - Forschungsarbeiten aus dem Fach Klimatologie der Universität Trier, AK Klima, 20. Treffen, 23.-25. November, Delémont, Schweiz.
- Bareiss, J., A. Helbig, H. Eicken, J. Lüers, and K. Görden, 2001: Süßwasser eintrag und Festeis in der ostsibirischen Arktis: Untersuchungen mit Hilfe eines eindimensionalen thermodynamischen Festeismodells, Deutsch-Österreichisch-Schweizerische Meteorologen-Tagung, 18.-21. September, Wien, Österreich.

-
- Gørgen, K., A. Helbig, A. Rinke, and J. Bareiss, 2001: Zyklonenaktivität und Meereisbedeckung in einem regionalen Atmosphärenmodell für die Arktis, Deutsch-Österreichisch-Schweizerische Meteorologen-Tagung, 18.-21. September, Wien, Österreich.
 - Gørgen, K., J. Bareiss, A. Rinke, A. Helbig, und K. Dethloff, 2000: Can regionally modelled atmospheric circulations explain the interannual variability of sea-ice distribution in the Laptev Sea during summer?, International Glaciological Society Symposium, Sea Ice and its Interactions with the Ocean, Atmosphere and Biosphere, 19.-23. June, Fairbanks, Alaska, U.S.A.

Nonnweiler, 1. Juni 2004