

**Süßwassereintrag und Festeis in der ostsibirischen
Arktis – Ergebnisse aus Boden- und Satelliten-
beobachtungen sowie Sensitivitätsstudien mit einem
thermodynamischen Festeismodell**

**Freshwater input and fast ice in the East Siberian Arctic –
Results from surface and satellite observations as well as
sensitivity studies using a thermodynamic fast-ice model**

Jörg Bareiss

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 442 (2003)
ISSN 1618 - 3193**

Jörg Bareiss

Universität Trier
FB VI - Geographie/Geowissenschaften
Fach Klimatologie
D-54286 Trier

Die vorliegende Arbeit ist die um einige Anhänge gekürzte Fassung einer Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.), die 2002 von der Universität Trier im Fachbereich VI angenommen wurde.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	III
Summary	V
1 Einleitung	1
1.1 Stand der Forschung und Motivation	1
1.2 Zielsetzung	5
2 Datengrundlage	7
2.1 Modelldaten	8
2.2 Satellitendaten	10
2.3 Stationsdaten	11
3 Festeis und Festlandsabfluß	13
3.1 Raumzeitliche Struktur des ostsibirischen Festeises und der Küstenpolynjen	13
3.1.1 Räumliche und saisonale Variabilität des Festeises	13
3.1.2 Interannuale Variabilität des Festeises	18
3.1.3 Räumliche und zeitliche Variabilität der Küstenpolynjen	21
3.2 Abflußregime sibirischer Flüsse	23
3.2.1 Saisonale Variabilität des Abflusses	23
3.2.2 Interannuale Variabilität des Abflusses	25
3.2.3 Abflußsummen	27
4 Festeismodell	31
4.1 Struktur des thermodynamischen Modells	31
4.1.1 Energiebilanz und Eiswachstum	33
4.1.2 Festeis mit Schneeauflage	36
4.1.3 Wärmeleitungsstrom	36
4.1.4 Energiebilanzgleichungen der Oberflächen	37
4.1.5 Numerische Lösung der Energiebilanzgleichung	39
4.1.6 Bereitstellung der Anfangswerte und Standortgrößen	39
4.2 Antriebsdaten und Parametrisierungen	41
4.2.1 Interpolation der Reanalysen auf das Meereisgitter	41
4.2.2 Genauigkeit der Reanalysen	41
4.2.3 Atmosphärischer Antrieb	53
4.2.4 Wärmeeintrag durch Flußwasser	59
4.2.5 Ozeanischer Antrieb	62
4.3 Sensitivitätsstudien	63

4.3.1	Globalstrahlung und Wolkenfaktoren	63
4.3.2	Albedo der Meereis- und Schneeoberfläche	71
4.3.3	Atmosphärische Antriebsdaten	76
5	Modellierung des Festeisrückgangs vor den Flußmündungen	81
5.1	Simulationsergebnisse	81
5.2	Validierung der Modellergebnisse mit Satellitendaten	84
6	Diskussion der Modellergebnisse	93
6.1	Einfluß von Flußwasser auf das Schmelzen des Festeises	93
6.2	Einfluß von Mündungsformen, Polynjen und Tiefdruckgebieten auf den Festeisrückgang	102
6.3	Ungenauigkeiten der Eingabeparameter	111
6.4	Schmelzsignal in passiven Mikrowellendaten	113
6.5	Zusammenfassung	115
7	Auswirkungen veränderter Abflußregime auf den simulierten Eisrückgang	116
7.1	Folgen einer Klimaänderung für das Abflußregime sibirischer Flüsse	116
7.2	Auswirkungen extremer Abflußereignisse	120
7.3	Auswirkungen erhöhter Flußwassertemperaturen	122
7.4	Auswirkungen zeitlicher Veränderungen im Abflußregime	123
8	Schlußbemerkungen	126
	Literaturverzeichnis	130
	Anhang	145
A	Symbole und Abkürzungen	146
B	Abbildungen	151
C	Tabellen	156
	Danksagung	161

Zusammenfassung

Der oberirdische Abfluß Sibiriens und Nordamerikas ist die Hauptkomponente des Süßwasserhaushaltes im Arktischen Ozean. Mit einem geschätzten Jahresabfluß von 1065 km^3 (0.034 Sv) haben die in die ostsibirische Arktis entwässernden Flüsse einen Anteil von bis zu 30 % am kontinentalen Süßwassereintrag. Dieser bestimmt entscheidend die Dynamik des Festeises. Zahlreiche Forschungsarbeiten beschäftigen sich mit arktischem Meereis, aber nur wenige widmen sich der Bildung, Entwicklung und dem Schmelzen speziell des Festeises – insbesondere in der ostsibirischen Arktis.

In dieser Arbeit wurden nun erstmals systematisch der Einfluß des kontinentalen Süßwassereintrages auf die Dynamik des küstennahen Festeisaufbruches in der ostsibirischen Arktis untersucht sowie die Einflußgrößen auf diesen Prozeß quantifiziert. Hierzu wurde eigens ein eindimensionales thermodynamisches Meereismodell entwickelt, mit dem zwei Fälle während der Ablationsperiode näher untersucht wurden: zum einen das Schmelzen von überflutetem Festeis in der Nähe der Flußmündungsgebiete und zum anderen das Schmelzen von dem angrenzenden schneebedeckten bzw. blanken Festeis. Neben Modelldaten aus internationalen Reanalyseprojekten sowie Meßgrößen aus dem synoptischen Meldernetz bilden Abflußdaten die Grundlage für die Strahlungsparametrisierungen, die Berechnung der turbulenten Wärmeströme, des Wärmeleitungsstromes im Eis und Schnee sowie des Wärmeeintrages durch das Flußwasser. Aufgrund des verfügbaren Datenkollektivs wurde der Untersuchungszeitraum auf die Periode 1979 bis 1994 festgelegt.

In den Simulationen mit dem Modell beginnt das über- und unterströmte küstennahe Festeis im Mittel 1 bis $1\frac{1}{2}$ Wochen vor dem angrenzenden nichtüberfluteten Festeis zu schmelzen. Nach 4 Wochen bilden sich in den Mündungsgebieten Küstenpolynjen. Die simulierte Ablationsperiode des küstenfernen Festeises dauert etwa 2 Monate. Die Ergebnisse wurden mit Zeitreihen der Gesamtmeereiskonzentrationen, die aus passiven Mikrowellendaten polarumlaufender Satelliten abgeleitet wurden, sowie mit Satellitenbildaufnahmen im sichtbaren Spektralbereich validiert; sie korrespondieren sehr gut mit den Fernerkundungsdaten. Das küstennahe Festeis schmilzt hauptsächlich durch die starke Absorption kurzweilliger Strahlung an der oberen mit Flußwasser bedeckten Eisfläche und durch den Wärmegewinn an der Eisunterseite aufgrund des Flußwassereintrages. Das Schmelzen des küstenfernen Festeises wird vor allem durch den atmosphärischen Wärmegewinn und nur zu einem geringen Teil durch den Flußwassereintrag verursacht. Beim Schmelzen des küstennahen Festeises stammen in der ostsibirischen Arktis im Mittel etwa 53 % der Energie aus der Atmosphäre und 47 % aus dem Flußwasser. Dagegen beträgt der atmosphärische Anteil für das Schmelzen des küstenfernen Festeises rund 90 % und der Anteil der Energie, die aus dem Flußwasser stammt, nur 10 %. Numerische Experimente mit dem Festeismodell weisen darauf hin, daß mögliche Veränderungen im Abflußregime weitreichende Auswirkungen auf den Festeisaufbruch haben.

Aufgrund der guten Resultate des Modells ergeben sich Anknüpfungspunkte für weitere Forschungsarbeiten wie beispielsweise die Verwendung des Modells in anderen Regionen, für anwendungsorientierte Fragestellungen wie die Erhaltung und Verbesserung der Schiffbarkeit des Nördlichen Seeweges oder für die Untersuchung des Einflusses atmosphärischer Größen auf das Schmelzen des Festeises. Darüber hinaus erscheint die Implementierung der für die Festeisdynamik relevanten Prozesse in regionale oder globale Ozean-, Meereis- und Klimamodelle mehr als sinnvoll.

Summary

Continental runoff is the principal component of the freshwater balance of the Arctic Ocean. Siberian rivers draining into the Laptev and East Siberian Seas are of particular importance for coastal fast-ice dynamics, since their estimated annual discharge of 1065 km^3 (0.034 Sv), accounts for up to a third of the total riverine freshwater supply to the Arctic Ocean. There are many publications on sea ice in the Arctic Ocean, however, studies concerned with the problems of the formation, development and destruction of fast ice, especially for the East Siberian region, are rare.

In this study the influence of river discharge on the seasonal fast-ice retreat in the vicinity of the central and east Siberian river deltas and estuaries was investigated. The impact parameters on this process were quantified. A one-dimensional thermodynamic fast-ice model was utilized to derive ice melt rates from the energy balance at the upper and lower ice surfaces. Two principal cases of fast-ice retreat were considered in more detail: the decay of flooded nearshore fast ice in the mouth of the rivers, and the decay of snow-covered or bare fast ice adjacent to the flooded areas. Forcing data included meteorological parameters obtained from international reanalyses projects (ECMWF, NCEP/NCAR) and synoptic weather stations, as well as discharge data from various Siberian rivers gauges. These data sets served as the basis for the parameterisation of radiation fluxes, the calculation of turbulent heat fluxes, conductive fluxes in ice and snow and the heat input by river water. Due to the availability of data this study was performed over the period 1979 to 1994.

Since a major fraction of the spring flood of Siberian rivers results from snow melt, river mouths are flooded by the end of May or beginning of June. Decay of the flooded landfast ice starts 1 to $1\frac{1}{2}$ weeks before the decay of offshore fast ice. The flooded nearshore ice disintegrates in nearly 4 weeks forming coastal polynyas. The fast ice further offshore melts after 2 month. The model results have been validated with sea-ice concentration data obtained from satellite passive-microwave data as well satellite images at visible wavelengths. Model predictions of the timing and extent of ice retreat correspond well with remote sensing data. The decay of nearshore fast ice is mainly caused by absorption of solar short-wave radiation at the upper surface and heat gain at the lower surface due to warm river water. The retreat of offshore fast ice is caused by surface melting due to atmospheric heat input and to a lesser extent by bottom ablation due to input of thermal energy by river water. For the melting of the flooded nearshore fast ice in the East Siberian Arctic the relative contribution of heat accounts for 53 % from the atmosphere and 47 % from the river water. In contrast, for fast ice adjacent to the flooded areas the contribution from the two heat sources resulting in about 90 % atmospheric and 10 % riverine input. River discharge scenarios resulting from the fast-ice model indicate that changes in the hydrological regimes of rivers in Siberia will have profound effects on fast-ice melt.

Due to the good performance of the model, the results encourage the development of further studies such as the use of the fast-ice model in other regions, studies on the improvement of marine trafficability along the Northern Sea Route or the investigation of the impact of atmospheric forcing data on fast-ice melt. The implementation of river-discharge/fast-ice processes in regional or global ocean, sea-ice and climate models seems to be pertinent.

1 Einleitung

Die Schelfmeere der ostsibirischen Arktis stellen wegen ihren komplexen Wechselwirkungen sowohl zwischen Ozean, Atmosphäre und Meereis als auch zwischen Festland, Atmosphäre und Meereis sowie wegen ihrer geringen Beeinflussung durch die atlantischen und pazifischen Wassermassen eine Schlüsselregion für das Verständnis von Umweltveränderungen in der Arktis dar.

Der oberirdische Abfluß Sibiriens und Nordamerikas ist die Hauptkomponente des Süßwasserhaushaltes im Arktischen Ozean. Mit einem geschätzten durchschnittlichen Jahresabfluß von 1065 km^3 (0.034 Sv) im Zeitraum 1979 bis 1994 haben die in die ostsibirische Arktis entwässernden Flüsse einen Anteil von bis zu 30% am gesamten kontinentalen Süßwassereintrag in den Arktischen Ozean. Ungefähr 80% des Jahresabflusses erfolgt von Juni bis August. Die frühsummerlichen Schmelzhochwasser haben dabei starke Auswirkungen auf das küstennahe Abschmelzen des Festeises und den regionalen Strahlungs- und Energiehaushalt. Desweiteren beeinflussen sie die Strukturierung und chemische Zusammensetzung des Schelfwassers, den Sedimenttransport, die Küstenerosion sowie ökologische Prozesse.

1.1 Stand der Forschung und Motivation

Erstmals wurden die Küsten der ostsibirischen Arktis (Laptewsee, Ostsibirische See) zwischen 1734 und 1743 während der „Großen Nordischen Expedition“ von Rußland wissenschaftlich untersucht. Später fanden noch einige kleinere russische Vermessungsfahrten statt, denen 1878/79 die Expeditionen der „Vega“, der „Jeanette“ (1879 bis 1882) und der „Fram“ (1893 bis 1896) folgten. Intensiv wurden die sibirischen Schelfmeere zwischen 1910 und 1915 und in den 30er Jahren aus ökonomischen Gründen durch das russische Militär erforscht. Neben kartographischen Erkenntnissen lieferten diese Forschungsreisen wichtige Beiträge über die bathymetrischen, hydrographischen und klimatischen Verhältnisse Ostsibiriens (Breitfuss, 1931; Barr, 1982). Bemerkenswert sind die Beobachtungen über die besonderen Temperatur- und Salzgehaltsverhältnisse und ihre Auswirkungen auf die Schichtung und Strömungsrichtung der Wassermassen. Diese sind eine Folgeerscheinung der geringen Meerestiefen und der relativ großen Mengen bis zu $+12 \text{ }^\circ\text{C}$ warmen Flußwassers, welches vom asiatischen Kontinent in die Schelfmeere hineinströmt. Nansen (1902) erkannte, daß der Flußwassereintrag entlang der sibirischen Küste ungleichmäßig erfolgt und so unterschiedliche Bedingungen für die Meereisbildung hervorruft.

Erst in den 90er Jahren des 20. Jahrhunderts wurden erneut mehrere bilaterale und internationale Expeditionen in die eurasischen Schelfgebiete durchgeführt. In enger Zusammenarbeit mit dem Institut für Arktis- und Antarktischforschung in St. Petersburg nahmen verschiedene deutsche Forschungseinrichtungen zunächst an der *East Siberian Arctic Region Expedition* teil (Dethleff et al., 1993). Darauf aufbauend wurden in den nachfolgenden Jahren mehrere russisch-deutsche Arbeitstreffen im Rahmen des BMBF-Verbundvorhabens „Geosystem Laptewsee“ organisiert und Expeditionen in die Laptewsee unternommen (u.a. Kassens et al., 1994, 1995). Im Rahmen dieses Projektes fanden auch Expeditionen während der Sommermonate zu den Flüssen Kolyma (Bolshiyarov und Hubberten, 1996), Yana und Lena (Kassens, 1997; Rachold, 2000) statt.

Neben den wissenschaftlichen Forschungsansätzen spielen heute zunehmend anwendungsorientierte Fragestellungen wie die Erhaltung und Verbesserung der Schiffbarkeit des nördlichen Seeweges sowie der Zugang zu den Rohstoffvorkommen auf den sibirischen Schelfen eine bedeutende Rolle. Der Nördliche Seeweg als kürzeste Verbindung zwischen Europa und Asien wird in Zukunft noch stärker als bisher von eisgängigen Tank- und Frachtschiffen genutzt werden. Dies verdeutlichen Projekte wie beispielsweise das *International Northern Sea Route Programme* (INSROP) oder die *Arctic Demonstration and Exploratory Voyage* (ARCDEV) der Europäischen Union und der Russischen Föderation. Bereits seit 1986 stellt das norwegische *Nansen Environmental and Remote Sensing Center* (NERSC) in Bergen, semi-kommerziell aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Eiskarten in nahezu Echtzeit für den Nördlichen Seeweg bereit (Johannessen et al., 1997; Brigham, 2000).

Abfluß

Mit der Zunahme des Schiffverkehrs auf dem Nördlichen Seeweg und den sibirischen Flüssen, welche den Zugang zu den Energie- und Rohstofflagerstätten Mittelsibiriens ermöglichten, bestand zu Beginn des 20. Jahrhunderts für Rußland die Notwendigkeit, systematische Abflußmessungen und Flußeisbeobachtungen in den Mündungsgebieten der größeren schiffbaren Flüsse durchzuführen. In den 30er Jahren begann das *Arktičeskij Naučno-Issledodovatel'skij Institut* (ANII), ein Meßnetz von hydrometeorologischen Stationen an den Flüssen Khatanga, Anabar, Olenek, Lena, Yana, Indigirka und Kolyma aufzubauen (Antonov, 1970). Seit den 50er Jahren werden neben den hydrologischen Messungen (Antonov et al., 1960; Ivanov, 1964) systematische Luftbeobachtungen (Nalimov, 1961; Ivanov, 1985) zur Untersuchung des Abflußregimes, des Auftretens von Flußeisbarrieren, der Oberflächentemperatur und zur Messung der Eisalbedo, der Eisdicke sowie Besonderheiten des Eisaufluges und des herbstlichen Zufrierens in den Mündungsgebieten der Flüsse durchgeführt. In dieser Zeit wurde das hydrologische Meßnetz in der sibirischen Arktis weiter ausgebaut.

In den 70er und 80er Jahren wurde der kontinentale Süßwassereintrag vor allem im Hinblick auf ozeanographische Fragestellungen untersucht. In den oberen 50 Metern bildet kaltes, salzarmes Wasser die Deckschicht (Polares Oberflächenwasser: Wassertemperatur < 1.7°C, Salzgehalt < 33.0 ppt). Die geringen Salzgehalte und niedrigen Temperaturen werden durch den Festlandsabfluß, den Niederschlag und das sommerliche Schmelzen des Meereises verursacht.

Mit einem Beitrag von im Mittel $3300 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ (0.1 Sv) stellt die kontinentale Süßwasserzufuhr die wichtigste Größe im Süßwasserhaushalt des Arktischen Ozeans dar (Aagaard, 1989). Nach neueren Schätzungen von Vuglinsky (1998) beträgt der sibirische Süßwasser eintrag in den Arktischen Ozean durchschnittlich $2350 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ (0.075 Sv), davon stammen 75% aus Einzugsgebieten mit Abflußpegelmessung.

Langjährige hydrometeorologische Beobachtungen in sibirischen Flußeinzugsgebieten sowie Simulationsergebnisse globaler Klimamodelle deuten darauf hin, daß eine Erwärmung in Regionen mit nivalen Abflußregimen starke Veränderungen im saisonalen Abflußverhalten hervorruft. Klimaanalysen des russischen Staatlichen Hydrologischen Dienstes zeigen, daß eine Temperaturerhöhung von 1°C zu einer Zunahme des jährlichen Abflusses um 5% bis 10% führen kann (Shiklomanov und Shiklomanov, 1999). Klimaszenarien von Miller und Russel (1992) rechnen für verschiedene sibirische Flüsse mit Zuwächsen im Jahresabfluß von 10% bis 45%. Simulationsergebnisse von Arora und Boer (2001) zeigen, daß in den hohen Breiten eine früher einsetzende Schneeschmelze zu einer Verschiebung der Abflußspitze führt.

Festeis

Für den Zeitraum von 1978 bis 1994 ist eine Abnahme der arktischen Meereisbedeckung um rund 5% nachgewiesen (Johannessen et al., 1995; Bjørgo et al., 1997). Serreze et al. (1995) und Maslanik et al. (1996) zeigen, daß die negativen Meereisanomalien in der Arktis seit 1990 hauptsächlich auf den Rückgang der sommerlichen Meereisbedeckung in der sibirischen Arktis (östliche Kara-, Laptew- und Ostsibirische See) zurückzuführen sind. Hilmer und Lemke (2000) stellen mit Hilfe eines dynamisch-thermodynamischen Meereismodells zwischen 1958 und 1998 in der Ostsibirischen See eine Abnahme der Eisdicke von bis zu 0.3 m pro Dekade fest.

Das Festeis prägt große Teile der sibirischen Schelfmeere und erstreckt sich in der östlichen Laptewsee im Winter von der Küste etwa 500 km bis zu den Neusibirischen Inseln. Wissenschaftliche Untersuchungen über das Festeis sind begrenzt. Reimnitz (1995) gibt einen Überblick über das mehrjährige Festeis, welches sich an der nordöstlichen Küste der Taimyr-Halbinsel gelegentlich bilden kann. Andere Arbeiten wie Nürnberg et al. (1994) und Eicken et al. (1997) befassen sich mit dem Einschluß von Sedimenten in das Meereis und dem Sedimenttransport aus der Laptewsee in den Arktischen Ozean. Brigham (1996) untersucht mit Fernerkundungsmethoden die saisonale und interannuale Variabilität des Meereises sowie das Auftreten von Polynjen in der Laptewsee. Umfangreiche Messungen der Meereisdicken wurden von Haas und Eicken (2001) im Verlauf von drei Expeditionen (1993, 1994, 1995) mit dem Forschungseisbrecher „Polarstern“ in der nördlichen Laptewsee, außerhalb des Festeisgürtels, durchgeführt.

Abfluß – Festeis

Der Einfluß des kontinentalen Abflusses und weiterer hydrometeorologischer Faktoren auf den fröhsommerlichen Meereisrückgang in den arktischen Schelfmeeren wird erst seit 1980 systematisch untersucht. Dabei werden meist auf monatlicher Basis einzelne Jahre analysiert. Einige Studien wurden nach Bekanntwerden sowjetischer Pläne zur Umleitung

sibirischer Flüsse (Ob, Yenisei) durchgeführt. Die Auswirkungen des Abflusses auf die Meereisverhältnisse und daraus resultierende klimatische Veränderungen werden in diesen Studien hypothetisch beschrieben (Treshnikov und Ivanov, 1980; Holt et al., 1984; Cattle, 1985). In Untersuchungen im Bereich der Laptewsee (Bareiss et al., 1998, 1999) hat sich gezeigt, daß – anders als bis heute in den Hypothesen von Holt und Cattle angenommen – der Süßwassereintrag der mittelsibirischen Flüsse, einschließlich der Lena, die Variabilität der sommerlichen Meereisbedeckung nicht erklären kann. Die frühsummerlichen Schmelzhochwasser der Lena sind vor allem für das Schmelzen des Festeises in der Deltaregion und Teilen der südöstlichen Laptewsee von Bedeutung. Dmitrenko et al. (1999) zeigen, daß der kontinentale Süßwassereintrag die Lage der Festeiskante im nachfolgenden Winter bestimmt.

Derzeit gibt es nur wenige internationale Projekte, die den Einfluß des Abflusses auf das Meereis als Forschungsziel haben. Als Teilprojekt des *World Climate Research Programme* (WCRP) beschäftigt sich die *Arctic Climate System Study* (ACSYS) u.a. mit der Rolle des hydrologischen Zyklus in der arktischen Region (WCRP, 1992, 1994). Schwerpunkte liegen in diesem Projekt bei der Entwicklung und Verbesserung hydrologischer Modelle sowie bei der Untersuchung der einzelnen Komponenten des Süßwasserhaushaltes. Innerhalb dieser Studie wurde vereinbart, beim Weltdatenzentrum für Abfluß in Koblenz eine Datenbank für arktische hydrologische Informationen einzurichten (GRDC, 1995). 1996 wurde das interdisziplinäre Forschungsprogramm *Arctic Paleo-River Discharge* (APARD) initiiert, welches neben rezenten hydrologischen Prozessen auch paläoklimatologische Fragestellungen in der Arktis untersucht (Stein, 1998).

Im Rahmen des *Climate and Cryosphere Programme* (CLIC) des WCRP wird die Rolle der Kryosphäre im Klimasystem näher untersucht (WCRP, 2001). Auch in diesem Projekt spielt der Einfluß des Süßwassereintrages auf das Meereis nur eine untergeordnete Rolle. Als zur Zeit einziges internationales Forschungsprogramm beschäftigt sich ein Teilaspekt des russisch-amerikanischen RAISE-Projektes (*Russian American Initiative on Shelf-Land Environments in the Arctic*) mit den Auswirkungen des Abflusses auf die Bildung von Meereis (Forman und Johnson, 1998).

Motivation

Seit den 90er Jahren des 20. Jahrhunderts sind die Laptewsee und die Ostsibirische See durch einen starken Rückgang der sommerlichen Meereisbedeckung geprägt. Diese Veränderungen zu verstehen, ist nicht nur von Interesse für Fragen des regionalen und globalen Klimas, sondern hat auch, wie gezeigt, große praktische Bedeutung für die wirtschaftliche Nutzung der sibirischen Schelfgebiete. Die Zeiten des Aufbruches und Gefrierens der Festeisdecke bestimmen die Exploration von Rohstoffen wie Erdöl, Erdgas und Metalle sowie den Transport von Rohstoffen entlang des Nördlichen Seeweges. Die Mündungsgebiete der großen ostsibirischen Flüsse wie Lena, Yana, Indigirka und Kolyma bilden die Zentren des Festeisaufbruches. Veränderungen im Abflußverhalten wie beispielsweise ein zu spätes Einsetzen der Hochwasserwelle durch eine verspätete Schneeschmelze oder ein zu starkes Zufrieren der Flüsse (Winter 2000/2001) haben Auswirkungen auf den Aufbruch und das Schmelzen des küstennahen Festeises.

In den 60er und 70er Jahren des 20. Jahrhunderts wurden im *Arktičeskij i Antarktičeskij Naučno-Issledovatel'skij Institut* (AANII) statistische Modelle entwickelt, um langfristige Eisvorhersagen für die Mündungsgebiete entlang der sibirischen Küste treffen zu können (Antonov et al., 1977). Derzeit existierende dynamisch-thermodynamische Meereismodelle, die neben Wachstum und Schmelzen auch den Transport und die Verformung des Eises berücksichtigen, sowie gekoppelte Meereis-Ozeanmodelle oder Atmosphäre-Meereis-Ozeanmodelle sind aufgrund ihren großen Gittermaschenweiten nicht in der Lage, das küstennahe Festeis im Detail zu simulieren. Dadurch ergeben sich zwischen Modellergebnis und Realität bezüglich der Veränderlichkeit der Vorgänge von Jahr zu Jahr sowie der beobachteten regionalen Strukturen beträchtliche Unterschiede. Trotz der besonderen Bedeutung des Süßwasser- und damit Wärmeeintrages wird in allen großskaligen Meereismodellen dieser Aspekt vernachlässigt. In den letzten Jahren wurde damit begonnen, den Süßwassereintrag in gekoppelten Meereis-Ozeanmodellen zu implementieren (Maslowski et al., 1998; Prange und Gerdes, 1999; Harms et al., 2000).

Flato und Brown (1996) benutzen ein thermodynamisches Meereismodell, um die saisonale Verteilung der Festeisdicken und Höhen der Schneedecke im Kanadischen Archipel zu untersuchen. Im Mackenziedelta wurde von Dean et al. (1993) erstmals ein eindimensionales thermodynamisches Meereismodell verwendet, welches die Kopplung zwischen Abfluß und Meereis berücksichtigt. Allerdings wurden für diese Studie nur einfache Parametrisierungen und langjährige Mittelwerte als Antriebsdaten benutzt.

Kontinuierliche und insbesondere flächendeckende Messungen der Festeisdicken existieren weder für die nordamerikanische noch für die sibirische Arktis. Im Sommer 2001 wurde in der zentralen Arktis während experimenteller Meßflüge eine hubschraubergestützte elektromagnetische Eisdickensonde (HEM-Bird) erstmals erfolgreich erprobt (Haas et al., 2002a). Bisher stammen die meisten Meßreihen von Schiffsexpeditionen, die üblicherweise erst ab dem Frühsommer diese Gebiete beproben. Dies erfordert daher die Entwicklung eines thermodynamischen Modells, um den Einfluß des Abflußregimes auf die Dynamik des küstennahen Festeisaufbruches zu simulieren sowie die Einflußgrößen auf diesen Prozeß quantitativ abzuschätzen.

1.2 Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist es, den Einfluß des kontinentalen Süßwassereintrages auf die Dynamik des küstennahen Festeisaufbruches in der ostsibirischen Arktis zu untersuchen. Den Schwerpunkt der Arbeit bildet die Entwicklung eines eindimensionalen thermodynamischen Meereismodells. Dieses Modell berechnet die Abschmelzraten an der Ober- und Unterseite des Festeises in der Nähe von Flußmündungsgebieten, die bedingt durch die kontinentalen Schmelzhochwasser im Frühsommer überflutet werden.

Im Rahmen dieser Arbeit werden folgende Teilaspekte behandelt:

- Erfassung der raum-zeitlichen Struktur des Festeises und Festlandsabflusses mit Hilfe von Boden- und Satellitenbeobachtungen. Zur Auswertung werden Zeitreihen- und Isoplethendarstellungen sowie statistische Methoden verwendet.
- Entwicklung eines eindimensionalen thermodynamischen Festeismodells zur realistischen Beschreibung der küstennahen Prozesse.
- Überprüfung und Beurteilung der Sensitivität des Modells gegenüber den gewählten Eingangsparametern, Albedo- und Strahlungsparametrisierungen.
- Simulation der Abschmelzraten an der Ober- und Unterseite des Festeises in den Mündungsgebieten Ostsibiriens im Zeitraum 1979 bis 1994.
- Validierung der Modellergebnisse mit satellitengestützten Fernerkundungsdaten.
- Quantitative Abschätzung des Einflusses des Abflußregimes auf die Dynamik des küstennahen Festeisaufbruches.
- Durchführung von Experimenten zur Beurteilung der Frage, in welchem Ausmaß Veränderungen im Abflußregime den Aufbruch des küstennahen Festeises beeinflussen.

2 Datengrundlage

In diesem Kapitel wird ein Überblick über die Datensätze gegeben, die als Grundlage für die Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Variabilität des Festeises und Festlandabflusses sowie als Antrieb für das eindimensionale thermodynamische Meereismodell verwendet werden. In den Gebieten der ostsibirischen Arktis, in denen sich Meereis bildet, gibt es nur wenige Meßstationen. In den küstennahen Gebieten der Laptewsee und der Ostsibirischen See gibt es ungefähr 15 meteorologische Stationen, die neben den Bodenbeobachtungen teilweise auch Radiosondenaufstiege durchführen. Daneben existieren meteorologische Datenkollektive von Schiffsexpeditionen (z.B. ARK IV/4, ARK XI/I, ARK XIII, TRANSDRIFT I-IV) mit einer sehr geringen Beobachtungsdichte.

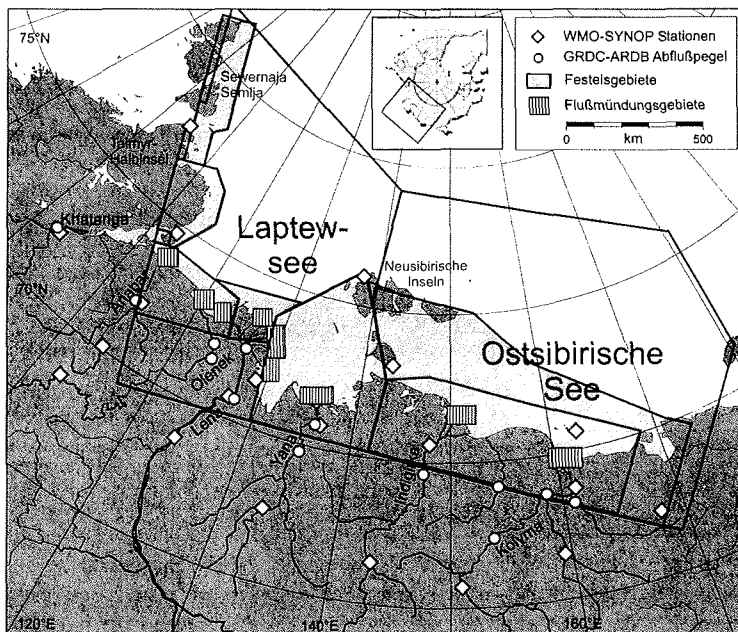


Abbildung 2.1: Räumliche Verteilung ausgewählter hydrologischer und meteorologischer Beobachtungsstationen (GRDC-ARDB, WMO-SYNOP) und Untersuchungsgebiete in der sibirischen Arktis. Die hellgrauen Flächen repräsentieren Gebiete, in denen die Variabilität des Festeises in der Laptewsee und der Ostsibirischen See untersucht wird. Die schraffierten Flächen zeigen die Mündungsgebiete der sibirischen Flüsse.

Die numerische Simulation der Festeisdicken erfordert homogene Datensätze verschiedener atmosphärischer Variablen. Meteorologische Beobachtungen alleine können diese Daten nicht bereitstellen. Deshalb muß auf Daten globaler numerischer Modelle mit entsprechender räumlicher und zeitlicher Auflösung zurückgegriffen werden. Eine Übersicht über die räumliche Verteilung der Beobachtungsstationen (Abflußpegel, SYNOP-Stationen) und Untersuchungsgebiete innerhalb der Lapteewsee und der Ostsibirischen See liefert Abbildung 2.1.

Abweichend von der internationalen Referenzperiode 1961 bis 1990 wird aufgrund des verfügbaren Datenkollektivs hier als Bezugsperiode der Zeitraum 1979 bis 1994 festgelegt. Bei den ostsibirischen SYNOP-Stationen werden arithmetische Mittelwerte aus Messungen zu den zwei Hauptterminen 00 Uhr und 12 Uhr koordinierte Weltzeit (UTC) berechnet, bei den Daten der Reanalyseprojekte aus den Ergebnissen zu den vier Hauptterminen 00 Uhr, 06 Uhr, 12 Uhr und 18 Uhr UTC. Den UTC-Zeitangaben der im Festeismodell verwendeten Eingangsdaten (SYNOP-Meldungen, Reanalysedaten) werden wahre Ortszeiten zugeordnet.

Die Schreibweise der Ortsnamen sowie die Koordinations- und Höhenangaben der Stationen beziehen sich auf die Angaben der WMO (1993) und UNESCO (1969). Auf eine Transliteration der Stationsnamen aus dem Kyrillischen in die lateinische Schrift wird verzichtet.

2.1 Modelldaten

Den überwiegenden Teil der zeitabhängigen atmosphärischen Randbedingungen liefern meteorologische Größen, die aus den Analysen der Wettervorhersagezentren gewonnen werden. Da bei den operationellen Analysen künstliche Schwankungen der atmosphärischen Größen durch Änderungen im Analyseverfahren auftreten, werden für diese Untersuchung nur Modelldaten aus den Reanalyseprojekten der *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) und des *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) verwendet. Aufgrund der Anwendung eines aktuellen Analyse- bzw. Vorhersagesystems und der Verwendung bisher nicht zur Verfügung stehender Daten liefern Reanalyseprojekte annähernd konsistente Zeitreihen atmosphärischer Felder.

Die Reanalyseprojekte beinhalten die Aufbereitung von Land-, Schiffs-, Bojen-, Radiosonden-, Flugzeug- und Satellitendaten, deren Qualitätskontrolle, die Datenassimilation und die Datenarchivierung. Einen Schwerpunkt bildet zur Bereitstellung des Anfangszustandes das Datenassimilationsschema, welches notwendig ist, um alle nicht vorliegenden atmosphärischen Variablen unter der Verwendung der vorhandenen Datenbasis zeitlich und räumlich zu kontrollieren. In dieser Untersuchung werden sechsstündliche Daten verwendet, anhand derer nach einer Qualitätskontrolle Tagesmittel berechnet werden.

NCEP/NCAR-Reanalyseprojekt

Das 40- bzw. 50-Jahre Reanalyseprojekt (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001) ist ein gemeinsames Vorhaben der NCEP und NCAR und eine Weiterentwicklung des *National Meteorological Center – Climate Data Assimilation System Project*. Das Projekt liefert atmosphärische Felder für den Zeitraum 1957 bis 1996. In einer zweiten Phase wurde das Projekt auf einen über 50 Jahre umfassenden Zeitraum (1948–2002) erweitert. Bei der NCEP/NCAR-Reanalyse wird das 1995 in das operationelle Analyseverfahren implementierte globale Spektralmodell NCEP-T62 mit 28 vertikalen Schichten (Druckkoordinaten) verwendet. Die Modelldaten liegen für mehrere Koordinatensysteme, in verschiedenen Datenformaten und in unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen vor. Bodennahe Größen werden mit einer Gittermaschenweite von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (regelmäßiges Gitter) bereitgestellt. Die interpolierten Variablen in 2m und 10m über Grund liegen auf einem irregulär verteilten Gauß'schen Gitter vor. Die horizontale Ausdehnung beträgt in zentraler Richtung konstant 1.875° , in meridionaler Richtung ist die Maschenweite ungleichmäßig verteilt (im Mittel 1.904°). Dies entspricht bei 72°N zonal und meridional einem Gitterpunktabstand von 86 km bzw. 64.5 km. Die Verteilung der Daten erfolgt über das NCAR und das der *National Oceanic and Atmospheric Administration* zugehörige *Climate Diagnostics Center* (NOAA-CDC).

ECMWF-Reanalyseprojekt ERA-15

Das ECMWF-Reanalyseprojekt (ERA) verwendet ein globales T106 Spektralmodell mit 31 vertikalen Schichten im Druck-Koordinatensystem. Der Zeitraum der ECMWF-Reanalysen erstreckt sich über 15 Jahre (1979 bis 1993) und ist damit kürzer als der des NCEP/NCAR-Projektes. Die Gittermaschenweite der ECMWF-Modellergebnisse beträgt in zentraler Richtung konstant 1.125° , in meridionaler Richtung im Mittel 1.1213° (ECMWF, 1995; Gibson et al., 1997). Dies entspricht bei 72°N einem Gitterpunktabstand von 38.7 km. Für das Jahr 1994 werden die atmosphärischen Größen aus den operationellen Analysen des ECMWF abgeleitet.

Probleme der Reanalysen

Die Hauptprobleme der operationellen Modelle und deren Auswirkungen auf die simulierten atmosphärischen Felder sind insbesondere durch die Einführung neuer Analysetechniken, den Wechsel zu Modellen mit höherer horizontaler und vertikaler Auflösung sowie durch die Verwendung von meteorologischen Größen, die von neuen Fernerkundungssensoren abgeleitet werden, bedingt. Die aus der Fortentwicklung der Modelle resultierenden Inhomogenitäten, die für klimatologische Anwendungen unerwünscht sind, treten in den Reanalysen nicht auf.

Allerdings sind auch die atmosphärischen Felder der Reanalysen durch nichtklimatische Veränderungen beeinflusst (Kistler et al., 2001). Inhomogenitäten treten v. a. durch die unterschiedliche Verfügbarkeit von meteorologischen Beobachtungsdaten, die räumliche Verteilung der Beobachtungsstationen während der einzelnen Jahrzehnte (Jenne, 1998), den Einsatz bzw. den Wechsel von Fernerkundungssensoren (Fiorino, 2000) und die Verwendung fehlerhafter Eingangsdaten auf (Uppala, 1997).

Seit Beginn der 90er Jahre ist eine globale Abnahme der Messungen mit Radiosonden, aber auch ein Rückgang der Beobachtungsstationen in den arktischen Regionen Rußlands zu verzeichnen. Diese Fehler können signifikante Auswirkungen auf die Qualität der atmosphärischen Felder haben. Beispielsweise sind die Oberflächentemperaturen in den ECMWF-Analysen im Winter generell zu niedrig. White (2000) stellt fest, daß Trends in den global gemittelten Niederschlagshöhen und Lufttemperaturen auf Änderungen im globalen Wetter- und Klimabeobachtungssystem zurückzuführen sind. Bedingt durch den Wechsel von Fernerkundungssensoren in den 80er und 90er Jahren ist eine künstliche interannuale Drift in den Feuchte- und Temperaturfeldern feststellbar (Källberg, 1997). Im Laufe der nächsten Jahre sollen die Ergebnisse einer zweiten Generation von Reanalysen, ERA-40 und NCEP-II, Nutzern zur Verfügung gestellt werden (ECMWF, 2000).

2.2 Satellitendaten

Die zeitliche und räumliche Variabilität der Festeisbedeckung in der Laptewsee und der Ostsibirischen See ab 1979 basiert auf Daten polarumlaufender Satelliten. Für diese Untersuchung werden die aus passiven Mikrowellendaten des Nimbus-7-SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*) und des DMSP-SSM/I (*Defence Meteorological Satellite Program - Special Sensor Microwave Imager*) berechneten Meereiskonzentrationen sowie Daten des *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), das an Bord der Satelliten der NOAA betrieben wird, eingesetzt.

Die passiven Mikrowellenradiometer (Hollinger et al., 1987) der polarumlaufenden Satelliten liefern täglich, unabhängig von der Tageszeit und der Bewölkung, in einer räumlichen Auflösung von $25\text{ km} \times 25\text{ km}$ Informationen über die Ausdehnung, Konzentration und Bewegung des Meereises. Diese Systeme erfassen die von der Meeres- bzw. Meereisoberfläche emittierte Wärmestrahlung in verschiedenen Kanälen im Frequenzbereich zwischen 18.0 GHz und 85.5 GHz. Die Unterscheidung zwischen Wasser- und Eisoberfläche erfolgt über die Differenzen im Emissionsvermögen der einzelnen Oberflächentypen bei verschiedenen Frequenzen. Durch die Kombination verschiedener Frequenzen und Polarisationsrichtungen wird die Meereiskonzentration aus den Strahlungstemperaturen mit Hilfe des NASA-Team-Algorithmus unter Einbeziehung eines Wetterfilters bestimmt (Gloersen, 1992; Cavalieri et al., 1995). Geringe Unterschiede zwischen den verwendeten Frequenzen der SMMR- und SSM/I-Radiometer sowie in der Aufnahmegeometrie dieser Sensoren (Stroeve et al., 1997; Thomas, 1998) erfordern für diese Untersuchung keine Homogenisierung der Datensätze.

Für die Untersuchung ausgewählter Ereignisse wie beispielsweise die Lage der Festeiskanten, der Beginn der Schneeschmelze auf dem Festeis, die Entstehung offener Wasserflächen in der Nähe der Flußmündungsgebiete und das Auseinanderbrechen der Festeisdecke in den ostsibirischen Schelfmeeren werden AVHRR-Satellitendaten des NOAA-Satellite Active Archive (SAA) verwendet. Eine Beobachtung des Meereises ist in fünf Spektralkanälen vom sichtbaren bis zum infraroten Bereich möglich.

Je nach Beobachtungszeitraum liegen die Satellitendaten in den Formaten *High Resolution Picture Transmission* (HRPT), *Local Area Coverage* (LAC) oder *Global Area Coverage* (GAC) vor. Die räumliche Bodenauflösung im Nadir beträgt bei den HRPT- und LAC-Formaten $1.1\text{km} \times 1.1\text{km}$ und bei den GAC-Daten, die sich aus einer Mittelung über mehrere Abtastzeilen ergeben, $4\text{km} \times 4\text{km}$.

Die Bearbeitung der Satellitendaten erfolgt mit dem Bildverarbeitungsprogramm TeraScan der Firma SeaSpace. In einem ersten Schritt werden die Datenformate in ein TeraScan-Datenformat (TDF) umgewandelt. Danach werden die AVHRR-Daten unter Einbeziehung der Orbitinformationen geometrisch korrigiert und in eine polarstereographische Projektion transformiert.

2.3 Stationsdaten

Abflußpegel

Die Abflußdaten (Durchfluß) stammen aus der Datenbank *Arctic Runoff Data Base* (ARDB) des *Global Runoff Data Centre* (GRDC) in Koblenz. Die Originaldaten wiederum wurden im Rahmen des ACSYS-Projektes vom Hydrometeorologischen Institut in St. Petersburg (SHI) zur Verfügung gestellt. Geliefert wurden vom Datenzentrum Tages- und Monatsabflüsse ausgewählter arktischer Einzugsgebiete (GRDC, 1995, 1996). Die Datenkollektive wurden vom GRDC auf Plausibilität geprüft. Auf diese Weise konnten Ausreißer in der Abflußdatenbank durch korrigierte Werte ersetzt werden. Datenlücken wurden nicht bereinigt. In den vom GRDC bereitgestellten Daten gibt es keine Hinweise über weitere Abflußcharakteristika wie Verlegung des Pegels, Änderung der Wasserstands-Abflußbeziehung, Flußbettverlagerungen oder anthropogene Einwirkungen.

Aufgrund der Schwierigkeit von Abflußmessungen in der Arktis beträgt der geschätzte Meßfehler für Pegel im Hinterland 15%, an küstennahen Stationen bis zu 30% (GRDC, 1995, 1997). Zur Überprüfung und Korrektur der Abflußzeitreihen werden Datenkollektive anderer Institutionen (NSIDC-SHI, NCAR) herangezogen. Zusätzlich konnten in mehreren Datensätzen offensichtliche Meß- und Beobachtungsfehler (Ausreißer, identische Werte) durch eine visuelle Kontrolle der Zeitreihen bereinigt werden.

Für die Untersuchung wurden nur diejenigen Flüsse mit einem entsprechend hohen Abfluß ausgewählt – Khatanga, Anabar, Olenek, Lena, Yana, Indigirka und Kolyma (Abb. 2.1). Kleinere Einzugsgebiete mit sehr geringen Abflußmengen wie Omoloy und Alazeya werden nicht berücksichtigt. Informationen zu den Abflußpegeln und den Einzugsgebieten sind im Anhang C.1 zusammengestellt.

SYNOP-Wettermeldungen

Synoptische Daten (SYNOP) ostsibirischer Küstenstationen werden neben den Reanalysen als Eingangsparameter für verschiedene Parametrisierungen im Festeismodell verwendet. Zudem dienen sie der Validierung der Modellergebnisse beider Reanalyseprojekte.

Die unkorrigierten SYNOP-Wettermeldungen stammen aus dem Fernmeldesystem GTS (*Global Telecommunication System*) und wurden über den Deutschen Wetterdienst in Hamburg, Geschäftsfeld Seeschifffahrt, bezogen. Aufgrund der geringen Datenqualität sind umfangreiche Vorarbeiten und Datenkorrekturen erforderlich, um v. a. auftretende Verschlüsselungs- und Übermittlungsfehler aus dem Datenkollektiv zu entfernen. Deswegen werden die Daten einer ausführlichen Qualitätskontrolle unterzogen, die sich an der Struktur des Datenbanksystems am Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) und dessen statistischen Programmbibliotheken orientiert (Österle et al., 1999).

Die stationsweise durchgeführte Qualitätsanalyse der synoptischen Wettermeldungen umfaßt die Überprüfung der Daten auf meteorologisch sinnvolle Grenzwerte, die logische Kontrolle und Tests auf Variabilität einzelner Wetterelemente sowie die Kontrolle auf Ausreißer. Letztere Überprüfung wird mit Hilfe eines 15tägigen gleitenden Mittelwertes für solche Größen durchgeführt, die mindestens innerhalb eines Monats einer Gauß-Verteilung genügen. Ist der Zentralwert des 15tägigen Fensters größer als die 3fache Standardabweichung, so wird der Wert als Ausreißer erkannt. Alle fehlerbehafteten Daten werden mit einem Ausfallwert kenntlich gemacht.

3 Festeis und Festlandsabfluß

3.1 Raumzeitliche Struktur des ostsibirischen Festeises und der Küstenpolynjen

Der Begriff Festeis bezieht sich entsprechend der von der WMO (1985) herausgegebenen Eismenomenklatur auf Meereis, welches an Küsten oder Inseln („land-fast ice“), über Untiefen und an Eisbergen in situ entsteht, mit diesen befestigt ist und, abgesehen von den Randgebieten, bis zum Ende der Ablationsphase unbeweglich bleibt. Festeis entsteht direkt aus dem Meerwasser oder durch Zusammenfrieren des Treibeises. In sehr flachen Küstengebieten (ca. < 2m) kann das Festeis auch mit dem Meeresboden verbunden sein („bottom-fast ice“). Für die Untersuchung der räumlichen Verteilung des Festeises wird die Variable „Gesamtmeereiskonzentration“ verwendet. Diese aus Fernerkundungsverfahren abgeleitete Größe beschreibt den prozentualen Anteil an ein- und mehrjährigem Eis in einer Bezugsfläche.

3.1.1 Räumliche und saisonale Variabilität des Festeises

Räumliche Variabilität

Die ostsibirischen Schelfmeere sind in ihren nördlichen Gebieten ganzjährig – die weiter südlich gelegenen bis zu neun Monate – mit ein- und mehrjährigem Packeis bedeckt. In den Regionen entlang der Küste und Inseln Sibiriens (Sewernaja Semlja, Neusibirische Inseln) tritt überwiegend ebenes und sehr kompaktes Festeis auf. An der seewärtigen Festeiskante kann das Eis teilweise übereinandergeschoben oder aufgepreßt sein. Zwischen diesen beiden Zonen bilden sich im Winter und Frühjahr Meereisöffnungen (Polynjen), deren Breite zwischen einigen zehn und hundert Kilometern schwankt. Die charakteristischen Meereisverhältnisse der Laptewsee und der Ostsibirischen See sind in Abbildung 3.1 exemplarisch dargestellt.

Das Untersuchungsgebiet weist von allen arktischen Schelfmeeren die größte Festeisbedeckung auf. In der Laptewsee sind ca. 38% der Meeresfläche ($250 \cdot 10^3 \text{ km}^2$) mit Festeis bedeckt, in der Ostsibirischen See ungefähr 19% ($170 \cdot 10^3 \text{ km}^2$). Die Ausdehnung des Festeises in der ostsibirischen Arktis ist eng mit den bathymetrischen Verhältnissen dieser Randmeere verknüpft. Über 50% der Meeresfläche der Laptewsee und etwas weniger als 75% der Fläche der Ostsibirischen See weisen Tiefen unter 50m auf. In beiden Randmeeren fällt die Festeiskante mit der 20m- bzw. 25m-Tiefenlinie zusammen (Zubov, 1963; Kotchetov et al., 1994). Die Abwesenheit von starken Küstenströmungen und Gezeiteninflüssen begünstigt das Festeiswachstum. In weiten Teilen der Festeisgebiete überwiegt einjähriges Eis.

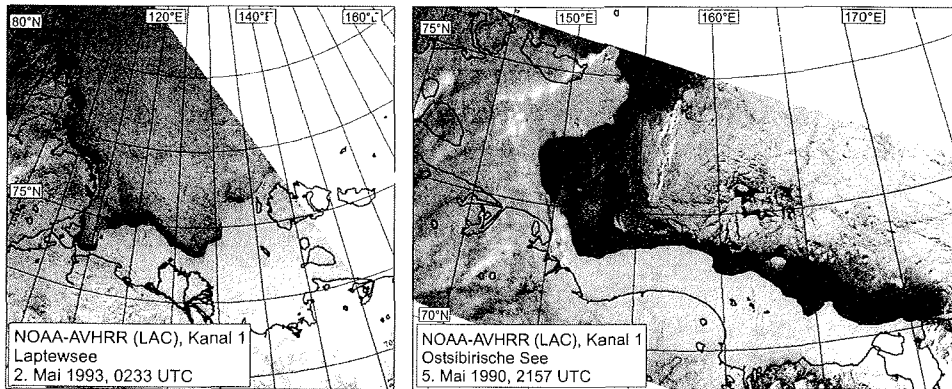


Abbildung 3.1: Georeferenzierte NOAA-AVHRR-Szenen (LAC, Kanal 1, $0.58\mu\text{m}$ bis $0.68\mu\text{m}$) der Laptewsee (links) und der Ostsibirischen See (rechts) vom 2. Mai 1993 und 5. Mai 1990. Bildausschnitte: Laptewsee: $1400\text{ km} \times 1400\text{ km}$, Ostsibirische See: $1100\text{ km} \times 780\text{ km}$. Datenquelle: NOAA-SAA.

Nur in einem rund 10 km bis 20 km breiten Streifen entlang der Taimyr-Halbinsel befindet sich mehrjähriges Festeis, welches während der sommerlichen Ablationsphase nicht schmilzt und daher mehrere Jahre überdauern kann (Reimnitz, 1995).

In der Laptewsee kann das Festeis Dicken von bis zu 2.2 m erreichen, in der Ostsibirischen See treten Festeisdicken von maximal 2.0 m (Kotchetov et al., 1994; Pavlov et al., 1994; Romanov, 1996) auf. Eine detaillierte Auflistung der regionalen Besonderheiten der Festeisdickenverteilung ist in Anhang C.3 wiedergegeben. In der Ostsibirischen See beträgt das Festeisvolumen im Mai bei maximaler Eisbedeckung und maximalen Eisdicken ca. 320 km^3 , in der Laptewsee rund 450 km^3 .

Als Maß zur Beschreibung der räumlichen Verteilung der natürlichen Variabilität der Gesamtmeereiskonzentration in der Laptewsee und der Ostsibirischen See dient die Standardabweichung. Diese wird monatsweise für jeden Gitterpunkt des NSIDC-Gitters aus den mittleren quadratischen Abweichungen der Monatsmittel der Eiskonzentration in den einzelnen Jahren vom langjährigen Mittel (1979 bis 1994) berechnet. Die Standardabweichungen der aus den passiven Mikrowellendaten abgeleiteten Meereiskonzentrationen in den Monaten Mai und Juni sind in Abbildung 3.2 dargestellt. Sie geben Hinweise auf die zeitliche und räumliche Variabilität der monatlichen Mittelwerte der Eiskonzentration in Laptewsee und Ostsibirischer See. Die monatliche Variabilität der Eiskonzentration ist in dem zentralen, streifenförmigen Bereich beider Randmeere am größten. Dort befindet sich im Winter und Frühjahr eine Scherzone entlang der Festeiskante. In diesem Bereich entstehen bei entsprechenden atmosphärischen Bedingungen häufig Polynjen. Die Regionen mit den geringen Standardabweichungen repräsentieren zum einen die Festeisgürtel entlang der sibirischen Küste, zum anderen die Meereisgebiete der hohen polaren Breiten (polare Packeiszone), die ganzjährig eine geringe zeitliche Variabilität aufweisen.

3.1 Raumzeitliche Struktur des ostsibirischen Festeises und der Küstenpolynjen

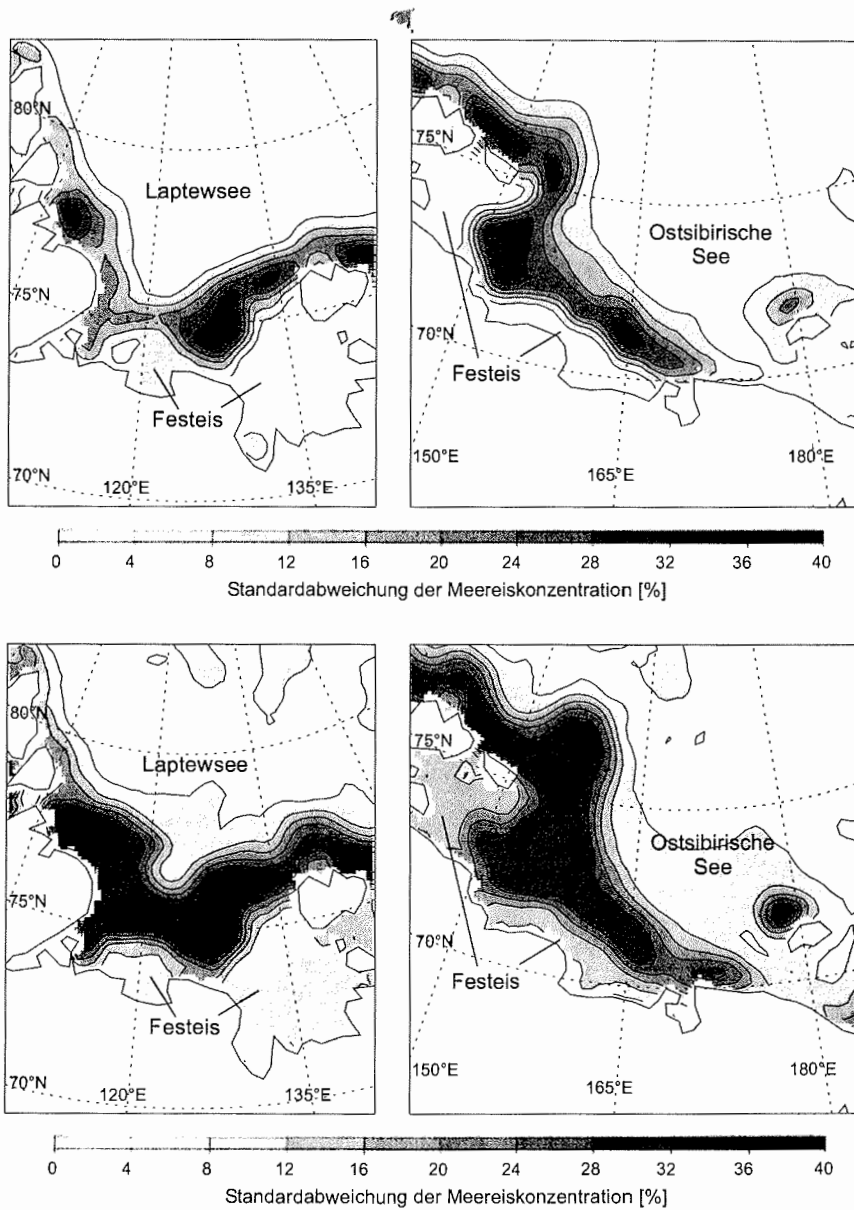


Abbildung 3.2: Räumliche Verteilung der Standardabweichung der aus SMMR- und SSM/I-Daten abgeleiteten Gesamtmeereiskonzentration in der Laptewsee (links) und der Ostsibirischen See (rechts). Dargestellt sind die Standardabweichungen in den Monaten Mai (oben) und Juni (unten) für den Zeitraum 1979 bis 1994. Datenquelle: NSIDC.

3 Festeis und Festlandsabfluß

Die Ausdehnung des Festeises reicht von wenigen Kilometern im Bereich der Taimyr-Halbinsel bis zu mehreren hundert Kilometern entlang der Meridiane in einem Gebiet zwischen der südöstlichen Laptewsee und der westlichen Ostsibirischen See. Mit etwa $140 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ ist der südöstliche Teil der Laptewsee das flächenmäßig größte Festeisgebiet in der ostsibirischen Arktis. In der Ostsibirischen See ist die räumliche Verteilung der Festeisdecke von Jahr zu Jahr sehr variabel. Festeis bildet sich jedes Jahr nur in einem schmalen Streifen entlang der ostsibirischen Küste. Die höheren Standardabweichungen in der zentralen Ostsibirischen See weisen darauf hin, daß sich in manchen Jahren die Festeiskante in den Monaten Mai und Juni auch weiter nördlich befinden kann.

Die Lage der Festeiskante in den ostsibirischen Randmeeren wird mit Hilfe von georeferenzierten AVHRR-Szenen (Kanal 1) bestimmt. Es werden die Szenen zur Kartierung ausgewählt, die Mitte Mai vorliegen, eine möglichst große Fläche des Untersuchungsgebietes abdecken und eine geringe Wolkenbedeckung aufweisen. Die Festeiskanten im Zeitraum 1982 bis 1994 sind in Abbildung 3.3 dargestellt. Für die Jahre 1979 bis 1981 liegen im NOAA-Archiv für Satellitendaten keine Szenen vor.

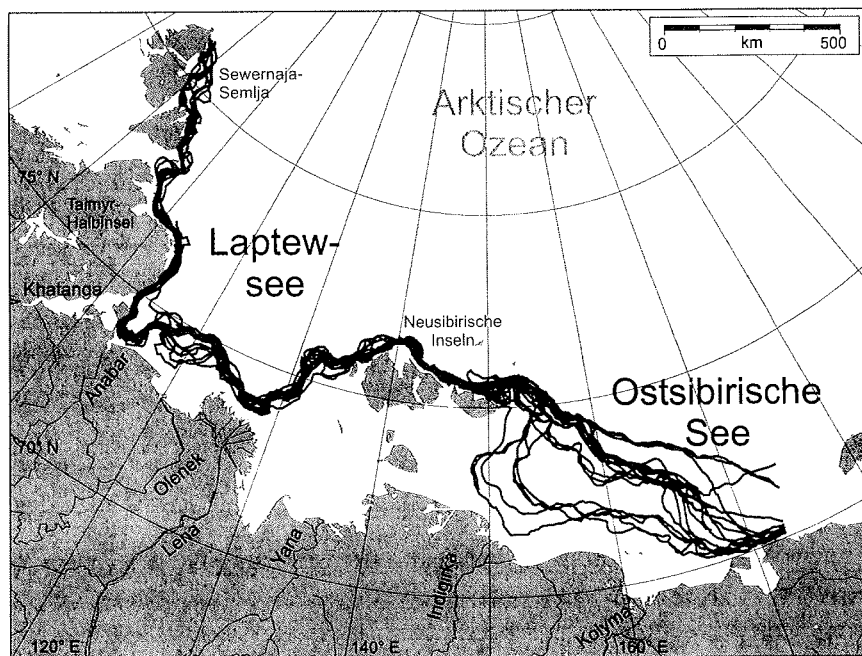


Abbildung 3.3: Ausdehnung des Festeises in der ostsibirischen Arktis für den Zeitraum 1982 bis 1994. Die Linien markieren die durch NOAA-AVHRR (GAC, LAC) beobachteten Festeiskanten zum 15. Mai eines jeden Jahres. Datenquelle: NOAA-SAA.

3.1 Raumzeitliche Struktur des ostsibirischen Festeises und der Küstenpolynjen

In der Lapteewsee ist die Lage der Festeiskante in den einzelnen Jahren überwiegend ortsfest. Im Bereich der südwestlichen Lapteewsee kann sich die Festeiskante näher an der Küste befinden. Nach Dmitrenko et al. (1999) ergeben sich kleinräumige Variationen in der Lage der Festeiskante aus der interannualen Variabilität des Festlandsabflusses. Das salzarme Flußwasser eines Sommers führt zur Aussüßung der Schelfmeere und Erhöhung des Gefrierpunktes des Meerwassers und damit zu einer verstärkten Eisbildung im Herbst. Die Ausdehnung der ausgesüßten Wassermassen ist von der Abflußmenge und der vorherrschenden Windrichtung abhängig. Nach Timokhov (1994) existieren in der Lapteewsee drei Ausbreitungsmuster mit einem nördlichen, nordöstlichen und östlichen Maximum.

Wie aus den Standardabweichungskarten ersichtlich wird, ist die Lage der Festeiskante in der Ostsibirischen See variabler als in der Lapteewsee. In manchen Jahren besteht im Mai nur ein schmaler zusammenhängender Festeisgürtel entlang der sibirischen Küste, dessen nördliche Kante im Mittel mit der 25m-Isobathe zusammenfällt. Die hohe interannuale Variabilität der Lage der Festeiskante ist darauf zurückzuführen, daß im Vergleich zu anderen sibirischen Schelfmeeren die Ostsibirische See am stärksten vom Eisimport aus dem Arktischen Ozean beeinflusst wird. In manchen Jahren kann mehrjähriges Treibeis aus der zentralen Arktis bis an die Küste reichen, was den Aufbau einer winterlichen Festeisdecke verhindert. Die Ausbreitung von ausgesüßtem Flußwasser spielt aufgrund der vergleichsweise geringen Abflußwerte von Indigirka und Kolyma nur eine untergeordnete Rolle für die Ausdehnung des Festeisgürtels.

Saisonale Variabilität

Die Festeisbedeckung in der ostsibirischen Arktis weist einen sehr stark saisonal geprägten Jahresgang auf (Abb. 3.4). Im Oktober bildet sich in beiden Schelfmeeren von den Küsten, Inseln und Sandbänken ausgehend Festeis. Bis in das nächste Frühjahr bleiben große Gebiete der Schelfe von Festeis bedeckt.

Der Aufbruch des Festeises beginnt in der Lapteewsee im langjährigen Mittel (1979 bis 1994) am Kalendertag 145 (25. Mai), ein erstes in den passiven Mikrowellendaten sichtbares Schmelzsignal wird mehr als 3 Wochen später erreicht. Im Mittel nimmt die Meereseiskonzentration bis zum Tag 186 (5. Juli) erneut bis auf 70% zu. Das Minimum der sommerlichen Festeisbedeckung wird am Tag 237 (25. August) erreicht. In der Ostsibirischen See verringert sich die Festeiskonzentration im Mittel 1 Woche später als in der Lapteewsee (Tag 155, 4. Juni). Das erste Minimum ist am Kalendertag 177 (26. Juni). Nach dem lokalen Maximum am Tag 186 (5. Juli) wird das sommerliche Minimum der mit festeisbedeckten Meeresfläche am Tag 235 (23. August) erreicht.

In Anlehnung an Bareiss et al. (1999) läßt sich die saisonale Variabilität der mittleren Festeisbedeckung in verschiedene Phasen unterteilen. A repräsentiert das herbstliche Zufrieren der Schelfmeere. In beiden Gebieten bildet sich die Festeisdicke innerhalb von wenigen Wochen aus (Eicken et al., 1997). Während der Wintermonate (B) sind die Schelfmeere fast vollständig mit Festeis bedeckt.

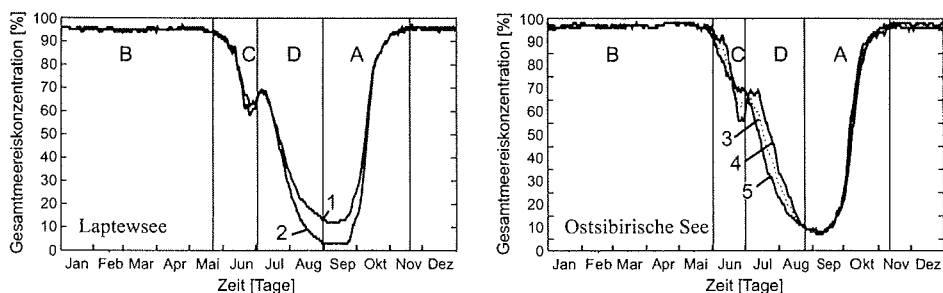


Abbildung 3.4: Zeitlicher Verlauf der aus den SMMR- und SSM/I-Daten abgeleiteten mittleren täglichen Gesamteiskonzentration [%] in der Laptewsee (links) und der Ostsibirischen See (rechts), gemittelt über den Zeitraum 1979 bis 1994. Dargestellt sind die mittleren Jahrgänge der Festeisbedeckung (mit küstennahen Pixeln) in der gesamten Laptewsee (1), der Laptewsee ohne das Festeis entlang der Taimyr-Halbinsel und der Küste von Sewernaja Semlja (2), der gesamten (3), westlichen (4) und östlichen (5) Ostsibirischen See. Datenquelle: NSIDC.

Das Ende Mai bzw. Anfang Juni auftretende scheinbare Schmelzsignal in den aus passiven Mikrowellendaten abgeleiteten Eiskonzentrationen (C) und das erneute Ansteigen in den darauffolgenden Tagen ist ein charakteristisches Muster für den Aufbruch der Festeisdecke. Dieses Signal ist auf Schmelzprozesse auf dem Festeis (Oberflächenschmelzwasser, Schmelztümpel) und das Ansteigen des Flüssigwassergehaltes innerhalb der dem Meeres auflagernden Schneedecke zurückzuführen (Bareiss et al., 1999). In Kapitel 6.5 wird dieser Teilaspekt ausführlich beschrieben. Ab dem sekundären Maximum während der Schmelzperiode beginnt der Rückgang der Festeisbedeckung bis zum Erreichen des sommerlichen Minimums (D). In den Sommermonaten werden nicht alle Gebiete eisfrei. So können an weiter nördlich gelegenen Inseln Reste von Festeis auch den Sommer überdauern.

3.1.2 Interannuale Variabilität des Festeises

Neben der großen saisonalen Variabilität unterliegt die Festeiskonzentration entlang der sibirischen Küste einer starken interannualen Variabilität. Der tägliche und jährliche Gang der gesamten Eiskonzentration in den mit Festeis bedeckten Gebieten ist in Abbildung 3.5 in Form einer Isoplethendarstellung (Hovmöllerdiagramm) veranschaulicht. Auffällig sind die Jahre 1982, 1984, 1992 und 1994, in denen das Festeis erst sehr spät oder gar nicht geschmolzen ist. In den Jahren 1980, 1981, 1990 und insbesondere ab der Mitte der 90er Jahre ist das Festeis bereits im Juli geschmolzen. Nahezu eisfrei werden die küstennahen Schelfgebiete im August und September.

3.1 Raumzeitliche Struktur des ostsibirischen Festeises und der Küstenpolynjen

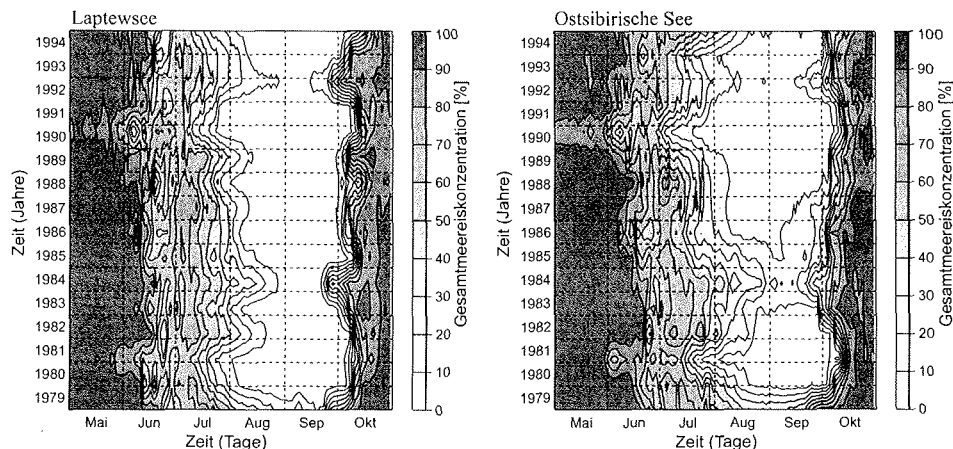


Abbildung 3.5: Isoplethendiagramme der aus den SMMR- und SSM/I-Daten abgeleiteten Gesamtmeeereiskonzentration [%] in den mit Festeis bedeckten Gebieten in der Laptewsee ohne das Festeis an der Taimyr-Halbinsel und Sewernaja Semlja (links) und der Ostsibirischen See (rechts). Dargestellt ist die Eiskonzentration mit küstennahen Pixeln im Zeitraum 1979 bis 1994. Datenquelle: NSIDC.

Aus den aus passiven Mikrowellendaten abgeleiteten Gesamtmeeereiskonzentrationen des NSIDC werden Zeitreihen der mit Festeis bedeckten Fläche der Laptewsee und der Ostsibirischen See sowie für weitere Teilgebiete in beiden Randmeeren berechnet (Abb. 2.1). Die meereisbedeckte Fläche erhält man aus der Summe des Produktes der Meereiskonzentration und der Fläche eines Gitterelementes (625 km^2). Für die Berechnung werden alle Gitterelemente mit einer Eiskonzentration $\geq 15\%$ berücksichtigt.

Nach der Berechnung der Monatsmittel und deren Anomalien werden Trend- und statistische Signifikanzberechnungen durchgeführt. Zur Bearbeitung der Datenreihen wird eine Programmbibliothek verwendet, welche am Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung entwickelt wurde (Österle et al., 1999). Die Trendbestimmung erfolgt mit Hilfe der linearen Regressionsanalyse. Für eine korrekte Durchführung werden die Residuen, d.h. die Abweichungen von den Daten und dem geschätzten Trend, analysiert. Die Gültigkeit des Trendmodells wird unter verschiedenen Annahmen wie Unabhängigkeit, Stationarität und Normalverteilung der Daten überprüft. Zur Bestimmung der Trendsignifikanz wird der parameterfreie Test nach Mann und Kendall verwendet, der die Normalverteilung der Daten oder die Linearität des Trends nicht voraussetzt. Der Betrag der berechneten Testgröße QK (M/K) wird mit dem kritischen Wert (Schönwiese et al., 1998) verglichen, um das Signifikanzniveau (SN) zu bestimmen ($QK \geq 1.28 - SN \geq 80\%$, $QK \geq 1.645 - SN \geq 90\%$, $QK \geq 1.96 - SN \geq 95\%$, $QK \geq 2.58 - SN \geq 99\%$, $QK \geq 3.29 - SN \geq 99\%$). Die Zeitreihenanalyse wird auf alle Festeisregionen in den ostsibirischen Randmeeren angewendet.

Die Abbildung 3.6 zeigt Zeitreihen der mit Festeis bedeckten Flächen [km²] in der Laptewsee und der Ostsibirischen See, die auf die Periode 1979 bis 1994 bezogenen Abweichungen der Monatsmittel von der mittleren monatlichen Eisbedeckung, den linearen Trend und das jeweilige 95%-Prognoseintervall. In beiden Zeitreihen der Schelfmeere ist in den Sommermonaten eine starke interannuale Variabilität der meereisbedeckten Fläche zu erkennen (Abb. 3.6, links). Die geringe Variabilität im Winter erklärt sich dadurch, daß die Kontinente die Ausdehnung des Meereises nach Süden verhindern. Die Abweichungen der Meereissschwankungen vom mittleren Jahrgang in den ostsibirischen Randmeeren zeigen ebenfalls eine hohe interannuale Variabilität (Abb. 3.6, rechts). Augenfällig sind die negativen Trends der Festeisbedeckung in der ostsibirischen Arktis. Die Abnahme der Festeisbedeckung zwischen 1979 und 1994 ist in beiden Zeitreihen statistisch signifikant. Der Mann-Kendall-Trendtestwert beträgt für das Festeis in der Laptewsee -3.44 (Signifikanz = 99.94%), in der Ostsibirischen See -4.00 (Signifikanz = 99.99%). Dieser abnehmende Trend in der Festeisbedeckung setzt sich in den 90er Jahren weiter fort und ist auf den verstärkten Eisrückgang während der Sommermonate zurückzuführen. Ähnliche Ergebnisse werden auch von Maslanik et al. (1996) und Serreze et al. (2000) beschrieben.

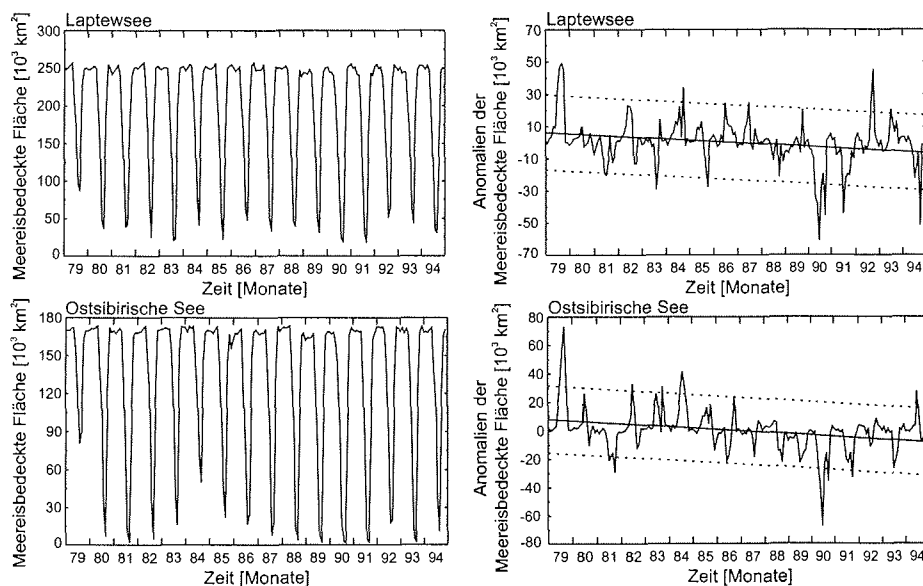


Abbildung 3.6: Zeitreihen der Originalwerte und Anomalien der mit Festeis bedeckten Fläche [km²] in der Laptewsee (oben) und der Ostsibirischen See (unten). Dargestellt sind die Originalreihen mit küstennahen Pixeln (links), die auf den Mittelungszeitraum (1979 bis 1994) bezogenen Abweichungen der Monatsmittel von der mittleren monatlichen Eisbedeckung, der lineare Trend und das 95%-Prognoseintervall (rechts). Mann-Kendall-Trendtestwert (M/K): Laptewsee (M/K = -3.44), Ostsibirische See (M/K = -4.00). Datenquelle: NSIDC.

3.1.3 Räumliche und zeitliche Variabilität der Küstenpolynjen

Eine Vielzahl von Untersuchungen über den Flußeisaufruch in sibirischen Mündungsgebieten und über das küstennahe Festeisregime wurde von russischen Autoren veröffentlicht (s. Literaturangaben in Nalimov, 1995). Aufgrund der großen Dynamik während des Eisaufruches können in den Mündungsgebieten keine Meßkampagnen durchgeführt werden. Es existieren daher nur wenige Beobachtungen, die den eigentlichen Prozeß der Überflutung des Festeises durch die Schmelzhochwasserwelle und das Entstehen der Küstenpolynjen beschreiben. Nach der WMO-Meereisnomenklatur handelt es sich bei den eisfreien Gebieten nicht um Polynjen. Der Begriff Küstenpolynja wird in dieser Arbeit dennoch verwendet, da er auch in der russischen Literatur gebraucht wird.

Nach Reimnitz (1999) gerät in den sibirischen Mündungsgebieten die Flußeisdecke durch die fröhsommerliche Hochwasserwelle, die hauptsächlich auf die Schneeschmelze zurückzuführen ist, unter starken Hebungsdruck. Das steigende Wasser hebt die Flußeisdecke Ende Mai bzw. Anfang Juni täglich um fast 2m. Je nach hydrographischen Bedingungen entstehen durch das driftende Flußeis an Mäandern, Untiefen und Talverengungen Eisstauungen, so daß der Fluß an diesen Stellen mehr als 20m über seinen Winterwasserstand steigen kann. Trotz hoher Strömungsgeschwindigkeiten von über 2 m s^{-1} dauert es etwa 14 Tage bis der Eisgang in den Flüssen und Deltakanälen vorüber ist. Das aus den Mündungsgebieten austretende Flußwasser überfließt zunächst das teilweise bis auf den flachen Schelfboden reichende Festeis („bottom-fast ice“). Nur in den tieferen Deltakanälen ($> \text{ca. } 2.5\text{m}$) kann das Flußwasser auch unter dem Festeis ausfließen.

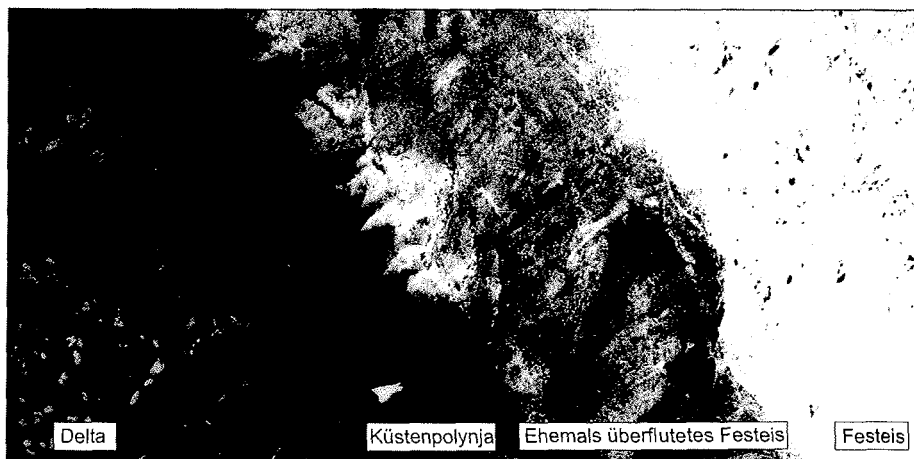


Abbildung 3.7: Satellitenphotographie des östlichen Lenadeltas, aufgenommen von CORONA am 22. Juni 1964. Bildausschnitt: ca. $40\text{km} \times 20\text{km}$. Die Aufnahme zeigt das von Flußwasser ehemals überflutete Festeisgebiet vor den Ausflußzonen des nordöstlichen Lenadeltas. Datenquelle: United States Geological Survey (USGS).

Abbildung 3.7 zeigt eine Photographie des ehemaligen amerikanischen Aufklärungssatelliten CORONA. In dieser Aufnahme vom östlichen Lenadelta erkennt man, exemplarisch für alle Mündungsgebiete in der ostsibirischen Arktis, eisfreie Deltakanäle bzw. Flußarme und eine ca. 5 km bis 10 km breite eisfreie Zone (Küstenpolynja), die sich innerhalb weniger Tage weiter verbreitert. Daran anschließend folgt ein Teil des Festeises, der zunächst von der Hochwasserwelle überflutet wurde, nach dem Abfließen des Flußwassers jedoch nur noch von Sedimenten und Tümpeln bedeckt ist. Weiter seewärts befindet sich Festeis, welches vom Flußwasser nur unterströmt wird. Die Überflutungen sind in hochauflösenden Satellitenbildern deutlich sichtbar.

Für diese Untersuchung eignen sich nur NOAA-AVHRR-Szenen, um den Beginn der Überflutung, die Fläche des mit Flußwasser bedeckten Festeises und die Größe der Küstenpolynjen zu bestimmen, da sie für den Zeitraum von 1981 bis heute vorliegen. In Tabelle 3.1 sind die langjährigen Mittelwerte und Standardabweichungen des Beginns der Überflutung aufgeführt. Im Mittel wird das vor den Flußmündungen liegende Festeis Anfang Juni überflutet. Die Standardabweichung beträgt 4 bis 6 Tage. Die Überflutung kann bis zu 10 Tage früher (1990) und über 2 Wochen später (1987) einsetzen.

Tabelle 3.1: Beginn der Überflutung des küstennahen Festeises in verschiedenen Mündungsgebieten der Laptewsee und der Ostsibirischen See, abgeleitet aus NOAA-AVHRR-Szenen. Die langjährigen Mittelwerte (\bar{x}) und Standardabweichungen (s) in Tagen sind für die Bezugszeiträume 1979 bis 1994 (a) und 1979 bis 1999 (b) angegeben. Minima (x_{min}) und Maxima (x_{max}) der Überflutung beziehen sich auf den Mittelungszeitraum 1979 bis 1994 (a). Quelle: NOAA-SAA.

Flußmündung	Beginn der Überflutung					
	$\bar{x}(a)$	$\bar{x}(b)$	$s(a)$	$s(b)$	$x_{min}(a)$	$x_{max}(a)$
Anabar	166 (15.6.)	165 (14.6.)	6.6	6.9	153 (1993)	176 (1986)
Olenek	157 (06.6.)	156 (05.6.)	6.0	6.4	146 (1990)	171 (1987)
Lena (Olenekskaya)	154 (03.6.)	154 (03.6.)	4.8	4.6	148 (1990)	167 (1987)
Lena (Tumatskaya)	160 (09.6.)	160 (09.6.)	4.1	3.9	153 (1990)	170 (1987)
Lena (Trofimovskaya)	152 (01.6.)	153 (02.6.)	5.1	5.0	143 (1990)	166 (1987)
Lena (Bykovskaya)	159 (08.6.)	159 (08.6.)	4.9	4.5	150 (1990)	170 (1987)
Yana	153 (02.6.)	152 (01.6.)	6.2	5.6	139 (1990)	166 (1987)
Indigirka	151 (31.5.)	152 (01.6.)	5.2	4.8	143 (1990)	159 (1987)
Kolyma	149 (29.5.)	149 (29.5.)	5.3	5.1	141 (1990)	160 (1987)

Die Auswertung von NOAA-AVHRR-Szenen (z.B. Abb. 3.8) hat ergeben, daß die räumliche Ausdehnung der Küstenpolynjen in allen Untersuchungsgebieten eine geringe Variabilität von Jahr zu Jahr aufweist. Die Ausbreitung des Flußwassers auf dem Festeis wird durch Gezeitenrisse im Eis bestimmt. Die Gezeitenrisse trennen das auf dem Boden aufliegende Festeis von dem frei treibenden Festeis (Reimnitz, 1995). Schon nach wenigen Tagen ist das Flußwasser von dem Festeis abgeflossen. Zurück bleiben vom Fluß mitgeführte Sedimente und Flußwassertümpel.

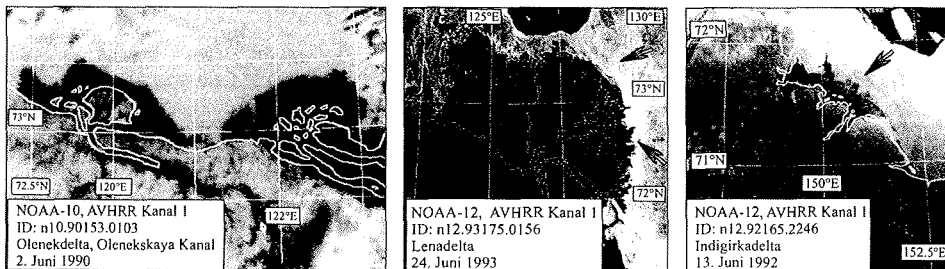


Abbildung 3.8: Georeferenzierte NOAA-AVHRR-Szenen (LAC, Kanal 1, $0.58\mu\text{m}$ bis $0.68\mu\text{m}$) des Olenek- (links), Lena- (Mitte) und Indigirkadeltas (rechts) vom 2. Juni 1990, 24. Juni 1993 bzw. 13. Juni 1992. Die Aufnahmen zeigen die von Flußwasser überfluteten Festeisgebiete und die bereits eisfreien Bereiche in den Ausflußzonen des Olenek, der Lena und des Indigirka (Bildausschnitte: $125\text{km} \times 87.5\text{km}$, $300\text{km} \times 300\text{km}$, $240\text{km} \times 240\text{km}$). Datenquelle: NOAA-SAA.

3.2 Abflußregime sibirischer Flüsse

Der Abfluß vom Festland ist eine der Hauptkomponenten des Wasserhaushaltes des Arktischen Ozeans und der flachen Schelfmeere. In diesem Kapitel werden die Besonderheiten der Abflußregime erläutert. Aufgrund von zeitenabhängigen Wasserstandsschwankungen können die Pegelstationen nicht in unmittelbarer Nähe des Mündungsgebietes liegen (Abb. 2.1). In der Laptewsee werden 11% und in der Ostsibirischen See 30% der Einzugsgebietsfläche nicht durch Pegelmessungen erfaßt (Lammers et al., 2001). Dadurch wird der Abfluß um bis zu 20% unterschätzt. Nach Schätzungen von Plitkin (1979) ist der an Pegeln erfaßte Abfluß in der Laptewsee um ca. 140km^3 und in der Ostsibirischen See um ca. 50km^3 zu erhöhen. Gestützt durch die Abflußdaten des GRDC, beträgt der gesamte jährliche Süßwassereintrag aus allen Einzugsgebieten mit und ohne Abflußmessung im Zeitraum von 1979 bis 1994 schätzungsweise 1065km^3 (0.034Sv). Die Abflußmenge entspricht etwa einem Drittel des gesamten Süßwassereintrages in den Arktischen Ozean. 80% des kontinentalen Flußwassereintrages auf die sibirischen Schelfe findet von Juni bis August statt.

3.2.1 Saisonale Variabilität des Abflusses

Die in die Laptewsee und die Ostsibirische See entwässernden sibirischen Tieflandsflüsse weisen ein nival geprägtes Abflußregime auf. Die Wintermonate sind durch sehr niedrige Abflußwerte gekennzeichnet. Durch den Temperaturanstieg und die Schneeschmelze im Frühjahr, zum Teil von Starkregen begleitet, entstehen Ende Mai bzw. Anfang Juni enorme Schmelzhochwasser. Jahresgänge der mittleren täglichen Abflüsse sind in Abbildung 3.9 dargestellt. Zugunsten einer übersichtlicheren Darstellung sind die Ordinaten unterschiedlich skaliert. Zum Vergleich ist die Abflußganglinie der Lena in allen Abbildungen eingetragen.

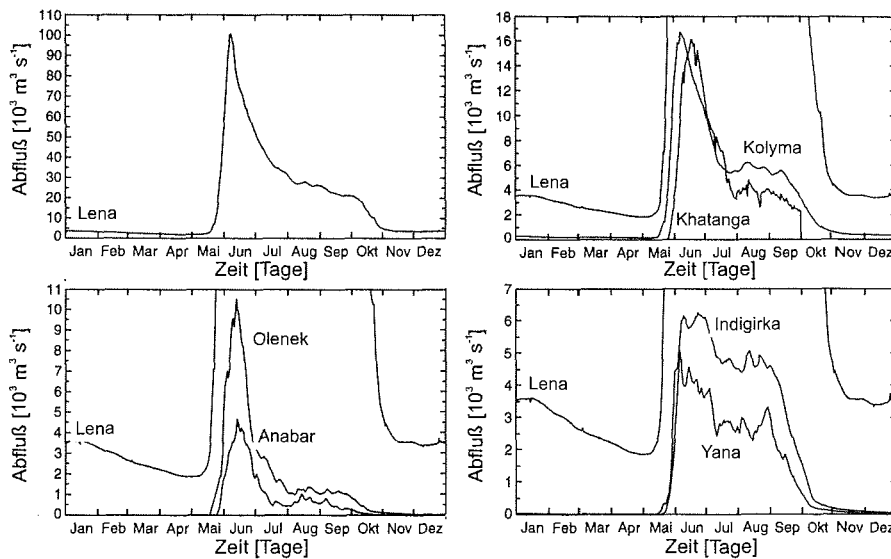


Abbildung 3.9: Jahresgänge des mittleren täglichen Abflusses [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] an verschiedenen Pegeln Mittel- und Ostsibiriens, Bezugsperiode 1979 bis 1994. Oben links: Lena (Kyusyr), oben rechts: Khatanga (Khatanga), Kolyma (Kolymaskaya), unten links: Olenek (Pegel 7.5 km stromabwärts der Mündung des Pur), Anabar (Saskylakh), unten rechts: Yana (Ubileynaya), Indigirka (Vorontsovo). Zum Vergleich ist die Abflußganglinie der Lena in allen Darstellungen abgebildet. Datenquelle: GRDC, SHI.

Nach dem Einsetzen der Schneeschmelze in den sibirischen Bergländern (Anfang bis Mitte Mai) erreichen die Hochwasserwellen Mitte Mai bis Ende Juni die Unterläufe der Flüsse. Das Maximum der Frühjahrshochwasserwelle wird im langjährigen Mittel zwischen dem Kalendertag 150 (30. Mai) und 163 (12. Juni) erreicht. Deutlich sind an allen Flüssen die raschen Anstiege der Abflußganglinie und die primären Maxima der Hochwasserwelle zu erkennen. Der Juni ist an allen sibirischen Flüssen der abflußreichste Monat. Die zweite Hochwasserphase von Juli bis September wird durch hohe sommerliche Niederschlagsmengen verursacht. Vor allem die Einzugsgebiete der Yana und der Indigirka weisen dieses nival-pluviale Abflußregime auf. Durch das Erreichen negativer Temperaturwerte im Herbst laufen die Abflußganglinien aller nordsibirischen Flüsse relativ gleichmäßig aus.

Von allen ostsibirischen Flüssen entwässert einzig die Lena das ganze Jahr über in die Laptewsee. Zudem weist die Lena die höchsten Abflußwerte auf. Maximale Tagesmittel des Abflusses erreichen bis zu $215 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1989). Die Abflußwerte der anderen Flüsse sind aufgrund der kleineren Einzugsgebietsfläche geringer. In den Wintermonaten frieren diese Flüsse meist bis zum Boden durch. Von allen untersuchten sibirischen Flüssen weist der Anabar die niedrigsten Abflußmittelwerte auf. Abflußspitzen in den Sommermonaten ereignen sich an allen sibirischen Flüssen mit unterschiedlicher Häufigkeit.

Tabelle 3.2 beinhaltet charakteristische Kennzahlen über die Zeitpunkte des Einsetzens der Hochwasserwelle und des Erreichens der primären Abflußspitze. Das Einsetzen des Schmelzhochwassers wird durch die Verwendung von Schwellenwerten bestimmt, die je nach Einzugsgebiet variieren.

Die Gegenüberstellung der deskriptiven Kennwerte zeigt, daß die Hochwasserwellen die Mündungsgebiete im Mittel zu verschiedenen Zeitpunkten erreichen. Das Frühjahrshochwasser setzt in den ostsibirischen Flußeinzugsgebieten Indigirka und Kolyma im langjährigen Mittel bereits am 22. Mai ein (Kalendertag 142). Das sind ca. 6 bis 11 Tage vor dem Beginn des Hochwassers der in die Laptewsee mündenden Flüsse. Im Bereich der westlichen Laptewsee treten die Hochwasserwellen von Khatanga und Anabar im langjährigen Mittel erst Anfang Juni auf. Die Standardabweichungen für das Erreichen der Hochwasserwelle schwanken geringfügig zwischen 4 und 6 Tagen. Das Erreichen des Abflußmaximums kann zwischen 5 und 9 Tagen vom jeweiligen Mittelwert abweichen.

Tabelle 3.2: Charakteristische Lage- und Streuungsmaße der Schmelzhochwasser an verschiedenen Pegeln im Zeitraum 1979 bis 1994. Dargestellt sind arithmetische Mittelwerte (\bar{x}), Extremwerte (x_{max} , x_{min}) und Standardabweichungen (s) der Zeitpunkte (Kalendertag) des Einsetzens der Hochwasserwelle und des Erreichens des Abflußmaximums während der Schneeschmelze: Khatanga (Khatanga), Anabar (Saskylakh), Olenek (Sukhana), Lena (Kyusyur), Yana (Ubileyayaya), Indigirka (Vorontsovo), Kolyma (Kolymaskaya). Datenquelle: GRDC.

Fluß	Einsetzen der Hochwasserwelle				Erreichen des Abflußmaximums			
	\bar{x}	x_{max}	x_{min}	s	\bar{x}	x_{max}	x_{min}	s
Khatanga ^a	153 ^c	163	146	4.8	169	189	160	8.9
Anabar ^b	153 ^d	163	145	5.4	163	173	151	6.3
Olenek	145 ^e	158	133	6.2	156	168	148	5.6
Lena	148 ^f	159	140	5.2	158	169	148	5.7
Yana	146 ^g	158	128	6.6	154	165	141	5.6
Indigirka	142 ^h	150	138	4.1	159	168	151	4.4
Kolyma	144 ⁱ	154	134	5.1	158	178	148	8.1

Bezugszeitraum: ^a1982–1991, ^b1980–1994
Schwellenwerte in m^3s^{-1} : ^c1000, ^d10, ^e50, ^f10000, ^g10, ^h20, ⁱ500

3.2.2 Interannuale Variabilität des Abflusses

Ebenso groß wie die saisonale Variabilität sind die interannualen Schwankungen des Abflusses. Die zwischenjährliche Variabilität wird durch die Darstellung der mittleren täglichen Abflüsse in den Isolethendiagrammen ersichtlich (Abb. 3.10). Hier werden auch die durch die plötzlich einsetzende Schneeschmelze verursachten raschen Anstiege der Abflüsse deutlich. An allen mittel- und ostsibirischen Flüssen sind in den Zeitreihen der Tagesabflüsse zyklische Variationen im Einsetzen der Hochwasserwelle zu erkennen. Launiainen et al. (2001) vermuten einen starken Zusammenhang zwischen der Variabilität der *North Atlantic Oscillation* (NAO) bzw. der *Arctic Oscillation* (AO) und der Variabilität der Jahresabflußwerte nordsibirischer Flüsse.

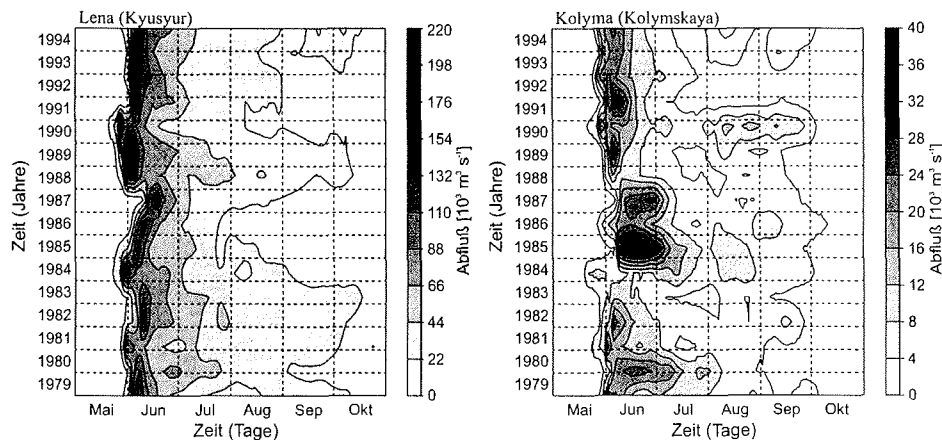


Abbildung 3.10: Isoplethendiagramme des mittleren täglichen Abflusses [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] im Zeitraum 1979 bis 1994. Dargestellt sind die Originalreihen von Lena am Pegel Kyusyur (links) und Kolyma am Pegel Kolymkaya (rechts). Datenquelle: GRDC.

Im zeitlichen Auftreten der Hochwasserwellen sind an allen Flüssen im Untersuchungsgebiet (vgl. Anhang B.1) nur geringe Abweichungen zu erkennen. Ein extrem spätes Einsetzen der Hochwasserwelle findet 1987 statt. Dagegen erreicht 1990 die durch die Schneeschmelze bedingte Hochwasserwelle die Oberläufe der Flüsse zu einem sehr frühen Zeitpunkt.

In Abbildung 3.11 sind die Zeitreihen der auf den Mittelungszeitraum (1979 bis 1994) bezogenen Anomalien der Monatsmittel der mittleren täglichen Abflüsse, der lineare Trend und das jeweilige 95%-Prognoseintervall zusammengefaßt.

Die Abflußzeitreihen der untersuchten Flüsse, ausgenommen Indigirka, weisen einen positiven Trend auf. Die Zunahme der Monatsmittel der mittleren täglichen Abflüsse ist nicht für alle Flüsse statistisch signifikant. Der Mann-Kendall-Trendtestwert beträgt für die Abflußwerte von Anabar am Pegel Saskylakh 2.19 (Signifikanz = 97.18%), Olenek am Pegel 7.5 km stromabwärts der Mündung des Pur 2.86 (Signifikanz = 99.58%), Yana am Pegel Ubileynaya 2.98 (Signifikanz = 99.71%) und Kolyma am Pegel Kolymkaya 2.31 (Signifikanz = 97.93%). Die Trends der Abflußwerte von Lena am Pegel Kyusysur und von Indigirka am Pegel Vorontsovo sind statistisch nicht signifikant.

Die Abweichungen der Monatsmittel der mittleren täglichen Abflüsse zeigen in den einzelnen Monaten unterschiedlich starke Trends. Die Monate Mai und Juni sind an den meisten ostsibirischen Flüssen durch einen positiven Trend gekennzeichnet, d. h. einer Zunahme des Abflusses im Frühsommer (vgl. Kapitel 7). Im September nehmen die Abflüsse an allen Flüssen im Zeitraum von 1979 bis 1994 ab.

3.2 Abflußregime sibirischer Flüsse

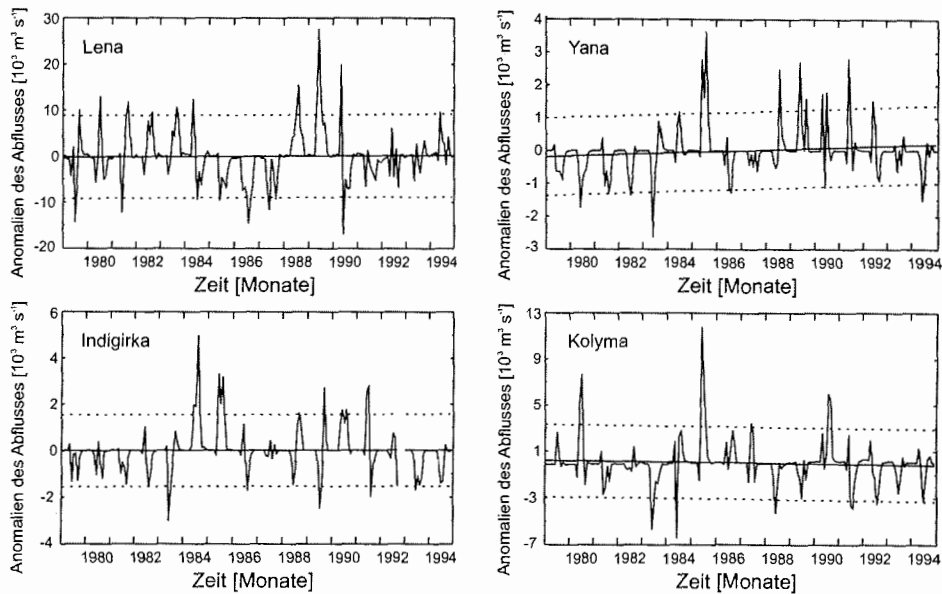


Abbildung 3.11: Zeitreihen der Anomalien des Abflusses [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$] von Lena am Pegel Kyusysur (oben links), Yana am Pegel Ubileynaya (oben rechts), Indigirka am Pegel Vorontsovo (unten links) und Kolyma am Pegel Kolymaskaya (unten rechts) im Zeitraum 1979 bis 1994. Dargestellt sind die auf den Mittelungszeitraum (1979 bis 1994) bezogenen Abweichungen der Monatsmittel von den mittleren monatlichen Abflüssen, der lineare Trend und das 95 %-Prognoseintervall. Mann-Kendall-Trendtestwert (M/K): Lena (M/K = 1.13), Yana (M/K = 2.98), Indigirka (M/K = 0.78), Kolyma (M/K = 2.31). Datenquelle: GRDC.

Der anthropogene Einfluß (Begradigungen, Stauseen, Wasserentnahme) auf die hydrologischen Verhältnisse ist aufgrund der geringen Bevölkerungsdichte an den ostsibirischen Flüssen nach Dynesius und Nilsson (1994) an der Lena als moderat und an den anderen Flüssen als gering einzuschätzen.

3.2.3 Abflußsummen

Für den Festeisaufbruch vor den Mündungsgebieten ist nicht allein der Zeitpunkt des Eintreffens der Hochwasserwelle oder die Höhe des einzelnen Abflußmaximums von Bedeutung. Vielmehr bestimmt im Zeitraum von Mai bis Juli die Abflußmenge mit ihren Eigenschaften, wie beispielsweise Wassertemperatur und Strömungsgeschwindigkeit, die Ausdehnung der Süßwasserfahne auf dem Schelf und damit den Rückgang der Festeisdecke.

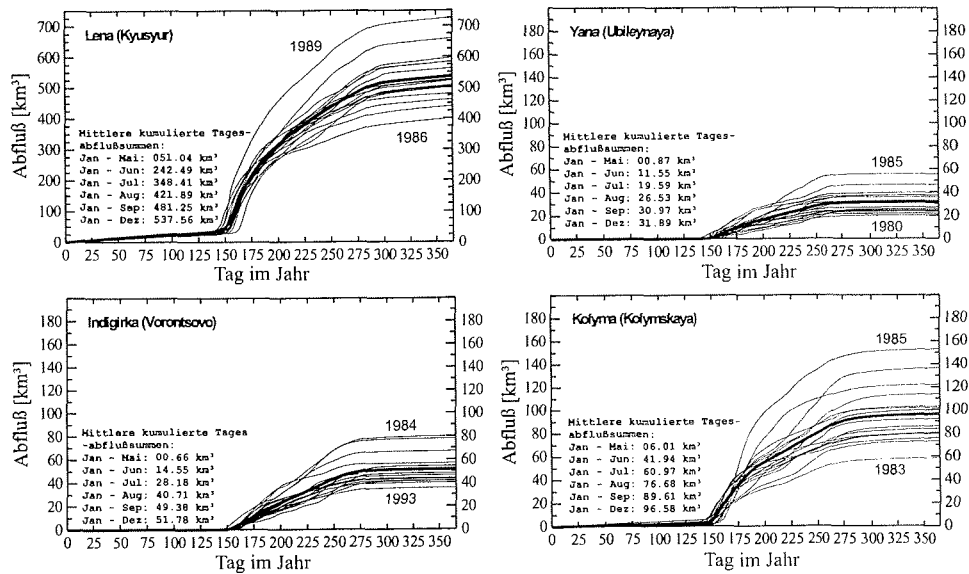


Abbildung 3.12: Kumulierte Tagesabflußsummen [km³] einzelner Jahre von Lena (oben links), Yana (oben rechts), Indigirka (unten links) und Kolyma (unten rechts) im Zeitraum 1979 bis 1994. Die fettgedruckte Linie stellt die Zeitreihe der mittleren kumulierten Tagesabflußsumme dar. Maximale und minimale Abflußsummen sind durch die Jahreszahl gekennzeichnet. Datenquelle: GRDC.

Beispielhaft sind in Abbildung 3.12 die Zeitreihen der kumulierten Tagesabflußsummen für verschiedene sibirische Flüsse im Zeitraum von 1979 bis 1994 dargestellt. Auffallend ist der starke Anstieg der Abflußsummen an Lena und Kolyma. Dagegen verlaufen an Yana und Indigirka die Anstiege der kumulierten Tagesabflußsummen, bedingt durch die geringe winterliche Schneedecke und gebietspezifische Faktoren, flacher. Ungefähr 80% des Jahresabflusses erfolgt in den Monaten Juni bis August. Die Lena entwässert bis August ca. 422 km³ Flußwasser in die Laptewsee. An Indigirka und Kolyma erreichen die mittleren kumulierten Abflußsummen etwa 41 km³ bzw. 77 km³.

Die Abflußsummen in den einzelnen Monaten von Mai bis September und ihre Standardabweichungen sind in Tabelle 3.3 zusammengefaßt. Die hohen Standardabweichungen im Mai sind auf den variierenden Zeitpunkt des Einsetzens der Hochwasserwelle zurückzuführen. In der Laptewsee dominiert in allen Monaten der Flußwassereintrag der Lena. Zum Teil liegen die Abflußsummen der Lena mehr als 90% über den Abflüssen der übrigen Flüsse. In der Ostsibirischen See überwiegt der Flußwassereintrag von Indigirka und Kolyma im Vergleich zu den anderen Flüssen. Dabei sind die Abflußsummen der Kolyma etwa doppelt so hoch wie die der Indigirka.

3.2 Abflußregime sibirischer Flüsse

Tabelle 3.3: Mittelwerte (\bar{x}) und Standardabweichungen (s) der Summen des Abflusses für die Monate (Mai – September) an verschiedenen Pegeln im Zeitraum 1979 bis 1994, abgeleitet aus mittleren täglichen Abflüssen: Khatanga (Khatanga), Anabar (Saskylakh), Olenek (7.5 km stromabwärts der Mündung des Pur), Olenek (Sukhana), Lena (Stolb), Lena (Kyusyur), Yana (Uibileynaya), Indigirka (Vorontsovo), Kolyma (Kolymaskaya). Datenquelle: GRDC, SHI.

Fluß	Mai		Juni		Juli		August		September	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Khatanga	0.45	0.97	32.58	7.71	28.55	29.11	10.71	5.26	8.12	3.47
Anabar	0.21	0.42	8.29	1.91	2.37	1.58	1.82	1.62	1.20	0.76
Olenek ^a	1.16	3.57	19.05	3.28	5.90	3.51	3.15	1.93	2.85	1.43
Olenek ^b	1.42	2.05	12.03	2.47	3.65	2.05	2.37	1.61	2.25	1.28
Lena ^c	14.64	14.61	163.33	31.45	101.85	19.71	69.75	18.49	56.00	17.96
Lena ^d	19.67	18.69	195.49	29.68	105.27	21.01	73.43	19.34	58.99	20.44
Yana	0.86	1.43	11.22	4.41	8.01	2.69	7.37	3.87	4.30	2.01
Indigirka	0.49	0.79	14.52	4.65	13.49	3.88	12.54	5.18	8.33	3.55
Kolyma	3.98	3.23	36.91	11.55	18.49	9.56	15.67	6.66	12.71	5.33

^a7.5 km stromabwärts der Mündung des Pur, ^bSukhana, ^cStolb, ^dKyusyur

Tabelle 3.4 beinhaltet die saisonale Verteilung [%] der mittleren Monatssummen (1979 bis 1994) des Abflusses, abgeleitet aus den mittleren täglichen Abflüssen an verschiedenen Pegeln im Untersuchungsgebiet. In den Wintermonaten entwässern nur die Lena und die Kolyma in die Laptewsee bzw. Ostsibirische See. An den anderen Flüssen beträgt der Anteil am Jahresabfluß nur wenige Prozent.

Tabelle 3.4: Saisonale Verteilung der mittleren Monatssummen des Abflusses [%] an verschiedenen Pegeln im Zeitraum 1979 bis 1994, abgeleitet aus mittleren täglichen Abflüssen. In Klammern ist der auf die Monate bezogene Anteil am Jahresabfluß dargestellt: Khatanga (Khatanga), Anabar (Saskylakh), Olenek (^a7.5 km stromabwärts der Mündung des Pur), Olenek (^bSukhana), Lena (^cStolb) Lena (^dKyusyur), Yana (Uibileynaya), Indigirka (Vorontsovo), Kolyma (Kolymaskaya). Die mittleren Jahressummen wurden für den Zeitraum 1979 bis 1994 aus den mittleren täglichen Abflüssen, für den langjährigen Mittelwert aus den mittleren monatlichen Abflüssen abgeleitet. Datenquelle: GRDC, SHI.

Fluß	Anteil am Jahresabfluß [%]				Mittlere Jahressumme	
	Winter XI–V	Frühjahr VI	Sommer VII–VIII	Herbst IX–X	1979 bis 1994 [10 ⁹ m ³]	langjährig [10 ⁹ m ³]
Khatanga ^e	0.56 (0.08)	40.52 (40.52)	48.82 (24.41)	10.10 (5.05)	80.41	69.24
Anabar ^f	1.68 (0.24)	58.57 (58.57)	29.63 (14.82)	10.12 (5.06)	14.16	13.73
Olenek ^{a,g}	4.85 (0.69)	56.75 (56.75)	26.96 (13.48)	11.44 (5.72)	33.57	32.58
Olenek ^b	7.22 (1.03)	53.22 (53.22)	26.60 (13.30)	12.96 (6.48)	22.61	21.61
Lena ^c	11.71 (1.67)	33.82 (33.82)	35.53 (17.77)	18.94 (9.47)	482.97	477.95
Lena ^d	12.54 (1.79)	36.39 (36.39)	33.26 (16.63)	17.81 (8.91)	537.22	523.15
Yana	3.24 (0.46)	34.40 (34.40)	47.13 (23.57)	15.23 (7.62)	32.63	32.65
Indigirka	2.22 (0.32)	28.20 (28.20)	50.54 (25.27)	19.05 (9.53)	51.51	50.30
Kolyma	8.57 (1.22)	38.22 (38.22)	35.37 (17.69)	17.84 (8.92)	96.57	—

Bezugszeitraum: ^e1982–1991, ^f1980–1994, ^g1979–1992

Die in die westliche Laptewsee entwässernden Flüsse haben mit Ausnahme der Khatanga mit über 50% den größten Anteil am Jahresabfluß im Juni. An den weiter ostwärts gelegenen Flüssen Lena, Yana, Indigirka und Kolyma werden auch in den Sommermonaten (Juli bis August) hohe Abflußsummen gemessen. Der Jahresabfluß der in die Laptewsee entwässernden Flüsse beträgt im langjährigen Mittel ca. 700 km^3 (0.022 Sv). Davon entfallen etwa 75% auf die Lena. In der Ostsibirischen See beträgt die Jahressumme des Flußwassereintrages rund 150 km^3 . Zur Ergänzung sei darauf verwiesen, daß die meteorologischen Jahreszeiten in arktischen Gebieten (s. Tabelle 3.4) durch eine unterschiedliche Anzahl von Monaten geprägt sind. Zur Verdeutlichung sind in den Klammern die auf die Monate bezogenen Anteile des Abflusses am Jahresabfluß zusammengestellt.

4 Festeismodell

In diesem Kapitel werden zunächst die Struktur des eindimensionalen Festeismodells und alle für das Schmelzen des Festeises relevanten thermodynamischen Prozesse erläutert (Kapitel 4.1). In Kapitel 4.2 werden neben den atmosphärischen Antriebsgrößen, abgeleitet aus den Reanalysen des ECMWF und der NCEP/NCAR, alle im Festeismodell verwendeten Parametrisierungen zur Berechnung der Energiebilanzkomponenten vorgestellt. Es werden mehrere Parametrisierungsansätze für einzelne Terme der Energiebilanzgleichung sowie Antriebsdatensätze der NCEP/NCAR- und ECMWF-Reanalysen miteinander verglichen und deren Auswirkungen auf die Modellergebnisse untersucht (Kapitel 4.3). Anhand dieser Sensitivitätsstudien können die optimalen Parametrisierungen gewählt werden, um eine möglichst realistische Simulation der zeitlichen Verläufe der Festeisdicken in den ostsibirischen Randmeeren zu erreichen.

4.1 Struktur des thermodynamischen Modells

Das in dieser Arbeit verwendete eindimensionale thermodynamische Festeismodell ist eine Variante des Meereismodells von Searcy et al. (1996) und basiert auf Ansätzen der in Maykut (1978) und Maykut und Perovich (1987) formulierten Energiebilanz an der Grenzfläche Atmosphäre-Ozean. Es wurde ursprünglich von Dean et al. (1993) für eine Studie am Festeis in der Nähe des Mackenziedeltas konzipiert und mit Hilfe von fernerkundlichen Beobachtungsdaten, hydrometeorologischen Daten sowie Beobachtungen während einer Feldkampagne im Frühsommer 1991 von den Autoren getestet.

Das Energiebilanzmodell wurde für diese Arbeit hinsichtlich der Parametrisierungen und Eingangsgrößen modifiziert. Es berechnet die Schmelzraten an der Ober- und Unterseite des Festeises in der Nähe von Flußmündungsgebieten. Gefrierprozesse werden dagegen nicht mit einbezogen. Als Ausgangsgleichung zur Berechnung der Schmelzrate an der Oberseite dient die Energiebilanzgleichung für eine mit Flußwasser überflutete bzw. nichtüberflutete Festeisoberfläche. Die Bestimmung der Oberflächentemperatur T_0 erfolgt aufgrund der Nichtlinearität der Energiebilanzgleichung mit Hilfe eines iterativen Lösungsverfahrens. An der Festeisunterseite werden die Schmelzraten aus dem Wärmeintrag durch das Flußwasser und den Ozean berechnet. Dynamische Prozesse wie Windanschub und ozeanische Strömungen, welche die Bewegung und Verformung (z.B. Divergenzen, Preßeisrückenbildung) des Meereises beeinflussen, werden für das Festeismodell nicht berücksichtigt. Das Festeis wird als sedimentfrei angenommen. In der Realität trifft dies nur zum Teil zu, da beim Gefriervorgang auf den flachen Schelfen die in einer unterkühlten Wassersäule gebildeten Eiskristalle („frazil ice“) auf dem Weg zur Oberfläche

Sedimentpartikel mitnehmen und sich an der Oberfläche zu einer mit Sedimenten angereicherten Eismatrix anreichern („suspension freezing“). Der Wärmeleitungsstrom durch das Festeis verbindet, bei vorgegebener Oberflächen- und Schelfwassertemperatur, die beiden Energiebilanzgleichungen an der Ober- und Unterseite des Eises.

Neben den Modelldaten aus den Reanalyseprojekten des ECMWF und der NCEP/NCAR bilden Abflußdaten verschiedener sibirischer Flüsse sowie Meßgrößen aus dem synoptischen Meldernetz die Grundlage für die Strahlungsparametrisierungen und die Berechnung der turbulenten Wärmeströme sowie des Wärmeeintrages durch das Flußwasser. Abweichend vom ursprünglichen Modell wird in dem hier weiterentwickelten Festeismodell eine Schneedecke und damit auch der veränderte Wärmestrom durch das Festeis und den Schnee sowie der Wärmeeintrag durch das kontinentale Süßwasser berücksichtigt. Die Parametrisierungen der Strahlungsströme, die Anfangswerte der Festeisdicke und Schneehöhe, die Berechnung der Albedo von Eis und Schnee sowie die Berücksichtigung der Luftfeuchtigkeit sind verbessert. Als Eingangswerte werden keine klimatologischen Jahresgänge, sondern Tagesmittel der Jahre 1979 bis 1994 verwendet.

Folgende Parametrisierungen und Eingangsgrößen werden in diesem Festeismodell zusätzlich verwendet:

- Solare Strahlung (Globalstrahlung) nach Zillman (1972), Bennett (1982) und Shine (1984), ergänzt durch Wolkenkorrekturfaktoren nach Laevastu (1960) und Bennett (1982),
- Jahreszeitliche Variation der solaren Strahlung infolge des wechselnden Abstandes zwischen Erde und Sonne sowie Deklination der Sonne nach VDI 3789 (1994),
- Partialdruck des Wasserdampfes über Eis und Wasser nach Sonntag (1994),
- Oberflächen- und eisdickenabhängige Berechnung der Albedo nach Shine und Henderson-Sellers (1985), Flato und Brown (1996) und Perovich et al. (1998),
- Emissionsvermögen der Atmosphäre nach König-Langlo und Augstein (1994),
- Wärmeleitungsstrom durch Festeis und Schnee nach Semtner (1976),
- Wärmeeintrag durch Flußwasser nach Dean et al. (1993),
- Ozeanischer Wärmestrom, abgeleitet aus dem gekoppelten Meereis-Ozean-Modell NAOSIM (*North Atlantic/Arctic Ocean Sea Ice Model*) der Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung,
- Atmosphärische Reanalysedaten des ECMWF- und der NCEP/NCAR,
- Anfangswerte der Festeisdicke nach Zubov (1963) und
- Anfangswerte der Schneehöhe aus dem NCEP/DOE-AMIP-II-Reanalyseprojekt.

Den Hintergrund für die Modellierung des fröhsommerlichen Festeises liefern die physikalischen Eigenschaften von Meereis sowie die charakteristischen atmosphärischen und ozeanischen Bedingungen, die in den Küstenregionen der Laptewsee und der Ostsibirischen See vorherrschen. Je nach geographischer Lage des Festeisgebietes ergeben sich durch den zeitlich variierenden Eintrag der Strahlungs- und Wärmeströme aus der Atmosphäre, dem ozeanischen Wärmestrom und dem Wärmeeintrag durch das Flußwasser unterschiedlich starke Schmelzprozesse an der Unter- und Oberseite des Eises. Für die Simulation der Festeisdicke während der Ablationsphase lassen sich drei Fälle schematisch unterscheiden (s. Abb. 4.1):

- Schmelzen von überflutetem Festeis in der Nähe der Flußmündungsgebiete – hauptsächlich verursacht durch die starke Absorption kurzweilliger Strahlung an der oberen, mit Flußwasser bedeckten Eisfläche und den Wärmegewinn an der Eisober- und -unterseite aufgrund des Flußwassereintrages (Fall I),
- Schmelzen von schneebedecktem bzw. blankem Festeis in unmittelbarer Nähe zum überfluteten Festeis – verursacht durch den atmosphärischen Wärmegewinn und nur zu einem geringeren Umfang durch die Ablation an der Eisunterseite aufgrund des Flußwassereintrages,
- Schmelzen von schneebedecktem bzw. blankem Festeis ohne Einwirkung des Flußwassers – verursacht durch den atmosphärischen Wärmegewinn oder zusätzlich durch den ozeanischen Wärmestrom an der Festeiskante in der Nähe der Polynen (Fall III).

4.1.1 Energiebilanz und Eiswachstum

Die Formulierung der thermodynamischen Prozesse durch die Energiebilanz geht auf Ansätze aus den 70er Jahren zurück (Maykut und Untersteiner, 1971; Semtner, 1976; Parkinson und Washington, 1979) und gilt heute als Standard bei der Beschreibung der Thermodynamik in Meereismodellen. Der Energiebilanzansatz beschreibt das thermodynamische Wachstum als Bilanz der Strahlungs- und Wärmeströme in bzw. aus dem Eis. Das Gefrieren wird als positives Wachstum, Schmelzen als negatives Wachstum bezeichnet. In die Terme zur Berechnung der Energiebilanz gehen verschiedene atmosphärische, ozeanische und hydrologische Antriebsgrößen ein. Die einzelnen Terme werden überwiegend durch Parametrisierungen bestimmt, die einen gewissen Unsicherheitsbereich aufweisen und somit Fehler in der Simulation der Eisdicke bewirken können.

Der Nettoenergieeintrag pro Zeit und Fläche (Q_n) in die ozeanische Deckschicht und deren Meereisschicht setzt sich aus einem atmosphärischen Anteil Q_a , einem ozeanischen Anteil Q_o und einem Anteil Q_r , der durch den Flußwassereintrag gegeben ist, zusammen:

$$Q_n = Q_a + Q_o + Q_r. \quad (4.1)$$

Jedes Glied in dieser Bilanz entspricht einer Energiestromdichte in Wm^{-2} . Diese werden im weiteren wieder als Ströme bezeichnet. Durch Gefrieren und Schmelzen wird soviel latente Wärme pro Zeit freigesetzt bzw. gebunden Q_m , daß die Energiebilanz der Deckschicht einschließlich des darin befindlichen Meereises gerade ausgeglichen ist (Parkinson und Washington, 1979). Es gilt:

$$Q_a + Q_o + Q_r + Q_m = 0 \quad (4.2)$$

mit

$$Q_m = \rho_{fi,s} L_f \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (4.3)$$

Dabei wird die zeitliche Änderung der Eisdicke durch $\partial h/\partial t$ beschrieben, ρ_{fi} ist die Dichte von Festeis, ρ_s die Dichte von Schnee und L_f die spezifische Umwandlungswärme (Schmelzwärme) von Festeis bzw. Schnee.

Der atmosphärische Anteil des Wärmeeintrages ist durch die Gesamtstrahlungsbilanz, d.h. die Summe aller positiven und negativen kurz- und langwelligen Strahlungsströme, und die Ströme des turbulenten Wärmetransportes gegeben. Der Einfluß von Wolken auf die Strahlungsprozesse wird berücksichtigt.

Die atmosphärischen Terme der Energiebilanz (Gleichung 4.4) sind die einfallende und reflektierte Globalstrahlung ($R_{s,\downarrow}$, $R_{s,\uparrow}$), die abwärts gerichtete Wärmestrahlung der Atmosphäre (Gegenstrahlung) $R_{l,\downarrow}$ und die Wärmestrahlung der Festeisoberfläche (thermische Ausstrahlung) $R_{l,\uparrow}$ sowie der fühlbare (Q_h) und latente (Q_e) Wärmestrom in der Atmosphäre:

$$Q_a = R_{s,\downarrow} + R_{s,\uparrow} + R_{l,\downarrow} + R_{l,\uparrow} + Q_h + Q_e. \quad (4.4)$$

Die Ströme der langwelligen Ausstrahlung und die turbulenten atmosphärischen Wärmetransporte sind abhängig von der Oberflächentemperatur des Festeises.

Nach Semtner (1976) wird die Energiebilanz zur genaueren Behandlung der an der Unter- und Oberseite des Festeises auftretenden Energieströme in zwei Bilanzen aufgeteilt. Für die obere (Index $_{sfc}$), atmosphärische Grenzfläche des Festeises gilt

$$Q_a + Q_c + Q_r + \rho_{fi,s} L_f \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_{sfc} = 0, \quad (4.5)$$

für die untere (Index $_{btm}$), ozeanische Grenzfläche des Festeises ergibt sich

$$Q_o + Q_r - Q_c + \rho_{fi} L_f \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_{btm} = 0, \quad (4.6)$$

wobei Q_o der turbulente fühlbare ozeanische Wärmestrom, Q_r der turbulente fühlbare Wärmestrom des Flußwassers und Q_c der Wärmeleitungsstrom an der oberen bzw. unteren Seite des Festeises ist. Eine Änderung der Eisdicke um 1 cm entspricht einem Nettoenergiestrom von $Q_n \approx 35 \text{ W m}^{-2}$.

Die Temperatur an der Unterseite des Festeises T_b wird durch den Gefrierpunkt von Meerwasser ($T_{f,w}$) beschrieben. In vielen Meereismodellen wird die Gefrierpunkttemperatur von Meerwasser, die durch die im Schelfwasser gelösten Salze erniedrigt ist, bei Auftreten einer Eisdecke konstant gehalten (meist $T_{f,w} = 271.29 \text{ K}$ (-1.86°C)). In diesem Ansatz wird die zeitliche Veränderung des Salzgehaltes und damit die Änderung der Gefrierpunkttemperatur des ozeanischen Schelfwassers durch Mischung mit dem eingetragenen Flußwasser berücksichtigt.

Basales Schmelzen tritt ein, wenn $Q_o + Q_r - Q_c > 0$ gilt. Der geringe ozeanische Wärmestrom an der Festeisunterseite kann bis zum Einsetzen der Hochwasserwelle Ende Mai bzw. Anfang Juni kein basales Schmelzen verursachen. Erst mit dem Beginn des advektiven Süßwassereintrages unter die Festeisschicht beginnen die Schmelzprozesse an der Festeisunterseite.

Die Temperatur an der Oberseite des Festeises T_0 wird diagnostisch bestimmt. Die Oberflächentemperatur ist durch die Schmelztemperatur des nahezu salzfreien Festeises bzw. der dem Eis auflagernden Schneedecke $T_{f,a} = 273.15 \text{ K}$ nach oben beschränkt. Solange die Bedingung $T_0 \leq T_{f,a}$ erfüllt werden kann, stellt sich T_0 im Modell so ein, daß mit $Q_a + Q_r + Q_c = 0$ die Energiebilanz für die Oberseite des Festeises erfüllt ist. Es findet bis zu diesem Zeitpunkt noch kein Schmelzen statt und der atmosphärische Energieeintrag wird durch Q_c nach unten durch das Eis abgeleitet. Ergibt sich jedoch aus $Q_a + Q_r + Q_c = 0$ eine Oberflächentemperatur $T_0 > T_{f,a}$, so tritt Schmelzen an der Eisoberseite ein und es wird im Modell $T_0 = T_{f,a}$ gesetzt. Der Energieüberschuß $Q_a + Q_r + Q_c > 0$ muß durch die gebundene latente Schmelzwärme $\rho_{fi,s} L_f (dh/dt)_{sfc}$, also Schmelzen des Festeises oder Schnees an der Oberfläche, ausgeglichen werden.

Die gesamte thermodynamisch bedingte Eisdickenänderung S_h wird durch

$$S_h = \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_{sfc} + \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_{btm} \quad (4.7)$$

beschrieben.

4.1.2 Festeis mit Schneeauflage

Meereis ist in den Wintermonaten fast immer mit Schnee bedeckt. In den ostsibirischen Randmeeren schmilzt die Schneeschicht im Sommer in den meisten Regionen vollständig. Eine auf dem Meereis auflagernde Schneedecke hat eine wichtige klimarelevante Eigenschaft. Die Schneeoberfläche weist eine höhere Albedo als blankes Meereis auf (s. Kapitel 4.2.3). Durch die starke Reflexion der solaren Strahlung verringert Schnee die Absorption der kurzwelligeren Einstrahlung an der Oberfläche des Eises erheblich. Die Transmission dieser Strahlung durch die Schneedecke in das Festeis ist vernachlässigbar klein. Die Wärmeleitfähigkeit von Schnee ist um einen Faktor sieben kleiner als die des Meereises. Dadurch wird der Wärmestrom vom Ozean durch das Meereis und die Schneedecke zur Atmosphäre deutlich reduziert. Aufgrund der wärmeisolierenden Wirkung reduziert bereits eine dünne Schneeschicht den Wärmeleitungsstrom und verlangsamt somit an der Oberseite die Schmelz- und Gefrierate des Eises.

Die Umwandlung von Schnee in meteorisches Eis durch eine negative Freibordhöhe (Flutungseffekt) spielt in der Arktis nur eine untergeordnete Rolle. Insbesondere in den Festeisgebieten der sibirischen Schelfmeere liegt die Meereis-Schnee-Grenzfläche selten unterhalb der Wasserlinie, da das Eis in diesen Regionen relativ dick und die Schneeauflage verhältnismäßig gering ist.

4.1.3 Wärmeleitungsstrom

Die Berechnung des Wärmeleitungsstromes wird in Anlehnung an das Nullschichtenmodell von Semtner (1976) formuliert. In diesem vereinfachten Ansatz werden homogene thermische Eigenschaften und lineare vertikale Temperaturprofile innerhalb des Festeises sowie innerhalb der eventuell vorhandenen Schneeauflage angenommen. Horizontale Wärmeleitung wird vernachlässigt. Die Annahme eines linearen Temperaturprofils zur Berechnung des Wärmeleitungsstromes ist für das küstennahe Festeis näherungsweise gerechtfertigt, da die Eingangsgrößen für die Parametrisierungen nur als Tageswerte vorliegen und das Festeismodell mit einem Zeitschritt von einem Tag rechnet.

In diesem Modell besitzen das Festeis und der Schnee keine Wärmekapazität, d.h. die Speicherung von Wärme innerhalb des Meereises wird nicht berücksichtigt. Da interne Wärmequellen und -senken vernachlässigt werden und ein lineares Temperaturprofil angenommen wird, ist der Wärmestrom durch das Festeis $Q_{c_{fi}}$ und den Schnee Q_{c_s} eine Funktion der Wärmeleitfähigkeiten λ_{fi} für Festeis und λ_s für Schnee, des Temperaturgradienten zwischen der Ober- und Unterseite des Eises bzw. Schnees ($T_{0_{fi}}, T_{0_s}$) und der Festeisdicke h_{fi} und Schneehöhe h_s :

$$Q_{c_{fi}} = \lambda_{fi} \frac{T_b - T_{0_{fi}}}{h_{fi}} \quad \text{und} \quad Q_{c_s} = \lambda_s \frac{T_b - T_{0_s}}{h_s}. \quad (4.8)$$

Die Wärmeleitfähigkeit des salzarmen Festeises wird als Funktion der Eistemperatur T_{fi} [K] nach einer empirischen Gleichung von Yen et al. (1991) berechnet:

$$\lambda_{fi} = 9.828 \cdot e^{-0.0057 T_{fi}} \quad [\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}]. \quad (4.9)$$

Die Schichtmitteltemperatur des Festeises ergibt sich näherungsweise aus dem arithmetischen Mittelwert der Temperaturen an der oberen und unteren Eisseite.

Die Modifikation des Wärmeleitungsstromes Q_c durch eine Schneeeauflage wird dadurch berücksichtigt, daß anstelle der tatsächlichen Festeisdicke h_{fi} mit einer höheren effektiven thermodynamischen Dicke h^* gerechnet wird, die sich aus der Schneehöhe und dem Verhältnis der Wärmeleitfähigkeiten von Festeis und Schnee ergibt. Dann gilt

$$Q_c = \lambda_{fi} \frac{T_b - T_{0fi,s}}{h^*} \quad (4.10)$$

mit

$$h^* = h_{fi} + h_s \left(\frac{\lambda_{fi}}{\lambda_s} \right). \quad (4.11)$$

4.1.4 Energiebilanzgleichungen der Oberflächen

Entsprechend der schematischen Darstellung der Energieströme in Abbildung 4.1 werden die Energiebilanzen getrennt für die obere und untere Seite des Eises aufgestellt. Die Terme sind positiv, wenn sie zur Umsatzfläche gerichtet sind, dagegen sind sie negativ, wenn sie von der Umsatzfläche weggerichtet sind. Die Parametrisierungen und Berechnungen der einzelnen Terme werden in den Kapiteln 4.2.3 bis 4.2.5 beschrieben.

Grenzfläche Schnee/Festeis/Flußwasser-Atmosphäre

Die Energiebilanzgleichung an der Oberseite des blanken Festeises bzw. des mit Schnee oder Flußwasser bedeckten Festeises ist gegeben durch

$$(1 - \alpha_{fi,s,w})R_{s,\downarrow} + R_{l,\downarrow} + R_{l,\uparrow} + \begin{cases} Q_h + Q_e + Q_r + Q_c & : T_0 \leq T_{f,a} \\ -\rho_{fi,s} L_f (\partial h / \partial t) & : T_0 > T_{f,a} \end{cases} \quad (4.12)$$

Hierbei stehen die Terme α_{fi} , α_s und α_w für die Albedo der auftretenden Oberflächen Festeis, Schnee oder Wasser. Der Anteil der solaren Strahlung, welcher durch die Oberfläche nach dem Schmelzen der Schneedecke in die Festeisschicht dringt, kann in diesem vereinfachten Nullschichtenmodell nicht berechnet werden. Bei Überflutung der Festeisdecke mit dem Flußwasser wird der Wärmeleitungsstrom gleich null gesetzt, unter der Annahme, daß die Temperaturen an der Ober- und Unterseite des Festeises gleich sind.

Aus der Summe der Energieströme F_{sfc} an der Eisoberseite läßt sich die Änderung der Schnee- bzw. Eisdicke pro Tag mit Hilfe der volumetrischen Umwandlungswärme bestimmen

$$\frac{\partial h_{fi,s}}{\partial t} = - \frac{\sum F_{sfc}}{\rho_{fi,s} L_f} \quad (4.13)$$

Grenzfläche Festeis-Ozean

Die Energiebilanzgleichung an der Unterseite des Festeises lautet

$$Q_r + Q_o - Q_c = -\rho_{fi} L_f (\partial h / \partial t) \quad \text{für } Q_r + Q_o - Q_c > 0 \quad (4.14)$$

und entsprechend der Summe der Energieströme F_{btm} an der Eisunterseite ergibt sich die Änderung der Eisdicke aus

$$\frac{\partial h_{fi}}{\partial t} = - \frac{\sum F_{btm}}{\rho_{fi} L_f} \quad (4.15)$$

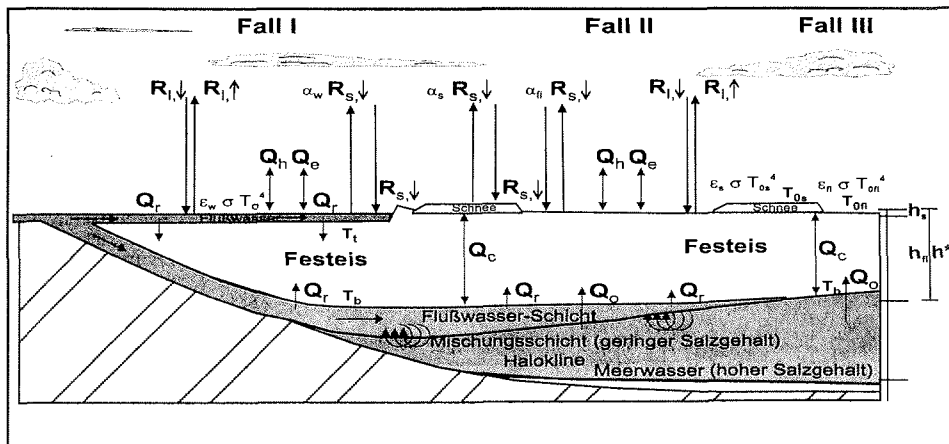


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung der Energieströme und der Struktur des eindimensionalen thermodynamischen Festeismodells. Dargestellt sind charakteristische Zustände des Festeises in der Nähe der Mündungsgebiete der sibirischen Ströme während der Ablationsphase, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht werden: Fall I: von Flußwasser über- und unterflutetes Festeis; Fall II: von Flußwasser ausschließlich unterflutetes Festeis; Fall III: von Flußwasser unberührtes Festeis.

4.1.5 Numerische Lösung der Energiebilanzgleichung

Die Oberflächentemperatur der Schneedecke bzw. des Festeises ist die einzige unbestimmte Größe in der Energiebilanz. Die näherungsweise Nullstellenbestimmung in dem nichtlinearen Gleichungssystem bzw. die Lösung der Energiebilanzgleichung erfolgt mit Hilfe der Laguerre-Methode. Diese Methode ist ein Verfahren 3. Ordnung. Das Iterationsverfahren wird solange fortgesetzt, bis die Änderungen der Oberflächentemperatur und der davon abhängigen Energieströme von einem Iterationsschritt zum anderen vernachlässigbar klein geworden sind. Im Gegensatz zur weit verbreiteten Methode nach Newton-Raphson muß für den ersten Zeitschritt kein Schätzwert für die Oberflächentemperatur vorgegeben werden. In den nachfolgenden Zeitschritten wird die Oberflächentemperatur der jeweils vorangegangenen Berechnung zur Lösung der Energiebilanzgleichung verwendet. Das Verfahren liefert für frei wählbare Zeitschritte (hier $\Delta t = 24 \text{ h}$) die Oberflächentemperatur, alle von der Oberflächentemperatur abhängigen Terme sowie die eisdickenabhängigen Komponenten der Energiebilanz.

4.1.6 Bereitstellung der Anfangswerte und Standortgrößen

Als Anfangswerte müssen dem eindimensionalen Festeismodell Angaben über den Startzeitpunkt der Rechnung (Jahr, Kalendertag), das Zeitintervall, die Schneehöhe auf dem Eis, die Festeisdicke, den Tag der Überflutung des küstennahen Festeises, die geographische Lage des Untersuchungsgebietes sowie weitere Konstanten und Parameter zur Verfügung gestellt werden. Einen Überblick der im Modell verwendeten Parameter und Konstanten gibt Tabelle 4.1.

Das Festeismodell enthält eine prognostische Schneehöhe, wobei die Anfangshöhe der Schneedecke dem Modell je nach Region vorgegeben wird. Diese ist aus den Simulationsergebnissen des NCEP/DOE-AMIP-II-Reanalyseprojektes abgeleitet (Kanamitsu et al., 2000). Auf dem Meereis der Schelfmeere gemessene Schneehöhen können nicht bereitgestellt werden, da von der ehemaligen Sowjetunion betriebene Driftstationen nur in der zentralen Arktis (mehrjähriges Eis) eingesetzt wurden (Warren et al., 1999). Satellitengestützte Fernerkundungssysteme erfassen die Schneehöhen zur Zeit nur mit unzureichender Genauigkeit. Schneemessungen, die punktuell auf dem einjährigen Eis entlang der sibirischen Küste gemacht wurden, liegen nur für den Zeitraum 1959 bis 1988 vor (Romanov, 1996). In der Laptewsee variieren die mittleren Schneehöhen im April zwischen 0.12m und 0.29m, in der Ostsibirischen See zwischen 0.30m und 0.42m (Anhang C.2). Die langjährigen Monatsmittel der Reanalysen sind in guter Übereinstimmung mit den in Romanov (1996) angegebenen Mächtigkeiten der Schneedecke auf dem Meereis.

Da keine kontinuierlichen Messungen der Eisdicke in der sibirischen Arktis vorliegen und diese auch nicht aus Satellitendaten abgeleitet werden können, wird die Eisdicke Anfang Mai aus der Frostgradzahl (FDD), d. h. aus den aufsummierten negativen Lufttemperaturen nach einer empirischen Beziehung von Zubov (1963)

$$h_{fi} = -25 + \sqrt{(25 + h_0)^2 + 8 FDD} \quad (4.16)$$

Tabelle 4.1: Thermodynamische Parameter und physikalische Konstanten im Festeismodell.

Konstanten und Parameter	Symbol	Wert, Maßeinheit
Dichte für salzarmes Festeis (geringes Gasvolumen)	ρ_{fi}	910 kg m ⁻³
Dichte für Flußwasser	ρ_w	1000 kg m ⁻³
Dichte für küstennahes Brackwasser, S = 5 ppt, T = -1°C bis 5°C	ρ_w	1004 kg m ⁻³
Dichte für küstennahes Brackwasser, S = 20 ppt, T = -1°C bis 5°C	ρ_w	1016 kg m ⁻³
Dichte für trockenen gesetzten Schnee	ρ_s	300 kg m ⁻³
Dichte für schmelzenden Schnee	ρ_s	350 kg m ⁻³
Dichte für schmelzenden nassen Schnee (ab SMMR-SSM/I Schmelzsignal)	ρ_s	400 kg m ⁻³
Gaskonstante trockener Luft	R_a	287.05 J kg ⁻¹ K ⁻¹
Schmelztemperatur der nahezu salzfreien Schnee-/Eisoberfläche	$T_{f,a}$	273.15 K
Albedo für trockenen Schnee	α_s	0.80
Albedo für überflutetes Festeis	α_w	0.15
Langwelliger Emissionsgrad von Festeis	ϵ_{fi}	0.99
Langwelliger Emissionsgrad von Schnee	ϵ_s	0.99
Langwelliger Emissionsgrad von Wasser	ϵ_w	0.97
Mittlere küstenparallele ozeanische Strömungsgeschwindigkeit	u_o	0.07 m s ⁻¹
Mittlere küstenferne Strömungsgeschwindigkeit der Abflußfahne	u_f	0.07 m s ⁻¹
Mittlere küstennahe Strömungsgeschwindigkeit der Abflußfahne	u_f	0.40 m s ⁻¹
Spezifische latente Wärme für Verdunstung bei 273.15 K	L_v	2.501 · 10 ⁶ J kg ⁻¹
Spezifische latente Wärme für Sublimation	L_s	2.834 · 10 ⁶ J kg ⁻¹
Spezifische Schmelzwärme des salzarmen Festeises	L_f	333.66 · 10 ³ J kg ⁻¹
Spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck und 273.15 K	c_p	1006 J kg ⁻¹ K ⁻¹
Spezifische Wärmekapazität des küstennahen Brackwassers (Abflußfahne)	c_w	4125 J kg ⁻¹ K ⁻¹
Spezifische Wärmekapazität des küstenfernen Brackwassers (Abflußfahne)	c_w	4000 J kg ⁻¹ K ⁻¹
Stefan-Boltzmann-Konstante	σ	5.67 · 10 ⁻⁸ W m ⁻² K ⁻⁴
Turbulenter Austauschkoefizient für fühlbare Wärme von Flußwasser	C_r	1.00 · 10 ⁻⁴
Wärmeleitfähigkeit für trockenen gesetzten Schnee	λ_s	0.27 W m ⁻¹ K ⁻¹
Wärmeleitfähigkeit für schmelzenden Schnee	λ_s	0.31 W m ⁻¹ K ⁻¹
Wärmeleitfähigkeit für schmelzenden nassen Schnee	λ_s	0.47 W m ⁻¹ K ⁻¹

für verschiedene Untersuchungsgebiete berechnet (Anhang C.3). Dabei ist h_0 die Eisdicke zu Beginn der Rechnung (September). Die mittleren Festeisdicken betragen in der Laptewsee am Ende des Winters ca. 1.80 m, in der Ostsibirischen See variieren sie zwischen 1.90 m im westlichen Teil und 1.76 m im östlichen Teil. Die Festeisdicke in unmittelbarer Mündungsnähe beträgt in allen Untersuchungsgebieten 2.20 m (Dmitrenko, 2000, pers. Mitteilung).

Die Änderung der Oberflächeneigenschaften von trockenem zu feuchtem Schnee, welche als wichtige Information zur Parametrisierung der Schneeralbedo benötigt wird, ist aus passiven Mikrowellendaten der SMMR- und SSM/I-Radiometer ableitbar (s. Kapitel 4.2.3). Robinson et al. (1992) zeigen, daß mit Hilfe von Fernerkundungsmethoden die räumliche Verteilung des Einsetzens der Schneeschmelze auf arktischem Eis mit hinreichender Genauigkeit für klimatologische Studien bestimmt werden kann. Der Tag der Überflutung des küstennahen Festeises ist aus Szenen des NOAA-AVHRR bestimmt.

4.2 Antriebsdaten und Parametrisierungen

4.2.1 Interpolation der Reanalysen auf das Meereisgitter

Die sechsstündlich berechneten Modelldaten der NCEP/NCAR und des ECMWF, die auf einem regulären $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ -Gitter bzw. T62- und T106-Gauß-Gitter (Kapitel 2.1) vorliegen, werden für die weitere Anwendung unter Berücksichtigung der jeweiligen Entfernung s_i als gewichtetes, räumliches Mittel

$$[x] = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{s_i}} \sum_{i=1}^n \frac{1}{s_i} x_i \quad (4.17)$$

auf die Gitterpunkte $[x]$ des Meereisdatensatzes (flächentreues, polarstereographisches Gitter) interpoliert. Die Anzahl der in die Interpolation eingehenden Gitterpunkte wird in Abhängigkeit der geometrischen Auflösung des zu interpolierenden Gitters (s.o.) vorgegeben. Zur Erfüllung dieses Kriteriums wird der Suchradius um den jeweiligen Gitterpunkt des Referenzgitters iterativ um ein Inkrement bis zu einem vorgegebenen Abstand erhöht. Liegen zu wenig Gitterpunkte innerhalb dieses Suchradius, ist der Referenzgitterpunkt nicht interpolierbar. Bei den oben genannten Gitterkombinationen tritt dieser Fall nicht auf. Bei bodennahen meteorologischen Variablen über Ozeanflächen bleiben Gitterpunkte, die auf einer der Landmasken des Reanalysegitters oder des Gitters des Meereisdatensatzes liegen, unberücksichtigt.

4.2.2 Genauigkeit der Reanalysen

Zur Lösung der Gleichungen der Strahlungsparametrisierungen werden verschiedene atmosphärische Eingangswerte in einer zeitlichen Auflösung von einem Tag benötigt. Neben den Modelldaten der Reanalyseprojekte bilden Beobachtungsdaten von synoptischen Stationen die Grundlage für die Berechnung der Parametrisierungen. In diesem Kapitel erfolgt eine Fehlerbetrachtung und ein systematischer Vergleich der Eingangsparameter aus beiden Reanalysen mit Hilfe von Längen-Zeit-Schnitten, Zeitreihen und Isolethendiagrammen. Dabei wird auf mögliche Probleme und die Qualität der Daten hingewiesen. Für den direkten Vergleich mit Hilfe von Isolethendarstellungen werden die Daten beider Reanalysen auf ein einheitliches flächentreues Gitter projiziert.

Allgemein werden die NCEP/NCAR-Daten je nach Qualität in Klassen von A bis D eingeteilt (Kalnay et al., 1996). In Klasse A fallen die Windfelder, da der simulierte Wert sehr zuverlässig und in guter Übereinstimmung mit den beobachteten Daten ist. Der Klasse B gehören die Bodenluftdruck-, Temperatur- und Feuchtefelder in 2m Höhe über Grund an, d.h. der Modellwert hängt sowohl von den beobachteten Eingangsdaten ab, wird aber auch stark durch das Analyseschema des Modells beeinflusst. Alle simulierten Daten, welche die Bewölkung betreffen, liegen in Klasse C.

Diese Werte sind vollständig von der physikalischen Beschreibung im Modell bestimmt. Daten der Klasse D, d.h. vom Modell vollständig unabhängige Werte wie Klimatologien, werden nicht verwendet. Für die Daten der ERA-15 steht eine ähnliche Einteilung in Qualitätsklassen nicht zur Verfügung.

Temperaturfelder

Die jahreszeitliche Verteilung der Lufttemperaturen in 2m Höhe über Grund weist in den Reanalysen des ECMWF und der NCEP/NCAR ausgeprägte Jahresgänge auf. Die Varianzen innerhalb eines Monats zeigen realistische Werte. Vergleicht man die Muster der Abweichungen der mittleren monatlichen Lufttemperaturen vom langjährigen Mittel (1979 bis 1994) mit Hilfe von Längen-Zeit-Schnitten in der ostsibirischen Arktis (Abb. 4.2), so fallen in beiden Reanalysen die negativen Anomalien im Winter 1979, in den NCEP/NCAR-Daten die positiven Anomalien im Winter 1980/1981 und in den ECMWF-Daten die positiven Anomalien 1994 auf.

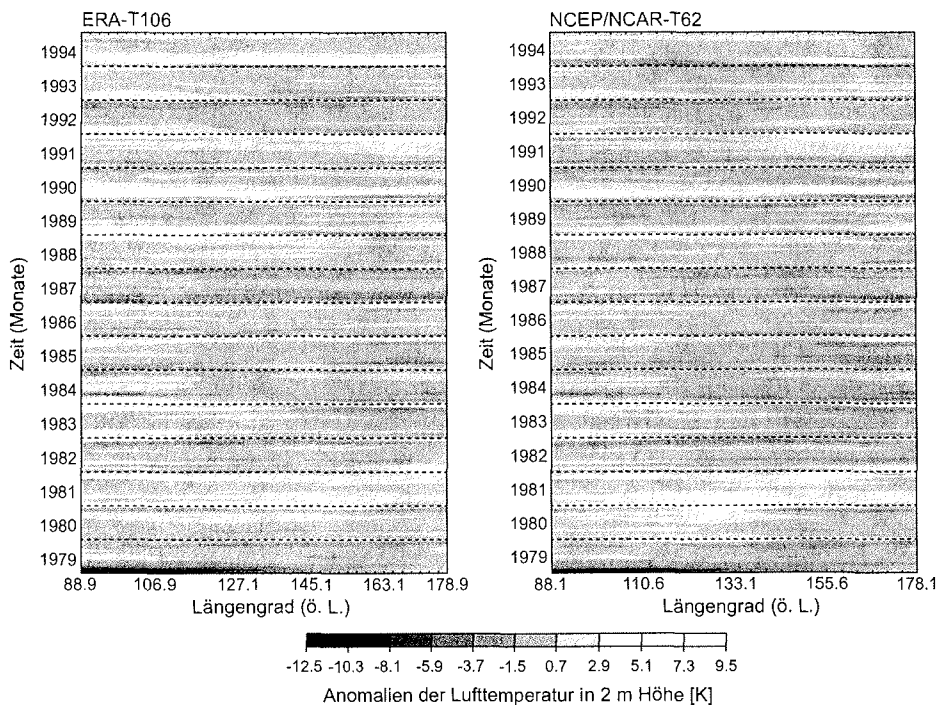


Abbildung 4.2: Längen-Zeit-Schnitte der Anomalien der Lufttemperatur (gemittelt über 60° N bis 87° N) in der ostsibirischen Arktis (ca. 88° E bis 179° E). Dargestellt sind die Abweichungen der Monatsmittel von den mittleren monatlichen Lufttemperaturen in 2 m Höhe über Grund [K] im Zeitraum 1979 bis 1994, ERA (T106) (links), NCEP/NCAR (T62) (rechts).

Die negativen Abweichungen der Lufttemperatur 1979 treten vor allem im Bereich der westlichen Laptewsee (88°E bis 126°E) auf, während die positiven Abweichungen der ECMWF-Reanalysen nur im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes vorkommen.

Über das gesamte Untersuchungsgebiet gemittelt, ergeben sich für die Monatsmitteltemperaturen in den ECMWF- und NCEP/NCAR-Daten im Winter 1979 (Januar/Februar) negative Abweichungen vom langjährigen Mittelwert von bis zu 6K (Abb. 4.3). Dieser kalte Winter spiegelt sich auch in den Beobachtungsdaten Ostsibiriens wider. Die positive Anomalie im Januar 1994 (6K) in der Reanalyse des ECMWF ist dagegen unrealistisch. Dieser Temperatursprung ist auf die Verwendung der Analysen aus dem operationellen Vorhersagesystem zurückzuführen.

Die Unterschiede zwischen den beiden auf ein einheitliches flächentreues Gitter interpolierten Antriebsdatensätzen werden in Abbildung 4.4 deutlich. Die Isolethendarstellung zeigt die Differenzen der Monatsmittel der Lufttemperaturen zwischen NCEP/NCAR und ECMWF in der Laptewsee und der Ostsibirischen See.

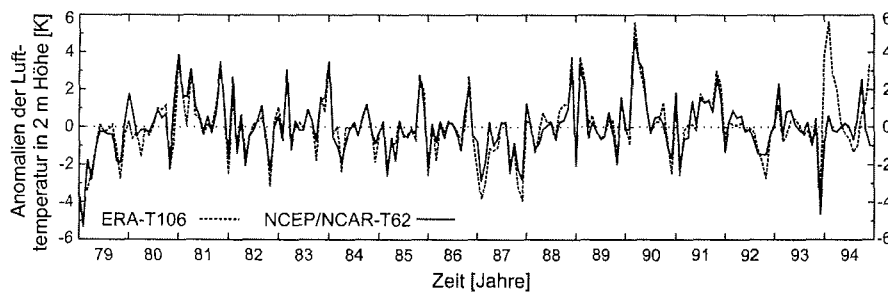


Abbildung 4.3: Zeitreihen der Anomalien der Lufttemperatur (gemittelt über 60°N bis 87°N) in der ostsibirischen Arktis (88°E bis 179°E). Dargestellt sind die Abweichungen der Monatsmittel von den mittleren monatlichen Lufttemperaturen in 2 m Höhe über Grund [K] im Zeitraum 1979 bis 1994, gestrichelte Linie: ERA (T106), durchgezogene Linie: NCEP/NCAR (T62).

Die Unterschiede variieren zwischen -10 K und 10 K. Das Grundmuster der zeitlichen Variabilität ist in beiden Schelfmeeren gleich. Die Wintermonate sind gemäß den ECMWF-Reanalysen kälter als gemäß den NCEP/NCAR-Daten. Die Sommermonate weisen dagegen in den NCEP/NCAR-Reanalysen höhere Lufttemperaturen auf. In der Laptewsee treten die größten positiven Differenzen im Winter 1979/1980 (Dezember bis März) auf. Im Herbst 1989 liegen die Monatsmittel der NCEP/NCAR-Lufttemperaturen ca. 10K unter denjenigen der ECMWF-Werte. In der Ostsibirischen See sind die Differenzen zwischen beiden Modellergebnissen geringer. Lediglich in den Wintern 1979/80 und 1980/81 sind die Monatsmittel der Lufttemperaturen in den NCEP/NCAR-Reanalysen bis zu 10K höher als in den ECMWF-Daten. In dem für den Festeisaufbruch relevanten Zeitraum (April bis Juli) betragen die Abweichungen -4K bis 4K.

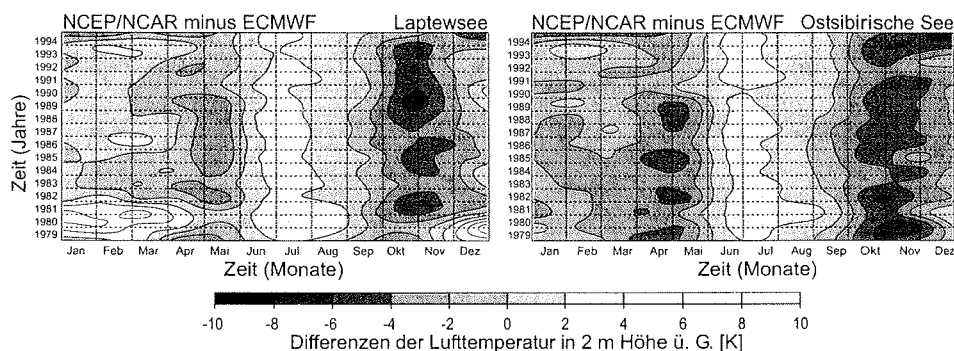


Abbildung 4.4: Isoplethendiagramme der Lufttemperaturdifferenz [K] in der ostsibirischen Arktis. Dargestellt sind Differenzen der Monatsmittel der Lufttemperaturen in 2 m Höhe über Grund zwischen NCEP/NCAR und ECMWF in der Laptewsee (links) und der Ostsibirischen See (rechts) im Zeitraum 1979 bis 1994. Beide Datensätze sind auf ein einheitliches flächentreues Modellgitter interpoliert.

Der Vergleich zwischen den 2 m-Lufttemperaturen der Reanalysen und den synoptischen Werten ergibt, daß die Reanalysen des ECMWF im Winter die gemessenen Lufttemperaturen unterschätzen. Die NCEP/NCAR-Reanalysen sind dagegen auch im Winter in guter Übereinstimmung mit den beobachteten Werten. Um die Lufttemperaturen des ECMWF von 1994 als Antrieb für das Festeismodell benutzen zu können, werden in den Untersuchungsgebieten der Ostsibirischen See die Januarwerte der ECMWF-Lufttemperaturen durch die Temperaturwerte der nächstgelegenen SYNOP-Station ersetzt.

Feuchtefelder

In den Reanalysen des ECMWF und der NCEP/NCAR werden Nutzern der Daten unterschiedliche Größen der Luftfeuchtigkeit in der bodennahen Luftschicht zur Verfügung gestellt. Das NCEP/NCAR-Reanalyseprojekt liefert die Luftfeuchtigkeit als spezifische Feuchte in 2 m Höhe über Grund, während das ECMWF die Taupunktstemperatur, ebenfalls in 2 m Höhe über Grund, bereitstellt. Als Maß für die Luftfeuchte wird die Taupunktdifferenz berechnet, d. h. die Differenz zwischen Luft- und Taupunktstemperatur. Dabei bedeuten große Taupunktdifferenzen geringe Luftfeuchten, kleine Differenzen hingegen hohe Feuchten. In Abbildung 4.5 sind Zeitreihen der Abweichungen beider Feuchtemaße vom langjährigen Mittel (1979–1994) in den Reanalysen dargestellt. Die positiven Anomalien der spezifischen Feuchte (obere Zeitreihe) entsprechen den negativen Anomalien der Taupunktdifferenzen (untere Zeitreihe) bzw. umgekehrt. Die Variabilität der simulierten Luftfeuchten wird in den meisten Jahren von beiden Reanalysen richtig wiedergegeben. Deutlich wird dieser qualitative Zusammenhang beispielsweise 1980 und 1990. In den Jahren 1979, 1983 und 1989 trifft dieser Zusammenhang hingegen nicht zu. Bedingt durch die unrealistischen Lufttemperaturen der ECMWF-Analyse im Januar 1994 sind auch die Feuchtwerte falsch.

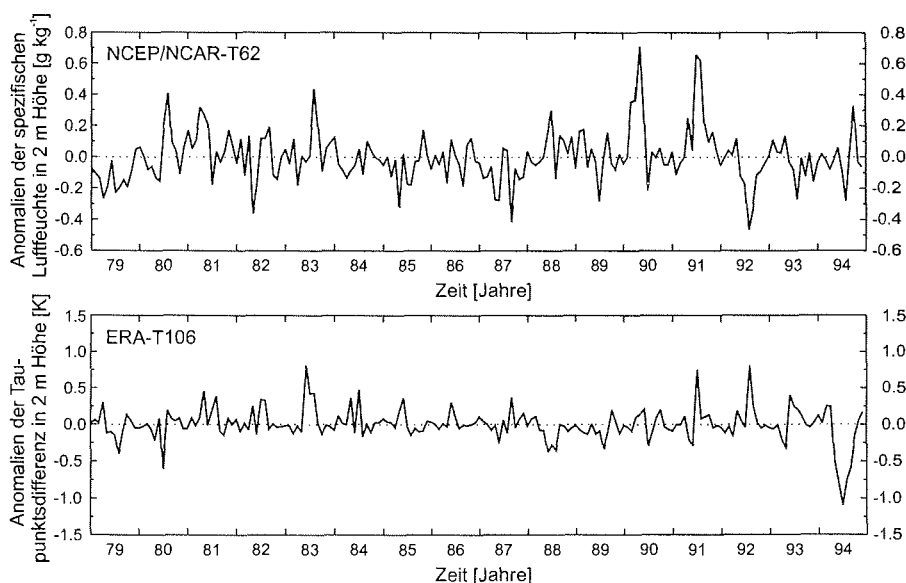


Abbildung 4.5: Zeitreihen der Anomalien der spezifischen Feuchte (oben) und Taupunktdifferenz (unten), gemittelt über 60°N bis 87°N , in der ostsibirischen Arktis (88°E bis 179°E). Dargestellt sind die Abweichungen der Monatsmittel von den mittleren monatlichen spezifischen Feuchten in g kg^{-1} , NCEP/NCAR (T62), und Taupunktdifferenzen in K, ERA (T106), in 2 m Höhe über Grund im Zeitraum 1979 bis 1994.

Die Größen der Luftfeuchtigkeit werden in den globalen Modellsimulationen in den hohen Breiten nicht realistisch wiedergegeben. In den NCEP/NCAR-Reanalysen müssen die relativen Feuchten in 2m Höhe über Grund aus der spezifischen Feuchte und der maximalen spezifischen Feuchte berechnet werden. Außerhalb der Schmelzperiode nehmen die relativen Feuchten teilweise Werte von mehr als 100% an. Dies führt zu einer starken Überschätzung des latenten Wärmestromes.

Da die Stationsdichte in den Polarregionen sehr gering ist und nur wenige gemessene Feuchtwerte vorliegen, wird die Luftfeuchte ausschließlich durch Approximationen im Datenassimilationssystem bestimmt. Beispielsweise werden in der NCEP/NCAR-Reanalyse für die Berechnung der Wasserdampftransporte gemittelte Vertikalprofile der Luftfeuchte aus den mittleren Breiten und global gemittelte Werte der Luftfeuchte berücksichtigt (Kalnay et al., 1998). Der Einfluß von Modellmodifikationen, wie beispielsweise Änderungen des Konvektionsschemas oder der Behandlung des Bodenwassergehaltes, und deren Auswirkungen auf den simulierten hydrologischen Zyklus sind von Arpe (1991), Stendel und Arpe (1997) und Trenberth (1998) zusammengefaßt. Erst in zukünftigen Reanalyseprojekten werden genauere Approximationen zur Beschreibung der Feuchte in den Polarregionen eingesetzt.

Aufgrund der oben beschriebenen Probleme können die bodennahen Feuchtwerte der Reanalyse der NCEP/NCAR nicht verwendet werden. Statt dessen werden die relativen Feuchten des untersten Modellniveaus, welches in einer mittleren Höhe von 80 m liegt, für weitere Berechnungen herangezogen.

Die relativen Feuchten im ECMWF-Datensatz werden aus der Lufttemperatur und der Taupunkttemperatur in 2 m Höhe über Grund mit Hilfe der Gleichungen 4.28 und 4.29 nach Sonntag (1994) für eisbedeckte bzw. eisfreie Gebiete berechnet. Die Modellwerte des ECMWF sind als weitaus realistischer einzustufen als die der NCEP/NCAR.

Windfelder

Die Bildung des skalaren Mittelwertes der horizontalen Windgeschwindigkeit (\bar{v}_h) erfolgt durch die Berechnung des arithmetischen Mittels aus den gemessenen Einzelwerten v_a , die aus den sechsständlichen zonalen (u) und meridionalen (v) Windkomponenten der Reanalysen ermittelt werden:

$$v_h = \sqrt{u^2 + v^2}, \quad (4.18)$$

$$\bar{v}_h = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n v_{h,i}. \quad (4.19)$$

n ist die Anzahl der Einzelwerte im Mittelungszeitraum.

Die vektorielle Mittelwertbildung der Windrichtung [in Grad] erfolgt aus den beiden mittleren Windkomponenten (\bar{u}, \bar{v}) und der Umkehrfunktion \arctan zunächst für den Bereich 0° bis 90° . Für diesen Hilfswinkel ($\bar{\alpha}^*$) gilt:

$$\bar{\alpha}^* = \arctan \left| \frac{\bar{v}}{\bar{u}} \right| \quad \text{mit} \quad 0^\circ \leq \bar{\alpha}^* \leq 90^\circ. \quad (4.20)$$

Der wahre Richtungswinkel wird in Abhängigkeit von den Vorzeichen der zonalen und meridionalen Windkomponenten mit einer Hilfstabelle (VDI 3786, 1988) für die anderen Quadranten bestimmt. Dabei darf \bar{u} niemals null werden.

Der Vergleich zwischen den beobachteten und simulierten Tagesmittelwerten der Windgeschwindigkeiten in 10 m Höhe über Grund zeigt systematische Unterschiede (Abb. 4.6). In beiden Reanalysen sind die niedrigen und hohen Windgeschwindigkeiten unrealistisch. Niedrige Windgeschwindigkeiten werden in beiden Modellen um 2 m s^{-1} bis 4 m s^{-1} überschätzt, Windgeschwindigkeiten über 5 m s^{-1} werden dagegen im Vergleich zu den beobachteten Werten der SYNOP-Stationen unterschätzt. Die Tagesmittelwerte der ECMWF-Daten weisen im Mittel höhere Werte auf als die der NCEP/NCAR-Reanalyse.

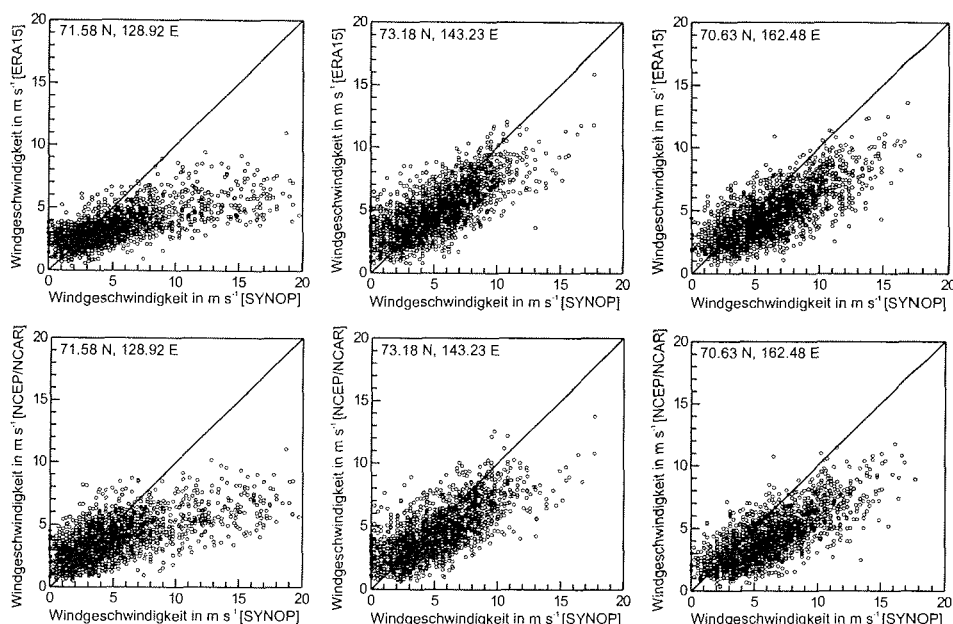


Abbildung 4.6: Vergleich zwischen beobachteten und simulierten (oben: ERA (T106), unten: NCEP/NCAR (T62)) Tagesmittelwerten der Windgeschwindigkeit in 10m Höhe über Grund. Dargestellt sind die Windgeschwindigkeiten [m s^{-1}] an den Koordinaten 71.58 N, 128.92 E (WMO 21824, Tiksi), 73.18 N, 143.23 E (WMO 21647, Mys Salauraova) und 70.63 N, 162.48 E (WMO 21965, Ostrov Chetyreh-Stolbovoy) im Zeitraum 1979 bis 1994.

Die Häufigkeitsverteilungen der Tagesmittelwerte der Windrichtung in 10m Höhe über Grund an den Küstenstationen werden in den Reanalysen zumindest in der Lage der Hauptwindrichtung realistisch wiedergegeben (Abb. 4.7). Dagegen sind die relativen Häufigkeiten der simulierten Windrichtung meist um einen geringen Betrag niedriger als die der Beobachtungsdaten.

Die Anzahl der Windstillen (Kalmen) unterscheidet sich ebenfalls in den Beobachtungen und Simulationen. Für Regionen, die weiter entfernt von der Küste in topographisch stark gegliedertem Gelände liegen, ist die Verteilung der Windrichtung oft unrealistisch. Ein direkter Vergleich der beobachteten und simulierten Windrichtungen in höher gelegenen Gebieten ist nur bedingt möglich. Großskalige Modelle mit einer Maschenweite von vielen Kilometern besitzen eine grob aufgelöste mittlere Orographie mit einer Parametrisierung der subskaligen Orographie (Lott und Miller, 1997).

Betrachtet man Analysen der Windfelder über dem asiatischen Kontinent, so erkennt man, daß die Strömungsmuster der Reanalysen keine detaillierten Strukturen und regionalen Besonderheiten aufweisen. In vielen Fällen ist in diesen Gebieten die Windrichtung durch das Relief bedingt.

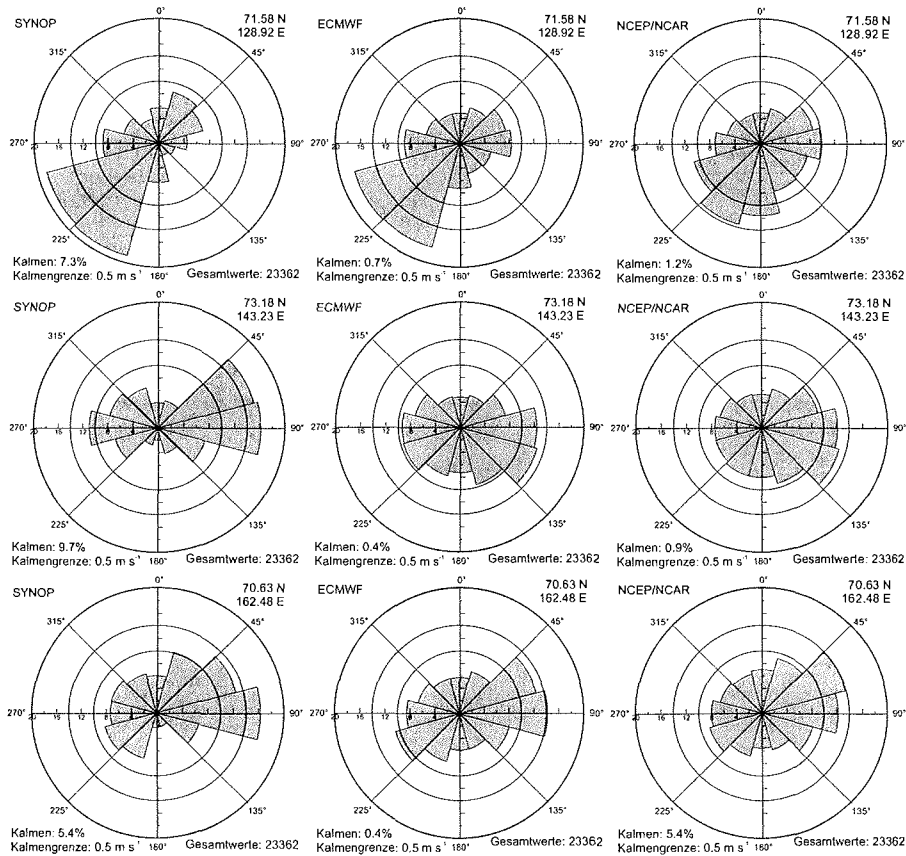


Abbildung 4.7: Häufigkeitsverteilung der beobachteten (links) und simulierten (Mitte: ERA (T106), rechts: NCEP/NCAR (T62)) Windrichtung in 10m Höhe über Grund im Zeitraum 1979 bis 1994. Dargestellt ist die relative Häufigkeitsverteilung der Windrichtung [%] an den Koordinaten 71.58N, 128.92E (WMO 21824, Tiksi), 73.18N, 143.23E (WMO 21647, Mys Salaurova) und 70.63N, 162.48E (WMO 21965, Ostrov Chetyreh-Stolbovoy).

Zirkulationsverhältnisse spielen nur eine untergeordnete Rolle. Die Windfelder über den Festeisgebieten zeigen dagegen realistische Strukturen. Charakteristisch für die Stationen entlang der ostsibirischen Küste ist das Auftreten der zwei Maxima in der Verteilungskurve. Aufgrund der Ausbildung des sibirischen Hochs dominieren im Frühjahr östliche Windrichtungen. Im Herbst und im Winter treten häufig Winde aus westlichen Richtungen auf, die auch die höchsten Windgeschwindigkeiten aufweisen. An den weiter nördlich gelegenen Stationen (z. B. Salaurova, Kotelnij) herrschen Winde aus südlichen Richtungen vor.

Die Strukturen der negativen zonalen Windkomponenten von April bis Mai sowie die positiven meridionalen Komponenten in den Wintermonaten bestätigen die charakteristische Verteilung der Windrichtung.

Luftdruckfelder

Die auf das Meeresniveau reduzierten Luftdrücke variieren im Jahreslauf zwischen 1000 hPa und 1035 hPa. Die Luftdruckwerte sind in den Reanalysen sehr gut repräsentiert. Im Vergleich mit den gemessenen Luftdruckwerten an den SYNOP-Stationen ergeben sich keine nennenswerten Unterschiede.

Auffallend ist die zeitliche Veränderung der Anomalien des Luftdruckes zwischen 1979 und 1994 (Abb. 4.8). Die Zeitreihen zeigen in beiden Reanalysen ähnliche Strukturen. Der Zeitraum von 1979 bis 1987/88 ist durch überwiegend positive Anomalien des Luftdruckes gekennzeichnet. Zwischen 1988 und 1994 dominieren negative Abweichungen des Luftdruckes vom langjährigen Mittel (1979 bis 1994). In der westlichen Lapteewsee treten die stärksten Anomalien in den Wintern 1988/1998 und 1992/1993 auf, in der Ostsibirischen See vor allem im Winter 1989/1990. Über das gesamte Untersuchungsgebiet gemittelt, ergeben sich in den 90er Jahren negative Anomalien von bis zu 12 hPa.

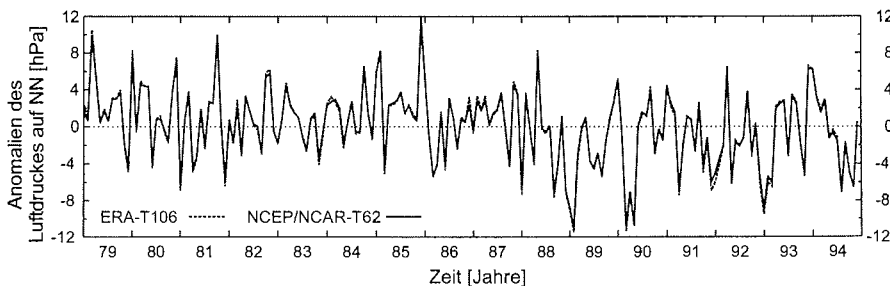


Abbildung 4.8: Zeitreihen der Anomalien des Luftdruckes (gemittelt über 60°N bis 87°N) in der ostsibirischen Arktis (89°E bis 179°E). Dargestellt sind die Abweichungen der Monatsmittel von den mittleren monatlichen Luftdrücken in Meeresspiegelhöhe [hPa] im Zeitraum 1979 bis 1994, gestrichelte Linie: ERA (T106), durchgezogene Linie: NCEP/NCAR (T62).

Die Umstellung der atmosphärischen Zirkulation in der Arktis, d.h. der Wechsel von antizyklonalen zu zyklonalen Strömungsfeldern, werden auch von Proshutinsky und Johnson (1997) und Polyakov et al. (1999) beschrieben. Diese Veränderungen sind bedeutsam für die Untersuchung von Wechselwirkungen zwischen der atmosphärischen Zirkulation und der frühsummerlichen bzw. sommerlichen Meereisverteilung (Goergen et al., 2001) und für die Analyse der mit dem Festeismodell durchgeführten numerischen Experimente.

Neben den rein energetischen Prozessen spielen dynamische Prozesse wie der frühzeitige Festeisaufbruch durch die Zunahme der Schubspannung an der Eisoberfläche und des Wel-

lenganges an den Eisrändern sowie die daran anschließende windgetriebene Eisdrift eine wesentliche Rolle für die Variabilität der Meereisbedeckung in der sibirischen Arktis.

Grundsätzlich sind die ECMWF-Luftdruckwerte höher als die der NCEP/NCAR. Bedeutende Unterschiede in den Luftdruckfeldern beider Datensätze sind nicht zu erkennen. In Erscheinung treten hauptsächlich die in den Wintermonaten bis zu 2.5 hPa niedrigeren Luftdruckwerte in den ECMWF-Modellsimulationen (Abb. 4.9). Im Frühsommer sind die Differenzen der Monatsmittel des Luftdruckes zwischen den NCEP/NCAR- und ECMWF-Reanalysen gering.

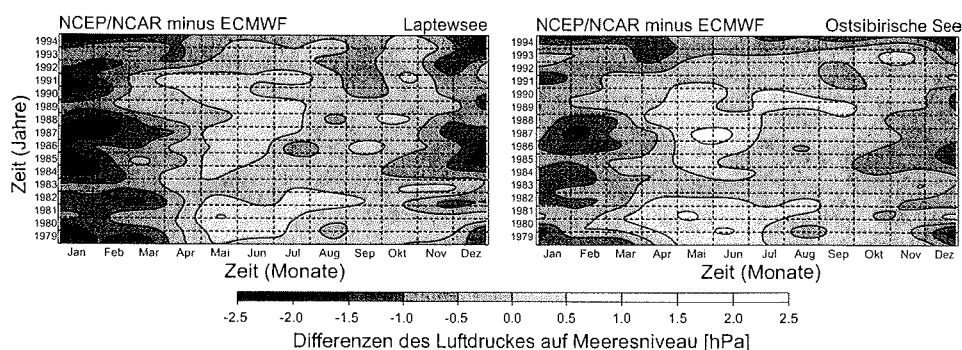


Abbildung 4.9: Isoplethendiagramme der Luftdruckdifferenz [hPa] in der ostsibirischen Arktis. Dargestellt sind Differenzen der Monatsmittel der Luftdrücke in Meeresspiegelhöhe zwischen NCEP/NCAR und ECMWF in der Laptewsee (links) und der Ostsibirischen See (rechts) im Zeitraum 1979 bis 1994. Beide Datensätze sind auf ein einheitliches flächentreues Modellgitter interpoliert.

Gesamtbedeckungsgrad der Wolken

Wolken haben einen entscheidenden Einfluß auf den kurz- und langwelligen Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche. Detailliert werden die Zusammenhänge zwischen Bewölkung und Energiebilanz an der Meereisoberfläche in der Arktis von Curry et al. (1996) und Beesley (2000) beschrieben. Zur Zeit sind aus Satellitendaten und Modellanalysen abgeleitete Wolkeninformationen nicht in der Lage, den Jahreszyklus der Bewölkung (Bedeckungsgrad, Arktischer Stratus) zuverlässig darzustellen (Lüpkes, 1993; Schweiger et al., 1999). Die in den Reanalysen berechneten Bedeckungsgrade weisen generell zu niedrige Monatsmittelwerte auf (Abb. 4.10, links). Der Bedeckungsgrad wird in den Reanalysen entsprechend des von der WMO spezifizierten *GRIB-Codes* (GRIdded Binary) in Prozent angegeben. Die Verwendung der Modelldaten in den Strahlungsparametrisierungen führt beispielsweise dazu, daß die solare Einstrahlung an der Meereisoberfläche – v.a. in den Sommermonaten – überschätzt wird. Die Jahresgänge der Gesamtbedeckung werden durch die beiden Modelle ebenfalls unrealistisch beschrieben.

In Abbildung 4.10 (rechts) sind die mittleren Jahresgänge der an allen küstennahen Stationen der ostsibirischen Arktis beobachteten und modellierten (NCEP/NCAR) Bedeckungsgrade dargestellt. Die Reanalysen weisen in den Wintermonaten mittlere monatliche Gesamtbedeckungsgrade von ca. 50 % bis 60 % auf, im Sommer liegen die Monatsmittelwerte bei etwa 50 %. Die Ursachen dieser unrealistischen Simulationen liegen darin begründet, daß die Parametrisierungsschemata der Wolken- und Niederschlagsbildung für die mittleren Breiten angepaßt sind (Serreze und Hurst, 2000). Anhand der Beobachtungsdaten ist zu erkennen, daß die Monatsmittel des prozentualen Bedeckungsgrades im Winter zwischen 55 % und 75 % liegen. In den Sommermonaten erhöht sich der Bedeckungsgrad auf Werte zwischen 70 % und 90 %. Charakteristisch für den Jahresgang ist der steile Anstieg der Bewölkung in April und Mai (Serreze et al., 1999), der durch die Zunahme tiefliegender Stratusbewölkung über den offenen Wasserflächen hervorgerufen wird. Diese für die Arktis typischen Wolkenphänomene während der Sommermonate werden in den Reanalysen nicht bzw. nur unzureichend berücksichtigt.

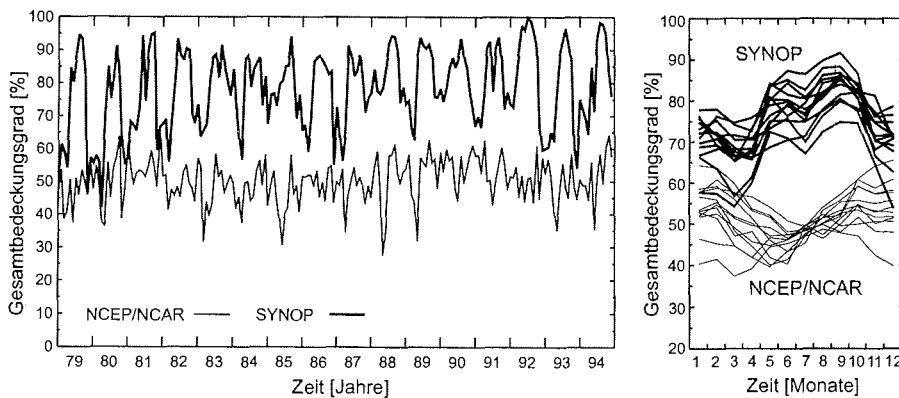


Abbildung 4.10: Zeitreihen des Gesamtbedeckungsgrades [%] in der ostsibirischen Arktis. Dargestellt sind die Monatsmittel der Gesamtbedeckung an der SYNOP-Station Ostrov Kotel'nyj (WMO 21432; 76.00N, 137.87E) (links) und die langjährigen Monatsmittel (1979 bis 1994) des Gesamtbedeckungsgrades an allen SYNOP-Stationen in der ostsibirischen Arktis (rechts), schmale Linien: NCEP/NCAR (T62), fettgedruckte Linien: WMO-SYNOP.

Die Datensätze des ECMWF und der NCEP/NCAR liefern Werte für den Gesamtbedeckungsgrad, die nicht realistisch sind (vgl. Walsh und Chapman (1998)). Als Eingangparameter bei der Berechnung der Strahlungsströme im Festeismodell werden daher Gesamtbedeckungsgrade aus den SYNOP-Meldungen verwendet, die in Achteln angegeben sind. Um die Angaben des synoptischen Dienstes mit den Gesamtbedeckungsgraden der Reanalysen vergleichen zu können, erfolgt die Angabe in Prozent (Abb. 4.10 (rechts)). Dabei werden die Stationsdaten verwendet, die dem jeweiligen Mündungsgebiet am nächsten gelegen sind. Wird im SYNOP-Datensatz eine Schlüsselzahl von 9 gemeldet,

bedeutet dies, daß die Station von Nebel oder Schneetreiben eingehüllt ist und die Himmelsbedeckung nicht mehr sicher erkannt werden kann. Es wird dann angenommen, daß das Himmelsgewölbe ganz bedeckt ist.

Zusammenfassung der Datenanalyse und Auswahl der Eingangsparameter

Beide Reanalysemodelle simulieren die Jahresgänge, saisonalen Muster und regionalen Besonderheiten im allgemeinen realistisch. Die im ERA-15-Modell berechneten atmosphärischen Felder sind in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten. Das NCEP/NCAR-Modell hat die größten Probleme mit der Simulation der Feuchtefelder in der unteren Atmosphäre, was durch unzureichende Parametrisierungen der Bodenfeuchte und der Konvektion hervorgerufen wird. Um die Vergleichbarkeit der verschiedenen Datensätze zu gewährleisten, werden die sechsständlichen Meßergebnisse der Reanalysen und der synoptischen Datensätze, die zu den Terminen 00 Uhr, 06 Uhr, 12 Uhr und 18 Uhr UTC erfaßt sind, an die wahre Ortszeit der Untersuchungsgebiete angeglichen. Anschließend werden die Tagesmittelwerte der meteorologischen Größen berechnet.

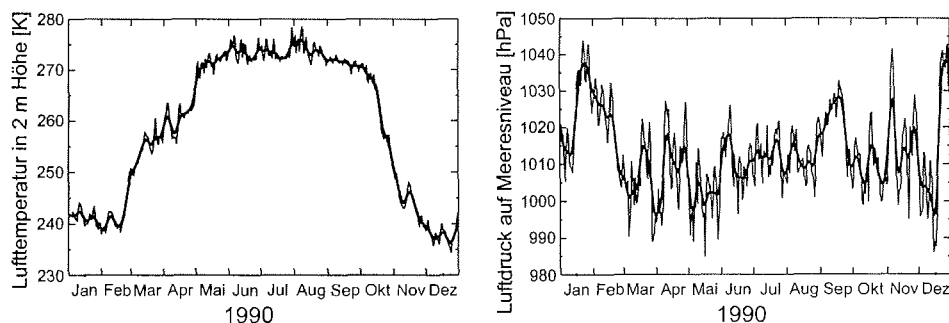


Abbildung 4.11: Zeitreihen der Lufttemperatur (links) und des Luftdruckes (rechts) in der südöstlichen Laptewsee, 1990, ERA (T106). Dargestellt sind die Tagesmittel der Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund [K] und des Luftdruckes in Meeresspiegelhöhe [hPa], schmale Linie: Originaldaten, fettgedruckte Linie: 15-tägig tiefpaßgefilterte Zeitreihe (Gaußfilter).

Die für diese Darstellung benötigten Zeitreihen der Tageswerte der aus den Reanalysen abgeleiteten atmosphärischen Größen enthalten hochfrequente Schwankungen (Abb. 4.11). Daher wird aus diesen Daten eine 15-tägig tiefpaßgefilterte Zeitreihe erzeugt, in der für jeden Wert der Zeitreihe (Zentralwert) ein gewichteter Mittelwert mit seinen nächsten Nachbarn berechnet wird. In dieser Arbeit wird ein Gaußfilter verwendet, der dem Zentralwert das größte Filtergewicht zuordnet, den Nachbarwerten je nach Entfernung entsprechend geringere Gewichte. Die Größe der Gewichte folgt dabei einer Gaußverteilung. An den Rändern der Zeitreihe werden einseitige Mittelwerte berechnet (Österle et al., 1999).

4.2.3 Atmosphärischer Antrieb

Das Festeismodell benötigt folgende atmosphärische Antriebsdaten:

- die kurz- und langwelligen Strahlungsstromdichten
- die turbulenten fühlbaren und latenten Wärmestromdichten

Gesamtstrahlungsbilanz

Für die Flußmündungsgebiete liegen keine kontinuierlich gemessenen Daten der Globalstrahlung vor. Da die aus globalen Atmosphärenmodellen abgeleiteten Strahlungswerte nur geringe Genauigkeiten aufweisen, wird die Strahlungsstromdichte der solaren Strahlung für einen wolkenfreien Himmel durch die empirische Formel nach Zillman (1972), ergänzt um eine Wolkenkorrektur nach Laevastu (1960), parametrisiert:

$$R_{s,\downarrow} = \frac{S_o \cos^2 Z}{(\cos Z + 2.7)e \cdot 10^{-5} + 1.085 \cos Z + 0.1} \cdot (1 - 0.60 N_c^3). \quad (4.21)$$

Hierbei steht S_o für die Solarkonstante, Z für den Zenitwinkel der Sonne, e [Pa] für den Partialdruck des Wasserdampfes in 2m Höhe über Grund und N_c (skaliert auf das Intervall $[0,1]$) für den Gesamtbedeckungsgrad des Himmels mit Wolken. Eine Veränderung der Globalstrahlung durch Horizonteinschränkung kann für die Untersuchungsgebiete vernachlässigt werden.

Die tagbezogene Solarkonstante S_o wird bei einem mittleren Abstand zwischen der Erde und der Sonne \bar{r} mit dem Mittelwert der Solarkonstante $\bar{S}_o = 1370 \text{ Wm}^{-2}$ und dem augenblicklichen Abstand der Erde von der Sonne r aus der Beziehung

$$S_o = \bar{S}_o \left(\frac{\bar{r}}{r} \right)^2 \quad (4.22)$$

berechnet, wobei man aus den astronomischen Gleichungen die Abstandskorrektur erhält

$$\left(\frac{\bar{r}}{r} \right)^2 = 1 + 0.03344 \cos x \quad (4.23)$$

mit

$$x = 0.9856^\circ d - 2.72^\circ. \quad (4.24)$$

Die Variable $d \in [1, 365]$ bezeichnet den Kalendertag (laufende Nummer des Tages im Jahr). Schalttage werden nicht berücksichtigt.

Der Zenitwinkel ist durch

$$\cos Z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega \quad (4.25)$$

gegeben. Darin ist φ die geographische Breite des Beobachtungsortes, δ die Deklination und ω der Stundenwinkel der Sonne. Die Deklination [°] der Sonne des entsprechenden Tages im Jahr ergibt sich aus

$$\sin \delta = 0.9378 \sin x - 77.51^\circ + 1.92^\circ \sin x. \quad (4.26)$$

Der Stundenwinkel ω [°] zwischen Sonnenaufgang und Mittag bzw. Mittag und Sonnenuntergang berechnet sich auf der Nordhalbkugel zu einer gegebenen Sonnenzeit (wahre Ortszeit) $t_s \in [0, 23]$ in einem Zeitintervall von $\delta t = 60$ min als

$$\omega = \left(\frac{t_s}{12} - 1 \right) \cdot 180. \quad (4.27)$$

ω ist am wahren Mittag null, negativ am Vormittag und positiv am Nachmittag.

Die einfallende solare Strahlung ist in der Atmosphäre Streu- und Absorptionsprozessen unterworfen. Aufgrund der Schwächung des Strahlungsstromes infolge der Absorption von Strahlungsenergie durch den atmosphärischen Wasserdampf wird in Gleichung 4.21 zusätzlich der Partialdruck des Wasserdampfes in der untersten Luftschicht berücksichtigt. Der Wasserdampfdruck e [hPa] wird nach Sonntag (1994) aus der Taupunkttemperatur T_d [K] in 2m über Eis nach

$$\begin{aligned} \ln e_i(T_d) = & -6024.5282 T_d^{-1} + 24.7219 + 1.0613868 \cdot 10^{-2} T_d \\ & -1.3198825 \cdot 10^{-5} T_d^2 - 0.49382577 \ln T_d \end{aligned} \quad (4.28)$$

und über Wasser gemäß

$$\begin{aligned} \ln e_w(T_d) = & -6096.9385 T_d^{-1} + 16.635794 - 2.711193 \cdot 10^{-2} T_d \\ & +1.673952 \cdot 10^{-5} T_d^2 + 2.433502 \ln T_d \end{aligned} \quad (4.29)$$

berechnet. Der Zustand der Oberfläche, d.h. Eis oder Wasser, wird aus den aus passiven Mikrowellendaten abgeleiteten Gesamtmeereiskonzentrationen bestimmt. Für eine Eiskonzentration kleiner als 15% wird eine Wasseroberfläche angenommen.

Der reflektierte Anteil der Globalstrahlung $R_{s,\uparrow}$ wird mit Hilfe der Albedo α der Oberfläche bestimmt:

$$R_{s,\uparrow} = -\alpha R_{s,\downarrow}. \quad (4.30)$$

Die integrale Albedo für den Wellenlängenbereich $\lambda = 0.29 \mu\text{m}$ bis $3.0 \mu\text{m}$ wird nach Angaben verschiedener Autoren, vgl. Shine und Henderson-Sellers (1985) und Flato und Brown (1996), in Abhängigkeit von der Oberflächenbeschaffenheit (Schnee, Festeis) und der Eisdicke bestimmt. Bei einer gefrorenen Schneedecke im Frühjahr wird eine Albedo von $\alpha_s = 0.85$ (Perovich, 1996) angenommen. Schmelzender Schnee hat eine Albedo von

$$\alpha_s = 0.70 \quad h_s > 0.1 \text{ m} \quad \text{und} \quad \alpha_s = 0.55 + 1.5 h_s \quad h_s \leq 0.1 \text{ m}. \quad (4.31)$$

Die Parametrisierung der Albedo von schmelzendem Schnee stellt eine Schwierigkeit dar. Mit zunehmender solarer Einstrahlung zu Beginn der Schmelzperiode erhöht sich der Feuchtegehalt im oberen Teil der Schneedecke. Der Durchmesser der Schneekristalle sowie die Dichte nehmen zu (Gogineni et al., 1992). Mit der Zunahme der Korngröße der Schneekristalle sinkt die Albedo. Weitere strahlungsbedingte Energiegewinne sorgen für ein Abwärtssickern von Schmelzwasser aus der Schneedecke. Steigt die Lufttemperatur während eines längeren Zeitraumes auf Werte über 0°C, kommt es in der gesamten Schneedecke zu Schmelzprozessen. Dadurch erhöht sich der Flüssigwasseranteil. (Abb. 4.12).

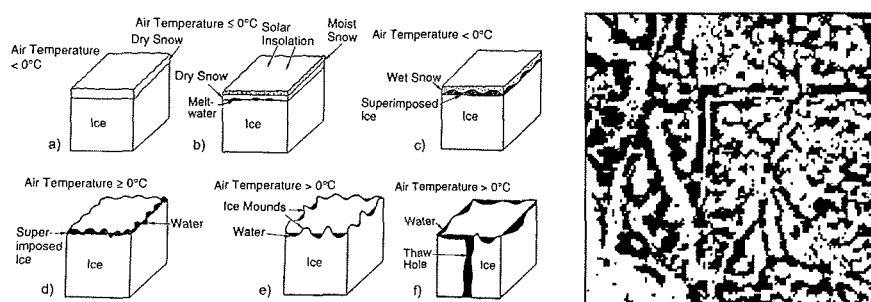


Abbildung 4.12: Veränderungen der Schnee- und Meereisdecke (einjähriges Eis) während der sommerlichen Schmelzperiode (links) mit den Phasen a) Hochwinter, b) Beginn Frühlings, c) Frühlingsbeginn, d) Beginn Hochsommer, e) Hochsommer und f) Spätsommer: verändert nach Gogineni et al. (1992). Beispiel für die Bestimmung der räumlichen Verteilung von Schmelztümpeln auf undeformiertem Meereis (rechts) mit Hilfe einer Texturanalyse digitaler Videobilder (340 m × 340 m) nach Fetterer und Untersteiner (1998).

Infolge der beträchtlichen Zunahme von Schmelzwasser innerhalb der Schneedecke und der Bildung erster Schmelztümpel (Abb. 4.12) sinkt das Emissionsvermögen bzw. die Strahlungstemperatur (Eppler et al., 1992; Robinson et al., 1992). Diese Prozesse führen in den aus passiven Mikrowellendaten abgeleiteten Meereiskonzentrationen zu einem scheinbaren Rückgang des Festes. Der Zeitpunkt der Bildung von Schmelztümpeln kann für die Untersuchungsgebiete aus den Satellitendaten abgeleitet werden (Anhang C.4). In den küstennahen Regionen der Ostsibirischen See und in der südöstlichen Laptewsee bilden sich Schmelztümpel im Mittel am Kalendertag 160 (8. Juni), in der westlichen Laptewsee etwa 5 bis 10 Tage später. Die Transformation von trockenem zu schmelzendem Schnee setzt in der ostsibirischen Arktis ungefähr 10 Tage vor der Bildung der ersten Schmelztümpel ein (Romanov, 1996). Die abgeleiteten Termine der Schneeschmelze sind in guter Übereinstimmung mit den beobachteten Zeitpunkten von Anderson und Drobot (2001). Im weiteren Schmelzprozess wird die Albedo als eine Funktion der Eisdicke nach Flato und Brown (1996) berechnet:

$$\alpha_{fi} = 0.44 h_i^{0.28} + 0.008 \quad T_0 < T_f, \quad (4.32)$$

$$\alpha_{fi} = 0.075 h_i^2 + 0.15 \quad T_0 = T_f. \quad (4.33)$$

Für die Berechnung der Albedo des Untergrundes wird eine minimale Meereisdicke von 0.05 m angenommen. Während der Ablationsperiode bilden sich Schmelztümpel auf dem Festeis, was zu einer erheblichen Reduktion der Albedo führt. Dieser Effekt ist in den Parametrisierungen der Albedo berücksichtigt. Mit Flußwasser überflutetes Festeis hat eine Albedo von $\alpha_w = 0.15$. Die Abhängigkeit der Albedo vom Einfallswinkel der Strahlung wird vernachlässigt. Die angegebenen Parametrisierungen gelten für einen unbewölkten Himmel. Die Wolken beeinflussen sowohl die spektrale Verteilung der einfallenden Strahlung als auch das Verhältnis von direkter zu diffuser Strahlung. Sie absorbieren vor allem die Strahlung im infraroten Wellenlängenbereich. Da der spektrale Reflexionsgrad von Schnee und Meereis im sichtbaren Bereich hoch und im Infrarotbereich niedrig ist, verursacht die Schwächung der infraroten Teile der Strahlung durch die Wolken effektiv eine Zunahme der spektral gemittelten Albedo. Bei bewölktem Himmel mit einem Gesamtbedeckungsgrad von $N_c > 0.8$ ist die Albedo von Schnee und Festeis, für die gilt $\alpha > 0.28$, um 0.05 zu erhöhen (Shine und Henderson-Sellers, 1985; Key et al., 2001).

Im Fall der Überflutung des Festeises wird der Anteil der nichtreflektierten kurzwelligigen Strahlung, der durch die geringe Wasserschicht transmittiert wird, nicht berücksichtigt. Die an der Oberfläche des überfluteten Festeises absorbierte Strahlung wird unmittelbar in die Schmelzrate umgesetzt.

Ein besonderer Aspekt im Festeismodell ist die Behandlung der Transmission der Globalstrahlung durch die Eisschicht. Ein Großteil des in das Eis eindringenden kurzwelligigen Strahlungsstromes, insbesondere im infraroten Wellenlängenbereich, wird in einer oberflächennahen Schicht mit einer Mächtigkeit von ca. 0.1 m absorbiert (Grenfell, 1979; Grenfell und Maykut, 1979) und trägt so zum Schmelzen an der Eisoberfläche bei. Der restliche Anteil der kurzwelligigen Strahlung dringt in die untere Eisschicht ein. Die Schwächung des solaren Strahlungsstromes in der Eisschicht läßt sich durch das Bouguer-Lambert-Beer-Gesetz beschreiben.

Nach einem in vielen Meereismodellen verwendeten Ansatz von Maykut und Perovich (1987) führt die im unteren Bereich des Festeises absorbierte kurzwellige Strahlung zu internem Schmelzen. Dadurch erhöht sich der Anteil an Flüssigwasser (z.B. Sole) im Eis, und die Porosität nimmt zu. Dagegen kommt es nicht zu einer Veränderung der Eisdicke. Für dieses poröse Meereis ist die Schmelzwärme L_f um den Betrag niedriger, der dem Anteil an Flüssigwasser entspricht. Dies trifft v.a. für höhersalines Neueis zu, das am Schmelzpunkt einen erheblichen Anteil an Sole enthalten kann. In Extremfällen (Salzgehalt > 10 ppt) kann die Schmelzwärme von 334 J kg^{-1} bis auf 250 J kg^{-1} sinken, weil das Eis zu über 15% aus Flüssigkeit besteht (Eicken, 2000, pers. Mitteilung). Da selbst in den Sommermonaten der größte Teil der warmen, schmelzenden Eisdecke Porositäten aufweist, die im Bereich von 10% liegen (mit Ausnahme der obersten und untersten Schichten), spielt dieser Effekt bei küstennahem Festeis mit Salzgehalten von weniger als 2 ppt eine untergeordnete Rolle. Die Schmelzwärme verringert sich zu einem Zeitpunkt Ende Mai bzw. Anfang Juni maximal auf 320 J kg^{-1} .

Die von der Schnee-, Festeis- bzw. Wasseroberfläche emittierte Wärmestrahlung ist gegeben durch:

$$R_{l,\uparrow} = -\varepsilon_{fi,s,w} \sigma T_0^4. \quad (4.34)$$

Für eine Festeis- und Schneeoberfläche wird ein effektiver langwelliger Emissionsgrad von $\varepsilon_{fi,s} = 0.99$ angesetzt, für eine Wasserschicht auf dem Festeis gilt $\varepsilon_w = 0.97$ (Ebert und Curry, 1993), σ ist die Stefan-Boltzmann-Konstante. Die Oberflächentemperatur T_0 wird aus der im Modell berechneten Energiebilanz der entsprechenden Oberfläche bestimmt.

Nach Messungen in den Polarregionen kann die Gegenstrahlung der bewölkten Atmosphäre durch

$$R_{l,\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (4.35)$$

mit dem Ansatz

$$\varepsilon_a = 0.765 + 0.22 N_c^3 \quad (4.36)$$

für den effektiven atmosphärischen Emissionsgrad nach König-Langlo und Augstein (1994) approximiert werden. T_a steht für die Lufttemperatur in 2m Höhe über Grund und N_c [$0 \leq N_c \leq 1$] für den Gesamtbedeckungsgrad der Wolken.

Turbulente Wärmeströme

Die turbulenten Wärmeströme an der Festeisoberfläche werden nach der aerodynamischen Methode mit Hilfe von Bulk-Formeln nach Maykut (1978) und Maykut und Perovich (1987) beschrieben. Dieser vereinfachte Ansatz gilt nur in der atmosphärischen Bodenschicht (Prandtl-Schicht) und setzt höhenkonstante Austauschströme, die Gleichheit aller turbulenten Austauschkoefizienten sowie eine horizontal homogene Oberfläche voraus. Die vertikalen Profile von Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit verlaufen bei neutralen Schichtungsbedingungen logarithmisch. Die meteorologischen Größen wie Temperatur, spezifische Feuchte und Windgeschwindigkeit beziehen sich auf zwei verschiedene Meßhöhen innerhalb der Prandtl-Schicht. Die Stromdichten der fühlbaren und latenten Wärme ergeben sich aus

$$Q_h = C_h c_p \rho_a v_a (T_a - T_0) \quad (4.37)$$

und

$$Q_e = C_e L_{s,v} \rho_a v_a (q_a - q_0^*). \quad (4.38)$$

Die Wärmeströme sind somit proportional zur Windgeschwindigkeit v_a und der Differenz zwischen der Lufttemperatur T_a und der Oberflächentemperatur T_0 bzw. der Differenz zwischen der spezifischen Feuchte der Luft q_a und der spezifischen Feuchte direkt über der Erdoberfläche q_0^* , für die Sättigung angenommen wird.

Es ist anzumerken, daß die aus der meridionalen und zonalen Windkomponente abgeleiteten Angaben zur horizontalen Windgeschwindigkeit in den Atmosphärenmodellen der NCEP/NCAR und des ECMWF auf eine Höhe von 10m über Grund bezogen sind, die Angaben zur Lufttemperatur und -feuchte dagegen auf 2m Höhe. Die Verwendung dieser auf unterschiedliche Höhen bezogenen Daten führt nur zu geringen Inkonsistenzen, da die Differenzen der Windgeschwindigkeit zwischen 2m und 10m im Falle einer stabilen Temperaturschichtung, wie sie meist über dem Festeis auftritt, geringer sind als bei einer neutral oder labil geschichteten Atmosphäre. Differenzen, die sich aus der Verwendung der Lufttemperatur anstelle der potentiellen Temperatur ergeben, können bei der Berechnung der turbulenten Wärmeströme in geringen Meßhöhen außer Betracht bleiben (Foken, 1990).

Der Koeffizient $c_p = 1006 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ repräsentiert die spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck. Für die spezifische Sublimationswärme über Eis und Schnee gilt $L_s = 2.834 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ und für die spezifische Verdunstungswärme über überflutetem Festeis $L_v = 2.501 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$. Die Temperaturabhängigkeit der Verdunstung spielt nur eine geringe Rolle, da zum einen sich die Sublimation mit der Lufttemperatur nur wenig ändert und zum anderen die Oberflächentemperatur des Festeises (T_0) während der Ablationsphase nahe dem Gefrierpunkt liegt.

Dagegen wird die Dichte der reinen und wasserdampffreien Luft $\rho_a [\text{kg m}^{-3}]$ in Abhängigkeit von der Lufttemperatur T_a in 2m Höhe über Grund [K] und dem Luftdruck p in Meeresspiegelhöhe [Pa] näherungsweise für eine bodennahe Schicht mit Hilfe der Gasgleichung berechnet:

$$\rho_a = \frac{p}{R_a T_a}. \quad (4.39)$$

Dabei ist R_a die Gaskonstante trockener Luft. Sie hat den Wert $R_a = 287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

C_h und C_e (beide dimensionslos) bezeichnen die turbulenten Austauschkoefizienten für fühlbare bzw. latente Wärme. Diese sind von der Rauigkeit der Unterlage, der Windgeschwindigkeit und der Stabilität der atmosphärischen Schichtung abhängig. Beide Transferkoefizienten werden in einer ersten Näherung auf den gleichen Wert gesetzt $C = C_h = C_e$. Für unterschiedliche Schichtungszustände (labil, stabil) wird der Austauschkoefizient durch eine Stabilitätskorrektur in Abhängigkeit von der Richardson-Zahl Ri nach Louis (1979) bestimmt:

$$C = C_n \left(1 - \frac{2 b_1 Ri}{1 + b_2 |Ri|^{0.5}} \right) \quad Ri < 0, \quad (4.40)$$

$$C = C_n (1 + b_1 Ri)^{-2} \quad Ri \geq 0. \quad (4.41)$$

Nach Andreas (1987) wird für eine neutral geschichtete Luftschicht über einer Eis- bzw. Schneeoberfläche ein Wert von $C_n = 1.3 \cdot 10^{-3}$ angenommen, für eine Luftschicht über

einer mit Flußwasser überfluteten Festeisoberfläche gilt nach Andreas und Murphy (1986) ein Wert von $C_n = 1.0 \cdot 10^{-3}$. Ebert und Curry (1993) leiten aus Messungen einen Wert der beiden Parameter von $b_1 = 20$ und $b_2 = 1961 \cdot b_1 \cdot C_n$ ab.

Der Schichtungszustand in der Schicht Δz wird durch die Bulk-Richardson-Zahl beschrieben, die dem Verhältnis von thermisch zu mechanisch erzeugter Turbulenz entspricht. Die Richardson-Zahl ist positiv bei thermisch stabiler Schichtung, Null bei neutraler Schichtung und negativ bei instabiler Schichtung. Dieses Stabilitätsmaß ergibt sich näherungsweise gemäß der folgenden Gleichung:

$$Ri = \frac{g}{\bar{T}} \frac{\Delta T_a / \Delta z}{(\Delta v_a / \Delta z)^2}. \quad (4.42)$$

\bar{T} ist die Mitteltemperatur [K] der Schicht Δz . Die Schwerebeschleunigung g auf mittlerem Meeresniveau ($z = 0$) wird mit folgender Formel als Funktion der geographischen Breite (φ) berechnet:

$$g = 9.80616 \cdot (1 - 0.0026373 \cos 2\varphi + 0.0000059 \cos^2 2\varphi) \quad [\text{m s}^{-2}]. \quad (4.43)$$

Für 70° Breite erhält man beispielsweise eine Schwerebeschleunigung von 9.826 m s^{-2} .

4.2.4 Wärmeeintrag durch Flußwasser

Nach dem Aufbrechen des Flußeises in den Oberläufen der Flüsse und den Deltakanälen beginnt Ende Mai bzw. Anfang Juni der Wärmeeintrag durch das Flußwasser. Das aus den Mündungsgebieten ausströmende Flußwasser über- und unterfließt das küstennahe Festeis (Kapitel 3.1.3). Der Überflutungsbereich erstreckt sich maximal bis in eine Entfernung von 25 km bis 30 km. Das weiter seewärts angrenzende Festeis wird vom Flußwasser nur unterströmt.

Der Wärmeeintrag durch das Flußwasser wird in Meereismodellen gewöhnlich vernachlässigt. Der Einfluß des kontinentalen Süßwassers auf das Oberflächenwasser läßt sich in weiten Teilen der ostsibirischen Schelfmeere über die Verteilung der Wassertemperatur, des Salzgehaltes und der Nährstoffe nachweisen (Pavlov et al., 1994; Kotchetov et al., 1994). Die Wassertemperatur an der Oberfläche steigt zur Küste hin an, während der Salzgehalt kontinuierlich abnimmt.

Infolge des frühsummerlichen Flußwassereintrages entstehen vor den Flußmündungen ausgedehnte Süßwasserlinsen, in denen im Extremfall z. B. in der südöstlichen Laptewsee bis in 7 m Tiefe unter dem Festeis sehr geringe Salzgehalte ($S < 1$ ppt) bei Wassertemperaturen über -0.1°C erreicht werden können (Pivovarov et al., 1999). Nach der Durchmischung des Flußwassers mit dem Meerwasser werden im Modell für das Brackwasser im küstennahen und -fernen Bereich Salzgehalte von 5 ppt bzw. 20 ppt angenommen.

In einem ersten und vereinfachten Ansatz wird der fluwasserbedingte Wärmeeintrag analog zum fühlbaren atmosphärischen Wärmestrom an der Eisoberseite parametrisiert. Das Datum des Einsetzens der Überflutung des Festeises leitet sich aus Satellitendaten ab. Zur Berechnung des Wärmeeintrages werden die charakteristische Morphologie des Schelfes vor jedem Flumndungsgebiet sowie verschiedene Abfluparameter berücksichtigt. Nach Dean et al. (1993) und Searcy et al. (1996) ergibt sich der Flußwasserwärmestrom an der oberen (Gleichung 4.45) und unteren (Gleichung 4.44) Seite des Festeises aus einer vereinfachten Approximation

$$Q_r = C_r c_w \rho_w v_f (\bar{T}_r - T_t) \quad (4.44)$$

und

$$Q_r = C_r c_w \rho_w v_f (\bar{T}_s - T_b). \quad (4.45)$$

Dabei ist C_r der turbulente Austauschkoeffizient des Fluwasserwrmestromes an der Grenzfläche Wasser-Festeis, der nach Messungen von Josberger (1987) und Abschätzungen von Searcy et al. (1996) konstant auf den Wert von $C_r = 1 \cdot 10^{-4}$ (dimensionslos) gesetzt wird. Die Dichte des küstennahen Brackwassers beträgt $\rho_w = 1004 \text{ kg m}^{-3}$, diejenige des kstenternen Brackwassers $\rho_w = 1016 \text{ kg m}^{-3}$. In Küstennähe ist die spezifische Wärmekapazität des Brackwassers an der Eisunterseite $c_w = 4125 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$. Für das nicht durchmischte Flußwasser an der überfluteten Festeisoberseite wird die spezifische Wärmekapazität als Funktion der Wassertemperatur [°C] nach Baumgartner und Lieb-scher (1996) approximiert:

$$c_w = 4210 - 1.77 \bar{T}_r + 0.0127 \bar{T}_r^2. \quad (4.46)$$

Die spezifische Wärmekapazität des kstenternen Brackwassers wird konstant auf den Wert $c_w = 4000 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ gesetzt. Für die Fluwasserfahne wird in Küstennähe eine mittlere Strömungsgeschwindigkeit an der Ober- und Unterseite des Festeises von $v_f = 0.40 \text{ m s}^{-1}$ angenommen (Golovin et al., 1999). Für Festeisgebiete, die entfernt von den Flußmündungen sind, nähert sich die Geschwindigkeit immer weiter derjenigen der küstenparallelen Strömung an. Es gilt dort an der Festeisunterseite eine geringere mittlere Strömungsgeschwindigkeit von $v_f = 0.07 \text{ m s}^{-1}$ (Dmitrenko, 2000, pers. Mitteilung). $\bar{T}_r - T_t$ und $\bar{T}_s - T_b$ sind die Differenzen zwischen der Schichtmitteltemperatur der Abflußfahne \bar{T}_r und der Temperatur der überfluteten Eisoberseite T_t (hier 273.15K) bzw. zwischen der Schichtmitteltemperatur des Schelfwassers \bar{T}_s und der Temperatur der Eisunterseite T_b .

Dean et al. (1993) und Searcy et al. (1996) nehmen für das Flußwasser mit dem Einsetzen der Hochwasserwelle einen linearen Anstieg der Temperatur von 0.33 K d^{-1} an. Dagegen wird im vorliegenden Ansatz das Tagesmittel der Flußwassertemperatur aus einem mittleren monatlichen Jahresgang nach Pavlov et al. (1994) und Nalimov (1995) in einer ersten Näherung mit Hilfe einer kubischen Spline-Interpolation für die einzelnen Tage approximiert.

Die Durchmischung des Flußwassers mit dem Meerwasser bzw. die Berechnung der Schelfwassertemperatur T_s für einen stationären Zustand erfolgt nach einer einfachen Parametrisierung über die Schelfdimensionen, die Abflußwerte, die Flußwassertemperaturen und die Strömungsgeschwindigkeit der Abflußfahne (Prange, 2000):

$$T_s = \left(\frac{v_o}{\Delta x} T_w + \frac{Q}{\Delta x \Delta y \Delta z} \bar{T}_r \right) \cdot \left(\frac{v_o}{\Delta x} + \frac{Q}{\Delta x \Delta y \Delta z} \right)^{-1} \quad (4.47)$$

Hierbei steht Δx für die Breite der Flußmündung, Δy für die Entfernung von der Küstenlinie und Δz für die mittlere Mächtigkeit der Wassersäule des Mündungsgebietes auf dem Schelf. Die Schelfdimensionen werden aus bathymetrischen Karten der ostsibirischen Arktis abgeleitet (Abb. 4.13).

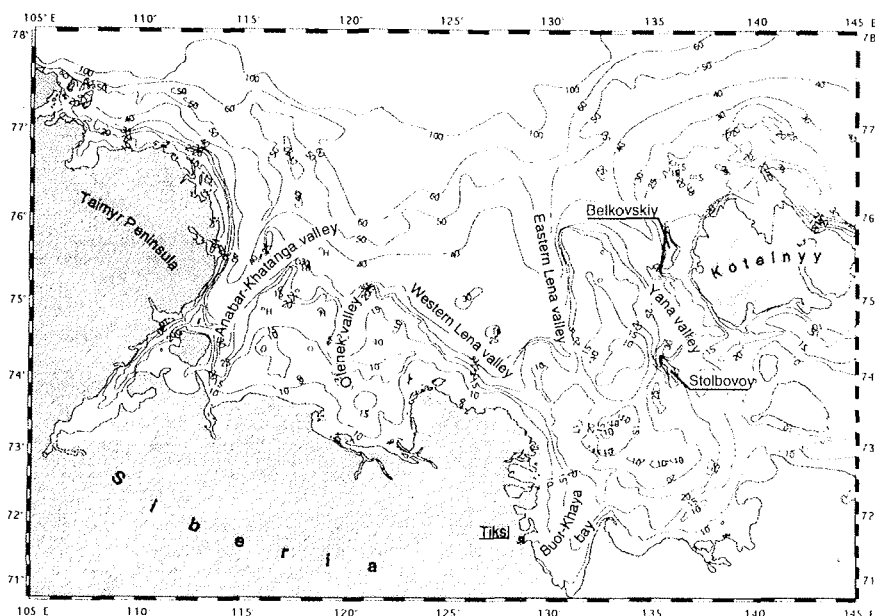


Abbildung 4.13: Bathymetrische Karte der Laptevsee; aus Churun (1995)

Das einströmende Flußwasser ist aufgrund seiner Temperatur und seines geringen Salzgehaltes spezifisch leichter als das salzhaltige Ozeanwasser. Durch die Schichtung des Süßwassers über dem Ozeanwasser ist die effektive Wassertiefe des Schelfes geringer als die wahre Schelftiefe. Die effektive Wassertiefe wird im wesentlichen von der Morphologie des Mündungsgebietes und der Abflußmenge in der Mischungsschicht über dem tiefergelegenen Ozeanwasser bestimmt. In diesem Modell wird, basierend auf Messungen von Temperatur- und Salzgehaltsprofilen in der Laptevsee (Timokhov, 1994; Golovin, 1995),

in Küstennähe vor den Flußmündungen eine mittlere effektive Schelftiefe von 2.5 m und in den küstenfernen Gebieten eine effektive Schelftiefe von 7.0 m angenommen. Weiterhin wird angenommen, daß der Abkühlungseffekt der Abflußfahne durch schmelzendes Eis nur gering ist.

Die mittlere küstenparallele ozeanische Strömung ist $v_o = 0.07 \text{ m s}^{-1}$, und die Temperatur des Ozeanwassers T_w liegt während der Ablationsphase des Festeises in der Nähe des Gefrierpunktes $T_{f,w}$.

Der Abfluß Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] wird aus den Pegelmessungen der dem Flußmündungsgebiet nächstgelegenen Station übernommen. Allerdings müssen für die Lena, Yana und Indigirka der Abfluß der Pegel modifiziert werden. Die Größe des Deltas und die Fließrichtung der einzelnen Kanäle im Delta machen eine mengenmäßige Aufteilung des Abflusses erforderlich. Die prozentuale Verteilung des frühsummerlichen Abflusses in den einzelnen Kanälen des Lenadeltas erfolgt nach Ivanov und Piskun (1995). Die Höhe der Wassersäule auf dem überfluteten Festeis beträgt nach Dean et al. (1993) etwa 0.5 m. Insgesamt 80% des Flußwassereintrages strömt unter dem Festeis auf den Schelf.

4.2.5 Ozeanischer Antrieb

In den flachen Schelfmeeren, insbesondere in Küstennähe, ist die Einmischung von relativ warmem und salzreichem Tiefenwasser in die Deckschicht gering. Ein Teil des Festeises kann bei einer positiven Energiebilanz an der Eisunterseite infolge des eingemischten warmen Tiefenwassers geschmolzen werden. Gleichzeitig stabilisiert der Süßwassereintrag durch das schmelzende Festeis wiederum die ozeanische Deckschicht. Die Konvektion fühlbarer Wärme wird abgeschwächt. Erst mit dem Einsetzen der Schmelzhochwasser der sibirischen Flüsse verursacht der unter dem Festeis fließende Wasserstrom eine turbulente Durchmischung der Deckschicht und somit eine Erhöhung des ozeanischen Wärmestromes.

Der ozeanische Wärmestrom ist eine schwierig zu bestimmende Größe. Sein Wert wird in vielen Modellen als zeitlich konstant (meist Jahresmittel) zwischen 0 W m^{-2} und 10 W m^{-2} angenommen. Die Verwendung eines klimatologischen Mittelwertes stellt eine starke Vereinfachung der natürlichen Situation dar. Nach Proshutinsky und Johnson (1997) wechselt die oberflächennahe ozeanische Zirkulation im Arktischen Ozean zwischen einem zyklonischen und antizyklonischen Zirkulationsmuster auf einer Zeitskala von 5 bis 7 Jahren. Johnson und Polyakov (2001) zeigen, daß das relativ salzarme Oberflächenwasser der Schelfe durch salzreicheres Wasser aus dem Arktischen Ozean (Atlantisches Zwischenwasser, Barentsseewasser) ersetzt werden kann. Dadurch verringert sich die vertikale Mächtigkeit der oberflächennahen Süßwasserschicht, und gleichzeitig wird der ozeanische Wärmestrom erhöht. Nach Johnson und Polyakov (2001) hat die ozeanische Wärmestromdichte im Eurasischen Becken und in der Laptewsee zwischen 1989 und 1997 zugenommen. Martinson und Steele (2001) schätzen den winterlichen ozeanischen Wärmestrom in der ostsibirischen Arktis Mitte der 90er Jahre des 20. Jahrhunderts auf 15 W m^{-2} bis 20 W m^{-2} .

Der vertikale ozeanische Wärmestrom wird im Festeismodell als zeitlich variierende Größe für die verschiedenen Untersuchungsgebiete vorgegeben. Er wird nur in der Energiebilanz des küstenfernen Festesises berücksichtigt. Die täglichen Werte werden durch eine Spline-Interpolation aus den Monatsmitteln des ozeanischen Wärmestromes berechnet. Sie stammen aus dem hochaufgelösten (27 km × 27 km) gekoppelten Meereis-Ozean-Modell NAOSIM, welches am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung entwickelt wurde und auf dem GFDL-MOM2-Code (*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory - Modular Ocean Model*) basiert. Da die minimale Modellozeantiefe in Küstennähe bei 60m liegt, berechnet das Modell für die flachen Schelfgebiete zu hohe Werte. Umgerechnet auf Wassertiefen von rund 20m ergibt sich für die im Modell berechneten vertikalen ozeanischen Wärmeströme ein um ein Drittel verringerter Wert (Karcher, 2001, pers. Mitteilung).

4.3 Sensitivitätsstudien

Zur Berechnung der Strahlungsströme sowie ihrer Komponenten existieren eine Vielzahl von Parametrisierungsansätzen (vgl. Reed, 1977; Launiainen und Cheng, 1998) und Strahlungstransportmodellen. Die Parametrisierungen unterscheiden sich hinsichtlich der Berücksichtigung der Eingangsgrößen. Die meteorologischen Eingangsgrößen, die aus Modellergebnissen oder Beobachtungen abgeleitet werden, weisen eine unterschiedliche Qualität auf (vgl. Kapitel 2.1 und Kapitel 4.2.2). Die Eingabewerte selbst beeinflussen so die Ergebnisse der Parametrisierungen. Die Sensitivität der verschiedenen Parametrisierungsverfahren gegenüber den Eingangsgrößen wirkt sich auf die Simulation der Festeisdicken aus.

In den Polargebieten sind während der Sommermonate die kurzwellige solare Einstrahlung und die Albedo die dominierenden Faktoren der Oberflächenenergiebilanz. In Kapitel 4.3.1 werden daher mehrere in der Meereismodellierung verbreitete Strahlungsparametrisierungen der Globalstrahlung für einen wolkenfreien sowie einen bewölkten Himmel verglichen. Die Wirkung verschiedener Ansätze zur Parametrisierung der Albedo der Meereis- und Schneeoberfläche wird in Kapitel 4.3.2 überprüft. In Kapitel 4.3.3 wird der Einfluß der atmosphärischen Antriebsdaten (ECMWF, NCEP/NCAR) auf die Simulation der zeitlichen Verläufe der Festeisdicken untersucht. Ziel der Sensitivitätsanalysen ist es, das Verhalten des Festeismodells zu untersuchen sowie die Simulationsergebnisse auf Plausibilität und, wo möglich, auf Realitätsnähe zu prüfen.

4.3.1 Globalstrahlung und Wolkenfaktoren

In Meereismodellen werden unterschiedliche Methoden zur Beschreibung der Globalstrahlung verwendet. Die einfachsten Ansätze beruhen auf der Verwendung klimatologischer Mittelwerte (z.B. Semtner, 1976). Die Globalstrahlung an der Erdoberfläche läßt sich mit ausreichender Genauigkeit über einfache Parametrisierungen berechnen. Der Einfluß der

Atmosphäre wird durch empirische Faktoren berücksichtigt, die aus Messungen abgeleitet wurden (z.B. Parkinson und Washington, 1979; Shine und Henderson-Sellers, 1985; Harder, 1996). Aufwendiger ist die Verwendung von Strahlungstransportmodellen.

In diesem Kapitel werden die in Meereismodellen häufig verwendeten Parametrisierungen der Globalstrahlung für einen wolkenfreien Himmel von Zillman (1972), wie bereits in Gleichung 4.21 beschrieben, Bennett (1982) und Shine (1984) untereinander verglichen, um mögliche Einflüsse auf die Simulation der zeitlichen Entwicklung der Festeisdicken zu separieren. Zusätzlich werden die Faktoren der Wolkenkorrektur nach Laevastu (1960), vgl. Gleichung 4.21, und Bennett (1982) hinsichtlich ihrer Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad untersucht. Die Strahlungsparametrisierung für einen wolkenfreien Himmel lautet nach Bennett (1982)

$$R_{s,\downarrow} = 0.72 S_o \cos Z \quad (4.48)$$

und nach Shine (1984)

$$R_{s,\downarrow} = \frac{S_o \cos^2 Z}{(\cos Z + 1.0)e \cdot 10^{-5} + 1.2 \cos Z + 0.0455}. \quad (4.49)$$

Darin steht S_o [Wm^{-2}] für die Solarkonstante, Z [°] für den Zenitwinkel der Sonne und e [Pa] für den Partialdruck des Wasserdampfes in 2m Höhe über Grund.

Die Strahlungsparametrisierung für einen mit Wolken bedeckten Himmel ergibt sich aus der Multiplikation der Gleichungen 4.21, 4.48 und 4.49 mit einem Wolkenfaktor C_f , der die einfallende Globalstrahlung reduziert. Der Wolkenfaktor berechnet sich nach Bennett (1982)

$$C_f = 1 - 0.52 N_c. \quad (4.50)$$

N_c (skaliert auf das Intervall [0,1]) steht für den Gesamtbedeckungsgrad des Himmels mit Wolken.

Vergleich der Parametrisierungen

Die Parametrisierung der Globalstrahlung setzt sich zusammen aus der einfallenden solaren Strahlung am Oberrand der Atmosphäre und einem Faktor, der das Transmissionsvermögen der Atmosphäre beschreibt. Bei Zillman (1972) und Shine (1984) ist das Transmissionsvermögen eine Funktion des Kosinus des Zenitwinkels und des Partialdruckes des Wasserdampfes. Bei Bennett (1982) wird der Transmissionsgrad konstant auf 0.72 gesetzt. In Abbildung 4.14 sind die absoluten und relativen Differenzen zwischen den Ansätzen dargestellt. Die mittlere tägliche Globalstrahlung [Wm^{-2}] wird in Abhängigkeit des Kosinus des Zenitwinkels bei einem konstanten Partialdruck des Wasserdampfes von 5 hPa berechnet.

Die relativen Anteile der Differenzen der Globalstrahlung, dargestellt für Sonnenhöhen $>15^\circ$ ($Z < 85^\circ$), sind auf die Globalstrahlungswerte von Zillman bzw. Shine bezogen.

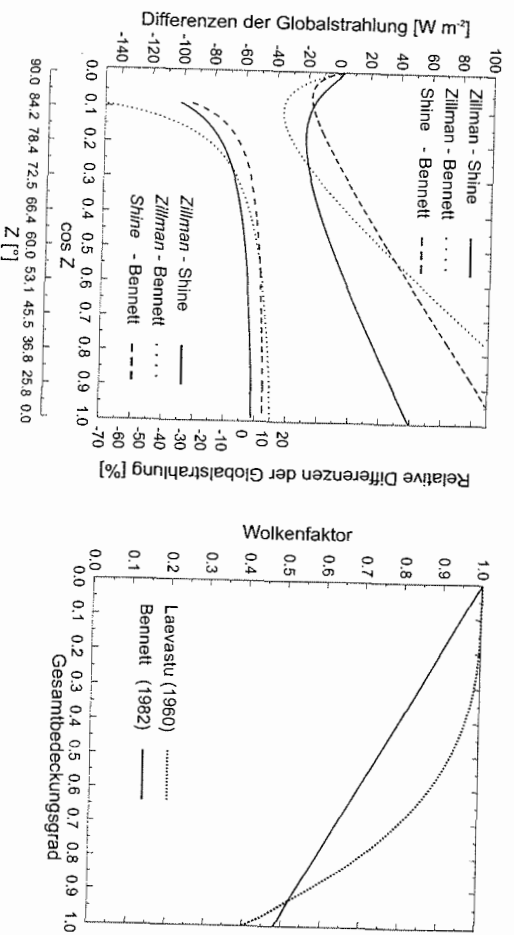


Abbildung 4.14: Vergleich verschiedener Parametrisierungen der Globalstrahlung und der Wolkenfaktoren. Dargestellt sind die absoluten Differenzen der Tagesmittel der Globalstrahlung [W m^{-2}] für einen wolkenfreien Himmel zwischen den Ansätzen von Zillman (1972), Bennett (1982) und Shine (1984) in Abhängigkeit des Kosinus des Zenitwinkels bzw. Zenitwinkels bei einem konstanten Partialdruck des Wasserdampfes von 5 hPa (links), die relativen Anteile der Differenzen der Globalstrahlung nach dem Bezugswert (kursiv) von Zillman bzw. Shine (links) sowie die Wolkenkorrekturfaktoren in Abhängigkeit des Gesamtbedeckungsgrades (rechts) nach Laevastu (1960) und Bennett (1982).

Im direkten Vergleich der Strahlungsparametrisierungen zeigt sich, daß die absoluten Differenzen der Tagesmittel der Globalstrahlung bei niedrigen Sonnenständen 20 W m^{-2} bis 40 W m^{-2} betragen. Die relativen Anteile der Differenzen der Globalstrahlungswerte nach Zillman bzw. Shine variieren zwischen 10% und -70% . Bei hohen Sonnenständen liegen die relativen Abweichungen zwischen den Parametrisierungen bei ca. 10%. Der Sonnenhöchststand in den ostsibirischen Untersuchungsgebieten liegt am 21. Juni bei ca. 42° ($\cos Z = 0,67$). Zu diesem Zeitpunkt variieren die Differenzen der Globalstrahlungswerte je nach Parametrisierung zwischen 10 W m^{-2} und 80 W m^{-2} . Bis zu einem Kosinus des Zenitwinkels von 0,38 (Sonnenhöhe = $22,3^\circ$) bzw. 0,55 (Sonnenhöhe = $33,4^\circ$) sind die Werte der Strahlungsstromdichten nach dem Ansatz von Zillman (1972) geringer als die von Bennett (1982) bzw. Shine (1984). Bei höheren Sonnenständen nimmt die Globalstrahlung nach Zillman gegenüber dem Ansatz von Bennett stärker zu als gegenüber der Parametrisierung von Shine. Die nach Shine berechneten Strahlungsstromdichten sind bereits ab einem Kosinus des Zenitwinkels von 0,28 (Sonnenhöhe = $16,3^\circ$) größer als die Werte gemäß der Parametrisierung von Bennett.

Für den wolkenbedeckten Fall werden die Werte der Globalstrahlung für einen wolkenfreien Himmel durch einen Korrekturfaktor reduziert. Zwischen dem Gesamtbedeckungsgrad und dem Korrekturfaktor besteht bei Bennett (1982) ein linearer Zusammenhang. Laevastu (1960) verwendet dagegen eine Funktion dritten Grades. Bis zu einem Bedeckungsgrad von 0.93 reduzieren die Wolken in dem Ansatz von Bennett die Globalstrahlung stärker als dies bei Laevastu der Fall ist. Bei starker Bewölkung ist dagegen der Korrekturfaktor von Laevastu geringer als der von Bennett.

Der Vergleich der Strahlungsparametrisierungen zeigt, daß die nach Bennett (1982) berechneten Tagesmittel der Globalstrahlung für einen wolkenfreien Himmel ab Sonnenhöhen von etwa 20° zu niedrig sind. Im weiteren Verlauf der Sensitivitätsstudie wird der Ansatz nach Bennett nicht weiter verfolgt. Abbildung 4.15 zeigt beispielhaft die aus den verschiedenen Parametrisierungen berechneten mittleren Jahresgänge (1979 bis 1994) der Tagesmittel der Globalstrahlung jeweils für einen wolkenlosen (links) sowie für einen wolkigen bzw. bedeckten Himmel (rechts) im Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal).

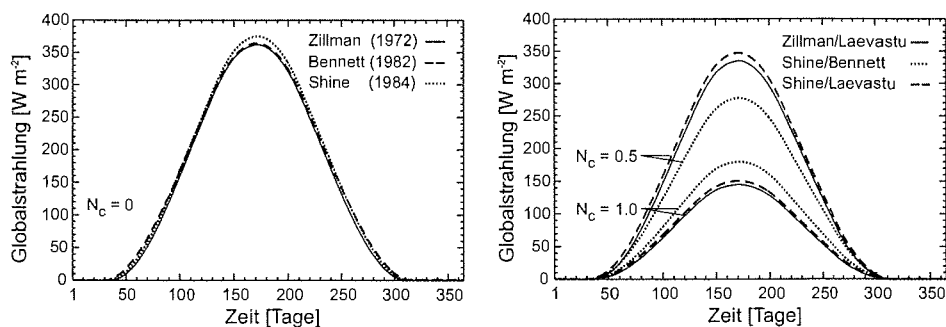


Abbildung 4.15: Mittlerer Jahresgang der Globalstrahlung nach verschiedenen Parametrisierungen für das Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal) im Zeitraum 1979 bis 1994. Dargestellt sind die Jahresgänge der Tagesmittel der Globalstrahlung [W m^{-2}] für einen wolkenlosen Himmel (links) nach Zillman (1972) und Shine (1984) und für einen wolkigen ($N_c = 0.5$) bzw. wolkenbedeckten ($N_c = 1.0$) Himmel (rechts) unter Verwendung der Korrekturfaktoren nach Laevastu (1960) und Bennett (1982). Der Partialdruck des Wasserdampfes ist aus den Taupunktstemperaturen der NCEP/NCAR-Reanalysen nach Sonntag (1994) berechnet. Der Gesamtbedeckungsgrad stammt aus den Meldungen der SYNOP-Station Tiksi (WMO 21824).

Die nach Zillman (1972) und Shine (1984) berechneten mittleren Jahresgänge der Tagesmittel der Globalstrahlung für einen wolkenlosen Himmel unterscheiden sich bis auf die Sommermonate nur geringfügig. Im Juni sind die nach Zillman berechneten Strahlungsstromdichten ca. 30 W m^{-2} geringer als die nach Shine. Die Abweichung ist darauf zurückzuführen, daß auch im Tagesmittel der Kosinus des Zenitwinkels unter 0.4 bleibt (vgl. Abb. 4.14, links).

Bis zu einem Gesamtbedeckungsgrad von 0.93 (vgl. Abb. 4.14, rechts) wird die auf die Erdoberfläche auftreffende Globalstrahlung nach dem Ansatz von Bennett (1982) stärker durch die Wolken reduziert als nach der Parametrisierung von Laevastu (1960). Mitte Juni beträgt die Differenz zwischen den nach Bennett und Laevastu korrigierten Tagesmittelwerten der Globalstrahlung zwischen 60 W m^{-2} (Zillman) und 70 W m^{-2} (Shine). Nur für einen bedeckten Himmel ($N_c \geq 0.94$) ist die Reduktion der Globalstrahlung nach Bennett geringer als die nach Laevastu. Die Differenzen der Strahlungsstromdichten betragen Mitte Juni 30 W m^{-2} (Shine) und 35 W m^{-2} (Zillman).

Vergleich von Parametrisierungsergebnissen und Beobachtungsdaten

Zur Beurteilung der Genauigkeit bzw. der Realitätsnähe der berechneten Werte der Globalstrahlung werden die Ergebnisse der verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den mittleren Werten der gemessenen Globalstrahlung verglichen (Abb. 4.16). Letztere stammen aus dem Meßnetz der WMO und werden im *World Radiation Data Center* (WRDC) in St. Petersburg archiviert. Für den Vergleich wird die WMO-Station Ostrov Chetyreh-Stolbovoy (WMO 21965) ausgewählt, da diese Meßstation vor dem Mündungsgebiet der Kolyma auf einer Insel liegt und somit für die Untersuchung der Globalstrahlung auf dem Schelf besonders geeignet ist.

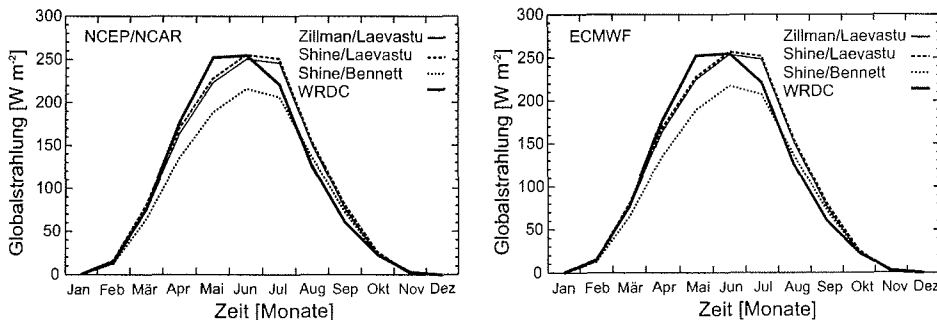


Abbildung 4.16: Vergleich von berechneter und gemessener Globalstrahlung. Dargestellt sind die nach verschiedenen Parametrisierungsansätzen berechneten und die an der SYNOP-Station Ostrov Chetyreh-Stolbovoy (WMO 21965), 70.63 N, 162.48 E, gemessenen langjährigen Monatsmittel (1979 bis 1993) der Tagesmittel der Globalstrahlung [W m^{-2}]. Der Partialdruck des Wasserdampfes ist aus den NCEP/NCAR- (links) und ECMWF-Reanalysen (rechts) abgeleitet. Datenquellen: NCEP/NCAR, ECMWF, WMO-SYNOP, WRDC.

Alle Parametrisierungen geben den Jahresgang der mittleren täglichen Globalstrahlung [W m^{-2}] realistisch wieder. Die Verwendung der aus den NCEP/NCAR- (Abb. 4.16, links) und ECMWF-Reanalysen (Abb. 4.16, rechts) abgeleiteten Feuchtegrößen führt nur zu geringen Unterschieden zwischen den Ergebnissen der Strahlungsparametrisierungen. In den Wintermonaten (DJF) betragen die mittleren Partialdrücke des Wasserdampfes ca. 0.6 hPa (NCEP/NCAR) bzw. 0.3 hPa (ECMWF). Im Sommer (JJA) liegen die Werte im Mittel bei 7.5 hPa (NCEP/NCAR) und 5.0 hPa (ECMWF).

Die aus den kombinierten Parametrisierungen von Zillman (1972) bzw. Shine (1984) und Laevastu (1960) berechneten Strahlungsstromdichten weisen nur geringe Abweichungen von den gemessenen Werten der Globalstrahlung auf. So unterschätzen die parametrisierten Strahlungsstromdichten die gemessenen Werte im Mai nur um ca. 20 W m^{-2} . Dagegen unterschätzen die Ergebnisse der kombinierten Strahlungsparametrisierung von Shine (1984) und Bennett (1982) die gemessene Globalstrahlung zwischen März und Juli um bis zu 70 W m^{-2} .

Als Ursache für diese Diskrepanz kommen die Güte der Parametrisierungen, die relativen Fehler der Eingabeparameter oder der unterschiedliche räumliche Repräsentanzbereich von Messung und Parametrisierungsansatz in Frage.

- Die Parametrisierung von Bennett (1982) wurde ursprünglich für die Verwendung in einem gekoppelten Atmosphären-Meereismodell entwickelt. In diesem Ansatz gehen zonale Mittelwerte des Gesamtbedeckungsgrades linear in die Parametrisierung ein. Einzelne Wolkentypen werden nicht unterschieden. Bennett verwendet Tageswerte des Bedeckungsgrades, welche er mit Hilfe einer Spline-Interpolation aus den Monatsmittelwerten der Bedeckung in Januar, April, Juli und Oktober ableitet. In den von Meereis bedeckten Gebieten der Arktis dominieren dagegen v. a. in den Sommermonaten tiefe schichtförmige Wolken (Makshtas et al., 1998). Der Ansatz nach Laevastu (1960) wurde ursprünglich zur Parametrisierung der kurzwelligen Strahlungsströme über den Ozeanen entwickelt. Eine Übertragbarkeit beider Verfahren auf die Polargebiete ist nur nach entsprechender Modifikation der empirischen Koeffizienten möglich.
- Laevastu (1960) geht von einem nichtlinearen Zusammenhang zwischen Wolkenbedeckung und Globalstrahlung aus, Bennett (1982) dagegen von einem linearen Zusammenhang (Abb. 4.14). Strahlungstransportmodelle, die über Schnee und Eis eingesetzt werden, bestätigen eine nichtlineare Beziehung zwischen beiden Größen (Maslanik und Silcox, 1993). Die Verwendung des Wolkenfaktors nach Laevastu führt zu realistischeren Ergebnissen. Im Vergleich zu der linearen Parametrisierung des Wolkenfaktors von Bennett ist das berechnete Transmissionsvermögen der Atmosphäre bei leichter bis starker Bewölkung nach dem Ansatz von Laevastu höher.
- In den Strahlungsparametrisierungen für den wolkenfreien Fall werden empirisch ermittelte Koeffizienten verwendet, die nur von der Wasserdampfabsorption abhängen. Der Aerosolgehalt der Atmosphäre und seine intra- und interannuale Variabilität wird dagegen nicht berücksichtigt. Curry et al. (1996) weisen darauf hin, daß Aerosole aus anthropogenen und natürlichen Quellen das Transmissionsvermögen der Atmosphäre erheblich verändern.
- Die in dieser Untersuchung verwendeten Parametrisierungsansätze für den Fall mit Wolkenbedeckung vernachlässigen die Mehrfachreflexionen zwischen der Schnee- bzw. Meereisoberfläche und der Wolkenunterseite (Shine, 1984). Vor allem im Mai führt die hohe Albedo des schneebedeckten Untergrundes bei gleichzeitiger Zunahme der Bewölkung (vgl. Abb. 4.10) zu Mehrfachreflexionen der kurzwelligen Strahlung. Dadurch erhöht sich an der Erdoberfläche die auftreffende Globalstrahlung.

- Die Genauigkeit der in der Arktis eingesetzten Pyranometer beträgt nach Serreze et al. (1998) $\pm 10 \text{ W m}^{-2}$. Unterschiede zwischen der Messung und den Ergebnissen der Strahlungsparametrisierung ergeben sich dadurch, daß die Tagesmittel der Gesamtbedeckung aus den vier Beobachtungsterminen (s. Kapitel 4.2.2) berechnet werden und hieraus wiederum das Tagesmittel der Globalstrahlung. Die gemessenen Strahlungswerte bilden dagegen ein zeitliches Integral über 24 Stunden.
- Der vorzugebende Partialdruck des Wasserdampfes bezieht sich entsprechend der horizontalen Maschenweite der globalen Modelle auf eine Fläche von mehreren tausend Quadratkilometern. Die an der Station gemessenen Werte der Globalstrahlung beziehen sich dagegen auf einen Meßpunkt.

Einfluß der Parametrisierungsverfahren auf die simulierten Festeisdicken

Die jeweils verwendete Parametrisierung der Globalstrahlung wirkt sich aufgrund der Abweichungen im Jahresverlauf (Abb. 4.16) unterschiedlich stark auf die Simulation der zeitlichen Verläufe der Festeisdicken aus. Beispielhaft wird der Einfluß der Parametrisierungen auf die Schmelzraten des Festeises für das Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal) in der südöstlichen Lapteewsee untersucht. Die Simulationen werden getrennt für überflutetes und nichtüberflutetes Festeis mit den atmosphärischen Antriebsgrößen der NCEP/NCAR (Abb. 4.17, links) und des ECMWF (Abb. 4.17, rechts) durchgeführt.

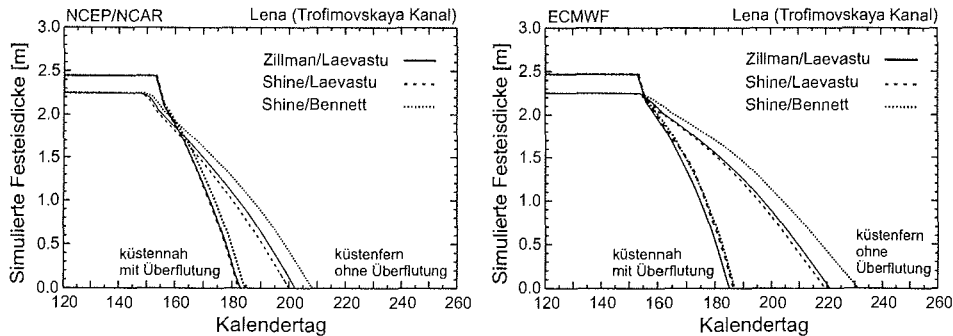


Abbildung 4.17: Einfluß unterschiedlicher Parametrisierungen der Globalstrahlung auf die simulierten Festeisdicken. Dargestellt sind die nach verschiedenen Parametrisierungsansätzen berechneten Festeisdicken (küstennahes überflutetes und küstenfernes nichtüberflutetes Festeis) für das Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal), Mittelungszeitraum 1979 bis 1994. Im küstennahen Bereich beträgt die Anfangseisdicke 2.2 m, die Mächtigkeit der Schneedecke 0.25 m, im küstenfernen Bereich 2.0 m bzw. 0.25 m. Die atmosphärischen Antriebsgrößen stammen aus den NCEP/NCAR- (links) und ECMWF-Reanalysen (rechts).
Datenquellen: NCEP/NCAR, ECMWF.

In allen Fällen ist das simulierte Festeis bei der Verwendung der Strahlungsparametrisierungen nach Zillman (1972) und Laevastu (1960) schneller abgeschmolzen als bei der Verwendung der Parametrisierungen nach Shine (1984) und Bennett (1982). Die Ursache hierfür liegt in der unterschiedlichen Abhängigkeit der Parametrisierungen vom Gesamtbedeckungsgrad (Gleichungen 4.21 und 4.50). Bei der Simulation der Festeisdicken im Überflutungsfall sind die Unterschiede zwischen den Schmelzkurven nur gering. Die Differenz zwischen den Zeitpunkten, an denen das Eis abgeschmolzen ist, beträgt etwa 1 bis 2 Tage. Dagegen wirken sich die verschiedenen Parametrisierungsansätze bei dem nichtüberfluteten Festeis weitaus stärker aus. Die Simulation mit NCEP/NCAR-Daten führt dazu, daß der Schmelzprozeß bei der Verwendung der Globalstrahlungswerte nach Zillman/Laevastu und Shine/Laevastu rund 5 Tage länger dauert als nach dem Ansatz von Shine/Bennett. In der Simulation mit ECMWF-Daten beträgt die Differenz zwischen den Schmelzkurven am Ende der Ablationsperiode ca. 8 bis 9 Tage.

Zusammenfassung

Der Vergleich der Parametrisierungen zeigt, daß der Jahresgang der Tagesmittel der Globalstrahlung in der ostsibirischen Arktis gut reproduziert werden kann. Abweichungen von dieser jahreszeitlichen Verteilung ergeben sich aus der Wolkenbedeckung und der Albedo der Erdoberfläche. Damit kommt der Parametrisierung des Wolkenfaktors eine große Bedeutung zu, da dieser in Abhängigkeit vom Gesamtbedeckungsgrad die Globalstrahlung reduziert. Die wesentlichen Probleme liegen dabei in einer möglichst genauen Berücksichtigung des Gesamtbedeckungsgrades und seiner zeitlichen Variabilität. Die Güte des Wolkendatensatzes, welcher aus Satellitendaten, Modellanalysen oder Bodenbeobachtungen abgeleitet werden kann (s. Kapitel 4.2.2), bestimmt den Einfluß des Bedeckungsgrades auf die Strahlungsparametrisierung.

Die Wolken- und Niederschlagsbildung in den Polargebieten wird in numerischen Vorhersagemodellen bislang, wie in Kapitel 4.2.2 beschrieben, nur unzureichend simuliert (Lüpkes, 1993). Eine Überprüfung wolkenmikrophysikalischer Prozesse ist aufgrund der eingeschränkten Zugänglichkeit der polaren Gebiete nur bedingt möglich. Die an Bodenstationen beobachteten Wolkengrößen sind lokal begrenzt verwendbar und nur teilweise auf andere Gebiete übertragbar. Die geringe Anzahl von Meßstationen und die extremen Witterungsbedingungen sind der Hauptgrund für die schlechte Datenlage. Daher bieten Satellitendaten einen Ansatz, diesen Mißstand zumindest teilweise zu beheben. Allerdings lassen sich Wolken bzw. Wolkenparameter nicht direkt mit Satellitenmessungen erfassen, sondern müssen mit zum Teil aufwendigen Algorithmen durch Strahlungstransportmodelle abgeleitet werden. Wolkendatensätze aus dem *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) sind bis heute nur eingeschränkt in den Polarregionen verwendbar, da sie den Jahresgang der Wolkenbedeckung über Meereis nicht befriedigend darstellen und insbesondere die tiefen Wolken im Sommer (Arktischer Stratus) stark unterschätzen (Schweiger et al., 1999).

Es ist zu erwarten, daß in Zukunft neue oder verbesserte Algorithmen zur Erfassung von Wolkenparametern aus Satellitendaten zur Verfügung stehen, die die Bewölkung in Polargebieten realistisch beschreiben. Dann bietet es sich an, Strahlungsparametrisierungen der Globalstrahlung zu verwenden, die neben den in den Gleichungen 4.21, 4.48 und 4.49 beschriebenen Eingangsgrößen Mehrfachreflexionen zwischen der Schnee- bzw. Eisoberfläche und der Wolkenunterseite berücksichtigen (Shine, 1984).

Im Rahmen dieser Untersuchung werden ausschließlich Gesamtbedeckungsgrade aus Bodenbeobachtungen verwendet. Die Kombination der Parametrisierungen von Zillman/Laevastu und Shine/Laevastu liefert im Vergleich mit den Beobachtungsdaten wirklichkeitsnahe Werte der Globalstrahlung. Die Verfahren nach Zillman und Shine bieten sich beide für die Verwendung im Festeismodell an. Die Simulation der Festeisdicke wird ab diesem Kapitel mit den Parametrisierungen von Zillman (1972) und Laevastu (1960) durchgeführt, da diese beiden Verfahren den zeitlichen Verlauf der Globalstrahlung realistisch wiedergeben.

4.3.2 Albedo der Meereis- und Schneeoberfläche

Die Bestimmung der Albedo der Meereis- und Schneeoberfläche hat eine große Bedeutung für die Beschreibung der kurzwelligen Strahlungsbilanz (Gleichungen 4.30 bis 4.33). Die Schnee- bzw. Eisalbedo muß genau abgeschätzt werden, da bereits kleine Fehler in der Berechnung relativ große Fehler in der Energiebilanz nach sich ziehen. So führt z. B. eine Abweichung von 0.05 bei einer mittleren Albedo von $\alpha = 0.60$ zu einem relativen Fehler von 12.5% in der Berechnung der kurzwelligen Strahlungsbilanz.

Die Albedo wird durch eine Vielzahl von Größen wie Oberflächenart (Schnee, Meereis, Wasser), Höhe der Schneedecke auf dem Meereis, Korndurchmesser der Eiskristalle, Eisdicke, Grad der Verunreinigung mit Sedimenten, Sonnenhöhe, Bewölkung und Wellenlänge der einfallenden Strahlung bestimmt (Warren, 1982; Perovich et al., 1998). Die Albedowerte polarer Oberflächen liegen zwischen 0.06 für offenes Wasser und 0.87 für tiefen trockenen Schnee.

Zur Berechnung der Oberflächenalbedo von Schnee, Meereis und Wasser werden in Atmosphären- und Meereismodellen unterschiedliche Parametrisierungsansätze verwendet. In globalen und regionalen atmosphärischen Klimamodellen wird die Albedo der Schnee- und Eisoberflächen in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur T_0 auf konstante Werte gesetzt. Beispielsweise verwendet das Klimamodell des NCAR für $T_0 < 273.15$ K eine Eisalbedo von 0.60 und für $T_0 = 273.15$ K eine Albedo von 0.50. Für schneebedeckte Oberflächen wird die Albedo entsprechend auf 0.82 und 0.70 gesetzt (Weatherly et al., 1998). Nur wenige Parametrisierungen berücksichtigen die Mächtigkeit der Schneedecke und die Eisdicke oder die Schmelzwassertümpel. Die zur Zeit eingesetzten Klimamodelle unterscheiden sich hinsichtlich der Festlegung anderer Schwellenwerte für die Oberflächentemperatur und durch die Verwendung anderer Albedowerte.

Die einfachsten Ansätze in Meereismodellen berücksichtigen nur die Abhängigkeit der Albedo von der Oberflächenart und dem Aggregatzustand. Für Oberflächentemperaturen oberhalb des Gefrierpunktes von Süßwasser wird Schmelzen des Meereises bzw. des Schnees angenommen (z.B. Parkinson und Washington, 1979; Harder, 1996; Saucier und Dionne, 1998). Die Albedo wird dabei auf einen konstanten Wert gesetzt. Die Albedowerte verschiedener polarer Oberflächen variieren je nach Autor. In Tabelle 4.2 ist die Albedo der wichtigsten Oberflächentypen aufgeführt. Zum Vergleich sind in der Arktis gemessene Werte der Albedo dargestellt (Perovich, 1996).

Tabelle 4.2: Angaben zur Albedo polarer Oberflächentypen nach verschiedenen Autoren (P.W. = Parkinson und Washington (1979), S.H.-S. = Shine und Henderson-Sellers (1985), S.D. = Saucier und Dionne (1998)). Die Angaben von Perovich (1996) sind gemessene Albedowerte.

Oberflächentyp	P.W. (1979)	S.H.-S. (1985)	Harder (1996)	S.D. (1998)	Perovich (1996)
Meereis mit Neuschnee	–	–	–	–	0.87
Meereis mit trockener Schneedecke	0.75	0.80	0.80	0.82	0.81
Meereis mit schmelzender Schneedecke	–	0.65	0.70	0.73	0.77
Meereis ohne Schneedecke	0.50	0.72	0.65	0.64	0.50–0.70
Schmelzendes Meereis ohne Schneedecke	–	0.53	0.60	–	0.33–0.50
Schmelztümpel	–	–	–	–	0.20–0.40
Offenes Wasser	0.10	0.10	0.10	0.10	0.05

Nach den oben beschriebenen Ausführungen wird deutlich, daß eine derartige Vereinfachung zur Bestimmung der Oberflächenalbedo für Meereismodelle unzureichend ist. In diesen Verfahren werden weder die Vielfalt polarer Oberflächentypen noch die Erwärmung der Eisoberfläche und damit die Bildung und Ausbreitung von Schmelztümpeln berücksichtigt.

Shine und Henderson-Sellers (1985) befassen sich mit dem Einfluß von eisdickenabhängigen Parametrisierungen der Albedo auf die Simulation von Eisdicken. Es hat sich gezeigt, daß Meereismodelle am sensitivsten auf die Parametrisierung von schmelzendem Meereis ohne Schneedecke reagieren. Die Bewölkung wirkt sich auf die Albedo der verschiedenen Oberflächentypen aus (Kapitel 4.2.2). Die Abhängigkeit der Meereisalbedo von der Sonnenhöhe ist v. a. in den wolkenreichen Sommermonaten nach Doronin und Kheisin (1977) als gering einzuschätzen. Ein weiterer Ansatz zur Simulation von Meereisdicken stammt von Ebert und Curry (1993). Die Autoren koppeln ein thermodynamisches Meereismodell mit einem Strahlungstransportmodell. Dabei wird die spektrale Albedo für mehrere Oberflächentypen verwendet, wobei auch Schmelztümpel einbezogen werden.

Aufgrund des starken Einflusses der Albedoparametrisierung von schmelzendem Meereis auf die Simulation der zeitlichen Entwicklung der Eisdicken werden in diesem Kapitel verschiedene Ansätze untersucht, die in Meereismodellen Verwendung finden. In den meisten Meereismodellen wird die Albedo von schmelzendem Eis ohne Schneedecke in Abhängigkeit von der Eisdicke berechnet.

Diese Methode stellt nach Ebert und Curry (1993) den besten Parametrisierungsansatz dar, da sie den Zusammenhang zwischen Dicke und Alter des Meereises berücksichtigt. Im bereits vorgestellten Ansatz von Flato und Brown (1996) ist die Albedo eine Funktion der Eisdicke (vgl. Gleichungen 4.32 und 4.33). Die Unterscheidung zwischen Meereis mit schmelzender bzw. ohne schmelzende Oberfläche wird anhand der Oberflächentemperatur getroffen. Es werden nur solche Parametrisierungen miteinander verglichen, die sowohl die Eisdicke als Eingangsgröße verwenden als auch die über den kurzwelligen Spektralbereich integrierte Albedo betrachten. Die berechneten Albedowerte gelten für einen unbewölkten Himmel.

Die Parametrisierung der Albedo von schmelzendem Meereis α_i in Abhängigkeit von der Eisdicke h_i lautet nach Grenfell (1979)

$$\alpha_i = 1.0 - 0.419 \exp(-12.40h_i) - 0.531 \exp(-0.1958h_i) \quad 0.02 \text{ m} < h_i \leq 0.80 \text{ m}, \quad (4.51)$$

nach Shine und Henderson-Sellers (1985)

$$\alpha_i = 0.472 + 0.116 (h_i - 1.0) \quad 1.00 \text{ m} < h_i \leq 1.50 \text{ m}, \quad (4.52)$$

$$\alpha_i = 0.2467 + 0.7049 h_i - 0.8608 h_i^2 + 0.3812 h_i^3 \quad 0.05 \text{ m} < h_i \leq 1.00 \text{ m}, \quad (4.53)$$

und nach Gabinson (1987)

$$\alpha_i = 0.21 + 1.026 h_i - 0.516 h_i^2 \quad 0.05 \text{ m} < h_i \leq 0.80 \text{ m}. \quad (4.54)$$

Vergleich der Parametrisierungen

Abbildung 4.18 zeigt eisdickenabhängige Parametrisierungen der Albedo von schmelzendem Meereis nach Angaben verschiedener Autoren. Der Zusammenhang zwischen Eisdicke und Albedo ist für dünnes Meereis besonders stark ausgeprägt. Oberhalb von ca. 0.8 m ist die Albedo von Meereis ohne Schneeauflage und Schmelztümpel unabhängig von der Eisdicke. Die Ansätze von Grenfell (1979), Shine und Henderson-Sellers (1985) und Gabinson (1987) basieren auf theoretisch abgeleiteten Beziehungen zwischen der Dicke und der Albedo des Meereises bei Oberflächentemperaturen unter dem Gefrierpunkt (trockene Oberfläche). Diese Parametrisierungen spiegeln die Änderung der optischen Eigenschaften von trockenem zu feuchtem Meereis nicht wider.

Der Ansatz nach Flato und Brown (1996) unterscheidet zwischen der Albedo von Meereis bei Oberflächentemperaturen unter dem Gefrierpunkt und der Albedo von schmelzendem Meereis bei Oberflächentemperaturen am Gefrierpunkt. Die minimale Eisalbedo, die bei Oberflächentemperaturen unter dem Gefrierpunkt erreicht werden kann, liegt bei $\alpha_i = 0.15$. Die maximale Albedo von Meereis am Gefrierpunkt beträgt $\alpha_i = 0.55$.

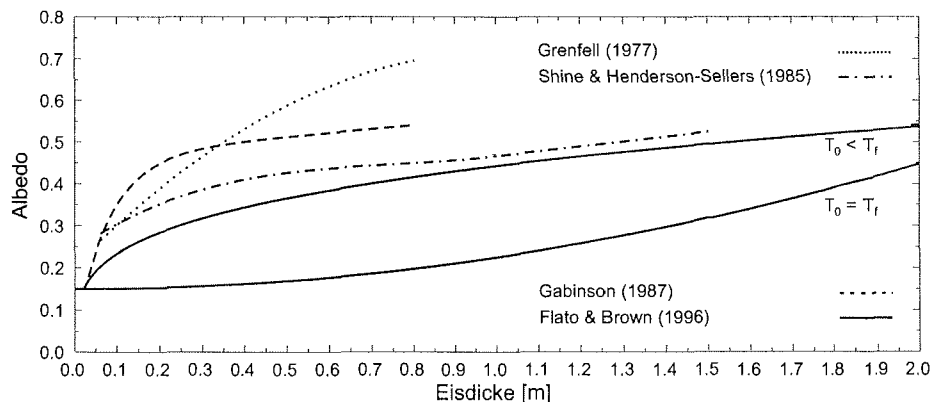


Abbildung 4.18: Einfluß verschiedener Parametrisierungen der Albedo von schmelzendem Meereis in Abhängigkeit von der Eisdicke. Dargestellt sind die berechneten Albedowerte, die in den Meereismodellen von Grenfell (1979); Shine und Henderson-Sellers (1985); Gabinson (1987) sowie Flato und Brown (1996) verwendet werden.

Durch diese Vorgehensweise lassen sich die Veränderungen in den optischen Eigenschaften der Meereisoberfläche während der Ablationsphase gut erfassen. Die Parametrisierung nach Flato und Brown (1996) ist das einzige Verfahren zur Berechnung der Albedo von schmelzendem Meereis, welches Schmelztümpel berücksichtigt. Es wurde aus Beobachtungsdaten im Kanadischen Archipel abgeleitet und erfolgreich in einem Meereismodell eingesetzt. Flugzeuggestützte Albedomessungen über dem sibirischen Festeis belegen, daß die Albedo nach der Schneeschmelze von Werten um $\alpha_i = 0.65$ auf Werte um $\alpha_i = 0.30$ absinkt (Nalimov und Timerev, 1974).

Abbildung 4.19 zeigt Zeitreihen der Tagesmittel der Albedo von Schnee und Meereis im Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal). Die Albedo wurde mit den in dieser Arbeit verwendeten Parametrisierungen (Kapitel 4.2.3) für überflutetes und nichtüberflutetes Festeis berechnet. Die Albedo der verschiedenen Oberflächentypen (trockener Schnee (A), schmelzender Schnee (B), schmelzendes Festeis (C), überflutetes Festeis (D)) werden im Festeismodell realistisch beschrieben. Die zeitliche Entwicklung der Albedo von nichtüberflutetem Festeis verläuft fließend. Ein großer Sprung in der Albedo des Festeises (Kalendertag 181) tritt beim Übergang von der Gefrierphase mit Oberflächentemperaturen unter dem Gefrierpunkt (trockene Oberfläche) in die Schmelzphase mit Temperaturen am Gefrierpunkt auf (feuchte Oberfläche). Im Fall der Überflutung des Festeises fällt die Albedo abrupt auf 0.15 (Kalendertag 152). Die Parametrisierung von schmelzendem Eis kommt daher nicht zum Tragen. Wolkenbedeckungsgrade von $N_c > 0.8$ führen zu einer Erhöhung der Albedo um 0.05.

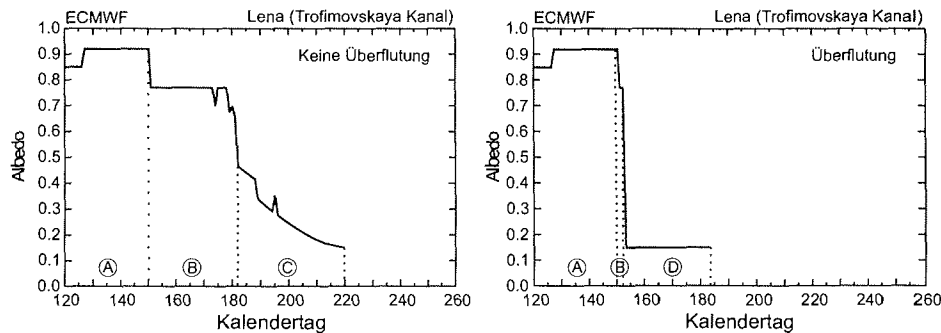


Abbildung 4.19: Zeitlicher Verlauf der Albedo von Schnee und Meereis im Mündungsgebiet der Lena, Trofimovskaya-Kanal. Dargestellt sind mittlere Tagesmittel der berechneten Albedo für nichtüberflutetes (links) und überflutetes (rechts) Festeis unter Berücksichtigung des Wolkeneinflusses, Bezugsperiode 1979 bis 1994. Die Spitzen in der Albedokurve ergeben sich durch die Erhöhung der Albedo um 0.05 bei bewölktem Himmel. A: Trockener Schnee, B: Schmelzender Schnee, C: Schmelzendes Festeis, D: Überflutetes Festeis. Datenquellen: ECMWF, WMO-SYNOP.

Zusammenfassung

Die in Meereismodellen verwendeten Parametrisierungen zur Berechnung der Albedo von Eisoberflächen unterscheiden sich in ihren Ergebnissen deutlich. Die meisten Ansätze verwenden eine konstante Albedo (Stufenfunktionen) in Abhängigkeit von der Oberflächenbeschaffenheit oder eine zumindest für das schmelzende Meereis eisickenabhängige Albedo. Veränderungen in den optischen Eigenschaften der Oberfläche, z.B. durch ein Ansteigen der Oberflächentemperatur bis zum Gefrierpunkt, führen bei diesen Parametrisierungsansätzen nicht zu einer Veränderung der Albedo.

Anhand des differenzierteren Ansatzes von Flato und Brown (1996) lässt sich die zeitliche Entwicklung der Albedo von Meereis am besten simulieren, da er das Vorhandensein von Schmelztümpeln während der Ablationsphase berücksichtigt. Nach einer Empfehlung von Curry et al. (2001) ist gerade dieser Ansatz am besten geeignet, die Albedo von Festeis während der Schmelzperiode zu beschreiben. In dieser Untersuchung wird für das schmelzende Festeis die Parametrisierung nach Flato und Brown (1996) unter Berücksichtigung des Wolkeneinflusses verwendet.

Ein weiterer wichtiger Aspekt, der bisher in keiner der Parametrisierungen der Meereisalbedo berücksichtigt wurde, ist die Bedeckung des Eises mit Sedimenten. Das Vorhandensein von sedimentbeladenem Eis ist gerade für die eurasischen Schelfgebiete typisch. In Abhängigkeit von der Sedimentkonzentration in den oberen Schichten des Meereises liegen die Albedowerte zwischen 0.1 und 0.6 (Kolatschek, 1998).

4.3.3 Atmosphärische Antriebsdaten

Zur numerischen Simulation der Festeisdicken werden atmosphärische Antriebsdaten aus den Reanalyseprojekten der NCEP/NCAR und des ECMWF verwendet (Kapitel 2.1). Der Einsatz verschiedener Analyseverfahren und Randantriebe führt zu Unterschieden in den Feldern der atmosphärischen Variablen beider Reanalysen (Kapitel 4.2.2). In diesem Kapitel wird der Einfluß der atmosphärischen Antriebsdaten beider Reanalysen auf die Simulation der Festeisdicken exemplarisch für das Mündungsgebiet der Lena in der südöstlichen Lapteewsee (Trofimovskaya-Kanal) untersucht (Abb. 4.20).

Die Simulation wird mit langjährig gemittelten (1979 bis 1994) Tageswerten (LTM) der verschiedenen atmosphärischen Größen durchgeführt. Die Anfangseisdicke des küstennahen Festeises, welches im Laufe der Ablationsperiode überflutet wird, beträgt im NCEP/NCAR- und ECMWF-Lauf (NC-, EC-Lauf) 2.20 m. Das nichtüberflutete küstenferne Festeis hat eine mittlere Anfangseisdicke von 2.00 m. Die Anfangshöhe der Schneedecke wird in beiden Modellläufen auf 0.25 m gesetzt.

Einfluß der atmosphärischen Antriebsdaten auf die simulierte Festeisdicke

Das Festeismodell zeigt in der Simulation der küstennahen Festeisdicken mit beiden atmosphärischen Antrieben ähnliche Ergebnisse. In den Modellläufen schmilzt das Festeis am Kalendertag 183 bzw. 185 (Anfang Juli) vollständig ab. Deutlicher sind die Unterschiede bei der Simulation des küstenfernen nichtüberfluteten Festeises. Im NC-Lauf schmilzt das Festeis bereits 3 Wochen früher als im EC-Lauf (Kalendertag 222, 10. August).

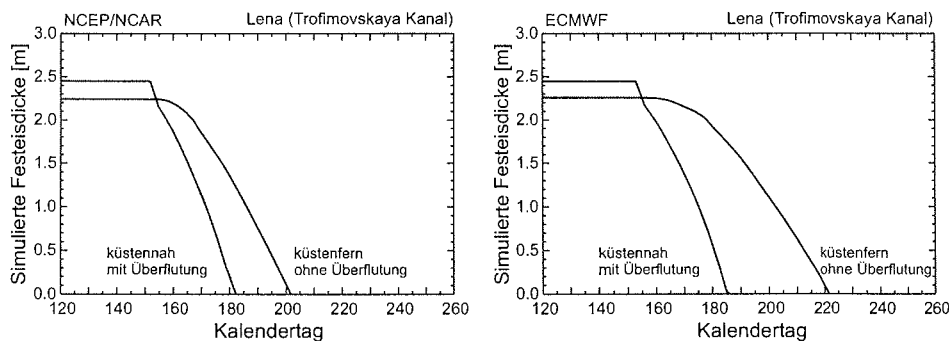


Abbildung 4.20: Einfluß verschiedener atmosphärischer Antriebsdatensätze auf die simulierte Festeisdicken. Dargestellt sind die berechneten Festeisdicken (küstennahes überflutetes und küstenfernes nichtüberflutetes Festeis) für das Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal), Mittelungszeitraum 1979 bis 1994. Im küstennahen Bereich beträgt die Anfangseisdicke 2.20 m, im küstenfernen Bereich 2.00 m, die Mächtigkeit der Schneedecke beträgt im gesamten Gebiet 0.25 m. Die atmosphärischen Antriebsgrößen stammen aus den NCEP/NCAR- (links) und ECMWF-Reanalysen (rechts). Datenquellen: NCEP/NCAR, ECMWF, WMO-SYNOP.

Der Vergleich mit den aus Satellitenbeobachtungen abgeleiteten mittleren Eisbedeckungen zeigt, daß die Ergebnisse der Simulation mit den atmosphärischen Antriebsdaten aus der ECMWF-Reanalyse realistisch sind. Die Unterschiede zwischen den Modellläufen sind allein auf die Güte der verwendeten atmosphärischen Variablen der beiden Reanalysen zurückzuführen. Von allen verwendeten Antriebsdaten weisen die Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund und die relative Feuchte die größten Differenzen auf (Abb. 4.21). Die langjährig gemittelten (1979 bis 1994) Tageswerte der Lufttemperaturen der NCEP/NCAR-Reanalysen sind in den Wintermonaten ca. 2 K bis 4 K höher als im ECMWF-Datensatz. In den Übergangsjahreszeiten (Mitte April bis Ende Mai, Mitte September bis Mitte November) sind die Unterschiede gering. In den Sommermonaten Juni, Juli und August liegen die NCEP/NCAR-Lufttemperaturen im Mittel bis zu 4 K über den Lufttemperaturen der ECMWF-Reanalyse.

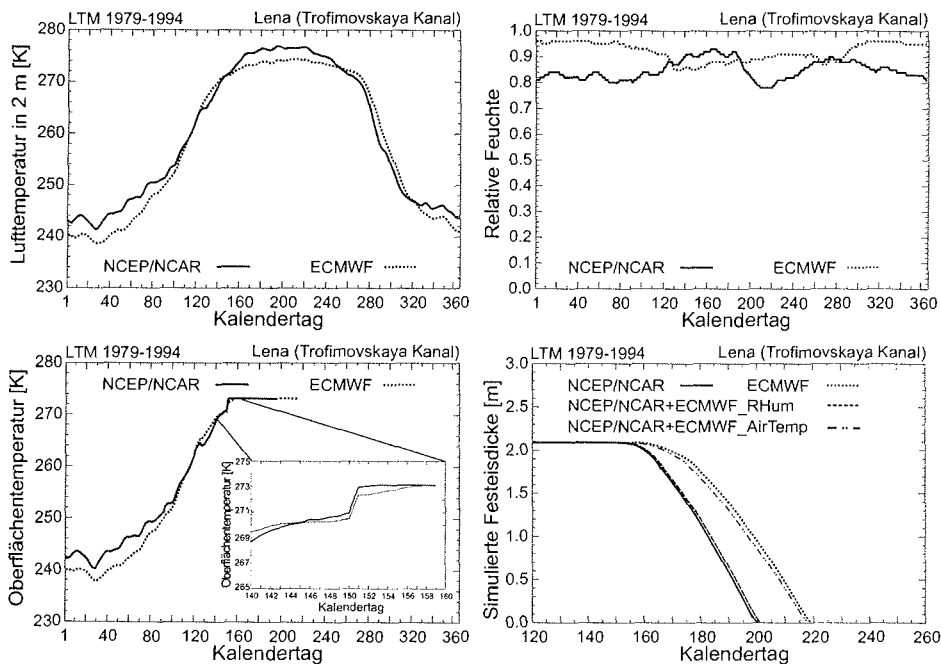


Abbildung 4.21: Vergleich der atmosphärischen Daten von NCEP/NCAR und ECMWF, der berechneten Oberflächentemperaturen sowie der Festeisdicken im küstenfernen nichtüberfluteten Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal), Mittelungszeitraum 1979 bis 1994. Dargestellt sind Tagesmittel der Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund (oben links), der relativen Feuchte in Bodennähe (oben rechts) und der Oberflächentemperatur (unten links). Zusätzlich zu den mit NCEP/NCAR- und ECMWF-Antriebsdaten berechneten Festeisdicken sind hypothetische Schmelzkurven mit einem kombinierten Antriebsdatensatz dargestellt (unten rechts). Datenquellen: NCEP/NCAR, ECMWF, WMO-SYNOP.

Ähnliche jahreszeitliche Unterschiede weisen die bodennahen Werte der relativen Feuchte auf. Abweichungen im zeitlichen Verlauf dieser beiden Größen führen zu Unterschieden in der Berechnung der aus der Energiebilanz abgeleiteten Oberflächentemperatur.

In dem stark vergrößerten Teil der Abbildung 4.21 (unten links) wird deutlich, daß der kritische Schwellenwert von 273.15 K zum Schmelzen von Festeis im NC-Lauf ca. 7 Tage früher als im EC-Lauf erreicht wird. Dadurch differieren die zeitlichen Verläufe der Festeisdicken, und völlige Eisfreiheit wird im NC-Lauf im langjährigen Mittel am Kalendertag 200 (19. Juli), im EC-Lauf am Kalendertag 218 (6. August) erreicht.

Zur Analyse und Bewertung der Auswirkungen von Lufttemperatur und relativer Feuchte auf die Simulationsergebnisse der Festeisdicken wird aus den Originaldatensätzen der beiden Reanalysen ein neuer, synthetischer Datensatz erstellt. In zwei Testläufen wird jeweils die langjährig gemittelte NCEP/NCAR-Zeitreihe der Lufttemperatur und der relativen Feuchte durch die entsprechenden Zeitreihen aus der ECMWF-Reanalyse ersetzt (Abb. 4.21, unten rechts). Es wird nur ein atmosphärischer Parameter geändert, während alle anderen Größen unverändert bleiben (punktuelle Sensitivität). Der NC-Lauf mit den relativen Feuchten des ECMWF führt zu einer Verschiebung des Zeitpunktes der Eisfreiheit um 2 Tage. Deutlicher wird der Einfluß der bodennahen Lufttemperatur auf die Simulation der Festeisdicken. Der synthetische Datensatz mit den Lufttemperaturen des ECMWF verschiebt den Zeitpunkt der Eisfreiheit um 18 Tage.

Die große Diskrepanz in der Simulation der Festeisdicken ist auf den unterschiedlichen zeitlichen Verlauf der frühsummerlichen Lufttemperaturen in beiden Reanalysen zurückzuführen. Bis zum vollständigen Abschmelzen des Festeises gibt die ECMWF-Reanalyse die Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund realistisch wieder. Die Lufttemperaturen bewegen sich über schmelzendem Eis um den Gefrierpunkt. Allerdings bleiben die Lufttemperaturen im weiteren Verlauf des Sommers auch nach dem Abschmelzen des Festeises am Gefrierpunkt. In der NCEP/NCAR-Reanalyse steigen die Lufttemperaturen bereits Anfang Juni auf Werte zwischen 4°C und 6°C. Diese Werte sind nur nach dem Abschmelzen des Eises wirklichkeitsnah. Im Juni und zu Beginn des Juli werden die Lufttemperaturen durch NCEP/NCAR stark überschätzt. Die Ursache für die große Differenz in den Zeitreihen der Lufttemperatur ist durch die unterschiedliche Verwendung des unteren Randantriebes in den NCEP/NCAR- und ECMWF-Modellen bedingt. In beiden Modellen wird die Meereisverteilung aus Monatsmitteln der Meeresoberflächentemperatur (SST) und mit Hilfe eines Schwellenwertes, der dem salzabhängigen Gefrierpunkt von Meerwasser entspricht, abgeleitet. Eine Gitterzelle gilt dann als mit Meereis bedeckt, wenn eine Meeresoberflächentemperatur von 271.35 K (-1.8°C) unterschritten wird (ECMWF, 1995; Kalnay et al., 1996). In den NCEP/NCAR- und ECMWF-Reanalysen werden unterschiedliche Algorithmen zur Bestimmung der Monatsmittel der SST aus Satelliten-, Schiffs- und Bojendaten eingesetzt. In der Realität vorkommende Risse, Rinnen und Polynjen werden nicht erfaßt. Unterschiedliche Ergebnisse in der Berechnung der SST führen in beiden Modellen zu regional erheblich differierenden Meereisverteilungen und damit auch zu Differenzen in den Feldern der Lufttemperatur.

Ein weiteres Problem ergibt sich bei der Berechnung der Anfangswerte der Festeisdicken in den Untersuchungsgebieten. Die Anfangswerte werden aus der Frostgradzahl nach einer empirischen Beziehung von Zubov (1963) bestimmt (Kapitel 4.1.6). Da sich keine synoptischen Stationen in unmittelbarer Nähe von den Mündungsgebieten befinden, werden die Festeisdicken über die Lufttemperaturen der Reanalysen bestimmt. Fehlerhafte Zeitreihen und künstliche Schwankungen der Lufttemperatur in den Datensätzen der Reanalysen führen über falsch bestimmte Anfangswerte der Festeisdicken zu völlig unrealistischen Ergebnissen der Eisdicken im Festeismodell.

Beispielsweise führen die zwischen September und April aufsummierten negativen Lufttemperaturen der NCEP/NCAR im Jahre 1980 mit Hilfe des Zubov-Ansatzes zu einem Anfangswert der Eisdicke von 1.78 m, 1981 von 1.03 m. Aufgrund dieser Anfangswerte ist das nichtüberflutete küstenferne Festeis im Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal) in der Simulation bereits am Kalendertag 209 (1980) bzw. 184 (1981) geschmolzen (Abb. 4.22, links).

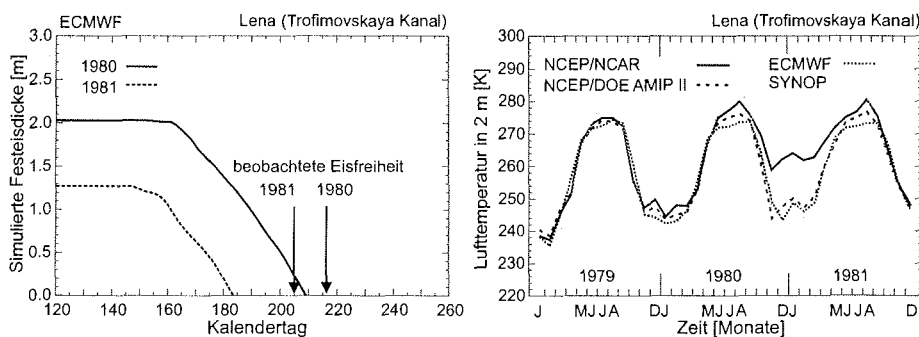


Abbildung 4.22: Zeitlicher Verlauf der simulierten Festeisdicken und der Lufttemperaturen im küstenfernen nichtüberfluteten Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal). Dargestellt sind die mit den ECMWF-Antriebsdaten berechneten Festeisdicken in den Jahren 1980 und 1981 (links) sowie die Monatsmittel der Lufttemperaturen in 2 m Höhe über Grund, die aus den Reanalysen der NCEP/NCAR, der NCEP/DOE, des ECMWF und von der SYNOP-Station Tiksi (WMO 21824) stammen (rechts). Die Anfangseisdicken wurden mit Hilfe einer empirischen Formel nach Zubov (1963) und den Lufttemperaturen der NCEP/NCAR bestimmt. Datenquellen: NCEP/NCAR, NCEP/DOE, ECMWF, WMO-SYNOP.

Die Lufttemperaturen der NCEP/NCAR sind im Vergleich zu den Temperaturen des ECMWF, eines verbesserten NCEP-Reanalyse Modells (NCEP/DOE AMIP II) und der SYNOP-Station Tiksi zu hoch. Völlig unrealistisch sind die Monatsmittel der winterlichen Lufttemperaturen von -10°C im Winter 1980/1981 (Abb. 4.22, rechts). Im Falle einer zu großen Abweichung der Lufttemperaturen des NCEP/NCAR werden die Eisdicken aus mittleren Tageswerten der Lufttemperatur, die von SYNOP-Stationen und aus der ECMWF-Reanalyse stammen, für die verschiedenen Untersuchungsgebiete berechnet (Anhang C.3).

Zusammenfassung

Die Untersuchung der Modellergebnisse im Hinblick auf veränderte atmosphärische Antriebsgrößen hat ergeben, daß die Lufttemperatur der sensitivste Eingabeparameter im Festeismodell ist. Systematische Fehler in den Zeitreihen der Lufttemperaturen aus dem NCEP/NCAR-Reanalyseprojekt während der Schmelzperiode schließen eine weitere Verwendung dieser Daten aus. Die Lufttemperaturen des ECMWF sind bis zum Abschmelzen des Festeises als realistisch einzuschätzen. Je nach Güte des unteren Randantriebes in den NCEP/NCAR- und ECMWF-Modellen variieren die Felder der Lufttemperatur räumlich und zeitlich. In dieser Arbeit wird der atmosphärische Antriebsdatensatz des ECMWF verwendet, da mit diesen Eingabedaten in der sibirischen Arktis realistische Simulationen mit dem Festeismodell erzielt werden. Aufgrund der teilweise unrealistischen Verteilungen der Lufttemperatur werden die im Festeismodell benötigten Anfangswerte der Eisdicke aus einer Kombination der Temperaturdatensätze von NCEP/NCAR, ECMWF und den SYNOP-Meldungen abgeleitet.

5 Modellierung des Festeisrückgangs vor den Flußmündungen

Im folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der Simulationen der Festeisdicke vor den Mündungsgebieten ostsibirischer Flüsse präsentiert. Die Modellläufe werden mit den atmosphärischen Antriebsfeldern des ECMWF für den Zeitraum 1979 bis 1994 durchgeführt. Im Festeismodell kommt die Parametrisierung der Globalstrahlung nach Zillman (1972) und Laevastu (1960) sowie die Parametrisierung der Eisoberflächenalbedo nach Flato und Brown (1996) zur Anwendung (Kapitel 4.3). Die zeitlichen Verläufe der simulierten Festeisdicken werden mit Hilfe von satellitengestützte Fernerkundungsdaten überprüft.

5.1 Simulationsergebnisse

Die zeitliche Entwicklung der Festeisdicken während der Ablationsperiode wird getrennt für ausgewählte Untersuchungsgebiete in der Laptewsee und der Ostsibirischen See mit dem eindimensionalen thermodynamischen Festeismodell simuliert. Es werden dabei die deltaförmigen Mündungsgebiete der Lena, Yana, Indigirka und der Kolyma betrachtet. Nähere Erläuterungen zu den trichterförmigen Mündungsgebieten (z.B. Khatanga, Anabar) finden sich im Kapitel 6.2. Die Modellrechnungen werden für das küstennahe überflutete und küstenferne nichtüberflutete Festeis der jeweiligen Mündungsgebiete der Flüsse durchgeführt. Die Festeisdicke in unmittelbarer Mündungsnähe wird bei allen Flüssen auf 2.20 m gesetzt. Die Eisdicken des küstenfernen Festeises sind aus der Frostgradzahl nach Zubov (1963) abgeleitet. Die Bestimmung der Anfangswerte ist in Kapitel 4.1.6 näher beschrieben.

Die Simulationsergebnisse sind in den Abbildungen 5.1 und 5.2 dargestellt. Die Berechnungen für alle Flüsse zeigen, daß der Schmelzvorgang des mit Flußwasser überfluteten Festeises im langjährigen Mittel (1979 bis 1994) 1 bis $1\frac{1}{2}$ Wochen vor dem angrenzenden nichtüberfluteten Festeis beginnt und durchschnittlich 4 bis 5 Wochen früher beendet ist. Im Mittel setzt das Schmelzen des überfluteten Festeises in der ostsibirischen Arktis am 31. Mai ein. Am 28. Juni bilden sich eisfreie Zonen in den küstennahen Mündungsgebieten – im russischen Sprachgebrauch „Küstenpolynjen“ genannt (vgl. Kapitel 3.1.3). Das nichtüberflutete küstenferne Festeis im Einflußbereich der sich unter dem Eis ausbreitenden Süßwasserfahne beginnt im langjährigen Mittel am 6. Juni zu schmelzen. Die simulierte Ablationsperiode dauert in diesen Gebieten etwa 2 Monate. Gegen Ende Juli bzw. Anfang August werden diese Schelfregionen eisfrei. Die berechneten Zeitpunkte des Schmelzbeginns und -endes sind für ausgewählte Festeisgebiete in der Laptewsee und der Ostsibirischen See in Anhang C.5 zusammengefaßt.

Zwischen den einzelnen Mündungsgebieten variieren die Zeitpunkte des Schmelzens aufgrund der unterschiedlichen geographischen Breite und Abflußcharakteristika. Die interannuale Variabilität des zeitlichen Verlaufs der Festeisdicken ist bei dem überfluteten Festeis geringer als beim nichtüberfluteten Festeis. In der Ostsibirischen See ist die Variationsbreite des Zeitpunktes des vollständigen Schmelzens der Festeisdecke geringer als in der Laptewsee. Nachfolgend werden die Zeitreihen der simulierten Festeisdicken und der typische Verlauf der Schmelzperiode in den ausgewählten Untersuchungsgebieten detailliert beschrieben.

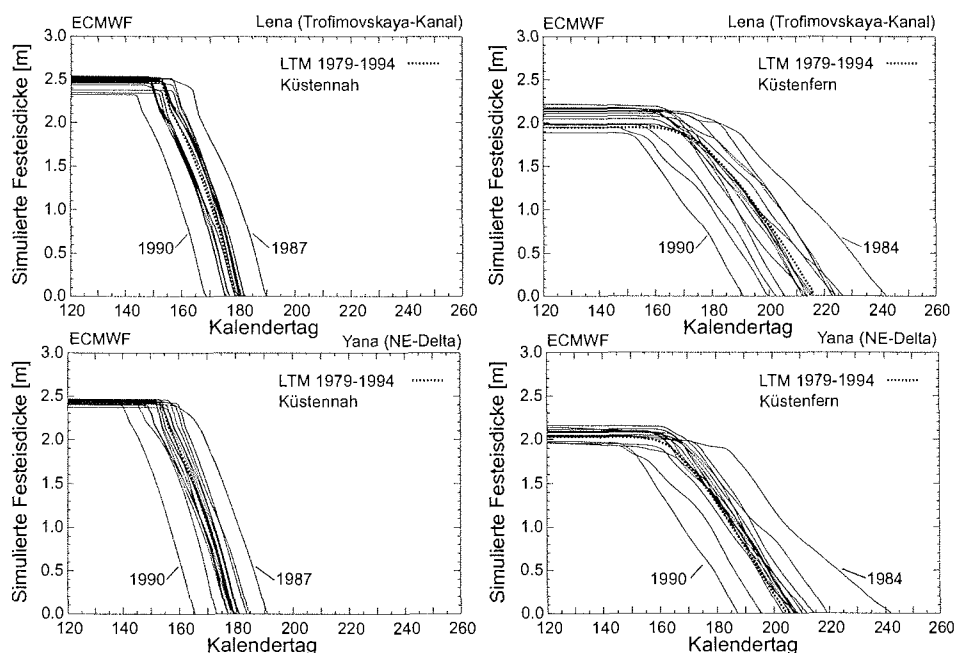


Abbildung 5.1: Zeitlicher Verlauf der simulierten Festeisdicken mit Schneeauflage im Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal) und der Yana (nordöstliches Delta). Dargestellt sind die Dicken des küstennahen überfluteten (links) und küstenfernen nichtüberfluteten (rechts) Festeises. Die Simulationen wurden mit den ECMWF-Antriebsdaten für die Jahre 1979 bis 1994 und dem langjährigen Mittelwert (gepunktete Linie) durchgeführt.

In der Simulation ist vor dem Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal) im Zeitraum 1979 bis 1994 das überflutete Festeis im Mittel innerhalb von 4 Wochen am 28. Juni (Kalendertag 179) abgeschmolzen (Abb. 5.1, oben). Die Extremwerte in diesem Zeitraum schwanken zwischen dem 18. Juni (1990) und dem 9. Juli (1987). Das angrenzende nichtüberflutete Festeis schmilzt dagegen im Mittel bis zum 4. August (Kalendertag 216) vollständig ab. Die Ablationsperiode dauert ungefähr $7\frac{1}{2}$ Wochen. Im Jahr 1990 ist das simulierte Festeis bereits sehr früh (8. Juli), 1984 extrem spät (28. August) geschmolzen.

Vor dem nordöstlichen Yanadelta schmilzt das überflutete Festeis im langjährigen Mittel bis zum 28. Juni ab (Abb. 5.1, unten). In Extremjahren werden die küstennahen Gebiete schon am 15. Juni (1990) bzw. am 10. Juli (1987) eisfrei. Im Mittel schmilzt das küstenferne Festeis in der südöstlichen Lapteewsee – ungefähr 350 km südlicher als das Festeis vor dem nordöstlichen Lenadelta gelegen – am 22. Juli (Kalendertag 203). 1984 und 1990 sind auch vor dem Yanadelta die Jahre mit extrem frühem bzw. spätem Schmelzen des Festeises.

Im Mündungsgebiet der Indigirka (Abb. 5.2, oben) schmilzt das überflutete Festeis im Mittel innerhalb von 4 Wochen bis zum 27. Juni (Kalendertag 178). Im Jahr 1990 beginnt das simulierte Festeis ebenfalls schon früh zu schmelzen. Das Küstengebiet wird bis zum 16. Juni eisfrei. Im Gegensatz zu den anderen Untersuchungsgebieten dauert die Ablationsperiode im Jahr 1992 am längsten. Das küstenferne Festeis vor dem Mündungsgebiet der Indigirka schmilzt im Mittel nach 7 Wochen bis zum 24. Juli ab. Das Minimum liegt 1990 am 8. Juli, das Maximum 1979 am 14. August.

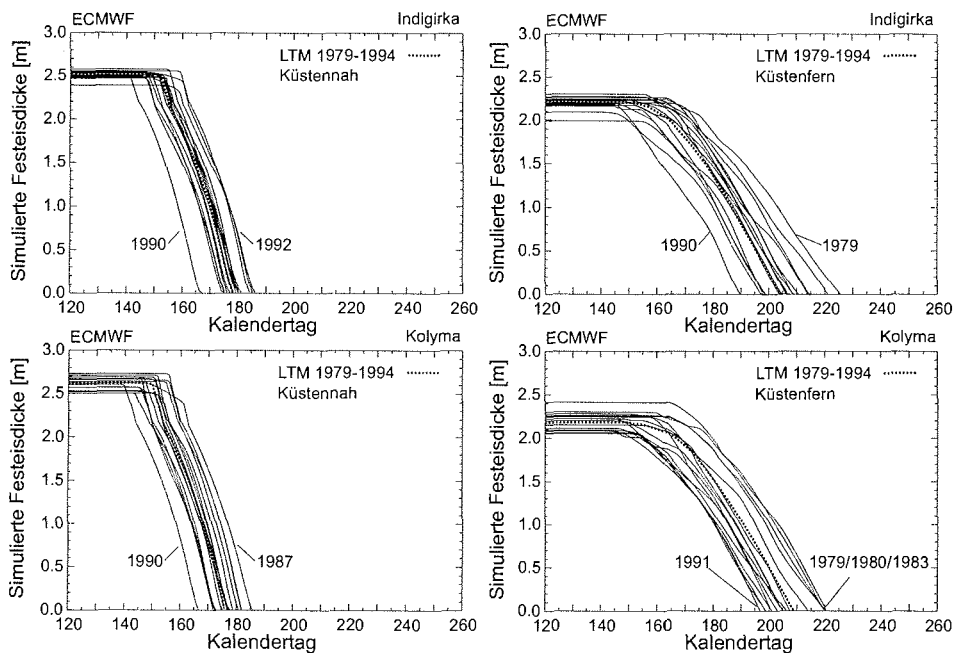


Abbildung 5.2: Zeitlicher Verlauf der simulierten Festeisdicken mit Schneeauflage im Mündungsgebiet von Indigirka und Kolyma. Dargestellt sind die Dicken des küstennahen überfluteten (links) und küstenfernen nichtüberfluteten (rechts) Festeises. Die Simulationen wurden mit den ECMWF-Antriebsdaten für die Jahre 1979 bis 1994 und dem langjährigen Mittelwert (gepunktete Linie) durchgeführt.

In der Simulation schmilzt im Mündungsgebiet der Kolyma das küstennahe überflutete Festeis im Mittel nach einer Schmelzperiode von 4 Wochen am 25. Juni (Abb. 5.2, unten). Im Jahr 1990 schmilzt das Festeis am 16. Juni, 1987 erst am 5. Juli. Das simulierte küstenferne Festeis schmilzt im Verlauf von $7\frac{1}{2}$ Wochen bis zum 26. Juli vollständig. Das Minimum des Schmelzendes des Festeises tritt 1991 am 14. Juli auf. Für die Jahre 1979, 1980 und 1983 berechnet das Modell das Schmelzende des küstenfernen Festeises am 6. bzw. 7. August.

5.2 Validierung der Modellergebnisse mit Satellitendaten

Die Qualität des eindimensionalen thermodynamischen Meereismodells und seiner Simulationsergebnisse wird mit Hilfe von satellitengestützten Fernerkundungsdaten untersucht und bewertet. Die Validierung soll zudem klären, für welche ozeanographischen und atmosphärischen Verhältnisse das Meereismodell angewandt werden kann und welche Einschränkungen bei der Anwendung gelten.

Das thermodynamische Meereismodell erzielt insbesondere bei der Simulation der Festeisdicken im küstennahen Überflutungsfall im Vergleich mit vorhandenen Beobachtungsdaten sehr gute Ergebnisse.

Die Simulation des küstenfernen nichtüberfluteten Festeises zeigt dagegen qualitativ zufriedenstellende Ergebnisse. Die Qualitätsabschätzung der Modellergebnisse erfolgt graphisch und mit Hilfe eines Fehlermaßes zwischen den beobachteten und simulierten Daten (Abb. 5.6). Die Validierung ergibt, daß das küstenferne Festeis nicht in allen Jahren und in allen Mündungsgebieten exakt simuliert werden kann. Die simulierten Jahre mit einem großen Abweichungsfehler sind durch eine hohe Polynja- oder Zyklonenaktivität geprägt. Die beiden Prozesse beeinflussen getrennt voneinander oder in Kombination den Festeisaufbruch in der ostsibirischen Arktis in unterschiedlicher Stärke. Die Ursachen und die Einschränkungen, die sich aus der Mündungsform, den Polynjen vor der Festeiskante und den Auswirkungen von Tiefdruckgebieten ergeben, werden in Kapitel 6.2 näher diskutiert.

Geringfügige Abweichungen zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen ergeben sich zudem aus einigen deltaspezifischen Besonderheiten. Dabei handelt es sich zum einen um die saisonale und räumliche Verteilung des Flußwassers in den Deltakanälen. So können vor allem Eisstauungen in den Deltakanälen das Abflußregime im Mündungsbereich stark verändern. Zum anderen kann sich das Einströmen des Meerwassers auf das Mündungsgebiet der Flüsse auswirken. Es werden nach Ivanov und Piskun (1999) zwei Deltatypen in der ostsibirischen Arktis unterschieden. Die erste Gruppe ist durch einen starken Einfluß des Meeres auf das gesamte Delta gekennzeichnet. Hierdurch wird die Verteilung und die Höhe des Abflusses im Delta erheblich beeinflusst. Zu dieser Gruppe zählen der Olenek und die Kolyma. In der zweiten Gruppe (Lena, Yana, Indigirka) macht sich der Meereseinfluß nur im Unterlauf der Deltakanäle bemerkbar. Von allen untersuchten deltaförmigen Flußmündungen ergeben sich daher nur an den Flüssen der ersten Gruppe – z.B. der Kolyma – geringfügige Abweichungen zwischen Modell und Realität.

Zur Validierung eingesetzte Satellitendaten

Zur Beurteilung der Güte des Modells werden Zeitreihen der Gesamtmeereiskonzentration, die aus den passiven Mikrowellendaten der Nimbus-7-SMMR und DMSP-SSM/I abgeleitet wurden, sowie NOAA-AVHRR-Szenen im sichtbaren Spektralbereich herangezogen. Die passiven Mikrowellendaten eignen sich für einen Vergleich zwischen Modell und Realität, da die Daten in hoher zeitlicher Auflösung und wolkenunabhängig für das gesamte Untersuchungsgebiet zur Verfügung stehen. Zusätzlich zu den Zeitreihen der Meereiskonzentration werden die zeitlichen Veränderungen ganzer Meereisfelder anhand von Animationen passiver Mikrowellendaten für den Zeitraum 1979 bis 1994 visualisiert. Mit Hilfe der Bildsequenzen lassen sich die Meereisfelder in der Laptewsee und der Ostsibirischen See auf dem Bildschirm veranschaulichen und analysieren. Grundlegende dynamische Strukturen sind dadurch leichter zu erkennen.

Einschränkungen in der Validierung bestehen für das küstennahe Festeis. Die maximale Ausdehnung der überfluteten Festeisgebiete liegt zum Teil unter der räumlichen Auflösung der SMMR- und SSM/I-Daten (Kapitel 2.2). Küstennahe Gitterzellen des Meereisdatensatzes können wegen der Verfälschung durch Mischpixel (Landeinfluß) bei der Zeitreihenberechnung nicht berücksichtigt werden. Statt dessen wird das Festeis in unmittelbarer Nähe der Mündungsgebiete nur in einzelnen wolkenarmen Jahren mit den NOAA-AVHRR-Daten überprüft. In diesen Jahren zeigen die Modellergebnisse eine gute Übereinstimmung mit den beobachteten Verhältnissen in den Festeisgebieten vor den Flußmündungen. Eine Validierung des simulierten küstennahen Festeises ist daher für einzelne Jahre nur bedingt möglich.

Küstennahes überflutetes Festeis

Die vorhandenen NOAA-AVHRR-Szenen mit geringer Bewölkung zeigen eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Modell und Realität. Entsprechend der Abfluß- und Satellitendaten beginnt mit dem Einsetzen der Hochwasserwelle das über- und unterflutete Festeis im langjährigen Mittel (1979 bis 1994) gegen Ende Mai zu schmelzen. Die Schmelzperiode des ostsibirischen Festeises dauert etwa 4 Wochen.

Die NOAA-AVHRR-Szenen in Abbildung 5.3 zeigen beispielhaft die Überflutung des küstennahen Festeises vor dem nordöstlichen Lenadelta und die Bildung einer Küstenpolynja im Jahr 1993. Der größte Teil der frühsummerlichen Hochwasserwelle der Lena entwässert über den Trofimovskaya-Kanal in die Laptewsee. Die mit dem Meereismodell erzeugten Simulationsergebnisse (vgl. Anhang C.5) sind in allen Jahren realistisch. NOAA-AVHRR-Szenen der Yana und der Indigirka, die den Festeisaufbruch vor den Mündungsgebieten zeigen, sind in Anhang B.2 und B.3 dargestellt.

In Abbildung 5.4 ist die Überflutung des Festeises und die Entstehung einer Küstenpolynja vor dem Kolymadelta im Jahr 1991 dargestellt. In den meisten Jahren kann das vollständige Schmelzen des küstennahen Festeises realistisch simuliert werden. In einzelnen Jahren treten dagegen geringfügige Abweichungen auf. Im Jahr 1991 liefert das Modell ein um ca. 6 Tage zu spät berechnetes Schmelzende.

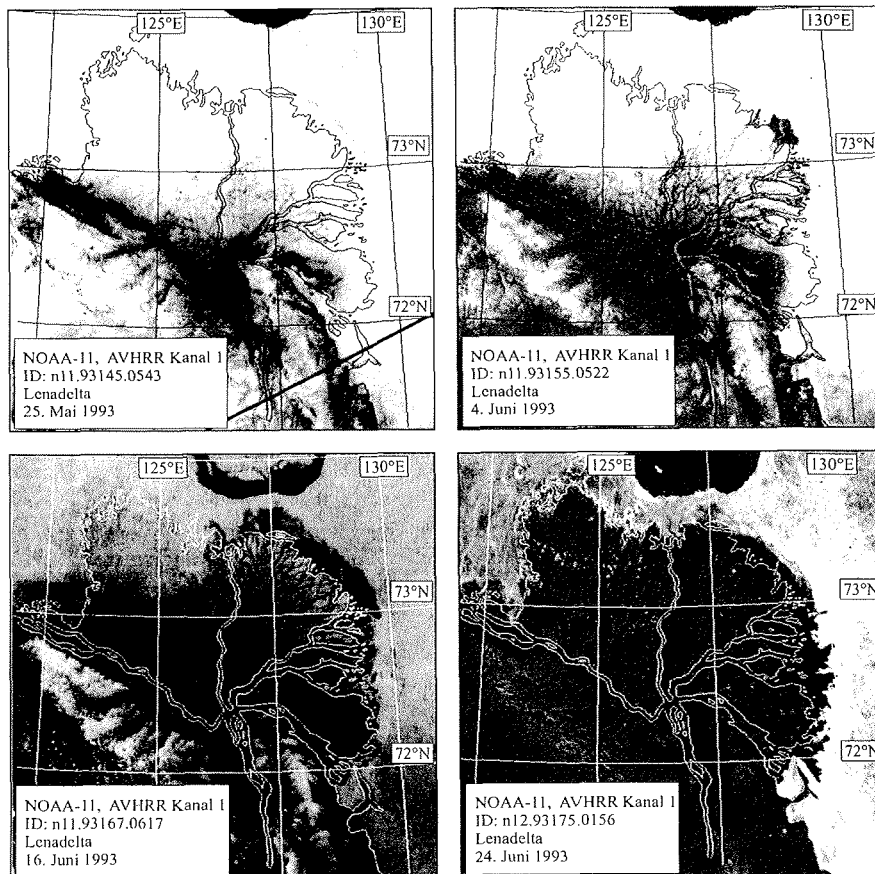


Abbildung 5.3: Georeferenzierte NOAA-AVHRR-Szenen (LAC, Kanal 1, $0.58\mu\text{m}$ bis $0.68\mu\text{m}$) des Lenadeltas vom 25. Mai 1993, 4. Juni 1993, 16. Juni 1993 und 24. Juni 1993. Die Aufnahmen zeigen die zeitliche Entwicklung der Überflutung des Festeises vor dem Lenadelta und die Bildung einer Küstenpolynja. Bildausschnitt: $300\text{km} \times 300\text{km}$. Datenquelle: NOAA-SAA.

Küstenfernes nichtüberflutetes Festeis

Die aus den passiven Mikrowellendaten abgeleiteten Zeitreihen der Gesamtmeereiskonzentration werden im Rahmen der Validierung verwendet, um das Datum des vollständigen Schmelzens des Festeises (Meereiskonzentration $< 15\%$) in den küstenfernen nichtüberfluteten Untersuchungsgebieten zu bestimmen. Abbildung 5.5 zeigt an ausgewählten Tagen in den Jahren 1982, 1988 und 1991 die räumliche Verteilung und den zeitlichen Verlauf der aus den SMMR- und SSM/I-Daten abgeleiteten täglichen Gesamtmeereiskonzentration in der Lapteewsee und der Ostsibirischen See.

5.2 Validierung der Modellergebnisse mit Satellitendaten

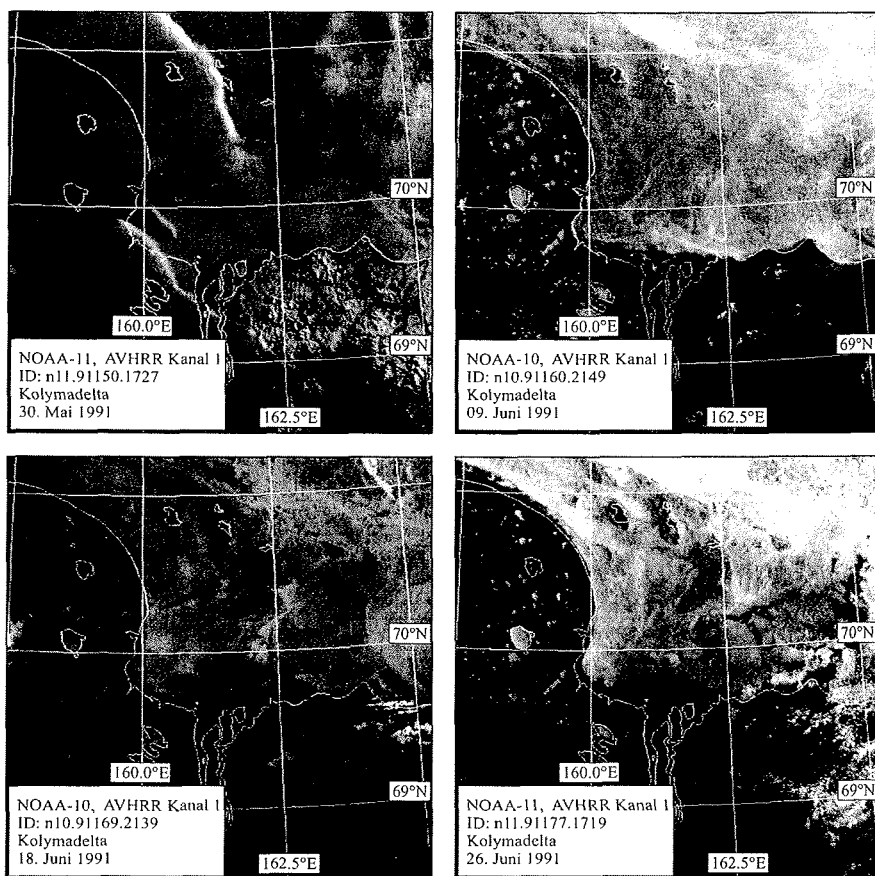


Abbildung 5.4: Georeferenzierte NOAA-AVHRR-Szenen (LAC, Kanal 1, $0.58\mu\text{m}$ bis $0.68\mu\text{m}$) des Kolyadeltas vom 30. Mai 1991, 9. Juni 1991, 18. Juni 1991 und 26. Juni 1991. Die Aufnahmen zeigen die zeitliche Entwicklung der Überflutung des Festeises vor dem Kolyadelta und die Bildung einer Küstenpolynja. Bildausschnitt: $300\text{km} \times 300\text{km}$. Datenquelle: NOAA-SAA.

Aus den Zeitreihen der Meereiskonzentration wird das Abschmelzdatum des Festeises für jedes Untersuchungsgebiet bestimmt. Die zeitlichen Verläufe eignen sich besonders dazu, das Schmelzende des nichtüberfluteten Festeises vor den Mündungsgebieten für den gesamten Untersuchungszeitraum (1979 bis 1994) zu bestimmen. Als hilfreich für die Durchführung der Validierung erwiesen sich die Animationen der Meereiskonzentrationskarten, da in der Bewegung Prozesse sichtbar werden, die bei der Betrachtung einzelner Zeitreihen nicht zu erkennen sind.

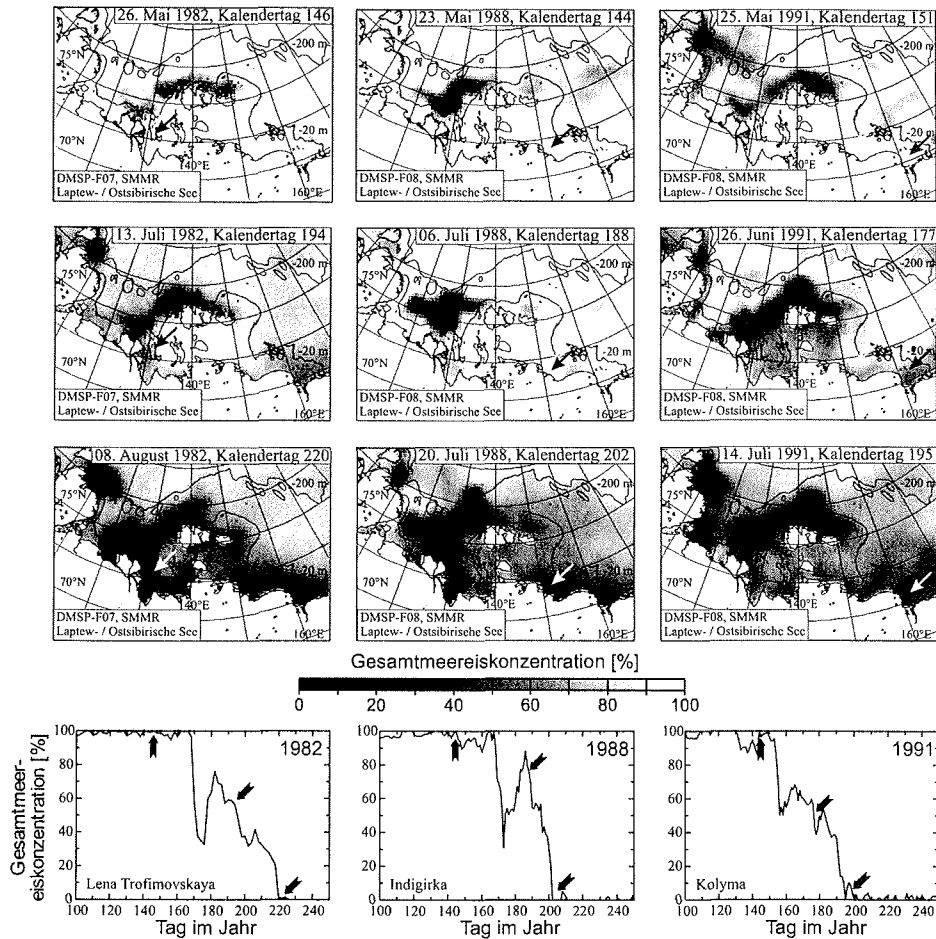


Abbildung 5.5: Räumliche Verteilung und zeitlicher Verlauf der aus den SMMR- und SSM/I-Daten abgeleiteten täglichen Gesamtmeereiskonzentration in der ostsibirischen Arktis an ausgewählten Tagen in den Jahren 1982 (links), 1988 (Mitte), 1991 (rechts). Zusätzlich sind die für die Validierung der Modellrechnungen benötigten Zeitreihen der Meereiskonzentrationen (ohne Randpixel) beispielhaft für die durch weiße Pfeile gekennzeichneten Mündungsgebiete der Lena (Trofimovskaya-Kanal), der Indigirka und der Kolyma dargestellt (unten). Die schwarzen Pfeile markieren die Zeitpunkte der ausgewählten Meereseisarten. Die Meereiskonzentrationen sind mit Hilfe des NASA-Team-Algorithmus abgeleitet. Die schwarzen Linien kennzeichnen die 20m- und 200m-Isobathen. Datenquelle: NSIDC.

Die bisherigen Erfahrungen mit dem thermodynamischen Meereismodell zeigen, daß das Schmelzende des Festeises und damit der zeitliche Verlauf der Festeisdicken gut wieder-

gegeben wird. Die Streudiagramme in Abbildung 5.6 geben einen optischen Eindruck von der guten Übereinstimmung der simulierten und beobachteten Zeitpunkte. In den Streudiagrammen sind für die Untersuchungsgebiete Lena, Yana, Indigirka und Kolyma die jeweiligen Wertepaare in den Einzeljahren dargestellt.

Zur Beurteilung der Güte und Verlässlichkeit des Meereismodells wird als objektives Fehlerbewertungsmaß der RMS-Fehler (*Root Mean-Square error*) verwendet. Der RMS-Fehler ist die Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler:

$$RMS_e = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (b_i - m_i)^2}. \quad (5.1)$$

Dabei steht n für die Anzahl der eingehenden Beobachtungsdaten b_i bzw. der Modelldaten m_i im Untersuchungsgebiet. Je größer der mittlere quadratische Fehler ist, desto weniger präzise sind die vom Modell berechneten Zeitpunkte des Schmelzenden des Festeises. Der RMS-Fehler reagiert somit besonders empfindlich auf die großen Abweichungen zwischen Simulationsergebnis und Realität.

Die Streudiagramme in Abbildung 5.6 und der RMS-Fehler verdeutlichen, daß qualitativ ein starker Zusammenhang zwischen Modell und Realität besteht. Der kleinste RMS-Fehler tritt im Mündungsgebiet der Indigirka auf ($RMS_e = 3.78$). Vor dem nordöstlichen Lenadelta ist das Fehlermaß mit $RMS_e = 7.53$ am größten, gefolgt von Yana und Kolyma. Es ist anzumerken, daß vor dem Yanadelta das Modellergebnis und die Beobachtungsdaten 1993 am stärksten differieren. Das simulierte Schmelzende liegt am Kalendertag 206, tatsächlich ist das Festeis aber erst am Kalendertag 219 abgeschmolzen. Die Auswertung der Meereisanimationen zeigt, daß die Diskrepanz von fast 2 Wochen zwischen Modell und Realität durch das in diesem Jahr in der südöstlichen Laptewsee bestehende Yana-Eismassiv verursacht wird. Ohne die Berücksichtigung des Jahres 1993 liegt der RMS-Fehler im Mündungsgebiet der Yana bei 5.37 Tagen. Die größten Abweichungen treten somit an der Lena vor dem nordöstlichen Delta und im Mündungsgebiet der Kolyma auf. In dem 16-jährigen Beobachtungszeitraum ist das Festeis in der Laptewsee und der Ostsibirischen See 1990 am frühesten abgeschmolzen. Der späteste Zeitpunkt des Schmelzenden wird an der Lena, Yana und Indigirka 1984, an der Kolyma 1979 erreicht. Die beobachteten Zeitpunkte des Schmelzenden in den Extremjahren 1990 und 1984 werden durch das Meereismodell sehr gut wiedergegeben. Anhand des Vergleichs der Jahregänge der ECMWF-Lufttemperaturen in 2m Höhe über Grund werden die beiden extremen Situationen im Winter und Frühsommer deutlich (Abb. 5.7). Die Tagesmittel der Lufttemperatur liegen an einzelnen Tagen im Frühjahr 1990 um etwa 20 K niedriger als im Frühjahr 1984. Die großen Abweichungen zwischen Simulationsergebnis und Beobachtung sind auf den Einfluß von Polynjen, Tiefdruckgebieten und die Qualität der Anfangswerte zurückzuführen. Das zeitliche Auftreten und die flächenhafte Ausdehnung der an das Festeis angrenzenden Polynjen sowie die Häufigkeit und Intensität auftretender Tiefdruckgebiete kann den Festeisaufbruch und damit das Schmelzen erheblich beeinflussen (vgl. Kapitel 6.2).

In der Simulation schmilzt vor dem Mündungsgebiet der südöstlichen Laptewsee (Lena, Yana) das Festeis 1993 und 1994 ungefähr 2 Wochen später als in den Satellitendaten. Die Jahre 1993 und 1994 sind durch eine verstärkte Zyklonenaktivität geprägt. Die hohe Anzahl an Tiefdruckgebieten, z.T. mit sehr niedrigen Kerndrücken und damit hohen Windgeschwindigkeiten in Bodennähe, führt zu einem vermehrten Auseinanderbrechen der Festeisdecke und anschließend zum Driften der Meereisschollen.

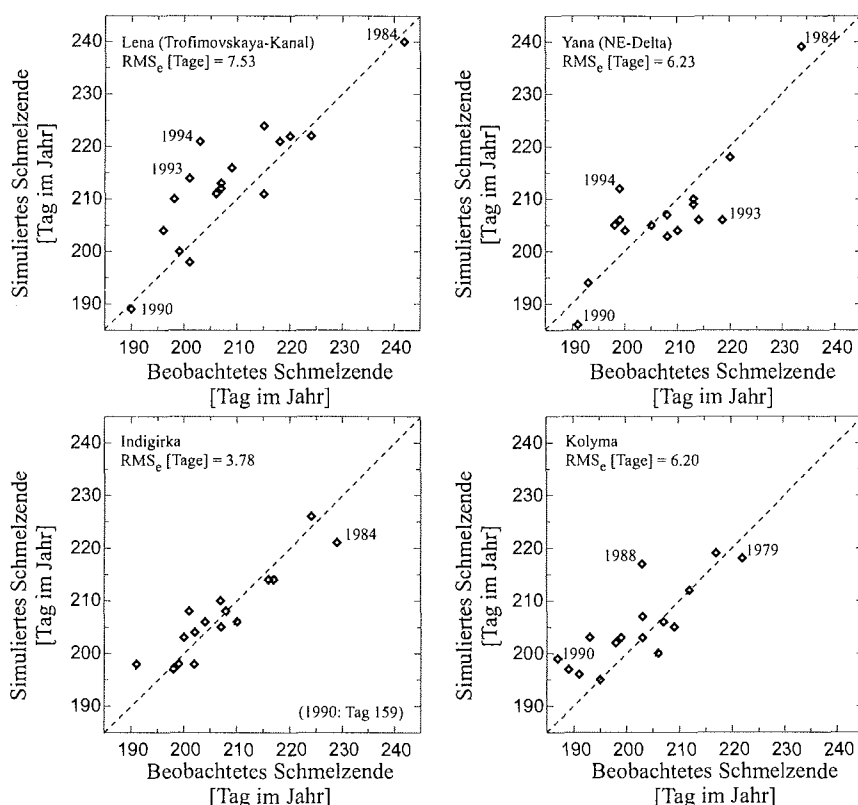


Abbildung 5.6: Vergleich der im Zeitraum 1979 bis 1994 beobachteten und simulierten Zeitpunkte des vollständigen Schmelzens des küstenfernen nichtüberfluteten Festeises in den Mündungsgebieten der Lena (Trofimovskaya-Kanal), Yana (nordöstliches Delta), Indigirka und Kolyma. Die beobachteten Zeitpunkte wurden aus Zeitreihen der aus passiven Mikrowellendaten (SMMR, SSM/I) abgeleiteten Meereiskonzentrationen bestimmt.

Der Festeisaufbruch in der östlichen Laptewsee wird 1988 stark durch die jährlich wiederkehrenden Polynjen in der zentralen Laptewsee (Westliche Neusibirische Polynja, Anabar-Lena-Polynja) bestimmt. Die mittlere flächenhafte Ausdehnung der Polynjen ist zwischen Mai und Mitte Juli 1988 mit $15 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ um das ca. 2.6-fache größer als der langjährige

Mittelwert. Die maximale Ausdehnung beider Polynjen beträgt Anfang Juli $74 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ – ungefähr 10% der gesamten Fläche der Laptewsee. Durch den Einfluß der Polynjen (Welleneinwirkung, laterale Schmelzprozesse) beginnt das Festeis an den nördlichen Festeisgebieten früher als im Mittel aufzubrechen. Das simulierte Schmelzende des Festeises ereignet sich 1988 etwa 12 Tage später als das beobachtete. Vor dem Mündungsgebiet der Yana existiert 1993 bis Mitte August das Yana-Eismassiv (Abb. 5.7, rechts).

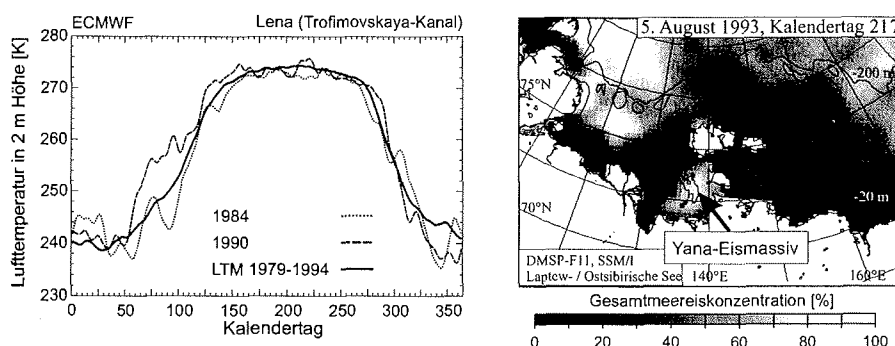


Abbildung 5.7: Jahresgänge der Lufttemperatur im Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal) und räumliche Verteilung der Gesamtmeereiskonzentration in der Laptewsee. Dargestellt sind links die Tagesmittel der Lufttemperaturen in 2 m Höhe über Grund in den Jahren 1984 und 1990 sowie der langjährig gemittelte Jahresgang (1979 bis 1994) und die räumliche Verteilung der Meereiskonzentration in der ostsibirischen Arktis im Jahr 1993. In der südöstlichen Laptewsee ist das Yana-Eismassiv zu erkennen. Datenquelle: ECMWF, NSIDC.

Von allen Untersuchungsgebieten ist der RMS-Fehler mit 3.78 Tagen (ohne das Jahr 1990) vor der Mündung der Indigirka am geringsten. Die sehr gute Übereinstimmung zwischen Modell und Realität ist auf die geringe Beeinflussung durch Polynjen und Zyklogen zurückzuführen. Eine Ausnahme bildet das Jahr 1990 (nicht dargestellt). In diesem Jahr bildet sich früh im Jahr die Östliche Neusibirische Polynja aus. Die westlichen Gebiete dieser Polynjen erstrecken sich bis in das Mündungsgebiet der Indigirka (Anhang B.4).

Die Modellsimulationen des küstenfernen nichtüberfluteten Festeises vor der Kolyma sind zufriedenstellend. Die Abweichungen zwischen dem beobachteten und simulierten Schmelzende sind vermutlich auf die hydrologischen Besonderheiten im Kolymadelta und auf fehlerhafte Anfangswerte zurückzuführen. Das Abflußregime in dem ca. 3000 km^2 großen Kolymadelta mit seinen zwei Hauptarmen wird durch den Abfluß selbst sowie Meeresspiegelschwankungen beeinflusst. Nach Ivanov und Piskun (1999) führt die Erhöhung des Meeresspiegels zu einem Aufstau und einer Umlenkung des Flußwassers in den Randbereichen des Deltas. Im Extremfall sind negative Abflußwerte im oberen Lauf der Deltakanäle möglich. Dieser Prozeß wird in dem in dieser Arbeit verwendeten Meereismodell nicht berücksichtigt.

Zusammenfassung

Das thermodynamische Festeismodell gibt die Realität qualitativ in hoher Genauigkeit, die abhängig von den jeweiligen Anwendungsgebieten ist, wieder. Die Überprüfung des Modells in Hinblick auf die Realitätsnähe seiner Ergebnisse gestattet es, den Einfluß des Flußwassers auf das Festeis in den Mündungsgebieten ortsibirischer Flüsse quantitativ zu untersuchen. Die Rolle des Süßwassereintrages für den Festeisaufbruch wird in Kapitel 6.1 näher diskutiert. Die Validierung hat ergeben, daß das Modell bei großer Zyklonenhäufigkeit und -intensität oder bei starker Polynjenaktivität nur eingeschränkt anwendbar ist. Diese Probleme werden im Kapitel 6.2 diskutiert. Das Festeismodell bietet zudem die Möglichkeit, unterschiedliche Szenarien (Fallbeispiele) durchzuführen und andere Fragestellungen, wie beispielsweise den Einfluß der Bewölkung oder Schneebedeckung auf das Schmelzen des Festeises, zu lösen.

6 Diskussion der Modellergebnisse

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein eindimensionales thermodynamisches Meereismodell entwickelt, welches unter Verwendung atmosphärischer, hydrologischer und ozeanischer Antriebsdaten zur Untersuchung des Festeisaufbruchs vor den Mündungsgebieten ost-sibirischer Flüsse eingesetzt werden kann. In zahlreichen Modellläufen konnte die gute Vereinbarkeit simulierter Ergebnisse mit Satellitendaten gezeigt werden.

Mit Hilfe des Festeismodells wird der Einfluß des Flußwassers auf das Schmelzen des Festeises untersucht. Ferner wird der Wärmeeintrag aus dem Flußwasser mit dem Energieeintrag aus der Atmosphäre verglichen (Kapitel 6.1). Einschränkungen in der Anwendung des Modells werden in Kapitel 6.2 diskutiert. Auf modellspezifische Besonderheiten und Ungenauigkeiten der Eingabegrößen wird in Kapitel 6.3 eingegangen. Der Vergleich der Modellergebnisse mit den aus passiven Mikrowellendaten abgeleiteten Eisinformationen erweist sich aufgrund von Schmelzprozessen auf dem Festeis vor allem im Juni als schwierig. Die Problematik des Schmelzsignals in den Mikrowellendaten für die Untersuchung hydrologischer Prozesse in den Mündungsgebieten wird in Kapitel 6.5 näher erörtert.

6.1 Einfluß von Flußwasser auf das Schmelzen des Festeises

Die Auswertung der Satellitendaten und die Analyse der Modellergebnisse in den Kapiteln 3 und 5 weisen bereits auf die besondere Bedeutung des Flußwassers für das Schmelzen von Festeis hin. In diesem Kapitel wird der Einfluß des Flußwassers auf das Festeis quantifiziert. Dazu wird mit Hilfe des thermodynamischen Meereismodells der Wärmeeintrag aus dem Flußwasser mit dem Energieeintrag aus der Atmosphäre für die verschiedenen Mündungsgebiete in der Laptewsee und der Ostsibirischen See verglichen.

Die simulierten Verläufe der Festeisdicke in Abbildung 6.1 zeigen, daß das küstennahe überflutete und unterströmte Festeis je nach Mündungsgebiet im Mittel 20 bis 38 Tage vor dem angrenzenden ausschließlich unterströmten Festeis schmilzt. Das schnelle Schmelzen des küstennahen Festeises wird – neben dem Wärmeeintrag durch das Flußwasser – von der durch den Überflutungsprozeß sprunghaft verringerten Albedo des Festeises verursacht. Dadurch kann ein hoher Anteil der Globalstrahlung von der überfluteten Festeisoberfläche absorbiert werden. In den weiter von den Mündungsgebieten entfernten Regionen, die nur an der Unterseite des Festeises in Kontakt mit dem Flußwasser stehen, findet eine graduelle Abnahme der Eisdicke statt.

Um zu untersuchen, welchen Einfluß das Flußwasser auf das Schmelzen des Festeises hat, wurden zusätzlich Kontrollläufe ohne den Wärmeeintrag des Flußwassers mit dem Meereismodell durchgeführt. In allen Modellläufen ohne Berücksichtigung des Flußwassers schmilzt das Festeis einige Tage bis mehrere Wochen später als in den Simulationen mit Flußwassereintrag.

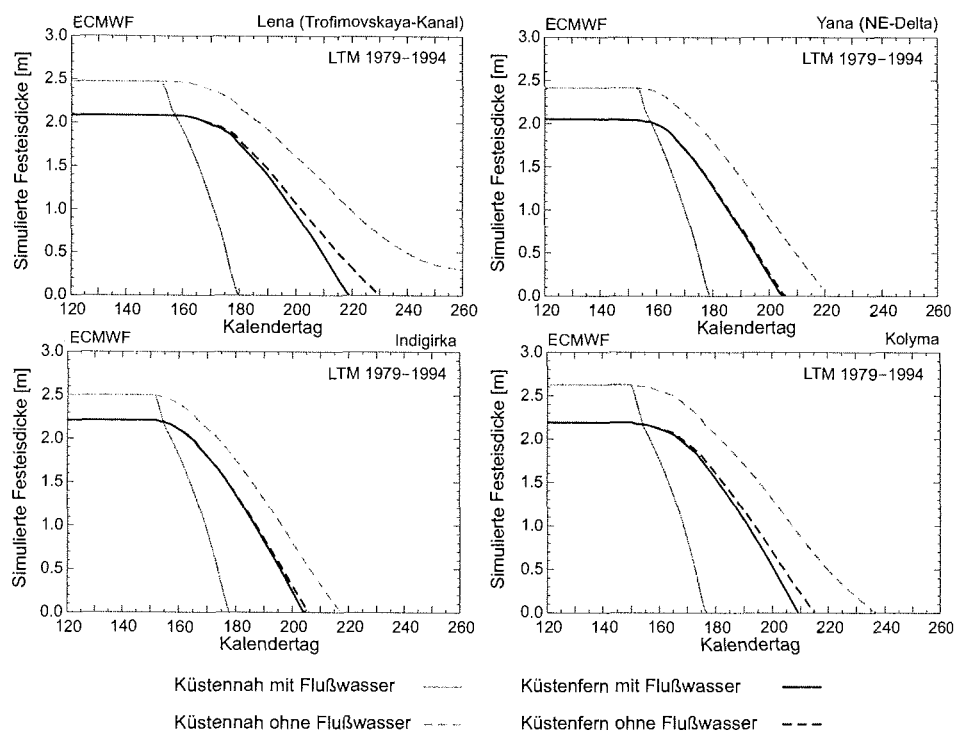


Abbildung 6.1: Zeitlicher Verlauf der simulierten Festeisdicken mit Schneeauflage in verschiedenen Mündungsgebieten der Laptewsee und der Ostsibirischen See. Dargestellt sind die Dicken des küstennahen und küstenfernen Festeises jeweils mit und ohne Flußwassereintrag von Lena (links oben), Yana (rechts oben), Indigirka (links unten) und Kolyma (rechts unten), Mittelungszeitraum 1979 bis 1994. Datenquelle: ECMWF.

Die Auswertung der Modellläufe ohne Flußwasser hat folgendes Ergebnis für das Festeis in der ostsibirischen Arktis ergeben:

- Die Ablationsperiode des küstennahen Festeises verlängert sich in allen Mündungsgebieten um mehrere Wochen.
- Die Ablationsperiode des küstenfernen Festeises verlängert sich an Lena und Kolyma um wenige Tage, an Yana und Indigirka nur um einen Tag.

Detailliert stellen sich die Ergebnisse in Abbildung 6.1 wie folgt dar: Vor der Yana- und Indigirkamündung würde ohne die Einwirkung des Flußwassers das küstennahe Festeis ungefähr 5 bis 6 Wochen später schmelzen als mit Flußwassereintrag. Vor dem Mündungsgebiet der Kolyma würde das simulierte Festeis über 2 Monate später schmelzen. Das Festeis vor dem nordöstlichen Lenadelta an der Mündung des Trofimovskaya-Kanals würde sogar im Verlauf des Sommers ohne die Einwirkung des Flußwassers nicht vollständig schmelzen. In den küstenfernen Gebieten sind die Auswirkungen des Flußwassers deutlich geringer. Das simulierte küstenferne Festeis schmilzt vor dem Mündungsgebiet der Kolyma im Mittel ca. 5 Tage später und vor der Mündung des Trofimovskaya-Kanals durchschnittlich 10 Tage später als das Festeis entlang der Küste. An Yana und Indigirka dagegen verzögert sich die Ablationsperiode des Festeises ohne die Flußwasserzufuhr nur unwesentlich.

In allen Mündungsgebieten fällt im Modellauf ohne Flußwasser die gegenüber den küstenfernen Festeisgebieten deutlich verlängerte Schmelzperiode des küstennahen Festeises auf. Zum einen ist diese Verzögerung auf die verwendeten Anfangswerte im Modell und den ozeanischen Wärmestrom zurückzuführen. Zum anderen verringert sich aus Kontinuitätsgründen der Abfluß und die Strömungsgeschwindigkeit der Abflußfahne, da das Flußwasser auf dem Schelf über ein größeres Gebiet verteilt ist. Während in den Mündungsgebieten die mittlere Festeisdicke 2.20 m beträgt, liegt sie in den küstenfernen Gebieten im Mittel bei 1.80 m. Auf dem flachen Schelf – insbesondere in Küstennähe – ist der ozeanische Wärmestrom zu vernachlässigen. In den Regionen mit größeren Wassertiefen dagegen macht sich der Einfluß des ozeanischen Wärmestromes je nach Größenordnung der Einmischung von warmem Atlantischen Zwischenwasser in die Oberflächenschicht auf das Schmelzen des Festeises bemerkbar (Kapitel 4.2.4). Darüber hinaus ist zu berücksichtigen, daß die Untersuchungsgebiete vor dem nordöstlichen Lenadelta ca. 350 km bis 400 km weiter nördlich als die übrigen Mündungsgebiete liegen und daher deutliche Unterschiede in den Antriebsdaten aufweisen.

Einfluß von Flußwasser auf das Meereis im Arktischen Ozean

Frühere Studien mit teilweise recht einfachen Ozeanmodellen haben gezeigt, daß der Eintrag von Süßwasser (Flußwasser, salzarme pazifische Wassermassen aus der Beringstraße, Niederschlag) in das Nordpolarmeer wesentlich die Aufrechterhaltung der Deckschicht (Polares Oberflächenwasser) und der Eisdecke kontrolliert (Stigebrandt, 1981; Lemke, 1987; Aagaard, 1989). Stigebrandt (1981) folgert aus den Ergebnissen eines ungekoppelten Zwei-Schichten-Ozeanmodells, daß eine Abnahme des Süßwassereintrages bei gleichbleibendem Ausstoß von Sole während des Gefrierens von Meereis den Salzgehalt im Polaren Oberflächenwasser vergrößert. Die Zunahme der Dichte wiederum führt zu Konvektionen, so daß die Salzgehaltssprungschicht (Halokline) in ca. 30m bis 200m Wassertiefe durchbrochen werden kann. Infolgedessen kommt es zu einer verstärkten Einmischung relativ warmen Atlantischen Zwischenwassers in die Deckschicht und daher zu einer Abnahme der Meereisdicke im Arktischen Ozean. In den Gebieten, in denen die Schichtung des Ozeans am instabilsten ist, ist auch der vertikale ozeanische Wärmestrom am größten.

Anhand von Simulationsergebnissen mit einem gekoppelten Meereis-Ozean-Modell (Integration über 60 Jahre) folgert Lemke (1987), daß eine 30%ige Reduktion der Süßwasserzufuhr zu einer Verringerung der Meereisdicke um nur 3 cm führt. Eine 50%ige Reduktion der Süßwasserzufuhr führt dagegen zu einer deutlich stärkeren Änderung der Modellergebnisse – in diesem Fall um 30 cm. Ähnliche über 10 Jahre integrierte Experimente von Weatherly und Walsh (1999) zeigen eine 10%ige Abnahme der Meereisdicke bei einem völligen Ausbleiben des Flußwassereintrages.

Ausgehend von Beobachtungen amerikanischer nuklearbetriebener U-Boote während der *Scientific Ice Expeditions* (SCICEX) 1993 und 1995 stellen Steele und Boyd (1999) eine deutliche Abnahme der Süßwasserdeckschicht und zum Teil ein Verschwinden der haloklinen Sprungschicht im Eurasischen Becken fest. Hierdurch kommt es zu großen Wärmeströmen zwischen der Schicht des Atlantischen Zwischenwassers und der Oberfläche (Meereisdecke). Die Autoren vermuten, daß sich durch die Zunahme der Zyklonenaktivität Anfang der 90er Jahre die Driftmuster der Abflußfahnen sibirischer Flüsse weiter ostwärts verlagert haben, so daß weniger kontinentales Süßwasser in den transpolaren Driftstrom eingespeist wird.

Diese theoretischen Überlegungen geben auch heute noch den Stand der Forschung wieder (Lewis, 2000; Guay et al., 2001) und werden von Eisdickenmessungen untermauert, die während mehrerer Expeditionen im Arktischen Ozean gewonnen wurden. Die Ergebnisse der deutschen Arktisexpedition ARK XVII/2 in den zentralen Arktischen Ozean im Jahr 2001 zeigen, daß die mittlere sommerliche Dicke des ebenen Meereises ca. 2.0 m beträgt (Haas et al., 2002a). 1991 waren es in dem gleichen Gebiet noch 2.5 m – ein Verlust von 20 %. Anhand von Ergebnissen numerischer Experimente mit einem gekoppelten Ozean-Meereis-Modell gehen Prange und Gerdes (1999) davon aus, daß der Ozean bzw. das Atlantische Zwischenwasser aufgrund der Abnahme der polaren Deckschicht 10 W m^{-2} bis 40 W m^{-2} mehr Wärme an die Eisunterseite abgeben kann, was zu einem verstärkten basalen Schmelzen führt. Bei einer stabil ausgeprägten Halokline beträgt der mittlere ozeanische Wärmestrom im Frühjahr 0 W m^{-2} bis 6 W m^{-2} .

Einfluß von Flußwasser auf das Meereis auf dem Kontinentalschelf

Seit 1980 wird der Einfluß des terrestrischen Süßwassereintrages auf den frühsommerlichen Meereisrückgang in den arktischen Schelfmeeren systematisch untersucht. Treshnikov und Ivanov (1980) sowie zahlreiche andere sowjetische Wissenschaftler vermuteten, daß ein verringerter Abfluß zum Einströmen von kaltem Polaren Oberflächenwasser auf die Schelfgebiete führt und demzufolge die Ablationsperiode des Festeises verlängert wird. In umgekehrter Weise kommt es durch einen hohen Flußwassereintrag zum verstärkten Schmelzen weiter Teile des arktischen Meereises. Ausgehend von hypothetischen Annahmen unterstützten Holt et al. (1984) und Cattle (1985) die Vermutungen von Treshnikov und Ivanov (1980). Holt et al. (1984) gehen davon aus, daß – neben dem lokalen Einfluß des Flußwassers in den Mündungsgebieten – die Flußwasserzufuhr durch sibirische Flüsse negativ mit dem Rückgang der Meereisbedeckung auf den Schelfgebieten und dem Arktischen Ozean korreliert.

Nach Auswertung hydrometeorologischer Beobachtungsdaten über einen Zeitraum von 20 Jahren zeigen Dmitrenko et al. (1999), daß ein erhöhter Süßwassereintrag zu einer Ausdehnung der Lapteewsee führt, wodurch die Ausdehnung der Festeisfläche im darauffolgenden Winter bestimmt wird.

In detaillierten Studien über den Einfluß des Süßwassereintrages auf das Meereis in der Lapteewsee konnten Bareiss et al. (1998, 1999) belegen, daß die Variabilität der sommerlichen Meereisbedeckung auf dem Schelf, anders als von Holt et al. (1984) vermutet, nicht ausschließlich durch das Flußwasser erklärt werden kann. Die Schmelzhochwasser der mittelsibirischen Flüsse sind für das Schmelzen des Festeises in den Mündungsgebieten und angrenzenden Gebieten von Bedeutung. Das in dieser Arbeit entwickelte eindimensionale thermodynamische Festeismodell ist in der Lage, quantitative Angaben über den Wirkungsgrad der atmosphärischen und hydrologischen Einflußgrößen zu machen.

Zur Untersuchung der Bedeutung des Flußwassers für das Schmelzen des Festeises wird der Nettoenergieeintrag aus der Atmosphäre (Kapitel 4.1.1) mit dem Energieeintrag aus den Flüssen (Kapitel 4.2.4) verglichen. Die atmosphärischen Terme der Energiebilanz sind gegeben durch:

$$\begin{aligned} Q_a &= \underbrace{R_{s,\downarrow} + R_{s,\uparrow}}_{R_s^*} + \underbrace{R_{l,\downarrow} + R_{l,\uparrow}}_{R_l^*} + Q_h + Q_e \\ &= R_s^* + R_l^* + Q_h + Q_e. \end{aligned} \quad (6.1)$$

R_s^* und R_l^* stehen dabei für die kurzwellige und langwellige Strahlungsbilanz, Q_h und Q_e für die turbulenten Ströme fühlbarer und latenter Wärme.

Der zeitliche Verlauf (langjährige Mittelwerte von 1979 bis 1994) der Komponenten der atmosphärischen Energiebilanzgleichung und des Wärmeleitungsstromes an der Eisoberseite sind beispielhaft für das küstennahe über- und unterströmte Festeis sowie für das küstenferne unterströmte Festeis vor dem Mündungsgebiet der Lena dargestellt (Abb. 6.2). Das thermodynamische Meereismodell gibt während der gesamten Schmelzperiode selbst Einzelheiten der kurz- und langwelligen Strahlungsbilanz realistisch wieder. In den Zeitreihen werden die Einflüsse durch wechselnde meteorologische Bedingungen (z.B. Bewölkung) und Oberflächentypen (u.a. Schnee, schmelzender Schnee, Festeis, überflutetes Festeis) deutlich.

Der mittlere Jahresgang der Globalstrahlung wird hauptsächlich durch die Sonnenhöhe geprägt. Ab Mitte Februar steigen die Strahlungsstromdichten an der Festeisoberfläche bis auf Werte von ca. 250 W m^{-2} im Juni an. Allerdings wird in den ersten Monaten des Jahres nur ein kleiner Teil der einfallenden solaren Strahlung von der Schnee- und Eisoberfläche absorbiert. Eine markante Zunahme der kurzwelligen Strahlungsbilanz tritt erst mit der Überflutung des küstennahen Festeises durch Flußwasser (Kalendertag 151) und dem vollständigen Schmelzen der Schneedecke auf dem küstenfernen Festeis (Kalendertag 175) auf. Die im Laufe der Schmelzperiode auftretenden sprunghaften Veränderungen der kurzwelligen Strahlungsbilanz sind auf Änderungen der Schnee- und Eisalbedo bei starker Bewölkung zurückzuführen (vgl. Kapitel 4.2.3).

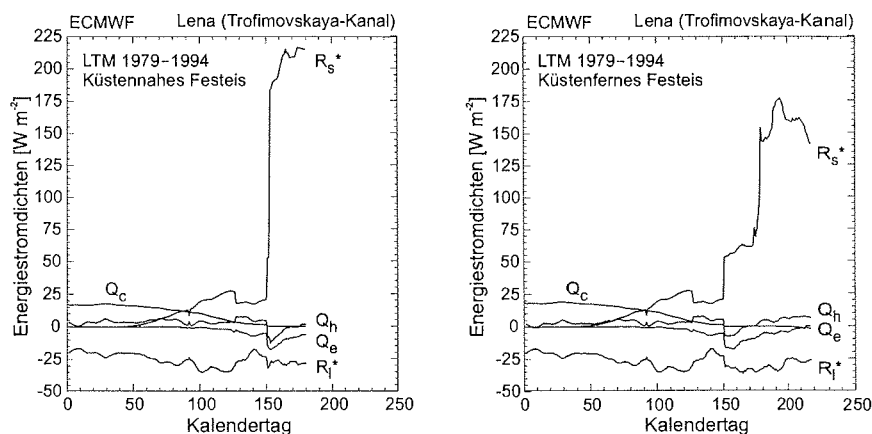


Abbildung 6.2: Zeitreihen der berechneten Tagesmittel einzelner Komponenten der Energiebilanzgleichung im Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal). Dargestellt sind die kurz- und langwellige Strahlungsbilanz R_s^* und R_l^* , die turbulenten Ströme fühlbarer und latenter Wärme Q_h und Q_e sowie der Wärmeleitungsstrom Q_c an der Eisoberseite für das küstennahe (links) und das küstenferne (rechts) Festeis, Mittelungszeitraum 1979 bis 1994. Datenquelle: ECMWF.

Die mittlere langwellige Strahlungsbilanz ist während der Ablationsperiode häufig negativ. Die Strahlungsstromdichten schwanken zwischen -15 W m^{-2} und -30 W m^{-2} . Die Ausstrahlung der Schnee- und Eisoberfläche erhöht sich von Werten um 185 W m^{-2} im Winter bis auf 312 W m^{-2} im Sommer, sobald die Oberflächentemperaturen den Schmelzpunkt von Eis erreicht haben. Die atmosphärische Gegenstrahlung variiert zwischen 155 W m^{-2} im Winter und 290 W m^{-2} im Sommer. In einzelnen Jahren können relativ warme, wolkenreiche Luftmassen die langwellige Strahlungsbilanz über Tage hinweg ausgeglichen gestalten und damit die Auskühlung der Oberfläche reduzieren. Vor dem nordöstlichen Lenadelta wird die Strahlungsbilanz über der küstennahen und küstenfernen Festeisoberfläche im Mittel ab dem Kalendertag 140 (Mitte Mai) positiv.

Die turbulenten Ströme fühlbarer und latenter Wärme sind während der Schmelzperiode in der Energiebilanz von untergeordneter Bedeutung. In den Wintermonaten ist der fühlbare Wärmestrom aufgrund stark ausgeprägter Bodeninversionen zur Schnee- bzw. Festeisoberfläche gerichtet. In der Laptevsee betragen die mittleren fühlbaren Wärmeströme maximal 8.5 W m^{-2} , in der Ostsibirischen See ca. 15 W m^{-2} . In einzelnen Jahren kann der fühlbare Wärmestrom über dem Festeis bei hohen Windgeschwindigkeiten und bei Warmluftadvektion vom Festland im Frühsommer bis zu 50 W m^{-2} betragen. Über Rinnen und Polynjen kann der Strom fühlbarer Wärme durch die Ausbildung sehr großer Temperaturgradienten innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht auf mehrere hundert Watt pro Quadratmeter ansteigen. Mit dem Erreichen des Schmelzpunktes im Mai ist der fühlbare Wärmestrom meist von der Eisoberseite in die Atmosphäre gerichtet.

Aufgrund der sehr geringen vertikalen Feuchteunterschiede im Winter ist der latente Wärmestrom zu vernachlässigen. Erst mit dem Einsetzen der Schneeschmelze und der Bildung von Schmelztümpeln auf dem Festeis nimmt der Strom latenter Wärme auf Werte zwischen -12 W m^{-2} und -20 W m^{-2} ab.

Die Festeis- bzw. Schneeoberfläche verliert hauptsächlich Energie über die langwellige Ausstrahlung. Mit dem Einsetzen des oberflächlichen Schmelzens tragen zusätzlich die Ströme fühlbarer und latenter Wärme zu den Energieverlusten bei. Im Winterhalbjahr werden Strahlungsverluste durch den Wärmeleitungsstrom kompensiert. Aufgrund der geringen Temperaturgradienten im Festeis während des Frühsommers hat der Wärmeleitungsstrom nur einen niedrigen Stellenwert für die Energiebilanz an der Eisoberseite. Der mittlere ozeanische Wärmestrom schwankt in den küstenfernen Schelfgebieten im Winter zwischen 3 W m^{-2} und 10 W m^{-2} in der Lapteewsee sowie zwischen 0.4 W m^{-2} und 1.2 W m^{-2} in der Ostsibirischen See. Ab Mai bzw. Juni wird der vertikale ozeanische Wärmestrom während der Rückzugsphase des Festeises vernachlässigbar klein.

Der Nettoenergieeintrag durch das Flußwasser ergibt sich aus der Summe von Wärmeströmen an der Ober- und Unterseite des Festeises:

$$Q_r = Q_{r_{sfc}} + Q_{r_{btm}}. \quad (6.2)$$

In der Nähe der Mündungsgebiete treten beide Komponenten des Wärmeeintrages durch das Flußwasser auf. In den weiter entfernt gelegenen Festeisgebieten wirkt nur der durch das Flußwasser bedingte Wärmestrom an der Eisunterseite (s. Kapitel 4.2.4).

Abbildung 6.3 zeigt Zeitreihen des Energieeintrages aus der Atmosphäre und dem Flußwasser im Mündungsgebiet der Lena und der Kolyma. Die Zeitreihen der Indigirka sind in Anhang ?? dargestellt. Die zeitlichen Verläufe des atmosphärischen Energieeintrages unterscheiden sich über küstennahem und küstenfernem Festeis aufgrund der Absorption der Globalstrahlung durch die verschiedenen vorhandenen Oberflächentypen. Im Betrag größer sind die Differenzen zwischen dem Energieeintrag durch das Flußwasser in das küstennahe und küstenferne Festeis. Bis zum vollständigen Schmelzen des küstennahen Festeises Ende Juni erhöhen sich die Werte des Wärmestromes bis auf etwa 450 W m^{-2} . Zur gleichen Zeit liegen die Energiestromdichten in den nichtüberfluteten küstenfernen Gebieten bei 10 W m^{-2} und gegen Ende der Schmelzperiode bei 35 W m^{-2} (Kolyma) bzw. 60 W m^{-2} (Lena Trofimovskaya-Kanal). Da 80 % des Flußwassers unter dem Festeis auf den Schelf strömt, ist der Wärmestrom an der Eisunterseite ($Q_{r_{btm}}$) größer als an der Eisoberseite. Für das Schmelzen des küstennahen Festeises stammen in der ostsibirischen Arktis im Mittel 53 % der Energie aus der Atmosphäre und 47 % aus dem Flußwasser. In den Mündungsgebieten des östlichen Lenadeltas und der Kolyma ist der relative atmosphärische Energieanteil annähernd gleich dem Flußwasseranteil (Tabelle 6.1). Das Schmelzen des küstennahen überfluteten Festeises erfolgt an allen sibirischen Flüssen hauptsächlich durch den Energieeintrag aus dem Flußwasser.

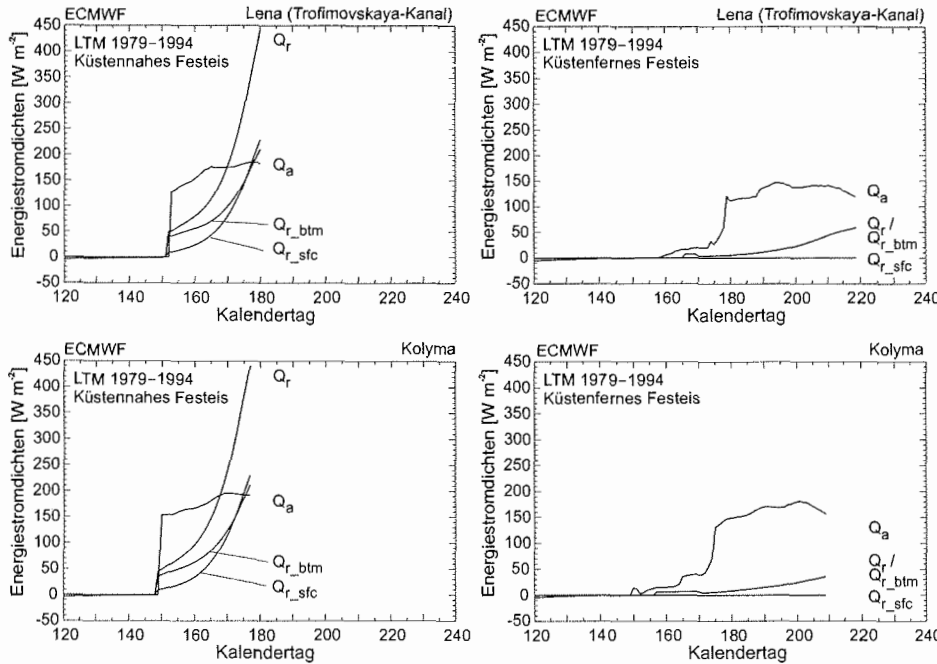


Abbildung 6.3: Zeitreihen der berechneten Tagesmittel des Energieeintrages aus der Atmosphäre und dem Flußwasser im Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal) und der Kolyma. Dargestellt sind die Nettoenergieeinträge einschließlich der Anteile aus dem Flußwasser an der Eisober- und Eisunterseite für das küstennahe (links) und das küstenferne (rechts) Festeis, Mittelungszeitraum 1979 bis 1994. Datenquelle: ECMWF.

Vergleicht man aber den Nettoenergieeintrag aus der Atmosphäre mit dem Energieeintrag durch das Flußwasser, welches das Festeis an der Oberseite überströmt, so überwiegt in den ostsibirischen Mündungsgebieten der atmosphärische Energieanteil um ca. 35 % bis 50 %. Aufgrund des insgesamt hohen Energieeintrages sind an der Eisoberseite die Schmelzraten des Festeises größer als an der Unterseite. Die prozentuale Verteilung der Energiequellen verdeutlicht die besondere Bedeutung des fröhsommerlichen Flußwasser-eintrages – durch das Über- und Unterströmen des Festeises – für das Schmelzen des Festeises in den küstennahen Mündungsgebieten.

Die mittleren Flußwassertemperaturen der ostsibirischen Flüsse liegen im Juni bei 3.0 °C. Im Juli wird bereits die maximale Flußwassertemperatur mit 11.7 °C erreicht (Pavlov et al., 1994; Nalimov, 1995). Im Juni beträgt die gesamte zur Verfügung stehende Energie der Flüsse zwischen $7.05 \cdot 10^{13}$ kJ (Yana) und $1.33 \cdot 10^{15}$ kJ (Lena Trofimovskaya-Kanal). Beispielsweise ist im Juni die Wärmemenge der Lena entsprechend einer Abflußsumme von 106 km^3 ausreichend, um ca. 2000 km^2 Festeis mit einer Dicke von 2.20 m zu schmelzen (Tabelle 6.2).

6.1 Einfluß von Flußwasser auf das Schmelzen des Festeises

Tabelle 6.1: Vergleich des simulierten Energieeintrages aus der Atmosphäre (Q_a) und dem Flußwasser (Q_r) in das küstennahe und küstenferne Festeis verschiedener Mündungsgebiete in der ostsibirischen Arktis. Dargestellt ist für den Mittelungszeitraum 1979 bis 1994 während der Schmelzperiode des Festeises die prozentuale Verteilung zwischen dem Nettoenergieeintrag der beiden Quellen sowie zwischen dem atmosphärischen Energieeintrag und dem Anteil des Flußwassers $Q_{r,btm}$ und $Q_{r,sfc}$, welches das Festeis an der Eisoberseite unter- bzw. überströmt.

Fluß	Küstennahes Festeis						Küstenfernes Festeis	
	Q_a [%]	Q_r [%]	Q_a [%]	$Q_{r,btm}$ [%]	Q_a [%]	$Q_{r,sfc}$ [%]	Q_a [%]	Q_r [%]
Lena (Tofimovskaya-Kanal)	49	51	63	37	68	32	84	16
Yana (NE-Delta)	57	43	71	29	74	26	98	2
Indigirka	56	44	71	29	73	27	96	4
Kolyma	50	50	65	35	69	31	90	10

In Jahren mit extrem hohen Abflußsummen (z. B. 1989) reicht die Wärmemenge der Lena im Juni aus, um bis zu 2750 km² des küstennahen Festeises zu schmelzen. Aufgrund der im Vergleich zur Lena geringen Abflußwerte von Yana, Indigirka und Kolyma können in diesen Mündungsgebieten nur geringe Eisflächen mit dem Flußwasser geschmolzen werden. Obwohl die Abflußsummen im Juli abnehmen, nimmt der Wärmeinhalt der Flüsse aufgrund der höheren Wassertemperaturen zu. Die Angaben für den Juli sind hypothetisch, da in allen Mündungsgebieten das küstennahe über- und unterströmte Festeis bereits Ende Juni geschmolzen ist.

Tabelle 6.2: Vergleich der im Flußwasser zur Verfügung stehenden Wärmemengen in verschiedenen Mündungsgebieten der ostsibirischen Arktis. Dargestellt ist für den Mittelungszeitraum 1979 bis 1994 die mittlere Abflußsumme [km³], die zur Verfügung stehende Wärmemenge [kJ] und die theoretische Fläche der Festeisdecke [km²], die bei einer Dicke von 2.20 m ohne Schneeauflage durch das Flußwasser im Juni und Juli abgeschmolzen werden kann.

Fluß	Juni			Juli			Juni-Juli
	Abfluß [km ³]	Energie [kJ]	Festeis [km ²]	Abfluß [km ³]	Energie [kJ]	Festeis [km ²]	Festeis [km ²]
Lena (Trof.-Kanal)	106.0	$1.33 \cdot 10^{15}$	1992	57.1	$2.80 \cdot 10^{15}$	4184	6176
Yana (NE-Delta)	5.6	$7.05 \cdot 10^{13}$	105	4.0	$1.96 \cdot 10^{14}$	293	398
Indigirka	13.1	$1.64 \cdot 10^{14}$	246	12.1	$5.95 \cdot 10^{14}$	890	1136
Kolyma	36.9	$4.64 \cdot 10^{14}$	694	18.5	$9.06 \cdot 10^{14}$	1356	2050

Die gesamte Festeisfläche, die jedes Jahr in der südöstlichen Laptewsee schmilzt, beträgt ca. $140 \cdot 10^3$ km². Die in diesen Teil der Laptewsee mündenden Flüsse sind aufgrund der von ihnen transportierten Wärme in der Lage, etwa 3500 km² Festeis zu schmelzen. Dies sind gerade einmal 2.5 % der gesamten Festeisdecke der südöstlichen Laptewsee. In den Jahren mit Abflußmaxima können immerhin bis zu 4 % der Festeisdecke in diesem Teil

der Laptewsee geschmolzen werden. Bei diesen Annahmen bleiben die Veränderungen der Oberflächeneigenschaften durch die Überflutung des Festeises und damit die Auswirkungen auf die kurzweilige Strahlungsbilanz unberücksichtigt.

In der Ostsibirischen See hat der Flußwassereintrag ebenfalls einen großen Einfluß auf das Schmelzen des küstennahen Festeises. Betrachtet man jedoch die Gesamtfläche, die mit Festeis bedeckt ist ($170 \cdot 10^3 \text{ km}^2$), so relativiert sich der Einfluß. Im langjährigen Mittel reicht die Wärmemenge der Flüsse im Juni aus, um ca. 1 % der Festeisfläche zu schmelzen. In einzelnen Jahren können maximal 2 % des Festeises in der Ostsibirischen See geschmolzen werden.

Für den küstennahen Bereich spielt der Flußwassereintrag eine bedeutende Rolle beim Schmelzen des Festeises. Das küstenferne Festeis ist dagegen deutlich geringer vom direkten Einfluß des Flußwassers betroffen. Zakharov (1966) betont, daß der Einfluß der Polynjen vor der Festeiskante für das küstenferne Festeis von weitaus größerer Bedeutung ist als der Wärmeeintrag durch das Flußwasser (Kapitel 6.2).

6.2 Einfluß von Mündungsformen, Polynjen und Tiefdruckgebieten auf den Festeisrückgang

Flußmündungsformen: Delta und Ästuar

Das thermodynamische Meereismodell kann die Eisdicken an den Mündungen des Anabar und der Khatanga nur ungenau vorhersagen. Abbildung 6.4 zeigt die mit Festeis bedeckten Mündungen von Khatanga und Anabar. Das frühsummerliche Hochwasser fließt in diesen Mündungen nicht auf das Festeis, sondern breitet sich unter dem Festeis aus. Im Mittel schmilzt das Festeis vor den Flußmündungen in der südwestlichen Laptewsee im Untersuchungszeitraum ungefähr 2 bis 3 Wochen später als in der südöstlichen Laptewsee. In einigen Jahren (z.B. 1979, 1996) überdauert das Festeis vor den Mündungen der Khatanga und des Anabar den gesamten Sommer.

In zahlreichen Arbeiten russischer Autoren (vgl. Literaturliste Nalimov, 1995) wurden die Eisverhältnisse und Besonderheiten des Eisaufbruches in den sibirischen Flußmündungen und in den Festeisgebieten vor den Mündungen untersucht.

Gemäß der geomorphologischen Form können die Flußmündungen in der sibirischen Arktis in trichterförmige Ästuarie (Khatanga, Anabar) und Deltas (u. a. Olenek, Lena, Yana, Indigirka, Kolyma) eingeteilt werden. Ästuarie entstehen bei hohem Tidenhub und geringer Sedimentzufuhr durch die Flüsse. Die deltaförmigen Flußmündungen bilden sich dagegen bei geringem Tidenhub und hoher Sedimentzufuhr. Ivanov und Nalimov (1978, 1990) und Nalimov (1995) zeigen, daß die Form der Flußmündung einen erheblichen Einfluß auf den Aufbruch der Festeisdecke in Küstennähe hat (Abb. 6.5). In Ästuarie schmilzt das Festeis gewöhnlich entlang der Strommittellinie aufgrund des Wärmeeintrages durch das Flußwasser. Dieser Schmelzwasserkanal erstreckt sich nach einigen Wochen bis zur nördlichen Festeiskante.

6.2 Einfluß von Mündungsformen, Polynjen und Tiefdruckgebieten auf den Festeisrückgang

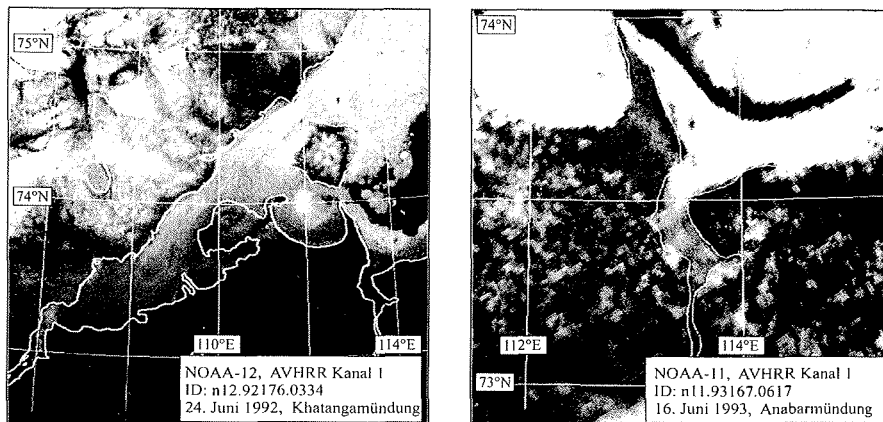


Abbildung 6.4: Georeferenzierte NOAA-AVHRR-Szenen (LAC, Kanal 1, $0.58\mu\text{m}$ bis $0.68\mu\text{m}$) der Khatanga- und Anabarmündung. Die Aufnahmen zeigen die mit Festeis bedeckten Ästuar der Khatanga (24. Juni 1992, links) und des Anabar (16. Juni 1993, rechts). Bildausschnitte: $300\text{km} \times 300\text{km}$ und $125\text{km} \times 125\text{km}$. Datenquelle: NOAA-SAA.

Selten wird die Festeisdecke durch Welleneinwirkung an der polynjaseitigen Festeiskante mechanisch zerstört, noch bevor das Festeis durch das Flußwasser abgeschmolzen wird. Eine Besonderheit ist, daß aufgebrochene Festeisschollen in den Ästuaren nur langsam schmelzen und nicht seewärts in die Laptewsee driften. Im weiteren Verlauf der Ablationsperiode zerbricht das restliche an den Küsten befindliche Festeis. An deltaförmigen Mündungen über- und unterströmt das Flußwasser das küstennahe Festeis (Kapitel 3.1.3). Modellläufe in den Mündungsgebieten der Khatanga und des Anabar haben ergeben, daß die Festeisdicken in diesen Ästuaren mit dem thermodynamischen Festeismodell nicht realistisch simuliert werden können.

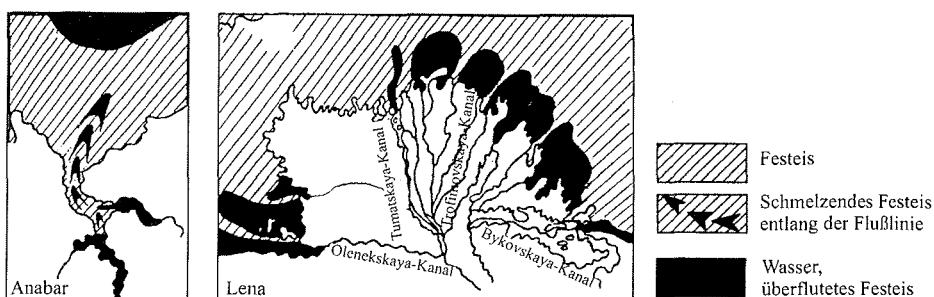


Abbildung 6.5: Schema des Festeisaufbruches vor einem Ästuar (links) und einem Delta (rechts). Dargestellt ist beispielhaft der charakteristische Festeisaufbruch vor der trichterförmigen Anabar- und deltaförmigen Lenamündung. nach: Nalimov (1995), verändert.

Polynjen an der Festeisgrenze

Langgezogene Eistrinnen („flaw leads“) oder größere eisfreie Flächen vor der seewärtigen Festeisgrenze („flaw polynyas“) sind eine typische Erscheinung in der ostsibirischen Arktis. Die Lage und die Ausdehnung der Polynjen zeigen eine sehr starke Variabilität innerhalb der einzelnen Jahre (Bareiss et al., 2002).

Zahlreiche Arbeiten und Experimente beschäftigen sich mit der Eisentstehung in Polynjen oder mit dem Einfluß der offenen Wasserflächen auf mikroskalige Prozesse in der atmosphärischen Grenzschicht während der Wintermonate. In dieser Zeit sind die Eistrinnen ein Gebiet mit großen Eisentstehungsraten, da wasserdampfarme kontinentale Luftmassen, die über die offenen Wasserflächen streichen, diesen durch Verdunstung und turbulenten Wärmetransport beträchtliche Wärmemengen entziehen. Es wird geschätzt, daß dadurch in allen Polynjen und Rinnen entlang der Festeisgrenze in der Laptewsee bis zu 1000 km^3 Neueis gebildet werden (Zakharov, 1966; Dethleff et al., 1993; Reimnitz et al., 1994). Im Frühjahr verwandeln sich dagegen die offenen Wasserflächen innerhalb der Meereisdecke zu Gebieten mit hohen Energiegewinnen. Der Einfluß auf den regionalen Strahlungs- und Energiehaushalt ist entscheidend für das vertikale und insbesondere für das laterale Schmelzen entlang der Festeiskante. Zakharov (1966) hebt die signifikante Bedeutung der Eistrinnen und Polynjen für den Festeisaufbruch hervor.

Die aus passiven Mikrowellendaten abgeleitete mittlere Fläche der Polynjen in der zentralen Laptewsee (Anabar-Lena-Polynja, Westliche Neusibirische Polynja) und Ostsibirischen See (Östliche Neusibirische Polynja, Aion-Polynja) beträgt im Mai $32.4 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ und im Juli etwa $176 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ (Tabelle 6.3). Die von Brigham (1996) angegebenen mittleren Flächen der Westlichen Neusibirischen Polynja im Monat Mai sind mit $70.8 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ zu hoch angesetzt. Dies wird vor allem durch einen Vergleich mit Polynjaflächen, die aus georeferenzierten NOAA-AVHRR-Szenen berechnet wurden, deutlich (Bareiss et al., 2002). Die bis Juli in die Polynjen der Laptewsee und der Ostsibirischen See eingestrahelte solare Energie (ca. $1.7 \cdot 10^{17} \text{ kJ}$) reicht hypothetisch aus, um $280 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ Meereis mit einer Dicke von 2 m zu schmelzen. Dies entspricht etwa 20 % der gesamten Meereisbedeckung in der Laptewsee und der Ostsibirischen See. In Extremjahren kann die mittlere maximale Ausdehnung der Polynjen und damit auch die in den offenen Wasserflächen absorbierte Globalstrahlung deutlich größer sein.

Die Untersuchung der Zeitreihen der offenen Wasserflächen hat ergeben, daß seit 1988 in der Laptewsee Polynjen früher auftreten als im Zeitraum 1979 bis 1987. Die mit dem thermodynamischen Meereismodell berechneten Zeitpunkte des Schmelzens der Festeisdecke werden für die Jahre 1988 bis 1994 überwiegend überschätzt (Kapitel 5.2). Es ist auffällig, daß in Jahren mit hoher Polynjaaktivität das Festeis in der Laptewsee früher abschmilzt als im langjährigen Mittel. Dieser Zusammenhang ist insbesondere 1994 augenscheinlich. In der Ostsibirischen See treten Polynjen nicht regelmäßig auf. Ein sehr frühes Auftreten und eine große Ausdehnung der Polynja im Jahr 1990 führt zu einem sehr frühen Aufbrechen und Schmelzen der Festeisdecke in der Ostsibirischen See (Anhang B.4).

6.2 Einfluß von Mündungsformen, Polynjen und Tiefdruckgebieten auf den Festeisrückgang

Von besonderer Bedeutung für das Entstehen und existieren von Polynjen sind die atmosphärische Zirkulation bzw. die synoptischen Bedingungen. In Jahren ohne offene Wasserflächen bzw. mit Polynjen von geringer Ausdehnung (1982, 1984, 1987, 1992) findet der Meereisrückgang später statt als im langjährigen Mittel.

Tabelle 6.3: In den Polynjen der ostsibirischen Arktis absorbierte Globalstrahlung in den Monaten Mai bis Juli. Die mittleren Flächen (langjähriger Monatsmittelwert 1979 bis 1994, maximaler Monatsmittelwert) der Polynjen sind aus Zeitreihen der SMMR- und SSM/I-Daten abgeleitet. Die Monatssummen der von den Polynjaflächen absorbierten Energie [kJ] sind aus der Strahlungsparametrisierung nach Zillman (1972), ergänzt um die Wolkenkorrektur nach Laevastu (1960), abgeleitet. Für die Berechnungen wurde ein langjährig gemittelter Jahresgang der Wolkenbedeckung und des Wasserdampfdruckes verwendet. Die Albedo der Wasseroberfläche beträgt $\alpha = 0.1$.

Polynja	Mittlere Fläche [km ²]	Energieeintrag [kJ]	Maximale Fläche [km ²]	Jahr	Energieeintrag [kJ]
Zentrale Laptevsee					
im Mai	20200	$9.8 \cdot 10^{15}$	43400	1993	$2.2 \cdot 10^{16}$
im Juni	49600	$2.9 \cdot 10^{16}$	81500	1988	$4.8 \cdot 10^{16}$
im Juli	88100	$4.9 \cdot 10^{16}$	127300	1991	$7.0 \cdot 10^{16}$
Ostsibirische See					
im Mai	12200	$6.5 \cdot 10^{15}$	105000	1990	$5.6 \cdot 10^{16}$
im Juni	39200	$2.4 \cdot 10^{16}$	145700	1990	$8.8 \cdot 10^{16}$
im Juli	88100	$5.0 \cdot 10^{16}$	179000	1990	$1.0 \cdot 10^{17}$

Diese Beobachtungen decken sich teilweise mit den Ergebnissen von Proshutinsky und Johnson (1997), die Hinweise auf die Existenz von zwei dominierenden Mustern in der bodennahen atmosphärischen Zirkulation und Eisdrift der zentralen Arktis finden. Dabei treten antizyklonale Muster der Zirkulation (ACCR) in den Zeiträumen 1972 bis 1979 und 1984 bis 1988 auf. Die Jahre von 1989 bis 1997 sind dagegen durch ein zyklonales Muster der Zirkulation (CCR) gekennzeichnet. Polyakov et al. (1999) können anhand von Beobachtungsdaten und Modellergebnissen zeigen, daß im Vergleich mit CCR-Jahren im ACCR-Zeitraum der Luftdruck im Arktischen Ozean höher ist, die Windgeschwindigkeit niedriger und die Winter kälter. In CCR-Jahren tritt eine Zunahme des Niederschlages und der Zyklonenaktivität über dem Arktischen Ozean auf. Starke Divergenzen im Windfeld führen zur Bildung von Rinnen und großen eisfreien Gebieten. Im Laufe der CCR-Jahre nimmt die mittlere Eiskonzentration und Eisdicke im Arktischen Ozean ab. Inwieweit diese Ergebnisse aus dem zentralen Arktischen Ozean auf die Resultate der Festeisdickensimulation entlang der sibirischen Küste übertragen werden können, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

Neben dem Schmelzen trägt die mechanische Einwirkung der Wellen zum Aufbrechen der Festeisdecke bei. Die Höhe der Wellen und ihr Einfluß auf das Festeis ist abhängig von der Größe der Polynja, über die der Wind streichen kann, sowie von der Geschwindigkeit, der Dauer und der Richtung des Windes. Dadurch kann es an der seewärtigen Seite des Festeises immer wieder zum Abbruch größerer Schollen kommen. In Zusammenhang mit einem stark divergenten Windfeld können dabei große Teile der Festeisdecke aufbre-

chen. Beispielsweise brach am 11. Juni 1989 in der Ostsibirischen See (72.6°N , 158.0°E) eine annähernd 950 km^2 große Scholle aus dem Festeis (Abb. 6.6). Am 13. Juni löste sich dann eine ca. $19\,000\text{ km}^2$ große Eisfläche. Etwa 2 Wochen später betrug die abgebrochene Festeisfläche in etwa $115\,000\text{ km}^2$.

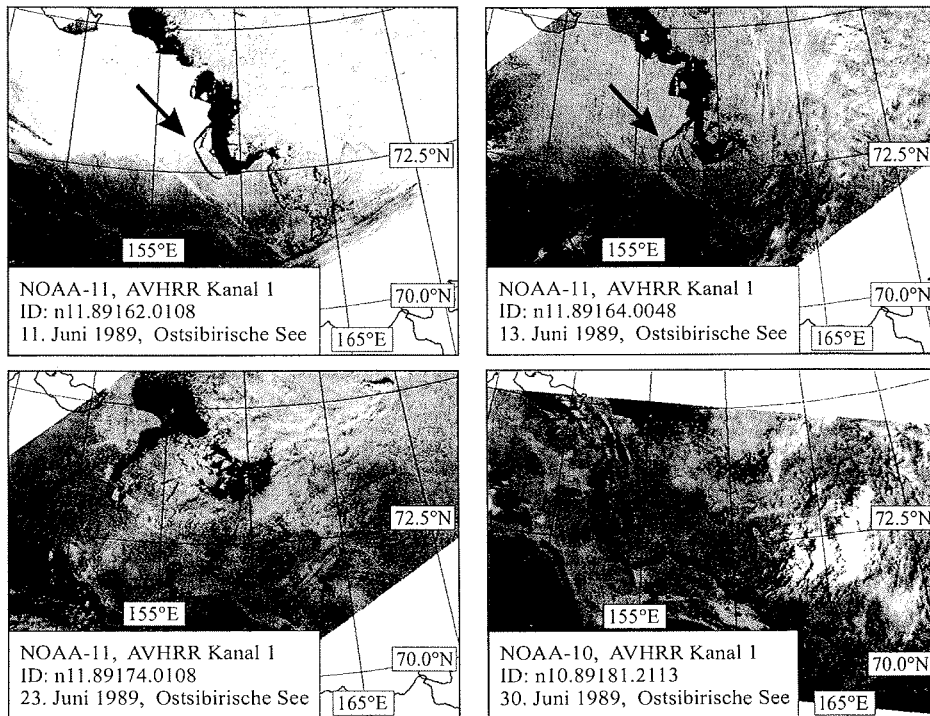


Abbildung 6.6: Georeferenzierte NOAA-AVHRR-Szenen (LAC, Kanal 1, $0.58\mu\text{m}$ bis $0.68\mu\text{m}$) der Ostsibirischen See. Die Aufnahmen zeigen die Östliche Neusibirische Polynja und den Eisaufbruch (schwarzer Pfeil) entlang der Festeiskante an ausgewählten Tagen im Jahr 1989 (11. Juni 1989 bis 30. Juni 1989). Bildausschnitte: $850\text{ km} \times 675\text{ km}$. Datenquelle: NOAA-SAA.

Eine Besonderheit stellt die Festeisbedeckung vor dem nördlichen Lenadelta (Tumatskaya-Kanal) dar. Das Auftreten und die Ausdehnung der regelmäßig wiederkehrenden Polynjen in der zentralen Laptewsee (Anabar-Lena-Polynja, Westliche Neusibirische Polynja) beeinflusst die Festeisbedeckung vor dem nördlichen Lenadelta signifikant. Bereits im April kann der Festeisaufbruch in diesem Bereich einsetzen, auch dann, wenn die Schmelzhochwasser der Lena die Laptewsee noch nicht erreicht haben. Für dieses Mündungsgebiet versagt die Modellierung der Festeisdicken mit dem thermodynamischen Meereismodell. Abbildung 6.7 zeigt die Entwicklung der Polynjen in der zentralen Laptewsee zwischen dem 26. Mai und dem 3. Juli 1988.

6.2 Einfluß von Mündungsformen, Polynjen und Tiefdruckgebieten auf den Festeisrückgang

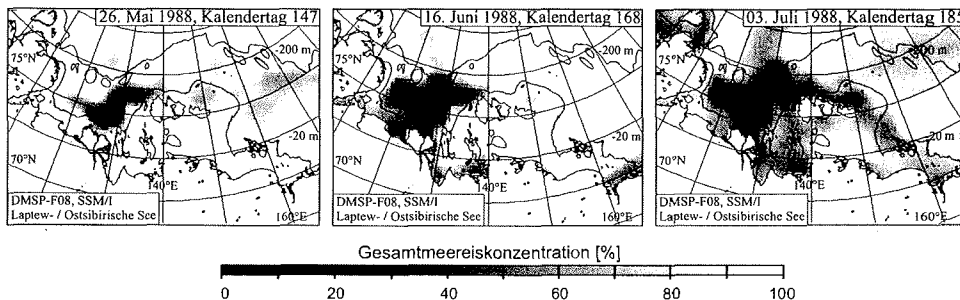


Abbildung 6.7: Räumliche Verteilung der Gesamtmeereiskonzentration in der ostsibirischen Arktis an ausgewählten Tagen im Jahr 1988. Die Abbildungen zeigen die Ausweitung der Anabar-Lena-Polynja und Westlichen Neusibirischen Polynja vor der Mündung der Lena (Tumatskaya-Kanal). Die Meereiskonzentrationen sind aus den SSM/I-Daten mit Hilfe des NASA-Team-Algorithmus abgeleitet. Die schwarzen Linien kennzeichnen die 20m- und 200m-Isobathen. Datenquelle: NSIDC.

Tiefdruckgebiete

Die Meereisvariabilität im Arktischen Ozean und seinen Randmeeren wird neben den rein energetischen Prozessen hauptsächlich durch dynamische Prozesse wie die windgetriebene Eisdrift (Proshutinsky und Johnson, 1997; Polyakov et al., 1999), teilweise aber auch durch die thermohalin angetriebenen ozeanischen Strömungen geprägt. Einen Zusammenhang zwischen atmosphärischen Zirkulationsanomalien in der zentralen Arktis und der sommerlichen Meereisvariabilität in der sibirischen Arktis weisen Deser et al. (2000) und Polyakov und Johnson (2000) nach.

In zahlreichen Arbeiten stellen u.a. Serreze et al. (1993a), Serreze (1995) sowie Key und Chan (1999) fest, daß im Sommer die Zyklonenhäufigkeit im nördlichen Eurasien gegenüber dem Winter zunimmt. Tiefdruckgebiete ziehen zwischen der Laptev- und Tschuktschensee in den Arktischen Ozean. Die Intensität der Tiefdruckgebiete während der 80er und 90er Jahre ist ca. 30% stärker als im Zeitraum 1950 bis 1970 (Chang und Fu, 2002). Während das Meereis im Arktischen Ozean und den nördlichen Teilen der Randmeere das ganze Jahr der Eisdrift unterliegt, wird das Festeis nur gegen Ende der Schmelzperiode, wenn das Eis eine kritische Dicke erreicht hat, von der atmosphärischen oder ozeanischen Zirkulation beeinflusst.

Mit Hilfe eines automatisierten Verfahrens, welches auf einem Ansatz nach Serreze et al. (1993a) beruht, werden aus den auf Meeressniveau reduzierten Luftdruckfeldern der NCEP/NCAR-Reanalysen Tiefdruckgebiete in der sibirischen Arktis erfaßt sowie aus den Einzeleignissen die Trajektorien der Zyklonen bestimmt. Aus dem so gewonnenen Datensatz wird für den Zeitraum 1979 bis 1999 eine Zyklonenstatistik abgeleitet und der Zusammenhang zwischen der Zyklonenaktivität und dem Festeisaufbruch während der letzten Phase der Ablationsperiode untersucht.

Um die Aussagekraft der Zyklonenstatistik zu erhöhen, wird die Auswertung für verschiedene Regionen innerhalb der ostsibirischen Arktis durchgeführt. In Tabelle 6.4 sind beispielhaft für die Laptewsee charakteristische Eigenschaften der Tiefdruckgebiete wie die absolute Häufigkeit individueller Tiefdrucksysteme, der mittlere Kerndruck [hPa] sowie die Zuggeschwindigkeit [m s^{-1}] der Systeme zusammengefaßt. Die Häufigkeiten und Mittelwerte beziehen sich auf den Monat Mai und einen Zeitraum von 21 Tagen vor dem Schmelzende des Festeises. Die Simulationen der Festeisdicken zeigen (Abb. 5.1 und 5.2), daß die für den Eisaufbruch kritische Dicke von 0.8m bis 1.0m etwa 3 Wochen vor dem vollständigen Abschmelzen des Festeises erreicht wird.

Tabelle 6.4: Absolute Häufigkeit des Auftretens von Zyklonen, mittlerer Kerndruck [hPa] und mittlere Zuggeschwindigkeit [m s^{-1}] der Tiefdrucksysteme in der Laptewsee. Das Schmelzende des küstenfernen Festeises vor der Mündung der Lena (Trofimovskaya-Kanal) ist aus den SMMR- und SSM/I-Daten abgeleitet. Die Häufigkeiten und Mittelwerte sind für den Zeitraum von 21 Tagen vor dem Schmelzende des Festeises und für den Monat Juli angegeben. Die langjährigen Mittelwerte (\bar{x}) und Standardabweichungen (s) beziehen sich auf den Zeitraum 1979–1994 (a) und 1979–1999 (b).

Jahr	Schmelzende [Kalendertag, Datum] Lena-Trofimovskaya	Absolute Häufigkeit [Zyklonen]		Mittlerer Kerndruck [hPa]		Zuggeschwindigkeit [m s^{-1}]	
		21 Tage	Juli	21 Tage	Juli	21 Tage	Juli
1979	218 (06.8.)	16	25	1002.7	1000.7	7.5	8.7
1980	206 (24.7.)	13	23	1005.0	1001.9	8.3	8.1
1981	201 (20.7.)	12	24	999.2	997.4	10.6	8.7
1982	220 (08.8.)	16	12	1004.3	1002.8	9.9	12.3
1983	199 (18.7.)	20	27	999.7	1000.5	8.8	8.5
1984	242 (29.8.)	17	19	1007.2	1003.4	13.0	10.4
1985	224 (12.8.)	8	17	1005.7	1001.9	7.1	8.1
1986	215 (03.8.)	11	20	1005.6	1002.1	8.9	8.9
1987	215 (03.8.)	11	20	1002.3	1004.3	12.3	9.6
1988	198 (16.7.)	9	23	1000.8	1001.3	8.9	7.2
1989	207 (26.7.)	17	29	995.8	995.2	8.4	9.5
1990	190 (09.7.)	19	29	1001.2	1001.7	10.2	9.6
1991	196 (15.7.)	8	19	997.3	998.2	10.7	12.0
1992	207 (25.7.)	23	29	996.8	994.7	9.5	9.9
1993	201 (20.7.)	28	43	996.9	994.3	6.9	7.1
1994	203 (22.7.)	20	31	993.4	998.9	7.2	8.0
1995	192 (11.7.)	20	21	1000.3	999.8	7.8	7.1
1996	232 (19.8.)	9	25	998.3	997.8	11.1	10.4
1997	208 (27.7.)	16	18	997.2	997.7	6.7	7.2
1998	205 (24.7.)	19	28	1005.9	1002.1	7.7	8.5
1999	—	—	18	—	999.7	—	9.9
$\bar{x}(a)$	209 (28.7.)	16	24	1000.9	1000.0	9.3	9.2
$s(a)$	13.0	5.7	7.2	4.1	3.1	1.8	1.5
$\bar{x}(b)$	209 (28.7.)	16	24	1000.8	999.8	9.1	9.0
$s(b)$	13.3	5.4	6.6	3.9	2.9	1.8	1.5

6.2 Einfluß von Mündungsformen, Polynjen und Tiefdruckgebieten auf den Festeisrückgang

Neben der Polynjaaktivität wirkt sich auch eine Zunahme der Zyklonenaktivität auf den Festeisaufbruch aus. Die Sommermonate der 90er Jahre sind – ausgenommen von 1991 und 1996 – durch eine Zunahme der Anzahl von Tiefdruckgebieten und eine Abnahme des mittleren Kerndruckes der Tiefdrucksysteme gekennzeichnet. In den 80er Jahren treten im Juli im Mittel 21 Tiefdrucksysteme in der Laptewsee auf, in den 90er Jahren dagegen im Mittel 26 Zyklonen. Ein Trend in den Zuggeschwindigkeiten der Zyklonen ist im Zeitraum 1979 bis 1999 nicht zu erkennen.

Die herangezogenen Kriterien zur Beschreibung der Zyklonenaktivität machen deutlich, daß vor allem in Jahren mit einem häufigen Auftreten von intensiven Zyklonen während der Ablationsperiode das Festeis früher als im langjährigen Mittel aufbricht. In diesen Jahren liegt das in Satellitendaten beobachtete Schmelzende des Festeises – hier am Beispiel der Lena (Trofimovskaya-Kanal) – vor dem mit dem thermodynamischen Meereismodell simulierten Schmelzende (Kapitel 5.2). In ähnlicher Weise wie die Zyklonen der Polarfront bzw. Arktisfront (Serreze et al., 2001) spielen kleinskalige Zyklonen, die polwärts der Polarfront auftreten, eine erhebliche Rolle für den Aufbruch des Festeises auf den sibirischen Schelfen. Die polaren Mesozyklonen („Polar Lows“) sind z. T. mit extremen Wetterbedingungen verbunden (Businger und Reed, 1989; Nordeng und Rasmussen, 1992). So können in ihrem Wirkungsbereich Windgeschwindigkeiten von 20 m s^{-1} bis 30 m s^{-1} oder teilweise auch darüber auftreten.

Infolge der geringen Stationsdichte in der sibirischen Arktis können diese kleinskaligen (100 km bis 1000 km) und kurzlebigen (12 Stunden bis 2 Tage), dafür aber sehr stark ausgeprägten Zyklonen von Beobachtungen an SYNOP-Stationen häufig nicht registriert werden. Daher sind sie auch nicht in synoptischen Analysen oder in den globalen Reanalysen enthalten. Eine genaue Erfassung und Analyse dieser Tiefdrucksysteme ist erst durch die Verfügbarkeit von Beobachtungen polarumlaufender Satelliten möglich. In den letzten Jahren werden mesoskalige numerische Klimamodelle eingesetzt, um die kleinräumigen „Polar Lows“ in der Simulation erfolgreich zu reproduzieren (u.a. Köpken, 1998). Aufgrund der Maschenweite der in dieser Arbeit verwendeten Luftdruckfelder des ECMWF (Kapitel 2.1) können kleine polare Mesozyklonen mit ihrer geringen räumlichen Ausdehnung im Zyklonen-Auswertungsprogramm nicht erfaßt werden.

Abbildung 6.8 zeigt zwei Aufnahmen von polaren mesoskaligen Zyklonen in der Laptewsee, die aus NOAA-AVHRR-Szenen stammen. Der Wirbel nördlich des Yanadeltas bildete sich am 28. Mai 1989 in der südöstlichen Laptewsee (Abb. 6.8, links). Die horizontale Ausdehnung dieses Tiefdrucksystems erstreckte sich über ca. 100 km. Solche relativ kleinräumig auftretenden Zyklonen werden von dem oben beschriebenen Auswertungsprogramm nicht erfaßt. Am 30. Juni 1995 trat über dem Gebiet der zentralen Laptewsee eine polare Mesozyklone mit einem Durchmesser von ungefähr 800 km auf (Abb. 6.8, rechts). Das Zentrum des Tiefdruckwirbels verlagerte sich dabei innerhalb von weniger als 2 Tagen von der westlichen Laptewsee entlang der Anabar-Lena-Polynja und Westlichen Neusibirischen Polynja in Richtung der Neusibirischen Inseln.

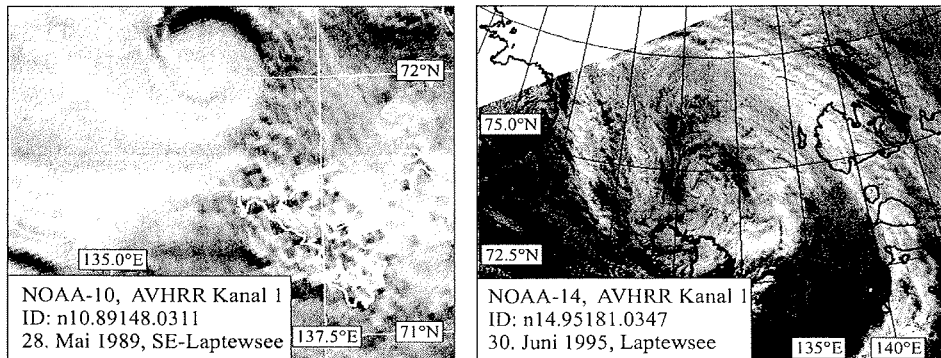


Abbildung 6.8: Georeferenzierte NOAA-AVHRR-Szenen (LAC, Kanal 1, $0.58\mu\text{m}$ bis $0.68\mu\text{m}$) der Lapteewsee. Die Aufnahmen zeigen polare mesoskalige Zyklonen über der südöstlichen Lapteewsee nördlich des Yanadeltas am 28. Mai 1989 (links) und der zentralen Lapteewsee nördlich des Lenadeltas am 30. Juni 1995 (rechts). Bildausschnitte: $200\text{ km} \times 160\text{ km}$, $1180\text{ km} \times 860\text{ km}$. Datenquelle: NOAA-SAA.

Neben dem polwärtigen Transport von Wärme und Feuchtigkeit beeinflussen Zyklonen in der Lapteewsee und der Ostsibirischen See den Import von Meereis aus dem Arktischen Ozean und den angrenzenden Schelfmeeren sowie den Export dorthin.

Eine Besonderheit stellt das Festeis in der sibirischen Arktis dar. Im Winter und Frühsommer unterliegt das Festeis gewöhnlich nicht der durch das bodennahe Windfeld bedingten Eisdrift. Zubov (1963) beschreibt Fälle in der sibirischen Arktis, in denen Tiefdruckgebiete mit sehr hohen Windgeschwindigkeiten ($> 25\text{ m s}^{-1}$) auch in den Wintermonaten Festeisdecken von geringer Mächtigkeit aufbrechen können.

Erst in der letzten Phase der Schmelzperiode kann während Perioden mit anhaltender zyklonaler Zirkulation die bereits dünne Festeisdecke (ca. $< 0.8\text{ m}$) aufbrechen. Dabei führt die Windschubspannung zu internen Spannungen im Eis und gegebenenfalls zum Aufbruch der Eisdecke entlang von Schwächelinien. Der Aufbruch wird durch die Mikrostruktur des Festeises begünstigt, da durch die Erwärmung des Eises die Porosität erhöht und die Festigkeit erniedrigt ist. Im litoralen Bereich kommt es neben dem Windfeld durch Gezeitenschwankungen mit Wasserstandsänderungen zwischen 0.2 m bis 0.5 m (Pavlov et al., 1994) zum Auseinanderbrechen der Festeisdecke. An der seewärts gelegenen Festeiskante verursachen in erster Linie Wellen eine mechanische Zerstörung der Eisdecke (Zubov, 1963). Nach dem Aufbruch der Festeisdecke üben ozeanische Strömungen oder das bodennahe Windfeld – neben der Reibungskraft auf die Schollenoberflächen – eine Druckkraft auf die Schollenseitenflächen aus. Änderungen im Bewegungsfeld der Festeischollen führen damit zu einer Ab- oder Zunahme der Festeisbedeckung in dem Schelfmeer. Laterales Schmelzen und mechanische Deformation der Schollen durch Wellen führen zu einer weiteren Verringerung der Eisbedeckung.

6.3 Ungenauigkeiten der Eingabeparameter

Die beiden NOAA-AVHRR-Szenen in Abbildung 6.9 zeigen beispielhaft den Aufbruch der Festeisdecke in der südöstlichen Laptewsee. Das Auseinanderbrechen in kleine Schollen vollzog sich innerhalb von nur 4 Tagen.

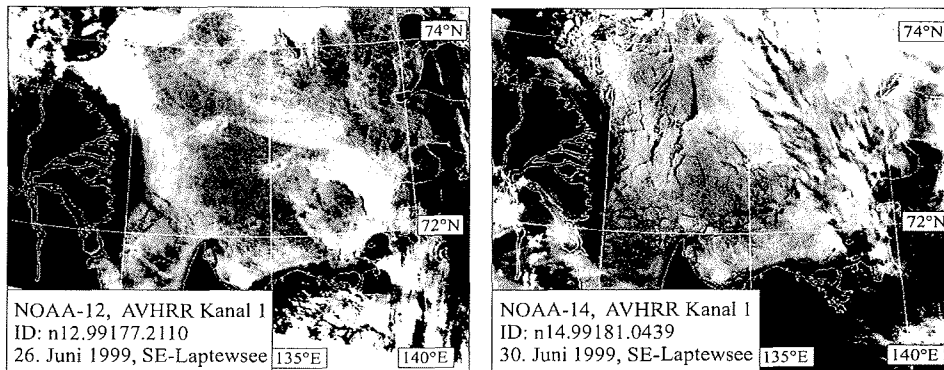


Abbildung 6.9: Georeferenzierte NOAA-AVHRR-Szenen (LAC, Kanal 1, $0.58\mu\text{m}$ bis $0.68\mu\text{m}$) der Laptewsee. Die Aufnahmen zeigen den Festeisaufbruch in der südöstlichen Laptewsee Ende Juni 1999 (26. Juni, links und 30. Juni, rechts). Bildausschnitt: $540\text{km} \times 430\text{km}$. Datenquelle: NOAA-SAA.

Während das Schmelzen des küstennahen überfluteten Festeises sehr gut simuliert werden kann (Kapitel 5), ist das rein thermodynamisch angelegte Meereismodell nicht in allen Jahren des Untersuchungszeitraumes in der Lage, den Zeitpunkt des vollständigen Schmelzens von Festeis in den weiter von der Küste entfernt liegenden Regionen exakt zu erfassen. Das thermodynamische Festeismodell unterschätzt in den Jahren mit erhöhter frühsommerlicher Zyklonenaktivität das Schmelzen des küstenfernen Festeises. Die Prognosen der Eisdicken für die Schelfgebiete in unmittelbarer Nähe der deltaförmigen Flußmündungsgebiete liegen dagegen in realistischen Wertebereichen. Die aus den Modellsimulationen gewonnenen Erkenntnisse bekräftigen die Forderung, den Zusammenhang zwischen Zyklonenaktivität und Meereisanomalien näher zu untersuchen. Im Vordergrund sollte hierbei die Untersuchung des Ausmaßes des sommerlichen Meereisrückgangs in Jahren mit hoher Zyklonenaktivität stehen. Um die komplexe Abhängigkeit der Änderungen der Eiskonzentration von synoptischen Mustern zu verstehen, sind Studien mit gekoppelten regionalen Atmosphäre-Meereis-Ozean-Modellen im mesoskaligen Bereich (25 km bis 50 km) notwendig (Goergen et al., 2001).

6.3 Ungenauigkeiten der Eingabeparameter

In der Modellierung der Strahlungs- und Wärmeströme existieren Unsicherheiten, die Auswirkungen auf die Simulation der Festeisdicken haben. Im Vordergrund stehen dabei Ungenauigkeiten in der Datengrundlage und Unsicherheiten infolge mangelnder Kenntnis der kleinräumigen Inhomogenitäten, beispielsweise in der räumlichen Festeisdicken- oder

Schneehöhenverteilung. Unterschiede des Anfangszustandes sind im geringen Maße sensitiv gegenüber den Modellergebnissen. Zu den unsicheren Eingabeparametern zählen in erster Linie die vom thermodynamischen Modell geforderten

- Anfangswerte der Festeisdicke und der Schneehöhe sowie
- der zeitliche Verlauf der Wassertemperatur der sibirischen Flüsse.

So führen Ungenauigkeiten von $\pm 10\%$ bei den in den Untersuchungsgebieten verwendeten mittleren Festeisdicken und Schneehöhen zu Abweichungen von weniger als 6 Tagen in der Berechnung des Schmelzendes von Festeis (Tabelle 6.5). In den küstennahen Festeisgebieten ist der Einfluß der Ungenauigkeiten auf die Berechnung des Endes der Schmelzperiode nur gering.

Tabelle 6.5: Abweichungen zwischen dem berechneten und beobachteten Schmelzende von Festeis [in Tagen] bei ungenauen Anfangswerten der Festeisdicke und Schneehöhe. Dargestellt sind die Originalwerte und die Abweichungen des Schmelzendes von küstennahem und -fernem Festeis im Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal), die sich bei Ungenauigkeiten von $\pm 10\%$ der Anfangseisdicke und -schneehöhe ergeben.

Jahr	Originalwerte			Abweichung [Tage]			
	Eisdicke [m]	Schneehöhe [m]	Schmelzende [Kalendertag]	Eisdicke +10%	Eisdicke -10%	Schneehöhe +10%	Schneehöhe -10%
Küstennahes Festeis	2.20	0.27	177	+1	-2	0	0
Küstenfernes Festeis	1.81	0.27	216	+6	-5	+2	-1

Weiterhin ergeben sich Unsicherheiten im Modell durch unberücksichtigte Prozesse wie die Bildung von Eiskristallen („frazil ice“) an den äußeren Bereichen der Abflußfahne. Zu Beginn des Süßwassereintrages (Ende Mai) und auch während des Abflußmaximums (Anfang bis Mitte Juni) breitet sich unterhalb der Festeisdecke die am Gefrierpunkt befindliche Flußwasserabflußfahne über dem kälteren und salzhaltigeren Meerwasser aus (s. Abb. 4.1). Nach Golovin et al. (1999) können an der Kontaktzone zwischen dem Süß- und Meerwasser aus unterkühltem Wasser Eiskristalle entstehen, die sich dann von unten an das bestehende Festeis anlagern. Als Kristallisationskeime treten häufig sich in Suspension befindliche Sedimente auf. Schätzungen über die Höhe der Eisentstehungsraten variieren beträchtlich und erlauben daher noch keine quantitativen Angaben über die Bedeutung dieses Prozesses für das Schmelzen des Festeises im Frühsommer (Golovin et al., 1999).

Die Qualität der verwendeten Antriebsfelder ist in Kapitel 4.2.2 diskutiert. Zur Verringerung der Vorhersageunsicherheit sollten in Zukunft die zur Zeit kritischen Modellparameter verbessert bzw. aktualisiert und noch nicht berücksichtigte Prozesse implementiert werden.

6.4 Schmelzsignal in passiven Mikrowellendaten

Die Zeitreihen der aus den passiven Mikrowellendaten abgeleiteten Meereiskonzentrationen zeigen Ende Mai bzw. Anfang Juni ein scheinbares Schmelzsignal, (Kapitel 3.1.1) welches hypothetisch auf die Hochwasser der sibirischen Flüsse zurückzuführen sein könnte (vgl. Abb. 5.5, unten). Dies ist insbesondere für die Validierung der Modellergebnisse mit den Satellitendaten als besonders kritisch anzusehen.

Auf Satellitenbildaufnahmen im sichtbaren Spektralbereich (z.B. Abb. 5.3 und 5.4) erkennt man deutlich, daß der eigentliche Überflutungsbereich auf dem Festeis nur bis maximal 25 km von der Küste entfernt reicht. Das Schmelzsignal müßte daher vor den Flußmündungen besonders stark auftreten. Das scheinbare Signal ist aber in fast allen Teilen der sibirischen Arktis gleichermaßen vorhanden. Zudem tritt das Signal auch an flußfreien Küstenabschnitten auf. Dieser erste scheinbare Rückgang der Meereiskonzentration kann daher nicht durch das Flußwasser verursacht sein und muß aus diesem Grund bei der Validierung der Simulationsergebnisse berücksichtigt werden.

Der scheinbare Rückgang in den passiven Mikrowellendaten wird durch die Bildung von Oberflächenwasser und Schmelztümpeln auf dem Festeis und durch das Ansteigen des Flüssigwassergehaltes innerhalb der dem Meereis auflagernden Schneedecke verursacht (Bareiss et al., 1999). Dadurch kommt es zu einer drastischen Verringerung des Emissionsvermögens und somit zu einer fälschlicherweise zu niedrig berechneten Festeiskonzentration (Comiso und Kwok, 1996). An der Schnee/Meereis-Grenzfläche bildet sich durch erneutes Gefrieren des hindurchsickernden Schmelzwassers eine dünne Eiskruste („superimposed ice“), welche wiederum eine Zunahme der emittierten Strahlung im Mikrowellenbereich verursacht (Gogineni et al., 1992; Haas et al., 2002b). Im weiteren Verlauf der Ablationsphase fließt ein Großteil des Schmelzwassers durch Risse und Löcher ab. In detaillierten Studien zeigen u.a. Anderson (1987), Serreze et al. (1993b) und Smith (1998) die Möglichkeit auf, mit passiven Mikrowellensensoren den Beginn der frühsommerlichen Schneeschmelze auf dem arktischen Meereis zu erfassen. Zur Untersuchung von Fragen einer möglichen Klimaänderung entwickelten Anderson und Drobot (2001) mit Hilfe des *Advanced Horizontal Range Algorithm* (AHRA) aus den Strahlungstemperaturen passiver Mikrowellenradiometer einen Schneedatensatz für den Zeitraum 1979 bis 1998. Dieser eignet sich für die Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Variabilität des Beginns der Schneeschmelze über arktischem Meereis.

Die räumliche Auswertung der Satellitendaten im passiven Mikrowellenbereich liefert einen weiteren Beleg dafür, daß das erste Schmelzsignal ein Artefakt ist. Das in den Mikrowellendaten auftretende Schmelzsignal ist anhand von Tageskarten der Gesamtmeereiskonzentration exemplarisch für das Jahr 1993 in Abbildung 6.10 dargestellt. In der südöstlichen Laptewsee verringert sich die Meereiskonzentration bis zum 19. Juni scheinbar auf ca. 20%. Bereits 10 Tage später nimmt die Gesamtmeereiskonzentration in allen Regionen wieder zu (ca. 80%). In den darauffolgenden Wochen schmilzt das Festeis in der südöstlichen Laptewsee vollständig ab.

Wolkenfreie NOAA-AVHRR-Szenen im sichtbaren Aufnahmekanal dokumentieren für den gesamten Juni jedoch, daß die Gebiete entlang der sibirischen Küste noch vollständig mit Festeis bedeckt sind. Ausgehend von einer detaillierten Analyse hat sich gezeigt, daß die aus den passiven Mikrowellendaten abgeleiteten Meereiskonzentration während der Schneeschmelze nicht für eine Validierung des küstennahen Festeisrückganges geeignet ist, da das verfälschte Signal die tatsächlichen Schmelzvorgänge des Festeises maskiert. Dagegen ist der aus den SMMR- und SSM/I-Daten abgeleitete Beginn der Schneeschmelze von entscheidender Bedeutung für die Parametrisierung der Oberflächenalbedo von Schnee und Meereis (Kapitel 4.2.3).

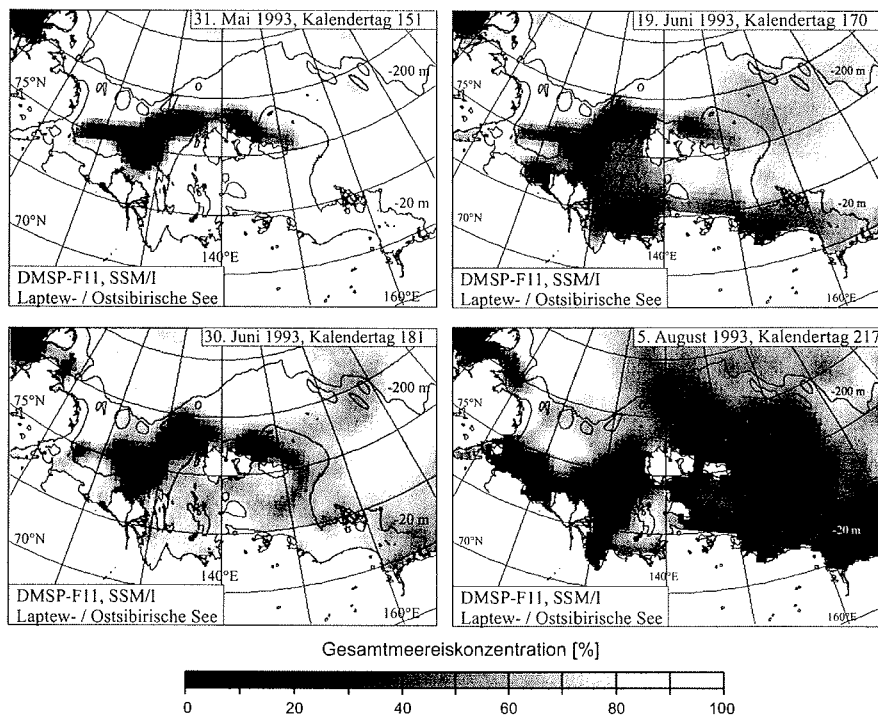


Abbildung 6.10: Räumliche Verteilung der Gesamtmeereiskonzentration in der ostsibirischen Arktis an ausgewählten Tagen im Jahr 1993. Dargestellt ist die durch die Schneeschmelze auf dem Meereis verursachte Abnahme der Meereiskonzentration in der südöstlichen Laptewsee. Die Meereiskonzentrationen sind aus den SSM/I-Daten mit Hilfe des NASA-Team-Algorithmus abgeleitet. Die schwarzen Linien kennzeichnen die 20m- und 200m-Isobathen. Datenquelle: NSIDC.

6.5 Zusammenfassung

Der fröhsommerliche Flußwassereintrag in die ostsibirischen Randmeere hat eine große Bedeutung für den Festeisrückgang. Für das Schmelzen des küstennahen Festeises stammen in der ostsibirischen Arktis im Mittel 53 % der Energie aus der Atmosphäre und 47 % aus dem Flußwasser. Für das Schmelzen des küstenfernen Festeises in der ostsibirischen Arktis stammen dagegen rund 90 % der Energie aus der Atmosphäre und nur 10 % der Energie aus dem Flußwasser. Die wesentlichen Probleme in der Simulation der zeitlichen Entwicklung der Festeisdicken ergeben sich bei speziellen Mündungsformen (Ästulare) sowie in Jahren mit verstärkter Polynja- und Zyklonenaktivität. Ungenauigkeiten in der Bestimmung der Anfangswerte (Festeisdicke, Schneehöhe) führen zu geringen Abweichungen in der Berechnung des Schmelzendes von Festeis.

7 Auswirkungen veränderter Abflußregime auf den simulierten Eisrückgang

Sowohl langjährige Beobachtungsdaten als auch Szenarien globaler Klima- und Abflußmodelle zeigen bzw. prognostizieren eine Zunahme der winterlichen Temperaturen in den hohen Breiten und eine daraus resultierende Zunahme der Abflußmenge sowie ein früheres Auftreten der Schmelzhochwasser. Mit Hilfe des thermodynamischen Festeismodells können nun die Folgen für das Festeis genauer untersucht und die Einflußgrößen quantifiziert werden. Die realistischen Ergebnisse des Modells bei der Berechnung der Eisdicken in den ostsibirischen Mündungsgebieten erlauben die Modellierung extremer Abflußszenarien.

7.1 Folgen einer Klimaänderung für das Abflußregime sibirischer Flüsse

Die bisherige Analyse langer Zeitreihen der Abflüsse ergab, daß die meisten Pegel im nördlichen Sibirien keine statistisch signifikanten Trends aufweisen. Shiklomanov und Shiklomanov (1999) zeigen am Beispiel des Yenisey, daß eine seit 1975 gemessene Zunahme der einzugsgebietsweiten winterlichen Lufttemperatur um 2.5 °C und eine Zunahme des Niederschlages nur zu geringen Veränderungen im Jahresabfluß ($\pm 5\%$) geführt haben. Die Veränderungen liegen innerhalb der Schwankungsbreite der natürlichen Klimavariabilität. Lammers et al. (2001) beobachten jedoch eine starke Zunahme des Jahresabflusses in weiten Teilen Sibiriens während der 80er Jahre des 20. Jahrhunderts. Die fröhsommerliche Schneeschmelze verlagerte sich in diesem Zeitraum in die Wintermonate. Basierend auf der Trendanalyse verschiedener Flußeisgrößen von 1917 bis 1994 folgert Smith (2000), daß der Schmelzbeginn des Flußeises heute etwa 1 bis 3 Wochen früher auftritt. Diese Ergebnisse decken sich mit der seit 1980 beobachteten Änderung der atmosphärischen Zirkulation, der Zunahme der Oberflächentemperatur und bodennahen Lufttemperaturen sowie dem Rückgang der Schneebedeckung in den hohen Breiten während des Frühjahrs (Rigor et al., 2000; Serreze und Hurst, 2000; Brown, 2000).

In der ostsibirischen Arktis weisen die auf den Mittelungszeitraum 1979 bis 1994 bezogenen Anomalien der Monatsmittel der mittleren täglichen Abflüsse an den Flüssen wie Anabar, Olenek, Yana und Indigirka einen statistisch signifikanten positiven Trend auf (vgl. Kapitel 3.2.2).

7.1 Folgen einer Klimaänderung für das Abflußregime sibirischer Flüsse

Im Zusammenhang mit der Frage nach einer Änderung des Klimas ist es zweckmäßig, Abflußzeitreihen daraufhin zu prüfen, ob im Lauf der letzten Jahrzehnte systematische Verschiebungen hin zu höheren Abflüssen stattgefunden haben oder noch stattfinden. Dazu werden möglichst lange Datenreihen des GRDC verwendet. Ergänzt werden die GRDC-Daten durch unveröffentlichte Abflußwerte des russischen Staatlichen Hydrologischen Dienstes, welche für einzelne ostsibirische Flüsse aus dem Zeitraum 1994 bis 1997 vorliegen. Für die Trendanalyse wurde der Signifikanztest nach Mann und Kendall verwendet (s. Kapitel 3.2.2).

Die geringen Zunahmen der Jahresabflußsummen [km³] der sibirischen Flüsse in den letzten 60 Jahren sind statistisch nicht signifikant. Beispielsweise beträgt im Zeitraum 1935 bis 1997 die Signifikanz des positiven Trends der Jahressummen des Abflusses an der Lena 80 % (Abb. 7.1).

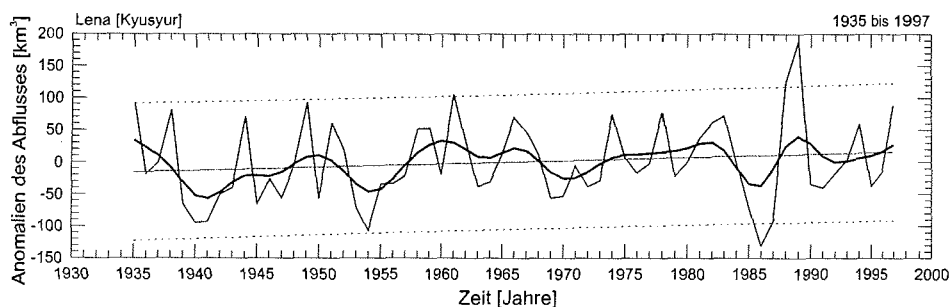


Abbildung 7.1: Zeitliche Änderung der Anomalien der Jahressummen des mittleren täglichen Abflusses [km³] der Lena am Pegel Kyusyur im Zeitraum 1935 bis 1997. Dargestellt sind die auf den Mittelungszeitraum (1935 bis 1997) bezogenen Abweichungen der Jahressummen des Abflusses vom langjährigen Mittelwert, die 10-jährige tiefpaßgefilterte (Gaußfilter) Zeitreihe, der lineare Trend und das 95 %-Prognoseintervall. Mann-Kendall-Trendtestwert ($M/K = 1.29$). Datenquelle: GRDC, SHI.

In den einzelnen Monaten weisen die mittleren monatlichen Abflüsse unterschiedlich starke nicht signifikante Trends auf. In Abbildung 7.2 sind die Zeitreihen der mittleren monatlichen Abflüsse der Lena sowie deren lineare Trends in den Monaten Mai bis September dargestellt. Die Abflußzeitreihen der Lena zeigen in allen Monaten einen positiven Trend. Am stärksten ist die Zunahme des Abflußwertes im Mai. An der Indigirka verhält sich die zeitliche Entwicklung des Abflusses in den Monaten Mai bis Juli gegenläufig, obwohl die Jahresmittelwerte des Abflusses einen positiven Trend aufweisen (Anhang B.6).

Betrachtet man die Zeitreihen der Monatsabflüsse für den in dieser Arbeit verwendeten Bezugszeitraum (1979 bis 1994), so sind die Trends in den einzelnen Monaten deutlich stärker ausgeprägt. Die ostsibirischen Flüsse sind seit Beginn der 80er Jahre durch zyklische Variationen und eine hohe interannuale Variabilität der Jahresabflußsummen gekennzeichnet.

7 Auswirkungen veränderter Abflußregime auf den simulierten Eisrückgang

Beispielsweise liegt der mittlere Jahresabfluß der Lena am Pegel Kyusyur im Zeitraum 1935 bis 1997 bei 524 km^3 (0.017 Sv). Das absolute Minimum im Jahresabfluß wurde 1986 mit 393 km^3 erreicht, das absolute Maximum 1989 mit 713 km^3 (0.023 Sv).

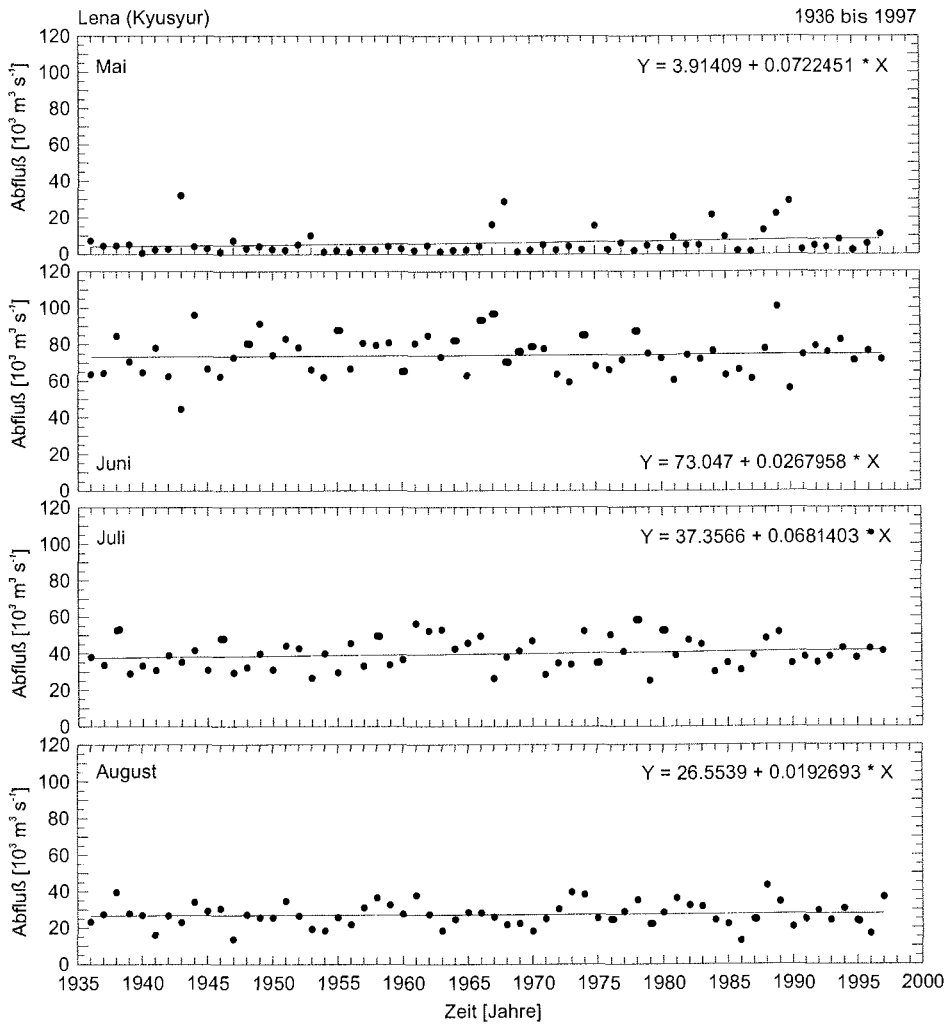


Abbildung 7.2: Zeitliche Änderung des mittleren monatlichen Abflusses [$10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$] der Lena am Pegel Kyusyur im Zeitraum 1936 bis 1997. Dargestellt sind die mittleren Abflüsse in den Monaten Mai, Juni, Juli und August sowie die linearen Trends (x sind die Anzahl der Jahre seit 1936). Datenquelle: GRDC, SHI.

Veränderungen des Abflußregimes sind an allen Pegeln Ost Sibiriens in den Zeitreihen des mittleren täglichen Abflusses augenscheinlich. Davon sind in erster Linie die charakteristischen Kennwerte der durch die Schneeschmelze bedingten Hochwasserwelle im Frühsommer (Juni) betroffen. Die maximalen Abflüsse treten früher als gewöhnlich ein, da in diesen Regionen die Niederschläge im Mai häufiger als Regen denn als Schnee fallen, wodurch die durch Schneeschmelze bedingten Abflüsse im Frühsommer verringert werden und das Wasser schon im Mai in die Flüsse gelangt. Dadurch erreicht auch das Abflußmaximum des Hochwassers die Mündungsgebiete einige Tage früher.

Für das Einzugsgebiet des Yenisey erstellte Shiklomanov (1994) ein hydrologisches Modell, mit dem bis zum Jahr 2050 mögliche Klimaeinwirkungen auf den Wasserhaushalt nachvollzogen und die Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Abflußvorgänge quantifiziert werden können. Die Ergebnisse zeigen, daß eine Erhöhung der Lufttemperatur im Einzugsgebiet des Yenisey zu einer Zunahme des winterlichen Abflusses und zu einer Verschiebung der durch die Schneeschmelze bedingten Höchstabflüsse führt. Gleichzeitig verschiebt sich das Abflußregime von einem nivalen zu einem pluvialen Typ, d.h. die Abflußganglinie flacht sich insbesondere im Frühsommer ab (Abb. 7.3).

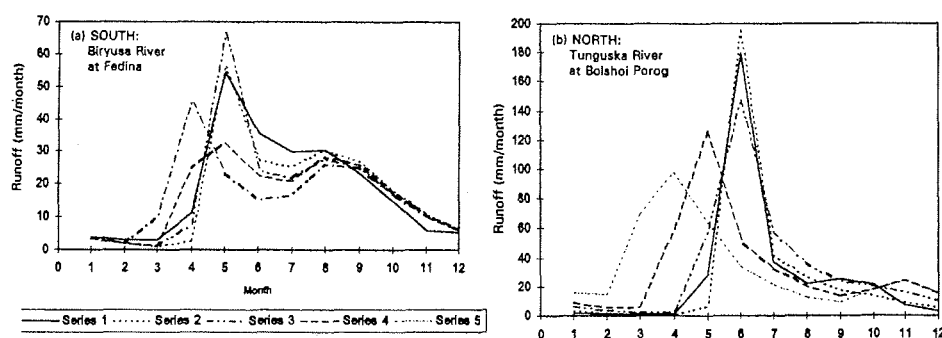


Abbildung 7.3: Beobachtete und simulierte Jahresgänge der monatlichen Abflüsse [mm] im nördlichen und südlichen Einzugsgebiet des Yenisey. Dargestellt sind die mittleren beobachteten (Series 1) und simulierten (Series 2) Monatsabflüsse bei verschiedenen Klimaszenarien (Erwärmung um 1 °C bis 2000 (Series 3), 2 °C bis 2020 (Series 4) und 3 °C bis 4 °C bis 2050 (Series 5). aus: Shiklomanov und Shiklomanov (1999).

Simulationsergebnisse globaler und regionaler Klimamodelle signalisieren für die nächsten Jahrzehnte in den Einzugsgebieten der hohen Breiten ebenfalls eine Zunahme winterlicher Lufttemperaturen, Niederschläge und Abflüsse (Miller und Russel, 1992; Shiklomanov, 1994; Blarcum et al., 1995; Hagemann und Dümenil, 1998; Lewis, 2000). Desweiteren zeigen die bisherigen Ergebnisse eine kürzere Schneedeckendauer. Vom russischen Staatlichen Hydrologischen Dienst durchgeführte Szenario-Simulationen sagen bei einer Erhöhung der globalen Jahresmitteltemperatur in Bodennähe um 1 °C (2 °C) eine Zunahme des jähr-

lichen Abflusses um 5 % bis 10 % (10 % bis 20 %) in den Einzugsgebieten Sibiriens vorher (Shiklomanov und Shiklomanov, 1999). Miller und Russel (1992) prognostizieren bei einer Verdoppelung der atmosphärischen CO₂-Konzentration (2 × CO₂-Szenario) für verschiedene sibirische Flüsse (u.a. Lena, Kolyma) bis zum Jahr 2050 einen Zuwachs im Jahresabfluß von 10 % bis 45 %. Die Flüsse Sibiriens zeigen im Falle einer Klimaerwärmung eine markante Amplitudenveränderung und Phasenverschiebung ihrer Jahresganglinie (Arora und Boer, 2001).

Zahlreiche hydrologische Prozesse und Größen sind jedoch in globalen Klimamodellen in ihrer skaligen Wirkung nicht adäquat parametrisiert. Vor diesem Hintergrund sind die Ergebnisse der Experimente globaler Modelle in quantitativer Hinsicht mit Einschränkungen zu interpretieren. Moderne Klimamodelle geben dafür konsistente Bilder eines möglichen zukünftigen Klimas und können Prozeßverläufe zeigen, die bei einer Klimaänderung wirksam werden. Die Modellszenarien sind daher vielmehr als qualitativer Hinweis oder Tendenz zu verstehen.

Mit Hilfe des Festeismodells werden in diesem Kapitel die Folgen verschiedener wissenschaftlicher Hypothesen, wie z.B. das Zunehmen des Abflusses, das Ansteigen der Flußwassertemperatur oder ein früheres Einsetzen der Hochwasserwelle, für das Schmelzen des Festeises in der ostsibirischen Arktis überprüft. Dazu wird der Abfluß kontrolliert verändert. In numerischen Experimenten wird dann der Einfluß des Abflußregimes – genau gesagt der Einfluß der Phasenverschiebung und Amplitudenänderung des mittleren Jahresgangs – auf das Schmelzen des Festeises quantitativ untersucht. Durch die Änderung der Abflußparameter wird ihre Bedeutung für die Simulation der zeitlichen Verläufe der Festeisdicke bestimmt.

7.2 Auswirkungen extremer Abflußereignisse

In Experiment Rx1.A wird der Abfluß in den Monaten Januar bis Juni um jeweils 50 % und 100 % erhöht. Der Abfluß in den Sommermonaten bleibt dagegen unverändert (Abb. 7.4, links). A steht für die Erhöhung des Abflusses (in %). Zur Durchführung von Experiment Rx1.A wird ausgehend vom Bezugszeitraum 1979 bis 1994 die Abflußganglinie desjenigen Jahres mit der größten Abflußmenge zwischen Januar und Juni verwendet. Die Lena weist 1989 die größte Abflußmenge auf, die Yana 1990 und Indigirka sowie Kolyma 1985. Die Experimente werden nicht mit den langjährig gemittelten Antriebsdaten durchgeführt, damit die maximalen Auswirkungen des Abflusses auf das Festeis in Jahren mit extremer Witterung untersucht werden können.

Die durchgeführten Simulationen zeigen, daß eine Erhöhung der Abflußmenge keine besondere Bedeutung für das Schmelzen von Festeis hat. Dieses Ergebnis gilt ebenfalls für die Mündungsgebiete von Yana, Indigirka und Kolyma. Selbst eine Verdoppelung des Abflusses im Winter und Frühsommer führt zu keiner nennenswerten zeitlichen Verschiebung

des Schmelzenden von Festeis, weder im küstennahen noch im küstenfernen Fall. Der geringe Einfluß des kontinentalen Süßwassereintrages auf die Schmelzkurven des Festeises ist darauf zurückzuführen, daß die Abflußwerte ausschließlich für die Berechnung der Schelfwassertemperatur nach der Durchmischung des Flußwassers mit dem Meerwasser benötigt werden (Gleichungen 4.45 und 4.47). Die verhältnismäßig geringfügig veränderten Differenzen zwischen der Schelfwassertemperatur und der Temperatur an der Eisunterseite haben keinen entscheidenden Einfluß auf die Berechnung des flußwasserbedingten Wärmeeintrages.

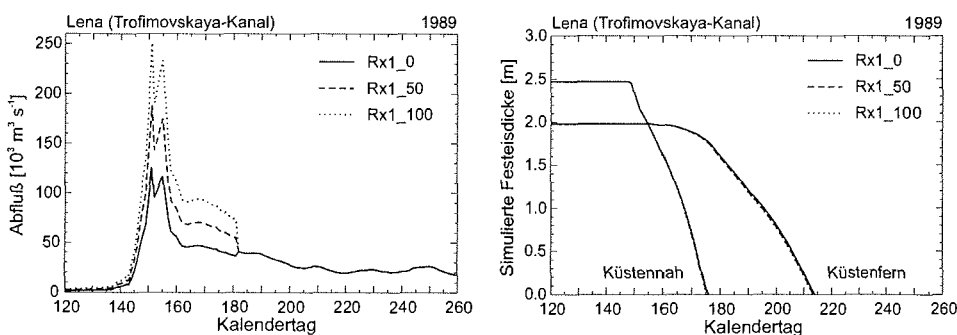


Abbildung 7.4: Jahresgänge des mittleren täglichen Abflusses [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$] am Abflußpegel der Lena (Kyusyur) und zeitlicher Verlauf der simulierten Festeisdicken [m] im Mündungsgebiet der Lena (Trofimovskaya-Kanal). Dargestellt sind die mittleren beobachteten (Rx1_0) sowie die um jeweils 50 % (Rx1_50) und 100 % (Rx1_100) erhöhten täglichen Abflüsse im Jahr 1989 (links) sowie die simulierten Dicken des küstennahen und küstenfernen Festeises (rechts). Experiment Rx1_A.

Gravierender und vielleicht auch bedeutender als der Einfluß auf die zeitliche Verschiebung der Schmelzkurven ist, daß durch eine Zunahme der auf den Schelf eingetragenen Abflußmenge sowohl das Festeis als auch das Treibeis erheblich beeinflusst wird. In Anlehnung an die Diskussion über den Einfluß von Süßwasser auf das Meereis in Kapitel 6.1 sind vor allem vier wesentliche Gesichtspunkte besonders hervorzuheben.

Erstens werden durch eine höhere Hochwasserwelle größere Teile des Festeises überflutet. Auf diesen Flächen verringert sich die Albedo des Meereises sehr stark und dadurch kann ein großer Teil der Globalstrahlung von der überfluteten Eisoberfläche absorbiert werden. Zweitens erstreckt sich bei einem erhöhten Süßwassereintrag die Abflußfahne unter dem Festeis über eine größere Fläche auf dem Schelf. Dadurch kann auch Festeis geschmolzen werden, welches gewöhnlich nicht im Kontakt mit dem Flußwasser steht. Drittens verursacht die große Abflußmenge den Aufbau einer mächtigen Süßwasserdeckschicht, wodurch im Herbst das Schelfwasser schneller gefrieren kann und im darauffolgenden Winter dickeres Festeis entsteht. Viertens stabilisiert das zusätzlich eingetragene kontinentale Süßwasser die Deckschicht und Halokline im Arktischen Ozean (vgl. Kapitel 6.1).

7.3 Auswirkungen erhöhter Flußwassertemperaturen

Das zweite numerische Experiment Rx2.T untersucht den Einfluß der Wassertemperaturen sibirischer Flüsse auf das Schmelzen des Festeises. Dazu wird die Flußwassertemperatur um jeweils 50% und 100% erhöht. T ist die Erhöhung der Wassertemperatur (in %). Für dieses Experiment werden die Jahre mit den höchsten Abflußmengen bis Ende Juni gewählt (Abb. 7.6).

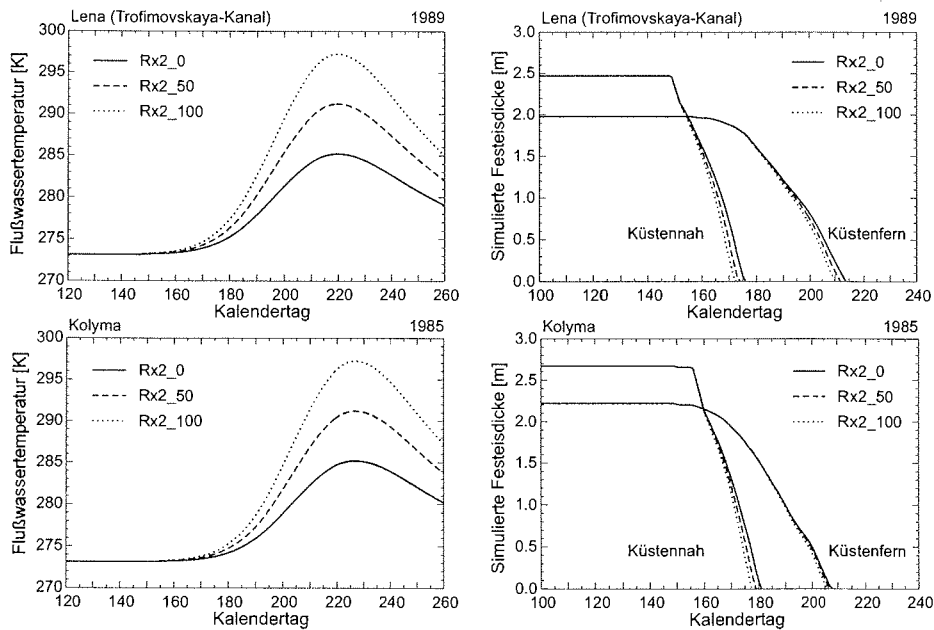


Abbildung 7.5: Jahresgänge der mittleren täglichen Flußwassertemperatur [K] an der Lena (Kyusyr) und Kolyma (Kolymkaya) sowie der zeitliche Verlauf der simulierten Festeisdicken [m] in den Mündungsgebieten von Lena und Kolyma (küstennaher und -ferner Fall). Dargestellt sind die mittleren beobachteten (Rx2.0) sowie die um jeweils 50% (Rx2.50) und 100% (Rx2.100) erhöhten Wassertemperaturen an der Lena im Jahr 1989 (oben links) und der Kolyma im Jahr 1985 (unten links) sowie die zeitlichen Verläufe der simulierten Dicken des küstennahen und küstenfernen Festeises (rechts). Experiment Rx2.T.

Im küstenfernen Fall wird die Flußwassertemperatur wie der Abfluß zunächst zur Berechnung der Schelfwassertemperatur benötigt. Aus der Differenz zwischen der Schichtmitteltemperatur des Schelfwassers und der Temperatur der Eisunterseite wird der flußwasserbedingte Wärmeeintrag entsprechend Gleichung 4.45 berechnet. Zur Berechnung der Festeisdicke im küstennahen Fall wird direkt aus der Differenz zwischen der Schichtmitteltemperatur der Abflußfahne und der Temperatur an der Eisoberseite der Flußwasserwärmestrom berechnet (Gleichung 4.44).

7.4 Auswirkungen zeitlicher Veränderungen im Abflußregime

An der Eisunterseite erfolgt die Berechnung des Wärmestromes durch das Flußwasser mit veränderten Schelfdimensionen nach Gleichung 4.45.

Veränderungen der thermischen Bedingungen durch das Flußwasser sind mit Veränderungen des Schmelzens des Festeises, sowohl im küstennahen als auch im küstenfernen Bereich der Mündungsgebiete, verbunden.

Eine Verdoppelung der Wassertemperaturen führt in allen Mündungsgebieten dazu, daß das küstennahe Festeis 3 bis 4 Tage früher schmilzt. Das vom Flußwasser unterströmte küstenferne Festeis schmilzt bei einer Verdoppelung der Wassertemperaturen etwa 2 bis 3 Tage früher. Da das küstennahe Festeis bis zum Kalendertag 180 vollständig geschmolzen ist, haben die in absoluten Zahlen leicht erhöhten Wassertemperaturen im Juni nur einen geringen Einfluß auf das Schmelzen des Eises.

Der hohe Anstieg der Wassertemperaturen im Juli macht sich beim küstenfernen unterströmten Festeis ebenfalls nur unwesentlich bemerkbar, da sich in diesem Fall das Flußwasser mit einem wesentlich größeren Volumen an Meerwasser mischen muß. Die Erhöhung der für den Flußwasserwärmestrom relevanten Schelfwassertemperatur fällt daher deutlich geringer als der Anstieg der Flußwassertemperaturen aus.

7.4 Auswirkungen zeitlicher Veränderungen im Abflußregime

In Experiment Rx3_Z wird die Abflußganglinie schrittweise um mehrere Dekaden in den Winter vorverlegt. Z ist die zeitliche Verschiebung der Abflußganglinie (in Tagen). Um die gleiche Anzahl von Tagen werden im Antriebsdatensatz für das Festeismodell die Wassertemperatur der Flüsse und der Tag des Über- und Unterströmens des Festeises im Mündungsgebiet vorverlegt. In Experiment Rx3_Z wird wie in den zuvor durchgeführten Experimenten das Jahr mit der größten Abflußmenge in den Monaten Januar bis Juni gewählt. Die mittleren atmosphärischen und ozeanischen Antriebsdaten bleiben unverändert.

Die simulierten Zeitreihen der Festeisdicken in Abbildung 7.6 zeigen den starken Einfluß des Eintrittsdatums der Hochwasserwelle auf das Schmelzen des Festeises.

Die in diesem Experiment erzielten Ergebnisse können wie folgt zusammengefaßt werden:

- Je früher die durch die Schneeschmelze bedingte Hochwasserwelle an den sibirischen Flüssen einsetzt, desto früher werden auch die Schelfgebiete, die vom Flußwasser über- und/oder unterströmt werden, eisfrei.
- Bei einer zeitlichen Verschiebung der Abflußganglinie in den Winter hinein schmilzt das küstennahe Festeis noch früher als das küstenferne Festeis.

Im küstennahen Fall verschiebt sich an allen Flüssen der Zeitpunkt des vollständigen Schmelzens des Festeises etwa um den gleichen Betrag wie die zeitliche Verschiebung der Abflußganglinie. Das küstenferne Festeis reagiert auf eine zeitliche Verschiebung der Abflußganglinie dagegen weniger stark. So schmilzt das küstenferne Festeis im Experiment Rx3_30 im Untersuchungsgebiet der Lena 18 Tage und an der Kolyma 12 Tage früher als im Referenzlauf Rx3_0 (Abb. 7.6, rechts). Aufgrund der deutlich geringeren Abflußmenge an der Yana und der Indigirka schmilzt das küstenferne Festeis im Experiment Rx3_30 nur 3 bzw. 5 Tage früher als im Experiment Rx3_0.

Von allen durchgeführten Experimenten hat die zeitliche Verschiebung der Abflußganglinie den größten Einfluß auf das Schmelzen des Festeises. Der entscheidende Prozeß ist im küstennahen Fall die rasche Änderung der Oberflächeneigenschaften infolge der Überflutung des Festeises durch das Flußwasser.

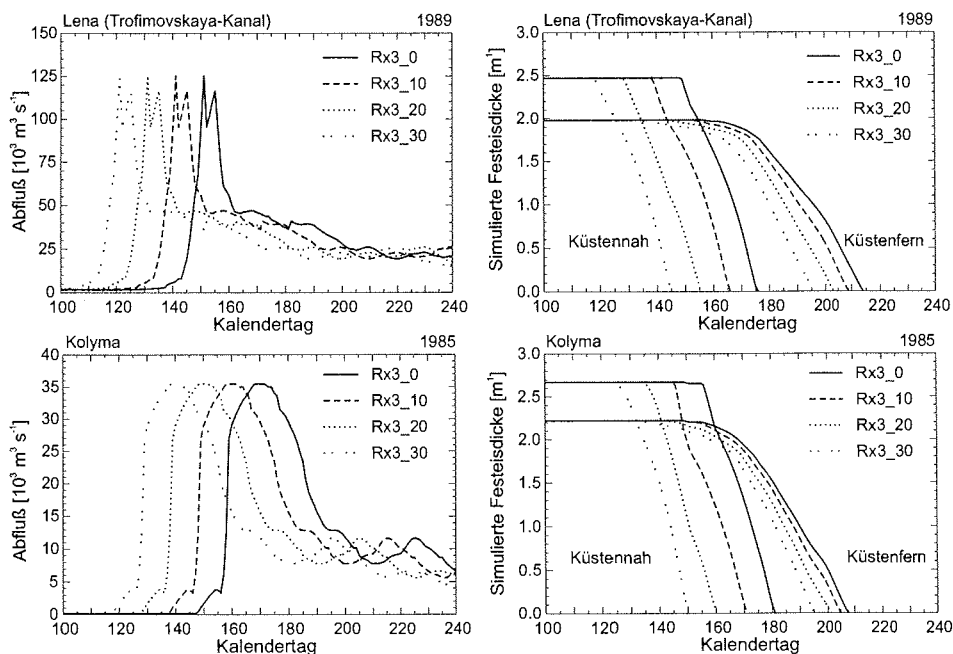


Abbildung 7.6: Jahresgänge des mittleren täglichen Abflusses [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$] am Abflußpegel der Lena (Kyusyur) und der Kolyma (Kolymskaya) sowie zeitlicher Verlauf der simulierten Festeisdicken [m] in den Mündungsgebieten von Lena und Kolyma (küstennaher und -ferner Fall). Dargestellt sind die mittleren beobachteten (Rx3_0) sowie die um jeweils 10 Tage (Rx3_10), 20 Tage (Rx3_20) und 30 Tage (Rx3_30) verschobenen täglichen Abflüsse an der Lena im Jahr 1989 (oben links) und Kolyma im Jahr 1985 (unten links) sowie die zeitlichen Verläufe der simulierten Dicken des küstennahen und küstenfernen Festeises (rechts). Experiment Rx3.Z.

Die sprunghafte Änderung der Albedo der Festeisoberfläche von $\alpha = 0.80$ auf $\alpha = 0.15$ führt zu einer erhöhten Absorption der einfallenden kurzwelligen Strahlung (vgl. Kapitel 4.2.3 und 4.3.2). Im Mai liegen beispielsweise im Mündungsgebiet der Lena die Tagesmittel der Globalstrahlung für einen wolkenlosen Himmel zwischen ca. 250 W m^{-2} (1. Mai) und 350 W m^{-2} (31. Mai). Selbst bei einem wolkenbedeckten Himmel liegen die Tagesmittel der Globalstrahlung im Mai noch über 100 W m^{-2} (Kapitel 4.3.1).

Die von globalen und regionalen Klimamodellen sowie hydrologischen Modellen prognostizierten bedeutsamen Veränderungen der Abflußregime sibirischer Flüsse haben unmittelbare Folgen für das Schmelzen des ostsibirischen Festeises. Die zeitlichen Parameter des Abflußregimes wie beispielsweise das Einsetzen des fröhsommerlichen Hochwassers oder der Zeitpunkt des Abflußmaximums spielen dabei eine wichtige Rolle. Es ist daher in Zukunft zu erwarten, daß die küstennahen Festeisflächen im Bereich der Mündungsgebiete früher als heute eisfrei werden.

8 Schlußbemerkungen

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein eindimensionales thermodynamisches Meereismodell entwickelt, mit dessen Hilfe der Einfluß des kontinentalen Süßwassereintrages auf die Dynamik des Festeisaufbruches in der ostsibirischen Arktis untersucht werden kann. Unabhängige Voraussetzung für den praktischen Einsatz des Meereismodells war die Erfassung der raum-zeitlichen Struktur des Festeises und des Festlandsabflusses, die Sensitivitätsanalyse des Modells gegenüber unterschiedlichen Parametrisierungen und Eingangsdaten sowie eine hinreichende Validierung der Modellergebnisse mit Beobachtungsdaten.

Die wesentlichen Arbeitsschritte dieser Untersuchung sind im folgenden zusammengefaßt:

- Eine wichtige Grundlage dieser Arbeit waren Erfassung, Qualitätsprüfung und Verarbeitung des umfangreichen Datenmaterials aus den unterschiedlichsten Quellen. Für die Analyse des Festeises und Abflusses sowie für den Antrieb des thermodynamischen Modells wurden Stations-, Satelliten- und Modelldaten der Reanalyseprojekte verwendet. Aufgrund des verfügbaren Datenkollektivs wurde in dieser Arbeit als Bezugsperiode der Zeitraum 1979 bis 1994 festgelegt.
- Die raum-zeitliche Struktur von Festeis und Abfluß in der ostsibirischen Arktis wurde mit Hilfe von Zeitreihen, Isolethendiagrammen und statistischen Methoden untersucht. Sowohl die Festeisbedeckung als auch der Abfluß weisen eine sehr stark geprägte saisonale und interannuale Variabilität auf. Die Zeitreihen der festeisbedeckten Fläche zeigen in der Lapteewsee und der Ostsibirischen See einen statistisch signifikanten negativen Trend. Die Abflußzeitreihen weisen dagegen einen positiven, aber nicht an allen Flüssen statistisch signifikanten Trend auf. Die in die ostsibirischen Schelfmeere entwässernden Flüsse haben mit 30% bis 60% den größten Anteil am Jahresabfluß im Juni. Durch die Überflutung des Festeises im Frühsommer mit dem durch die Schneeschmelze verursachten Hochwasser entstehen nach wenigen Wochen ausgedehnte Küstenpolynjen in den Mündungsgebieten.
- Das in dieser Arbeit verwendete eindimensionale thermodynamische Festeismodell ist eine Variante von Searcy et al. (1996) und basiert auf Ansätzen der in Maykut (1978) und Maykut und Perovich (1987) formulierten Energiebilanz an der Grenzfläche Atmosphäre-Ozean. Abweichend vom ursprünglichen Modell wurde in dem weiterentwickelten Modell eine Schneedecke und damit auch der veränderte Wärmestrom durch das Festeis und den Schnee sowie der Wärmeeintrag durch das Flußwasser berücksichtigt. Der atmosphärische und ozeanische Antrieb, die Parametrisierungen der Strahlungs- und Wärmeströme sowie die Berechnung der Albedo von Schnee und Meereis sind verbessert.

- Das thermodynamische Meereismodell ist, wenn die für das Modell konzipierten Anwendungsvoraussetzungen berücksichtigt werden, gut geeignet, den Einfluß des kontinentalen Süßwassereintrages auf das Festeis während der Ablationsperiode mit hoher Genauigkeit quantitativ zu bestimmen. Einschränkungen in der Anwendbarkeit des Modells ergeben sich nur bei trichterförmigen Mündungen und in Jahren mit erhöhter Polynjen- und Zyklonenaktivität.

Für die Simulation der Festeisdicke während der Ablationsphase wurden drei Fälle unterschieden. Zum einen wurde das Schmelzen von überflutetem Festeis in der Nähe der Flußmündungen nachgebildet. In diesem Gebiet über- und unterströmt Flußwasser das Festeis. Zum anderen wurde mit Hilfe des Modells das Schmelzen des angrenzenden schneebedeckten bzw. blanken Festeises simuliert. Das Flußwasser wirkt in diesem Fall nur an der Unterseite des Festeises. Schließlich wurde zur Kontrolle das Schmelzen von Festeis ohne Einwirkung von Flußwasser simuliert. In dieser Simulation verursachen lediglich Energiegewinne aus der Atmosphäre und dem Ozean die Ablation.

Aus den in den Modellsimulationen und -experimenten gewonnenen inhaltlichen Ergebnissen lassen sich nachstehende Schlußfolgerungen für die Ablation des Festeises in der ostsibirischen Arktis ziehen:

- Das simulierte über- und unterströmte Festeis beginnt im Mittel 1 bis $1\frac{1}{2}$ Wochen vor dem angrenzenden nichtüberfluteten Festeis zu schmelzen. Nach ungefähr 4 Wochen bilden sich in den Mündungsgebieten Küstenpolynjen. Die simulierte Ablationsperiode des küstenfernen Festeises dauert etwa 2 Monate. In den Modellläufen ohne Flußwassereintrag verlängert sich die Ablationsperiode des küstennahen Festeises um mehrere Wochen, die Schmelzphase des küstenfernen Festeises dagegen nur um wenige Tage.
- Das Schmelzen des küstennahen Festeises wird hauptsächlich durch die starke Absorption kurzweiliger Strahlung an der oberen, mit Flußwasser bedeckten Eisfläche und den Wärmegewinn an der Festeisunterseite aufgrund des Flußwassereintrages verursacht. Das Schmelzen des küstenfernen Festeises erfolgt durch den atmosphärischen Wärmegewinn und nur zu einem geringeren Umfang durch die Ablation an der Eisunterseite aufgrund des Flußwassereintrages.
- Für das Schmelzen des küstennahen Festeises stammen in der Lapteewsee und der Ostsibirischen See im Mittel 53 % der Energie aus der Atmosphäre und 47 % aus dem Flußwasser. In den Mündungsgebieten des östlichen Lenadeltas und der Kolyma ist der relative atmosphärische Energieanteil annähernd gleich dem Flußwasseranteil. Für das Schmelzen des küstenfernen Festeises in der ostsibirischen Arktis stammen dagegen rund 90 % der Energie aus der Atmosphäre und nur 10 % der Energie aus dem Flußwasser.

- Die gesamte Fläche, die in der Lapteewsee und der Ostsibirischen See mit Festeis bedeckt ist, beträgt $140 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ bzw. $170 \cdot 10^3 \text{ km}^2$. Theoretische Überlegungen zum flußwasserbedingten Wärmeeintrag ergeben, daß der Wärmehalt der Flüsse gerade ausreicht, um weniger als 5 % der Festeisfläche zu schmelzen. Bei dieser Abschätzung wurden die Auswirkungen des Flußwassers auf die kurzweilige Strahlungsbilanz infolge der Überflutung des Festeises nicht berücksichtigt. Für den küstennahen Bereich spielt der Flußwassereintrag jedoch eine wichtige Rolle beim Schmelzen des Festeises. Für das küstenferne Festeis ist allerdings der Einfluß der Polynjen vor der Festeiskante, die im Mai eine mittlere Ausdehnung von $32.4 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ und im Juli von $176 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ aufweisen, durch laterales Schmelzen von weitaus größerer Bedeutung als der Wärmeeintrag durch das Flußwasser. Ein weiterer bedeutender Faktor ist die Zyklonenaktivität. Insbesondere gegen Ende der Schmelzperiode – wenn das Eis eine kritische Dicke von ca. 0.8 m erreicht hat – verursachen Tiefdruckgebiete ein frühzeitiges Auseinanderbrechen der Festeisdecke.
- In den letzten 60 Jahren ist an den meisten Pegeln der sibirischen Flüsse eine Zunahme der mittleren monatlichen Abflüsse in Mai und Juni zu verzeichnen. Darüber hinaus verlagern sich die maximalen Abflüsse zeitlich vom Frühsommer in den Winter hinein. Mit Hilfe numerischer Experimente wurden die Folgen möglicher Veränderungen des Abflußregimes für das Festeis der ostsibirischen Schelfe quantifiziert. Eine Erhöhung der Abflußmenge hat keinen Einfluß auf die Schmelzraten des küstennahen und -fernen Festeises. Eine Zunahme der Wassertemperaturen sibirischer Flüsse führt dagegen zu einem verstärkten Schmelzen des Festeises. Bei einer Verdoppelung der Wassertemperatur schmilzt das küstennahe Festeis maximal 3 bis 4 Tage und das küstenferne Festeis 2 bis 3 Tage früher. Am deutlichsten wirken sich zeitliche Veränderungen im Abflußregime auf das Schmelzen des Festeises aus. Im küstennahen Fall verschiebt sich an allen Mündungsgebieten der Zeitpunkt des vollständigen Schmelzens des Festeises etwa um den gleichen Betrag wie die zeitliche Verschiebung der Abflußganglinie. Das küstenferne Festeis schmilzt – bei einer Vorverlegung der Abflußganglinie um 30 Tage – im Untersuchungsgebiet der Lena etwa 18 Tage und an der Kolyma 12 Tage früher. Aufgrund der deutlich geringeren Abflußmenge an Yana und Indigirka ist das küstenferne Festeis nur 3 bzw. 5 Tage früher geschmolzen.

Schlußfolgernd eröffnen sich diverse Ansatzpunkte für weitere Forschungsarbeiten zur methodischen Verbesserung und Weiterentwicklung des thermodynamischen Meereismodells.

So war ein Vergleich der simulierten Festeisdicken mit in situ gemessenen Eisdicken im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich, weil sich bisherige Feldmessungen vor der sibirischen Küste nur auf das Meereis vor der Festeiskante konzentriert haben oder die Expeditionen erst in den Sommermonaten nach dem vollständigen Schmelzen des Festeises stattfanden. Zukünftig sollten im Zuge von Expeditionen in die arktischen Schelfmeere die entscheidenden Prozesse in der Atmosphäre, im Meereis, im Ozean und in den Flüssen gezielt untersucht werden.

Dabei könnten Forschungsprogramme wie das *Surface Heat Budget of the Arctic Ocean* (SHEBA) als Vorlage für zukünftige Feldexperimente auf den sibirischen Schelfen dienen (Uttal et al., 2002). Mit Hilfe der in den Meßkampagnen gewonnenen Daten können das Modell validiert und die Parametrisierungen verbessert werden.

Die Modellentwicklung kann noch nicht als abgeschlossen betrachtet werden. Weitere Anstrengungen sollten v. a. in der Verbesserung derzeit kritischer Modellparameter – beispielsweise die auf dem Festeis akkumulierte Schneedecke oder die Wolkenbedeckung – und in der Implementierung von bisher noch nicht berücksichtigten Prozessen wie die Bildung von Eiskristallen im äußeren Bereich der Abflußfahne oder laterales Schmelzen entlang der Festeiskante erfolgen.

Aufgrund der guten Resultate des thermodynamischen Meereismodells ergibt sich eine breite Palette von Anknüpfungspunkten für weitere Forschungsarbeiten.

So könnte das Festeismodell auch in anderen Regionen eingesetzt werden, in denen der Abfluß den frühsummerlichen Eisaufbruch beeinflusst. Hier bieten sich die Mündungsgebiete des Ob in der Karasee, aber auch das Mündungsgebiet der Wolga im Kaspischen Meer für eine Untersuchung an. Neben wissenschaftlichen Fragestellungen sind diese Regionen in Zukunft auch aufgrund von ökonomischen Interessen – nämlich der Exploration von Erdöl und Erdgas – von großer Bedeutung.

In dieser Arbeit wurde der Schwerpunkt auf die Untersuchung des Einflusses des kontinentalen Süßwassereintrages auf das Schmelzen von Festeis gelegt. In systematischen Sensitivitätsstudien wurde das Verhalten des Festeismodells gegenüber verschiedenen Parametrisierungsverfahren und meteorologischen Eingangsgrößen untersucht. Dabei konnten grundsätzlich geeignete Parametrisierungen zur Bestimmung der Globalstrahlung und Albedo der Meereisoberfläche sowie realistische Eingangsdaten für das Festeismodell gefunden werden. Weiterer Forschungsbedarf ist insbesondere im Bereich der atmosphärischen Einflußgrößen – vor allem der Bewölkung – zu sehen. Aus Satellitendaten und Modellanalysen abgeleitete Wolkeninformationen wie der Bedeckungsgrad und tiefe Wolken (Arktischer Stratus) sind zur Zeit ungeeignet, den Jahreszyklus der Bewölkung in der Arktis zuverlässig darzustellen. Da Wolken aber einen erheblichen Einfluß auf den kurz- und langwelligen Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche haben, sollten zukünftig verbesserte Wolken Datensätze für die Parametrisierungen herangezogen werden.

Ein anderer interessanter Aspekt für zukünftige Arbeiten auf dem Gebiet der Festeismodellierung könnte die Entwicklung eines optimierten Festeismodells sein, welches auch in Ästuaren eingesetzt werden kann oder welches den Einfluß der Polynjen und Tiefdruckgebiete auf das küstenferne Festeis berücksichtigt. Soll das küstenferne Festeis untersucht werden, so muß das erweiterte Modell in der Lage sein, den Einfluß der Polynjen auf das Schmelzen und Aufbrechen von Festeis zu berücksichtigen. Die Festeisdicken in Küstenferne lassen sich bis zu einer kritischen Dicke (ca. 0.8 m) mit dem ausschließlich thermodynamisch entwickelten Modell sehr gut simulieren. Bei geringeren Eisdicken wird der Festeisaufbruch neben den rein energetischen Prozessen durch dynamische Prozesse geprägt.

Ein optimiertes Festeismodell, insbesondere dreidimensionaler Art, müßte daher insbesondere bei anhaltender zyklonaler Zirkulation den Einfluß der Windschubspannung auf das Aufbrechen des küstenfernen Festeises sowie die windgetriebene Eisdrift einbeziehen.

Wie in dieser Arbeit gezeigt wurde, spielt die Zufuhr von Flußwasser eine entscheidende Rolle für das Schmelzen des Festeises in den Mündungsgebieten der sibirischen Flüsse. Ohne den kontinentalen Süßwassereintrag würden die Festeisgebiete erst mehrere Tage bis einige Wochen später eisfrei werden. Das thermodynamische Festeismodell liefert so gute Resultate, daß einzelne für den Festeisaufbruch relevante Prozesse nicht nur qualitativ, sondern auch quantitativ untersucht werden können. Die Implementierung dieser Prozesse in regionale oder globale Ozean- und Meereismodelle bzw. gekoppelte Atmosphären-Meereis-Ozeanmodelle erscheint mehr als sinnvoll.

Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. (1989): The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *Journal of Geophysical Research*, **94** (C10), 14485–14498.
- Anderson, M. R. und Drobot, S. D. (2001): Spatial and temporal variability in snowmelt onset over Arctic sea ice. *Annals of Glaciology*, **33**, 74–78.
- Anderson, M. R. (1987): The onset of spring melt in first-year ice regions of Arctic as determined from scanning multichannel microwave radiometer data for 1979 and 1980. *Journal of Geophysical Research*, **92** (C12), 13153–13163.
- Andreas, E. L. und Murphy, B. (1986): Bulk transfer coefficients for heat and momentum over leads and polynyas. *Journal of Physical Oceanography*, **16**, 1875–1883.
- Andreas, E. L. (1987): A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice. *Boundary-Layer Meteorology*, **38**, 159–184.
- Antonov, V. S., Burdykina, A. P. und Fedorov, M. K. (1960): The problem of studying the estuaries of northern Siberian rivers. *Problemy Arktiki i Antarktiki*, **4**, 142–152.
- Antonov, V. S., Solov'eva, Z. S. und Usankina, G. E. (1977): Methodological basis of long-range ice forecasts for the Arctic river estuaries. *Problemy Arktiki i Antarktiki*, **50**, 63–66.
- Antonov, V. S. (1970): Siberian rivers and Arctic seas. *Problemy Arktiki i Antarktiki*, **36–37**, 142–152.
- Arora, V. K. und Boer, G. J. (2001): Effects of simulated climate change on the hydrology of major river basins. *Journal of Geophysical Research*, **106** (D4), 3335–3348.
- Arpe, K. (1991): The hydrological cycle in the ECMWF short range forecasts. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **16**, 33–59.
- Bareiss, J., Eicken, H., Helbig, A. und Martin, T. (1998): Zum Einfluß meteorologischer und hydrologischer Prozesse auf die sommerliche Meereisverteilung in der Laptewsee. *Annalen der Meteorologie*, **37** (2), 447–449.
- Bareiss, J., Eicken, H., Helbig, A. und Martin, T. (1999): 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** (3), 214–229.
- Bareiss, J., Görden, K. und Helbig, A. (2002): Spatial and temporal variability of polynyas in the East Siberian Arctic. *Geophysical Research Letters*, in Vorbereitung.

- Barr, W. (1982): The first Soviet convoy to the mouth of the Lena. *Arctic*, **35** (2), 317–325.
- Baumgartner, A. und Liebscher, H.-J. (1996): Lehrbuch der Hydrologie: Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie, Bd. 1, 2. Aufl., Gebr. Borntraeger, Berlin und Stuttgart: 673 pp.
- Beesley, J. A. (2000): Estimating the effect of clouds on the arctic surface energy budget. *Journal of Geophysical Research*, **105** (D8), 10103–10117.
- Bennett, T. J. (1982): A coupled atmosphere-sea-ice model study of the role of sea-ice in climatic predictability. *Journal of the Atmospheric Science*, **39**, 1456–1465.
- Bjørge, E., Johannessen, O. M. und Miles, M. W. (1997): Analysis of merged SMMR-SSM/I time series of Arctic and Antarctic sea ice parameters 1978–1995. *Geophysical Research Letters*, **24** (4), 413–416.
- Blarcum, S. C. van, Miller, J. R. und Russel, G. L. (1995): High latitude river runoff in a doubled CO₂ climate. *American Scientist*, **30** (1), 7–26.
- Bolshiyarov, D. Yu. und Hubberten, H. W. (1996): Russian German Cooperation: The expedition TAYMYR 1995 and the expedition Kolyma 1995 of the ISSP Pushchino Group, *Berichte zur Polarforschung* 211, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven.
- Breitfuss, L. (1931): Der Sibirische Seeweg und seine physikalischen Verhältnisse, in: A. Berson, L. Breitfuss und W. Bruns (Hrsg.), *Arktis – Vierteljahresschrift der internationalen Gesellschaft zur Erforschung der Arktis mit Luftfahrzeugen*, Justus Perthes Verlag, Gotha, 73–109.
- Brigham, L. W. (1996): Sea ice and ocean processes in the Laptev Sea, Diplomarbeit, Scott Polar Research Institute, University of Cambridge.
- Brigham, L. W. (2000): The Northern Sea Route – 1998. *Polar Record*, **36** (196), 19–24.
- Brown, R. D. (2000): Northern hemisphere snow cover variability and change, 1915–97. *Journal of Climate*, **13** (13), 2339–2355.
- Businger, S. und Reed, R. J. (1989): Polar Lows, in: P. F. Twitchell, E. A. Rasmussen und K. L. Davidson (Hrsg.), *Polar and Arctic Lows*, Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 3–41.
- Cattle, H. (1985): Diverting soviet rivers: Some possible repercussions for the Arctic Ocean. *Polar Record*, **22**, 485–498.
- Cavalieri, F. D., Germain, K. M. St. und Swift, C. T. (1995): Reduction of weather effects in the calculation of sea-ice concentration with the DMSP SSM/I. *Journal of Glaciology*, **41** (139), 455–465.

- Chang, E. K. M. und Fu, Y. (2002): Interdecadal variations in northern hemisphere winter storm track intensity. *Journal of Climate*, **15** (6), 642–658.
- Churun, V. N. (1995): Cold bottom water in the southern Laptev Sea, *Berichte zur Polarforschung* 176, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 107–113.
- Comiso, J. C. und Kwok, R. (1996): Surface and radiative characteristics of the summer Arctic sea ice cover from multisensor satellite observations. *Journal of Geophysical Research*, **101** (C12), 28397–28416.
- Curry, J. A., Rossow, W. B., Randall, D. und Schramm, J. L. (1996): Overview of Arctic cloud and radiation characteristics. *Journal of Climate*, **9** (8), 1731–1764.
- Curry, J. A., Schramm, J. L., Perovich, D. und Pinto, J. O. (2001): Application of SHEBA/FIRE data to evaluation of sea ice surface albedo parameterizations. *Journal of Geophysical Research*, **106** (D14), 15345–15355.
- Dean, K. G., Stringer, W. J. und Searcy, C. (1993): The influence of the hydrological cycle on the extent of sea ice with climate implications, Final Report on NASA grant NAGW 1835, Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks: 52 pp.
- Deser, C., Walsh, J. E. und Timlin, M. S. (2000): Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *Journal of Climate*, **13** (2), 617–633.
- Dethleff, D., Nürnberg, D., Reimnitz, E., Saarso, M. und Sacchenko, Y. P. (1993): East Siberian Arctic Region Expedition 1992 – The Laptev Sea - its significance for Arctic sea-ice formation and transpolar sediment flux, *Berichte zur Polarforschung* 120, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven.
- Dmitrenko, I. A., Griбанov, V. A., Volkov, D. L., Kassens, H. und Eicken, H. (1999): Impact of river discharge on the fast ice extension in the Russian Arctic shelf area, in: *Proceedings of the 15th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC99)*, Helsinki, 23–27 August, 311–322.
- Dmitrenko, I. (2000): persönliche Mitteilung, *Arktičeskij i Antarktičeskij Naučno-Issledovatel'skij Institut*, St. Petersburg, Rußland.
- Doronin, Yu. P. und Kheisin, D. E. (1977): *Sea ice*, Amerind Publ., New Dehli, 322 pp.
- Dynesius, M. und Nilsson, C. (1994): Fragmentation and flow regulation of river systems in the northern third of the world. *Sciences*, **266**, 753–762.
- Ebert, E. E. und Curry, J. A. (1993): An intermediate one-dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions. *Journal of Geophysical Research*, **98** (C5), 10085–10109.
- ECMWF (1995): *User Guide to ECMWF Products*, Technischer Bericht, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading: 71 pp.

- ECMWF (2000): The ERA-40 Project Plan, Technischer Bericht, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading: 60 pp.
- Eicken, H., Reimnitz, E., Alexandrov, V., Martin, T., Kassens, H. und Viehoff, T. (1997): Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment transport. *Continental Shelf Research*, **17** (2), 205–233.
- Eicken, H. (2000): persönliche Mitteilung, Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks.
- Eppler, D. T., Farmer, L. D., Lohanick, A. W., Anderson, M. R., Cavalieri, D. J., Comiso, J., Gloersen, P., K., Garrity, Grenfell, T. C., Hallikanen, M., Maslanik, J. A., Mätzler, C., Melloh, R. A., Rubinstein, I. und Swift, C. T. (1992): Passive microwave signatures of sea ice, in: F. D. Carsey (Hrsg.), *Microwave remote sensing of sea ice – Geophysical Monograph 68*, Kap. 4, American Geophysical Union, Washington, D. C., 47–71.
- Fetterer, F. und Untersteiner, N. (1998): Observations of melt ponds on Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C11), 24821–24835.
- Fiorino, M. (2000): The impact of the satellite observing system on low-frequency temperature variability in the ECMWF and NCEP reanalyses, in: WCRP (Hrsg.), *Second WCRP International Conference on Reanalyses*, Wokefield Park, nr. Reading, UK, 23–27 August, 1999, WMO/TD-No. 985, Geneva, 65–68.
- Flato, G. M. und Brown, R. D. (1996): Variability and climate sensitivity of landfast Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **101** (C10), 25767–25777.
- Foken, T. (1990): *Turbulenter Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Unterlage*, Berichte des Deutschen Wetterdienstes 180, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main: 287 pp.
- Forman, S. L. und Johnson, G. L. (1998): *Prospectus for the Russian-American Initiative on Shelf-Land Environments in the Arctic (RAISE)*, Technischer Bericht, Arctic Research Consortium of the United States (ARCUS), Fairbanks, AK: 50 pp.
- Gabinson, R. (1987): A thermodynamic model of the formation, growth, and decay of first-year sea ice. *Journal of Glaciology*, **33** (113), 105–118.
- Gibson, J. K., Kållberg, P., Uppala, S., Nomura, A., Hernandez, A. und Serrano, E. (1997): ERA Description, ECMWF Re-Analysis Report Series 1, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading: 72 pp.
- Gloersen, P. (1992): Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987: Satellite passive microwave observations and analysis, Special Report, NASA SP-511, Washington D.C.: 290 pp.
- Goergen, K., Bareiss, J., Helbig, A., Rinke, A. und Dethloff, K. (2001): An observational and modelling analysis of Laptev Sea (Arctic Ocean) ice variations during summer. *Annals of Glaciology*, **33**, 533–538.

- Gogineni, S. P., Moore, R. K., Grenfell, T. C., Barber, D. G., Digby, S. und Drinkwater, M. (1992): The effects of freeze-up and melt processes on microwave signatures, in: F. D. Carsey (Hrsg.), *Microwave remote sensing of sea ice – Geophysical Monograph* 68, Kap. 17, American Geophysical Union, Washington, D. C., 329–341.
- Golovin, L. A. (1995): Macro- and mesoscale hydrophysical structure of the outflow zone of the Lena River water to the Laptev Sea, *Berichte zur Polarforschung* 176, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven: 99–106.
- Golovin, P., Dmitrenko, I., Kassens, H. und Hölemann, J. A. (1999): Frazil ice formation during the spring flood and its role in transport of sediments to the ice cover, in: H. Kassens, H. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede und L. Timokhov (Hrsg.), *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*, Springer, Berlin, 125–140.
- GRDC (1995): First interim report on the Arctic River Database for the Arctic Climate System Study, GRDC-Report No. 8, Global Runoff Data Center, Koblenz: 34 pp.
- GRDC (1996): Second interim report on the Arctic River Database for the Arctic Climate System Study, GRDC-Report No. 12, Global Runoff Data Center, Koblenz: 39 pp.
- GRDC (1997): Third interim report on the Arctic River Database for the Arctic Climate System Study – Plausibility control and data corrections, GRDC-Report No. 15, Global Runoff Data Center, Koblenz: 24 pp.
- Grenfell, T. C. und Maykut, G. A. (1979): The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin. *Journal of Glaciology*, **18** (80), 445–463.
- Grenfell, T. C. (1979): The effects of ice thickness on the exchange of solar radiation over the polar oceans. *Journal of Glaciology*, **22** (87), 305–320.
- Guay, C. K. H., Falkner, K. K., Muench, R. D., Mensch, M., Frank, M. und Bayer, R. (2001): Wind-driven transport pathways for Eurasian Arctic river discharge. *Journal of Geophysical Research*, **106** (C6), 11469–11480.
- Haas, C., Bareiss, J., Lieser, J. und Schuster, S. (2002a): Sea ice measurements and sampling, *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, im Druck.
- Haas, C. und Eicken, H. (2001): Interannual variability of summer sea ice thickness in the Siberian and Central Arctic under different atmospheric circulation regimes. *Journal of Geophysical Research*, **106** (C3), 4449–4462.
- Haas, C., Thomas, D. N. und Bareiss, J. (2002b): Surface properties and processes of perennial Antarctic sea ice in summer. *Journal of Glaciology*, **47** (159), 613–625.
- Hagemann, S. und Dümenil, L. (1998): A parametrization of the lateral waterflow for the global scale. *Climate Dynamics*, **14**, 17–31.

- Harder, M. (1996): Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis, Berichte zur Polarforschung 203, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven.
- Harms, I. H., Karcher, M. J. und Dethleff, D. (2000): Modelling Siberian river runoff – implications for contaminant transport in the Arctic Ocean. *Journal of Marine Systems*, **27**, 95–115.
- Hilmer, M. und Lemke, P. (2000): On the decrease of Arctic sea ice volume. *Geophysical Research Letters*, **27** (22), 3751–3754.
- Hollinger, J. P., Lo, R., Poe, G., Savage, R. und Peirce, J. (1987): Special Sensor Microwave Imager user's guide, Technischer Bericht, Naval Research Laboratory, Washington D.C.: 120 pp.
- Holt, T., Kelly, P. M. und Cherry, B. S. G. (1984): Cryospheric impacts of soviet river diversion shemes. *Annals of Glaciology*, **5**, 61–68.
- Ivanov, V. V. und Nalimov, Yu. V. (1978): Ice regime in the mouths of Arctic rivers, in: IAHR (Hrsg.), IAHR Symposium on ice problems - Part 2, Lulea, Sweden, 7–9 August, 1978, 3–12.
- Ivanov, V. V. und Nalimov, Yu. V. (1990): Ice thermal processes in the mouth areas of the Siberian rivers, in: IAHR (Hrsg.), IAHR Ice Symposium, Espoo, Finnland, August, 1990, 219–229.
- Ivanov, V. V. und Piskun, A. A. (1995): Distribution of river water and suspended sediments in the river deltas of the Laptev Sea, *Berichte zur Polarforschung* 176, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Ivanov, V. V. und Piskun, A. A. (1999): Distribution of river water and suspended sediments in the deltas of rivers in the basins of the Laptev and East Siberian Seas, in: H. Kassens, H. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede und L. Timokhov (Hrsg.), *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*, Springer, Berlin, 239–250.
- Ivanov, V. V. (1964): On discharge of suspended and bed driven detritus in the main channels of the Lena River delta. *Problemy Arktiki i Antarktiki*, **18**, 31–39.
- Ivanov, V. V. (1985): Results of aerial expeditions to the lower reaches and estuarine regions of Arctic-zone rivers. *Problems of the Arctic and the Antarctic – Collection of Articles*, **57**, 87–104.
- Jenne, R. L. (1998): The data inputs for reanalysis, in: WCRP (Hrsg.), *First WCRP international conference on reanalyses*, Silver Spring, Maryland, USA, 27–31 October, 1997, WMO/TD-No. 876, 12–14, Geneva.
- Johannessen, O. M., Miles, M. W. und Bjørge, E. (1995): The Arctic's shrinking sea ice. *Nature*, **376** (10), 126–127.

- Johannessen, O. M., Volkov, A. M., Grishenko, V. D., Bobylev, L. P., Asmus, V., Hamre, T., Smirnov, V. G., Melenttyev, V. V. und Zaitsev, L. (1997): ICEWATCH: Real-time sea ice monitoring of the Northern Sea Route using satellite radar technology, Techn. Report to ESA and Russian Space Agency 113, NERSC, Bergen – Norway.
- Johnson, M. und Polyakov, I. V. (2001): The Laptev Sea as a source for recent Arctic Ocean salinity changes. *Geophysical Research Letters*, **28** (10), 2017–2020.
- Josberger, E. G. (1987): Bottom ablation and heat transfer coefficients from the 1983 marginal ice zone experiments. *Journal of Geophysical Research*, **92** (C7), 7012–7016.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetma, A., Reynolds, R., Jenne, R. und Joseph, D. (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77** (3), 437–470.
- Kalnay, E., Kistler, R. und Kanamitsu, M. (1998): NCEP/NCAR 40-year reanalysis overview, in: WCRP (Hrsg.), First WCRP international conference on reanalyses, Silver Spring, Maryland, USA, 27–31 October, 1997, WMO/TD-No. 876, 1–7, Geneva.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woolen, J., Potter, J. und Fiorino, M. (2000): Overview on NCEP/DOE Reanalysis-2, in: WCRP (Hrsg.), Second WCRP international conference on reanalyses, Wokefield Park, nr. Reading, UK, 23–27 August, 1999, WMO/TD-No. 985, 1–4, Geneva.
- Karcher, M. (2001): persönliche Mitteilung, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meerforschung, Bremerhaven.
- Kassens, H., Hubberten, H. W., Pryamikov, S. M. und Stein, R. (1994): Russian-German Cooperation in the Siberian shelf seas: Geosystem Laptev Sea, *Berichte zur Polarforschung* 144, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Kassens, H., Piepenburg, D., Thiede, J., Timokhov, L., Hubberten, H. W. und Pryamikov, S. M. (1995): Russian-German Cooperation: Laptev Sea System, *Berichte zur Polarforschung* 176, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Kassens, H. (1997): Laptev Sea System: Expeditions in 1995, *Berichte zur Polarforschung* 248, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Key, J. R. und Chan, A. C. K. (1999): Multidecadal global and regional trends in 1000 mb and 500 mb cyclone frequencies. *Geophysical Research Letters*, **26** (14), 2053–2056.
- Key, R. J., Wang, X., Stoeve, J. C. und Fowler, C. (2001): Estimating the cloud sky albedo of sea ice and snow from space. *Journal of Geophysical Research*, **106** (D12), 12489–12497.

- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Suranjana, S., White, G., Woolen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H., Jenne, R. und Fiorino, M. (2001): The NCEP-NCAR 50-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82** (2), 247–267.
- Kolatschek, J. S. (1998): *Meereisdynamik und Sedimenttransport in der Arktis: Ergebnisse aus Fallstudien, Fernerkundung und Modellierung*, Dissertation, Fachbereich Physik/Elektrotechnik der Universität Bremen.
- König-Langlo, G. und Augstein, E. (1994): Parameterization of the downward long-wave radiation at the earths surface in polar regions. *Meteorologische Zeitschrift*, **3** (6), 343–347.
- Köpken, C. (1998): *Assimilation von direkten Messungen und Satellitenretrievals in ein Mesoskala-Modell: Nutzen für die Analyse und Simulation polarer Mesozyklonen*, Berichte des Deutschen Wetterdienstes 203, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main: 171 pp.
- Kotchetov, S. V., Kulakov, I. Yu., Kurajov, V. K., Timokhov, L. A. und Vanda, Yu. A. (1994): *Hydrometeorological regime of the Laptev Sea, Part 1 of research subcontract – Observation of the ice motion in the marginal Siberian seas, Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg: 85 pp.*
- Kållberg, P. (1997): *Aspects of the re-analysed climate, ECMWF Re-Analysis Report Series 2, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading: 261 pp.*
- Laevastu, T. (1960): *Factors affecting the temperature of the surface layer of the sea. Commentationes Physico-Mathematicae*, **25** (1).
- Lammers, R. B., Shiklomanov, A. I., Vörösmarty, C. J., Fekete, B. M. und Peterson, B. J. (2001): *Assessment of contemporary Arctic river runoff based on observational discharge records. Journal of Geophysical Research*, **106** (D4), 3321–3334.
- Launiainen, J. und Cheng, B. (1998): *Modelling of ice thermodynamics in natural water bodies. Cold Regions Science and Technology*, **27**, 153–178.
- Launiainen, J., Johansson, M., M., Lahtinen, A., Seinä und Bareiss, J. (2001): *Reflections of the Northern Atlantic and Arctic forcing on sea ice and hydrographic conditions in the Northern Seas, Climate change and variability in Northern Europe – Climate change symposium, Turku, Finland, June 6–8, 2001, Poster und Vortrag.*
- Lemke, P. (1987): *A coupled one-dimensional sea ice - ocean model. Journal of Geophysical Research*, **92** (C12), 13164–13172.
- Lewis, E. L. (2000): *The freshwater budget of the Arctic Ocean, NATO Science Series 2 - Environmental Security 70, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 623 pp.*

- Lott, F. und Miller, M. J. (1997): A new sub-grid scale orographic drag parametrization: its formulation and testing. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**, 989–1025.
- Louis, J.-F. (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, **17**, 187–202.
- Lüpkes, C. (1993): Parametrisierung wolkenmikrophysikalischer Prozesse, *Promet - Meteorologische Fortbildung 1/2*, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 34–40.
- Makshtas, A. P., Andreas, E. L., Svyashchennikov, P. N. und Timachev, V. F. (1998): Accounting for clouds in sea ice models, *Technischer Bericht, Cold Regions Research Engineering Laboratory 98-9*, Hanover N.H.: 32 pp.
- Martinson, D. G. und Steele, M. (2001): Future of the Arctic sea ice cover: implications of an Antarctic dialog. *Geophysical Research Letters*, **28** (2), 307–310.
- Maslanik, J. A., Serreze, M. C. und Barry, R. G. (1996): Recent decreases in Arctic summer ice cover and linkages to atmospheric circulation anomalies. *Geophysical Research Letters*, **23** (13), 1677–1680.
- Maslanik, J. A. und Silcox, R. A. (1993): Temporal variation of cloud fraction: effects on a simulated sea-ice cover. *Geophysical Research Letters*, **20** (23), 2651–2654.
- Maslowski, W., Zhang, Y. und Semtner, A. J. (1998): River water inflow to the Arctic Ocean – conditions of formation, time, variability and forecasts, in: *WCRP (Hrsg.), Proceedings of the ACSYS conference on polar processes and global climate (Rosario, Orcas Island, WA, USA, 3–6 November, 1997), WMO/TD-No. 908, Geneva, 159–161.*
- Maykut, G. A. und Perovich, D. A. (1987): The role of shortwave radiation in the summer decay of a sea ice cover. *Journal of Geophysical Research*, **92** (C7), 7032–7044.
- Maykut, G. A. und Untersteiner, N. (1971): Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **76** (C6), 1550–1575.
- Maykut, G. A. (1978): Energy exchange over young sea ice in the Central Arctic. *Journal of Geophysical Research*, **83** (C7), 3646–3658.
- Miller, J. R. und Russel, G. L. (1992): The impact of global warming on river runoff. *Journal of Geophysical Research*, **97** (D3), 2757–2764.
- Nalimov, Yu. V. und Timerev, A. A. (1974): Albedo values for the snow and ice cover in the lower reaches and estuaries of arctic rivers. *Meteorology and Hydrology*, **5**, 90–97.
- Nalimov, Yu. V. (1961): Air reconnaissance of the ice at the mouths of Arctic rivers in the spring and fall of 1960. *Problemy Arktiki i Antarktiki*, **9**, 95–96.

- Nalimov, Yu. V. (1995): The ice-thermal regime at front deltas of rivers of the Laptev Sea, *Berichte zur Polarforschung* 176, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Nansen, F. (1902): The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896 – Scientific Results, Bd. III, London.
- Nordeng, T. E. und Rasmussen, E. A. (1992): A most beautiful polar low. A case study of a polar low development in the Bear Island region. *Tellus*, **44A**, 81–99.
- Nürnberg, D., Wollenburg, I., Dethleff, D., Eicken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E. und Thiede, J. (1994): Sediments in Arctic sea ice – implications for entrainment, transport and release. *Marine Geology*, **119**, 185–214.
- Österle, H., Glauer, J. und Denhard, M. (1999): Struktur, Aufbau und statistische Programm-bibliothek der meteorologischen Datenbank am Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Technischer Bericht 49, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam: 107 pp.
- Parkinson, C. L. und Washington, W. M. (1979): A large-scale numerical model of sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **84** (C1), 311–337.
- Pavlov, V. K., Timokhov, L. A., Baskakov, G. A., Kulakov, M. Yu., Kurazhov, V. K., Pavlov, P. V., Pivovarov, S. V. und Stanovoy, V. V. (1994): 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: 179 pp.
- Perovich, D. K., Roesler, C. S. und Pegau, W. S. (1998): Variability in Arctic sea ice optical properties. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C1), 1193–1208.
- Perovich, D. K. (1996): The optical properties of sea ice, Technischer Bericht, Cold Regions Research Engineering Laboratory 96-1, Hanover N.H.: 25 pp.
- Pivovarov, S. V., Hölemann, J., Kassens, H., Antonow, M. und Dmitrenko, I. (1999): Dissolved oxygen, silicon, phosphorus and suspended matter concentrations during the spring breakup of the Lena River, in: H. Kassens, H. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede und L. Timokhov (Hrsg.), *Land-ocean systems in the Siberian Arctic: Dynamics and history*, Springer, Berlin, 251–254.
- Plitkin, G. A. (1979): Inflow of surface waters into Siberian and far eastern seas and method of calculating it in individual years. *Water Resources*, **5**, 211–219.
- Polyakov, I. V. und Johnson, M. A. (2000): Arctic decadal and interdecadal variability. *Geophysical Research Letters*, **27** (24), 4097–4100.

- Polyakov, I. V., Proshutinsky, A. Y. und Johnson, M. A. (1999): Seasonal cycles in two regimes of Arctic climate. *Journal of Geophysical Research*, **104** (C11), 25761–25788.
- Prange, M. und Gerdes, R. (1999): Influence of Arctic river runoff on the circulation in the Arctic Ocean, the Nordic Seas and the North Atlantic, in: ICES ASC (Hrsg.), *Nordic Seas Exchange, 1999/L:11*, International council for the exploration of the Sea - Annual Science Conference, 5 pp.
- Prange, M. (2000): persönliche Mitteilung, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Prokhorov, A. M. (Hrsg.) (1974-1979): *Great Soviet Encyclopedia*, translation of the third edition, MacMillan, New York, 3 Aufl.
- Proshutinsky, A. Y. und Johnson, M. A. (1997): Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **1997** (C6), 12493–12514.
- Rachold, V. (2000): *Russian-German Cooperation: Sytem Laptev Sea 2000 – The expedition on Lena 1999*, Berichte zur Polarforschung 354, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven.
- Reed, R. K. (1977): On estimating insolation over the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **7**, 482–485.
- Reimnitz, E., Dethleff, D. und Nürnberg, D. (1994): Contrasts in Arctic Shelf sea-ice regimes and some implications: Beaufort Sea versus Laptev Sea. *Marine Geology*, **119**, 215–225.
- Reimnitz, E. (1995): Multiyear fast ice along the Taymyr Peninsula, Siberia. *Arctic*, **48** (4), 359–367.
- Reimnitz, E. (1999): persönliche Mitteilung, U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA.
- Rigor, I. G., Colony, R. L. und Martin, S. (2000): Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–1997. *Journal of Climate*, **13** (1), 896–914.
- Robinson, D. A., Serreze, M. C., Barry, R. G., Scharfen, G. und Kukla, G. (1992): Large-scale patterns and variability of snowmelt and parameterized surface albedo in the Arctic Basin. *Journal of Climate*, **5** (10), 1109–1119.
- Romanov, I. P. (1996): *Atlas of ice and snow of the Arctic Basin and Siberian Shelf Seas*, 2. Aufl., Backbone Publishing Company, Translated and edited by Dr. Alfred Tunik, Elmwood Park: 277 pp.
- Saucier, F. J. und Dionne, J. (1998): A 3-D coupled ice-ocean model applied to Hudson Bay, Canada: The seasonal cycle and time-dependent climate response to atmospheric forcing and runoff. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C12), 27689–27705.

- Schönwiese, C.-D., Walter, A., Rapp, J., Meyhöfer, S. und Denhard, M. (1998): Statistische Analyse der Klimavariabilität und anthropogenen Klimasignale in globaler und regionaler Betrachtung, Technischer Bericht 102, Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt, Frankfurt a. M.: 156 pp.
- Schweiger, A. J., Lindsay, R. W., Key, J. R. und Francis, J. A. (1999): Arctic clouds in multiyear satellite data sets. *Geophysical Research Letters*, **26** (13), 1845–1848.
- Searcy, C., Dean, K. und Stringer, W. J. (1996): A river-coastal sea ice interaction model: Mackenzie River Delta. *Journal of Geophysical Research*, **101** (C4), 8885–8894.
- Semtner, A. J. (1976): A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *Journal of Physical Oceanography*, **6**, 379–389.
- Serreze, M. C., Box, J. E., Barry, R. und Walsh, J. E. (1993a): Characteristics of Arctic synoptic activity, 1952-1989. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **51**, 147–164.
- Serreze, M. C. und Hurst, C. M. (2000): Representation of mean Arctic precipitation from NCEP-NCAR and ERA reanalyses. *Journal of Climate*, **13** (1), 182–201.
- Serreze, M. C., Key, J. R., Box, J. E., Maslanik, J. A. und Steffen, K. (1998): A new monthly climatology of global radiation for the Arctic and comparisons with NCEP-NCAR Reanalysis and ISCCP-C2 fields. *Journal of Climate*, **11** (2), 121–136.
- Serreze, M. C., Lynch, A. H. und Clark, M. P. (2001): The arctic frontal zone as seen in the NCEP/NCAR reanalysis. *Journal of Climate*, **14** (7), 1550–1567.
- Serreze, M. C., Maslanik, J. A., Key, J. R., Kokaly, R. F. und Robinson, D. A. (1995): Diagnosis of the record minimum in Arctic sea ice area during 1990 and associated snow cover extremes. *Geophysical Research Letters*, **22** (16), 2183–2186.
- Serreze, M. C., Maslanik, J. A. und Key, J. R. (1999): Atmospheric and sea ice characteristics of the Arctic Ocean and the SHEBA field region in the Beaufort Sea, NSIDC Special Report 4, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado: 217 pp.
- Serreze, M. C., Maslanik, J. A., Scharfen, G. R., Barry, R. G. und Robinson, D. A. (1993b): Interannual variations in snow melt over Arctic sea ice and relationships to atmospheric forcing. *Annals of Glaciology*, **17**, 327–331.
- Serreze, M. C., Walsh, J., Chapin, F., Osterkamp, T., Dyugorov, M., Romanovsky, V., Oechel, W., Morrison, J., Zhang, T. und Barry, R. G. (2000): Observational evidence of recent changes in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*, **46** (1–2), 159–207.
- Serreze, M. C. (1995): Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic. *Atmosphere-Ocean*, **33** (1), 1–23.
- Shiklomanov, A. I. (1994): The impact of global climate anthropogenic changes on runoff in the Yenisei River Basin. *Russian Meteorology and Hydrology*, (2), 68–75.

- Shiklomanov, I. A. und Shiklomanov, A. I. (1999): Assessment of the impacts of climate variability and change on the hydrology of Asia and Australia, in: J. C. van Dam (Hrsg.), Impacts of climate change and climate variability on hydrological regimes, International Hydrological Series, Cambridge, U.K., 85–106.
- Shine, K. P. und Henderson-Sellers, A. (1985): The sensitivity of a thermodynamic sea ice model to changes in surface albedo parameterization. *Journal of Geophysical Research*, **90** (D1), 2243–2250.
- Shine, K. P. (1984): Parametrization of the shortwave flux over high albedo surfaces as a function of cloud thickness and surface albedo. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **110**, 747–764.
- Smith, D. M. (1998): Observation of perennial Arctic sea ice melt and freeze-up using passive microwave data. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C12), 27753–27769.
- Smith, L. C. (2000): Trends in Russian arctic river-ice formation and breakup, 1917 to 1994. *Physical Geography*, **21** (1), 46–56.
- Sonntag, D. (1994): Advancements in the field of hygrometry. *Meteorologische Zeitschrift*, **3** (2), 51–66.
- Steele, M. und Boyd, T. (1999): Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C5), 10419–10435.
- Stein, R. (1998): Arctic Paleo-River Discharge (APARD), Berichte zur Polarforschung 279, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Stendel, M. und Arpe, K. (1997): Evaluation of the hydrological cycle in reanalyses and observations, Report 228, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg: 52 pp.
- Stigebrandt, A. (1981): A model for the thickness and salinity of the upper layer in the Arctic Ocean and the relationship between the ice thickness and some external parameters. *Journal of Physical Oceanography*, **11**, 1407–1422.
- Stroeve, J., Li, X. und Maslanik, J. A. (1997): An intercomparison of DMSP-F11- and F13-derived sea ice products, NSIDC Special Report 5, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado: 14 pp.
- Thomas, C. H. (1998): Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten, Berichte zur Polarforschung 284, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Timokhov, L. A. (1994): Regional characteristics of the Laptev and the East Siberian Seas: Climate, topography, ice phases, thermohaline regime, circulation, Berichte zur Polarforschung 144, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 15–31.

- Trenberth, K. (1998): Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dynamics*, **14**, 213–231.
- Treshnikov, A. F. und Ivanov, V. V. (1980): Studies of the Arctic environment in connection with the partial withdrawal of discharge of siberian rivers. *Problems of the Arctic and Antarctic – collection of articles*, **55**, 1–9.
- UNESCO (1969): List of international hydrological decade stations of the world, *Studies and reports in Hydrology 6*, United Nations, Paris: 148 pp.
- Uppala, S. (1997): Observing System performance in ERA, ECMWF Re-Analysis Report Series 3, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading: 261 pp.
- Uttal, T., Curry, J. A., McPhee, M. G., Perovich, D. K., Moritz, R. E., Maslanik, J. A., Guest, P. S., Stern, H. L., Moore, J. A., Turenne, R., Heiberg, A., Serreze, M. C., Wylie, D. P., Persson, O. G., Paulson, C. A., Halle, C., Morsion, J. H., Wheeler, P. A., Makshatas, A., Welch, H., Shupe, M. D., Intrieri, J. M., Stamnes, K., Lindsay, R. W., Pinkel, R., Pegau, W. S., Stanton, T. P. und Grenfeld, T. C. (2002): Surface Heat Budget of the Arctic Ocean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83** (2), 255–275.
- VDI 3786 (1988): Meteorologische Messungen für Fragen der Luftreinhaltung - Wind, VDI-Richtlinien 3786, Blatt 2, VDI, Düsseldorf: 38 pp.
- VDI 3789 (1994): Umweltmeteorologie – Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen, Berechnung der kurz- und langwelligen Strahlung, VDI-Richtlinien 3789, Blatt 2, VDI, Düsseldorf: 52 pp.
- Vuglinsky, V. S. (1998): River water inflow to the Arctic Ocean – conditions of formation, time, variability and forecasts, in: WCRP (Hrsg.), *Proceedings of the ACSYS conference on polar processes and global climate* (Rosario, Orcas Island, WA, USA, 3–6 November, 1997), WMO/TD-No. 908, 275–276, Geneva.
- Walsh, J. E. und Chapman, W. L. (1998): Arctic cloud-radiation-temperature associations in observational data and atmospheric reanalyses. *Journal of Climate*, **11** (11), 3030–3045.
- Warren, S. G., Rigor, I. G., Untersteiner, N., Radionov, V. F. und Bryazgin, N. N. (1999): Snow depth on Arctic sea ice. *Journal of Climate*, **12** (6), 1814–1829.
- Warren, S. G. (1982): Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20** (1), 67–89.
- WCRP (1992): Scientific concept of the Arctic Climate System Study – Report of the JSC Study Group on ACSYS, Bremerhaven, Germany, 10–12 June 1991, and London, U.K. 18.–19. November 1991, WMO/TD-No. 486, World Meteorological Organisation, Geneva: 89 pp.

- WCRP (1994): ACSYS Initial Implementation Plan, WMO/TD-No. 627, World Meteorological Organisation, Geneva.
- WCRP (2001): Climate and Cryosphere (CliC) Project – Science and coordination plan, WMO/TD-No. 1053, World Meteorological Organisation, Geneva: 41 pp.
- Weatherly, J. W., Briegleb, B. P., Large, W. G. und Maslanik, J. A. (1998): Sea ice and polar climate in the NCAR CSM. *Journal of Climate*, **11** (6), 1472–1486.
- Weatherly, J. W. und Walsh, J. E. (1999): The effects of precipitation and river runoff in a coupled ice-ocean model of the Arctic. *Climate Dynamics*, **12**, 785–798.
- White, G. H. (2000): Long-term trends in the NCEP/NCAR reanalysis, in: WCRP (Hrsg.), *Second WCRP International Conference on Reanalyses*, Wakefield Park, nr. Reading, UK, 23-27 August, 1999, WMO/TD-No. 985, 54–57, Geneva.
- WMO (1985): WMO sea-ice nomenclature – terminology, codes and illustrated glossary, WMO/DMM/BMO 259-TP-145, World Meteorological Organisation, Geneva.
- WMO (1993): *Weather reporting – Observation stations*, WMO Publication 9 Vol. A, World Meteorological Organisation, Geneva.
- Yen, Y. C., Cheng, K. C. und Fukusako, S. (1991): Review of intrinsic thermophysical properties of snow, ice, sea ice, and frost, in: J. P. Zarling und S. L. Faussett (Hrsg.), *Proceedings 3rd international symposium on cold regions heat transfer*, Fairbanks, AK, June 11–14, 1991, University of Alaska Fairbanks, 187–218.
- Zakharov, V. F. (1966): The role of flaw leads off the edge of fast ice in the hydrological and ice regime of the Laptev Sea. *Oceanology*, **6** (1), 815–821.
- Zillman, J. W. (1972): A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans, *Meteorological Studies*, 26, Bureau of Meteorology, Department of the Interior, Canberra: 562 pp.
- Zubov, N. N. (1963): *Arctic ice*, translation by Naval Oceanographic Office and American Meteorological Society under contract to Air Force Cambridge Research Center 1963, US Naval Electronics Laboratory, San Diego, California: 491 pp.

A Symbole und Abkürzungen

Symbolverzeichnis

Symbol	Bezeichnung	Einheit
Lateinische Buchstaben		
c_p	Spezifische Wärmekapazität der Luft bei $p = \text{const.}$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
c_w	Spezifische Wärmekapazität des Fluß- und Brackwassers	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
C	Turbulenter Austauschkoefizient	—
C_e	Turbulenter Austauschkoefizient für latente Wärme	—
C_f	Wolkenfaktor	—
C_h	Turbulenter Austauschkoefizient für fühlbare Wärme	—
C_r	Austauschkoefizient für fühlbare Wärme von Flußwasser	—
d	Kalendertag (Tag im Jahr)	
e	Partialdruck des Wasserdampfes	Pa
e_i	Partialdruck des Wasserdampfes über Eis	Pa
e_w	Partialdruck des Wasserdampfes über Wasser	Pa
g	Schwerebeschleunigung	m s^{-2}
h	Dicke des Meereises	m
h_{fi}	Dicke des Festeises	m
h_s	Mächtigkeit der Schneedecke	m
h^*	Effektive thermodynamische Eisdicke	m
F_{btm}	Summe der Energieströme an der Eisunterseite	W m^{-2}
F_{sfc}	Summe der Energieströme an der Eisoberseite	W m^{-2}
L_f	Spezifische Schmelzwärme des Festeises	J kg^{-1}
L_s	Spezifische latente Wärme für Sublimation	J kg^{-1}
L_v	Spezifische latente Wärme für Verdunstung	J kg^{-1}
N_c	Gesamtbedeckungsgrad	—
p	Luftdruck	Pa
q_a	Spezifische Feuchte	kg kg^{-1}
q_0^*	Spezifische Feuchte bei Sättigung	kg kg^{-1}
Q	Abfluß (hier Durchfluß)	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$
Q_a	Atmosphärischer Energiestrom	W m^{-2}
Q_c	Wärmeleitungsstrom	W m^{-2}
Q_e	Latenter Wärmestrom	W m^{-2}
Q_h	Fühlbarer Wärmestrom	W m^{-2}
Q_m	Wärmestrom infolge von Schmelzen und Gefrieren	W m^{-2}
Q_n	Nettowärmestrom	W m^{-2}
Q_o	Ozeanischer Wärmestrom	W m^{-2}

Symbol	Bezeichnung	Einheit
Q_r	Flußwasserwärmestrom	$W m^{-2}$
$Q_{r_{btm}}$	Flußwasserwärmestrom an der Eisunterseite	$W m^{-2}$
$Q_{r_{sfc}}$	Flußwasserwärmestrom an der Eisoberseite	$W m^{-2}$
r	Abstand zwischen Erde und Sonne	m
\bar{r}	Mittlerer Abstand zwischen Erde und Sonne	m
R_a	Gaskonstante trockener Luft	$J kg^{-1} K^{-1}$
Ri	Richardson-Zahl	—
$R_{t,\downarrow}$	Atmosphärische Gegenstrahlung	$W m^{-2}$
$R_{t,\uparrow}$	Terrestrische Ausstrahlung	$W m^{-2}$
R_l^*	Langwellige Strahlungsbilanz	$W m^{-2}$
$R_{s,\downarrow}$	Globalstrahlung	$W m^{-2}$
$R_{s,\uparrow}$	Reflektierte Globalstrahlung	$W m^{-2}$
R_s^*	Kurzwellige Strahlungsbilanz	$W m^{-2}$
s	Standardabweichung	—
S	Salzgehalt	ppt
S_h	Thermodynamische Änderung der Eisdicke	$m s^{-1}$
S_o	Solarkonstante	$W m^{-2}$
\bar{S}_o	Mittelwert der Solarkonstante	$W m^{-2}$
S_v	Sverdrup	$10^6 m^3 s^{-1}$
t	Zeit	s
Δt	Integrationsintervall	s
t_s	Wahre Ortszeit	h
\bar{T}	Schichtmitteltemperatur	K
T_a	Lufttemperatur	K
T_b	Temperatur an der Unterseite des Festeises	K
T_d	Taupunkttemperatur	K
$T_{f,a}$	Schmelztemperatur des Schnees und des Eises	K
$T_{f,w}$	Gefrierpunkttemperatur des Meerwassers	K
\bar{T}_r	Schichtmitteltemperatur der Abflußfahne	K
T_s	Schelfwassertemperatur	K
T_t	Temperatur an der überfluteten Oberseite des Festeises	K
T_w	Temperatur des Ozeanwassers	K
T_0	Temperatur an der Oberseite des Festeises oder Schnees	K
v_a	Windgeschwindigkeit	$m s^{-1}$
v_f	Strömungsgeschwindigkeit der Abflußfahne	$m s^{-1}$
v_o	Ozeanische Strömungsgeschwindigkeit	$m s^{-1}$
\bar{x}	Mittelwert	
Δx	Breite der Flußmündung	m
Δy	Entfernung von der Küstenlinie	m
z	Höhe in der Atmosphäre	m
Δz	Schichtdicke der Atmosphäre und Wassersäule	m
Z	Zenitwinkel der Sonne	°

Symbol	Bezeichnung	Einheit
Griechische Buchstaben		
α_{fi}	Albedo des Festeises	—
α_s	Albedo des Schnees	—
α_w	Albedo des überfluteten Festeises	—
δ	Deklination der Sonne	°
ϵ_a	Langwelliger Emissionsgrad des Atmosphäre	—
ϵ_{fi}	Langwelliger Emissionsgrad des Festeises	—
ϵ_s	Langwelliger Emissionsgrad des Schnees	—
ϵ_w	Langwelliger Emissionsgrad des Wassers	—
λ_{fi}	Wärmeleitfähigkeit des Festeises	W m ⁻¹ K ⁻¹
λ_s	Wärmeleitfähigkeit des Schnees	W m ⁻¹ K ⁻¹
ρ_a	Dichte der Luft	kg m ⁻³
ρ_{fi}	Dichte des Festeises	kg m ⁻³
ρ_s	Dichte des Schnees	kg m ⁻³
ρ_w	Dichte des Fluß- und Brackwassers	kg m ⁻³
φ	Geographische Breite	°
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante	W m ⁻² K ⁻⁴
ω	Stundenwinkel	°
Indices		
<i>b_{tm}</i>	Eisunterseite	
<i>f_i</i>	Festeis	
<i>s_f</i>	Eisoberseite	
<i>s</i>	Schnee	
<i>w</i>	Meerwasser	

Abkürzungen

AANII	Arktičeskij i Antarktičeskij Naučno-Issledodovatel'skij Institut
AHRA	Advanced Horizontal Range Algorithm
AMIP II	Atmospheric Model Intercomparison Project II
ANII	Arktičeskij Naučno-Issledodovatel'skij Institut
ACCR	Anticyclonic Circulation Regime
ACSYS	Arctic Climate System Study
AO	Arctic Oscillation
ARCDEV	Arctic Demonstration and Exploratory Voyage
ARDB	Arctic Runoff Data Base

AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CDC	Climate Diagnostics Center
CLIC	Climate and Cryosphere Programme
CCR	Cyclonic Circulation Regime
CORONA	US-amerikanisches Spionage-Satellitensystem
DJF	Dezember, Januar, Februar
DMSP	Defence Meteorological Satellite Program
DOE	Department of Energy
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Reading, UK)
ERA	ECMWF Reanalyse
FDD	Frost-Degree-Days, Frostgradzahl
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GAC	Global Area Coverage
GRDC	Global Runoff Data Centre (Koblenz)
GRIB	Gridded Binary
GTS	Global Telecommunication System
HRPT	High Resolution Picture Transmission
INSROP	International Northern Sea Route Programme
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
JJA	Juni, Juli, August
LAC	Local Area Coverage
LTM	Long-term Mean
MOM	Modular Ocean Model
NAOSIM	North Atlantic - Arctic Ocean Sea Ice Model
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research (Boulder, USA)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction (USA)
NERSC	Nansen Environmental and Remote Sensing Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NAO	North Atlantic Oscillation
NSIDC	National Snow and Ice Data Center (Boulder, USA)
PIK	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung
QK	Testgröße für Mann-Kendall-Test
RAISE	Russian-American Initiative on Shelf-Land Environments in the Arctic
RMS	Root Mean-Square error
SAA	Satellite Active Archive
SCICEX	Scientific Ice Expeditions
SHEBA	Surface Heat Budget of the Arctic Ocean
SHI	State Hydrological Institute (St. Petersburg)
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SN	Signifikanzniveau
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager

SST	Sea Surface Temperature, Meeresoberflächentemperatur
SYNOP	Wettermeldungen aus dem synoptischen Beobachtungsnetz
TDF	TeraScan Data Format
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organisation
USGS	United States Geological Survey
UTC	Universal Time Coordinated (Koordinierte Weltzeit)
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
WCRP	World Climate Research Programme
WMO	World Meteorological Organisation (Genf)
WRDC	World Radiation Data Centre (St. Petersburg)

B Abbildungen

Isoplethendiagramme des mittleren täglichen Abflusses, 1979 bis 1994

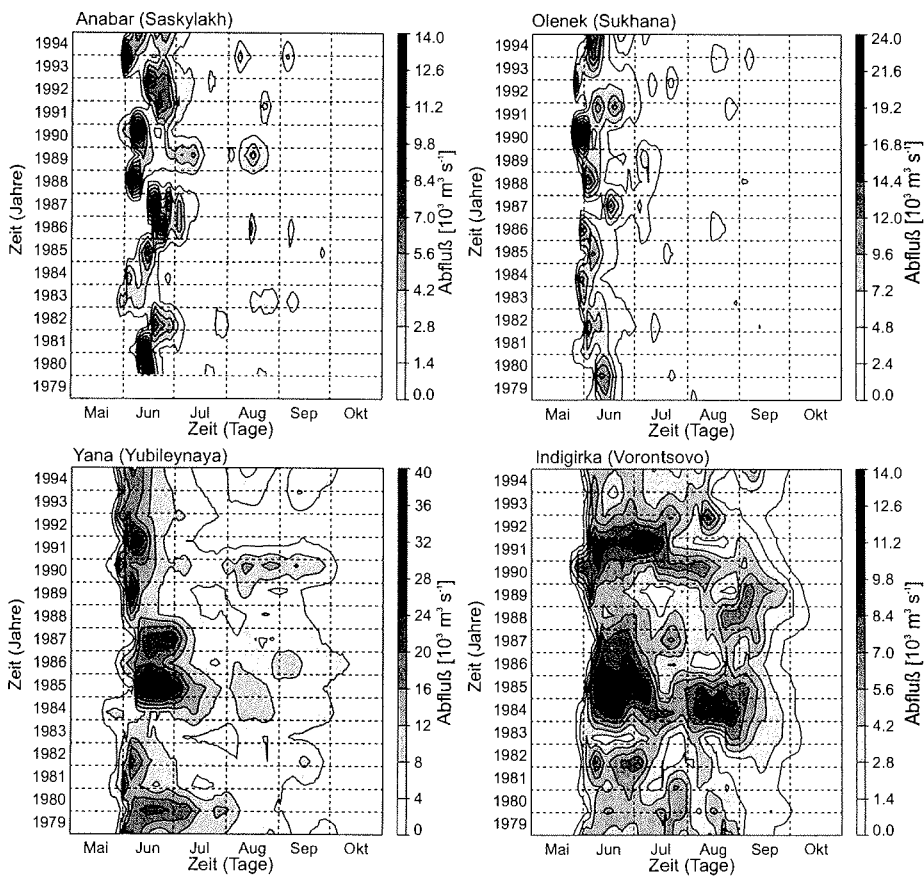


Abbildung B.1: Isoplethendiagramme des mittleren täglichen Abflusses [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] im Zeitraum 1979 bis 1994. Dargestellt sind die Originalreihen von Anabar am Pegel Saskylakh (links oben), Olenek am Pegel Sukhana (rechts oben), Yana am Pegel Ubileynaya (links unten) und Indigirka am Pegel Vorontsovo (rechts unten). Datenquelle: GRDC.

Validierung der Modellergebnisse mit Beobachtungsdaten

Überflutung des küstennahen Festeises, Yana, 1993

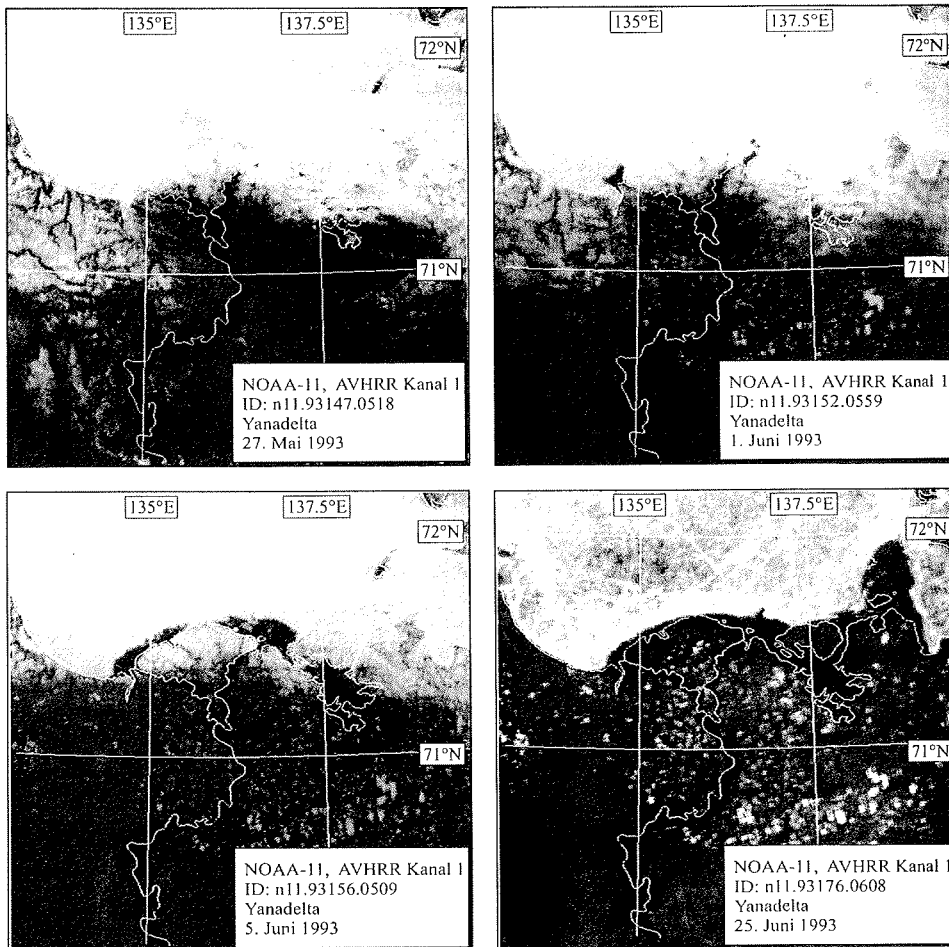


Abbildung B.2: Georeferenzierte NOAA-AVHRR-Szenen (LAC, Kanal 1, 0.58 μm bis 0.68 μm) des Yanadeltas vom 27. Mai 1993, 1. Juni 1993, 5. Juni 1993 und 25. Juni 1993. Die Aufnahmen zeigen die zeitliche Entwicklung der Überflutung des Festeises vor dem Yanadelta und die Bildung einer Küstenpolynja. Bildausschnitt: 240 km \times 240 km. Datenquelle: NOAA-SAA.

Überflutung des küstennahen Festeises, Indigirka, 1993

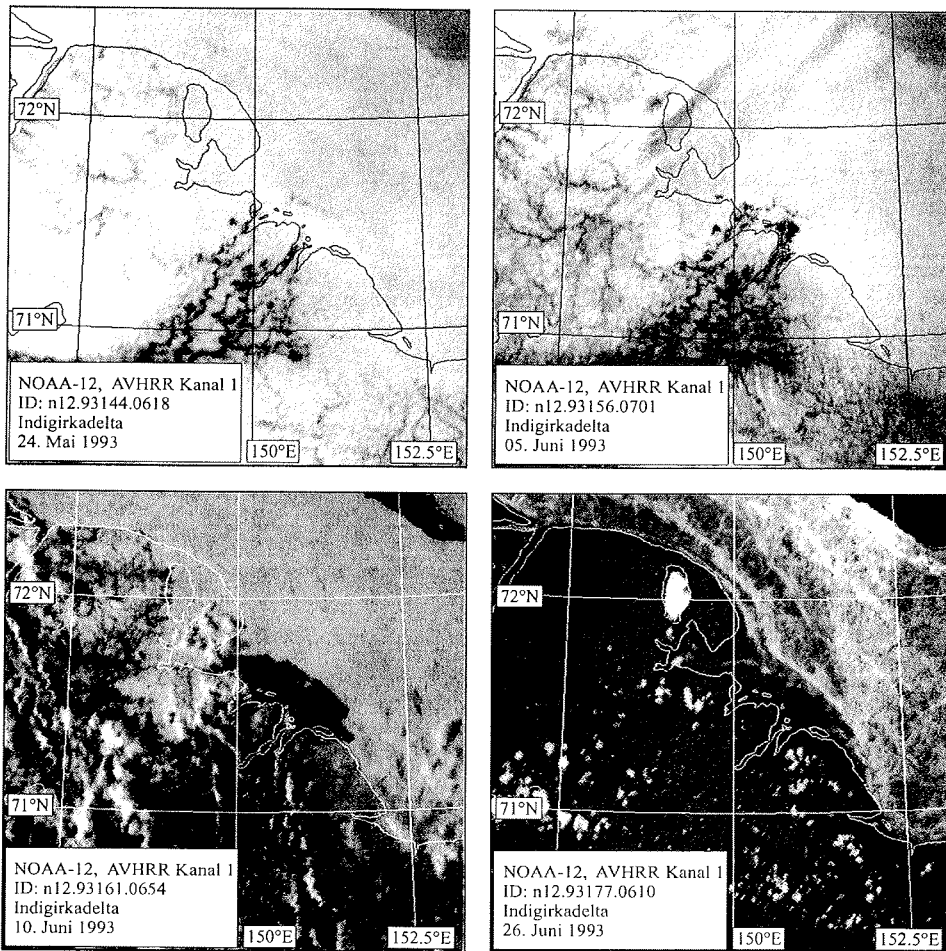


Abbildung B.3: Georeferenzierte NOAA-AVHRR-Szenen (LAC, Kanal 1, $0.58\mu\text{m}$ bis $0.68\mu\text{m}$) des Indigirkadeltas vom 24. Mai 1993, 5. Juni 1993, 10. Juni 1993 und 26. Juni 1993. Die Aufnahmen zeigen die zeitliche Entwicklung der Überflutung des Festeises vor dem Indigirkadelta und die Bildung einer Küstenpolynja. Bildausschnitt: $240\text{km} \times 240\text{km}$. Datenquelle: NOAA-SAA.

Räumliche Verteilung der Gesamtmeereiskonzentration in der Laptewsee und der Ostsibirischen See

Einfluß von Polynjnien auf den Festeisaufbruch

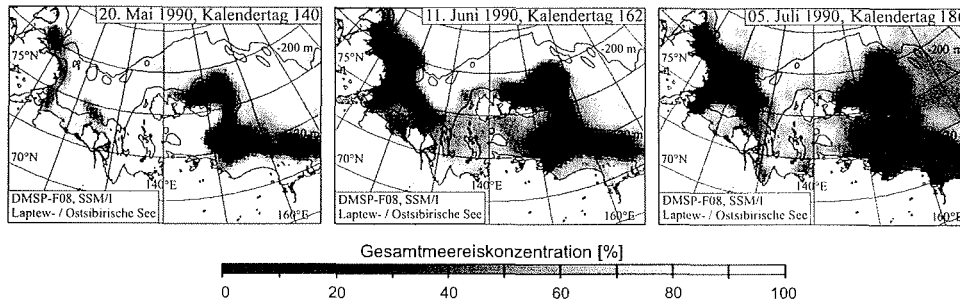


Abbildung B.4: Räumliche Verteilung der Gesamtmeereiskonzentration in der ostsibirischen Arktis an ausgewählten Tagen im Jahr 1990. Die Abbildungen zeigen die Ausweitung der Östlichen Neusibirischen Polynya vor der Mündung der Indigirka. Die Meereiskonzentrationen sind aus den SSM/I-Daten mit Hilfe des NASA-Team-Algorithmus abgeleitet. Die schwarzen Linien kennzeichnen die 20-m- und 200-m-Isobathen. Datenquelle: NSIDC.

Vergleich des Nettoenergieeintrages aus der Atmosphäre und dem Flußwasser

Nettoenergieeintrag im Mündungsgebiet der Indigirka

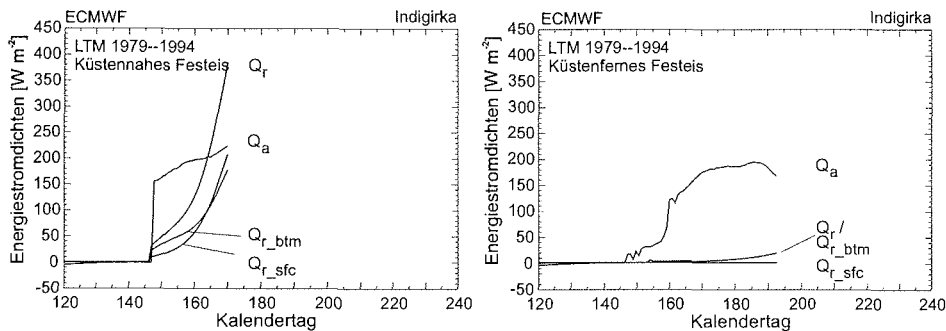


Abbildung B.5: Zeitreihen der berechneten Tagesmittel des Nettoenergieeintrages aus der Atmosphäre und dem Flußwasser im Mündungsgebiet der Indigirka. Dargestellt sind die Nettoenergieeinträge einschließlich der Anteile aus dem Flußwasser an der Eisober- und Eisunterseite für das küstennahe (links) und das küstenferne (rechts) Festeis, Mittelungszeitraum 1979 bis 1994. Datenquelle: ECMWF.

Linearer Trend der Monatswerte der mittleren täglichen Abflüsse

Indigirka

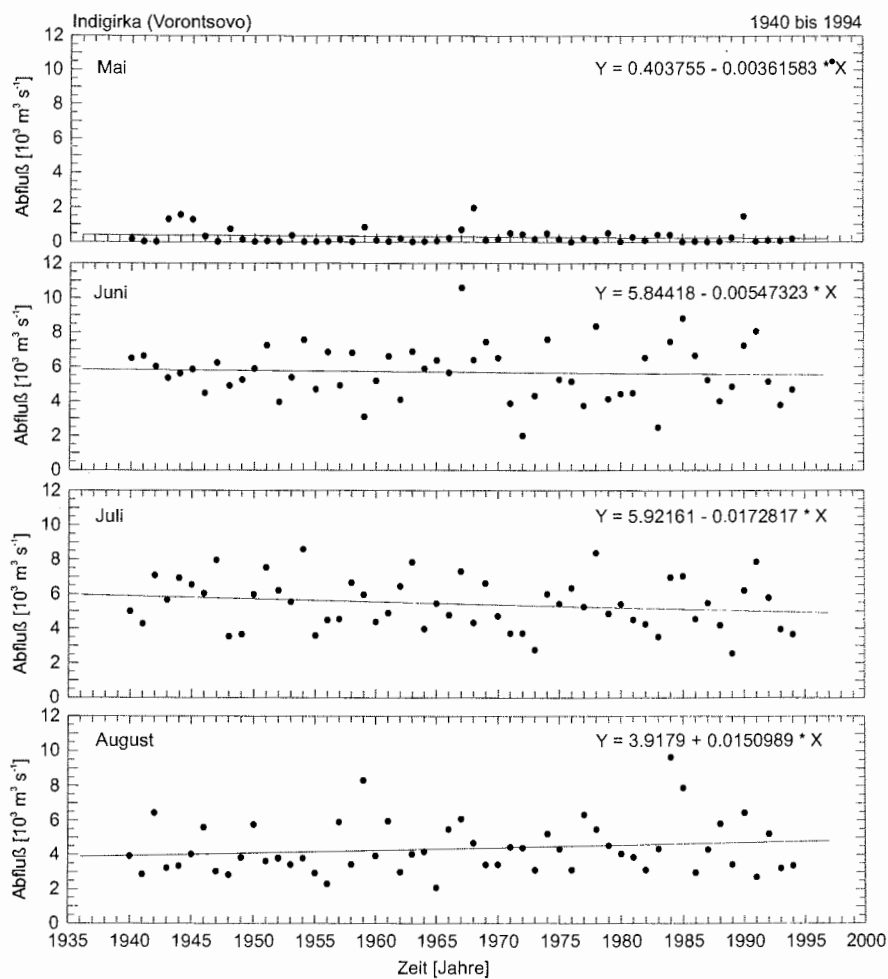


Abbildung B.6: Zeitliche Änderung der mittleren monatlichen Abflüsse [$10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$] des Indigirka am Pegel Vorontsovo im Zeitraum 1940 bis 1994. Dargestellt sind die mittleren Abflüsse in den Monaten Mai, Juni, Juli und August sowie die linearen Trends (x sind die Anzahl der Jahre seit 1940). Datenquelle: GRDC, SHI.

C Tabellen

Angaben zu den hydrologischen Stationen im Untersuchungsgebiet

Tabelle C.1: Angaben zu den hydrologischen Stationen im Untersuchungsgebiet. Tag = Tageswerte, Monat = Monatswerte, B = Beginn, E = Ende. Datenquelle: ARDB (GRDC), R-ArcticNET (SHI).

Fluß	Abflußpegel	Längen- grad	Breiten- grad	Einzugsgebiets- größe in 10 ³ km ² ab Pegel gesamt ^a		Zeitraum			
						T		M	
						B	E	B	E
Khatanga	Khatanga	102.45E	71.98N	275.0	364.0	1982	1991	1961	1991
Anabar	Saskylakh	113.95E	71.98N	78.8	100.0	1978	1994	1954	1994
Olenek	7.5 km Pur ^b	123.22E	72.12N	198.0	220.0	1953	1999	1953	1999
Olenek	8.0 km Pur ^c	123.98E	71.67N	181.0	220.0	—	—	1952	1963
Olenek	Sukhana	118.33E	68.62N	127.0	220.0	1955	1994	1936	1994
Lena	Stolb	126.80E	72.37N	2460.0	2490.0	1951	1994	1951	1994
Lena	Kyusyur	127.65E	70.70N	2430.0	2490.0	1955	1997	1936	1997
Omoloy	Namu	132.12E	69.38N	10.8	38.9	1979	1993	1979	1993
Yana	Ubileynaya	136.08E	70.75N	224.0	238.0	1978	1997	1972	1997
Yana	Dzanghky	135.33E	69.67N	216.0	238.0	—	—	1938	1989
Indigirka	Vorontsovo	147.35E	69.58N	305.0	360.0	1955	1994	1937	1994
Alazeja	Andrushkino	154.50E	69.17N	29.0	64.7	1978	1993	1968	1993
Kolyma	Kolymskaya	158.72E	68.73N	526.0	643.0	1978	1994	1978	1994
Kolyma	Sredne-Kolymsk	153.67E	67.37N	361.0	643.0	1927	1994	1927	1994
Bol. Anui	Konstantinovo	161.17E	68.15N	49.6	—	—	—	1978	1988
Amguema	Shoumy Brook	181.10E	67.67N	26.7	28.1	—	—	1944	1984

Bezugszeitraum: ^aaus: (Prokhorov, 1974-1979), ^b7.5 km flußabwärts der Mündung des Pur, ^c8.0 km flußaufwärts der Mündung des Pur

Höhen der Schneedecke auf dem Festeis in der Laptewsee und Ostsibirischen See

Tabelle C.2: Monatsmittelwerte (April) der Schneehöhen [cm] auf dem Festeis in den Mündungsgebieten verschiedener sibirischer Flüsse, abgeleitet aus den sechsständlichen Reanalysen des NCEP/DOE-AMIP-II-Projektes: Anabar (An), Olenek (Ol), Lena-Olenekskaya (L-Ol), Lena-Tumatskaya (L-Tu), Lena-Trofimovskaya (L-Tr), Lena-Bykovskaya (L-By), Yana (Ya), Indigirka (In), Kolyma (Ko). Die langjährigen Mittelwerte (\bar{x}) und Standardabweichungen (s) für April beziehen sich auf den Zeitraum 1979 bis 1994 (a) und 1979 bis 1999 (b).

Jahr	An	Ol	L-Ol	L-Tu	L-Tr	L-By	Ya*	In	Ko
1979	0.05	0.24	0.24	0.23	0.29	0.13	0.20	0.26	0.46
1980	0.20	0.12	0.12	0.19	0.26	0.13	0.20	0.27	0.53
1981	0.20	0.10	0.10	0.08	0.24	0.12	0.21	0.29	0.49
1982	0.25	0.34	0.34	0.19	0.33	0.11	0.21	0.30	0.51
1983	0.22	0.26	0.26	0.13	0.15	0.08	0.21	0.34	0.49
1984	0.18	0.29	0.29	0.14	0.32	0.15	0.23	0.30	0.30
1985	0.20	0.31	0.31	0.19	0.34	0.15	0.26	0.37	0.47
1986	0.11	0.31	0.31	0.03	0.32	0.10	0.22	0.33	0.33
1987	0.20	0.28	0.28	0.12	0.31	0.14	0.23	0.32	0.42
1988	0.23	0.34	0.34	0.13	0.30	0.14	0.25	0.35	0.44
1989	0.19	0.31	0.31	0.13	0.27	0.12	0.23	0.34	0.37
1990	0.20	0.29	0.29	0.12	0.13	0.09	0.19	0.28	0.40
1991	0.05	0.29	0.29	0.16	0.18	0.10	0.20	0.30	0.32
1992	0.15	0.06	0.06	0.04	0.28	0.14	0.16	0.18	0.37
1993	0.20	0.30	0.30	0.19	0.32	0.15	0.24	0.32	0.49
1994	0.21	0.31	0.31	0.22	0.32	0.10	0.19	0.28	0.30
1995	0.25	0.17	0.17	0.15	0.15	0.10	0.11	0.11	0.48
1996	0.21	0.33	0.33	0.08	0.31	0.15	0.25	0.34	0.32
1997	0.19	0.32	0.32	0.23	0.38	0.18	0.27	0.36	0.48
1998	0.20	0.33	0.33	0.06	0.30	0.17	0.23	0.28	0.46
1999	0.00	0.30	0.30	0.15	0.20	0.38	0.25	0.12	0.34
$\bar{x}(a)$	0.18	0.26	0.26	0.14	0.27	0.12	0.21	0.30	0.42
$s(a)$	0.06	0.09	0.09	0.06	0.07	0.02	0.03	0.04	0.08
$\bar{x}(b)$	0.18	0.27	0.27	0.14	0.27	0.14	0.22	0.29	0.42
$s(b)$	0.07	0.08	0.08	0.06	0.07	0.06	0.04	0.07	0.08

*Mittelwert von Lena-Bykovskaya und Indigirka

Festeisdicken in der Laptewsee und der Ostsibirischen See

Tabelle C.3: Eisdicken [m] Ende April in verschiedenen Gebieten der Laptewsee und der Ostsibirischen See, abgeleitet nach einer empirischen Formel von Zubov (1963) aus der Frostgradzahl. Die Lufttemperaturen stammen aus den Reanalysen der NCEP/NCAR und des ECMWF sowie den SYNOP-Meldungen. Die langjährigen Mittelwerte (\bar{x}) und Standardabweichungen (s) sind für die Bezugszeiträume 1979 bis 1994 (a) und 1979 bis 1999 (b) angegeben.

Jahr	Laptewsee			Ostsibirische See	
	120.00E 75.24N	133.12E 73.33N	136.50E 71.50N	153.75E 73.33N	161.25E 71.43N
1979	2.00	1.93	1.96	1.99	1.80
1980	1.82	1.88	1.90	2.04	1.81
1981	1.73	1.71	1.76	1.90	1.73
1982	1.78	1.75	1.82	1.91	1.72
1983	1.79	1.83	1.93	1.90	1.81
1984	1.76	1.81	1.81	1.94	1.85
1985	1.82	1.83	1.84	1.91	1.75
1986	1.76	1.79	1.83	1.90	1.78
1987	1.81	1.85	1.87	1.92	1.78
1988	1.80	1.83	1.87	1.92	1.81
1989	1.76	1.71	1.73	1.83	1.71
1990	1.76	1.76	1.79	1.82	1.68
1991	1.79	1.81	1.88	1.90	1.77
1992	1.79	1.77	1.80	1.82	1.69
1993	1.83	1.82	1.85	1.89	1.79
1994	1.88	1.86	1.86	1.90	1.75
1995	1.78	1.74	1.77	1.80	1.78
1996	1.79	1.79	1.80	1.77	1.68
1997	1.83	1.84	1.85	1.85	1.72
1998	1.84	1.78	1.87	1.83	1.81
1999	1.90	1.88	1.88	1.79	1.77
$\bar{x}(a)$	1.81	1.81	1.84	1.91	1.76
$s(a)$	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05
$\bar{x}(b)$	1.81	1.81	1.84	1.88	1.76
$s(b)$	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05

Kalendertag des Schmelzsignals in SMMR und SSM/I

Tabelle C.4: Beginn des oberflächlichen Schmelzens der Schneedecke auf dem Festeis [Kalendertag] in den Mündungsgebieten verschiedener sibirischer Flüsse, abgeleitet aus den passiven Mikrowellendaten der SMMR- und SSM/I-Radiometer: Anabar (An), Olenek (Ol), Lena-Olenekskaya (L-Ol), Lena-Tumatskaya (L-Tu), Lena-Trofimovskaya (L-Lo), Lena-Bykovskaya (L-By), Yana (Ya), Indigirka (In), Kolyma (Ko). Die langjährigen Mittelwerte (\bar{x}) und Standardabweichungen (s) für April beziehen sich auf den Zeitraum 1979 bis 1994 (a) und 1979 bis 1999 (b).

Jahr	An	Ol	L-Ol	L-Tu	L-Tr	L-By	Ya	In	Ko
1979	163	164	160	160	160	160	160	172	169
1980	164	164	159	159	163	162	164	165	170
1981	169	158	158	151	149	146	146	149	152
1982	174	168	167	168	169	169	169	173	167
1983	164	159	159	163	158	158	159	169	169
1984	171	172	170	153	163	162	162	167	159
1985	165	163	162	161	162	163	160	160	158
1986	159	158	158	158	152	152	152	158	155
1987	177	165	164	163	161	161	162	158	152
1988	168	165	165	165	165	165	164	168	167
1989	172	170	163	163	160	159	159	154	154
1990	158	155	155	152	149	147	147	148	150
1991	174	165	165	165	165	164	164	155	154
1992	163	163	163	162	162	162	161	161	155
1993	169	167	166	165	165	165	165	163	159
1994	170	170	155	155	155	155	155	156	157
1995	160	155	155	154	153	152	152	156	154
1996	184	183	180	174	174	174	174	178	178
1997	167	164	164	161	161	161	161	166	162
1998	168	168	168	165	155	155	155	157	158
1999	159	159	159	159	159	159	159	169	169
$\bar{x}(a)$	168	164	162	160	160	159	159	161	159
$s(a)$	5.5	4.8	4.3	5.1	5.9	6.4	6.4	7.6	6.9
$\bar{x}(b)$	168	165	163	161	160	160	160	162	160
$s(b)$	6.6	6.4	5.9	5.7	6.3	6.7	6.7	8.0	7.7

Simulation des Festeisrückgangs

Tabelle C.5: Simulierter Beginn und Ende des Schmelzens der Festeisdecke in Mündungsgebieten der Laptewsee und Ostsibirischen See. ns = küstennahes überflutetes Festeis, os = küstenfernes überflutetes Festeis.

Jahr	Lena (Trofimovskaya-Kanal)				Yana (nordöstliches Delta)			
	Schmelzbeginn		Schmelzende		Schmelzbeginn		Schmelzende	
	ns	os	ns	os	ns	os	ns	os
1979	153	161	181	221	153	163	180	218
1980	155	162	183	211	156	161	185	206
1981	148	149	179	198	146	148	177	194
1982	153	164	181	222	153	163	179	207
1983	152	156	177	200	152	161	179	210
1984	149	170	177	240	146	159	173	239
1985	149	160	176	222	154	158	178	205
1986	157	162	182	211	160	161	184	206
1987	156	159	190	224	156	158	191	207
1988	153	165	180	210	157	162	181	205
1989	149	164	176	212	152	156	177	209
1990	144	151	169	189	140	143	166	186
1991	157	161	183	204	156	158	181	204
1992	154	160	181	213	156	158	181	204
1993	149	165	177	214	153	164	179	206
1994	152	169	180	221	149	152	177	212
7994(LTM)	153	163	179	216	154	158	179	203
\bar{x}	152	161	180	213	152	158	179	207
s	3.6	5.6	4.5	12.1	5.0	5.7	5.4	11.0

Jahr	Indigirka				Kolyma			
	Schmelzbeginn		Schmelzende		Schmelzbeginn		Schmelzende	
	ns	os	ns	os	ns	os	ns	os
1979	147	164	175	226	151	160	179	218
1980	154	157	179	214	149	165	182	219
1981	146	146	175	197	146	147	172	203
1982	153	165	180	214	152	159	178	200
1983	147	161	175	210	147	159	175	219
1984	149	160	176	221	144	157	173	212
1985	155	157	180	208	149	149	181	206
1986	150	150	177	198	147	148	173	196
1987	150	152	185	206	148	149	186	203
1988	159	163	184	208	155	164	182	217
1989	146	146	178	198	145	146	178	197
1990	141	145	167	189	140	146	167	199
1991	147	148	181	198	146	149	176	195
1992	153	157	186	203	146	154	173	202
1993	151	157	178	204	151	152	177	203
1994	152	154	179	206	151	152	177	205
7994(LTM)	152	155	178	205	150	151	176	207
\bar{x}	150	155	178	206	148	154	177	206
s	4.4	6.7	4.6	9.5	3.6	6.4	4.7	8.4

Danksagung

Zunächst möchte ich Herrn Prof. Dr. Alfred Helbig für die Betreuung und Unterstützung dieser Arbeit sehr herzlich danken. Aus zahlreichen Diskussionen erhielt die Arbeit wesentliche Impulse und Verbesserungen. Mein Dank gilt ferner Herrn Prof. Dr. Joachim Hill für die Erstellung des zweiten Gutachtens.

Herrn Ass. Prof. Dr. Hajo Eicken danke ich für die Förderung meiner Begeisterung an der Polarforschung, für seine konstruktiven Hinweise, die wesentlicher Anstoß in einer wichtigen Etappe der Arbeit waren, sowie für die Ermöglichung eines Forschungsaufenthaltes am Geophysical Institute der University of Alaska Fairbanks im Jahr 2000.

Für den vielseitigen fachlichen Rat gebührt Herrn Dr. Christian Haas von der Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven besonderer Dank. Im Rahmen der Meereisforschung ermöglichte mir Dr. Christian Haas im Sommer 2001 die Teilnahme an der Forschungsreise ARK XVII/2 in den zentralen Arktischen Ozean.

Allen Mitarbeitern des Faches Klimatologie, insbesondere Johannes Lüers und Klaus Görden, danke ich für die kollegiale Zusammenarbeit, stete Hilfsbereitschaft, technische Unterstützung und das gute Arbeitsklima. Für das Korrekturlesen dieser Arbeit sei Christine Siedle und Karin Quickenstedt herzlich gedankt.

Zur Durchführung der Forschungsarbeit wurden Daten verschiedener Institutionen verwendet. Die Abflußdaten stammen vom GRDC in Koblenz, SYNOP-Daten vom DWD in Hamburg, SMMR- und SSM/I-Daten vom NSIDC in Boulder (Colorado, USA), NOAA-AVHRR-Daten vom SAA der NOAA in Suitland (Maryland, USA), Reanalysen vom ECMWF in Reading (UK) und vom NCEP/NCAR via CDC der NOAA in Boulder (Colorado) und ozeanische Antriebsdaten von der Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (Dr. Michael Karcher, Dr. Frank Kauker). Das Zyklonenerfassungsprogramm „Stormking“ wurde von Mark Serreze, University of Colorado – Boulder (USA), zur Verfügung gestellt.

Die Teilnahme an dem Symposium „Sea ice and its interactions with the ocean, atmosphere and biosphere“ in Fairbanks, 19. bis 23. Juni 2000, wurde durch eine Reisebeihilfe des Adam-Haker-Fond (Mitglied des Stifterverbandes für die Deutsche Wissenschaft) finanziell unterstützt.

Zuletzt möchte ich mich ganz herzlich bei Ute Quickenstedt bedanken. Ohne ihr Verständnis und ihre Geduld hätte diese Arbeit nie verfaßt werden können.

„Berichte zur Polarforschung“

Eine Titelübersicht der Hefte 1 bis 376 (1981 - 2000) erschien zuletzt im Heft 413 der nachfolgenden Reihe „Berichte zur Polar- und Meeresforschung“. Ein Verzeichnis aller Hefte beider Reihen sowie eine Zusammenstellung der Abstracts in englischer Sprache finden Sie im Internet unter der Adresse: <http://www.awi-bremerhaven.de/Resources/publications.html>

Ab dem Heft-Nr. 377 erscheint die Reihe unter dem Namen:

„Berichte zur Polar- und Meeresforschung“

- Heft-Nr. 377/2000 – „Rekrutierungsmuster ausgewählter Wattfauna nach unterschiedlich strengen Wintern“ von Matthias Strasser
- Heft-Nr. 378/2001 – „Der Transport von Wärme, Wasser und Salz in den Arktischen Ozean“, von Boris Cisewski
- Heft-Nr. 379/2001 – „Analyse hydrographischer Schnitte mit Satellitenaltimetrie“, von Martin Losch
- Heft-Nr. 380/2001 – „Die Expeditionen ANTARKTIS XI/1-2 des Forschungsschiffes POLARSTERN 1998/1999“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Saad El Nagggar.
- Heft-Nr. 381/2001 – „UV-Schutz- und Reparaturmechanismen bei antarktischen Diatomeen und *Phaeocystis antarctica*“, von Lieselotte Riegger.
- Heft-Nr. 382/2001 – „Age determination in polar Crustacea using the autofluorescent pigment lipofuscin“, by Bodil Blumh.
- Heft-Nr. 383/2001 – „Zeitliche und räumliche Verteilung, Habitatspräferenzen und Populationsdynamik benthischer Copepoda Harpacticoida in der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Gritta Veit-Köhler.
- Heft-Nr. 384/2001 – „Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskerntiefbohrung“, von Daniel Steinhage.
- Heft-Nr. 385/2001 – „Actinium-227 als Tracer für Advektion und Mischung in der Tiefsee“, von Walter Geibert.
- Heft-Nr. 386/2001 – „Messung von optischen Eigenschaften troposphärischer Aerosole in der Arktis“ von Rolf Schumacher.
- Heft-Nr. 387/2001 – „Bestimmung des Ozonabbaus in der arktischen und subarktischen Stratosphäre“, von Astrid Schulz.
- Heft-Nr. 388/2001 – „Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA 2000: The Expedition LENA 2000“, edited by Volker Rachold and Mikhail N. Grigoriev.
- Heft-Nr. 389/2001 – „The Expeditions ARKTIS XVII/1 and ARKTIS XVII/2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2000“, edited by Gunther Krause and Ursula Schauer.
- Heft-Nr. 390/2001 – „Late Quaternary climate variations recorded in North Atlantic deep-sea ostracodes“, by Claudia Didié.
- Heft-Nr. 391/2001 – „The polar and subpolar North Atlantic during the last five glacial-interglacial cycles“, by Jan. P. Helmke.
- Heft-Nr. 392/2000 – „Geochemische Untersuchungen an hydrothermal beeinflussten Sedimenten der Bransfield Straße (Antarktis)“, von Anke Dählmann.
- Heft-Nr. 393/2001 – „The German-Russian Project on Siberian River Run-off (SIRRO): Scientific Cruise Report of the Kara-Sea Expedition 'SIRRO 2000' of RV 'Boris Petrov' and first results“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 394/2001 – „Untersuchung der Photooxidantien Wasserstoffperoxid, Methylhydroperoxid und Formaldehyd in der Troposphäre der Antarktis“, von Katja Riedel.
- Heft-Nr. 395/2001 – „Role of benthic cnidarians in the energy transfer processes in the Southern Ocean marine ecosystem (Antarctica)“, by Covadonga Orejas Saco del Valle.
- Heft-Nr. 396/2001 – „Biogeochemistry of Dissolved Carbohydrates in the Arctic“, by Ralph Engbrodt.
- Heft-Nr. 397/2001 – „Seasonality of marine algae and grazers of an Antarctic rocky intertidal, with emphasis on the role of the limpet *Nacilla concinna* Strebel (Gastropoda: Patellidae)“, by Dohong Kim.
- Heft-Nr. 398/2001 – „Polare Stratosphärenwolken und mesoskalige Dynamik am Polarwirbelrand“, von Marion Müller.
- Heft-Nr. 399/2001 – „North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water: Their Interaction and Influence on Modes of the Global Ocean Circulation“, by Holger Brix.
- Heft-Nr. 400/2001 – „The Expeditions ANTARKTIS XVIII/1-2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2000“ edited by Victor Smetacek, Ulrich Bathmann, Saad El Nagggar.
- Heft-Nr. 401/2001 – „Variabilität von CH₂O (Formaldehyd) - untersucht mit Hilfe der solaren Absorptionsspektroskopie und Modellen“ von Torsten Albrecht.
- Heft-Nr. 402/2001 – „The Expedition ANTARKTIS XVII/3 (EASIZ III) of RV 'Polarstern' in 2000“, edited by Wolf E. Arntz and Thomas Brey.
- Heft-Nr. 403/2001 – „Mikrohabitatansprüche benthischer Foraminiferen in Sedimenten des Südatlantiks“, von Stefanie Schumacher.
- Heft-Nr. 404/2002 – „Die Expedition ANTARKTIS XVII/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 2000“, herausgegeben von Jörn Thiede und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 405/2002 – „Feeding Ecology of the Arctic Ice-Amphipod *Gammarus wilkitzkii*. Physiological, Morphological and Ecological Studies“, by Carolin E. Arndt.
- Heft-Nr. 406/2002 – „Radiolarienfauna im Ochotskischen Meer - eine aktuopaläontologische Charakterisierung der Biozönose und Taphozönose“, von Anja Nimmergut.
- Heft-Nr. 407/2002 – „The Expedition ANTARKTIS XVIII/5b of the Research Vessel 'Polarstern' in 2001“, edited by Ulrich Bathmann.
- Heft-Nr. 408/2002 – „Siedlungsmuster und Wechselbeziehungen von Seepocken (Cirripedia) auf Muschelbänken (*Mytilus edulis* L.) im Wattenmeer“, von Christian Buschbaum.