

Eisbohrkernuntersuchungen zur räumlichen und zeitlichen Variabilität von Temperatur und Niederschlagsrate im Spätholozän in Nordgrönland

Ice core analysis on the spatial and temporal variability of temperature and precipitation during the late Holocene in North Greenland

Matthias Schwager

**Ber. Polarforsch. 362 (2000)
ISSN 0176 - 5027**

Matthias Schwager

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstraße
27568 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die im Anhang erweiterte Fassung einer
Dissertation, die November 1999 im Fachbereich Geowissenschaften
an der Universität Bremen angenommen wurde.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	5
Summary	6
1 Einleitung	7
2 Grundlagen	11
2.1 Glaziologische Arbeiten in Grönland	11
2.1.1 Historischer Abriß	11
2.1.2 Die Nordgrönland-Traverse	12
2.2 Klimatol. und isotope-glaziologische Grundlagen	16
2.2.1 Die atmosphärische Zirkulation im Bereich des Nordatlantik und ihre Relevanz für Klimavariationen in Grönland	16
2.2.2 Isotopengehalt des Niederschlags	19
3 Probennahme und Untersuchungsmethoden	21
3.1 Glaziologische Feldarbeiten	21
3.1.1 Firn- und Eiskerne	21
3.1.2 Schneeschächte	22
3.1.3 Firntemperatur	22
3.1.4 Begleitende Arbeiten	23
3.2 Laboruntersuchungen	24
3.2.1 Stabile Isotope ^{18}O	25
3.2.2 Dichte	25
3.2.3 Ergänzende Labormessungen	26
4 Vorbereitung der Daten	29
4.1 Datierung	29
4.1.1 Datierung der Schneeschächte	29

INHALTSVERZEICHNIS

4.1.2	Datierung der Eiskerne	29
4.2	Bestimmung der Akkumulationsrate	31
4.3	Bestimmung der Isotopenjahresmittel	33
4.4	Zeitreihenanalyse	34
4.4.1	Singular Spectrum Analysis (SSA)	34
4.4.2	Wavelet Analyse	35
5	Geogr. Verteilung der Klimaparameter	37
5.1	Firntemperatur	37
5.2	Akkumulation	41
5.3	Isotopengehalt $\delta^{18}\text{O}$	47
5.4	Zusammenfassung	52
6	Variationen der Zeitreihen	53
6.1	Isotopenzeitreihen	53
6.1.1	Kurzzeitvariationen	53
6.1.2	Langzeitvariationen	57
6.1.3	Klassische Frequenzanalyse	65
6.1.4	Waveletanalyse	71
6.2	Akkumulationszeitreihen	78
6.2.1	Kurzzeitvariationen	78
6.2.2	Langzeitrends	80
6.2.3	Klassische Frequenzanalyse	85
6.2.4	Waveletanalyse	89
6.3	Variationen der Akkumulationsverteilung	94
6.4	Vergleich mit anderen Klimazeitreihen	98
6.4.1	Die Nordatlantische Oszillation (NAO)	98
6.4.2	Der Einfluß der solaren Einstrahlung	106
7	Ausblick	109
	Literaturverzeichnis	111
	Abbildungsverzeichnis	122
	Tabellenverzeichnis	124

INHALTSVERZEICHNIS

A Positionen der Bohrlokationen der NGT	125
B Mittlere Feld-, Schacht- und Kernparameter	127
C Daten	129
Danksagung	136

Zusammenfassung

Inhalt dieser Arbeit ist die Untersuchung der natürlichen räumlichen und zeitlichen Variationen glaziometeorologischer Firnparameter Nordgrönlands. Dazu wurden im Rahmen einer Traversenstudie in diesem bisher unerforschten Gebiet des grönländischen Eisschildes Eiskernzeitreihen der Schneeakkumulation sowie der ^{18}O -Isotopentemperatur über den Zeitraum der vergangenen 1100 Jahre rekonstruiert.

Die räumliche Verteilung dieser Firnparameter zeigt, daß das Untersuchungsgebiet klimatologisch durch äußerst niedrige Akkumulationsraten (93-180 mm Wasseräquivalent/Jahr) sowie die niedrigsten grönländischen Firntemperaturen (-33°C) charakterisiert ist. Die Region mit Akkumulationsraten <150 mm Wasseräquivalent/Jahr nimmt eine weitaus größere Fläche ein und erstreckt sich bis zu ca. 500 km weiter nach Süden als bisher angenommen. Dies wirkt sich in einer Erniedrigung der Massenbilanz einzelner Auslaßgletscher Nordostgrönlands um bis zu 45% aus. Westlich der Hauptfirnscheide beobachtet man eine im Mittel um 20% höhere Akkumulationsrate als im Ostteil des Untersuchungsgebiets. Dies sowie die geographische Verteilung der Isotopensignatur deutet auf zunehmenden Einfluß polarer Luftmassen im nordöstlichen Teil des Eisschildes hin.

Die Zeitreihen sind durch hohe interannuale Variabilitäten gekennzeichnet. Die Langzeitvariationen in $\delta^{18}\text{O}$ zeigen länger andauernde Kaltphasen im 14., 15., 17. und der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts, die mit der sogenannten „*kleinen Eiszeit*“ identifiziert werden können und mit Abweichungen des Isotopengehalts um bis zu -0.8‰ vom Kernmittel verbunden sind. Trotz vereinzelter wärmerer Zeitabschnitte ist eine ausgedehnte mittelalterliche Warmperiode nicht eindeutig zu erkennen. Der Verlauf der Isotopenzeitreihe im Intervall 1610–1850 ist dabei signifikant mit dem Langzeittrend der solaren Einstrahlung korreliert. Die Akkumulationsrate zeigt keine signifikante Erniedrigung in den Kaltphasen. Die letzten 150 Jahre weisen dagegen die höchsten Isotopentemperaturen (bis $+0.85\text{‰}$) sowie einen Trend zu abnehmenden Akkumulationsraten (bis zu $-12.6\%/100$ Jahre) auf.

Die Ergebnisse zeitreihenanalytischer Untersuchungen der nichtstationären Zeitreihen weisen regional unterschiedlich ausgeprägte Perioden im Bereich von Jahren bis Dekaden auf. Diese nur episodisch auftretenden Periodizitäten sind vermutlich mit Nichtlinearitäten der atmosphärischen Dynamik und großräumigen Zirkulationsmustern verknüpft. So spiegeln die Akkumulationsraten der Kerne westlich der Firnscheide den Einfluß der nordatlantischen Oszillation mit Perioden zwischen 6 und 7 Jahren wider. Für die Isotopenprofile ist ein solcher Zusammenhang nur schwach ausgeprägt.

Summary

This work investigates the natural spatial and temporal variations of glacio-meteorological firn parameters in northern Greenland. For this purpose several time series of snow accumulation and ^{18}O -isotope temperature in ice cores from a traverse study in the so far little investigated area of the northern Greenland ice sheet covering the last 1100 years were reconstructed.

The spatial distribution of the firn parameters indicates that the area of investigation is meteorologically characterized by extreme low accumulation rates (93-180 mm water equivalent/year) and the lowest firn temperatures (-33°C) in Greenland. The region with accumulation rates <150 mm water equivalent/year is much larger than previously assumed and extends about 500 km further to the south. This results in a decrease in mass balance for some of the drainage basins of up to 45%. For the area west of the main ice divide mean accumulation rates are about 20% higher than in the eastern part. These findings together with the spatial distribution of the isotope signal indicate an increasing influence of polar air masses in the northern part of the ice sheet.

The time series exhibit high inter annual variability. The long term variations of $\delta^{18}\text{O}$ show several persistent cold periods during the 14th, 15th, 17th and the first half of the 19th century. These periods can be identified with colder conditions during the so called „*Little Ice Age*“, accompanied with changes in the isotopic composition of about -0.8‰ , compared to the core average. Although several warm periods can be observed, there is no clear evidence for a persistent „*Medieval Warm Period*“. For the period 1610–1850 the isotope records show significant correlations with the long term trend of the total solar irradiance. The accumulation time series indicate no significant decrease during the cold periods. The last 150 years, however, are characterized by the highest isotope temperatures (up to $+0.85\text{‰}$) and a decreasing trend in the accumulation rates (up to $-12.6\%/100$ years).

The results of time series analysis of the non stationary ice core records reveal oscillations with periods from years to decades. These episodic observed oscillations are presumably associated with the nonlinear behavior of the atmospheric dynamics and large-scale circulation patterns. E.g. the accumulation records of the ice cores west of the ice divide are influenced by the north atlantic oscillation with periods between 6 and 7 years, however, the isotope records show only a weak correlation.

Kapitel 1

Einleitung

Im Verlauf der Erdgeschichte war das Klima der Erde immer wieder Veränderungen unterworfen, die sich in Ausmaß, Dauer und räumlicher Ausdehnung stark unterschieden. Herausragende Ereignisse stellen die Übergänge zwischen den Eis- und Warmzeiten dar, die mit zum Teil drastischen Veränderungen der Umwelt in Form von Temperaturänderungen bis zu 15° C und Meeresspiegeländerungen von bis zu 120 m verknüpft waren (Dansgaard et al., 1989; Severinghaus et al., 1998; Fairbanks, 1991; Johnsen et al., 1992). Die im Vergleich dazu weniger stark ausgeprägten Klimaschwankungen im Verlauf des Mittelalters, wie z.B. das *Mittelalterliche Klimaoptimum* (ca. 800–1450) oder die *Kleine Eiszeit* (ca. 1500–1850) führten trotz der Temperaturänderungen von nur 1–2 °C (Grove, 1988) dennoch zu signifikanten Auswirkungen für die Umwelt und insbesondere die sozioökonomische Entwicklung menschlicher Siedlungsräume (Dansgaard et al., 1975).

Begriffe wie „*Global Change*“, „*Treibhauseffekt*“, „*globale Erwärmung*“ und „*anthropogener Einfluß*“ bestimmen die anhaltende Diskussion um die in diesem Jahrhundert zu beobachtenden Klimaänderungen (Houghton et al., 1996). Der seit Ende des 19. Jahrhunderts parallel zur industriellen Entwicklung beobachtete Anstieg der mittleren Oberflächentemperatur von 0.3–0.6 °C (Nicholls et al., 1996) sowie das periodisch auftretende Klimaphänomen *El Niño*, mit zum Teil katastrophalen Auswirkungen wie Überflutungen und Dürre (Allan et al., 1996), stehen stellvertretend für Beispiele rezenter Klimaänderungen bzw. -schwankungen. Besonders im Hinblick auf die zukünftige Entwicklung des Klimas stellt sich die Frage, ob sich diese rezent beobachteten Änderungen bzw. Schwankungen im Rahmen der natürlichen Variabilität des Klimas bewegen, oder ob bereits Auswirkungen anthropogener Einflüsse zu beobachten sind (Hegerl et al., 1996). Um dies besser beurteilen und darausfolgend mit Hilfe geeigneter Klimamodelle Prognosen für die zukünftige Klimaentwicklung ableiten zu können, ist es notwendig, die Größenordnung und Häufigkeit natürlicher Klimaschwankungen zu kennen und die diesen Schwankungen zugrundeliegenden Prozesse zu verstehen. Die einzige Möglichkeit solche natürlichen Schwankungen zu untersuchen besteht darin, das Klima der Vergangenheit zu untersuchen. Aufgrund mangelnder Aufzeichnungen direkter Klimameßzeitreihen aus anthropogen unbeeinflussten Zeitabschnitten ist es nötig, auf die in natürlichen Klimaarchiven gespeicher-

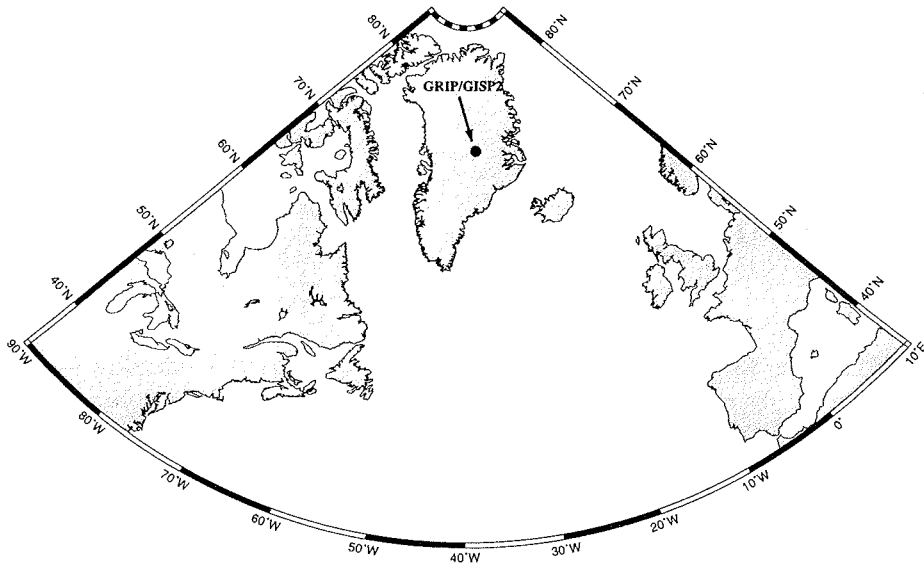


Abbildung 1.1: Übersichtskarte zur Lage Grönlands zwischen Europa und Nordamerika. Eingetragen ist die Position der beiden Eiskerntiefbohrungen *GRIP* und *GISP2* auf dem Summit Grönlands.

ten Informationen zurückzugreifen. Hier stellen Eiskerne der polaren Eiskappen in der Arktis und der Antarktis sowie aus Gletschern mittlerer Breiten einmalige Archive dar, da sie sowohl Informationen über Temperatur und Niederschlag als auch über die atmosphärische Gaszusammensetzung sowie die Konzentration atmosphärischer Aerosole in sehr hoher zeitlicher, teilweise saisonaler Auflösung über Jahrhunderte bis Jahrhunderttausende hinweg speichern.

Grönländische Eiskerne nehmen in diesem Rahmen eine besondere Stellung ein. Aufgrund der geographischen Lage Grönlands zu den nächstgelegenen kontinentalen Quellen anthropogener Emissionen in Nordamerika und Eurasien ist es möglich, anthropogen bedingte Veränderungen der Atmosphäre (Temperatur, Gaszusammensetzung, Aerosolgehalt) sowie die Transportwege der anthropogen verschmutzten Luftmassen zu untersuchen (Fischer et al., 1998b) (siehe Abb. 1.1). Die bisher vorwiegend punktuell in Grönland durchgeführten Eiskernbohrungen zur Untersuchung der Klimageschichte, wie beispielsweise *GRIP* und *GISP2* lieferten die Erkenntnis, daß das Klima der vergangenen $\sim 110\,000$ Jahre überwiegend von starken und schnellen Klimaschwankungen geprägt war. Im Gegensatz dazu zeigen die letzten ca. 8000

Jahre eine Phase relativ stabiler Klimabedingungen (Johnsen et al., 1992; Grootes et al., 1993; White et al., 1997).

Wenig Beachtung wurde dabei bisher den schwächer ausgeprägten Klimaschwankungen des Holozäns der vergangenen 500–1000 Jahre beigemessen. Von besonderem Interesse ist hierbei die Frage nach der natürlichen räumlichen und zeitlichen Variabilität der im Eis gespeicherten Klimaparameter (Schneeakkumulation, Isotopengehalt, chemische Spurenstoffe). Hieran schließt sich die Frage, welche Ursachen haben diese Variationen, welches sind die treibenden Kräfte und lassen sich diese möglicherweise aus den Eiskernzeitreihen ableiten. Die Überlegungen zur Variabilität der Eiskernklimaparameter im Zusammenhang mit weniger stark ausgeprägten Klimaschwankungen führen zwangsläufig zur Frage nach der Eignung einzelner Eiskernklimazeitreihen als repräsentative Klimaarchive.

Zur Untersuchung dieser Fragestellungen wurde im Rahmen der Nordgrönlandtraverse (*NGT*) des Alfred-Wegener-Instituts in den Jahren 1993–95 eine großräumige Feldstudie mit mehreren Bohrlokationen auf dem nordgrönländischen Inlandeis durchgeführt. Das Ziel der Traverse war die Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Variationen der Firnparameter Schneeakkumulation, Isotopengehalt ($\delta^{18}\text{O}$, δD) sowie chemischer Spurenstoffe für den Zeitraum der letzten 500–1000 Jahre in dem bis zu diesem Zeitpunkt wenig erforschten Teil des grönländischen Eisschildes.

Aufgabe dieser Arbeit war die Untersuchung der räumlichen Verteilung der Schneeakkumulationsrate (im folgenden nur noch mit Akkumulationsrate bezeichnet) und des Isotopengehaltes $\delta^{18}\text{O}$ sowie deren zeitliche Variationen im Untersuchungsgebiet der Nordgrönlandtraverse. Hierfür standen insgesamt 5 Eiskerne (bis 175 m Tiefe) die im Rahmen der *NGT* erbohrt wurden (davon 3 aus dem östlichen und 2 aus dem westlichen Traversenabschnitt), sowie Schneeschachtproben aus dem westlichen Traversenteil zur Verfügung. Weiterhin konnte auf bereits ausgewertetes Datenmaterial von Fischer (1997), Fischer et al. (1998), Sommer (1996), Wilhelms (1996) und Hausbrand (1998) zurückgegriffen werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden dabei erstmals Untersuchungen an Eiskernen des westlichen Traversenabschnitts durchgeführt und Isotopen- und Akkumulationszeitreihen an allen 5 untersuchten Eiskernen in jährlicher Auflösung rekonstruiert. Erstmals konnten für einen Kern die Zeitreihen der Akkumulationsrate und des Isotopengehalts bis auf 1100 Jahre vor heute erweitert werden.

Im Gesamtrahmen der *NGT*-Studie sollen in der vorliegenden Arbeit die folgenden Ziele erreicht werden:

1. Die Bestimmung der geographischen Verteilung der Akkumulationsrate und des Isotopengehalts $\delta^{18}\text{O}$ zur klimatischen Charakterisierung des Untersuchungsgebietes.
2. Die Rekonstruktion von Akkumulations- und Isotopenzeitreihen Nordgrönlands für die letzten 500–1100 Jahre zur Dokumentation der Klimageschichte besonders im Hinblick auf die Klimaschwankungen der vergangenen ~ 1100

Jahre. Hierbei ist die natürliche räumliche und zeitliche Variabilität der Eiskernparameter im Vergleich mit den schwach ausgeprägten Klimaschwankungen des Untersuchungszeitraums von besonderem Interesse. Zur Untersuchung zeitlicher Variationen wurden moderne Methoden der Zeitreihenanalyse, z.B. die sogenannte Waveletanalyse, eingesetzt, die speziell für nicht-stationäre Prozesse geeignet sind.

3. Vergleich der Eiskernzeitreihen mit anderen Klimazeitreihen (solare Einstrahlung, Luftdruckvariationen). Damit soll die Möglichkeit untersucht werden, Zusammenhänge zwischen treibenden Kräften der Klimavariationen und den in den Eiskernzeitreihen beobachteten Klimaschwankungen herzustellen.

Kapitel 2

Grundlagen

2.1 Glaziologische Arbeiten in Grönland

2.1.1 Historischer Abriss

Erste glaziologische Arbeiten auf dem grönländischen Eisschild wurden bereits zu Beginn des 20. Jahrhunderts durchgeführt. Diese dienten grundlegenden meteorologischen und glaziologischen Untersuchungen (Quervain und Mercanton, 1925; Koch und Wegener, 1930). Die in den 50er Jahren von Benson (1962) und der *EGIG* (*Expédition Glaciologique Internationale au Groenland (1957–60)*) (Quervain, 1969; Renaud, 1969)) durchgeführten Traversen auf dem Inlandeis beschränkten sich auf die Untersuchung der geographischen Verteilung rezenter glaziologischer Firnparameter (Akkumulation) sowie meteorologischer Größen. Mit Beginn der Eiskerntiefbohrungen von *Camp Century* (Hansen und Langway, Jr., 1966) in den 60er Jahren, *Dye3* (Langway, Jr. et al., 1985) zum Ende der 70er sowie den beiden Tiefbohrprojekten *Greenland Ice Core Project (GRIP)* und *Greenland Ice Sheet Project 2 (GISP2)* zu Beginn der 90er Jahre konnten zeitlich hochaufgelöste Klimazeitreihen rekonstruiert werden, die bis über den letzten glazialen Zyklus hinaus reichen (Dansgaard et al., 1985; Greenland Ice-core Project (GRIP) Members, 1993; Johnsen et al., 1997; Grootes und Stuiver, 1997; Meese et al., 1997). Die Interpretation der zum Teil in jährlicher Auflösung aus Klimazeitreihen gewonnenen chemischen und isotopischen Proxyparameter (im weiteren mit Spurenstoffen bezeichnet) erbrachte neue detaillierte Erkenntnisse über die natürliche Variabilität des Klimas und der Atmosphäre. So zeigen die Spurenstoffuntersuchungen übereinstimmend, daß das Klima der Erde der vergangenen $\sim 110\,000$ Jahre überwiegend von starken und schnellen natürlichen Schwankungen bestimmt war und nur die letzten ca. 8000 Jahre eine relativ stabile Klimaperiode repräsentieren. Anthropogene Einflüsse auf Veränderungen in der Atmosphäre sind seit etwa 150 Jahren zu beobachten, wie die chemische Analysen des Eises und Untersuchungen der im Eis eingeschlossenen Luftblasen zeigen (Mayewski et al., 1990; Blunier et al., 1993; Barnola et al., 1995; Fischer et al., 1998b).

2.1.2 Die Nordgrönland-Traversal

Hinsichtlich der Untersuchung von Transportwegen und Depositionsmechanismen atmosphärischer Spurenstoffe liefern die an einer festen Position auf dem Inlandeis gebohrten Eiskerne nur unzureichende Erkenntnisse. Variationen der Klimaparameter Akkumulationsrate und Temperatur auf dem Inlandeis (Ohmura, 1987; Ohmura und Reeh, 1991; Jung-Rothenhäusler et al., 1997) und der damit verbundene Einfluß auf Depositionsprozesse der Spurenstoffe schränken die geographische und zeitliche Repräsentativität der Eiskernzeitreihen ein (Fischer et al., 1998; Fischer et al., 1998a).

Großräumige Untersuchungen des Inlandeises können hier wichtige Beiträge liefern, um das Verständnis über Transportwege, Depositionsmechanismen und Postdepositionseffekte der Spurenstoffe im Firn infolge der geographischen und zeitlichen Variabilität der klimatischen Parameter zu verbessern. Weiterhin bieten solche Vergleichsstudien die Möglichkeit, Eiskernzeitreihen mit Klimazeitreihen kontinentalen und marinen Ursprungs zu vergleichen und die Unsicherheiten bei der Interpretation der Klimaschwankungen einzugrenzen.

Detaillierte Untersuchungen zur geographischen Verteilung glaziometeorologischer, isotopischer und chemischer Firnparameter im zentralen Bereich des Inlandeises konnten durch die Neuvermessung der *EGIG*-Linie in den Jahren 1990–92 (Homann et al., 1996) durchgeführt werden. Die Ergebnisse der spurenstoff-glaziologischen Untersuchungen entlang einer Ost-West-Traversal durch Zentralgrönland erlauben eine Einteilung des Inlandeises aufgrund der Verteilung chemischer und isotopischer Firnparameter in die Regionen östlich und westlich der Hauptfirnscheide (Fischer et al., 1995; Fischer und Wagenbach, 1996).

Eine Erweiterung der Studien zur geographischen Spurenstoffverteilung für den nördlichen Teil des Inlandeises ermöglichte die Nordgrönlandtraverse (NGT) 1993–95, die neben der Ost-West-Verteilung erstmals auch detaillierte Spurenstoffuntersuchungen in Nord-Süd-Richtung ermöglichte.

Im Anschluß an die Eiskerntiefbohrungen *GRIP* und *GISP2* sowie der Neuvermessung der *EGIG-Traversal* wurde vom Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven in Zusammenarbeit mit dem Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg (IUP) sowie dem Physikalischen Institut der Universität Bern (Abteilung Klima- und Umweltphysik (KUP)) die *Nordgrönlandtraverse (NGT)* in den Jahren 1993–1995 durchgeführt. Als Folgeprojekt der *GRIP*-Bohrung stand der Traversal hierfür die logistische Unterstützung von *GRIP* zur Verfügung. Ziel war das bis zu diesem Zeitpunkt wenig erforschte Inlandeis im Norden Grönlands, das sich klimatologisch durch eine niedrige Akkumulationsrate¹ ($\leq 20 \text{ cm w.e.a}^{-1}$) auszeichnet. Als Nährgebiet der großen Auslaßgletscher im Nordosten Grönlands ist es für die Massenbilanzierung des Eisschildes von großer Bedeutung (Rignot et al., 1997; Jung-Rothenhäusler, 1998).

¹Schneeakkumulation in cm Wasseräquivalent pro Jahr

Die wissenschaftliche Zielsetzung dieser Traverse war zum einen die Untersuchung der geographischen Verteilung glaziometeorologischer, isotopischer und chemischer Firnparameter. Zum anderen sollte die Klimageschichte Nordgrönlands sowie Veränderungen des atmosphärischen Spurenstoffgehalts der letzten 500–1000 Jahre anhand der im Eis gespeicherten Klimaparameter und Spurenstoffe rekonstruiert werden. Hierbei ist die Untersuchung der natürlichen geographischen und zeitlichen Variabilität der Klimaparameter sowie deren Repräsentativität für die Interpretation nordhemisphärischer Klimazeitreihen von besonderer Bedeutung. Ein weiterer Schwerpunkt liegt in der Untersuchung möglicher anthropogener Einflüsse auf das Klima und die Atmosphäre seit Beginn des 19. Jahrhunderts. Für die Modellierung der Bewegungen des Eisschildes wie auch für Massenbilanzstudien in Nordgrönland sollte die Traverse verbesserte Eingangsdaten liefern, um die bisher noch bestehenden Unsicherheiten der Modellergebnisse weiter einzuschränken.

Ausgangspunkt der Traverse war der *Summit* ($72^{\circ} 34' \text{ N}$, $37^{\circ} 37' \text{ W}$, 3232 m über NN), der höchste Punkt des grönländischen Inlandeises. Die 1600 km lange Traversenroute (siehe Abb. 2.1) führte zunächst annähernd einem Meridian folgend bis auf 80° N , wandte sich dort nach Westen, um zunächst in Richtung *Camp Century (CC)*, dem ursprünglich geplanten Endpunkt der Traverse zu gelangen. Aufgrund der Pläne eine weitere Tiefbohrung in Grönland abzuteufen *North GRIP (NGRIP)*, änderte sich die Streckenführung der Traverse im dritten Jahr. Die Route verlief nun entlang der Firnscheide in südlicher Richtung und diente auch dazu, wichtige Daten für die Auswahl der neuen Tiefbohrposition (*NGRIP*) zu liefern. Im Sommer des Jahres 1995 erreichte die Traverse bei Bohrposition NGT45 (75° N , 42° W , 2947 m über NN) ihren Endpunkt.

Die Positionen der einzelnen Bohrlokationen werden im weiteren mit *NGT* und einer fortlaufenden Nummer bezeichnet (*NGT xy*). Die Bezeichnung der Eiskerne erfolgt unabhängig von der Position mit *B nm* und der fortlaufenden Kernnummer des AWI. Geographische Angaben zu den Positionen der Bohrlokationen sowie den Kernbezeichnungen sind in der Tabelle A.1 im Anhang zusammengefasst.

Entlang der fast 1600 km langen Traversenroute wurden 13 Eiskerne (70–175 m) im Abstand von ca. 150 km erbohrt. Um die räumliche Auflösung zwischen zwei Eiskernen zu erhöhen, erfolgten Firnkernbohrungen (10–15 m) im Abstand von ca. 50 km. Die Anbindung der Eis- und Firnkerne an die Oberfläche erfolgte durch Probenahme in bis zu 2 m tiefen Schneeschächten, die an jeder Bohrposition gegraben wurden.

Bisher durchgeführte Analysen und Ergebnisse der Nordgrönland-Traverse

Die Analysen und Auswertungen des umfangreichen Probenmaterials erfolgte durch die an der Durchführung der Traverse beteiligten Institute in Bremerhaven (AWI), Heidelberg (IUP) und Bern (KUP). Entsprechend der jeweils vorhandenen Laborausstattung verteilten sich die chemischen Analysen zwischen Heidelberg und Bern

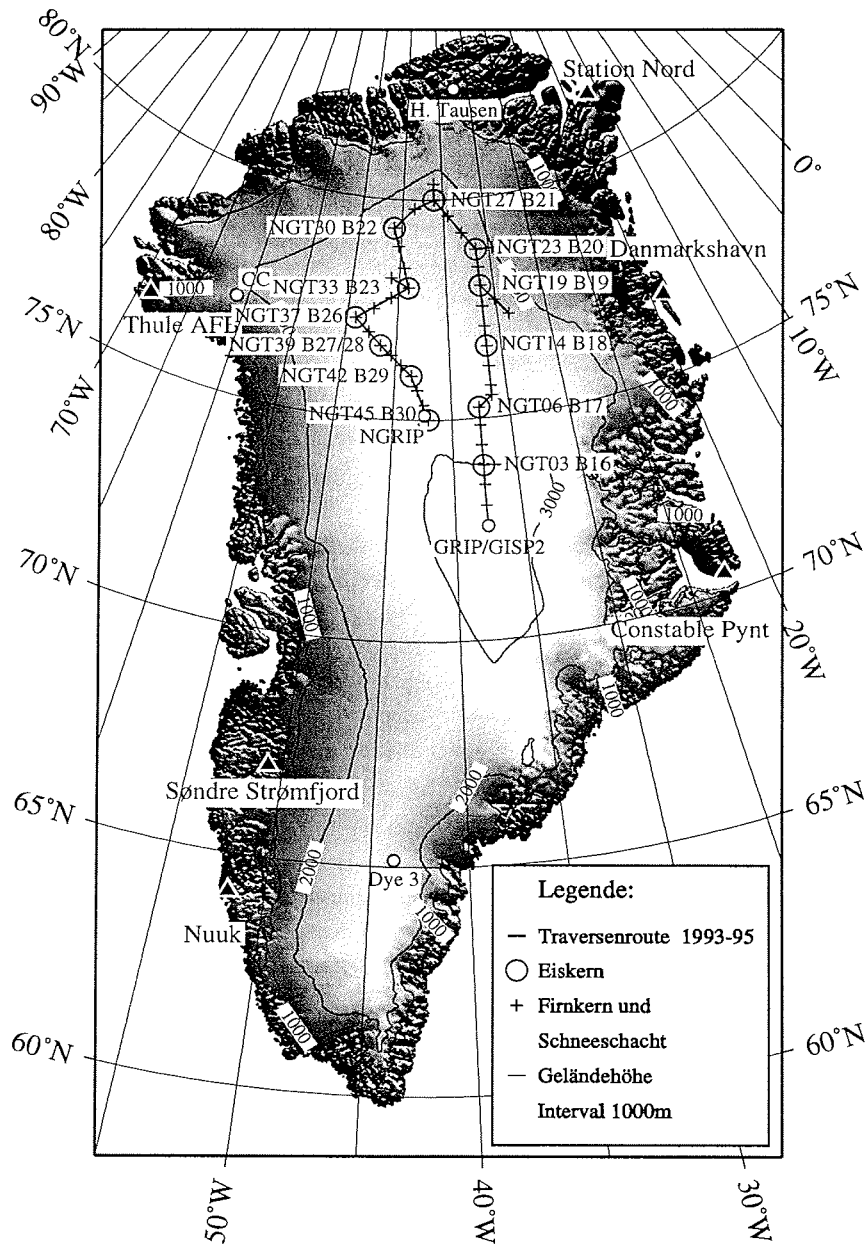


Abbildung 2.1: Routenverlauf der Nordgrönlandtraverse des AWI (1993–1995). Eingezeichnet ist die Lage der Eis- und Firnkernbohrlokationen. Die Positionen sind mit *NGT* gefolgt von der Stationsnummer gekennzeichnet. Die Eiskerne werden mit *B* gefolgt von einer fortlaufenden Nummer bezeichnet. Zusätzlich sind die Lokationen einiger Eiskerntiefbohrungen (*Camp Century*, *DYE3*, *GRIP*, *GISP2*, *NGRIP*) eingetragen. Der Abstand der Isolinien der Geländehöhen beträgt 1000 m.

sowie die isotopischen Analysen und die Messung physikalischer Eigenschaften (Dichte und elektrische Leitfähigkeit) zwischen Bremerhaven und Heidelberg. Untersuchungen zur visuellen Stratigraphie wurden in Bremerhaven durchgeführt.

Die ersten Untersuchungen an ausgewählten Eiskernen dienten der Altersbestimmung und der daraus abgeleiteten Akkumulationsrate für das von der Traverse erfaßte Gebiet (Werner, 1995; Friedmann et al., 1995; Wilhelms, 1996). Eine von (Fischer, 1997) durchgeführte großräumige Studie über die geographische Verteilung der chemischen und isotopischen Spurenstoffe in den Firn- und Eiskernen beschränkte sich auf den östlichen Traversenabschnitt vom Summit bis zum nördlichsten Punkt NGT 27 (80° N, 41° 08' W, 2185 m über Meeresspiegel). Die Ergebnisse zeigen übereinstimmend die erwarteten saisonalen Schwankungen der chemischen Firnparameter mit nach Norden zunehmender Konzentrationsamplitude. Die mittlere Jahreskonzentration der Mineralsäurevertreter Sulfat (SO_4^{2-}) und Nitrat (NO_3^-) wird dabei eindeutig von der lokalen Akkumulationsrate bestimmt (Fischer et al., 1998a). Der Anteil des trockenen Depositionsflusses am Gesamtdepositionsfluß beträgt 35–50 % für Sulfat (SO_4^{2-}) und 35 % das Nitrat (NO_3^-). Die Isotopenzeitreihen ($\delta^{18}\text{O}$) geben erstmals Hinweise für das Auftreten der kleinen Eiszeit im Mittelalter in Grönland (Fischer et al., 1998). Die Akkumulationsrate hingegen zeigt einen relativ konstanten Verlauf über den gesamten Untersuchungszeitraum. Anthropogene Einflüsse im Firn lassen sich seit Beginn des 20. Jahrhunderts in Form starker Konzentrationsanstiege bei SO_4^{2-} und NO_3^- im gesamten Untersuchungsgebiet nachweisen (Fischer et al., 1998b). Vergleichende chemische Analysen an einem Eiskern im westlichen Teil der Traverse zeigen keine signifikanten geographischen Unterschiede der chemischen Firnparameter und bestätigen die beobachteten anthropogenen Einflüsse im Ostteil der Traverse (Hausbrand, 1998).

Die vom Sommer (1996) an 4 Eiskernen durchgeführten chemischen Analysen mittels Continuous-Flow-Analysis (CFA, siehe 3.2.3) zeigen eindeutige saisonale Signale des Mineralstaubvertreter Kalzium (Ca^{2+}) sowie des biogenen Stickstoffvertreter Ammonium (NH_4^+), die als zusätzliche Datierungsmarken verwendet wurden. Für die Ammoniumkonzentration beobachtet man einen recht konstanten Verlauf über die letzten ca. 100 Jahre, im Gegensatz zu Kalzium, wo ein starker Anstieg seit ca. 50 Jahren zu verzeichnen ist (Sommer, 1996).

Weitere Studien beschäftigten sich mit der geographischen Verteilung atmosphärischer Tracer an einzelnen Eiskernen. Hierfür werden die beiden Radioisotope ^{10}Be und ^{210}Pb verwendet. Die Ergebnisse zeigen, daß die geographische Verteilung von ^{10}Be weitgehend von der Akkumulationsrate bestimmt wird, während die Verteilung von ^{210}Pb zusätzlich noch durch den Einfluß unterschiedlicher kontinentaler Luftmassen beeinflusst wird. Weiterhin konnte ein Rückgang der ^{10}Be Konzentration um ca. 50 % seit Beginn des 20. Jahrhunderts festgestellt werden. Der Anteil der Trockendepositionsflüsse am Gesamtdepositionsfluß von ^{10}Be und ^{210}Pb im Untersuchungsgebiet wurde zu 35–50 % abgeschätzt (Stanzick, 1996).

2.2 Klimatologische und isotopen-glaziologische Grundlagen

2.2.1 Die atmosphärische Zirkulation im Bereich des Nordatlantik und ihre Relevanz für Klimavariationen in Grönland

Allgemeine Zirkulation Die für das Wettergeschehen in Grönland relevante atmosphärische Zirkulation wird durch die Lage der Luftdruckzentren über dem Atlantik und der Baffin Bay westlich von Grönland bestimmt. Dies sind zum einen die Tiefdruckgebiete vor Island und in der Baffin Bay sowie das Hochdruckgebiet über den Azoren (Tucker und Barry (1984), siehe Abb. 2.2 oben). Diese Luftdruckverteilung bestimmt die Zugbahnen der Tiefdruckgebiete von niederen zu höheren Breiten hin, die für die Niederschlagsbildung in Grönland verantwortlich sind (Chen et al., 1997). Die wichtigsten Entstehungsgebiete dieser Tiefs befinden sich entlang der Ostküste Nordamerikas (Whittaker und Horn, 1984). Diese Region stellt auch die wichtigste Feuchtequelle für den Niederschlag über dem grönländischen Inlandeis dar (Johnsen et al., 1989). Der weitere Verlauf der Tiefdruckgebiete wird stark vom grönländischen Eisschild beeinflusst, welches als eine orographische Barriere wirkt (Putnins, 1970). Für Grönland lassen sich 5 typische Zugbahnen der Tiefdruckgebiete ausmachen, die in Abbildung 2.3 schematisch dargestellt sind (Chen et al., 1997). Wie aus der Abbildung zu erkennen ist, bewegen sich die Tiefs überwiegend aus südlichen bis westlichen Richtungen auf Grönland zu bzw. um Grönland herum. Entsprechend ihrer unterschiedlichen Transportwege beeinflussen die Tiefdruckgebiete die Niederschlagsbildung in verschiedenen Regionen des Eisschildes. So stellt die Zugbahn *A* den Zustand während eines ausgeprägten Island-Tiefs dar. Dies führt zu einer Erniedrigung der Akkumulationsrate für Grönland. Das Beispiel *B* zeigt die Situation, die zu erhöhten Niederschlägen im südlichen und westlichen Bereich Grönlands führt. Der Transportpfad *E* verdeutlicht die Entstehung eines Tiefs in der Baffin Bay. Dieses Tiefdruckgebiet ist für die Niederschlagsbildung in Nordgrönland verantwortlich, in deren Verlauf auch sehr kalte und trockene Luftmassen aus dem Zentralbereich der Arktis nach Nordgrönland einströmen (Chen et al., 1997).

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) Die *Nordatlantische Oszillation* stellt die dominante Quelle für die Variabilität atmosphärischer Zirkulationsmuster im Bereich des Nordatlantik dar (Loon und Rogers, 1978; Hurrell, 1995). Die beobachteten Oszillationen bewegen sich im Bereich von Jahren bis zu Dekaden (Rogers, 1984; Hurrell und van Loon, 1997; Cook et al., 1998). Die *NAO* wird durch die Luftdruckdifferenz zwischen Island und den Azoren (oder auch Lissabon) charakterisiert. Der *NAO*-Index gibt die normierte, monatlich gemittelte Luftdruckdifferenz zwischen diesen Stationen an. Wie Untersuchungen von Loon und Rogers (1978) und Rogers und van Loon (1979) zeigen, ergeben sich für die zwei Extremzustände der

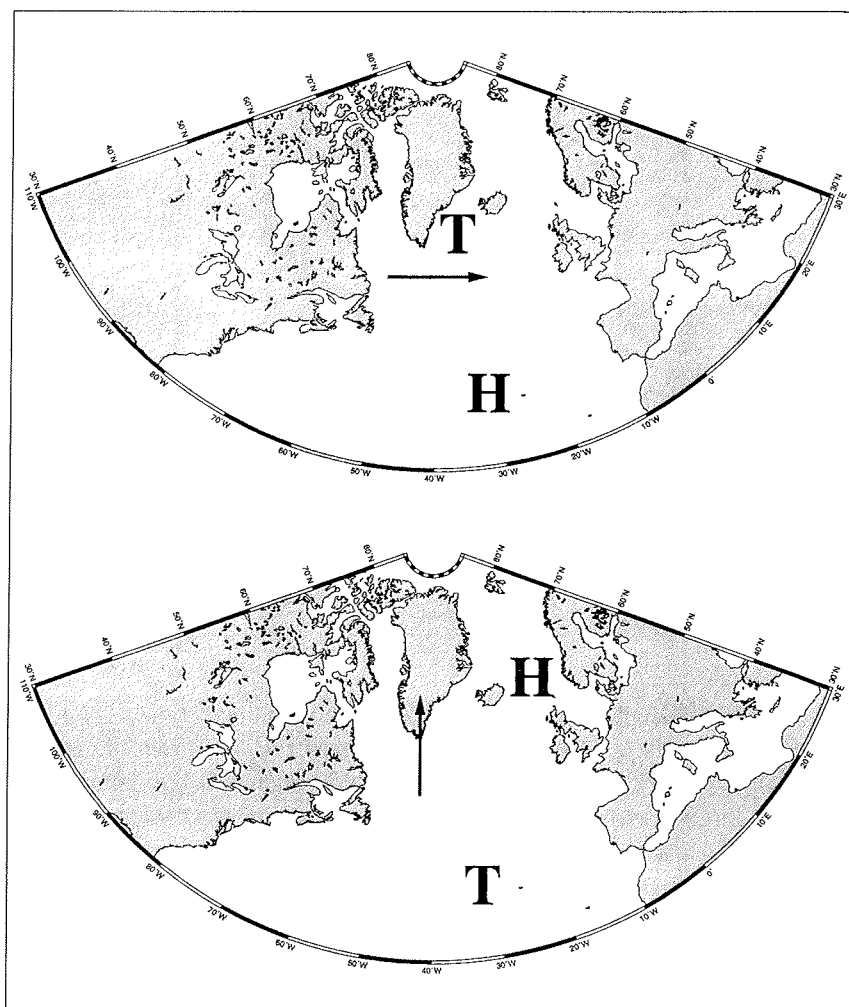


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der Luftdruckverteilung im Bereich des Nordatlantik. Die obere Abbildung entspricht der normalen Luftdruckverteilung bzw. der im Falle eines positiven *NAO*-Index mit ausgeprägten Tief (T) bei Island und dem Azoren-Hoch (H). Zusätzlich sind die vorherrschenden zonalen Winde als Pfeil angedeutet. Die untere Abbildung zeigt den Zustand des negativen *NAO*-Index an mit den vorherrschenden meridionalen Winden (Abbildung modifiziert nach White et al. (1997)).

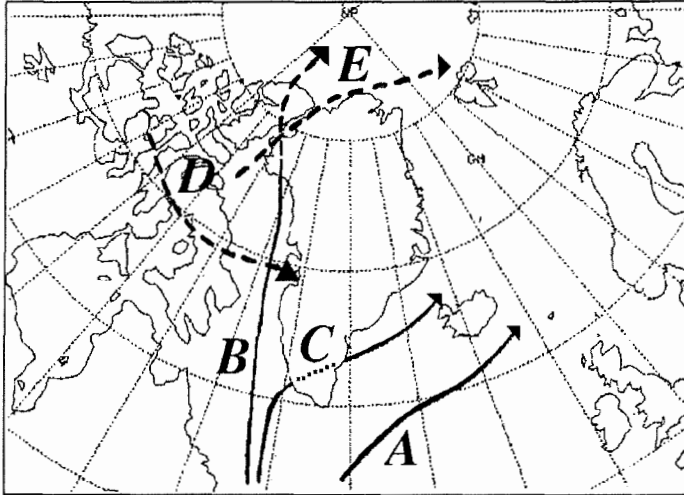


Abbildung 2.3: Zugbahnen der Tiefdruckgebiete vor Grönland. Dargestellt sind die primären (durchgezogene Linien) sowie die sekundären Zugbahnen (gestrichelte Linien). Abbildung modifiziert nach Chen et al. (1997).

NAO zwei unterschiedliche Temperaturregime in Grönland und Europa. Im Falle eines hohen positiven *NAO*-Index (siehe Abb. 2.2 oben), der sich durch eine gegenüber dem Normalzustand erhöhte Druckdifferenz auszeichnet (verstärktes Island-Tief und verstärktes Azoren-Hoch), führt dies zu einer Verstärkung der zonalen Westwinde. Dies wiederum bewirkt einen stärkeren Einfluß maritimer Luftmassen in Europa mit wärmeren Temperaturen im Winter und milderem Bedingungen im Sommer. Gleichzeitig beobachtet man in Westgrönland einen Rückgang der Niederschlagsrate und es treten kältere Wintertemperaturen auf. Im umgekehrten Fall eines negativen *NAO*-Index (siehe Abb. 2.2 unten) kommt es aufgrund verringerter bzw. entgegengesetzter Luftdruckverhältnisse zur Abschwächung der Westwinde und gleichzeitig zu einem verstärkten Auftreten meridionaler Winde. Dies führt zu wärmeren Sommertemperaturen und strengeren Wintern in Europa. In Westgrönland beobachtet man hingegen mildere Winter.

Wie neuere Untersuchungen von Thompson und Wallace (1998) zeigen, stellt die *Nordatlantische Oszillation* nur eine regionale Erscheinung einer weitaus stärkeren und flächenmäßig größeren Erscheinungsform atmosphärischer Variabilität dar. Hierbei handelt es sich um die sogenannte *Arktische Oszillation*, einer Oszillation der mittleren Luftdruckverteilung auf Meereshöhe im gesamten arktischen Bereich, die mit den Schwankungen der Oberflächentemperatur der Nordhemisphäre stärker gekoppelt ist als mit den Variationen der *NAO*.

2.2.2 Isotopengehalt des Niederschlags

Notation Das Verhältnis der natürlichen im Wasser vorkommenden isotopischen Komponenten H_2^{16}O , HD^{16}O und H_2^{18}O beträgt im Mittel nach Dansgaard (1964) 997680 : 320 : 2000. Aufgrund der unterschiedlichen Dampfdrücke der einzelnen isotopischen Komponenten kommt es bei Phasenübergängen (Verdampfung, Kondensation, kinetische Effekte) zu Fraktionierungsprozessen, die zu Veränderungen der Isotopenverhältnisse des Wassers im natürlichen hydrologischen Kreislauf führen.

Für die Darstellung der Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen wird die sogenannten δ -Notation verwendet. Der Isotopengehalt einer Probe wird als relative Abweichung in ‰ des Isotopenverhältnisses R_{Probe} zu dem entsprechenden Verhältnissen eines Standards $R_{Standard}$ (z.B. Standard Mean Ocean Water, **SMOW**) angegeben (Dansgaard et al., 1973):

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 * \left(\left(\frac{R_{Probe}}{R_{Standard}} \right) - 1 \right) [\text{‰}],$$

mit $R_{Probe} = [\text{H}_2^{18}\text{O}] : [\text{H}_2^{16}\text{O}]$

und $R_{Standard} = \text{Standard Mean Ocean Water (SMOW)}$.

Die Isotopen-Temperatur Beziehung Ein einfaches Zirkulationsmodell zur Verdeutlichung der Fraktionierungseffekte der Sauerstoffisotope zeigt die Abbildung 2.4. Ausgehend von der Verdampfung des Ozeanwassers mit einem ersten Phasenübergang kühlt sich die Luftmasse auf ihrem Weg nach Norden hin ab. Dabei verliert sie den Wasserdampf in Form von Niederschlag, was zu einer Abreicherung der schweren Isotope im verbleibenden Restwasserdampf führt und sich in immer negativeren δ -Werten ausdrückt. Gleiches gilt für den Aufstieg der Luftmassen auf das Inlandeis. Aufgrund einer unterschiedlichen meridionalen Temperaturverteilung zwischen Sommer und Winter, verschieben sich die Isotopengehalte des Niederschlags entlang des meridionalen Temperaturgradienten. Dies führt zu einer unterschiedlichen Isotopensignatur der Sommer- und Winterniederschläge und somit zu einem saisonalen Signal des Schnees auf dem Eisschild. Dies erklärt die Verwendung von Isotopenprofilen aus Eiskernen als Proxyparameter für relative Temperaturänderungen über längere Zeiträume. Ausgehend von dieser saisonalen Isotopen-Temperatur Beziehung ergibt sich ein empirischer linearer Zusammenhang zwischen dem mittleren Isotopengehalt ^{18}O des Niederschlags und der mittleren Jahrestemperatur. Für das grönländische Inlandeis gilt nach Johnsen et al. (1989) die folgende Gleichung:

$$\delta^{18}\text{O} = (0.67 \pm 0.02) * T - (13.7 \pm 0.5) [\text{‰}]$$

mit T als mittlere Jahrestemperatur in °C.

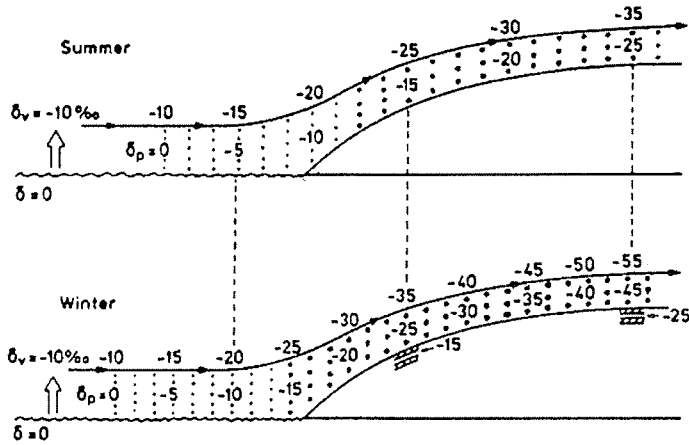


Abbildung 2.4: Einfaches Zirkulationsmodell zur Isotopenfraktionierung (hier ^{18}O) nach Dansgaard et al. (1973). Die obere Abbildung entspricht den Bedingungen im Sommer (bzw. klimatisch wärmere Phasen), während die untere Abbildung der Wintersituation (bzw. klimatisch kältere Phase) entspricht. Weitere Details sind dem Text zu entnehmen.

Kapitel 3

Probennahme und Untersuchungsmethoden

In diesem Kapitel werden die während der Nordgrönlandtraverse durchgeführten Arbeiten sowie die zur Auswertung und Interpretation dieser Arbeit relevanten Labor-meßverfahren vorgestellt. Die für diese Arbeit durchgeführten Messungen der Dichte sowie des Isotopengehalts ^{18}O werden ausführlich dargestellt. Auf die begleitenden Meßverfahren der elektrischen Leitfähigkeit sowie der chemischen Firnkomponenten soll nur kurz eingegangen werden. Details können den zitierten Literaturangaben entnommen werden.

3.1 Glaziologische Feldarbeiten

3.1.1 Firn- und Eiskerne

Die Eiskerne (70–175 m tief) wurden mit dem AWI eigenen elektromechanischen Bohrer erbohrt. Die einzelnen Kernstücke einer Bohrung erreichen dabei eine Länge von bis zu 2 m und haben einen Durchmesser von ca. 98 mm. Im Anschluß an das Erbohren der Kerne erfolgt das sogenannte Kern-Logging, d. h. das Protokollieren von Durchmesser, Länge und Gewicht der einzelnen Kernstücke sowie eine Beschreibung stratigraphischer Merkmale, wie Windkrusten und Eislagen, und Angaben zur Kernqualität. Das Bohren der Firnkerne (10–15 m) erfolgte mit einem mechanischen Bohrer, der von einem Zweitaktmotor angetrieben wurde. Das anschließende Kern-Logging entspricht dem der Eiskerne.

Die ersten zerstörungsfreien Messungen folgten direkt nach dem Kern-Logging im Feld. Mittels *DEP* (*Dielectric Profiling*), einer kapazitiven Meßmethode, werden die elektrischen Eigenschaften des Firns (elektrische Leitfähigkeit und Dielektrizitätskonstante) bestimmt. Im Verlauf der ersten beiden Traversenabschnitte (1993 und 1994) wurde eine von Moore (1993) entwickelte und später verbesserte DEP-Apparatur verwendet (Friedmann et al., 1995). Auf dem letzten Traversenabschnitt (1995) kam eine von Wilhelms et al. (1998) automatisierte DEP-Apparatur zum

Einsatz. Während der Traverse konnte bereits von allen Eiskernen das DEP-Profil aufgenommen werden. Dieses Meßverfahren gestattet die Identifikation herausragender und bekannter Vulkansäurehorizonte und somit eine Abschätzung der Kernalters bereits im Feld.

Die Kerne wurden nach den Untersuchungen im Feld in 1 m Segmente zersägt, in Polyethylen-Folien luftdicht verschweißt und zum Transport in Isolierkisten aus Polypropylen verpackt.

3.1.2 Schneeschächte

Die an jeder Bohrposition der Traverse bis zu einer Tiefe von 2 m ausgehobenen Schneeschächte dienen der der Beprobung der obersten 2 m, da die Bohrverfahren eine ungestörte Kernentnahme des in diesem Tiefenbereich sehr lockeren Schnees nicht zulassen. Entsprechend den Analysen an den Firn- und Eiskernen erfolgte eine kontaminationsfreie hochaufgelöste Probennahme (1–10 cm je Probe) für chemische und isotopische Analysen an allen Schneeschächten der Traverse (Fischer, 1997).

Detaillierte stratigraphische Untersuchungen zur Schichtung des Firns mittels Durchlichtprofilen erfolgten nur während des letzten Traversenabschnitts von Position NGT34 bis NGT45. Dazu wurde an der gleichen Stelle ein zweiter Schacht ausgehoben und eine ca. 2–5 cm dicke Wand zwischen den beiden Schächten belassen. Nach Abdunkelung einer der beiden Schachtdecken treten die einzelnen Firnschichten der Zwischenwand durch das hindurchscheinende Gegenlicht besser zum Vorschein als bei herkömmlichen stratigraphischen Untersuchungen. Die Stratigraphie kann nun untersucht und zur Dokumentation auf Folie und Film übertragen werden.

3.1.3 Firntemperatur

Die Firntemperatur wurde mit am AWI selbstgefertigten 15 m langen Thermistorketten gemessen. Nach jeder Bohrung wurden die Temperaturfühler in das offene Bohrloch eingebracht, das Bohrloch abgedeckt und je nach Aufenthaltsdauer an der jeweiligen Bohrposition das Temperaturprofil über 4–24 h aufgezeichnet. Insgesamt verfügte jede Thermistorkette über 8 Temperaturfühler, die in 0, 0.5, 1, 2, 4, 7, 10 und 15 m unter der Firnoberfläche angebracht waren. Um die Temperaturprofile der einzelnen Bohrlokationen untereinander vergleichen zu können, wurde möglichst immer die gleiche Thermistorkette eingesetzt. Die Messungen erfolgten rechnergesteuert mit einem Multimeter. An den Endpunkten der jeweiligen Traversenabschnitte wurden die Thermistorketten in die mit Schnee verfüllten Bohrlöcher eingebracht und das Temperaturprofil im folgenden Jahr nachgemessen. Der Fehler der kalibrierten und ausgewerteten Temperaturwerte für die jeweilige Tiefe im Bohrloch beträgt maximal ± 0.5 °C.

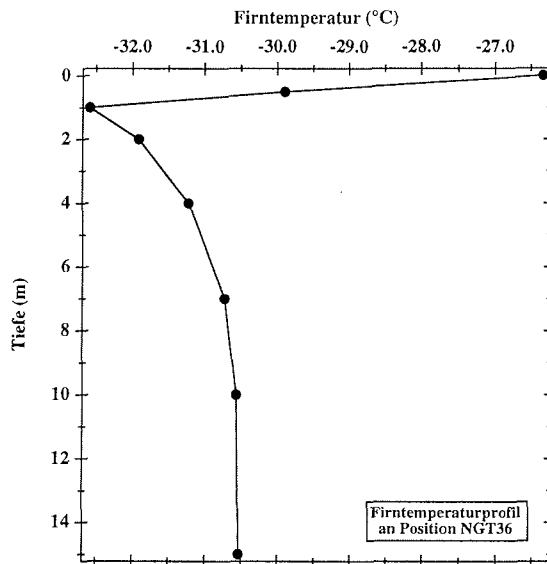


Abbildung 3.1: Firntemperaturprofil von Position NGT36 der Nordgrönlandtraverse. Dargestellt ist die Firntemperatur des jeweiligen Temperatursensors, die sich in festen Abständen unter der Firnoberfläche befinden.

3.1.4 Begleitende Arbeiten

Positionsbestimmungen Die Position und Höhe jeder Bohrlokation (NGT xy) wurde mittels GPS-Messungen bestimmt. Die Dauer und somit die Genauigkeit der Messungen waren abhängig von der Aufenthaltsdauer an der jeweiligen Position. Zusätzlich wurden an den Tiefbohrpunkten Deformationsfiguren errichtet und mittels GPS vermessen, um die Oberflächengeschwindigkeit des Firms zu bestimmen. Diese Figuren bilden ein Dreieck mit 10 km Seitenlänge, an dessen Spitzen je eine Aluminiumbalise als Vermessungspunkt steht. Die Aluminiumbalisen verbleiben im Eis, um Nachmessungen in späteren Jahren zu ermöglichen.

Bodenradar Auf den beiden ersten Traversenabschnitten vom Summit bis zur Position NGT 33 wurden Bodenradarmessungen durchgeführt. Diese dienen der Untersuchung der internen Schichtung des Eises und können wertvolle Hinweise für die Akkumulationsstudien liefern. Hierfür werden die markanten Säurehorizonte im Eis entlang der Traversenstrecke verfolgt, die von Vulkanausbrüchen stammen. Die Messungen konnten jedoch bisher noch nicht vollständig ausgewertet werden.

3.2 Laboruntersuchungen

Die Laboruntersuchungen der Eis- und Firnkerne erfolgen nach einem festgelegten Schema. Hierbei werden im ersten Schritt die zerstörungsfreien Messungen der Dichte (siehe Abschnitt 3.2.2) sowie, falls nicht bereits im Feld gemessen, der elektrischen Wechselstrom- (DEP, siehe Abschnitt 3.2.3) und Gleichstromleitfähigkeit (Werner, 1995) durchgeführt. Die Vorbehandlung der Kerne für die weiteren Analysen und Untersuchungen in und außerhalb des Eislabors erfolgt in einem zweiten Arbeitsschritt. Hierfür werden die Eis- und Firnkerne nach einem festgelegten Schnittplan (siehe Abbildung 3.2) entsprechend den Anforderungen an Reinheit, Probenmenge und Oberflächenbeschaffenheit der einzelnen Meßmethoden (stratigraphische Untersuchungen, Isotopenanalysen, Gleichstromleitfähigkeitsmessungen, chemische Analysen) aliquotiert, d. h. zersägt, gegebenenfalls dekontaminiert und in die entsprechenden Probenbehälter verpackt.

Sämtliche Aliquotierarbeiten, Dichte- und Gleichstromleitfähigkeitsmessungen (ECM, siehe Abschnitt 3.2.3) sowie die stratigraphischen Untersuchungen der Firnkerne wurden in den Kaltlaborräumen des AWI bei -25°C durchgeführt. Die Bearbeitung der Kerne des östlichen Traversenabschnitts (B16, B18, und B21) erfolgte in einer gemeinsamen Kampagne mit Mitarbeitern des AWI und des IUP aus Heidelberg. Die beiden bisher untersuchten Kerne des westlichen Traversenabschnitts (B26 und B29) wurden während einer zweiten Kampagne mit Mitarbeitern aus Bern, Heidelberg und Bremerhaven bearbeitet. Die Schneidarbeiten der Einzelproben für die $\delta^{18}\text{O}$ -Messung am Massenspektrometer am AWI erfolgten fortlaufend.

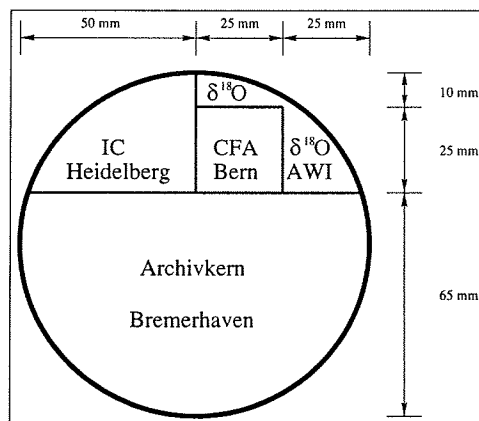


Abbildung 3.2: Beispiel eines Schnittplans für die Probenaliquotierung der Kerne B26 und B29. Eingetragen sind die für die chemischen (IC und CFA) und isotopischen Analysen ($\delta^{18}\text{O}$) vorgesehenen Kernbereiche. Das Archivkernstück wird in den Kühlagern in Bremerhaven für weitere Messungen gelagert. Die Kerne B16, B18 und B21 wurden nach ähnlichen Schnittplänen aliquotiert.

3.2.1 Stabile Isotope ^{18}O

Für die Bestimmung der Sauerstoffisotopenverhältnisse ($\delta^{18}\text{O}$) werden 2 Massenspektrometer der Firma Finnigan MAT (delta E und delta S) verwendet.

Die Proben werden im Anschluß an die zerstörungsfreien Leitfähigkeits- (DEP) und Dichtemessungen nach einem festen Schnittplan aus dem Kern geschnitten (siehe Abb. 3.2). Die Mindestmenge für eine Messung beträgt 7 g pro Probe. Pro Tag können maximal 97 Proben gemessen werden. Der Fehler einer $\delta^{18}\text{O}$ -Einzelmessung ist kleiner 0.1 ‰. Die vertikale Probenauflösung hängt von der jeweiligen Fragestellung (ein- oder mehrjährige oder saisonale Auflösung), der Akkumulationsrate des jeweiligen Firnkerns und der entsprechenden Tiefe des zu untersuchenden Kernsegments ab. Die hier gewählten Auflösungen betragen 1–10 cm/Probe (entsprechend 0.1–1 Jahr/Probe). Die Einzelproben werden in Polyethylen-Folie verpackt, luftdicht verschweißt und bei -25°C gelagert. Zur Messung läßt man die Proben über Nacht bei Zimmertemperatur auftauen und pipettiert sie anschließend in die mit vollentsalztem Wasser gespülten Probenbehälter.

Vergleichsmessungen von Laborstandards und Proben des gleichen Kernabschnitts mit dem Massenspektrometer des IUP in Heidelberg ergaben sehr gute Übereinstimmungen. Nachmessungen an Parallelproben, die nach 2 Jahren aus dem gleichen Kernsegment geschnitten wurden, zeigten keine Veränderungen im Isotopengehalt, die auf Diffusionseffekte durch Lagerung, Temperaturschwankungen oder durch das Driften von Laborstandards oder der Massenspektrometer hinweisen würden.

3.2.2 Dichte

Die Dichte der Firn- und Eiskerne wird am AWI standardmäßig mit zwei unterschiedlichen Methoden bestimmt. Bereits im Feld wird die Dichte mit den beim Kern-Logging protokollierten Größen Kerndurchmesser, -länge und -gewicht der einzelnen gebohrten Kernstücke berechnet. Diese Methode liefert mittlere Dichtewerte über das jeweilige gebohrte Kernsegment. Die Einzellänge der Kernstücke variiert jedoch stark und man erhält keine über den gesamten Firnkern bezüglich der Tiefenauflösung gleichverteilte Dichtewerte.

Zur kontinuierlichen Dichtemessung wurde ein am AWI in der marinen Sedimentkernuntersuchung etabliertes Meßverfahren übernommen (Gerland, 1993). Das Meßprinzip beruht auf der Absorption von γ -Strahlung durch Materie (siehe Abb 3.3). Seit einigen Jahren wird dieses Meßverfahren am AWI standardmäßig bei Eiskernuntersuchungen angewandt (Minikin und Kipfstuhl, 1992; Kipfstuhl und Minikin, 1994; Wilhelms, 1996). Die Berechnung der Dichte ρ erfolgt nach dem Lambert-Beer-Gesetz, welches die Abschwächung der eingestrahltten Intensität in Abhängigkeit des Kerndurchmessers und des Massenabsorptionskoeffizienten beschreibt:

$$\rho = -\frac{1}{\alpha d} \ln \frac{I(d)}{I(0)} \quad (3.1)$$

mit

α = Massenabsorptionskoeffizient für Wasser, $\alpha=0.085645 \frac{\text{cm}^2}{\text{g}}$ (Wilhelms, 1996)

d = Kerndurchmesser

$I(d)$ = Strahlintensität mit Firnkern

$I(0)$ = Strahlintensität in Luft

Die Dichte der NGT-Kerne wurde mit Auflösungen zwischen 1–3 mm durchgeführt. Der absolute Fehler einer Einzelmessung wird von Wilhelms (1996) mit $\sim 1\%$ angegeben. Details zum Meßablauf und zur Apparatur sind in Wilhelms (1996) ausführlich beschrieben und sollen hier nicht weiter behandelt werden.

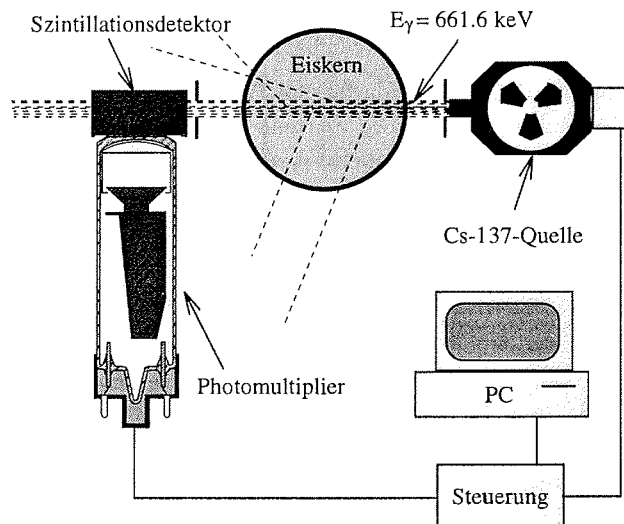


Abbildung 3.3: Schematische Darstellung der γ -Dichte-Meßanordnung mit $^{137}\text{Cäsium}$ als γ -Quelle, Firnkern, Detektor, Steuerung und PC zur Aufzeichnung der Meßsignale (Abbildung modifiziert nach (Wilhelms, 1996)).

3.2.3 Ergänzende Labormessungen

Eine umfassende Auswertung und Interpretation der eigenen Meßergebnisse im Rahmen der NGT ist ohne die Zuhilfenahme von ergänzenden Kernuntersuchungen nicht möglich. Hier werden weitere Meßverfahren der Berner, Heidelberger und Bremerhavener Labore kurz dargestellt, auf deren Ergebnisse in der Diskussion und Interpretation dieser Arbeit eingegangen wird.

Elektrische Festkörperleitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit der Eiskerne wurde mit zwei verschiedenen hochauflösenden und zerstörungsfreien Methoden gemessen. Bei dem ersten Verfahren handelt es sich um eine Gleichstromleitfähigkeitsmessung, das sogenannte *ECM*-Verfahren (*Electrical Conductivity Method*), eine von Hammer (1980) zur Leitfähigkeitsmessungen an Eiskernen eingeführte Meßmethode. Dabei wird über zwei Elektroden eine Hochspannung auf die frisch gehobelte glatte Oberfläche des Kerns gebracht. Die Elektroden werden längs der Kernachse bewegt und der resultierende Strom gemessen. Bisher wurde an 5 Eiskernen (B16, B18, B21, B26, B29) der NGT die *ECM*-Leitfähigkeit mit der Meßbank des Instituts für Umweltphysik aus Heidelberg gemessen (Werner, 1995).

Bei der zweiten Methode handelt es sich um das bereits erwähnte *Dielectric Profiling* (*DEP*), ein Wechselstrommeßverfahren. Das Meßprinzip beruht auf der kapazitiven Messung elektrischer Eigenschaften des Eises. Der Kern wird während der Messung von zwei zylinderförmigen Halbschalen umgeben, die im Prinzip einen Plattenkondensator nachbilden. Die Messungen erfolgen im Frequenzbereich von 20 Hz bis 250 kHz ermöglicht somit die Bestimmung der Dielektrizitätskonstanten und der Leitfähigkeit (Wilhelms, 1996).

Chemische Spurenstoffe

Zur Analyse der chemischen Parameter an den bisher untersuchten NGT-Kernen wurden die *Ionenchromatographie* (im folgenden mit *IC* abgekürzt) und die *Continuous-Flow-Analysis* (*CFA*) eingesetzt. Beide Verfahren sind etablierte Standardmethoden zur Konzentrationsmessung chemischer Spurenstoffe an Firn- und Eiskernen und befinden sich seit mehreren Jahren im Routinebetrieb in den Heidelberger (*IC*) (Minikin, 1994; Fischer, 1997) und Berner (*CFA*) Labore (Sommer, 1996; Sigg et al., 1994) im Einsatz.

Bei der *CFA* handelt es sich um eine kontinuierliche Meßmethode mit einer Auflösung von ca. 1 cm. Bisher bietet die *CFA* des Berner Labors die Möglichkeit 4 chemische Spurenstoffe (siehe Tabelle 3.1) zu messen. Die hohe Auflösung ermöglicht die Untersuchung der chemischen Firnparameter in saisonaler Auflösung. Der Nachweis der einzelnen Komponenten erfolgt fluoreszenzspektrometrisch. Der Fehler der Messungen wird von Sommer (1996) kleiner 5 % angegeben. Weitere Details zum Meßprinzip und zum Meßablauf sind ebenfalls bei Sommer (1996) zu finden.

Die *IC* kann im Gegensatz zur *CFA* nur diskrete Einzelproben messen, was zu einer Begrenzung der Meßauflösung führt. Ein Vorteil der *IC* besteht jedoch darin, daß an einer Probe gleichzeitig mehr chemische Parameter (siehe Tabelle 3.1) gemessen werden können als dies bei der *CFA* zur Zeit der Fall ist. Der Fehler der Einzelmessung liegt abhängig vom gemessenen Spurenstoff zwischen 5 und 20 % (Fischer, 1997). Details zur Probenvorbereitung und zur Meßmethode sind ebenfalls bei Fischer (1997) beschrieben.

Ionenchromatographie (IC)	Continuous-Flow-Analysis (CFA)
Na ⁺ , NH ₄ ⁺ , K ⁺	
Mg ²⁺ , Ca ²⁺	H ₂ O ₂ , HCHO
F ⁻ , MSA ⁻ , Cl ⁻	Ca ²⁺ , NH ₄ ⁺
Br ⁻ , NO ₃ ⁻ , SO ₄ ²⁻	

Tabelle 3.1: Mittels *IC* und *CFA* gemessene Spurenstoffe der NGT Firn- und Eiskerne

Kapitel 4

Vorbereitung der Daten

4.1 Datierung

Die Erstellung einer lückenlosen und präzisen Chronologie für die Eiskerne ist wichtige Grundlage für die Interpretation der in den Eiskernen enthaltenen Informationen über Klimavariationen in der Vergangenheit. Besonders für die Analyse von Zeitreihen sowie für Vergleiche mit anderen Klimazeitreihen, bei der die Untersuchung von Phasenbeziehungen zwischen verschiedenen Parametern im Vordergrund steht, ist eine hochpräzise absolute Datierung von größter Notwendigkeit.

4.1.1 Datierung der Schneeschächte

Die Datierung der Schneeschächte des westlichen Abschnitts der NGT erfolgte durch Abzählen der Jahresschichten anhand hochaufgelöster $\delta^{18}\text{O}$ -Profile (1.5 cm Tiefenauflösung je Probe). Die saisonale Variation des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals erlaubt die Unterscheidung von Sommer- und Winterschichten im Firn (siehe Abb. 4.1). Zusätzliche Zeitmarken stellen die im Profil der visuellen Stratigraphie eingezeichneten Tiefenreife-schichten dar, die sehr gut mit den Sommersignalen des Isotopenprofils korrelieren (siehe Abb. 4.1). Diese charakteristische Schichtenbildung erfolgt in Grönland im Sommer aufgrund von Temperaturgradienten in den obersten cm der Firndecke, die zu Sublimation in der Schneedecke führen und mit Massenverlusten sowie einem Wachstum der Schneekristalle verbunden ist (Alley et al., 1997).

4.1.2 Datierung der Eiskerne

Die Datierung der Eiskerne erfolgte ebenfalls durch Abzählen von Jahresschichten sowie durch Identifikation eindeutiger Zeitmarken im Eis (Vulkanhorizonte) mittels Multiparameteranalyse unter Verwendung von hochaufgelösten, kontinuierlichen elektrischen Leitfähigkeitsmessungen (*ECM*, *DEP*), γ -Absorptionsdichtemessungen, sowie chemischer Analysen mittels *CFA* und *IC*. Die saisonalen Variationen des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals, die zur Datierung der Schneeschächte verwendet wurden, konnten für die

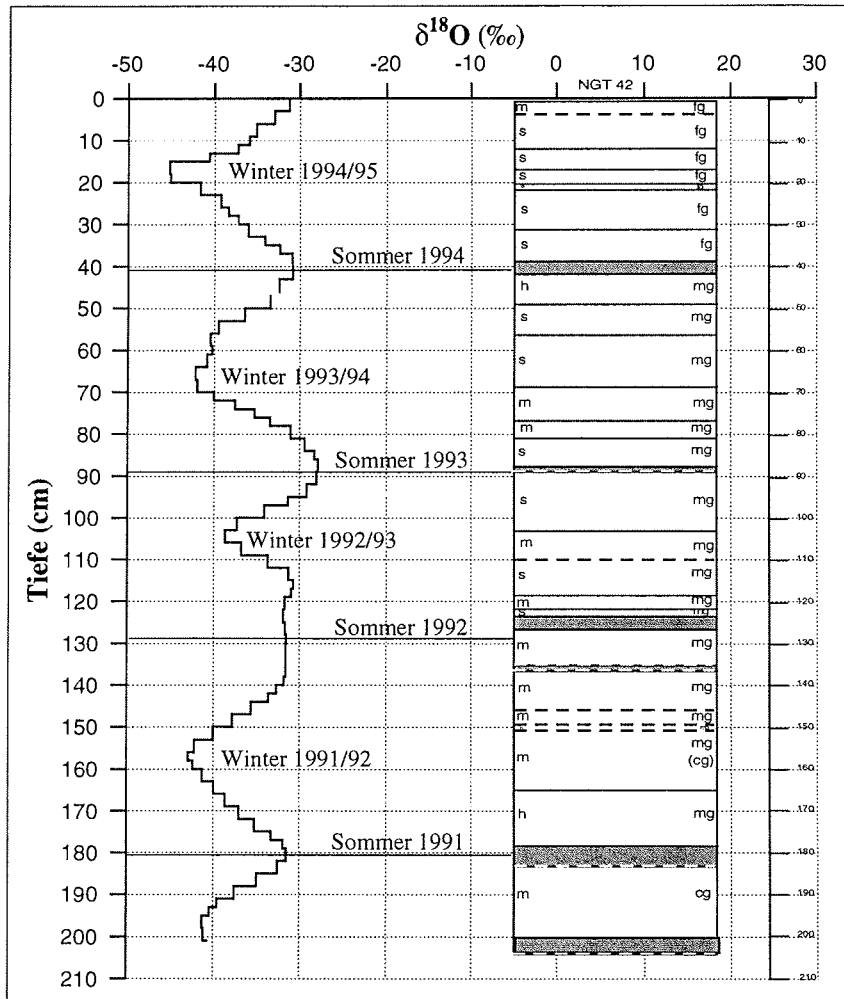


Abbildung 4.1: Datierung der Schneeschichten am Beispiel des Schachts an Position NGT42 aus dem Westteil der NGT. Die Datierung erfolgt durch Abzählen einzelner Jahres-schichten des $\delta^{18}\text{O}$ -Profil (links). Zusätzlich eingezeichnet sind die Ergebnisse der visuellen Stratigraphie der Schichtung der Firndecke (rechts). Die einzelnen Schichten sind durch Linien getrennt. Die Tiefenreife Schichten sind grau unterlegt. Die Härte des Firns wird durch die Buchstaben *s* (*soft*), *m* (*medium*) und *h* (*hard*) gekennzeichnet. Die Körnung des Firns wird durch *fg* (*fine grained*), *mg* (*medium grained*) und *cg* (*coarse grained*) charakterisiert.

Eiskerndatierung nicht herangezogen werden, da die saisonalen $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen aufgrund von Diffusionsprozessen bei den im Untersuchungsgebiet vorherrschenden niedrigen Akkumulationsraten ($< 200 \text{ mm w.e.a}^{-1}$) unterhalb von 15–20 m verschwinden.

Zunächst erfolgt die Identifizierung der prominentesten Vulkanausbrüche, die im sogenannten *Volcanic Explosivity Index (VEI)* dokumentiert sind (Newhall und Self, 1982) mit Hilfe der hochaufgelösten elektrischen Leitfähigkeitsmessungen (*DEP* und *ECM*). Durch den Vergleich mit bereits bestehenden Vulkanchronologien grönländischer Eiskernzeitreihen (Hammer, 1977; Clausen et al., 1995) läßt sich eine erste zeitliche Zuordnung von festen Zeitmarken in den Eiskernen herstellen. Die Festlegung einzelner Jahresgrenzen zwischen diesen Zeitmarken erfolgt durch das Abzählen von Signalen, die saisonale Schwankungen aufweisen. Für die Datierung der Kerne des östlichen Traversenabschnitts (B16, B18, B21) standen hierfür die Daten der γ -Absorptionsdichtemessungen zur Verfügung (Wilhelms, 1996). Aufgrund der unterschiedlichen Dichte von Sommer- und Winterschnee (Shoji und Langway, Jr., 1989) ist eine Zuordnung von Jahresgrenzen möglich (siehe Abb. 4.2). Für die Kerne des westlichen Traversenabschnitts (B26 und B29) konnte zusätzlich auf die hochaufgelösten Resultate der *CFA*-Messungen zurückgegriffen werden (Sommer, 1996). Die beiden mittels *CFA* an Kernen der NGT gemessenen chemischen Spurenstoffe Ca^{2+} und NH_4^+ weisen eindeutige saisonale Variationen auf (Sommer, 1996), die auf den im Frühling (Ca^{2+}) bzw. im Sommer (NH_4^+) überwiegenden Eintrag der Spurenstoffe zurückzuführen sind (Whitlow et al., 1992; Fuhrer et al., 1996) (siehe Abb. 4.2).

Die Abbildung 4.2 zeigt am Beispiel von Kern B29, wie die Jahresgrenzen mit Hilfe der 4 Parameter, Ca^{2+} , NH_4^+ , Dielektrizitätskonstante (abgeleitet aus den *DEP*-Messungen) und der γ -Absorptionsdichte festgelegt wurden. Die senkrechten Linien markieren die Jahresgrenzen, die zu Beginn des Ca^{2+} -Peaks gesetzt wurden. Das „glaziologische Jahr“ dauert somit von Frühling zu Frühling. Unterstützt wurde die Festlegung der Jahresgrenzen durch die deutlich erkennbaren Unterschiede in der Sommer- und Winterdichte.

Der Gesamtfehler in der Datierung einzelner Jahre setzt sich aus der Datierungsunsicherheit der Vulkanausbrüche (± 1 Jahr, Fischer (1997)) sowie dem Fehler bei der Bestimmung der einzelnen Jahresgrenzen zwischen zwei Vulkanhorizonten zusammen. Für die von den 5 Eiskernen überdeckte Zeitspanne ~ 1400 –1995 AD wird der Datierungsfehler auf kleiner ± 3 Jahre abgeschätzt. Für die Zeitreihe 871–1400 AD von Kern B18 ergibt sich aufgrund der schwach ausgeprägten saisonalen Dichtevariationen ein Fehler kleiner ± 5 Jahre.

4.2 Bestimmung der Akkumulationsrate

Die Akkumulationsrate ist neben der Temperatur eine der maßgeblichen Größen, die die Massenbilanz der Eisschilde bestimmen. Nach Paterson (1994) schließt Ak-

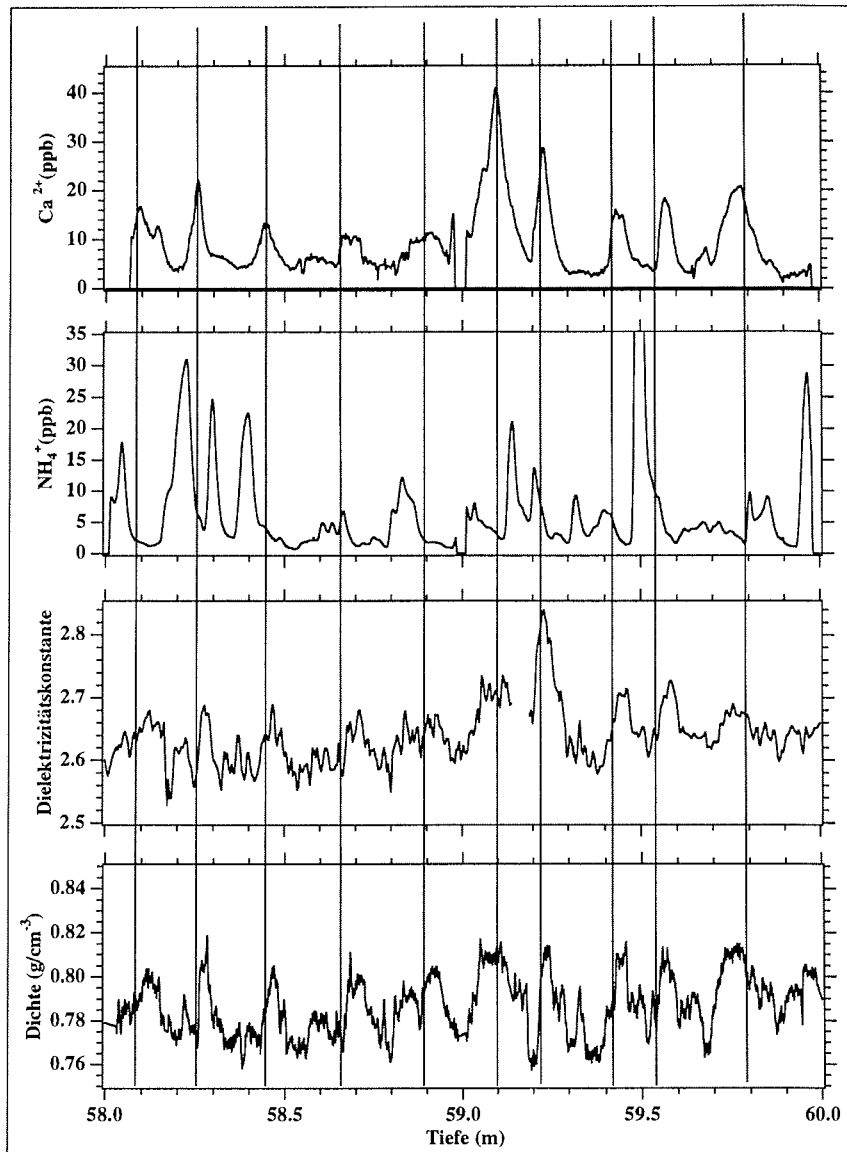


Abbildung 4.2: Multiparameterdatierung der Eiskerne am Beispiel des Kerns B29 aus dem westlichen Traversenteil. Dargestellt sind die hochaufgelösten Zeitreihen (von oben nach unten) der Ca^{2+} - und NH_4^+ -Konzentrationen sowie der Dielektrizitätskonstanten und der γ -Absorptionsdichte im Tiefenbereich von 58–60 m. Die senkrechten Linien stellen die aufgrund des Ca^{2+} - und des Dichtesignals bestimmten Jahresgrenzen dar.

kumulation all die Prozesse ein, die einem Gletscher Masse zuführen. Da sich die Oberflächentemperatur im Untersuchungsgebiet ganzjährig unter dem Gefrierpunkt befindet, sind keine Schmelzprozesse zu erwarten, die zu einem Massenverlust führen könnten. Allerdings ist nicht auszuschließen, daß Teile der jährlichen Niederschlagsmenge durch Windverfrachtung umgelagert werden.

Die Berechnung der jährlichen Akkumulationsrate A in wasseräquivalente Größen erfolgt mit den aus der Datierung der Eiskerne für jedes Jahr bestimmten Schichtdicke Δs sowie mit der über das entsprechende Tiefenintervall der Schichtdicke gemittelten Dichte $\bar{\rho}_{\Delta s}$. Hierzu wurden die hochaufgelösten γ -Dichtewerte verwendet, für die Wilhelms (1996) einen Fehler von etwa 1% angibt. Für A ergibt sich somit:

$$A = \Delta s \cdot \bar{\rho}_{\Delta s}$$

Die Akkumulationsrate wird analog zu den Niederschlagshöhen in cm oder mm Wasseräquivalent pro Jahr (w.e.a⁻¹), entsprechend 1 kg m⁻¹ a⁻¹ angegeben. Für die Bestimmung der Akkumulationsraten aus den Schneeschachtuntersuchungen des westlichen Traversenabschnitts, für die keine Dichtedaten zur Verfügung standen, wurden die den Tiefenintervallen entsprechenden Dichteprofile der beiden Eiskerne B26 und B29 aus dem westlichen Teil der NGT verwendet. Aufgrund der vergleichbaren klimatologischen Bedingungen im gesamten Untersuchungsgebiet und der Ähnlichkeit der verschiedenen Dichteprofile kann der damit eingeführte Fehler vernachlässigt werden.

4.3 Bestimmung der Jahresmittelwerte der Isotopengehalte ¹⁸O

Die Berechnung der Jahresmittelwerte des Isotopengehalts ¹⁸O aus den Rohdatensätzen erfolgt unter Verwendung der aus der Datierung bestimmten Jahresgrenzen. Die Jahresmittelwerte wurden als gewichtete Mittelwerte berechnet, wobei der wasseräquivalente Wert der von der Einzelprobe erfaßten Schicht zur Wichtung herangezogen wurde. Dadurch gleicht man unterschiedliche Probenintervalle (~ 2–10 cm je Probe) sowie den unterschiedlichen saisonalen Anteil der Niederschlagsmenge als auch die unterschiedliche saisonale Zusammensetzung des Isotopengehalts ¹⁸O aus. Damit wird auch die saisonale Variation der Firndichte berücksichtigt. Die gewichteten Isotopenjahresmittel δ_k berechnen sich zu

$$\delta_k = \frac{\sum_{i=1}^n \delta_i \Delta z_i}{\sum_{i=1}^n \Delta z_i}$$

wobei δ_i den Isotopengehalt der Einzelprobe, Δz_i die zugehörige Probenlänge in Wasseräquivalent (berechnet aus der über das Längenintervall gemittelten Dichte)

und n die Anzahl der Proben pro Jahr zwischen den aus der Datierung festgelegten Jahresgrenzen darstellt.

4.4 Zeitreihenanalyse

Das Ziel der Zeitreihenanalyse besteht im wesentlichen darin, den Inhalt einer Zeitserie auf die wesentlichen Informationen zu reduzieren, d. h. die charakteristischen Signale einer Zeitreihe zu extrahieren und deren Periodizitäten zu bestimmen. Für die Untersuchung der in dieser Arbeit bearbeiteten Eiskernzeitreihen wurden drei verschiedene Methoden der Zeitreihenanalyse verwendet, wovon 2 hier kurz vorgestellt werden. Es handelt sich hierbei zum einen um die klassische spektrale Varianzanalyse nach Blackman und Tukey (1958). Die beiden anderen Verfahren sind die Singular Spectrum Analysis (SSA) sowie die Wavelet Transformation (WT).

4.4.1 Singular Spectrum Analysis (SSA)

Die SSA ist eine daten-adaptive Methode zur Trennung von Zeitserien in Trends, periodische Komponenten und in Rauschanteile (Vautard et al., 1992). Die SSA basiert auf der Methode der Hauptkomponentenanalyse (PCA). Für die Zeitserie $X(t)$ wird die Autokovarianzmatrix C_x berechnet. Hieraus werden die zugehörigen Eigenwerte λ_k und Eigenvektoren ρ_k bestimmt:

$$C_x \rho_k = \lambda_k \rho_k \quad (4.1)$$

Die Eigenwerte λ_k geben den Anteil an der Gesamtvarianz an, der durch den jeweiligen Eigenvektor erklärt wird.

Mit Hilfe der einzelnen Principal Components (PC)

$$A_k(t) = \sum_{i=1}^M X(t+i) \rho_k(i) \quad (4.2)$$

läßt sich die ursprüngliche Zeitserie ganz oder nur Teile wie zum Beispiel die dominantesten Trends oder periodischen Komponenten rekonstruieren. Die rekonstruierten Komponenten RC erhält man gemäß:

$$RC_{\mathcal{K}}(T) = \frac{1}{M} \sum_{k \in \mathcal{K}} \sum_{i=1}^M A_k(t-i) \rho_k(i) \quad (4.3)$$

mit \mathcal{K} als Anzahl der zur Rekonstruktion verwendeten Eigenvektoren und M als die sogenannte Einbettungslänge. M gibt den maximalen Abstand zweier Datenpunkte an zwischen denen noch eine Korrelation zu erwarten ist. Eine obere Grenze für M wird von Yiou et al. (1996) mit $M < \frac{N}{5}$ angegeben, wobei N die Anzahl der Datenpunkte der Zeitserie darstellt.

4.4.2 Wavelet Analyse

Die Wavelet Analyse (*WA*) stellt ein modernes Verfahren der Zeitreihenanalyse dar (Kumar und Foufoula-Georgiou, 1997). Gegenüber der klassischen Fourier Analyse bietet die *WA* die Möglichkeit, die Zeit-Frequenz Variationen einer Zeitreihe zu untersuchen. So können beispielsweise nur kurzzeitig auftretende Signale detektiert werden. Daher eignet sich die *WA* besonders zur Untersuchung nichtstationärer Zeitreihen (Yiou et al., 1996). Die *WA* erlaubt die Bestimmung der dominanten Perioden innerhalb der Zeitserie und zugleich ermöglicht sie die zeitliche Lokalisierung dieser Perioden entlang der Zeitserie und wie sich diese innerhalb der Zeitreihe verändern.

Bei der Wavelet Transformation handelt es sich mathematisch gesehen um eine Faltung einer Zeitreihe $f(t)$ mit einer Familie von translatierten und dilatierten Funktionen $\Psi_{a,b}(t)$, die von einem Stamm-Wavelet $\Psi(t)$ abgeleitet werden:

$$\Psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi \left(\frac{t-b}{a} \right) \quad (4.4)$$

mit a als Skalenparameter und b als Translationsparameter.

Für die Wavelet Transformation erhält man:

$$WT(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \Psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt \quad (4.5)$$

wobei Ψ^* das komplex konjugierte von Ψ darstellt. Die Parameter a und b können kontinuierlich variiert werden und man bezeichnet *WT* als die kontinuierliche Wavelet Transformation. Der Skalenparameter a in $WT(a, b)$ entspricht der Periode. Der Translationsparameter b entspricht der Position bzw. dem Zeitpunkt entlang der Zeitachse der Zeitreihe (Torrence und Compo, 1998).

Als Wavelet wurde in dieser Arbeit das sogenannte *Morlet-Wavelet* verwendet (Torrence und Compo, 1998).

$$\Psi(t) = e^{i\omega t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (4.6)$$

Die Berechnung der Waveletspektren in dieser Arbeit wurde basierend auf den Algorithmen von Torrence und Compo (1998) durchgeführt. Die Abbildung 4.3 zeigt eine synthetische Zeitreihe (oben) mit 4 verschiedenen Perioden zusammen mit dem dazugehörigen Waveletspektrum (unten). Man erkennt deutlich die Identifizierung der in der Zeitreihe enthaltenen Perioden an der Stelle ihres Auftretens innerhalb der Zeitreihe. Die Grauwertabstufung gibt die Größe der Varianz der jeweiligen Periode an, wobei dunklere Bereiche höhere Varianzen bedeuten. Die durchgezogene Linie stellt den sogenannten Einflußkegel dar (*Cone of Influence, COI*). Werte außerhalb des *COI* können aufgrund von Randeffekten verfälscht sein und sind deshalb mit Vorbehalt zu interpretieren.

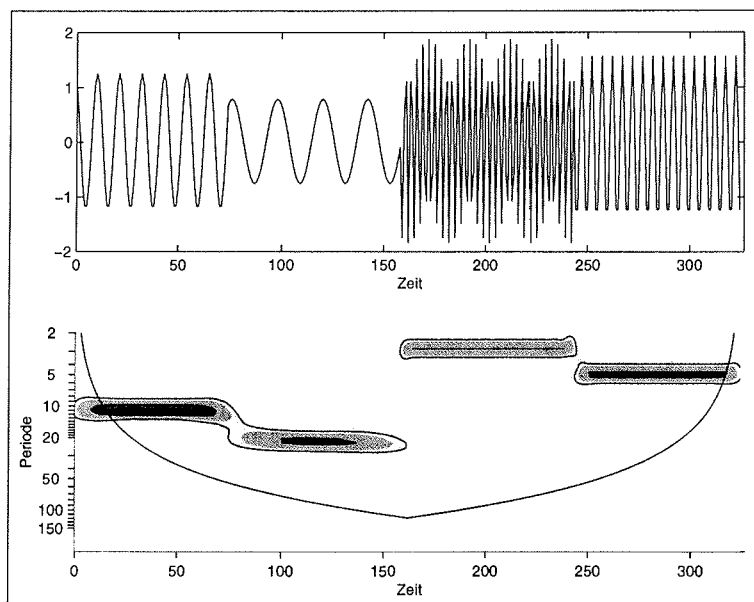


Abbildung 4.3: Synthetische Zeitserie (oben) und entsprechendes Waveletspektrum unten. Die linke Achse im Waveletspektrum gibt die Periode in logarithmischer Darstellung an. Die untere Achse entspricht der Zeitachse. Die Grauwerte geben die Größe der Varianz an. Dunkle Bereiche entsprechen höheren Varianzen. Die durchgezogene Linie stellt den Einflußkegel (*Cone of Influence, COI*) dar. Werte außerhalb des *COI* können durch Randeffekte beeinflusst sein.

Kapitel 5

Geographische Verteilung der glaziometeorologischen Parameter Firntemperatur, Akkumulation und $\delta^{18}\text{O}$

5.1 Firntemperatur

Die mittlere Jahrestemperatur ist ein Parameter, der zur klimatischen Charakterisierung eines Gebietes verwendet wird. In den Regionen eines Eisschildes, in denen kein sommerliches Schmelzen an der Firnoberfläche auftritt, kann die Firntemperatur in 10 bzw. 15 m Tiefe in guter Näherung als mittlere Jahrestemperatur angesehen werden (Paterson, 1994).

Die Ergebnisse der während der Traverse durchgeführten Temperaturmessungen sind in Abbildung 5.1 dargestellt. Die Abbildung zeigt das Höhenprofil der Traverse (oben) sowie die Temperaturprofile (mitte und unten) getrennt für den Ost- und Westteil. Deutlich erkennbar ist ein linearer Zusammenhang zwischen Firntemperatur und Positionshöhe. Folgende Temperatur-Höhen-Gradienten ergeben sich für die beiden Regionen:

NGT-West

NGT-Ost

$$dT/dh = -(0.6 \pm 0.1)^\circ \text{C}/100 \text{ m},$$

$$dT/dh = -(0.22 \pm 0.06)^\circ \text{C}/100 \text{ m},$$

($r=0.93$, signifikant auf 99 % Niveau)

($r= -0.8$, signifikant auf 95 % Niveau)

Der Temperatur-Höhen-Gradient im Westteil der Traverse fällt deutlich stärker aus als im Osten. Gleichzeitig liegt die mittlere Temperatur im Westteil um ca. 1°C über der des Ostteils der Traverse. Hierbei ist weiter zu berücksichtigen, daß die Positionen bei gleicher geographischer Breitenlage im westlichen Abschnitt zwischen 100 und 300 m höher liegen als Positionen mit vergleichbarer Breitenlage im östlichen

Bereich.

Im östlichen Traversenabschnitt ist zunächst eine leichte Abnahme des Temperaturverlaufs zu beobachten, bis bei etwa 76 °N (~2650 m) ein Minimum erreicht wird und die Temperatur bis zum nördlichsten Punkt auf ca. -31 °C ansteigt. Der westliche Traversenabschnitt hingegen zeigt eine kontinuierliche Temperaturzunahme mit abnehmender Positionshöhe, wobei das Minimum am Endpunkt der Traverse (NGT45) erreicht wird.

Ein Vergleich der geographischen Verteilung der 15 m Firntemperatur auf dem Eisschild mit Ergebnissen aus der Literatur ist schwierig, da bisher keine vergleichbaren Daten vorliegen. Eine von Ohmura (1987) veröffentlichte Temperaturverteilung für Gesamtgrönland beruht zumeist auf Ergebnissen alter Traversenuntersuchungen sowie Meßwerten von Küstenstationen. Vergleicht man die Ergebnisse der NGT mit der von Ohmura (1987) veröffentlichten Karte der Temperaturverteilung, so zeigt sich, daß sämtliche Meßwerte der NGT innerhalb der -30 °C-Isolinie liegen.

Vergleicht man die Temperaturhöhengradienten der NGT mit bisher veröffentlichten Literaturwerten für das grönländische Inlandeis, so erkennt man, daß die Werte der Traverse niedriger ausfallen. So geben Fischer et al. (1995) für den östlichen Zentralbereich des Eisschildes entlang der *EGIG*-Linie einen Wert von $dT/dh = -0.72$ °C/100 m bzw. $dT/dh = -1.09$ °C/100 m für das östliche Randgebiet der *EGIG* an. Von Ohmura (1987) werden Temperaturgradienten von $dT/dh = -0.79$ °C/100 m für den östlichen bzw. $dT/dh = -0.83$ °C/100 m für den westlichen Teil Grönlands angegeben. Diese Werte beziehen sich auf das Gebiet von 70 °N bis 75 °N in einem Höhenbereich von 1000–3000 m.

Um die Einflüsse der Höhe und der geographischen Breite zum beobachteten Temperaturgradienten zu bestimmen, wurde versucht, die Werte mit Hilfe multipler linearer Regression zu entkoppeln. Die Berechnungen unter Einbeziehung aller Daten ergab jedoch unrealistische Werte für die einzelnen Gradienten. Die getrennte Untersuchung nach östlichen und westlichem Traversenabschnitt erbrachte nur für den westlichen Traversenabschnitt unter Einbeziehung eines Ost-West-Gradienten Resultate, die mit Ergebnissen anderer Autoren für das Inlandeis vergleichbar sind. Jedoch muß hierbei berücksichtigt werden, daß die Fehler der Koeffizienten sehr groß ausfallen und somit eine keine eindeutige Beziehung hergestellt werden kann. Es ergeben sich folgende partielle Gradienten für den westlichen NGT-Abschnitt:

$$\partial T / \partial h = -(0.8 \pm 0.6)^\circ\text{C}/100\text{m}$$

$$\partial T / \partial \lambda = -(0.2 \pm 0.9)^\circ\text{C}/\text{lat}$$

$$\partial T / \partial s = -(0.4 \pm 0.4)^\circ\text{C}/100\text{km},$$

mit h als Höhe und λ als geographische Breite der Position sowie s als Ost-West-Entfernung.

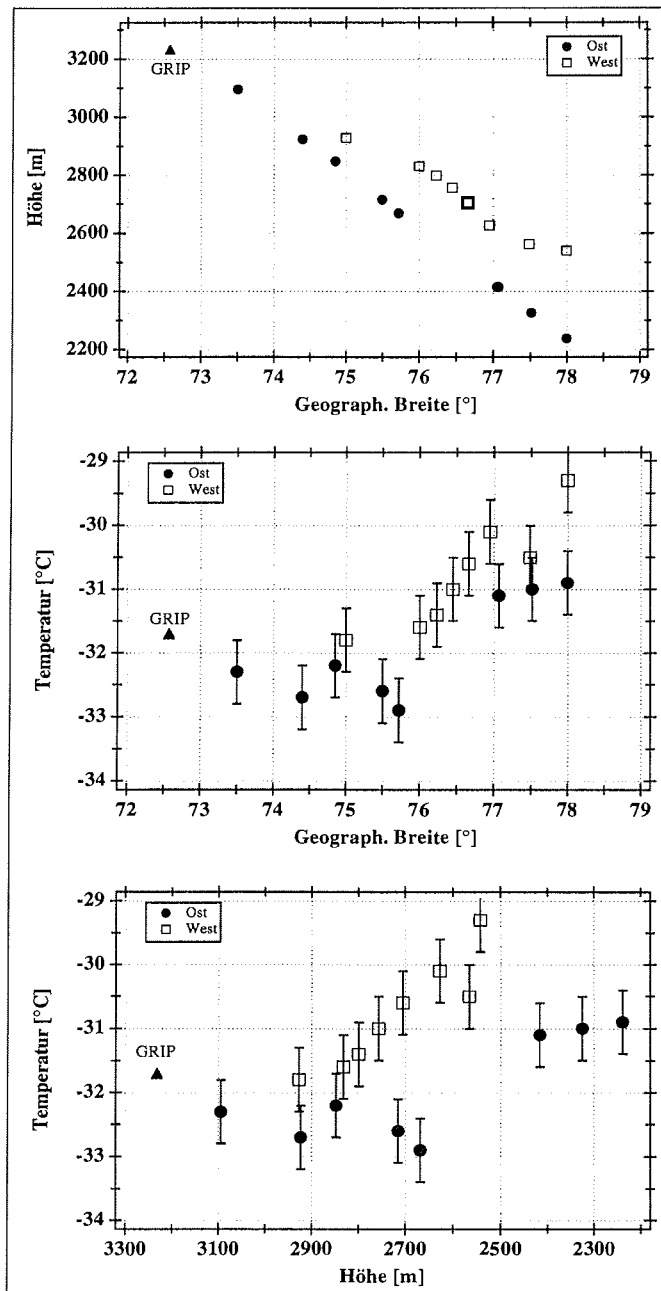


Abbildung 5.1: Geographische Verteilung der 15 m Firntemperatur. Dargestellt sind das Höhenprofil der Meßpositionen (oben), die meridionale Temperaturverteilung (mitte) sowie das Höhenprofil der Firntemperatur (unten) jeweils getrennt für den Ost- und Westteil der Traverse. Zusätzlich wurde der Wert für *GRIP* eingezeichnet (Dahl-Jensen et al., 1998). Der Fehler der NGT-Meßwerte beträgt ± 0.5 °C.

Der Temperatur-Höhengradient liegt somit im Bereich der für Westgrönland veröffentlichten Werte und entspricht damit dem für diese Höhen- und Temperaturregion feuchtadiabatischen Temperaturgradienten (Weischet, 1991).

Betrachtet man das Temperaturhöhenprofil des Ostteils im Detail (siehe Abbildung 5.1) und bezieht den Temperaturwert für *GRIP* mit ein, so lassen sich zwei unterschiedliche Regionen ausmachen. Zunächst beobachtet man eine Abnahme der Firntemperatur von *GRIP* bis zum Temperaturminimum bei ~ 2650 m mit einem Temperatur-Höhengradienten $dT/dh = +(0.2 \pm 0.1) \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ($r=0.83$, signifikant auf dem 95 % Niveau). Der zweite Bereich zeichnet sich durch den Verlauf vom Temperaturminimum bis zum nördlichsten Punkt aus. Der Temperaturgradient beträgt hier $dT/dh = -(0.5 \pm 0.1) \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ($r=0.95$, signifikant auf dem 95 % Niveau) und ist somit vergleichbar mit dem Wert im westlichen Teil der Traverse.

Unerwartet ist der, wenn auch nur schwach ausgeprägte, aber statistisch signifikante positive Temperaturgradient von *GRIP* bis zum Temperaturminimum. Diese umgekehrt zum Normalfall verlaufende Gradient kann möglicherweise durch den Einfluß der Temperaturinversion erklärt werden, die eine Temperaturzunahme mit zunehmender Höhe in der Atmosphäre beschreibt. Diese in den Polargebieten durch stark negative Strahlungsbilanzen verursachte Effekt ist besonders im Winter zu beobachten. Im Sommer hingegen herrscht eine vorwiegend isotherme Schichtung mit verschwindendem Temperaturgradienten (Weischet, 1991). Putnins (1970) gibt für *Station Centrale* ($70^\circ 55' \text{ N}$, $40^\circ 38' \text{ W}$, 2993 m) auf dem grönländischen Inlandeis einen Temperaturgradienten von $dT/dh = +0.57 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ für die Wintermonate an, der das Auftreten einer Temperaturinversion verdeutlicht. Während der Sommermonate wurde ein dem normalen Temperaturverhalten entsprechender Wert von $dT/dh = -0.43 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ gemessen. Für die Übergangsmonate gibt Putnins (1970) einen Wert von $dT/dh = +0.04 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, der auf eine isotherme Schichtung hinweist. Diese Angaben beziehen sich auf den Höhenbereich $3000\text{--}4000 \text{ m}$.

Die Ergebnisse des östlichen Traversenabschnitts lassen durchaus den Schluß zu, daß dieses Gebiet (Höhenlage zwischen $3200\text{--}2200 \text{ m}$) zumindest teilweise von den oben beschriebenen Effekten der Temperaturinversion und der isothermen Schichtung beeinflusst wird. Im Westteil hingegen könnte die Ausbildung einer stabilen Schichtung aufgrund der auf das Eisschild aufsteigenden Winde verhindert werden. Dies muß bei der weiteren Auswertung der Sauerstoffisotopenverhältnisse sowie der chemischen Spurenstoffe berücksichtigt werden.

Der westliche Traversenabschnitt zeigt hingegen keine Auswirkung der Temperaturinversion auf den Temperaturgradienten. Das Temperatur-Höhenprofil bzw. -Breitenprofil am südlichen Ende des westlichen Traversenabschnitts deutet auf eine mögliche Änderung des Temperaturgradienten hin. Allerdings fehlen hier Meßwerte aus dem Gebiet südlich von 76° N , wo im östlichen Traversenabschnitt der entgegengesetzte Verlauf des Temperaturgradienten beobachtet wurde. Somit ist eine gesicherte Erklärung, inwieweit die Temperaturinversion den Temperaturgradienten und möglicherweise andere, von der Temperatur bestimmte Vorgänge beeinflusst, noch nicht abschließend möglich.

Auch wenn die im Verlauf der Traverse durchgeführten Firntemperaturmessungen größtenteils am offenen Bohrloch durchgeführt wurden, so zeigt sich doch, daß dieses Meßverfahren zur klimatischen Charakterisierung einer Region geeignet ist. Eine Wiederholung der Temperaturmessungen zu späteren Zeitpunkten zur Beobachtung von Temperaturänderungen und eine einhergehende höhere Meßgenauigkeit war aus logistischen Gründen nicht möglich.

5.2 Akkumulation

Die Abbildung 5.2 zeigt den Verlauf der Akkumulationsrate (mitte und unten) sowie das zugehörige Höhenprofil (oben) der Nordgrönland Traverse unterteilt nach östlichem und westlichem Abschnitt. Dargestellt sind die über den Zeitraum 1912–1993 gemittelten Akkumulationsraten aller Eiskerne der NGT. Zusätzlich sind die Ergebnisse der Schneesachtstudien aus dem Westteil der Traverse dargestellt. Für die Berechnung der Akkumulationsraten der Eiskerne wurden die beim Kern-Logging ermittelten Dichten sowie die Tiefenangabe des in allen Eiskernen detektierten Vulkanausbruchs (Katmai) aus dem Jahre 1912 verwendet. Die Ausdünnung der Jahreschichten aufgrund der Fließbewegungen des Eises wurde dabei berücksichtigt (Nye-Zeit-Modell, nach Reeh (1989)), fallen jedoch mit 1.6 % des jeweiligen Akkumulationswertes recht klein aus und liegen innerhalb der Fehlergrenzen von ± 10 %.

Die bisher von Friedmann et al. (1995), Wilhelms (1996) und Fischer (1997) veröffentlichten Akkumulationsdaten der NGT betreffen nur Teilabschnitte der Traverse bzw. überdecken unterschiedliche Mittelungszeiträume.

Der östliche Traversenabschnitt

Deutlich erkennbar ist der starke Rückgang der Akkumulationsrate um 36 % auf einer Länge von ca. 150 km von der Tiefbohrlokation *GRIP* (210 mm w.e. a^{-1} (Dahl-Jensen et al., 1993)) bis zur Bohrposition NGT03 von Eiskern B16 (134 mm w.e. a^{-1}). Die Akkumulationsrate nimmt im weiteren Verlauf stetig ab und erreicht bei Kern B19 (NGT19) mit 93 mm w.e. a^{-1} ein Minimum. Zum nördlichsten Kern B21 (NGT27) steigen die Werte nochmals leicht bis auf 107 mm w.e. a^{-1} an. Das Gebiet nördlich von 73 °N bis 80 °N kann somit als Niedrigakkumulationsgebiet mit Akkumulationsraten zwischen 90 und 140 mm w.e. a^{-1} charakterisiert werden.

Der westliche Traversenabschnitt

Die mittlere Akkumulationsrate im westlichen Traversenabschnitt liegt mit ~ 150 mm w.e. a^{-1} um etwa 20 % über der des östlichen Abschnitts. Auffallend sind die im Vergleich zu den südlich gelegenen Kernen geringeren Akkumulationsraten der beiden nördlichen Kerne B22 und B23. Diese Kerne können noch dem Niedrigakkumulationsgebiet im Ostteil der Traverse zugerechnet werden. Die relativ konstant

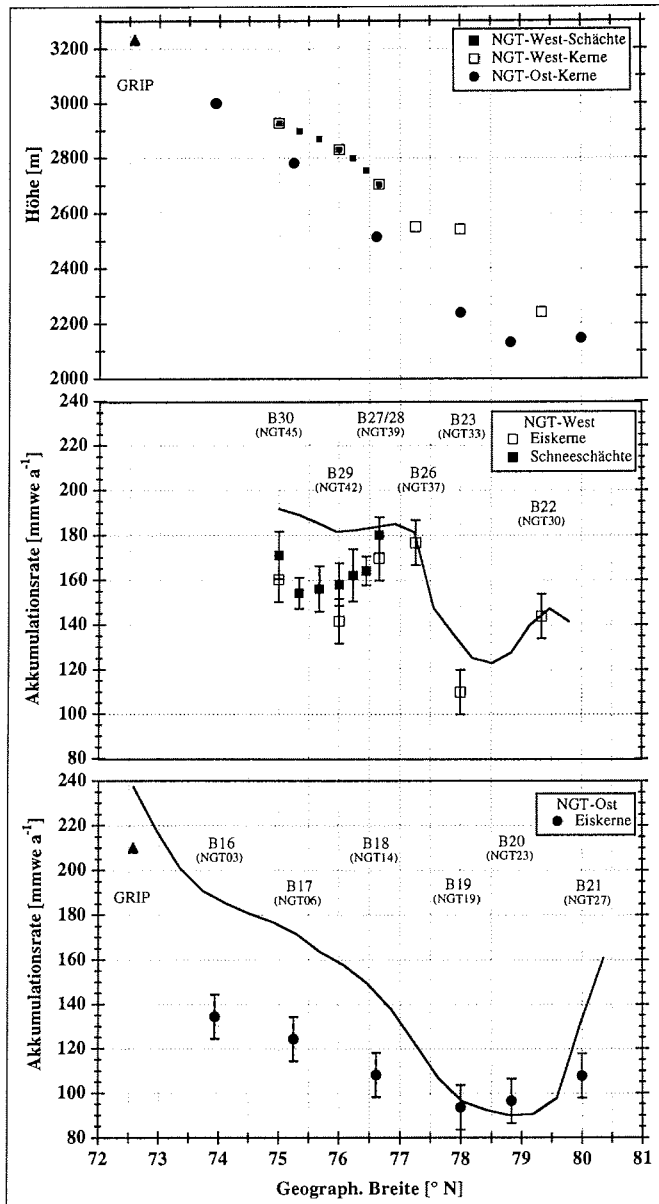


Abbildung 5.2: Geographische Verteilung der Akkumulationsraten (mitte und unten) sowie Höhenprofil (oben) des östlichen und westlichen Traversenabschnitts der NGT. Zusätzlich wurde die Position *GRIP* sowie der zugehörige Akkumulationswert (Dahl-Jensen et al., 1993) aufgenommen. Aufgetragen sind die über den Zeitraum 1912–1993 gemittelten Akkumulationsraten der Eiskerne mit einem zu $\pm 10\%$ bestimmten Fehler. Zusätzlich sind die Akkumulationsraten sowie die Standardabweichung der Schneeschachtstudien aus dem Westteil der Traverse eingetragen. Zum Vergleich ist die von Ohmura und Reeh (1991) veröffentlichte Akkumulationsverteilung für Grönland als durchgezogene Linie eingezeichnet.

verlaufende Akkumulationsrate von Kern B26 bis B30 wird durch den Traversenverlauf entlang der Firmscheide vom *Summit* nach *Camp Century* bestimmt. Kern B29 weicht von diesem Verlauf etwas ab, was durch eine Abweichung der Traversenroute von der Firmscheide in das dahinterliegende, vom Niederschlag eher abgeschattete Gebiet erklärt werden kann. Die Akkumulationsraten der Schneeschächte folgen dem Verlauf der Werte der Eiskerne, wenngleich die Werte leicht darüber liegen.

Diskussion

Die beobachteten Akkumulationsverteilungen in Abbildung 5.2 bestätigen im wesentlichen die bisher bekannten Verteilungen auf dem Inlandeis. Diese werden durch die Zugbahnen der Tiefdrucksysteme bestimmt, die überwiegend aus südlicher und westlicher Richtung auf Grönland zuströmen (Serreze und Barry, 1988; Chen et al., 1997). Die Luftmassen geben bereits beim Aufstieg auf das maximal 3200 m hoch gelegene Inlandeis entlang der Hauptfirmscheide den größten Teil ihres Wasserdampfes in Form von Niederschlag ab. Das sich nördlich der Firmscheide anschließende Gebiet wird hingegen von den niederschlagsreichen Luftmassen abgeschattet (siehe Abbildung 5.3). Für den nördlichen Teil des Inlandeises stellen die Luftmassen aus dem zentralen arktischen Bereich das Hauptliefergebiet für den Wasserdampf dar. Diese enthalten jedoch aufgrund des zum überwiegenenden Teil ganzjährig mit Meereis bedeckten Arktischen Ozeans nur wenig Wasserdampf und zeichnen sich für die geringe Akkumulationsrate in dieser Region verantwortlich.

Ein Vergleich der Akkumulationsraten mit der von Ohmura und Reeh (1991) veröffentlichten Akkumulationsverteilung für Grönland (durchgezogene Kurve in Abb. 5.2) zeigt eine deutliche Überschätzung der Akkumulation um bis zu 46 % im Bereich von 73 ° bis 78 ° nördliche Breite im östlichen Traversenabschnitt. Dies ist auf mangelnde Datensätze aus dem Zentralbereich des Inlandeises in der Arbeit von Ohmura und Reeh (1991) zurückzuführen. Im weiteren Verlauf von 78 ° N bis zum nördlichsten Traversenpunkt ist die Übereinstimmung der Akkumulationsraten recht gut.

Im westlichen Traversenabschnitt stimmen die beiden Akkumulationsverteilungen recht gut überein. Lediglich im südlichen Bereich zeigen sich Abweichungen der Akkumulationsraten um ca. 20 %, sowohl bei den Eiskern- wie auch bei den Schachtdaten.

Neuberechnete Verteilung der Akkumulationsrate für Nordgrönland

Die durch die Nordgrönland Traverse gewonnenen Akkumulationsraten ermöglichen es nun, die von Ohmura und Reeh (1991) veröffentlichte Akkumulationsverteilung für das von der Traverse erfaßte Gebiet in Nordgrönland zu modifizieren. Darüberhinaus erlaubt dieser Datensatz, die Fehler bei der Massenbilanzierung der bedeutenden

Auslaßgletscher Nordostgrönlands weiter einzuschränken.

Von Jung-Rothenhäusler (1998) wurde eine solche Neuberechnung bereits durchgeführt. Hierfür wurden jedoch die Akkumulationsmittel der Eiskerne für den Zeitraum 1783–1993 sowie die Ergebnisse der Schneeschachtuntersuchungen aus dem westlichen Traversenabschnitt verwendet. Die letztgenannten Akkumulationswerte überdecken jedoch nur einen Zeitraum von maximal 5 Jahren, zeichnen sich durch eine zeitlich und räumlich hohe Variabilität aus und sind für diese Untersuchung wenig aussagekräftig.

Für die von Ohmura und Reeh (1991) veröffentlichte Akkumulationsverteilung wurde ein zeitlich und räumlich recht heterogener Datensatz verwendet, der die Zeitspanne 1913–1989 umfaßt. Die Daten stammen von vereinzelt Schneeschachtstudien, Eiskernen und meteorologischen Küstenstationen zu verschiedensten Zeitpunkten, die unterschiedlich lange Zeitabschnitte überdecken und räumlich nicht repräsentativ für Grönland sind.

Um die beiden Datensätze direkt miteinander vergleichen zu können, wurden die Daten der Traverse zeitlich dem Datensatz von Ohmura und Reeh (1991) angepaßt. Für die neuberechnete Akkumulationsverteilung wurden daher ausschließlich die über den Zeitraum 1912–1993 gemittelten Akkumulationsraten aller Eiskerne der NGT (siehe Abb. 5.2) verwendet. Auf die Datensätze der Schneeschächte wurde verzichtet, da kurzfristige Schwankungen in der Akkumulationsrate ausgeschlossen werden sollten.

Die zur Berechnung der Akkumulationsverteilung verwendeten Verfahren zur Interpolation (übernommen von Smith und Wessel (1990)) sowie zur Massenbilanzierung (übernommen von Reeh (1989(1991)) und Huybrechts (1994), Huybrechts (1996)) sind in Jung-Rothenhäusler (1998) und Jung-Rothenhäusler et al. (1998a) beschrieben.

Diskussion der neuberechneten Akkumulationsverteilung

Das Ergebnis der neuberechneten Akkumulationsverteilung zeigt die Abbildung 5.3. Die Veränderungen gegenüber der Arbeit von Ohmura und Reeh (1991) betreffen nur den nordöstlichen Teil Grönlands. Dargestellt sind die Isoplethen der Akkumulation in mm w.e. a^{-1} als durchgezogene Linien. Zum Vergleich sind die 100 und 150 mm Isoplethen von Ohmura und Reeh (1991) als gestrichelte Linien eingezeichnet. Deutlich erkennt man, daß die 150 mm Isoplethe eine weit größere Fläche einnimmt und weiter nach Süden reicht als zuvor. Gleichzeitig hat sich die von der 100 mm Isoplethe eingeschlossene Fläche verkleinert und geringfügig nach Süden verlagert. Vergleicht man die sich aus der Neuberechnung ergebenden Veränderungen für die Gesamtakkumulation des grönländischen Eisschildes, so ergibt sich ein Rückgang um 0.5 % auf $510.4 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ gegenüber der Arbeit von Ohmura und Reeh (1991). Für die einzelnen Einzugsgebiete der in Abbildung 5.3 eingezeichneten Auslaßgletscher (I–IV) ergeben sich jedoch Änderungen in der Akkumulation um bis zu –14.5 %.

Die Daten für 4 ausgewählte Auslaßgletscher sind in Tabelle 5.1 zusammengefaßt.

Auslaßgletscher	Nioghalv- fjerdsbræ	Zacharias Isstrøm	Stor- strømmen	Bistrup Bræ	Grönland Eisschild
Ohmura und Reeh (1991)					
Akkumulation in [km ³]	17.12	17.34	5.41	6.72	513.1
NGT Daten					
Akkumulation in [km ³]	16.58	14.82	5.24	6.54	510.4
Änderung der Akkumulation in [%]	-3.2	-14.5	-3.1	-2.7	-0.5

Tabelle 5.1: Änderung der jährlichen Akkumulation für 4 ausgewählte Auslaßgletscher in Nordostgrönland sowie des gesamten grönländischen Eisschildes.

Der Rückgang der Akkumulationsrate für die einzelnen Gletschereinzugsgebiete kann zu Änderungen in deren Massenhaushalt führen. Die als Summe von Akkumulation und Ablation für ein bestimmtes Gebiet innerhalb eines Jahres definierte Massenbilanz (Paterson, 1994) wurde mit der neuen Akkumulationsverteilung für die einzelnen Auslaßgletscher berechnet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 5.2 zusammengefaßt. Im Vergleich zu den mit den Daten von Ohmura und Reeh (1991) berechneten Massenbilanzen ergeben sich hierfür Änderungen zwischen -2.8 % und -46.7 % für einzelne Auslaßgletscher. Die damit verbundene Änderung des Beitrags zu einer Meeresspiegeländerung im Vergleich zu dem Eingangsdatensatz von Ohmura und Reeh (1991) fällt mit ~ -1 mm/100 Jahre jedoch gering aus.

Auslaßgletscher	Nioghalv- fjerdsbræ	Zacharias Isstrøm	Stor- strømmen	Bistrup Bræ
Ohmura und Reeh (1991)				
Massenbilanz in [km ³]	7.2	4.5	-4.8	2.2
NGT Daten				
Massenbilanz in [km ³]	7.0	2.4	-5.0	2.0
Änderung der Massenbilanz in [%]	-2.8	-46.7	-4.2	-9.1

Tabelle 5.2: Änderung der jährlichen Massenbilanz für 4 ausgewählte Auslaßgletscher in Nordostgrönland.

Obwohl die neuen Massenbilanzwerte global nur geringfügig sind, so tragen diese Studien doch dazu bei, die Unsicherheiten bei der Massenbilanzierung des grönländischen Eisschildes weiter einzuschränken und die Qualität der Eingangsdaten für die Eisschildmodellierung zu verbessern. Eine weitere Verbesserung der Akkumulationsverteilung und der Unsicherheiten bei der Massenbilanzierung für Grönland sind in Zukunft mit dem bisher noch nicht vollständig ausgewerteten Datenmaterial aus dem westlichen Traversenabschnitt sowie weiteren Akkumulationsdaten aus dem *Program in Arctic Regional Climate Assessment (PARCA)* der NASA zu erwarten, die gegenwärtig ausgewertet werden.

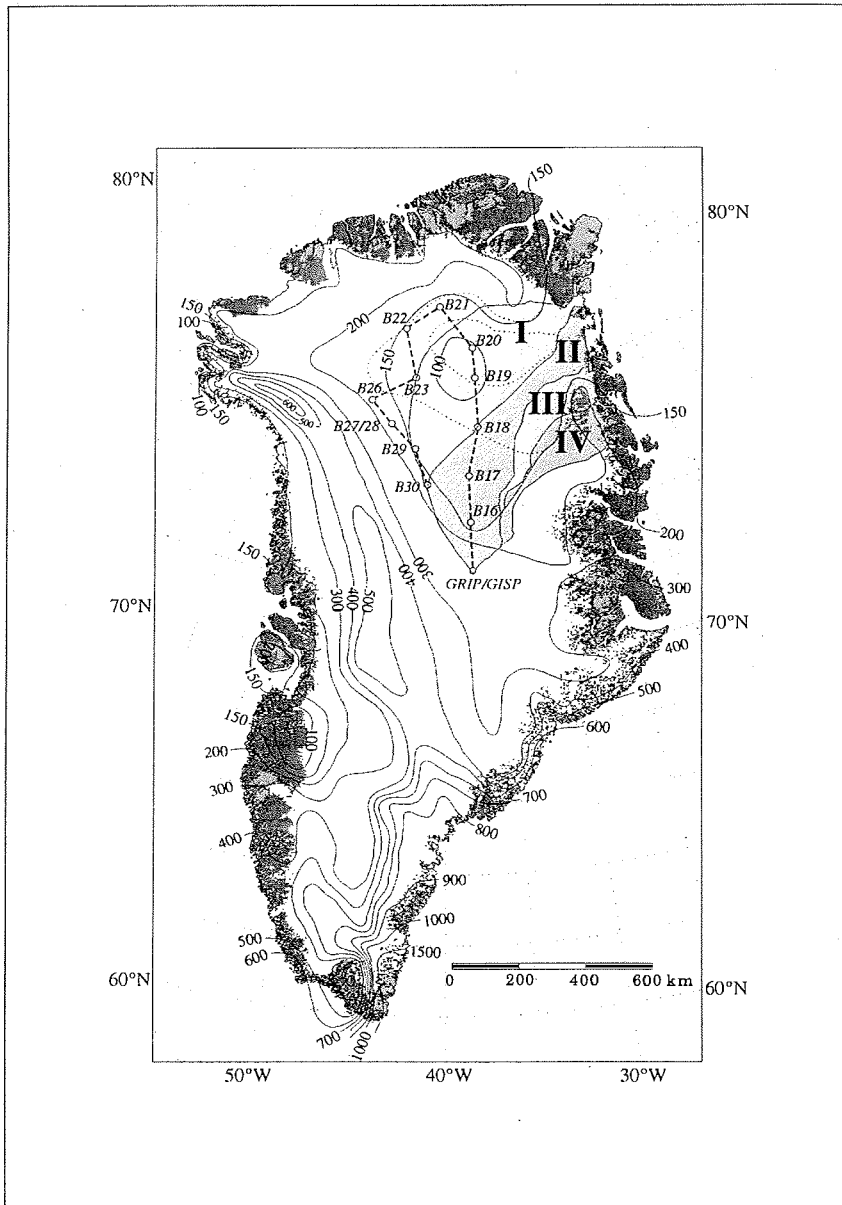


Abbildung 5.3: Neuberechnete Akkumulationsverteilung für das Inlandeis in Nordgrönland unter Verwendung der über den Zeitraum 1912–1993 gemittelten Akkumulationsraten der Eiskerne (B16–B30). Dargestellt sind die Isoplethen der mittleren jährlichen Akkumulation in mm w.e. a^{-1} als durchgezogene Linien, die 100 und 150 mm Isoplethe aus der Arbeit von Ohmura und Reeh (1991) als gepunktete Linien sowie die Traversenroute als gestrichelte Linie. Die Einzugsgebiete der vier Auslaßgletscher (I = Nioghalvfjærdsbræ, II = Zacharias Isstrøm, III = Storstrømmen, IV = Bistrup Bræ) sind schraffiert dargestellt. Abbildung modifiziert nach Jung-Rothenhäusler et al. (1998a).

5.3 Isotopengehalt $\delta^{18}\text{O}$

Neben den bereits behandelten Größen Firntemperatur und Akkumulation spielt der Gehalt der stabilen Isotope ^{18}O des Niederschlags eine wichtige Rolle bei der klimatischen Charakterisierung des Untersuchungsgebiets. Die Abbildung 5.4 zeigt den meridionalen Verlauf des Isotopengehalts ^{18}O sowie das zugehörige Höhenprofil der bisher isotopisch untersuchten fünf Eiskerne sowie der Schneeschächte des westlichen Traversenabschnitts. Dargestellt sind die über den Zeitraum 1912–1993 gemittelten Jahreswerte der Eiskerne sowie die Mittelwerte der Schneeschächte, die den Zeitraum 1991–1995 überdecken. Die Isotopenwerte steigen von ca. -37‰ im

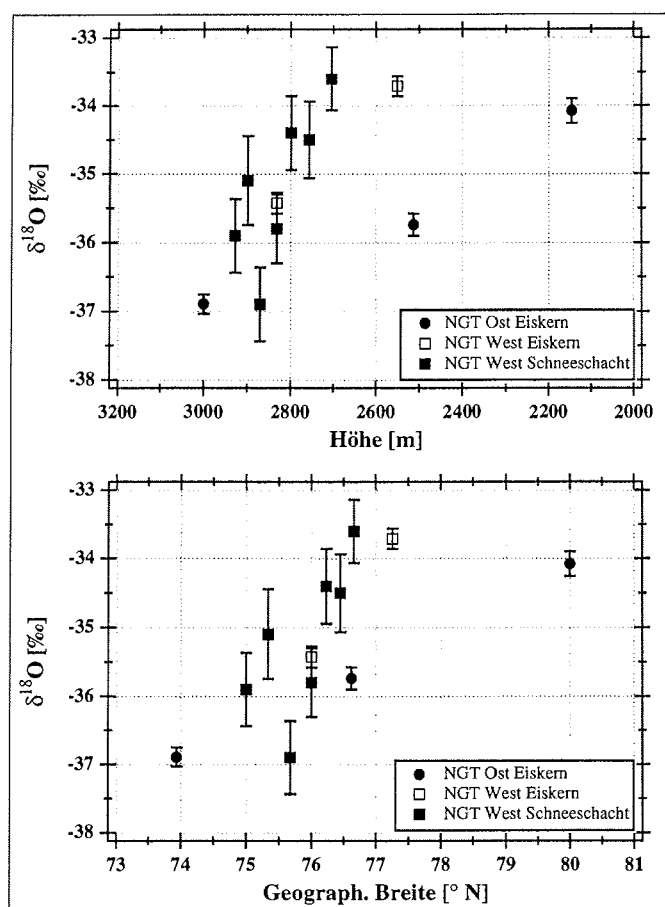


Abbildung 5.4: Meridionalprofil (oben) sowie Höhenprofil (unten) des Isotopengehalts ^{18}O des östlichen und westlichen Traversenabschnitts der Eiskerne und Schneeschächte. Die Fehlerbalken geben die Standardabweichung an.

südlichen Abschnitt auf ca. -34‰ im nördlichen Bereich der Traverse an. Dies entspricht einer Temperaturzunahme von Süden nach Norden hin und kann durch

die Abnahme der jeweiligen Positionshöhe entlang des meridionalen Verlaufs erklärt werden. Die Isotopen-Höhen- bzw. -Breiten-Gradienten sind dabei im westlichen Traversenabschnitt stärker ausgeprägt als im östlichen Teil. Dieses Resultat stimmt mit den Ergebnissen der Firntemperaturverteilung (siehe Abschnitt 5.1) gut überein.

NGT-West

NGT-Ost

$$d(\delta^{18}\text{O})/dh = (-0.62 \pm 0.07) \text{‰}/100 \text{ m} \quad d(\delta^{18}\text{O})/dh = (-0.32 \pm 0.03) \text{‰}/100 \text{ m}$$

$$(r = -0.64, \text{ signifikant auf } 95 \text{ \%})$$

$$(r = -0.96, \text{ signifikant auf } 90 \text{ \%})$$

mit h als Höhe.

Unter Verwendung der linearen Isotopen-Temperaturbeziehung (siehe Abschnitt 2.2.2) ergeben sich die entsprechenden Temperaturgradienten zu $dT/dh = -0.43 \text{ °C}/100 \text{ m}$ für den westlichen und $dT/dh = -0.21 \text{ °C}/100 \text{ m}$ für den östlichen Traversenabschnitt. Vergleicht man diese mit den gemessenen Firntemperaturgradienten aus Abschnitt 5.1, so zeigen nur die beiden Gradienten des östlichen Traversenbereichs eine gute Übereinstimmung (-0.6 bzw. $-0.22 \text{ °C}/100 \text{ m}$). Wie bereits bei der Untersuchung der Firntemperatur, so ergab die Entkoppelung von Höhe und Breite nur für den westlichen Traversenabschnitt verwertbare Gradienten, die gut mit dem Ergebnis der Firntemperaturmessungen übereinstimmen:

NGT-West

$$\partial(\delta^{18}\text{O})/\partial h = -(1.2 \pm 0.2) \text{‰}/100 \text{ m}$$

$$\partial(\delta^{18}\text{O})/\partial \lambda = -(1.9 \pm 0.2) \text{‰}/\text{° lat}$$

mit h als Höhe und λ als geographische Breite der Position. Analog erhält man einen Temperatur-Höhengradienten von $-0.83 \text{ °C}/100 \text{ m}$, der in guter Übereinstimmung zu dem Ergebnis von $-0.8 \text{ °C}/100 \text{ m}$ aus den Firntemperaturmessungen steht (siehe Abschnitt 5.1).

Das Isotopenprofil im westlichen Traversenabschnitt entspricht der erwarteten Vorstellung, wonach der auf das Inlandeis aufsteigende Wasserdampf mit zunehmender Höhe auskondensiert und dabei isotopisch immer leichter wird, d. h. negativere Werte annimmt. Dies gilt für den Fall, daß die Luftmassen vorwiegend aus südlicher und südwestlicher auf Westgrönland anströmen, wie Beobachtungen und Modellergebnisse übereinstimmend bestätigen (Chen et al., 1997; Stearns et al., 1997).

Im weiteren Verlauf des Luftmassentransports nach Norden sollte der Wasserdampf weiter auskondensieren, sich dabei isotopisch weiter abreichern und noch negativere, d. h. isotopisch leichtere Werte annehmen. Der Isotopengehalt ^{18}O steigt jedoch nach Norden hin zu isotopisch schwereren Werten an, während die Akkumulationsrate annähernd konstant bleibt und gleichzeitig die jeweilige Positionshöhe abnimmt. Ver-

gleicht man die Akkumulationsrate mit dem Isotopengehalt (siehe Abbildung 5.5), so ergibt sich kein eindeutiger linearer Zusammenhang dieser beiden Parameter. Lediglich für das westliche Untersuchungsgebiet, welches die höheren Akkumulationswerte aufweist einschließlich des südlichsten Eiskern (B16) des östlichen Abschnitts, deutet sich ein linearer Zusammenhang an. Die beiden nördlichen Eiskerne des östlichen Traversenabschnitts zeigen jedoch bei annähernd konstanter Akkumulationsrate eine Zunahme des Isotopengehalts zu schwereren Werten hin. Dies kann nur durch den Antransport von Luftmassen aus nördlichen Richtungen erklärt werden, die aufgrund ihres Ursprungs nur geringe Wasserdampfmengen enthalten.

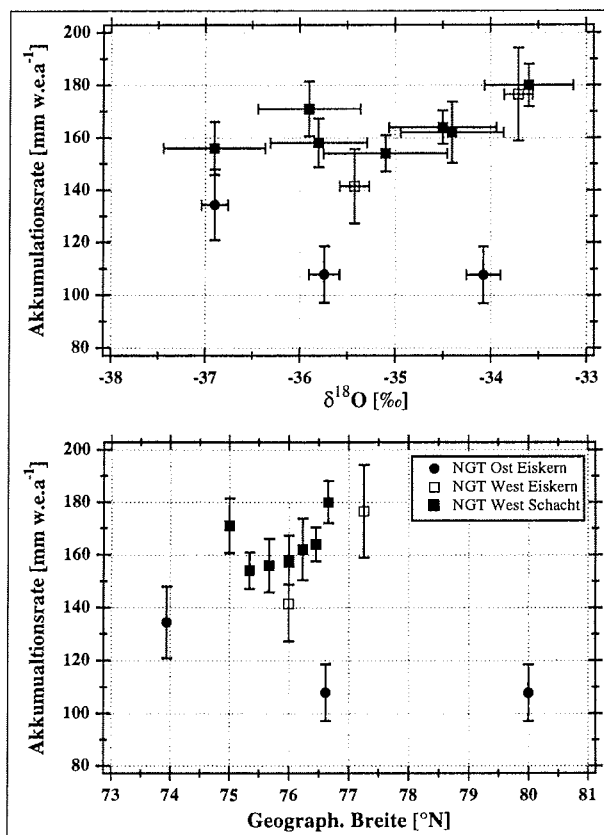


Abbildung 5.5: Vergleich des mittleren Isotopengehalts ^{18}O mit der Akkumulationsrate (oben) sowie das zugehörige Meridionalprofil der Akkumulationsrate (unten). Die Legende ist für beide Abbildungen gültig.

Aufgrund des engen Temperaturbereiches der entlang der Traverse gemessenen Firntemperaturen von ca. 2°C ist eine zuverlässige Überprüfung der Isotopen-Temperaturbeziehung nur eingeschränkt möglich (siehe Abbildung 5.6). So ergibt sich für den westlichen Traversenabschnitt ein Gradient von $d(\delta^{18}\text{O})/dT = (1.9 \pm 0.5) \text{‰}/^\circ\text{C}$. Unter Einbeziehung von Schachtisotopendaten des östlichen Abschnitts aus der Ar-

beit von Fischer (1997) erhält man einen Gradienten von $d(\delta^{18}\text{O})/dT = (0.9 \pm 0.4) \text{‰}/^\circ\text{C}$ und für das gesamte Untersuchungsgebiet der Traverse $d(\delta^{18}\text{O})/dT = (1.3 \pm 0.3) \text{‰}/^\circ\text{C}$. Nur der Gradient des östlichen Traversenabschnitts stimmt innerhalb der Fehler mit dem von Johnsen et al. (1989) veröffentlichten Wert von $d(\delta^{18}\text{O})/dT = (0.67 \pm 0.02) \text{‰}/^\circ\text{C}$ überein. Unter Einbeziehung der von Dansgaard et al. (1969) entlang der *EGIG* stammenden und später von Johnsen et al. (1989) verwendeten Temperatur- und Isotopendaten sowie der NGT Daten ergibt sich der folgende lineare Zusammenhang zwischen Isotopengehalt ^{18}O und mittlerer Jahrestemperatur zu

$$\delta^{18}\text{O} = (0.70 \pm 0.02) * T - (13.6 \pm 0.7) \text{‰}, \quad (r = 0.98, \text{ signifikant auf } 99 \text{‰}),$$

für den gemeinsamen Datensatz. Dieser Wert liegt zwar etwas über dem Ergebnis von Johnsen et al. (1989), unterstützt jedoch die Gültigkeit der Isotopen-Temperaturbeziehung im Rahmen der Fehler. Eine frühere Änderung des Gradienten wurde bereits von Johnsen et al. (1989) durchgeführt. Der ursprünglich von Dansgaard et al. (1969) bzw. Dansgaard et al. (1973) ermittelte Isotopen-Temperaturgradient von $d(\delta^{18}\text{O})/dT = 0.62 \text{‰}/^\circ\text{C}$ entlang der *EGIG*-Linie wurde durch Aufnahme weiterer Daten des grönländischen Inlandeises durch Johnsen et al. (1989) auf $d(\delta^{18}\text{O})/dT = 0.67 \text{‰}/^\circ\text{C}$ modifiziert.

Die universelle Gültigkeit der Isotopen-Temperaturbeziehung für das grönländische Inlandeis muß in Zukunft durch weitere Daten unterstützt werden, wobei regionale wie auch zeitlich Änderungen der Isotopen-Temperaturbeziehung berücksichtigt werden müssen, wie neue Ergebnisse von Feld- und Modelluntersuchungen zeigen (White et al., 1997; Jouzel et al., 1997).

Die Abbildung 5.6 zeigt die Lage der NGT Datenpunkte im Vergleich zu den von Dansgaard et al. (1969) und Johnsen et al. (1989) verwendeten Daten. Hierbei wird der im Gegensatz zum NGT Datensatz recht große Temperatur- und Isotopenbereich von 15°C bzw. 10‰ deutlich erkennbar, den die Daten von Dansgaard et al. (1969) und Johnsen et al. (1989) überdecken. Die Abweichung der NGT Daten von der Ausgleichsgeraden läßt sich durch die bereits erwähnten niedrigen Akkumulationsraten und die daraus resultierenden isotopisch stark abgereicherten Niederschläge im Niederschlagsschatten des Summit sowie die durch Beimischung von arktischen Luftmassen beeinflussten Niederschläge im nördlichen Traversenabschnitt erklären. Von Clausen et al. (1988) und Fischer et al. (1995) werden übereinstimmend Abweichungen von der linearen Isotopen-Temperaturbeziehung angegeben, die ebenfalls auf isotopisch abgereicherte Niederschläge aus Gebieten mit niedriger Akkumulationsrate ($17\text{--}23 \text{ cm w.e. a}^{-1}$) zurückzuführen sind.

Wie sich weiter aus der Abbildung 5.6 entnehmen läßt, befinden sich die Daten der NGT am unteren Ende der Geraden. Der Grund hierfür liegt in der unterschiedlichen geographischen Herkunft der beiden Datensätze auf dem grönländischen Eisschild. Die von Dansgaard et al. (1969) und Johnsen et al. (1989) verwendeten Isotopen-

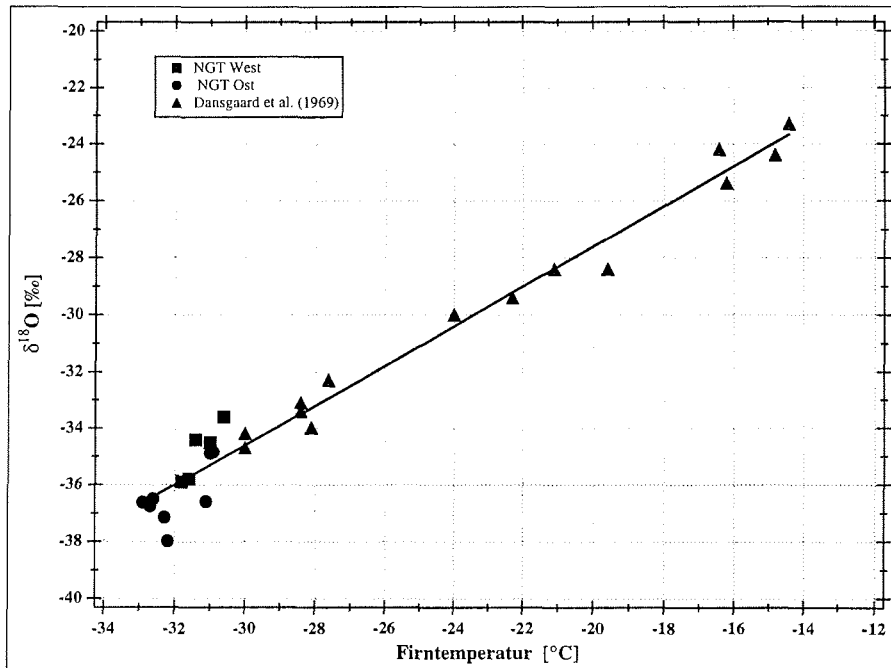


Abbildung 5.6: Mittlerer Isotopengehalt ^{18}O gegen Jahresmitteltemperatur für Positionen auf dem grönländischen Inlandeis nach Dansgaard et al. (1969) sowie die Daten der Nordgrönland Traverse. Die Isotopendaten des östlichen Traversenabschnitts wurden durch Ergebnisse von Fischer (1997) ergänzt.

und Temperaturdaten stammen überwiegend aus dem südlichen und mittleren Bereich des grönländischen Inlandeises zwischen 63°N und 69°N . Diese Region befindet sich südlich des Summit und wird größtenteils von den aus südlichen und südwestlichen Richtungen auf das Eisschild anströmenden Luftmassen beeinflusst. Klimatisch wird dieses Gebiet durch Akkumulationsraten von weit über 20 cm w.e. a^{-1} (siehe Abb. 5.3) und mittleren Jahrestemperaturen zwischen -20 und -30°C charakterisiert. Es unterscheidet sich somit wesentlich von der trockeneren und kälteren Region, die durch die Nordgrönland Traverse erfaßt wurde.

Die Verwendung des mittleren Isotopengehalts ^{18}O als Temperaturproxy für die mittlere Jahrestemperatur kann somit nach dem bisherigen Stand der Auswertung auch auf den von der Traverse untersuchten nördlichen Teil des grönländischen Eisschildes ausgedehnt werden. Nach Abschluß der noch ausstehenden Auswertungen des NGT Materials sowie der Daten des *PARCA*-Projekts sollte eine abschließende Überprüfung der Gültigkeit der Isotopen-Temperaturbeziehung nochmals durchgeführt werden.

5.4 Zusammenfassung der Ergebnisse zur geographischen Verteilung der Klimaparameter

Das Untersuchungsgebiet unterscheidet sich klimatisch von den bisher untersuchten Regionen des grönländischen Inlandeises. Die geographische Lage zwischen 73 ° und 80 ° N (entsprechend einer Nord-Süd-Ausdehnung von ca. 780 km) zusammen mit der abschattenden Wirkung der Hauptfirnscheide und des bis auf ca. 3200 m Höhe ansteigenden Summits reduzieren den Einfluß der wetterbestimmenden Tiefdruckgebiete von Westen nach Osten sowie von Süden nach Norden entlang der Traversenroute. Gleichzeitig nimmt der Einfluß arktischer Luftmassen auf den gesamten nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes zu.

Folgende Ergebnisse lassen sich zusammenfassen:

- Durchschnittliche Jahrestemperaturen zwischen -29 und -33 ° C im gesamten Untersuchungsgebiet, d. h. kein sommerliches Schmelzen an der Firnoberfläche (sog. 'dry-snow zone'). Größerer Temperatur-Höhengradient im westlichen Traversenabschnitt als im östlichen Teil.
- Mittlere Akkumulationsraten ≤ 18 cm w.e. a⁻¹ für das gesamte Untersuchungsgebiet mit wesentlich größerem Niedrigakkumulationsgebiet (~ 10 cm w.e. a⁻¹) im nördlichen Teil als bisher angenommen. Deutlich höhere Akkumulationsraten im westlichen Traversenabschnitt. Starker S-N Gradient der Akkumulationsrate im östlichen Traversenabschnitt. Bedeutende Änderungen in der Massenbilanz einiger Auslaßgletscher im Vergleich zu bisher angenommenen Akkumulationsverteilungen.
- Mittlere Isotopengehalte ¹⁸O zwischen -33.5 und -37 ‰, mit deutlich stärkerem Isotopen-Höhen- und Isotopen-Temperaturgradient im westlichen Traversenabschnitt. Bestätigung der linearen Isotopen-Temperaturbeziehung für das nördliche Inlandeis mit $d(\delta^{18}O)/dT = 0.70$ ‰/° C für das gesamte grönländische Eisschild innerhalb der Fehler.

Die bisher gezeigten Ergebnisse zur geographischen Verteilung der Klimaparameter müssen bei der Untersuchung der Isotopen- und Akkumulationszeitreihen berücksichtigt werden. Insbesondere steht hier die Frage im Vordergrund, ob die bisher beobachtete räumliche Verteilung von Akkumulation und Isotopengehalt in allen Zeitreihen vergleichbar ist, oder ob sich zeitliche und räumliche Variationen aufzeigen und wodurch diese verursacht werden.

Kapitel 6

Variationen der Isotopen- und Akkumulationszeitreihen

Für die Untersuchung klimatologischer Fragestellungen von Eis- und Firnkernen sind die Parameter Temperatur und Akkumulation sowie deren räumliche und zeitliche Variationen von zentraler Bedeutung. Temperatur und Akkumulation beeinflussen maßgeblich die Konzentration chemischer Spurenstoffe sowie den Isotopengehalt ^{18}O im Firn (siehe Abschnitt 2.1.2 und (Fischer et al., 1998a)).

6.1 Isotopenzeitreihen

Die hier vorgestellten $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitreihen der fünf bearbeiteten Eiskerne (B16, B18, B21, B26, B29) überdecken alle den Zeitraum 1400–1995 in jährlicher Auflösung. Für den Kern B18 konnte der Zeitraum um etwas mehr als 500 Jahre bis zum Jahr 871 erweitert werden. Somit stehen innerhalb der Auswertung des NGT Kernmaterials gerstmals Daten aus der Zeit des mittelalterlichen Klimaoptimums zur Verfügung.

6.1.1 Kurzzeitvariationen

Die Abbildung 6.1 zeigt den zeitlichen Verlauf des ^{18}O -Gehalts der in dieser Arbeit untersuchten Eiskerne. Dargestellt sind die Jahresmittel für den Zeitraum 1400–1995 zusammen mit den mittels 30-jährigem Gauß-Filter geglätteten Zeitreihen, bei denen der Einfluß der jährlichen Schwankungen eliminiert ist. Auffallend ist die hohe interannuale Variabilität des Isotopensignals sowie die Zunahme der Variabilität von Süden nach Norden, wobei sich die Varianz der Zeitserien zwischen dem südlichsten (B16) und nördlichsten Kern (B21) fast verdoppelt.

Betrachtet man zunächst den zeitlichen Verlauf der Jahresmittelwerte im Detail so fällt auf, daß die Übereinstimmung einzelner Jahressignale von Kern zu Kern stark schwankt und im Mittel eher gering ausfällt. Dies spiegelt sich auch in den niedrigen Korrelationskoeffizienten wider (siehe Tabelle 6.1). Für bestimmte Zeitabschnitte ist der Kurvenverlauf jedoch nahezu identisch, wenn auch die Amplitude des jeweiligen

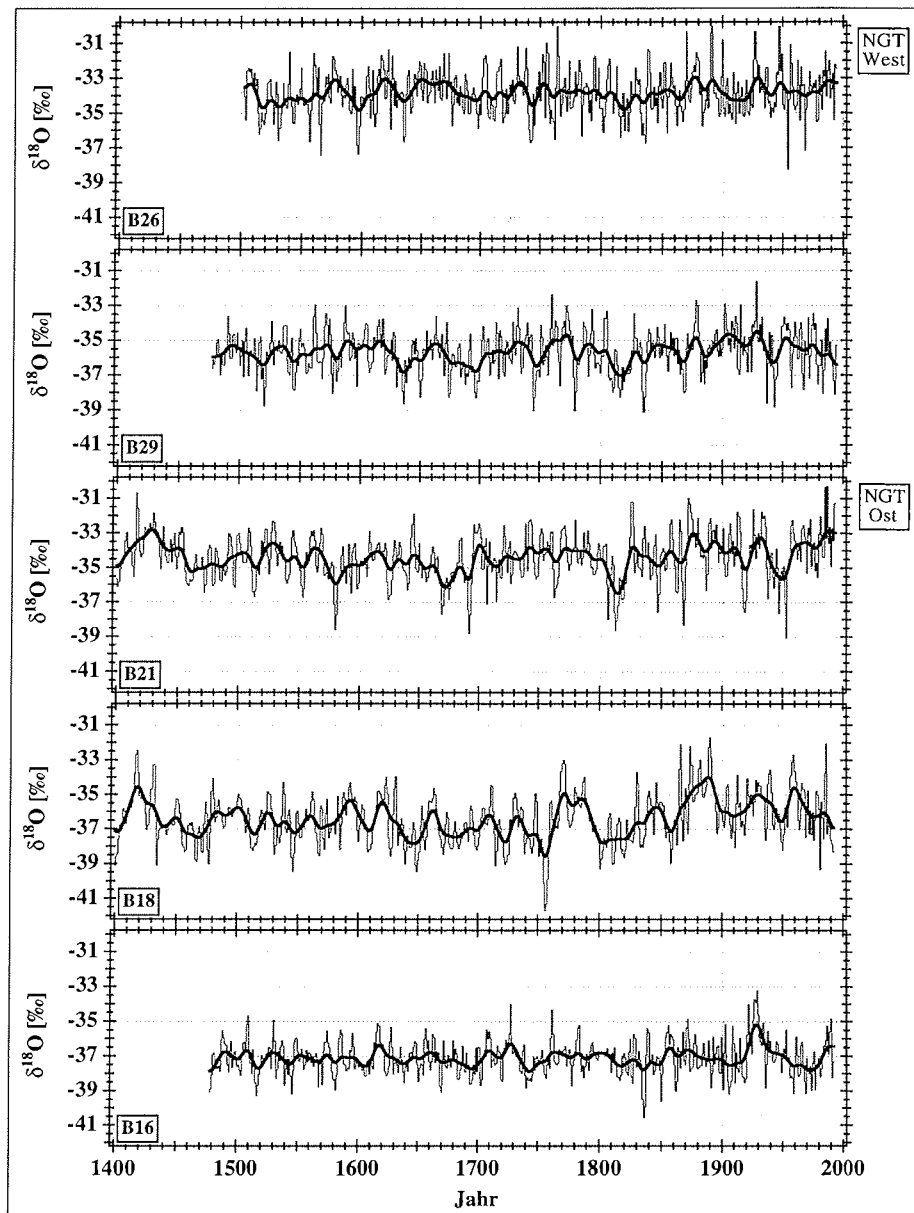


Abbildung 6.1: Zeitreihen der Jahresmittel des $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalts (dünne Kurve) sowie mittels 30-jährigem Gaußfilter geglättetes Profil (dicke Kurve) der Eiskerne B16, B18, B21, B26 und B29 für den Zeitraum 1400–1995.

Signals unterschiedlich stark ausgeprägt ist. So stimmen beispielsweise die Zeitreihen von B16 und B18 im Zeitraum 1510–1750 gut überein, während B21 nur bis zum Beginn des 17. Jahrhunderts annähernd gleichphasig verläuft.

Eine Übereinstimmung aller Eiskernzeitreihen ist jedoch nicht zu erwarten, da, wie bereits im vorhergehenden Abschnitt (siehe 5.3) gezeigt wurde, der Einfluß der Luftmassen auf das Isotopensignal und die Akkumulationsverteilung regional deutlich unterschiedlich ausfällt. Ferner muß berücksichtigt werden, daß die Transportwege der Luftmassen zeitlich und räumlich als nicht konstant angenommen werden können (Chen et al., 1997), d. h. die Kerne können aufgrund ihrer räumlichen Entfernung (bis zu ca. 700 km) Luftmassen unterschiedlichen Ursprungs ausgesetzt sein.

Die Zeitserien der Kerne B16 und B26 zeigen die häufigsten und die am stärksten ausgeprägten interannualen Schwankungen. Im Gegensatz dazu zeichnen sich die Jahresmittelkurven von B18 und B21, sowie mit Einschränkung auch die von Kern B29, durch ausgeprägte und länger andauernde Signale aus. Die Ursachen hierfür liegen in dem von Süden nach Norden und gleichzeitig von Westen nach Osten abnehmenden Einfluß der Tiefdruckgebiete aufgrund der blockierenden Wirkung des Summit und der sich daran anschließenden Firnscheide. Diese für die Niederschlagsbildung in Grönland verantwortlichen Wettersysteme sorgen für eine annähernd gleichförmige saisonale Niederschlagsverteilung im südlichen und westlichen Bereich Grönlands (Chen et al., 1997). Aufgrund der unterschiedlichen saisonalen Zusammensetzung der Niederschlagsmenge und des Isotopengehalts führt dies zu einem eher verrauschten Signalverlauf. Der nördliche Bereich des Eisschildes hingegen wird durch den Summit fast vollständig vom Einfluß der Tiefdruckgebiete abgeschirmt und erhält die Niederschläge überwiegend während der Sommermonate aus nördlichen Bereichen (Chen et al., 1997). Dies führt zu ausgeprägteren und weniger verrauschten Isotopensignalen als in den südlicheren Gebieten. Dies trifft ebenfalls auf Kern B29 zu, der zwar südlicher als B26 gelegen ist, sich aber bereits östlich der Firnscheide befindet und im Isotopensignal den Kernen B18 und B21 vergleichbar ist.

Die Korrelationskoeffizienten der Zeitreihen sind in Tabelle 6.1 zusammengefaßt. Für die Jahresmittel im $\delta^{18}\text{O}$ ergeben sich dabei Werte von maximal 0.25 für die zwei südlichsten Kerne (B16 und B29). Die besten Korrelationswerte der geglätteten Kurven erreichen die beiden am nächsten beinander liegenden Kerne B18 und B29 ($r = 0.5$), sowie der westlichste (B26) und südlichste Kern (B16, $r = 0.46$). Zu vergleichbaren Ergebnissen kommen Clausen et al. (1988) beim Vergleich von geglätteten Isotopenzeitreihen an 6 benachbarten Eiskernen aus dem Zentralbereich Grönlands (max. Entfernung ca. 180 km). Die dort ermittelten Korrelationskoeffizienten erreichen Werte zwischen 0.14 und maximal 0.69.

Neben Datierungsfehlern (maximal 1–3 Jahre) für einzelne Jahre können noch andere Faktoren die geringe Korrelation der Jahresmittel erklären. So kann der $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt der Jahresmittelwerte durch Nachdepositionseffekte wie Windverfrachtung von Schnee, Diffusion von Wasserdampf sowie die oben bereits erwähnte regional unterschiedliche Zusammensetzung des Jahresniederschlags mit Sommer- und Winter-

Eiskern	B16	B18	B21	B26	B29
B16	1	0.27	0.19	0.46	0.38
B18	<i>0.13</i>	1	0.40	0.26	0.50
B21	<i>0.06</i>	<i>0.20</i>	1	0.13	0.36
B26	<i>0.15</i>	<i>0.10</i>	<i>0.01</i>	1	0.31
B29	<i>0.25</i>	<i>0.20</i>	<i>0.10</i>	<i>0.19</i>	1

Tabelle 6.1: Korrelationskoeffizienten der Isotopenzeitreihen. Die Werte der oberen Hälfte der Tabelle beziehen sich auf die gaußgefilterten Kurven, während die unteren Werte für die ungeglätteten Zeitserien stehen. Als einheitlicher Vergleichszeitraum wurde 1502–1993 gewählt. Die Werte ≥ 0.1 sind auf dem 99 % Niveau statistisch signifikant (gilt nur für die ungeglätteten Werte). Der Vertrauensbereich für Werte ≥ 0.3 ist $\leq \pm 0.1$.

anteilen (entsprechend unterschiedlichem Isotopengehalt) beeinflusst werden (Fisher, 1988; Johnsen et al., 1997; Chen et al., 1997).

Die geglätteten Zeitreihen repräsentieren Temperaturtrends, die für längere Zeitabschnitte in der Größenordnung von Dekaden repräsentativ sind und bereits auf überregionale Einflüsse hinweisen. Für bestimmte Zeitabschnitte finden sich in allen Kernzeitreihen (siehe Abb. 6.1) Perioden mit gleichphasigem aber unterschiedlich stark ausgeprägtem Signalverlauf. Dies deutet darauf hin, daß sich Temperaturänderungen im gesamten Untersuchungsgebiet auswirken, dabei jedoch regional verschieden stark ausfallen. So zeichnet sich der Zeitraum der 20er und 30er Jahre des 20. Jahrhunderts durch eine Phase deutlicher Erwärmung aus, die durch Temperaturaufzeichnungen in der gesamten Arktis als „*Arctic warming*“ bekannt ist (Kelly et al., 1982). Der Anstieg im Isotopengehalt ist dabei in den Zeitreihen der südlichsten Kernen des östlichen Traversenabschnitts (B16 und B18) am ausgeprägtesten (siehe Abb. 6.1 und 6.3). Dies ist konsistent mit der Annahme, daß in dieser Phase durch eine veränderte Lage (Verschiebung nach Norden) und eine Verstärkung des mittleren Tiefdruckgebietes südwestlich von Island vermehrt warme Luftmassen nach Nordeuropa und Grönland strömen konnten (Rogers, 1985). Aufgrund der blockierenden Wirkung der Firnscheide fallen die Auswirkungen im westlichen Teil Grönlands (und somit auch dem westlichen Traversenteil) schwächer aus, was sich in den weniger ausgeprägten Isotopensignalen widerspiegelt (siehe Abb. 6.1 und 6.3).

Weitere Beispiele prominenter wärmerer Phasen sind die Zeitabschnitte um 1820/30, die in den westlichen und nördlichen Kernen stärker ausgeprägt ist, in der Zeit nach 1650 (besonders deutlich bei B18, B26 und B29) sowie um das Jahr 1610/20 (B16, B18 und B26). Beispiele für markante kühlere Phasen findet man zu Beginn des 20. Jahrhunderts (vor 1920, besonders bei B21, B26 und B18), in der ersten Hälfte sowie gegen Ende des 17. Jahrhunderts.

Allerdings lassen die Isotopenzeitreihen auch regionale Unterschiede erkennen. So zeigen die gefilterten Zeitreihen der Kerne B16, B21 und B26 nach dem Jahr 1950 Trends zu höheren Temperaturen hin, während sich bei B18 und B29 eher eine Temperaturabnahme andeutet. Dieses uneinheitliche Bild der Temperaturentwicklung in

Grönland wird durch Ergebnisse von Chapman und Walsh (1993) sowie Kahl et al. (1993) gestützt, die regional unterschiedliche Temperaturtrends für Grönland wie auch für die gesamte Arktis im Zeitraum 1958–1991 angeben. Weitere Beispiele für regional unterschiedliche Temperaturtrends findet man in den Zeitreihen von B18, B21 und B29 in der Mitte des 20. Jahrhunderts sowie zwischen 1800 und 1820, wo übereinstimmend kühlere Phasen auftreten, jedoch nicht in den anderen beiden Kernzeitreihen. Für die zeitlich noch weiter zurückreichenden Kerne B18 und B21 beobachtet man übereinstimmend eine starke Abkühlung seit den Jahren 1420/30, die bis etwa zur Mitte des 15. Jahrhunderts andauert.

Die Auswirkungen von Vulkanausbrüchen auf den Temperaturverlauf beschränkt sich auf wenige Jahre nach der eigentlichen Eruption (Fischer et al., 1998). Beispiele hierfür sind die kälteren Phasen bei B18 und B21 nach dem Jahr 1450, die von zwei Vulkanausbrüchen in den Jahren 1450 (Aniachak, Alaska) und 1452 (Kuwae, Vanuatu, Pazifik) begleitet werden und auch in anderen Temperaturreihen der Nordhemisphäre mit einer Erniedrigung der Temperatur in Verbindung gebracht werden (Briffa et al., 1998). Einer der stärksten Vulkanausbrüche der letzten 500 Jahre, der Ausbruch des Tambora 1815 (Indonesien), zeigt zwar im weiteren Verlauf einen Rückgang der Temperaturen an, jedoch wird dieser von einem länger andauernden negativen Temperaturtrend überlagert, der möglicherweise von zwei vorangegangenen Vulkanausbrüchen (1800 St. Helens, USA, Briffa et al. (1998); 1809 unbekannt, Zielinski et al. (1994)) eingeleitet wurde.

Die beobachteten Gemeinsamkeiten bzw. Unterschiede der Kurzzeitvariationen in den Isotopenzeitreihen einzelner Kerne bzw. Gruppen von Kernen sowie die abschnittsweise vorhandenen Phasenverschiebungen des Isotopensignals zwischen einzelnen Kernen deuten auf den unterschiedlichen Einfluß der atmosphärischen Zirkulationsmuster hin. Datierungsfehler können hier ausgeschlossen werden, da der Fehler zwischen zwei festen, von bereits datierten Vulkanausbrüchen bestimmten Zeitmarken, maximal 1–3 Jahre beträgt. Die Variationen der für Grönland wetter- und klimabestimmenden Zirkulationsmuster können jedoch räumlich und zeitlich verschiedene Ausmaße annehmen. Dies wiederum bedeutet, daß sich die Liefergebiete und somit die isotopische Zusammensetzung des Niederschlags entsprechend der Variabilität der Zirkulationsmuster ändern.

Wie am Beispiel des „*Arctic warming*“ gezeigt wurde, lassen sich gemeinsame Erscheinungen im Isotopensignal bestimmten Zirkulationsmustern der Atmosphäre zuordnen. Zusammen mit den an den Kernen gemessenen chemischen Parametern und Methoden der Zeitreihenanalyse sollte sich somit die Möglichkeit ergeben, aus den Zeitreihen eine Rekonstruktion atmosphärischer Zirkulationsmuster aus der Zeit vor den ersten meteorologischen Aufzeichnungen durchzuführen.

6.1.2 Langzeitvariationen

Die Langzeitvariationen der Isotopenzeitreihen sind in den Abbildungen 6.2 und 6.3 dargestellt. Die hierfür mittels SSA (Singular Spectrum Analysis) ermittelten

ersten rekonstruierten Komponenten (RC1) lieferten allerdings nur für die Kerne des östlichen Traversenabschnitts (B16, B18, B21) eindeutige Resultate, wobei die Langzeitvariabilität bei Kern B16 nur sehr schwach ausgeprägt ist. Die ersten rekonstruierten Komponenten der Kerne B26 und B29 zeigen aufgrund der geringeren Probenaufösung im Vergleich zu den andern Kernen nur hochfrequente Oszillationen im Isotopensignal, die keine eindeutigen Langzeitvariationen erkennen lassen. Für die beiden zuletzt genannten Kerne wurde ein Gaußfilter verwendet. Hierdurch erhält man einen vergleichbaren Glättungsgrad, wie Vergleichsuntersuchungen der beiden Methoden ergeben haben. Lediglich an den Enden der Kurven der Zeitserien treten geringfügige Abweichungen auf, die bei der Interpretation zu berücksichtigen sind.

Der Zeitraum 871–1400 AD

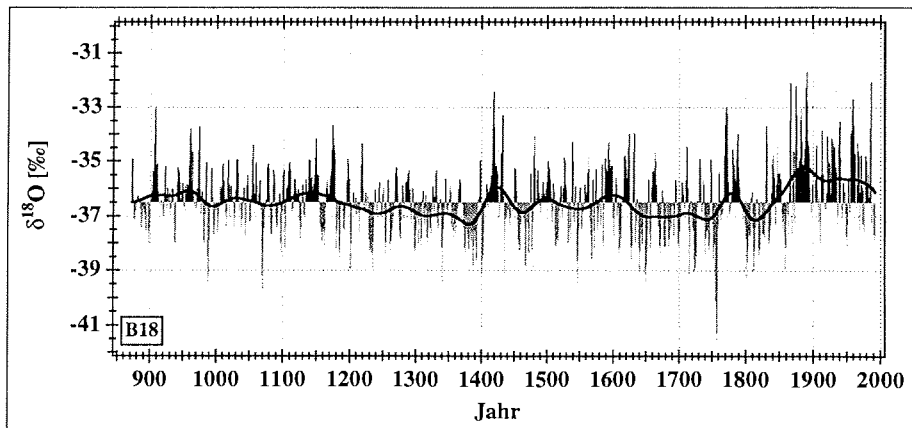


Abbildung 6.2: Langzeitvariationen des $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalts von Kern B18 für den Zeitraum 871–1993. Dargestellt sind die Abweichungen vom Kernmittel sowie die mittels SSA bestimmte erste rekonstruierte Komponente RC1 (dicke Kurve).

Die Langzeitvariationen von Kern B18 (RC1, siehe Abb. 6.2) zeigen im Zeitraum 871 bis ca. 1370 eine stetige Abnahme des Isotopengehalts zu kühleren Isotopentemperaturen hin an, wobei gegen Ende der Periode der $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt um bis zu -0.8 ‰ vom Kernmittel abweicht. Unterbrochen wird dieser Verlauf von zwei wärmeren Phasen mit einer Abweichung des Isotopengehalts vom Kernmittel um bis zu $+0.42 \text{ ‰}$ bzw. $+0.36 \text{ ‰}$ gegen Ende des 10. bzw. in der Mitte des 12. Jahrhunderts. Unter Verwendung der im Abschnitt 5.3 beschriebenen linearen Isotopen-Temperaturbeziehung (mit $d(\delta^{18}\text{O})/dT = 0.70 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$) ergeben sich hieraus Temperaturerhöhungen von ca. $+0.6$ und $+0.5^\circ\text{C}$ für die Zwischenmaxima und eine Änderung um bis zu 1.1°C zwischen dem Temperaturminimum und -maximum.

Der Zeitraum zwischen dem 9. und der Mitte des 15. Jahrhunderts wird in der Literatur als „Mittelalterliches Klimaoptimum“ beschrieben und ist in vielen Kli-

maarchiven und Aufzeichnungen dokumentiert (Lamb, 1977)¹. Dieser Zeitabschnitt zeichnet sich durch eine länger andauernde wärmere Klimaepoche aus, wobei Ausmaß und Dauer der Temperaturerhöhung jedoch regional große Unterschiede zeigten (Hughes und Diaz, 1994). Die Temperaturen lagen dabei in Mitteleuropa um bis zu 1.4 °C über dem Temperaturmittel des 20. Jahrhunderts (Lamb, 1995). Der Verlauf der Isotopentemperatur bei Kern B18 bestätigt diesen Sachverhalt nicht, wenngleich die mittlere Temperatur des Zeitraums 871 bis 1200 um 0.5 °C über der mittleren Temperatur der nachfolgenden Jahrhunderte liegt. Wie den Abbildungen 6.1 und 6.3 jedoch übereinstimmend zu entnehmen ist, fallen die für gleiche Zeitabschnitte beobachteten Minima, Maxima und Langzeitrends von Kern zu Kern aufgrund der zuvor und in Abschnitt 5.3 beschriebenen Ursachen verschieden stark aus. Verlässliche Angaben über die Größenordnung der Temperaturänderungen für diesen Zeitabschnitt sollten nach Abschluß der Auswertung weiterer Kerne möglich sein, die zur Zeit bearbeitet werden.

Als Ursachen für die Erwärmung während des „*Mittelalterlichen Klimaoptimums*“ werden eine verstärkte Sonnenaktivität (Jirikowic und Damon, 1994) sowie natürliche räumliche und zeitliche Änderungen atmosphärischer Zirkulationsmuster (Hunt, 1998) diskutiert. Die Abbildung 6.4 zeigt einen Vergleich der dokumentierten Winterstrenge in London und Paris mit dem Verlauf der $\Delta^{14}\text{C}$ Werte² aus Baumringen, die als Proxyparameter für die solare Variabilität angenommen werden kann (Stuiver et al., 1997). Die Jahre 1100–1250 zeichnen sich durch hohe Sonnenfleckenzahlen (*Großes Sonnenfleckenmaximum*) und einem Maximum der solaren Aktivität aus, was sich in einer Abweichung von – 10 ‰ im $\Delta^{14}\text{C}$ ausdrückt (Eddy, 1976). Der Zeitabschnitt 1280–1350, das sogenannte Wolf Minimum, wird durch ein Minimum von beobachteten Sonnenflecken und somit einer verringerten solaren Aktivität charakterisiert. Parallel dazu verlaufen die Langzeitvariationen des Isotopensignal zu kühleren Temperaturen hin, bis gegen Ende des 14. Jahrhunderts ein Minimum erreicht wird, bevor nach der Jahrhundertwende ein neues Isotopenmaximum und ein Sonnenfleckenmaximum erreicht wird.

Prinzipiell stimmt der Trend der Langzeitvariationen des Isotopengehalts von B18 mit dem ^{14}C -Verlauf überein, wenngleich die Maxima und Minima eine leichte Phasenverschiebung aufweisen. Dies kann auf das bereits erwähnte uneinheitliche Erscheinungsbild des „*Mittelalterlichen Klimaoptimums*“ zurückgeführt werden.

Betrachtet man nochmals die Langzeitvariationen von Kern B18 über den gesamten Zeitraum, so fallen die lang andauernden abkühlenden Phasen auf, die von kurzen schnellen Erwärmungen (um 1400 sowie gegen Ende des 19. Jahrhunderts) unterbrochen werden. Der Trend nach der letzten Erwärmung deutet auf eine weitere Abkühlung hin, jedoch ist aufgrund der Kürze der Zeitserie dort noch keine gesicherte Aussage möglich. Dieses Phänomen einer schnellen Erwärmung mit einer

¹In diese Phase fällt auch die Besiedlung Islands und Grönlands durch die Wikinger (Dansgaard et al., 1975).

² $\Delta^{14}\text{C}$ drückt die Abweichung der ^{14}C -Aktivität der Probe gegenüber einem Standard (NBS-Oxalsäure) in ‰ aus (Stuiver und Braziunas, 1993).

anschließenden länger andauernden Abkühlung wird von Johnsen et al. (1997) als mögliches charakteristisches Merkmal für Klimavariationen in Grönland erwähnt. Ähnliche Strukturen zeigen die aus dem letzten Glazial beobachteten schnellen Klimaschwankungen, die sogenannten Dansgaard-Oeschger-Ereignisse, die jedoch im Isotopensignal viel stärker ausgeprägt sind und deren Auslöser bisher im Detail noch nicht bekannt sind (Dansgaard et al., 1993).

Der weitere zeitliche Verlauf der Isotopenzeitreihe von B18 wird zusammen mit den anderen Kernen im nachfolgenden Abschnitt diskutiert.

Der Zeitraum 1400–1995 AD

Der weitere zeitliche Verlauf der Langzeitisotopenvariationen der fünf bearbeiteten Eiskerne für den Zeitraum 1400–1995 ist in Abbildung 6.3 dargestellt. Die Zeitreihen der beiden Kerne B18 und B21 zeigen die ausgeprägtesten Langzeittrends mit Abweichungen von bis zu + 1.3 ‰ vom Kernmittel (entsprechend + 1.8 °C), gefolgt von Kern B29, während die anderen beiden Kerne einen eher glatten Kurvenverlauf mit Abweichungen von maximal 0.5 ‰ (entsprechend + 0.7 °C) vom Kernmittel aufweisen. Dies verdeutlicht auch der durch die Komponente RC1 erklärte Beitrag an der Gesamtvarianz des Isotopensignals. Die Anteile liegen bei 14 % bzw. 17 % für B21 und B18 gegenüber nur 10 % Varianzanteil bei B16. Die höchsten Korrelationskoeffizienten erzielen die Kerne B18, B21 und B29 mit Werten zwischen 0.55 und 0.68 (siehe Tabelle 6.2).

Eiskern	B16	B18	B21	B26	B29
B16	1	0.06	0.01	0.34	0.13
B18		1	0.68	0.33	0.68
B21			1	0.13	0.55
B26				1	0.25
B29					1

Tabelle 6.2: Korrelationskoeffizienten der Langzeitvariationen der $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitreihen. Als einheitlicher Vergleichszeitraum wurde 1502–1993 gewählt. Der Vertrauensbereich für Werte ≥ 0.3 ist $\leq \pm 0.1$.

Der Trendverlauf zeigt übereinstimmend mehrere ausgeprägte Minima im Verlauf des 17. Jahrhunderts für B18, B21 und B29 mit Abweichungen von bis zu -0.8 ‰ (entsprechend -1.1 °C) vom Kernmittel, wobei die kältere Phase bei Kern B18 bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts andauert. Bei den Kernen B16 und B26 sind diese Kaltphasen nur ansatzweise zu erkennen. Weiterhin sind zu Beginn des 19. Jahrhunderts bei B18, B21, B26 und B29 deutlich kühlere Abschnitte zu beobachten (-0.7 ‰, entsprechend -1 °C). Die Kerne B21 und B18 zeigen im 15. Jahrhundert den Übergang von einem wärmerem zu einem kälteren Abschnitt, wobei das Maximum bei B21 mit $+0.9$ ‰ (entsprechend $+1.3$ °C) das stärkste innerhalb der Zeitreihe darstellt und stärker als bei B18 ($+0.5$ ‰, entsprechend $+0.7$ °C) ausfällt. Die

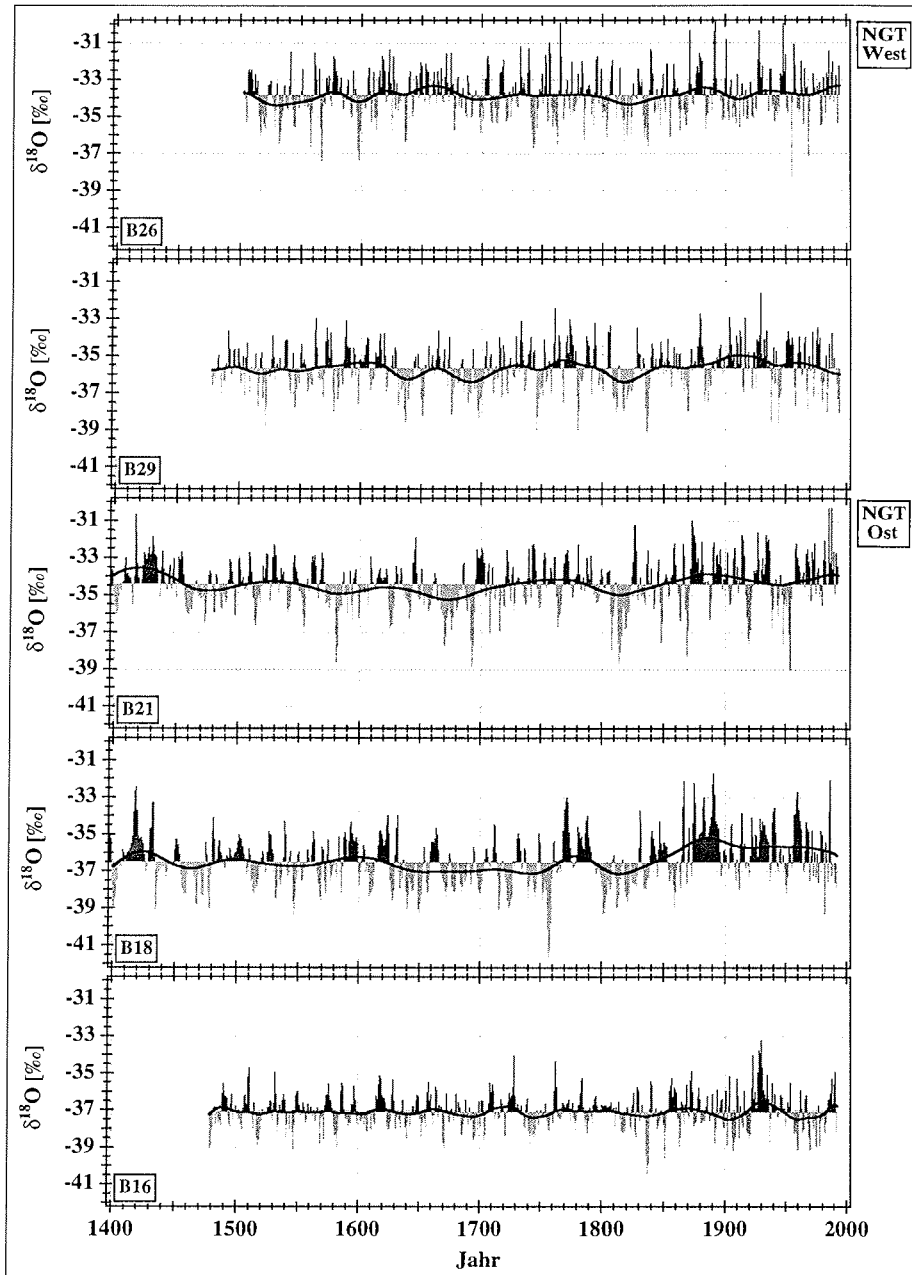


Abbildung 6.3: Langzeitvariationen des Isotopengehalts der Eiskernzeitreihen B16, B18, B21, B26 und B29 für den Zeitraum 1400–1995. Dargestellt sind die Abweichungen vom Kernmittel (dünne Kurve) sowie die mittels SSA bestimmte erste rekonstruierte Komponente RC1 (dicke Kurve) für die Kerne B16, B18, B21 sowie die mittels 200-jährigem Gauß-Filter geglätteten Zeitreihen der Kerne B26 und B29 (dicke Kurve).

beiden Minima fallen mit je ca. -0.3‰ (entsprechend -0.4 °C) gering aus. Hierbei ist auffällig, daß die wärmere wie auch die kühlere Phase bei B21 länger andauern als bei B18.

Die in den Kurzzeitvariationen beobachteten regionalen Unterschiede machen sich auch in den Langzeittrends bemerkbar. So ist beispielsweise übereinstimmend bei B18, B21 und B26 gegen Ende des 19. Jahrhunderts eine wärmere, wenngleich auch regional unterschiedlich stark ausgeprägte, Phase zu beobachten (nicht jedoch bei B16 und B29). Im weiteren Verlauf zu Beginn des 20. Jahrhunderts weicht B26 jedoch von der bei B18 und B21 noch andauernden wärmeren Periode ab und durchläuft ähnlich wie B16 eine kühlere Phase.

Vergleicht man die über den Zeitraum 1850–1995 gemittelten Langzeitvariationen im Detail, so zeigen sich auch hier regional große Unterschiede. Zwar liegt das Mittel der Langzeitvariationen aller Kerne seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts um ca. 0.3‰ (entsprechend $+0.4\text{ °C}$) über dem Kernmittel, jedoch fällt die Erwärmung in den Einzelkernzeitreihen unterschiedlich stark aus. So zeigt B18 mit $+0.85\text{‰}$ (entsprechend $+1.2\text{ °C}$) den stärksten Anstieg, während bei B21 und B29 im Mittel eine annähernd gleich starke Erwärmung zu erkennen ist ($+0.4\text{ °C}$ bzw. $+0.3\text{ °C}$) und die Kerne B26 und B16 nur eine geringe ($+0.2\text{ °C}$) bzw. keine mittlere Temperaturerhöhung anzeigen.

Die beobachteten Kaltphasen in den Langzeitvariationen der Isotopenzeitreihen in der zweiten Hälfte des 15. und 17. Jahrhunderts sowie zu Beginn des 19. Jahrhunderts fallen in die als „*Kleine Eiszeit*“ bezeichnete Epoche. Dieser über mehrere Jahrhunderte andauernder Zeitabschnitt von ca. 1450–1900 zeichnet sich durch mehrere markante kühlere Perioden (siehe Abbildung 6.4) und bedeutende Gletschervorstöße aus (Grove, 1988). In Mitteleuropa lagen dabei die Temperaturen in den Kaltphasen um $1\text{--}1.5\text{ °C}$ unter dem Mittel der Jahre 1920–60 (Lamb, 1995).

Ähnlich wie in der Phase des „*Mittelalterlichen Klimaoptimums*“ so sind die Klimaschwankungen auch während der „*Kleinen Eiszeit*“ zeitlich und räumlich unterschiedlich stark ausgeprägt (Grove, 1988). So beobachtet man in den kühlen Phasen der Langzeittrends der Isotopenzeitreihen sowohl innerhalb der Eiskernrekords wie auch beim Vergleich mit den beobachteten Temperaturminima bzw. Sonnenfleckenminima aus Abbildung 6.4 Phasenverschiebungen, die die regionalen Einflüsse auf das Isotopensignal verdeutlichen. Die besten Übereinstimmungen zwischen den Kaltphasen der Isotopenzeitreihen und der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte bzw. den Sonnenfleckenminima zeigen die Kerne B18, B21 und B29.

Gestapeltes $\delta^{18}\text{O}$ -Profil

Um den Rauschanteil weiter zu reduzieren und sowohl räumliche als auch zeitlich repräsentative Langzeitvariationen der Isotopenzeitreihen zu erhalten, wurde aus den Einzelzeitreihen des Isotopengehalts ^{18}O eine gemittelte Zeitserie gebildet (siehe Abb. 6.5). Hierfür wurden die Zeitserien ausgewählt, die die ausgeprägtesten Variationen und die größten Korrelationskoeffizienten in den Langzeitvariationen

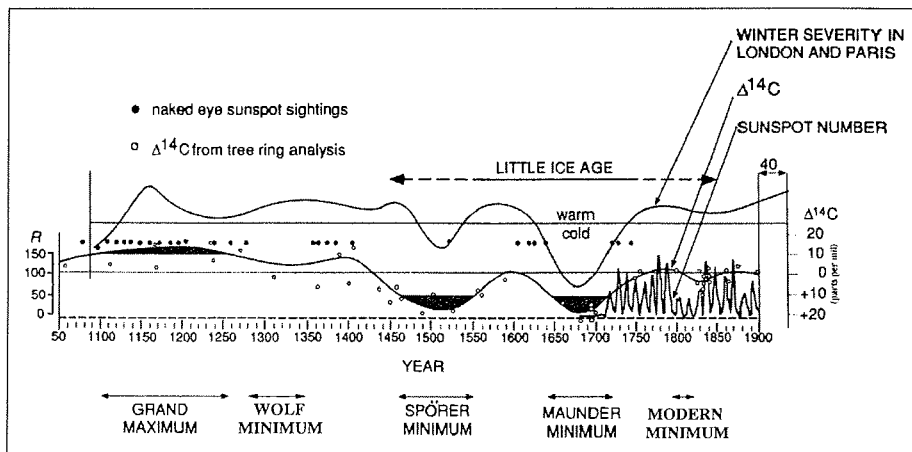


Abbildung 6.4: Vergleich der Winterstrenge in London und Paris (obere durchgezogene Kurve) und der Langzeitvariationen der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte von Baumringen (offene Kreise und untere durchgezogene Kurve). Zusätzlich sind beobachtete Sonnenflecken (dunkle Punkte) sowie die mittlere jährliche Sonnenfleckenanzahl R (untere Kurve, seit 1700) eingezeichnet. Die dunkel schraffierten Bereiche geben Abschnitte mit außergewöhnlich hoher (Maximum) bzw. niedriger (Minimum) Sonnenfleckenanzahl an (Abbildung modifiziert nach Eddy (1976) und Lean und Rind (1998)).

aufweisen (siehe Tabelle 6.2). Die Mittelung erfordert, daß die Datensätze aus Regionen stammen, die vergleichbaren klimatischen Einflüssen ausgesetzt sind (Fisher et al., 1996), was für B18 und B21 zweifelsfrei zutrifft und für B29 mit Einschränkung gilt. Die vergleichsweise hohen Korrelationswerte von B29 mit B18 und B21 (siehe Tabelle 6.2) unterstützen jedoch die Verwendung des Datensatzes von B29 im gemittelten Profil. Die Korrelationskoeffizienten r zwischen den Einzelzeitreihen (nur B18, B21, B29) und dem gemittelten Profil liegen zwischen 0.63 und 0.73, mit einem Mittelwert von 0.67. Dies bedeutet, daß $\sim 45\%$ der Varianz (r^2) einer jeden Einzelzeitreihe von dem gemittelten Rekord erfaßt werden. Die geringen Korrelationskoeffizienten der anderen Kerne lassen sich auf die bereits angesprochenen Ursachen (Postdepositionseffekte etc.) zurückführen.

Für das gestapelte Isotopenprofil ergibt sich nach der Formel von Fisher et al. (1985) das Signal zu Rausch Verhältnis F zu:

$$F = \bar{r} \frac{1}{1 - \bar{r}}$$

mit \bar{r} als dem Mittelwert der Einzelkorrelationskoeffizienten der 3 Zeitreihen. Für das Signal zu Rausch Verhältnis des gestapelten Profils ergibt sich somit $F = 2.03$. Dieses Ergebnis entspricht den Resultaten von Fisher et al. (1985) für Isotopenzeitreihen aus dem nördlichen Teil des grönländischen Eisschildes, wo für F Werte zwischen 2 und 3 beobachtet werden. Diese Werte liegen deutlich über den im Zen-

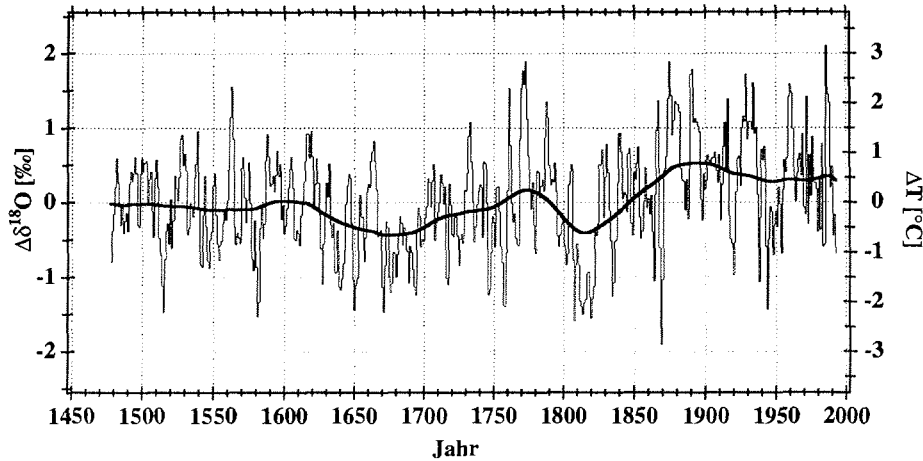


Abbildung 6.5: Gestapeltes Isotopenprofil (^{18}O) der Kerne B18, B21 und B29. Dargestellt sind die normierten Mittelwerte der 3 Jahresmittelzeitreihen (dünne Kurve) sowie die mittels SSA ermittelte erste rekonstruierte Komponente $RC1$, die den Langzeittrend der Isotopen-Temperatur unter Verwendung der linearen Isotopen-Temperatur Beziehung verdeutlicht.

tralteil des Eisschildes im Bereich des Summit beobachteten Ergebnissen, zwischen 1 und 1.5 liegen (Fisher et al., 1985). Dies unterstreicht den verrauschten Charakter dieser Isotopenzeitreihen wie auch der NGT-Isotopenzeitreihen aus dem südlichsten Abschnitt (B16) gegenüber den weniger verrauschten Zeitreihen aus dem nördlichen Teil der Traverse. Somit stellt das gestapelte Profil ein für das nordgrönländische Eisschild repräsentatives Archiv für die Rekonstruktion der Isotopen-Temperatur dar.

Die Abbildung 6.5 zeigt das aus den 3 Zeitreihen B18, B21 und B29 gestapelte Profil der Isotopenzeitreihen zusammen mit der aus der linearen Isotopen-Temperatur-Beziehung abgeleiteten Isotopen-Temperatur (siehe 5.3). Die im Abschnitt 6.1.2 beschriebenen Kaltphasen der „kleinen Eiszeit“ treten hier deutlich hervor. Das *Maunder Minimum* (1645–1715) sowie das *Modern Minimum* (1795–1823) zeichnen sich durch Abweichung des Isotopengehalts bzw. der Isotopen-Temperatur von -0.35 ‰ (entspr. -0.5 °C) bzw. -0.71 ‰ (entspr. -1.1 °C) gegenüber den jeweiligen Mittelwerten aus. Der Zeitraum 1850–1993 ist durch ~ 0.6 °C wärmere Isotopen-Temperaturen gegenüber dem gestapelten Mittelwert gekennzeichnet. Die markante Phase des *Arctic Warming* (1920–30) wird in diesem gestapelten Profil ebenso abgebildet wie die anschließende Kaltphase zwischen 1940 und 1960, die beide aus den Einzelzeitserien bereits bekannt sind (siehe Abb. 6.1).

Diskussion

Im Vergleich mit den Temperaturschwankungen während der letzten Eiszeit (Dansgaard-Oeschger-Ereignisse) (7–13 °C, Johnsen et al. (1992)) sowie beim Übergang Eiszeit-Warmzeit (+20 °C, Cuffey und Clow (1997)) fallen die in den Isotopenzeitreihen über die ca. letzten 1100 Jahre beobachteten Langzeitvariationen mit 1–2 °C gering aus. Auch wenn diese Schwankungen relativ klein ausfallen, so lassen sich doch globale Klimaschwankungen (hier Temperatur) wie die „*Kleine Eiszeit*“ in den Isotopenzeitreihen beobachten. Allerdings werden die Isotopensignale zusätzlich durch die natürliche Variabilität beeinflusst. Wie in den vorangegangenen Abschnitten gezeigt wurde, fällt dieser Einfluß auf das Isotopensignal regional unterschiedlich stark aus. Am Beispiel der Isotopenzeitreihen der beiden Kerne B16 und B26 zeigt sich, daß dabei kleinskalige Klimaschwankungen wie die „*Kleine Eiszeit*“ nur ansatzweise zu erkennen sind und sich nur schwach vom natürlichen Rauschen des Signals abheben. Die beobachteten Übereinstimmungen im Kurvenverlauf der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte bzw. dem Auftreten der Sonnenfleckenminima und der Langzeitvariationen der Isotopentemperatur speziell der Kerne B18, B21 und B29 sowie dem gestapelten Profil lassen aber durchaus den Schluß zu, daß die solare Aktivität die langfristigen Temperaturvariationen zumindest für die letzten ca. 500–1000 Jahre in Nordgrönland beeinflusst haben könnte. Die Isotopenzeitreihen der oben erwähnten Kerne und insbesondere das gestapelte Profil stellen somit repräsentative Archive für die Rekonstruktion von Klimaschwankungen in Nordgrönland dar.

Zunächst soll aber der Frage nach den dynamischen Vorgängen und den treibenden Kräften nachgegangen werden, die zu den beobachteten Variabilitäten der Isotopenzeitreihen führen.

6.1.3 Klassische Frequenzanalyse

Die in den Frequenzspektren der Isotopenzeitreihen enthaltenen Perioden erlauben erste Rückschlüsse über die dynamischen Vorgänge in Atmosphäre und Ozean, die den räumlichen und zeitlichen Variationen der Isotopensignale zu Grunde liegen. Die Abbildung 6.6 zeigt die Ergebnisse der Frequenzanalyse nach *Blackman-Tukey* (BT, Blackman und Tukey (1958)) für die Jahresmittel der Isotopenzeitreihen. Es werden hier nur die Perioden größer 3 Jahre diskutiert, um Fehlinterpretationen aufgrund der Datierungsfehler auszuschließen.

Die Ergebnisse zeigen Perioden über eine Zeitskala von wenigen Jahren über Jahrzehnte bis zu Jahrhunderten. Die Mehrzahl der detektierten Perioden hebt sich deutlich vom *roten Rauschen* ab. Die Perioden im mehrjährigen (4–9 Jahre) bis dekadischen (10–17 Jahre) Bereich überschreiten das 90, 95 und 99 % Signifikanzniveau. Die statistisch signifikanten Perioden treten jedoch nicht in allen Kernen einheitlich auf. Keine der Perioden über 17 Jahre ist signifikant über dem 90 % Niveau. Die jeweils signifikantesten Perioden der einzelnen Zeitreihen sind:

B16 6.3 Jahre, B18 6.9 Jahre, B21 7 Jahre, B26 4.4 Jahre und B29 5 Jahre (alle

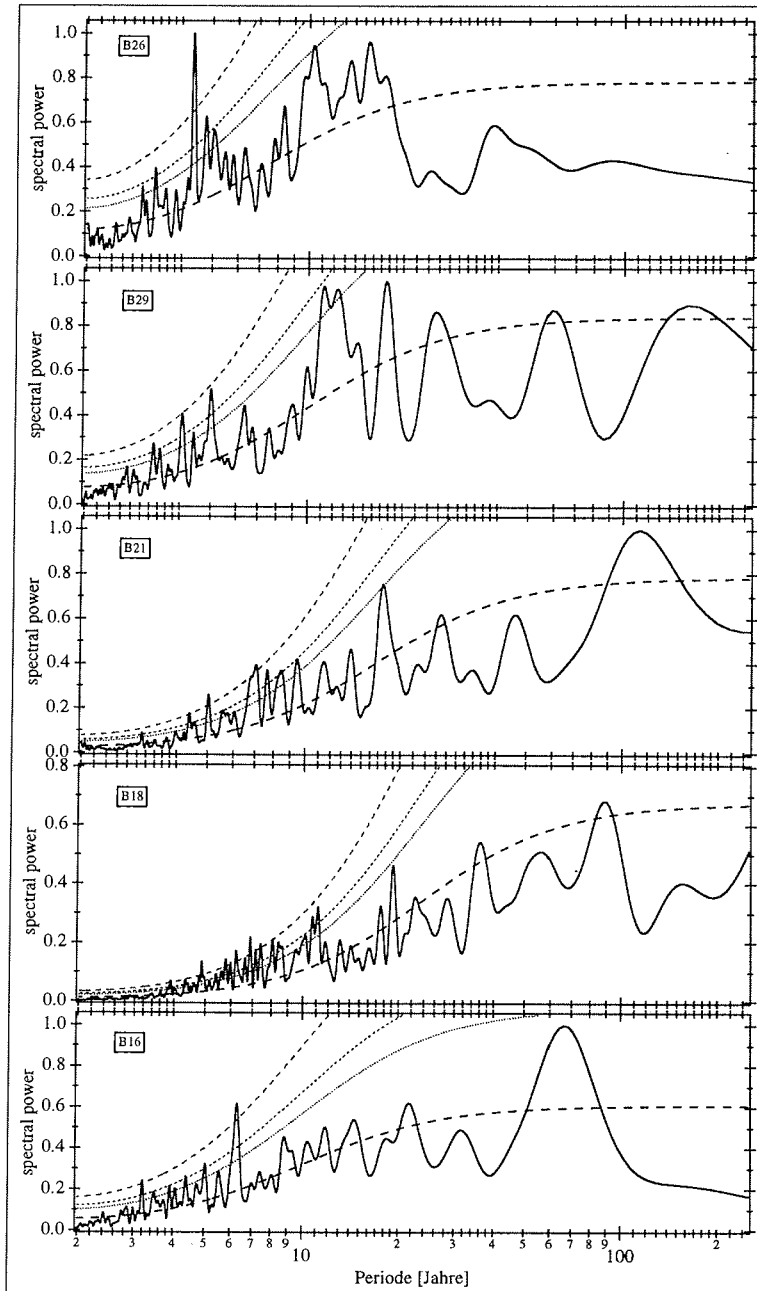


Abbildung 6.6: Frequenzspektren der Isotopenzeitreihen (Jahresmittel). Die Abbildung zeigt die Ergebnisse der spektralen Varianzanalyse nach *Blackman-Tukey* (Blackman und Tukey, 1958) mit max. Verschiebung $M=30\%$ der Länge der jeweiligen Zeitserie. Dargestellt sind die auf das jeweilige Maximum eines Spektrums normierten Varianzspektren (durchgezogene Kurve) sowie das jeweilige angepasste Spektrum des „Roten Rauschens“ (gestrichelte Kurve) und zusätzlich die 90, 95 und 99 % Signifikanzniveaus gegenüber dem roten Rauschen.

signifikant auf dem 99 % Niveau , außer B29, 95 %). Die Zyklen zwischen 10 und 12 Jahren werden in allen Isotopenzeitreihen beobachtet, während die Periode um 22 Jahre nur bei den Kernen B16, B18, B21 zu erkennen ist. Allerdings ist der 11 Jahreszyklus nur für B18, B26 und B29 signifikant (90 bzw. 95 %). Die beiden Kerne B18 und B29 zeigen jeweils einen Doppelpeak bei 10.7 und 11.1 Jahren (B18, 95 % signifikant) bzw. 11.1 und 12.4 Jahren (B29, 90 % signifikant).

Die dominanten Perioden für die einzelnen Kerne sind in Tabelle 6.3 dargestellt. Diese lassen sich in drei Gruppen zusammenfassen:

- Oszillationen im Bereich von ~ 4 –15 Jahren,
- Oszillationen im Bereich von ~ 17 –50 Jahren,
- sowie Oszillationen im Bereich von ~ 60 Jahren bis zu Jahrhunderten.

B16 (signifikant)	6.3	3.2	5	4.4	3.9	3.5	
B16 (dominant)	66	21.6	14.6	11.8	8.8	10.4	
B18 (signifikant)	6.9	6.2	5.8	4.9	7.4	11.1	10.7
B18 (dominant)	88	36.6	19.2	17.6	22.5	13	
B21 (signifikant)	7	5	4.4	7.6	8.4	9.4	
B21 (dominant)	114	26.8	13.9	11.4			
B26 (signifikant)	4.4	4.8	3.3	5	10.4		
B26 (dominant)	15.5	13.6	17.4	8.3	7.8		
B29 (signifikant)	5	4.1	3.3	4.4	11.2	12.4	
B29 (dominant)	17.7	160	59	25.2	14.2	9.9	

Tabelle 6.3: Perioden (in Jahren) im Frequenzspektrum der Isotopenzeitreihen. Die obere Reihe gibt die mindestens 90 % signifikanten Perioden an. Die untere Reihe enthält die nur gegenüber dem „roten Rauschen“ dominanten Perioden. Die Werte > 99 % Signifikanz sind fett dargestellt. Die Perioden sind nach der Stärke der einzelnen Maxima geordnet.

Die Frequenzspektren der Kerne B16 und B26 zeigen im langperiodischen Bereich (größer 80 Jahre) keine wesentlichen Beiträge mehr zum Spektrum. Hingegen liefern die Kerne B18, B21 und in geringerem Maße auch B29 auch im langperiodischen noch deutliche Maxima und Anteile zum Spektrum, auch wenn diese zum Teil in den Bereich des „roten Rauschens“ fallen. Vergleicht man die Perioden > 50 Jahre von B16, B18 und B21, so fällt auf, daß die gegenüber dem „roten Rauschen“ bei B18 signifikante Periode um 90 Jahre zwischen den ebenfalls gegenüber dem „roten Rauschen“ signifikanten Perioden um 66 Jahre bei B16 und 120 Jahre bei B21 auftritt. Dies wird auch aus dem Verlauf der Langzeitrends des Isotopensignals in Abbildung 6.3 deutlich. Dies könnte ein Hinweis auf die besondere Lage von B18 im Grenzgebiet zweier unterschiedlicher Einflußsphären von Luftmassen sein. Während B16 zum Teil von Luftmassen aus südlicher Richtung und B21 vorwiegend von Luftmassen aus nördlicher Richtung beeinflusst wird, macht sich bei B18 die Grenzlage zwischen diesen beiden Regionen bemerkbar (siehe Abschnitt 5.2 und 5.3).

Ein Vergleich der Frequenzspektren der kompletten Zeitreihe von B18 (~ 1100 Jahre) mit der verkürzten Vergleichszeitreihe (~ 600 Jahre) des gleichen Kerns ergab, daß innerhalb der längeren Zeitreihe mehr Perioden die Signifikanzniveaus (90, 95 und 99 %) überschreiten. Besonders deutlich treten die Perioden von 6-8 (>99 %) sowie um 10 bzw. 11 Jahre (>95 %) hervor. Die dominanten Frequenzen sind in beiden Zeitreihen vertreten.

Diskussion

Die in den Zeitreihen enthaltenen Perioden können mit verschiedenen in der Literatur beschriebenen Oszillationen in Verbindung gebracht werden.

Solarer Einfluß Perioden im Bereich von 11 (Schwabe-Zyklus), 22 sowie 88 (Gleissberg-Zyklus) Jahren werden in Verbindung mit dem Zyklus der Sonnenflecken gebracht (Stuiver und Braziunas, 1993). Vergleicht man die bandpaßgefilterten Isotopenzeitreihen mit der ebenfalls bandpaßgefilterten Sonnenfleckenzeitreihe (siehe Abb. 6.7), so läßt sich kein direkter Zusammenhang zwischen diesen beiden Parametern ableiten. Wie in der Abbildung 6.7 am Beispiel von Kern B16 zu erkennen ist, beobachtet man nur über einen sehr kurzen Zeitabschnitt (ca. 1720–1750) einen gleichphasigen Kurvenverlauf der beiden Parameter, während der überwiegende Teil der Zeitreihe einen phasenverschobenen Verlauf aufweist. Vergleichbare Ergebnisse liefern auch die Isotopenzeitreihen der anderen Eiskerne. Der Einfluß des Sonnen-

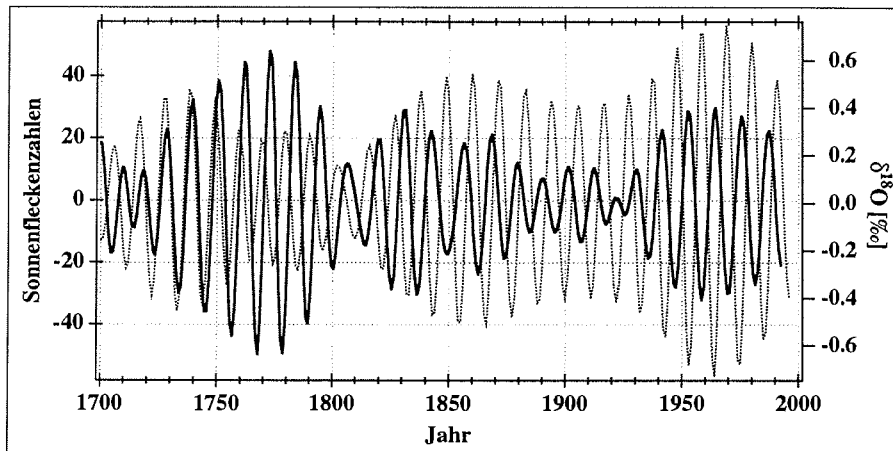


Abbildung 6.7: Vergleich der bandpaßgefilterten Isotopenzeitreihe von Kern B16 (durchgezogene Kurve) und Sonnenfleckenanzahl (gepunktete Kurve). Die Bandbreite beträgt 9–13 Jahre. Die Sonnenfleckendaten wurden vom National Geophysical Data Center, Boulder Colorado, USA, zur Verfügung gestellt und basieren auf der Veröffentlichung von Waldmeier (1961).

fleckenzyklus und mögliche einhergehende Variationen der Solarstrahlung sollten jedoch von globalem Ausmaß sein und folglich in allen Kernen zu beobachten sein.

Diese Ergebnisse stützen eine von White et al. (1996) an vergleichbaren Zeitabschnitten des *GISP2*-Kerns durchgeführte Untersuchung zwischen dem Sonnenfleckenzyklus und dem Isotopengehalt (δD). Die Resultate von White et al. (1996) liefern keinen Hinweis auf einen eindeutigen Zusammenhang dieser beiden Parameter. Somit kann ein direkter Einfluß des Sonnenfleckenzyklus auf kurzperiodischen Variationen des Isotopengehalts (und somit der Temperatur) in Frage gestellt werden. Allerdings sind die genauen Zusammenhänge zwischen Sonnenfleckenzyklus und Variabilität der Solarstrahlung bisher noch nicht im Detail bekannt. Möglicherweise werden die durch die Solarstrahlung verursachten Schwankungen von dominanteren Kräften überdeckt.

Einflüsse von Atmosphäre und Ozean Die signifikanten Perioden im Bereich von 6–10 Jahren sowie die über das „rote Rauschen“ hinausragenden Perioden um 20 und 70 Jahre deuten auf einen Einfluß der Nordatlantischen Oszillation (*NAO*) hin (Rogers, 1984; Hurrell und van Loon, 1997; Cook et al., 1998). Diese im Bereich des Nordatlantik auftretenden Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation beeinflussen die Temperatur und den Niederschlag in Grönland und Europa (Hurrell, 1995). Von White et al. (1996) wird ein enger Zusammenhang zwischen der Nordatlantischen Oszillation und der Isotopenzeitreihe δD des *GISP2*-Kerns für die letzten 100 Jahre angegeben.

Weitere natürliche Variationen wie beispielsweise die durch die Eigendynamik der Atmosphäre verursachte Oszillationen können ebenso als treibende Kräfte für die beobachteten Schwankungen in Frage kommen. So zeigen Ergebnisse einfacher Atmosphärenmodelle ohne zyklischen solaren Einfluß, daß sich Perioden im Bereich von Jahren bis Jahrzehnten (z.B. Periode von 10 Jahren) als Folge des nicht-linearen dynamischen Verhaltens des Systems Atmosphäre selbständig einstellen können (Dethloff et al., 1998).

Noch unklar sind die Ursachen der beobachteten Perioden von 15 Jahren und darüber. Auch hier kommen natürliche Variationen des gekoppelten Systems Atmosphäre-Ozean in Frage. So werden beispielsweise Oszillationen der Ozeanzirkulation als treibende Kräfte für langperiodische Klimavariationen diskutiert, wie sie Ozeanzirkulationsmodelle liefern (Stocker und Mysak, 1992). Die dabei auftretenden dominanten Perioden liegen im Bereich von 19, 38 und 110 Jahren für die natürliche Variabilität der thermohalinen Zirkulation des Atlantiks (Stocker und Mysak, 1992) und somit im Bereich einiger in den Isotopenzeitreihen beobachteter Perioden. Änderungen des Wärmeflusses im Ozean führen zu veränderten Randbedingungen für den hydrologischen Kreislauf mit Auswirkungen auf Isotopengehalt und Akkumulationsrate (Stocker und Mysak, 1992).

Untersuchungen an historischen Klimaaufzeichnungen von vergleichbaren Zeitabschnitten liefern Perioden, die den in den Eiskernzeitreihen erzielten Ergebnissen

übereinstimmen. So sind in der Zeitreihe über das Auftreten von Meereis an Islands Nordküste dominante Perioden von 11, 14, 27 und 91 Jahren zu finden (Stocker und Mysak, 1992), die in den Frequenzspektren der östlichen Kerne (B16, B18, B21) ebenfalls enthalten sind. Für Luftmassen, die aus nördlichen Richtungen auf den Eisschild einströmen, kann der Grad der Meereisbedeckung den Gehalt an Wasserdampf und den Isotopengehalt entscheidend beeinflussen. Dies zeigen die geringen Akkumulationsraten und die Unterschiede im Isotopengehalt zwischen den südlichen und nördlichen Eiskernen (siehe Abschnitt 5.2 und 5.3).

Die Frequenzspektren instrumenteller Temperaturaufzeichnungen aus Zentral-England (1659–1973, (Manley, 1974)) sowie der mittleren Temperatur der Nordhemisphäre (1861–1984, (Jones et al., 1986)) liefern den Ergebnissen der Eiskerne vergleichbare Oszillationen im mehrjährigen bis dekadischen Bereich (5, 6, 7.4, 15, 16, 21, 24 Jahre). Auch hier werden natürliche Schwankungen des Systems Atmosphäre-Ozean als Ursache dieser Oszillationen angegeben (Stocker und Mysak, 1992; Ghil und Vautard, 1991).

Zusammenfassung Die Mehrzahl der beobachteten dominanten und signifikanten Perioden der Isotopenzeitreihen bewegt sich in den Bereichen, die mit den oben beschriebenen Ergebnissen über die natürlichen Variabilitäten übereinstimmen. Ein direkter Einfluß des Sonnenfleckenzyklus auf kurzperiodische Variationen im Isotopensignal konnte bisher nicht eindeutig nachgewiesen werden. Die Perioden von wenigen Jahren bis Jahrzehnten lassen daher eher auf die natürliche Variabilität der atmosphärischen Zirkulation als Ursache für die beobachteten Perioden schließen. Aufgrund fehlender genügend langer und hochaufgelöster Zeitreihen die den Zustand des Systems Atmosphäre-Ozean dokumentieren, läßt sich jedoch ein gesicherter Zusammenhang mit den Variationen des Isotopengehalts aus den hier präsentierten Daten nicht herstellen. Vieles deutet auf natürliche Schwankungen des gekoppelten Systems Atmosphäre-Ozean als Ursache für die beobachteten Schwankungen hin. Ein Versuch, zumindest die atmosphärische Zirkulation (*Nordatlantische Oszillation, NAO*) mit Isotopengehalt und Akkumulationsrate in Verbindung zu bringen wird im Abschnitt 6.4.1 beschrieben.

Die Ergebnisse der klassischen Frequenzanalysen liefern zwar erste Hinweise über mögliche dynamische Vorgänge die zu den Variabilitäten des Isotopensignals führen. Allerdings enthalten die beobachteten Frequenzspektren noch keine Hinweise darüber, zu welchem Zeitpunkt innerhalb der Zeitreihe die jeweiligen Perioden auftreten und über welchen Zeitraum diese andauern. Ebenso können keine Aussagen über die Art der Variationen, d.h. ob diese zyklisches, lineares oder nicht-lineares Verhalten aufweisen, getroffen werden. Es lassen sich auch keine eindeutigen Zusammenhänge und somit Erkenntnisse über treibende Kräfte und Wirkungen herleiten (Ursache-Wirkungs-Prinzip). Zur Untersuchung des zeitlichen Verhaltens der beobachteten Variationen des Isotopensignals wurden Untersuchungen mittels Waveletanalyse durchgeführt, die im nächsten Abschnitt besprochen werden.

6.1.4 Waveletanalyse

Die Resultate der Waveletanalyse der Isotopenzeitreihen (Jahresmittel) in den Abbildungen 6.8, 6.9 und 6.10 geben einen Überblick über die zeitliche Entwicklung der in den Zeitreihen enthaltenen Schwankungen des Isotopensignals. Die in der Frequenzanalyse beobachteten Perioden sind auch in den Wavelet-Spektren enthalten. Jedoch sind diese zumeist zu unterschiedlichen Zeiten aktiv und es lassen sich auf den ersten Blick wenig gemeinsame Strukturen ausmachen. Die Ergebnisse unterstreichen die bereits erwähnten hohen Variabilitäten innerhalb einer Einzelzeitreihe wie auch die geringe Kohärenz zwischen den einzelnen Zeitreihen der Jahresmittel des Isotopensignals. Besonders auffällig ist, daß keine der beobachteten Perioden über die gesamte Zeitreihe eines Kerns existiert. Vielmehr zeigen die Ergebnisse, daß Perioden plötzlich auftreten, über einen gewissen Zeitabschnitt aktiv sind und anschließend wieder verschwinden. So zeigt beispielsweise Kern B21 ab ~ 1855 für den Periodenbereich von 6–9 Jahren eine Phase hoher Varianz, die bis ~ 1875 andauert und für diesen Periodenbereich innerhalb dieser Zeitreihe die höchste Dominanz aufweist. Mehrfache aktive Phasen einer Periode treten ebenso auf (z.B. B26 Periode um 10–12 Jahre), wie die zeitliche Veränderung der Periodendauer innerhalb einer aktiven Phase von kurz- nach langperiodisch und umgekehrt. Dies ist am Beispiel von B29 im Zeitraum ~ 1540 –1590 zu beobachten. Hierbei verlagert sich der signifikante Periodenbereich von 9–13 Jahren auf 13–16 Jahre. Ein streng zyklisches Verhalten von Perioden über die gesamte Zeitreihe wird in keiner der Kernzeitreihen beobachtet, wie dies die Ergebnisse der klassischen Frequenzanalysemethoden vermuten lassen (siehe Abschnitt 6.1.3). Hier die Ergebnisse der Wavelet-Spektren im einzelnen:

Die Einzelspektren Das Spektrum von B16 zeigt bis ~ 1800 nur vereinzelt signifikante Perioden zwischen 2 und 8 Jahren. Auffällig ist die ab ~ 1820 verstärkt auftretenden signifikanten Perioden im Bereich von 3–15 Jahren. Die Periode um 90 Jahre liegt am Rande des sogenannten *Einflußkegels* (*Cone of Influence, COI*). Perioden außerhalb dieser Grenze können durch Randeffekte beeinflusst sein und sind deshalb mit Vorsicht zu interpretieren (Torrence und Compo, 1998). Im Spektrum von B18 sowohl der kompletten wie auch der gekürzten Zeitreihe dominieren Oszillationen mit Perioden zwischen 3 und 12 Jahren sowie zwischen 50–65 Jahren. Das Spektrum der kompletten Zeitreihe enthält weiterhin langperiodische Oszillationen zwischen 25–35 Jahren sowie 50–100 Jahren. Die signifikante und sehr dominante Periode im Bereich von 300–500 Jahre liegt außerhalb des *COI*. Ein ähnliches Erscheinungsbild wie B16 bietet das Wavelet-Spektrum von B21, mit einer geringen Anzahl signifikanter Perioden im Bereich bis zu 12 Jahren bis zum Jahr 1650. Ab ~ 1700 treten auch hier verstärkt Perioden von 3–12 Jahren auf. Weitere signifikante Oszillationen zwischen 17 und 33 Jahren sind ebenfalls im Spektrum vertreten. Die beiden dominanten Perioden um ~ 100 Jahre befinden sich im Grenzbereich bzw. bereits außerhalb des *COI*. Auffälligste Erscheinung im Spektrum von B26 sind die sich

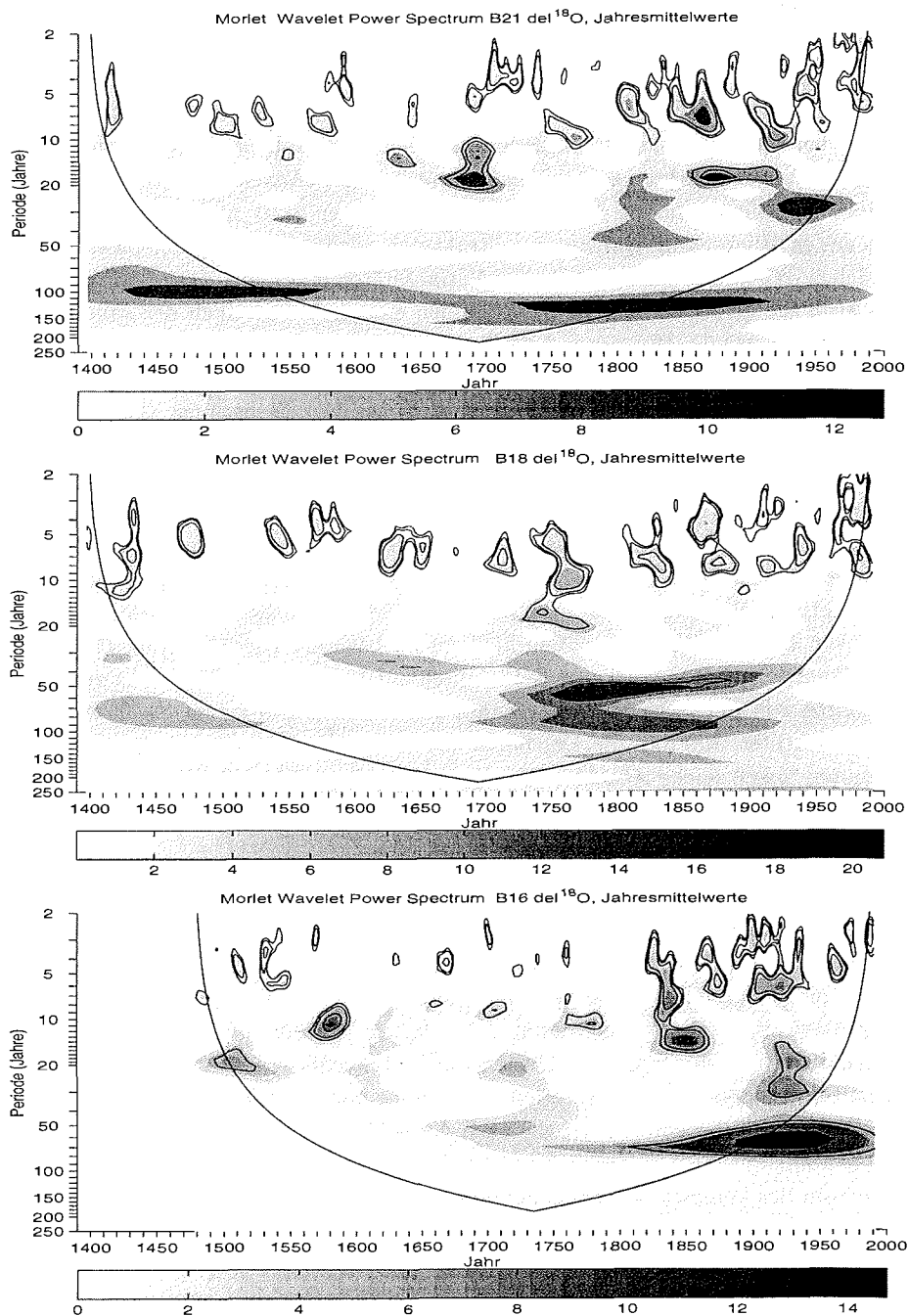


Abbildung 6.8: Lokale Wavelet-Power-Spektren der Isotopenzeitreihen von B16, B18, B21 für den Zeitraum 1400–1993 unter Verwendung des Morlet-Wavelet (Torrence und Compo, 1998). Für weitere Bezeichnungen siehe Abbildung 6.9.

wiederholenden signifikanten Perioden um 10–12 Jahre. Weitere Oszillationen um 17 und 40 Jahre sind ebenfalls im Wavelet-Spektrum vertreten. Das Wavelet-Spektrum von B29 enthält mehrere dominante und signifikante Oszillationen im Bereich von 12–25 Jahren sowie darüber hinaus eine Periode um 60 Jahre. Die über mehrere Jahrzehnte aktive Periode um 160 Jahre befindet sich im Grenzbereich des *COI*.

Die Unterschiede bei der Signifikanz einzelner Perioden (> 20 Jahre) im Vergleich zur Frequenzanalyse aus Abschnitt 6.1.3 ergeben sich aus den verschiedenen zur Berechnung der Spektren verwendeten Methoden. Hieraus folgen zwangsläufig auch Unterschiede für die Signifikanz einzelner Perioden. Betrachtet man jedoch das über alle Perioden gemittelte Wavelet-Spektrum, so ist dies mit dem klassischen Fourierspektrum vergleichbar (Torrence und Compo, 1998).

Zeitgleiche Erscheinungen In allen Wavelet-Spektren dominieren die signifikantesten Perioden bis ca. 20 Jahre. Perioden größer 50 Jahre werden erst ab ca. 1750/1800 in den Spektren des östlichen Traversenabschnitts beobachtet (B16, B18, B21). Im westlichen Teil wird dies bei B29 bereits 100 Jahre früher beobachtet, während B26 keine signifikanten Perioden größer 50 Jahre aufweist. Betrachtet man die Spektren im Detail, so erkennt man trotz der hohen Variabilitäten für bestimmte Zeitabschnitte übereinstimmendes Auftreten einiger aktiver Perioden bei einzelnen Kernen bzw. Gruppen von Kernen. Im Zeitraum 1700–1820, der zwei markante kühlere Phasen der „*kleinen Eiszeit*“ beinhaltet (siehe Abb. 6.4), findet man in allen Wavelet-Spektren zeitgleich aktive Phasen mit Perioden zwischen 3 und 20 Jahren. Während bei B16 und B21 die kurzen Perioden zwischen 6 und 11 Jahren dominieren, treten bei B26 und B29 besonders die Oszillationen von 7–18 Jahren hervor. Das Spektrum von B18 überdeckt den gesamten Bereich von 3–20 Jahren. Die Perioden sind während dieser gemeinsamen aktiven Phase unterschiedlich stark ausgeprägt und von unterschiedlicher Dauer. B29 enthält die dominanteste und am längsten andauernde Phase, während bei B16 und B21 die Perioden nur schwach ausgeprägt sind und vergleichsweise kurz andauern.

Zieht man nur die Kerne (B16, B18, B21) des östlichen Traversenabschnitts heran, so findet man erst seit etwa 1820 Perioden, die zeitgleich in allen 3 Kernen aktive Phasen aufweisen. Ein Beispiel stellt die Warmphase in den 20er und 30er Jahren des 20. Jahrhunderts dar, die mit Perioden von 4–8 Jahren verbunden ist. Auffällig ist auch das Auftreten der Perioden größer 50 Jahre ab ca. 1720/50 in den drei Kernen des östlichen Traversenabschnitts. Die Wavelet-Spektren der westlichen Kerne (B26 und B29) hingegen enthalten weniger gemeinsame aktive Phasen als die Kerne des östlichen Abschnitts.

Der 11 Jahreszyklus Für die Untersuchung wurde der Periodenbereich von 10–12 Jahren herangezogen. Wie alle anderen beobachteten Perioden so zeigt auch der 11 Jahreszyklus in keiner der Zeitreihen ein periodisches Verhalten. Zwar gibt es einige Zeitabschnitte, in denen gemeinsame aktive Phasen dieser Perioden auftreten, allerdings weisen die aktiven Phasen von 10–12 Jahren kein einheitliches Erschei-

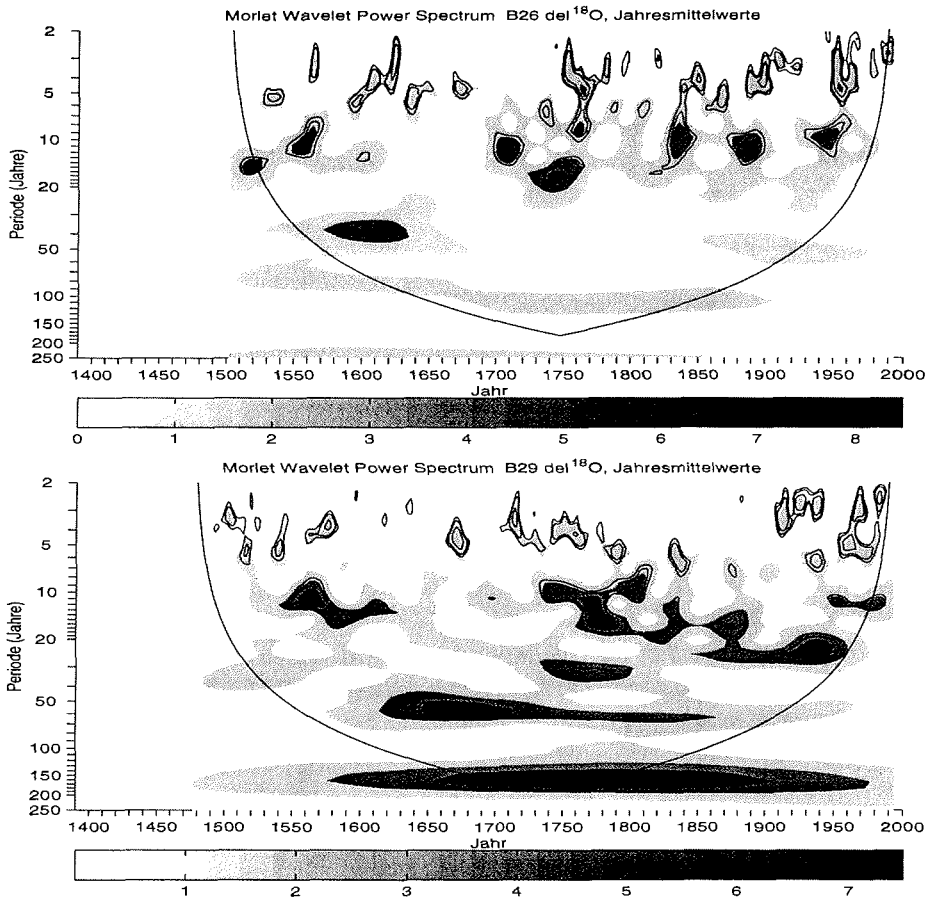


Abbildung 6.9: Lokale Wavelet-Power-Spektren der Isotopenzeitreihen von B26 und B29 für den Zeitraum 1400–1993 unter Verwendung des Morlet-Wavelet (Torrence und Compo, 1998). Die linke Achse gibt die Periode in Jahren in logarithmischer Einteilung an. Die untere Achse stellt die Zeitachse dar. Die dicke durchgezogene Linie stellt den *Einflußkegel* (*Cone of Influence, COI*) dar. Die Grauwertskala gibt die Wavelet-Power in Einheiten der Varianz an. Die dünnen durchgezogenen Kurven stellen die 90, 95 und 99 % Signifikanzniveaus gegenüber dem *roten Rauschen* dar.

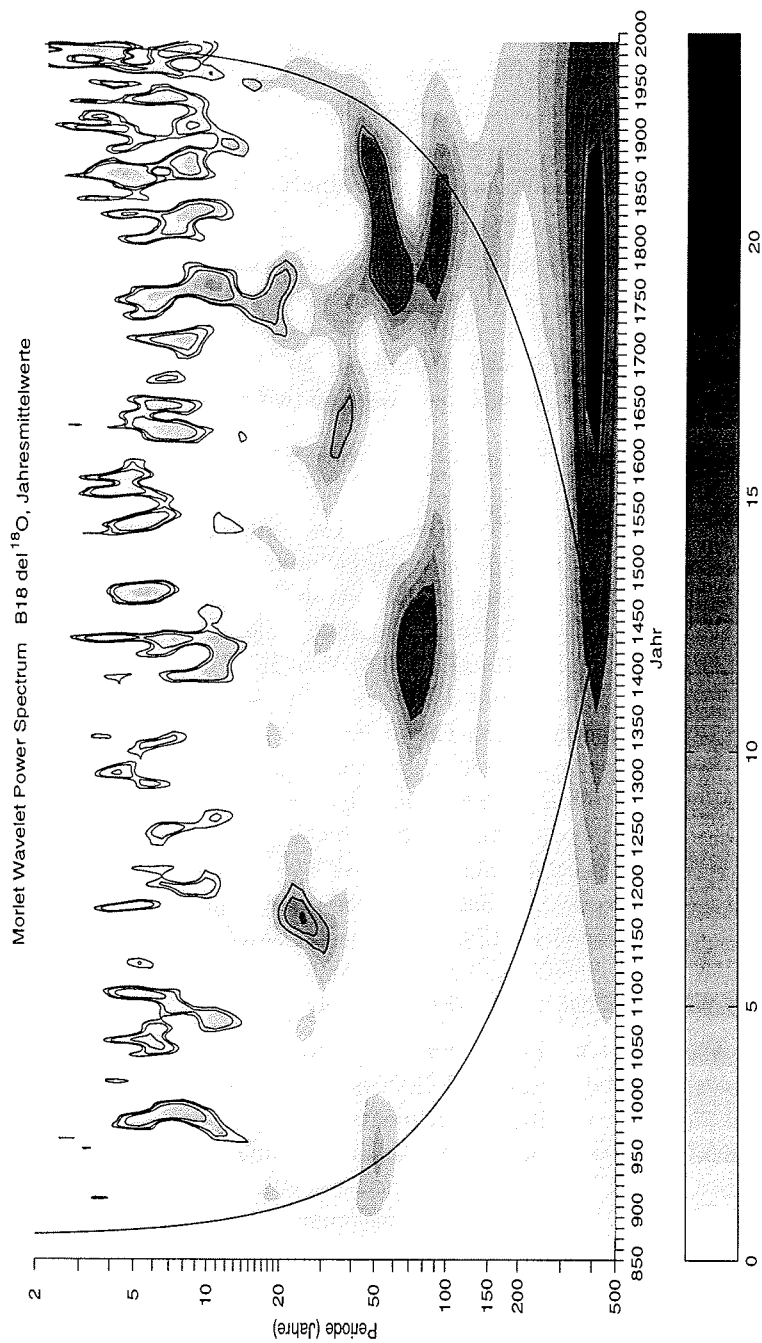


Abbildung 6.10: Lokales Wavelet-Power-Spektrum der Isotopenzeitreihen von B18 für den Zeitraum 870-1993 unter Verwendung des Morlet-Wavelet (Torrence und Compo, 1998). Alle weiteren Bezeichnungen wie bei Abbildung 6.9.

nungsbild über die kompletten Zeitreihen eines jeden einzelnen Kerns auf. Beispiele für gemeinsame aktive Phasen findet man im Zeitraum 1830–1870, wo in allen Kernen signifikante Oszillationen im Bereich von 10–12 Jahren beobachtet werden. Ebenso der Zeitabschnitt zwischen 1760–1790, in welchem die Kerne B16, B18, B21 und B29 zeitgleich signifikante Oszillationen im Bereich von 10–12 Jahren aufweisen.

Diese Ergebnisse unterstützen die bereits im Abschnitt 6.1.3 beschriebenen Ergebnisse, wonach der 11 Jahreszyklus der Sonnenfleckenaktivität keinen Einfluß auf die kurzfristigen Variationen des Isotopentemperatursignals ausübt.

Vergleicht man die aktiven Phasen des 11 Jahreszyklus mit den in Abbildung 6.4 eingezeichneten Abschnitten verringerter Sonnenfleckenanzahl, so erkennt man, daß mit Ausnahme der beiden aktiven Phasen im Zeitraum 1685–1710 bei B21 sowie 1700–1720 bei B26 keine der aktiven 11 Jahres-Phasen mit den Zeitpunkten verringerter Sonnenfleckenanzahl zusammenfällt. Dies könnte ein Hinweis auf mögliche Einflüsse des Solarzyklus über längere Zeitabschnitte auf die Isotopentemperaturzeitreihen sein.

Die zeitliche Veränderung von Perioden Ein wesentlicher Vorteil der Wavelet Analyse besteht in der Möglichkeit, die zeitliche Änderung von Oszillationen zu untersuchen. Bei B29 zeichnen sich beispielsweise zwei tendenzielle Entwicklungen ab. Zum einen verändert sich seit ~ 1715 der Schwerpunkt der signifikanten Perioden um 4 Jahre (3–5 Jahre) in mehreren Schritten, jedoch nicht kontinuierlich auf ~ 8 Jahre bis zum Jahr 1875. Anschließend wird das Signal schwächer, verliert seine Signifikanz, und kehrt in den ursprünglichen Periodenbereich zurück. Ein vergleichbares Verhalten zeigt der Zeitabschnitt ~ 1800 –1940, wobei sich die signifikante Periode von ~ 10 Jahren auf ~ 25 Jahre verlagert, ohne jedoch in den Ausgangspunkt zurückzukehren. Ähnliche Entwicklungen von Perioden zeigen auch andere Kerne wie z.B. B16, wo sich innerhalb des Zeitraums ~ 1835 –1980 der signifikante Bereich von ca. 3–16 Jahren auf nur noch ~ 3 –4 Jahre reduziert. B18 zeigt eine dem Kern B16 tendenziell vergleichbare Entwicklung. Bei B18 beginnt die zeitliche Änderung bereits um 1750 und dauert ebenfalls bis ~ 1980 , wobei sich hier der Periodenbereich von anfangs ~ 3 –20 Jahren auf 2–8 Jahre beschränkt.

Diese zeitliche Änderung bzw. Entwicklung von Perioden innerhalb einer Zeitreihe deutet auf mögliche Änderungen der Einflußgrößen auf das Isotopensignal hin. Dies könnte beispielsweise durch die Änderung von Zirkulationsmustern ausgelöst werden, wobei sich Veränderungen in der zeitlichen Zusammensetzung des Jahresniederschlags ergeben können. Dies gilt den Ergebnissen der Wavelet-Spektren zufolge zumindest regional bzw. bei zeitgleicher Erscheinung wie bei B16 und B18 auch überregional.

Fazit Die Ergebnisse der Wavelet Analyse verdeutlichen den nichtstationären Charakter der Isotopenzeitreihen. Oszillationen mit signifikanten Perioden bis ~ 20 Jahre dominieren die Waveletspektren. Es treten jedoch keine streng periodischen Oszilla-

tionen auf. Vielmehr lassen sich aktive Phasen bestimmter Perioden für gewisse Zeitabschnitte beobachten sowie die zeitliche Entwicklung von Perioden. Die geringe Kohärenz der Isotopenzeitreihen (Jahresmittelwerte) und der Waveletspektren untereinander unterstreichen die hohe natürliche Variabilität der Zeitreihen, wenngleich jedoch für gewisse Zeitabschnitte (z.B. „*kleine Eiszeit*“, 1920–1930) Schwankungen mit vergleichbaren Perioden beobachtet werden. Ursachen dieser Schwankungen könnten die natürlichen Zirkulationen des gekoppelten Systems Ozean-Atmosphäre darstellen, die Oszillationen mit Perioden im Bereich von mehreren Jahre bis Jahrzehnten aufweisen. Dies wird in einem späteren Abschnitt zusammen mit den Akkumulationszeitreihen am Beispiel der *Nordatlantischen Oszillation (NAO)* untersucht. Der Einfluß der Variationen des Sonnenfleckenzyklus auf die kurzfristigen Schwankungen der Isotopenzeitreihen kann nicht beobachtet werden, jedoch ist ein möglicher Zusammenhang über längere Zeitabschnitte nicht auszuschließen.

6.2 Akkumulationszeitreihen

In diesem Abschnitt werden erstmals die bisher untersuchten Akkumulationszeitreihen der Kerne des östlichen (B16, B18, B21) und des westlichen (B26, B29) Traversenabschnitts in jährlicher Auflösung vergleichend gegenübergestellt. Hierfür wurde der Datensatz von Sommer (1996) (B29) sowie als Grundlage der von Fischer (1997) für B16, B18 und B21 untersuchte Datensatz verwendet. Für die letztgenannten drei Kerne wurde die Auflösung entsprechend den Isotopenzeitreihen auf 1-Jahresmittel erhöht. Erstmals konnte wie bei den Isotopenzeitreihen auch hier für den Kern B18 die Akkumulationszeitreihe auf den Zeitraum bis zum Jahr 871 erweitert werden.

6.2.1 Kurzzeitvariationen

In der Abbildung 6.11 sind stellvertretend für die 5 Zeitserien der Akkumulationsrate die Jahresmittel der Kerne B16 (östlicher Traversenabschnitt) und B29 (westlicher Traversenabschnitt) für den Zeitraum 1400–1995 dargestellt. Übereinstimmend beobachtet man bei allen 5 Zeitreihen eine sehr hohe Variabilität der Akkumulationsraten mit Schwankungen von bis zu 50 % von Jahr zu Jahr. Sie übertrifft die Schwankungen der Isotopenzeitreihen bei weitem (siehe Abb. 6.1), die nur Variationen von maximal 15 % aufweisen. Gleichzeitig ist die Kohärenz zwischen einzelnen Jahresmittelwerten in den Zeitreihen sehr gering, was sich in vernachlässigbar kleinen Korrelationskoeffizienten widerspiegelt. Dies gilt sowohl innerhalb des östlichen und westlichen Traversenabschnitts als auch für den Vergleich zwischen beiden Teilen der Traverse. Die Variabilität der Akkumulationszeitreihen nimmt im östlichen Teil von B16 nach Norden zu B21 hin ab, was sich im Rückgang der Varianz relativ zum Mittelwert von $1303 \text{ (mm w.e. a}^{-1}\text{)}^2$ bei B16 auf $942 \text{ (mm w.e. a}^{-1}\text{)}^2$ bei B21 ausdrückt. Im westlichen Traversenabschnitt tritt B26 mit den stärksten Variationen aller 5 Kerne deutlich hervor (Varianz = $1705 \text{ (mm w.e. a}^{-1}\text{)}^2$). Die Gründe für die hohen Schwankungen sind grundsätzlich mit den in Abschnitt 6.1 zur Variation der Isotopenzeitreihen aufgeführten Ursachen vergleichbar. Hierzu zählen die bereits erwähnten Datierungsfehler, Nachdepositionseffekte (Windverfrachtung von Schnee) sowie die regional unterschiedliche Zusammensetzung der jährlichen Niederschlagsmenge. Ferner können kleinskalige Oberflächenrauigkeiten sowie Oberflächenwellen (typ. Wellenlängen ca. 3–5 km) der Firnoberfläche zu Abweichungen einzelner Jahresmittelwerte führen (Anklin et al., 1998; van der Veen et al., 1998). Die Zeitreihen der Jahresmittel der Akkumulationsrate sind somit wenig aussagekräftig im Hinblick auf ihre Anwendung als Klimaparameter mit jährlicher Auflösung.

Die geglätteten Zeitreihen Um den Einfluß der jährlichen Schwankungen zu unterdrücken, wurden die Akkumulationszeitreihen mit Hilfe eines 30-jährigen Gauß-Filter geglättet. Die Abbildung 6.12 zeigt die gefilterten Zeitserien. Im Gegensatz zu den Jahresmitteln erkennt man ausgeprägte Muster innerhalb der Zeitreihen, die sich über mehrere Jahre bis hin zu einigen Dekaden erstrecken. Es läßt sich zu keinem

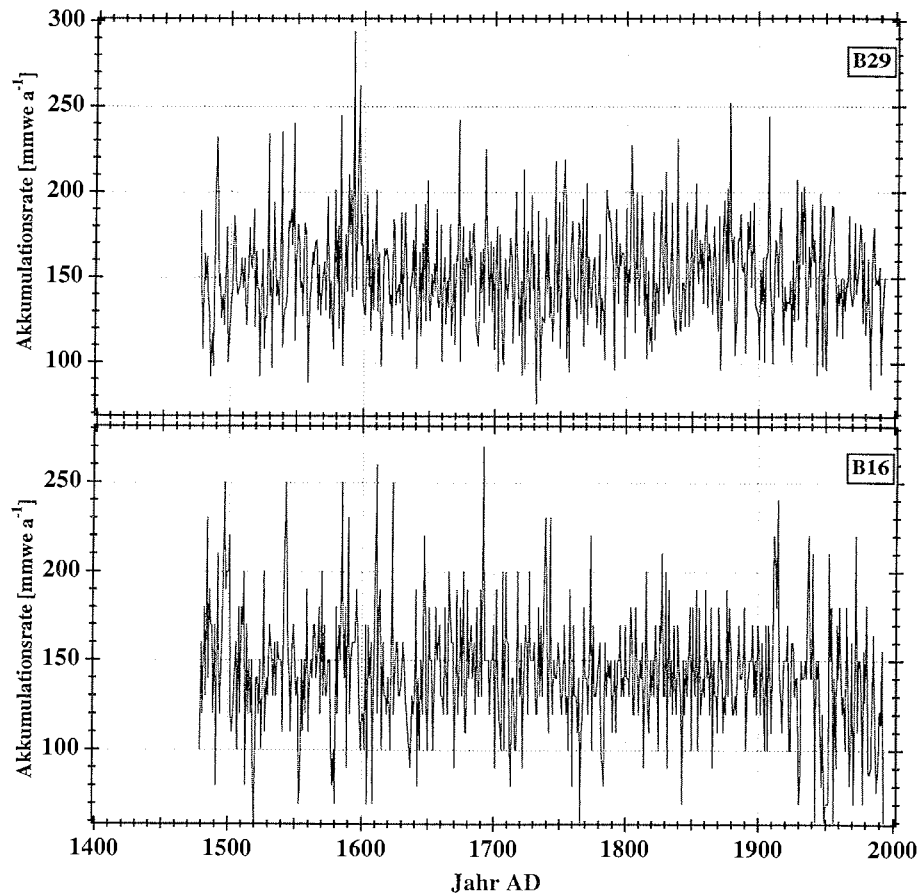


Abbildung 6.11: Zeitreihen der Jahresmittel der Akkumulationsrate der Eiskerne B16 (unten; östlicher Traversenabschnitt) und B29 (oben; westlicher Traversenabschnitt) für den Zeitraum 1400–1995. Die Akkumulationsrate ist in mm Wasseräquivalent pro Jahr (mm w.e. a⁻¹) angegeben.

Zeitpunkt ein in allen Zeitreihen gleichzeitig vorhandener phasengleicher Verlauf der Akkumulationsrate erkennen, der über längere Zeitabschnitte andauert. Jedoch beobachtet man für gewisse Phasen vergleichbare Muster zwischen einzelnen Kernen bzw. Gruppen von Kernen. So ist im Zeitraum ~ 1800 –1993 in den geglätteten Zeitreihen der Kerne B16 und B29 ein annähernd gleichphasiger Kurvenverlauf zu beobachten, wobei nach 1920 eine leichte Phasenverschiebung zwischen den beiden Kurven eintritt. Ein weiteres Beispiel stellen die Zeiträume ~ 1660 –1720 und ~ 1770 –1840 dar, wo für B21 und B29 die Akkumulationsraten einen länger andauernden vergleichbaren Signalverlauf aufweisen.

Die gegenüber den Jahresmittelwerten verbesserte Übereinstimmung der geglätteten Zeitreihen drückt sich auch in den Korrelationskoeffizienten aus, die Werte von maximal $+0.35$ für die zwei benachbarten Kerne B18 und B21 des östlichen Traversenabschnitts (siehe Tabelle 6.4) erreichen. Man findet keinen Zusammenhang zwischen der Größe der Korrelationskoeffizienten und der Entfernung zwischen zwei Akkumulationszeitreihen, wie ihn Kuhns et al. (1997) für die Zeitreihen der Akkumulation von Eiskernen aus dem zentralgrönländischen Eisschild angeben. Von Clausen et al. (1988) werden höhere Korrelationskoeffizienten (zwischen 0.15 und 0.94) für benachbarte Kerne aus dieser Region angegeben. Allerdings beträgt die Entfernung zwischen diesen Kernen maximal 180 km (zum Vergleich: die Kerne der Nordgrönlandtraverse liegen bis zu ca. 700 km auseinander) und die mittleren Akkumulationsraten in diesem Gebiet erreichen dort zum Teil das dreifache der Werte der Kerne der Nordgrönlandtraverse.

Eiskern	B16	B18	B21	B26	B29
B16	1	0.17	0.23	0.14	0.25
B18		1	0.35	0.15	-0.1
B21			1	0.22	0.19
B26				1	0.18
B29					1

Tabelle 6.4: Korrelationskoeffizienten der mittels 30-jährigem Gaußfilter geglätteten Akkumulationszeitreihen der Kerne B16, B18, B21, B26 und B29. Als einheitlicher Vergleichszeitraum wurde 1502–1993 gewählt.

6.2.2 Langzeittrends und rezentes Verhalten

Die gefilterten Zeitreihen (siehe Abb. 6.12) weisen nur schwach ausgeprägte Langzeittrends über die gesamte Zeitreihe eines Eiskerns auf. Die linearen Trends zeigen dabei kein einheitliches Bild innerhalb der Kernzeitreihen. Den stärksten Rückgang weist dabei B16 ($-(2.2 \pm 0.2)\% / (100 \text{ Jahre})$) im östlichen Teil der Traverse im Intervall 1900 bis heute auf, während B26 im westlichen Traversenteil eine leichte Zunahme der Akkumulation verzeichnet ($+(1.3 \pm 0.3)\% / (100 \text{ Jahre})$). Jedoch sind die Trends in Anbetracht der hohen Schwankungen der Akkumulationsraten hier

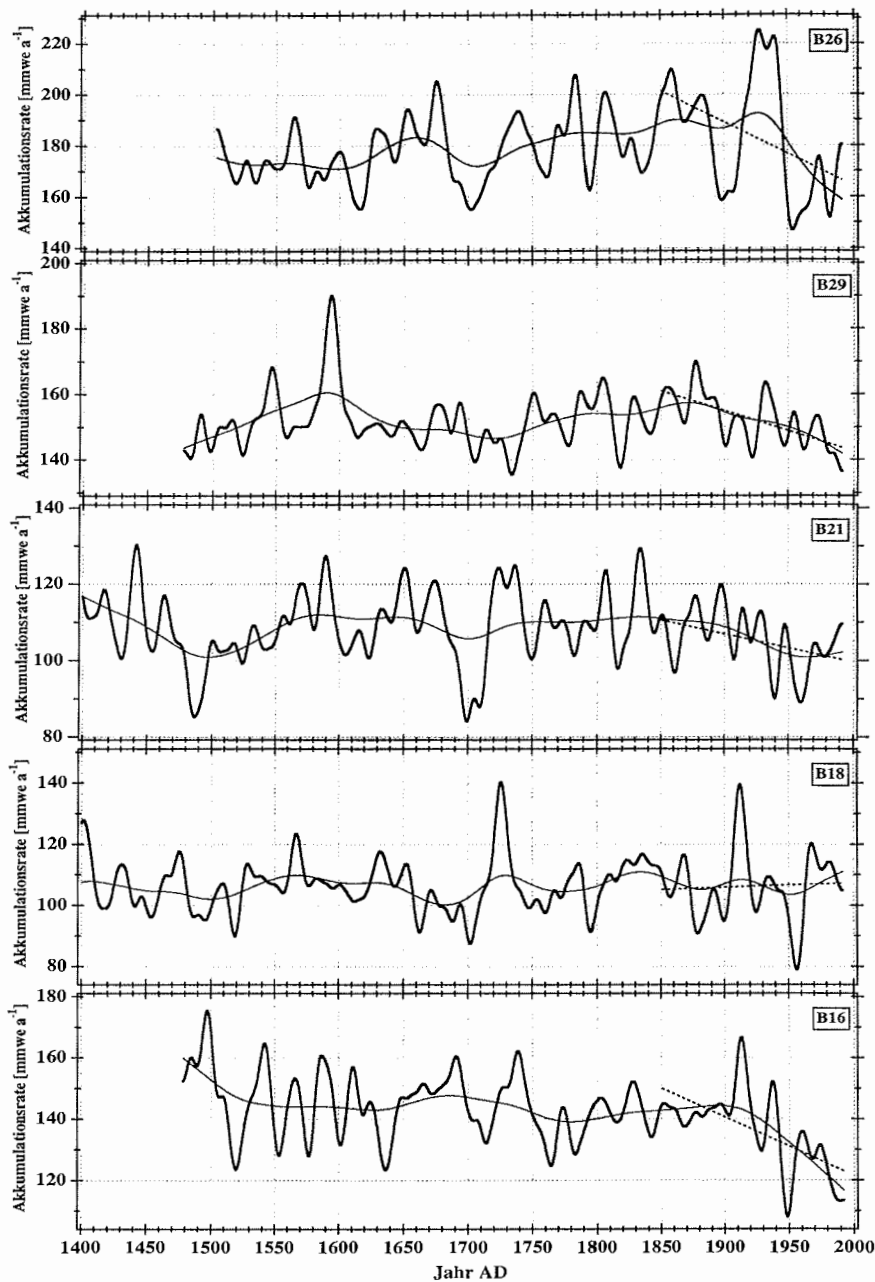


Abbildung 6.12: Zeitreihen der mittels 30-jährigem Gaußfilter geglätteten Akkumulationsraten (dicke Kurve) der Eiskerne B16, B18, B21, B26 und B29 für den Zeitraum 1400–1995. Zusätzlich eingezeichnet ist ein Splinefit zur Darstellung der Langzeittrends (dünne Kurve) sowie ein linearer Fit (gestrichelte Kurve) für den Zeitraum 1850–1993 (siehe Text). Die Akkumulationsrate ist in mm Wasseräquivalent pro Jahr (mm w.e. a^{-1}) angegeben.

nur von untergeordneter Bedeutung. Die in Abbildung 6.12 eingezeichneten Langzeitvariationen (Splinefits) zeigen nur geringe Variationen für die vergangenen 500 Jahre. Vergleichbare Langzeitvariationen beobachtet man bei B18, B21 und B29 im Zeitraum 1500 bis ca. 1650 sowie in abgeschwächter Form bei B21, B26 und B29 zwischen ca. 1725 und 1900.

Deutlicher fallen die linearen Trends der Akkumulationsraten beispielsweise im 19. und 20. Jahrhundert aus. Vergleicht man die gaußgefilterten Zeitreihen im Zeitraum 1850–1992, so erkennt man in allen Zeitreihen bis auf Kern B18 einen Rückgang der Akkumulationsraten zwischen -6.6 und -12.6 %/(100 Jahre) (siehe Tabelle 6.5 und Abb. 6.12). Dies steht im Widerspruch zu den Ergebnissen von Clausen et al. (1988), die für die Akkumulationszeitreihen an 6 Eiskernen eine Zunahme der Akkumulationsrate zwischen $+1$ und $+5.3$ %/(100 Jahre) für den Zeitraum 1778–1973 angeben. Allerdings befinden sich die von Clausen et al. (1988) untersuchten Kerne im zentralen Teil des grönländischen Eisschildes südlich des Summit und sind somit anderen klimatischen Einflüssen ausgesetzt, als die weiter nördlich gelegenen Kerne der Nordgrönlandtraverse (siehe Abschnitt 5).

Eiskern	Steigung in % pro 100 Jahre
B16	-12.6 ± 1.3
B18	$+1.4 \pm 1.9$
B21	-6.6 ± 1.2
B26	-12.1 ± 2
B29	-7.4 ± 1.4

Tabelle 6.5: Lineare Trends der Akkumulationszeitreihen für den Zeitraum 1850–1993 in % pro 100 Jahre.

Der Verlauf der Akkumulationsrate im 20. Jahrhundert ist von einem uneinheitlichen Erscheinungsbild geprägt. So verzeichnet B16 eine stetige Abnahme der Akkumulationsrate um ca. 25 % seit Beginn des 20. Jahrhunderts, während bei B29 erst seit $\sim 1920/30$ ein Rückgang zu erkennen ist. Bei Kern B18 beobachtet man nach einem Maximum um das Jahr 1910 einen starken Rückgang der Akkumulationsrate bis ca. 1960, bevor nach einem weiteren Maximum um 1970 ein schwach ausgeprägter Rückgang der Akkumulationsrate zu verzeichnen ist. Die Abnahme der Akkumulation bei den südlichsten Kernen stimmt mit den Ergebnissen des *GISP2*-Kerns überein, wo ein Rückgang der Akkumulationsrate um ca. 12 % seit etwa 1920 beobachtet wird (Meese et al., 1994). Ein anderes Bild zeigen hingegen die beiden nördlichsten Kerne B21 und B26. So verzeichnet B26 ein starkes Maximum der Akkumulationsrate in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts, dem sich ein ebensolch starker Rückgang anschließt. Seit Mitte des 20. Jahrhunderts deutet sich hier ein Anstieg der Akkumulationsrate an. Bei B21 beobachtet man zwar zunächst einen Rückgang der Akkumulation in der ersten Hälfte des Jahrhunderts, wie ihn auch die südlichen Kerne der Traverse anzeigen, jedoch steigt die Akkumulationsrate seit etwa 1960 wie bei B26 bis zum Ende der Zeitreihen an und steht somit im Gegensatz

zu dem Verlauf in den südlichen Kernen.

Neben den linearen Trends im 20. Jahrhundert verzeichnen die Kerne auch einzelne Minima bzw. Maxima der Akkumulationsrate, die auf gemeinsame Zusammenhänge bzw. Ursachen hinweisen. Ein Beispiel hierfür stellt der Zeitraum 1910–40 dar, wo in den Zeitreihen der Kerne B16, B18, B26 und B29 sowie in geringerem Maße auch bei B21 zeitgleich mehrere Maxima der Akkumulation auftreten. Dies könnte mit dem im Abschnitt über die Isotopenzeitreihen (6.1) beschriebenen Ereignis des „*Arctic Warming*“ in Verbindung gebracht werden. Die zu diesem Zeitpunkt veränderten Zirkulationsmuster sorgten für einen vermehrten Transport wärmerer Luftmassen in den arktischen Bereich, was folglich auch zu einem höherem Luftwasserdampfgehalt führt und so möglicherweise für zumindest zeitweise erhöhte Niederschlagsraten geführt haben könnte. Die von Clausen et al. (1988) untersuchten Kerne (siehe oben) zeigen übereinstimmend eine Erhöhung der Akkumulationsrate für den hier erwähnten Zeitraum.

Der Zeitraum 871–1400 AD Die Akkumulationsrate von B18 im Zeitraum 870–1400 (siehe Abb. 6.13) wird wie der bereits in der Abbildung 6.11 vorgestellte Zeitabschnitt (1400–1993) von sehr hohen Schwankungen der Jahresmittelwerte geprägt. Zwar liegt das Mittel der Akkumulationsrate im Zeitraum 870–1300 um ca. 6 % unter

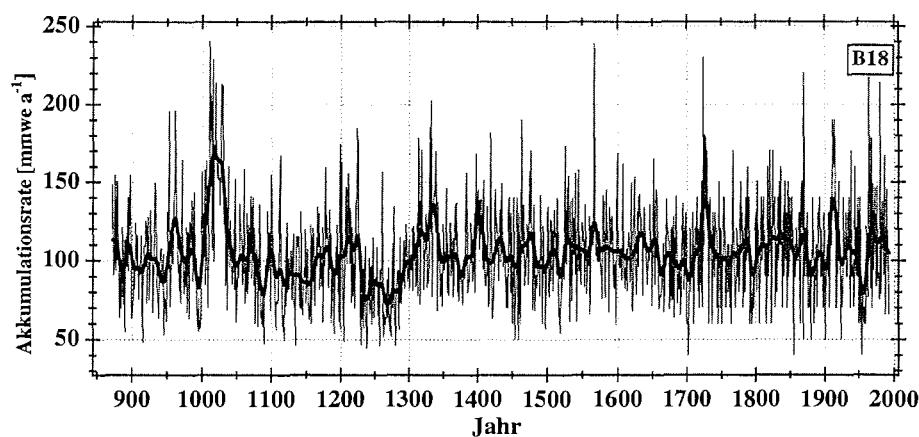


Abbildung 6.13: Akkumulationszeitreihe von Kern B18 für den Zeitraum 871–1993. Dargestellt sind die Jahresmittelwerte (durchgezogene dünne Kurve) sowie das mittels 30-jährigem Gaußfilter geglättetes Profil (dicke Kurve). Die Akkumulationsrate ist in mm Wasseräquivalent pro Jahr (mm w.e. a^{-1}) angegeben.

dem Mittel des Zeitraum 1300–1993, jedoch liegt diese Abweichung noch innerhalb der beobachtenden Schwankungen der Akkumulationsrate über den gesamten Zeitraum der Zeitreihe. Besonders markant ist das Maximum um 1010–1030 sowie die Phase von 1230–1280, die durch ein Minimum der Akkumulation gekennzeichnet ist und der sich ein starker Wiederanstieg der Akkumulationsrate anschließt. Die Ur-

sachen für diese Extrema sind zur Zeit noch ungeklärt. Betrachtet man jedoch den Verlauf der Akkumulationsrate der 5 Kerne im Zeitraum 1400–1993 (siehe Abb. 6.11 und 6.12) im Vergleich hierzu, so findet man auch dort Phasen mit außergewöhnlich erniedrigten bzw. erhöhten Akkumulationswerten.

Akkumulation während der „kleinen Eiszeit“ und dem „mittelalterlichen Klimaoptimum“ Die Untersuchung der Akkumulationsrate in den Kaltphasen der „kleinen Eiszeit“ wie auch im Abschnitt des „mittelalterlichen Klimaoptimums“ ergab kein einheitliches Erscheinungsbild. Zwar beobachtet man in den Zeitreihen der Kerne B18 und B21 in der Phase des „Spörer Minimums“ (1450–1540) eine Abnahme der Akkumulationsrate gegenüber dem Kernmittel zwischen 1.3 und 6 %, jedoch sind diese Änderungen nicht signifikant gegenüber der hohen Variabilität den Zeitserien der Jahresmittel. Die Langzeitvariationen in Abbildung 6.12 verdeutlichen die schwach ausgeprägten Minima der Akkumulationsrate der Kerne B18 und B21 während des „Spörer Minimums“ (1450–1540). In der Phase des „Maunder Minimums“ (1645–1715) beobachtet man bei B18 einen über das gesamte Minimum andauernden, wenn auch nur schwach ausgeprägten Rückgang der Akkumulationsrate. Die Zeitreihen von B16, B21 und B26 zeigen erst gegen Ende des „Maunder Minimums“ (1645–1715) einen Rückgang in der Akkumulationsrate. Während des „Modern Minimum“ (1795–1823) ist in keiner der Zeitreihen ein ausgeprägter Langzeittrend der Akkumulationsrate zu erkennen.

Der erwartete Zusammenhang, daß kältere Zeitabschnitte mit einer geringeren Niederschlagsrate bzw. wärmere Phasen mit einer höheren Niederschlagsrate einhergehen, wie es im Fall des Übergangs zwischen den Kalt- und Warmzeiten der Eiszeit beobachtet wird (Alley et al., 1993; Meese et al., 1994), kann hier nicht festgestellt werden. Entweder fallen die Auswirkungen der Temperaturänderungen auf die Niederschlagsraten zu klein aus, als daß ein Effekt zu beobachten wäre, oder aber sie werden von anderen, stärker ausgeprägten Kräften, wie zum Beispiel der atmosphärischen Zirkulation überdeckt. So zeigen Untersuchungen des *GISP2*-Kerns von Kapsner et al. (1995), daß die Akkumulationsrate während des Holozäns nicht durch thermodynamische Effekte bestimmt wurde, sondern daß Änderungen der atmosphärischen Zirkulationsmuster (Verstärkung der Sturmaktivität) die Akkumulationsrate maßgeblich beeinflusst haben. Die zeigt sich auch in erhöhten Konzentrationen der Seesalzaerosole, wie sie während der „kleinen Eiszeit“ in den Kernen des östlichen Traversenabschnitts der Nordgrönlandtraverse und des *GISP2*-Kerns beobachtet werden (Fischer et al., 1998; Kreutz et al., 1997).

Zusammenfassung Die beobachteten hohen Schwankungen und die damit verbundene geringe Kohärenz zwischen einzelnen Zeitreihen der Jahresmittel sind im gesamten Untersuchungsgebiet der Nordgrönlandtraverse zu finden. Eine mögliche Erklärung hierfür wäre ein Zusammenhang zwischen der im Mittel sehr geringen Akkumulationsrate sowie der zeitlichen und räumlichen Variabilität im Eintrag des Niederschlags für diesen Teil des grönländischen Eisschildes. Da der größte Teil der

jährlichen Niederschlagsmenge vorwiegend in den Sommermonaten eingebracht wird (Chen et al., 1997), machen sie zeitliche Variationen besonders stark bemerkbar, zumal einzelne Niederschlagsereignisse einen vergleichsweise hohen Anteil der Jahresniederschlagsmenge einbringen können. Wenn nun die Häufigkeit solcher Niederschlagsereignisse variiert, zum Teil einzelne Ereignisse gar vollständig ausfallen, so sollte sich dies in der Variabilität der Jahresmittel von Jahr zu Jahr wie auch von Region zu Region bemerkbar machen. Anders verhält es sich hingegen mit den mittleren Akkumulationswerten über längere Zeiträume. Der für einige Zeitabschnitte beobachtete gleichphasige Verlauf der Akkumulationsrate einiger benachbarter Kerne (geglättete Kurven) über Dekaden bzw. die vergleichbaren linearen Trends im 19. und 20. Jahrhundert deuten auf vergleichbare Einflußgrößen für die Akkumulationsraten in regionalem Ausmaß hin. Die auftretenden Abweichungen vom gleichphasigen Verlauf werden möglicherweise durch Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation verursacht.

Die Ergebnisse der Akkumulationszeitserien zeigen, daß die Zeitreihen der Jahresmittelwerte einzelner Kerne keine für einzelne Regionen repräsentativen Archive des Niederschlags darstellen. Die gauß-gefilterten Zeitreihen hingegen können zumindest als regionale, in manchen Zeitabschnitten auch als überregionale Archive über mehrere Dekaden bis Jahrhunderte angesehen werden. Dies verdeutlicht beispielsweise der Verlauf der linearen Trends im 19. und 20. Jahrhundert. Um jedoch repräsentative zeitlich hochaufgelöste Zeitreihen der Akkumulationsraten, wie sie für die Klimarekonstruktion und für die Klimamodellierung erforderlich sind zu erhalten, ist es notwendig, mehrere Parallelkerne in unmittelbarer Nähe einer Bohrposition zu erbohren, um damit das Signal zu Rausch Verhältnis bestimmen und erhöhen zu können (Fisher, 1988; Kuhns et al., 1997).

6.2.3 Klassische Frequenzanalyse

Die Frequenzspektren der Akkumulationszeitreihen (Jahresmittelwerte) wurden analog zu den Isotopenzeitreihen nach *Blackman-Tukey* (BT, Blackman und Tukey (1958)) berechnet und sind in Abbildung 6.14 dargestellt. Wie bei den Spektren der Isotopenzeitreihen, so werden auch hier nur Perioden größer 3 Jahre untersucht, um mögliche Fehler aufgrund von Datierungsunsicherheiten auszuschließen. Aufgrund der höheren interannualen Variabilität der Akkumulationszeitreihen gegenüber den Isotopenzeitreihen zeigen die Spektren der Akkumulationszeitreihen die Tendenz ein weißverrauschten Spektrum. Lediglich die Spektren der langen Zeitreihe von B18 sowie von B26 zeigen einen Trend zu einem rotverrauschten Spektrum.

Die Spektren zeigen signifikante Perioden ($> 95\%$ Signifikanz) im Bereich von 4–166 Jahren, wobei die Perioden zwischen 6 und 30 Jahren dominieren. In allen Spektren der Kerne lassen sich vergleichbare Periodenbereiche beobachten. So findet man übereinstimmende Perioden um 6,5, 8,7, 10–13, 15–19 und 26–30 Jahren. Darüberhinaus (> 30 Jahre) findet man keine weiteren Oszillationen mit vergleichbaren Perioden. Der Anteil der relativen Varianz im Bereich von 2–30 Jahren liegt

bei den Spektren der Akkumulationszeitreihen höher als bei den Spektren der Isotopenzeitreihen (vgl. Abb. 6.6). Die signifikanten Perioden sind in Tabelle 6.6 für die einzelnen Kerne zusammengestellt.

B16	21.2	27.4	<i>8.7</i>	<i>12.4</i>	<i>14.2</i>	<i>16</i>	<i>40</i>	<i>6.7</i>	<i>5.1</i>	60	170	4.2
B18 _{kurz}	<i>80</i>	<i>20.2</i>	<i>33</i>	<i>18.3</i>	<i>26.2</i>	<i>4.1</i>	<i>4.9</i>	<i>10.3</i>	48.5	6.4	7.8	15.6
B18 _{lang}	166	95	50	66	<i>9.3</i>	<i>13.8</i>	18.2	15.7	4.9			
B21	11.5	<i>18.9</i>	<i>32.5</i>	<i>9</i>	<i>22.6</i>	<i>15.5</i>	4.9	5.2	200			
B26	70	38.4	7									
B29	6.7	<i>9.2</i>	<i>20.4</i>	<i>43.8</i>	<i>25.8</i>	<i>8.5</i>	230	12.9	4.5	5.8		

Tabelle 6.6: Signifikante Perioden im Frequenzspektrum der Akkumulationszeitreihen. Die Angabe der Perioden erfolgt in Jahren. Die Werte > 99 % Signifikanz sind fett, Werte > 95 % kursiv und die Werte > 90 % normal dargestellt. Die Perioden sind nach der Stärke der einzelnen Maxima geordnet. Für B18 sind Perioden der langen (B18_{lang}, 871–1993) sowie der kurzen (B18_{kurz}, 1397–1993) Zeitserien angegeben.

Besonders Auffällig ist das Spektrum von Kern B26, welches von einem markanten Maximum um 70 Jahre dominiert wird. Die Perioden > 70 Jahre spielen hingegen nur eine untergeordnete Rolle. Ursache dieses Signals ist die ebenso markante Schwankung des Akkumulationssignals um 1930, wie die Untersuchung mittels Waveletanalyse (siehe Abschnitt 6.2.4) zeigt.

Vergleicht man die Spektren der kurzen (1397–1993) und langen (871–1993) Zeitreihen von B18 so stellt man fest, daß im Spektrum der längeren Zeitreihe die signifikanten Perioden (> 99 % Signifikanz) ≥ 50 Jahre (50, 66, 95, 166 Jahre) dominieren (siehe Abb. 6.14 und 6.15). Das Spektrum der kurzen Zeitreihe wird hingegen von Perioden im Bereich von 18–80 Jahre (18.3, 20.2, 33, 80 Jahre) geprägt. Gleichzeitig nimmt der Anteil der relativen spektralen Varianz in der langen Zeitreihe bis ca. 40 Jahre gegenüber dem Spektrum der kurzen Zeitreihen deutlich ab. Die Perioden bis 10.3 Jahre, die im Spektrum der kurzen Zeitreihe das > 90 % Signifikanzniveau überschritten haben, verlieren an Signifikanz und fallen größtenteils unter das Niveau des Rauschens. Andere Perioden der längeren Zeitreihe nehmen hingegen in der Signifikanz deutlich zu, wie am Beispiel der Periode um 9.3 Jahre zu beobachten ist. Im langperiodischen Bereich unterscheiden sich die beiden Spektren deutlich voneinander. Das Spektrum der langen Zeitreihe gleicht in seinem Erscheinungsbild dem sogenannten rotverschobenen Spektrum, was sich in einem höheren Anteil der relativen spektralen Varianz bei größeren Perioden äußert.

Vergleicht man die Ergebnisse der Frequenzanalyse der Akkumulations- und Isotopenzeitreihen miteinander, so findet man in allen Kernen für einige der beobachteten Perioden übereinstimmende Resultate. Ein Beispiel hierfür stellen die Perioden um 14.2 Jahre (Akkumulation) und 14.6 Jahre (Isotopengehalt ^{18}O) in den Zeitreihen von B16 dar. Eine Übereinstimmung in allen Perioden ist jedoch auch nicht unbedingt zu erwarten, da wie im vorangegangenen Abschnitt gezeigt wurde, die Variationen in der Niederschlagsmenge nicht zwangsläufig mit den Variationen des Isotopen-Temperaturgehalts verknüpft sein müssen.

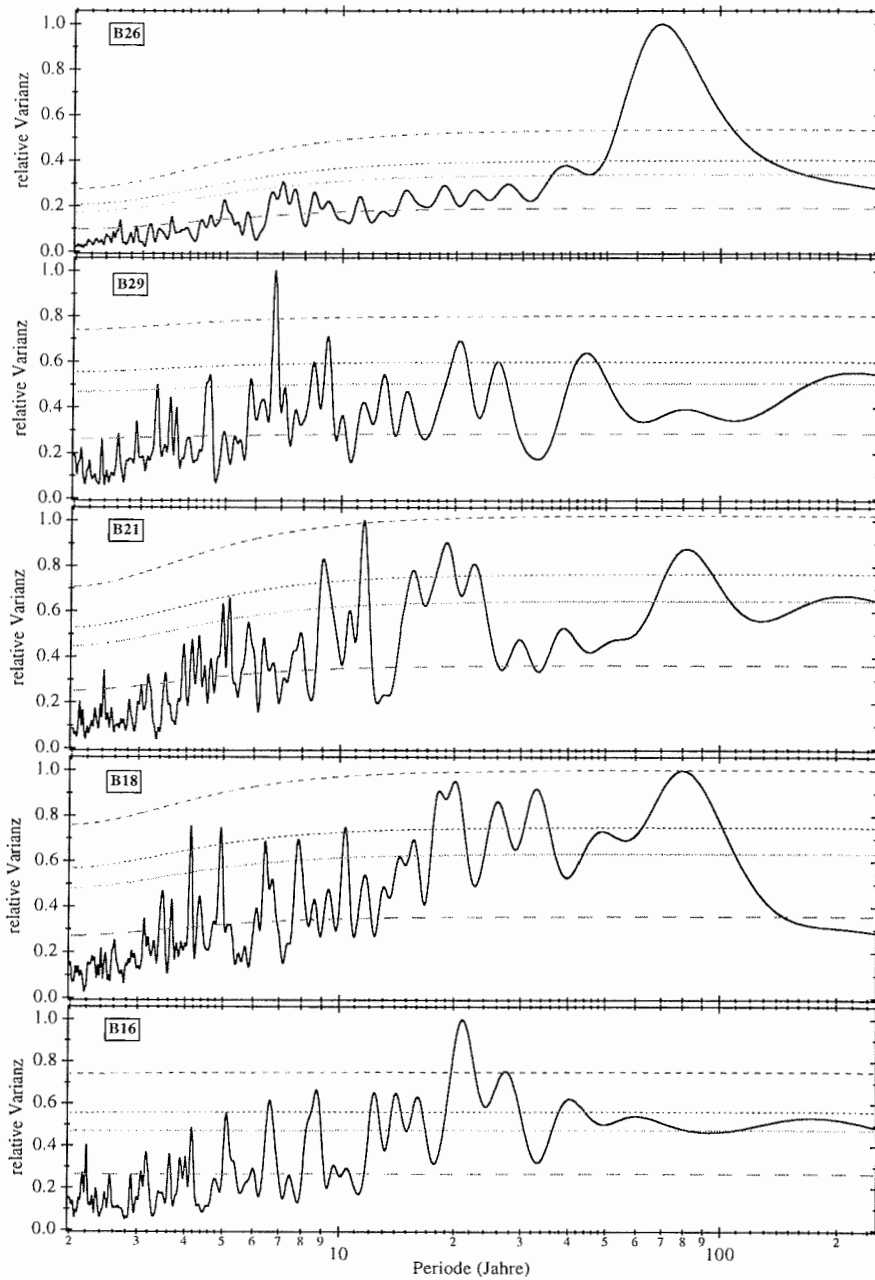


Abbildung 6.14: Frequenzspektren der Akkumulationszeitreihen (Jahresmittel, 1400–1993). Die Abbildung zeigt die Ergebnisse der spektralen Varianzanalyse nach *Blackman-Tukey* (Blackman und Tukey, 1958) mit max. Verschiebung $M = 30\%$ der Länge der jeweiligen Zeitreihe. Dargestellt sind die auf das jeweilige Maximum eines Spektrums normierten Varianzspektren (durchgezogene Kurve). Das Spektrum des Rauschens wird durch die jeweils untere gestrichelte Linie dargestellt. Die 99, 95, und 90 % Signifikanzniveaus sind jeweils von oben nach unten in den Spektren eingezeichnet.

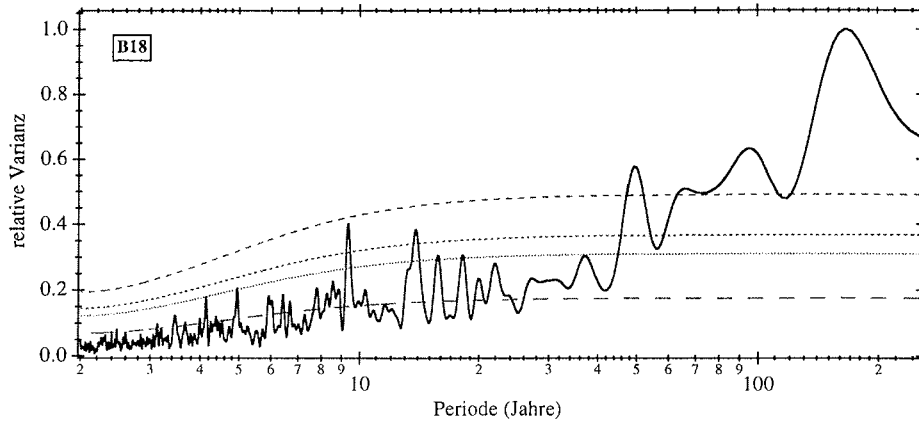


Abbildung 6.15: Frequenzspektren der Akkumulationszeitreihe von B18 (Jahresmittel, 871–1993). Die Abbildung zeigt das Ergebnis der spektralen Varianzanalyse nach *Blackman-Tukey* (Blackman und Tukey, 1958). Alle weiteren Angaben wie bei Abb. 6.14.

Diskussion Wie bereits bei den Spektren der Isotopenzeitreihen erwähnt wurde, stimmen auch hier einige der beobachteten Perioden mit Oszillationen von Paläoklimazeitreihen, Meßzeitreihen und Modellergebnissen überein. Als Beispiel sei hier die Periode um 11 Jahre erwähnt, die jedoch nur im Spektrum von B21 statistisch signifikant vorkommt und mit dem Schwabezyklus (~ 11 Jahre) der Sonnenfleckenanzahl in Verbindung gebracht werden kann. Ein weiteres Beispiel stellen die signifikanten Perioden im Bereich von 6–10 und ~ 20 Jahren (z.B.: Periode ~ 6 –7 Jahre bei B16, B18, B26 und B29) dar, die im Zusammenhang mit der *Nordatlantischen Oszillation* erwähnt werden. Jedoch gilt auch für die Ergebnisse hier die bei den Untersuchungen der Isotopenzeitreihen bereits aufgezeigte Problematik, daß detektierte Perioden, auch wenn sie sich signifikant gegenüber dem Rauschen abheben, alleine noch keine Zusammenhänge (Phasenbeziehungen) zu treibenden Kräften der Variationen oder zu anderen beobachteten Klimazeitreihen erlauben. Hier fehlt die zeitliche Zuordnung der aktiven Phasen der signifikanten Perioden innerhalb der Zeitreihen, was die Frequenzanalyse nicht liefert.

Wie der Vergleich der Frequenzspektren der kurzen und langen Zeitreihen von B18 offensichtlich zeigt, können Veränderungen der Periodenanteile am gesamten Varianzspektrum sowie die Veränderungen der Signifikanz einzelner Perioden auftreten. Dies deutet auf ein nicht stationäres Verhalten innerhalb der kompletten Zeitreihe hin. Als Ursache hierfür kommen beispielsweise Variationen der Zirkulationsmuster der Atmosphäre in Frage, die zeitlichen Änderungen unterworfen sind.

6.2.4 Waveletanalyse

In den Abbildungen 6.16, 6.17 und 6.18 sind die Ergebnisse der Waveletanalyse der Akkumulationszeitreihen (Jahresmittel) dargestellt. Entsprechend den Ergebnissen der Frequenzanalyse sind in den Waveletspektren hohe Anteile der Perioden im Bereich bis zu ~ 20 Jahren enthalten, deutlich mehr als in den Isotopenspektren (vgl. 6.8 und 6.9). Die Waveletspektren zeigen, wie schon die Ergebnisse der Isotopenzeitserien, keine periodischen Oszillationen innerhalb der Zeitreihen. Zwar treten mehrfach aktive Phasen vereinzelter Perioden auf (z.B.: B21, Periode von 4–6 Jahren im Zeitraum 1530–1940), jedoch folgen den aktiven Phasen immer längere passive (nicht-aktive) Zeitabschnitte. So beobachtet man auch für den 11 Jahreszyklus vereinzelt aktive Phasen, jedoch nie in allen Kernen zugleich. Lediglich um das Jahr 1800 findet man in den Spektren von B18 und B21 zeitgleiche Erscheinungen dieser Periode.

Die Ergebnisse der Waveletanalyse zeigen nur wenige Erscheinungen aktiver Perioden die gleichzeitig in allen Kernzeitreihen auftreten. Ein Beispiel hierfür stellt die Phase des „*Arctic Warming*“ in den 20er und 30er Jahren des 20. Jahrhunderts dar, die sich in allen Kernen über einen großen Perioden- und Zeitbereich erstreckt. Der Schwerpunkt der signifikanten Perioden befindet sich bei ca. 20 Jahren. Signifikante Perioden > 100 Jahre werden in den Zeitserien der östlichen Kerne (B16, B18, B21) sowie bei B26 aus dem westlichen Teil der NGT seit etwa 1650 beobachtet. Diese Perioden treten jedoch nicht zeitgleich auf. Bei B16 beispielsweise findet man die ersten aktiven Phasen der Perioden zwischen 150 und 200 Jahren etwa 100 Jahre nach dem Beginn bei B18 und B21. Allerdings befinden sich die Perioden bei B16 außerhalb des Einflußkegels (*COI*) und können somit durch Randeffekte beeinflusst sein.

In den Kaltphasen der „*kleinen Eiszeit*“ (1450–1540, 1645–1715, 1795–1823) läßt sich kein einheitliches Erscheinungsbild in den Waveletspektren ausmachen. Während des Maunder Minimums (1645–1715) beobachtet man übereinstimmend in 4 der 5 Zeitreihen (B16, B18, B21, B26) signifikante Perioden im Bereich von ~ 50 –100 Jahren. Der Beginn der aktiven Phasen tritt jedoch in den einzelnen Zeitserien mit einer zeitlichen Verschiebung von bis zu 50 Jahren auf.

Die in der Akkumulationszeitreihe für B16 im 20. Jahrhundert (siehe Abb. 6.11) beobachtete Abnahme der Akkumulationsrate macht sich im Waveletspektrum durch mehrere Oszillationen mit signifikanten Perioden zwischen 100 und 200 Jahren bemerkbar. Erste Anzeichen einer signifikanten Oszillation beobachtet man bereits seit etwa 1750. Im weiteren Verlauf des Spektrums im 20. Jahrhundert überlagern sich den langperiodischen Oszillationen Variationen mit signifikanten Perioden zwischen 3 und 30 Jahren. Die in allen Spektren im 20. Jahrhundert vorkommenden Perioden zwischen 3 und 20 Jahren mit zum Teil zeitgleichen aktiven Phasen zwischen einzelnen Zeitreihen weisen auf einen möglichen Zusammenhang mit Variationen atmosphärischer Zirkulationsmuster hin. Dies wird im Abschnitt (Vergleich mit anderen Klimazeitreihen) im Hinblick auf einen möglichen Zusammenhang mit Variationen

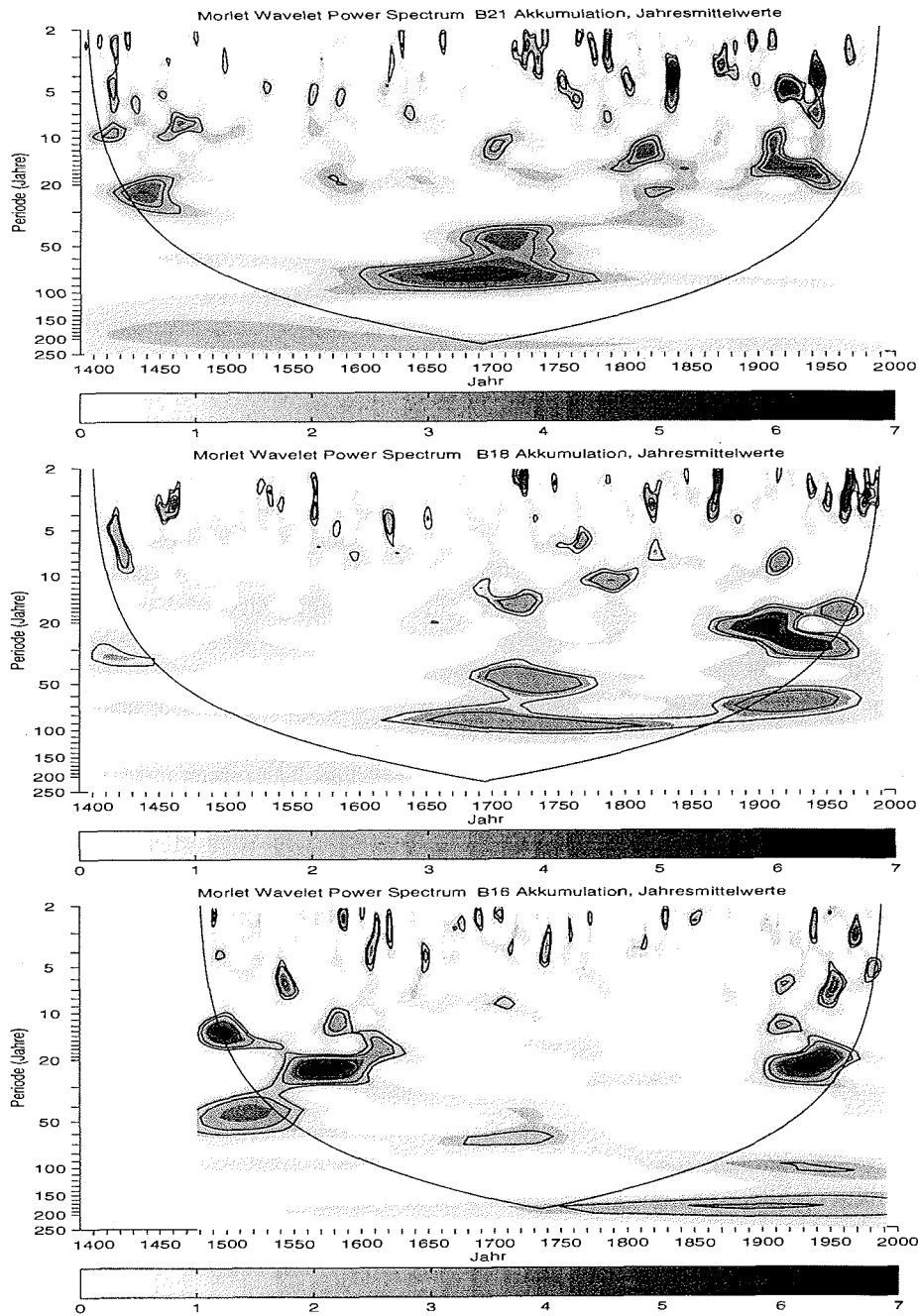


Abbildung 6.16: Lokale Wavelet-Power-Spektren der Akkumulationszeitreihen von B16, B18, B21 für den Zeitraum 1400–1993 unter Verwendung des Morlet-Wavelet (Torrence und Compo, 1998). Für weitere Bezeichnungen siehe Abbildung 6.17.

der Nordatlantischen Oszillation (NAO) ausführlich behandelt.

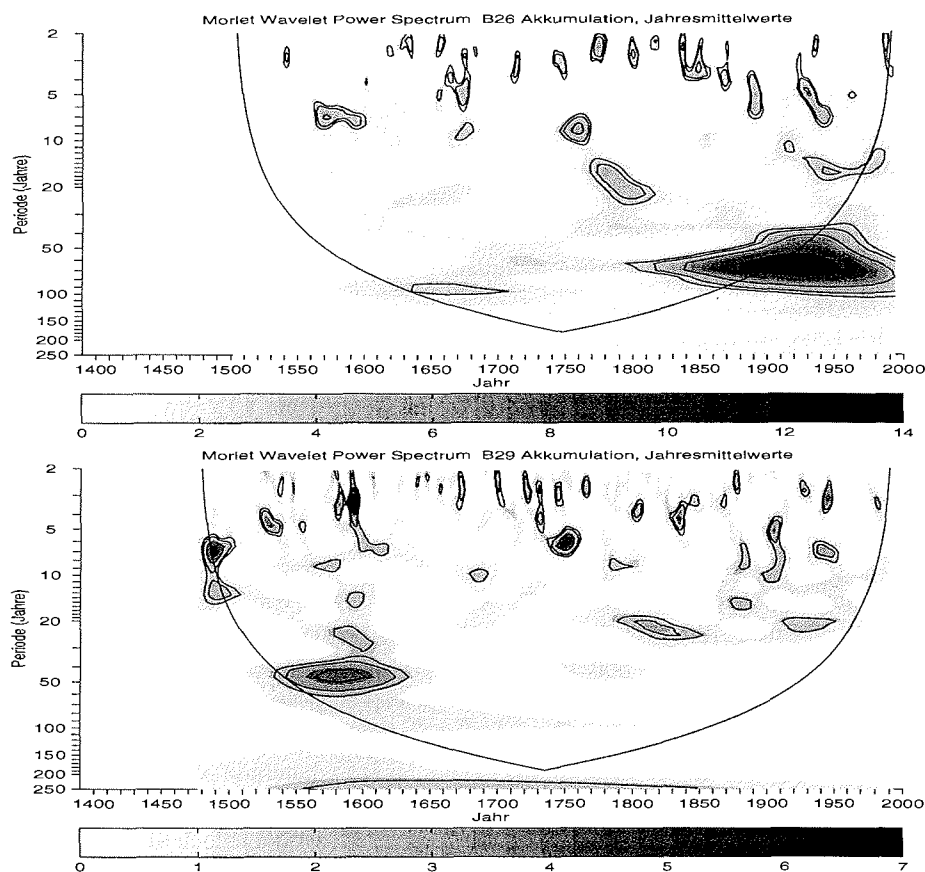


Abbildung 6.17: Lokale Wavelet-Power-Spektren der Akkumulationszeitreihen von B26 und B29 für den Zeitraum 1400–1993 unter Verwendung des Morlet-Wavelet (Torrence und Compo, 1998). Die linke Achse gibt die Periode in Jahren in logarithmischer Einteilung an. Die untere Achse stellt die Zeitachse dar. Die dicke durchgezogene Linie stellt den *Einflusskegel* (*Cone of Influence, COI*) dar. Die Grauwertskala gibt die Wavelet-Power in Einheiten der Varianz an. Die dünnen durchgezogenen Kurven stellen die 90, 95 und 99% Signifikanzniveaus gegenüber dem globalen Waveletspektrum als Hintergrundsspektrum dar.

Zeitliche Entwicklung von Perioden Die zeitliche Veränderung signifikanter Perioden wird in allen 5 Waveletspektren beobachtet. So beispielsweise bei B21, wo sich ab ca. 1720 der Periodenschwerpunkt von ca. 3 auf ca. 7 Jahre verlagert. Veränderungen über längere Zeitabschnitte zeigen die beiden Spektren von B16 und B26. Während bei B26 seit etwa 1570 zunächst eine Veränderung der aktiven Periode von ca. 7 auf 3 Jahre bis zum Jahr 1770 erfolgt, beobachtet man im Anschluß bis etwa 1920, daß sich die aktive Periode wieder in den Ausgangsbereich von 5–7 Jahren

zurückverlagert. Im Spektrum von B16 erkennt man ein Band aktiver Perioden, das sich seit etwa 1500 bzw. 1570 bis zum Ende der Zeitreihe erstreckt. Die zunächst signifikanten Perioden mit Schwerpunkt um 13, 25 und 40 Jahren verlieren an Signifikanz, bis etwa zum Zeitpunkt 1680–1740, wo signifikante Oszillationen zwischen 60 und 80 Jahren auftreten. Im Anschluß fallen die aktiven Phasen wieder unter das Signifikanzniveau und erreichen im Zeitraum 1920–60 mit Perioden zwischen 90 und 100 Jahren wieder signifikante aktive Phasen. Die letztgenannte Phase liegt jedoch außerhalb des Einflußkegels (*COI*). Die beiden Spektren B18 und B21 zeigen ein weiteres Beispiel für die zeitliche Entwicklung von Perioden. Seit etwa 1600/20 beobachtet man in beiden Kernen signifikante Perioden im Bereich von 40–100 Jahren. Bis etwa 1770 zeigen die beiden Spektren ein vergleichbares Muster, das sich anschließend bei B18 zu einer signifikanten Periode zwischen 60 und 80 Jahren im Zeitraum 1860–1980 entwickelt. Der weitere Verlauf im Spektrum von B21 zeigt eine Verschiebung der signifikanten Perioden in den Bereich um 15 Jahre im Zeitraum 1890–1950, während der Bereich zwischen 60 und 80 Jahren wie bei B18 zwar aktiv ist, sich jedoch nicht mehr signifikant vom Rauschen abhebt.

Die lange Zeitreihe von B18 (871–1993 AD) Das Waveletspektrum der langen Zeitreihe (871–1993) von Kern B18 (siehe Abb. 6.18) ist geprägt von dominanten Perioden zwischen 40 und 500 Jahren zu Beginn der Zeitserie, die sich über einen Zeitfenster von fast 700 Jahren erstrecken. Im Vergleich zum Spektrum der kurzen Zeitserie fällt der geringere Anteil von signifikanten Perioden < 10 Jahre auf. Im Zeitraum 950–1240 treten mehrere bis ca. 50 Jahre andauernde aktive Phasen auf, die signifikante Perioden zwischen 6 und 15 Jahren enthalten. Der Schwerpunkt dieser Perioden liegt zwischen 9 und 13 Jahren. Nach 1240 treten jedoch über 500 Jahre keine weiteren aktiven Phasen in diesem Bereich auf, bevor zwischen 1770 und 1810 dieser Periodenbereich wieder eine aktive Phase aufweist.

Diskussion Die Ergebnisse der Waveletanalyse verdeutlichen den nicht-stationären Charakter der Akkumulationszeitserien, wie dies bereits für die Isotopenzeitreihen gezeigt wurde. Der Wechsel von aktiven und nicht-aktiven Phasen sowie der nicht-periodische Charakter der Oszillationen deutet auf ebensolche nicht-periodischen Ursachen als treibende Kräfte der beobachteten Variationen hin. Die kohärenten Erscheinungen signifikanter Perioden in 2 oder mehr Waveletspektren der Kernzeitreihen legen die Vermutung nahe, daß die von den Kernen repräsentierten Regionen vergleichbaren Einflüssen der atmosphärischen Zirkulation ausgesetzt sind. Abweichungen der kohärenten Erscheinungen deuten auf Veränderungen der Zirkulationsmuster (und somit der Quellgebiete der Niederschläge), die sich im Bereich von Dekaden bis zu Jahrhunderten erstrecken. Diese Veränderungen sind räumlich und zeitlich unterschiedlich stark ausgeprägt, wie die Beispiele der zeitlichen Entwicklung von Perioden in den Waveletspektren zeigen.

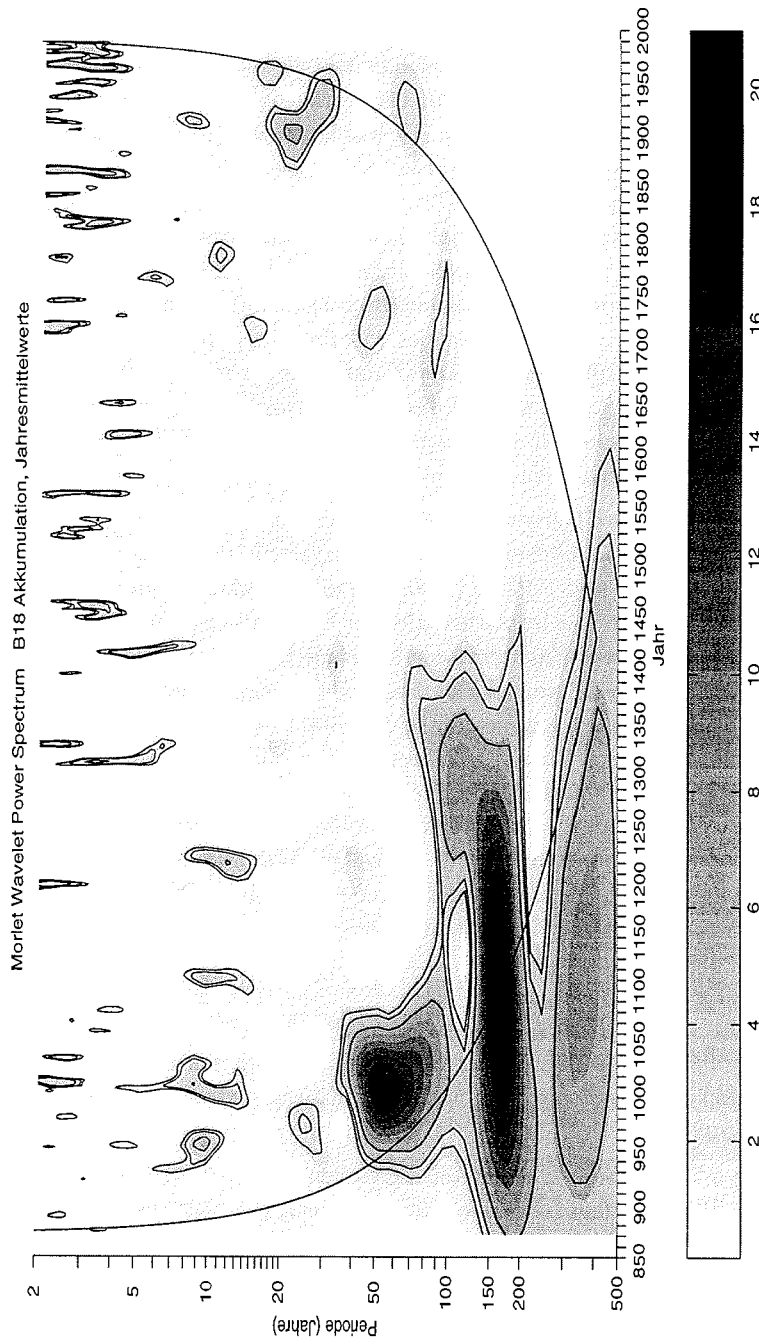


Abbildung 6.18: Lokales Wavelet-Power-Spektrum der Akkumulationszeitreihe von B18 für den Zeitraum 870-1993 unter Verwendung des Morlet-Wavelet (Torrence und Compo, 1998). Alle weiteren Bezeichnungen wie bei Abbildung 6.17.

6.3 Zeitliche Variationen der räumlichen Akkumulationsverteilung

Räumliche Verteilung Die Akkumulationszeitserien aus dem Abschnitt 6.2 ermöglichen es nun die räumlichen und zeitlichen Variationen der Akkumulation für die vergangenen 500 Jahre zu bestimmen. Es wurden sogenannte Zeitscheiben der flächenhaften Verteilung der Akkumulationsrate des grönländischen Eisschildes für die vergangenen Jahrhunderte erstellt. Die Berechnungen hierfür erfolgten analog zu der in Abschnitt 5.2 vorgestellten räumlichen Verteilung der Akkumulationsrate (siehe Abb. 5.3). Aufgrund der hohen Variabilität der Jahresmittel wurden aus den Zeitserien 30 Jahresintervalle für die Akkumulationsrate eines jeden einzelnen Kerns gebildet und als Eingangsdatensatz verwendet. Der für alle Kerne übereinstimmende Zeitraum wurde zu 1512–1992 gewählt. Die Variationen der räumlichen Akkumulationsverteilung beschränken sich nur auf das von der Nordgrönlandtraverse (NGT) erfaßte Gebiet im nördlichen Teil des Eisschildes. Die Gebiete außerhalb werden von den Akkumulationszeitserien nicht beeinflusst.

Die Abbildung 6.19 zeigt stellvertretend für die insgesamt 16 Zeitscheiben der Akkumulation 2 Beispiele der räumlichen Akkumulationsverteilung für die Zeitintervalle 1932–62 (Abb. 6.19 oben) und 1722–52 (Abb. 6.19 unten). Man erkennt deutlich die Flächenveränderungen der von Isoplethen gleicher Größe eingeschlossenen Gebiete. So vergrößert sich die von der 120 mm Isoplethe eingeschlossene Fläche im Zeitintervall 1932–62 (Abb. 6.19 oben) um mehr als das doppelte verglichen mit dem Intervall 1722–52 (Abb. 6.19 unten). Im gleichen Maße vergrößert sich das gesamte Niedrigakkumulationsgebiet und die Akkumulationsrate im Zentralteil des Untersuchungsgebiets nimmt ab. Dies wird durch das Auftreten der 100 mm Isoplethe verdeutlicht. Gleichzeitig verschieben sich die Isoplethen nach Süden, was besonders deutlich bei der 150 mm Isoplethe zu beobachten ist. Im selben Maß wie sich das Niedrigakkumulationsgebiet nach Süden hin ausweitet, verstärkt sich der Nord-Süd-Gradient der Akkumulationsrate entlang des östlichen Teils der Nordgrönlandtraverse.

Variationen in den Einzugsgebieten Aus der flächenhaften Verteilung der Akkumulationsraten der 30 Jahresintervalle lassen sich für den nordöstlichen Teil des Eisschildes Akkumulationsraten für einzelne Einzugsgebiete dieser Region (siehe Abb. 5.3) bestimmen.

Die Abbildung 6.20 zeigt die abgeleiteten Zeitserien für die Einzugsgebiete der 4 Auslaßgletscher (I = Nioghalvfjærdsbræ (79° Gletscher), II = Zacharias Isstrøm, III = Storstrømmen, IV = Bistrup Bræ) in 30 Jahresintervallen. Die Datenpunkte wurden in der Mitte eines jeden Zeitintervalls eingetragen. Die stärksten Variationen mit Abweichungen von bis zu 5 % vom Mittelwert beobachtet man in den beiden am weitesten nach Norden reichenden Gebieten des Nioghalvfjærdsbræ (Region I) und des Zacharias Isstrøm (Region II) auf. Die Einzugsgebiete dieser beiden Eisströme weisen die größten Flächen auf und liegen in den Regionen des Untersuchungsgebietes.

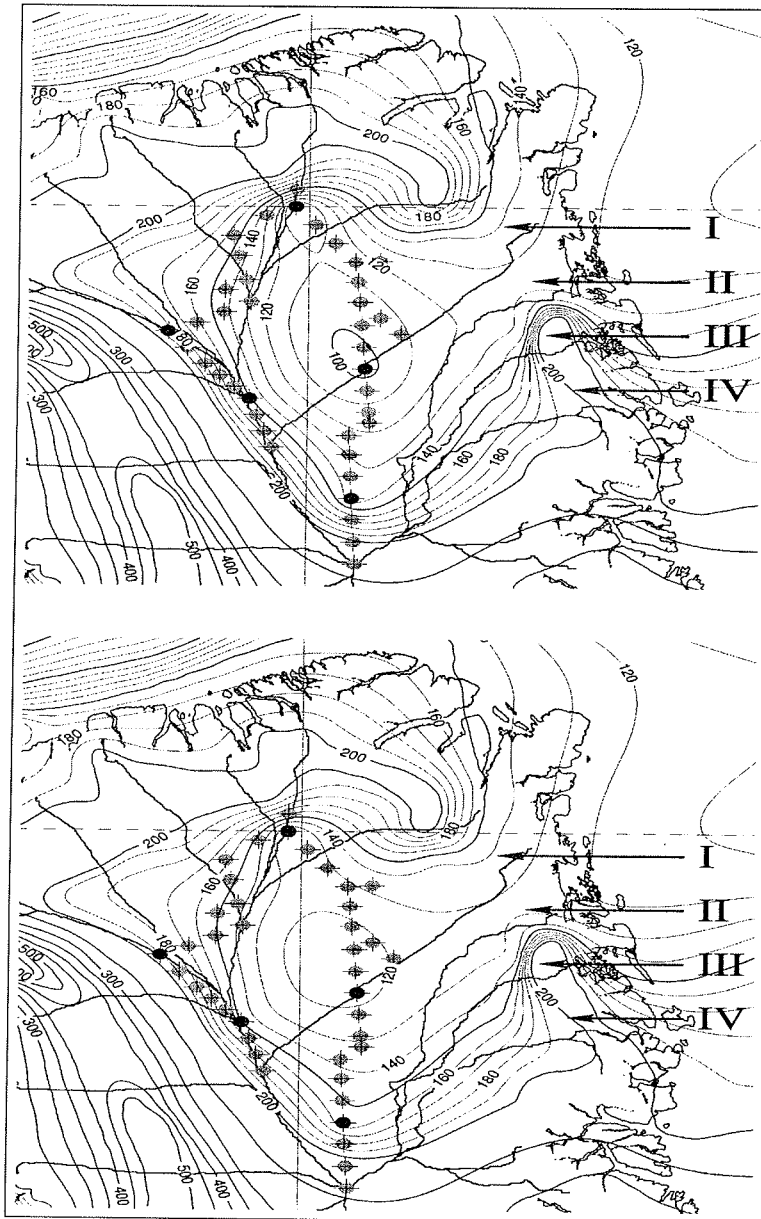


Abbildung 6.19: Räumliche Verteilung der Akkumulationsrate für die Zeitintervalle 1932–62 (oben) und 1722–52 (unten). Dargestellt sind die Isolethen der mittleren jährlichen Akkumulation in mm w.e. a⁻¹. Die Positionen der Nordgrönlandtraverse sind als graue Punkte dargestellt. Schwarze Punkte markieren die zur Berechnung verwendeten Eiskerne. Gebiete außerhalb der 200 mm Isolethe werden nicht berücksichtigt. Die Grenzen der Einzugsgebiete der Auslaßgletscher sind als dünne Linien zusätzlich eingezeichnet. Die römischen Ziffern stellen die Bezeichnungen der Gletscher analog zu den Abbildungen 5.3 und 6.20 dar.

tes, die die größten Variationen in der Akkumulationsrate aufweisen. Sie sind somit von den Variationen der Eiskernzeitreihen am stärksten beeinflusst.

Entsprechend der schwach ausgeprägten Langzeittrends in den gemessenen Akkumulationsraten fallen die Langzeittrends für die Einzugsgebiete ebenfalls gering aus. Der Zacharias Isstrøm (Region II), der Storstrømmen (Region III) sowie der Bistrup Bræ (Region IV) weisen hierbei leichte Abnahmen der Akkumulationsraten von maximal $-(0.5 \pm 0.3)\%/100$ a über die gesamte Zeitreihe auf. Der in einigen der Akkumulationszeitserien der Kerne beobachtete Rückgang der Akkumulationsrate im 20. Jahrhundert wirkt sich in den drei am südlichsten gelegenen Regionen (Zacharias Isstrøm, Bistrup Bræ, Storstrømmen) am stärksten aus.

Ausblick Die hier vorgestellten Ergebnisse stellen einen ersten Versuch dar, die großräumigen (flächigen) Variationen der Akkumulation für die vergangenen 500 Jahre zu bestimmen. Mit den hier vorgestellten Datensätzen der räumlichen Verteilung der Akkumulationsrate sowie den Zeitserien der Akkumulationsraten für die Einzugsgebiete der Auslaßgletscher stehen somit erstmals Daten zur Verfügung, die die Bestimmung der Massenbilanz des nordgrönländischen Eisschildes für die vergangenen 500 Jahre ermöglichen. Hierfür müssen jedoch noch repräsentative flächige Temperaturzeitreihen für das Untersuchungsgebiet abgeleitet werden, um die Massenverluste des Eises durch Schmelzprozesse bilanzieren zu können. Dies wird mit Hilfe der Isotopenzeitreihen der Nordgrönlandtraverse in Zukunft möglich sein. Unter Einbeziehung weiterer Akkumulationszeitreihen von Kernen der Nordgrönlandtraverse, die zur Zeit untersucht werden, sollte es zukünftig möglich sein, die räumliche Auflösung der Akkumulationsverteilung zu erhöhen und somit die Unsicherheiten der Daten weiter einzuschränken.

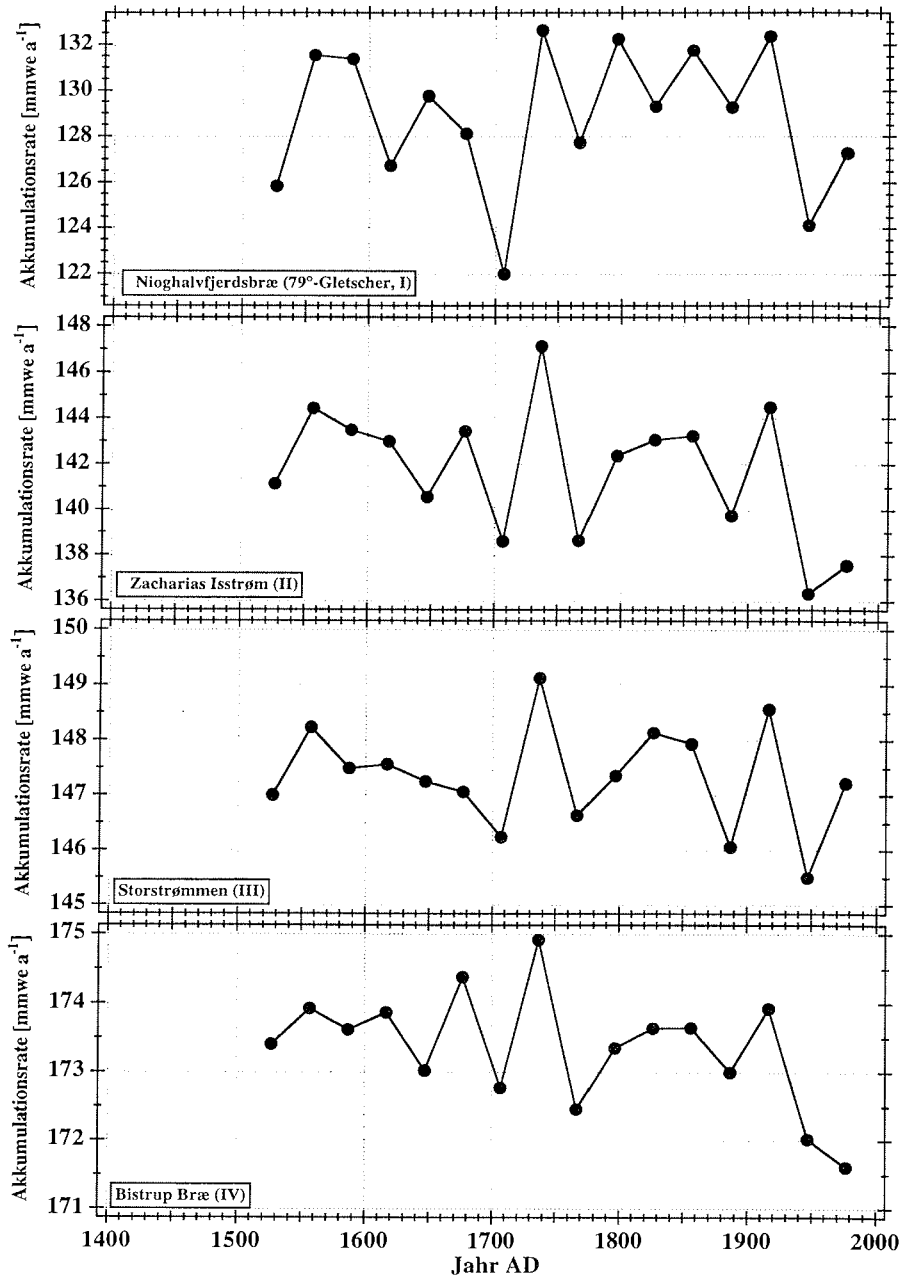


Abbildung 6.20: Akkumulationszeitserien in 30 Jahresintervallen für die Einzugsgebiete der 4 Auslaßgletscher (I = Nioghalvfjærdsbræ (79° Gletscher), II = Zacharias Isstrøm, III = Storstrømmen, IV = Bistrup Bræ, siehe Abb. 5.3). Die Datenpunkte wurden in die Mitte eines jeden Zeitintervalls eingezeichnet. Die Anordnung der Zeitserien erfolgt von Norden (oben) nach Süden (unten). Die Akkumulationsraten sind in mm w.e. a⁻¹ angegeben.

6.4 Vergleich der Isotopen- und Akkumulationszeitserien mit anderen Klimazeitreihen

Bei der Diskussion über die Ursachen der in den Isotopen- und Akkumulationszeitserien beobachteten Variationen im mehrjährigen bis dekadischen Bereich (siehe Abschnitt 6.2 und 6.1) wurde der Einfluß der atmosphärischen Zirkulation bisher nur am Rande angesprochen, jedoch noch nicht im Detail untersucht. Dies gilt in gleichem Maße für die besonders in den Isotopen-Temperaturzeitreihen enthaltenen Langzeitvariationen, insbesondere die der Kaltphasen während der „kleinen Eiszeit“.

6.4.1 Die Nordatlantische Oszillation (NAO) und die Eiskernzeitreihen

Zur Untersuchung der kurzperiodischen Variationen der Eiskernzeitreihen wurde die *Nordatlantische Oszillation (NAO)* als treibende Kraft der atmosphärischen Zirkulation gewählt. Die Variationen der *NAO* haben starke Auswirkungen auf das Klimageschehen (Temperatur und Niederschlag) im Bereich des Nordatlantik einschließlich Grönland sowie in Europa (Hurrell, 1995; Appenzeller et al., 1998). Als Vergleichszeitreihe wurde der sogenannte *NAO-Index* von Jones et al. (1997) gewählt (siehe Abschnitt 2.2.1 und Abb. 6.21). Diese Zeitreihe überdeckt den Zeitraum 1825–1996 AD. Die Ergebnisse der Korrelationsanalyse (siehe Tabelle 6.7) weisen vernachläss-

Eiskern	Akkumulation	Isotopengehalt $\delta^{18}\text{O}$
B16	–	–0.10
B18	0.10	–0.10
B21	0.11	–0.22
B26	–	–0.17
B29	–0.34	–0.18

Tabelle 6.7: Korrelationskoeffizienten zwischen den Akkumulations- und Isotopenzeitreihen der Kerne B16, B18, B21, B26 und B29 und dem Index der *Nordatlantischen Oszillation* (Jahresmittel). Als einheitlicher Vergleichszeitraum wurde 1825–1993 AD gewählt. Die Werte ≥ 0.17 sind auf dem 99 % Niveau signifikant.

sigbare bis geringe Korrelationskoeffizienten sowohl für die Akkumulations- wie auch für die Isotopenzeitreihen auf. Zur Berechnung der Koeffizienten wurden die Zeitserien mit einem 3 jährigen Gaußfilter geglättet, um den Anteil der hochfrequenten Variationen der Jahresmittel zu reduzieren.

Akkumulation Den größten Korrelationskoeffizienten zwischen den Akkumulationsserien und dem *NAO-Index* zeigt die Zeitreihe von B29 (–0.34), dem südlichsten Kern des westlichen Abschnitts der Nordgrönlandtraverse. Der Anteil der durch die Nordatlantische Oszillation erklärbaren Varianz der Akkumulationsrate in diesem

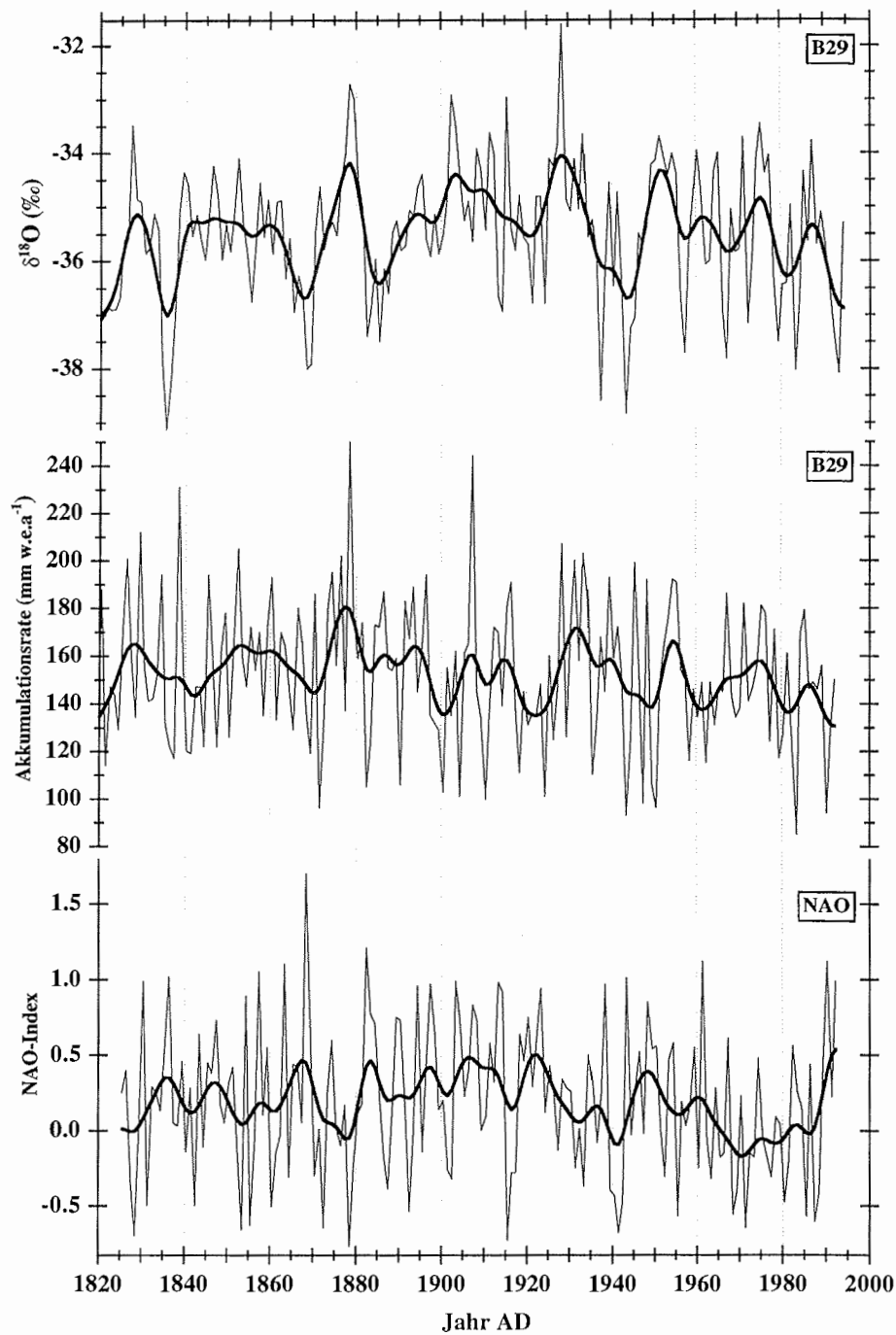


Abbildung 6.21: *NAO*-Index (Jones et al., 1997), Akkumulation und Isotopengehalt von B29, 1820–1993 AD. Dargestellt sind die jeweiligen Jahresmittel (dünne Kurven) sowie die mittels Gaußfilter geglätteten Zeitserien (dicke Kurven).

Kern beträgt somit lediglich 12 % der Gesamtvarianz. Wenngleich dieser Wert gering erscheint, so stimmt er doch mit den für den Westteil Grönlands zu erwartenden Werten überein. Dies zeigt eine Studie von Appenzeller et al. (1998), wonach der Einfluß der *NAO* auf den Niederschlag in den westlichen Bereichen des Eisschildes am größten ist. Der Kern B29 befindet sich am südlichen Ende der Traversenroute und somit in dem Bereich des Eisschildes, wo Korrelationskoeffizienten um -0.3 vorhergesagt werden. Die Korrelationen für die anderen Kerne sind vernachlässigbar und entsprechen somit den Ergebnissen der Untersuchung von Appenzeller et al. (1998).

Isotopengehalt $\delta^{18}\text{O}$ Die Korrelationsanalyse zwischen dem *NAO*-Index und den Isotopenzeitreihen liefert für den nördlichsten Kern der NGT (B21, -0.22) sowie die beiden Kerne des westlichen Traversenabschnitts (B26, -0.17 ; B29, -0.18) die größten Korrelationskoeffizienten. Eine vergleichbare Studie über die Auswirkungen der *NAO* auf den Isotopengehalt des Niederschlags in Grönland, wie die oben erwähnte Untersuchung von Appenzeller et al. (1998) wurde bisher nicht durchgeführt. Die hier gewonnenen Ergebnisse können nur mit Korrelationen einzelner Eiskernzeitreihen aus dem Bereich des Summit verglichen werden. So geben White et al. (1997) einen Korrelationskoeffizienten von -0.28 für ein gestapeltes Isotopenprofil (δD) von 6 Einzelkernzeitreihen aus der Umgebung des Summit an. Diese Zeitreihe überdeckt nur den Zeitraum 1880–1987 AD. Bei der Diskussion dieser Ergebnisse muß einerseits berücksichtigt werden, daß das gestapelte Profil von White et al. (1997) ein größeres Signal zu Rauschverhältnis als die Einzelprofile der NGT Kerne aufweist und somit eine bessere Übereinstimmung zwischen Isotopengehalt und *NAO*-Index erwartet werden kann. Zum anderen ist zu beachten, daß sich die Kerne der NGT zwischen 420 und 830 km nördlich bzw. nordwestlich des Summit befinden und sie sich zum Teil außerhalb der Zugbahn der niederschlagsbestimmenden Tiefdruckgebiete und somit dem Einflußbereich der *NAO* befinden. Dies gilt insbesondere für den nördlichsten Kern B21. Überraschenderweise zeigt dieser Kern den größten Korrelationskoeffizienten aller Isotopenzeitreihen.

Diskussion Die aus der Korrelationsanalyse abgeleiteten negativen Korrelationskoeffizienten der Isotopen- und Akkumulationszeitreihen entsprechen zunächst den meteorologischen Zuständen der *NAO*. Hiernach ist bei stark erhöhtem *NAO*-Index ein Rückgang der Niederschlagsmenge im westlichen Teil Grönlands zu verzeichnen (Hurrell, 1995). Gleichzeitig beobachtet man das im Winter auftretende Phänomen der *Temperaturgegensätzlichkeit* zwischen Grönland und Europa (Dannmeyer, 1948). Charakteristisch für diese Erscheinung ist die Beobachtung, daß bei niedrigen Wintertemperaturen in Westgrönland gleichzeitig höhere Temperaturen in Nordeuropa auftreten. Bei negativen *NAO*-Index tritt der gegenteilige Effekt mit höheren Temperaturen in Westgrönland und niedrigeren Temperaturen in Nordeuropa auf (Loon und Rogers, 1978). Das Phänomen der *Temperaturgegensätzlichkeit* ist zwar in den Wintermonaten am stärksten ausgeprägt, wird jedoch auch in den Jahresmit-

telwerten der Isotopenzeitreihe (Deuterium) des *GISP2*-Kerns (Summit, Grönland) beobachtet (Barlow et al., 1993). Die Abbildung 6.21 zeigt die Isotopen- und Akkumulationszeitreihe von B29 sowie den zeitlichen Verlauf des *NAO*-Index im Zeitraum 1825–1993. Die mittels Gaußfilter geglätteten Zeitserien des Kerns B29 verdeutlichen den oben beschriebenen inversen Zusammenhang zwischen *NAO*-Index, Akkumulation sowie Temperatur (hier Isotopentemperatur). Die Resultate der Zeitserien von B26 zeigen zwar vergleichbare Übereinstimmungen, allerdings sind diese bei B29 deutlicher ausgeprägt. Für die in der *NAO*-Zeitreihe (geglättetes Profil) auftretenden Maxima und Minima findet man in fast allen Fällen die entsprechenden entgegengesetzten Extrema in der Akkumulations- und Isotopenzeitreihe. So zeigen sich beispielsweise in der positiven *NAO*-Phase mit einem Maximum um 1870 die entsprechenden Minima in Akkumulation und Isotopengehalt. Der Verlauf des Isotopengehalts kann als Temperaturrückgang interpretiert werden. Der sich anschließende Übergang des *NAO*-Index in die negative Phase wird von einer Zunahme der Akkumulationsrate und dem Übergang zu höheren Isotopentemperaturen begleitet. Die bei erhöhten bzw. erniedrigten *NAO*-Index-Werten auftretenden Abweichungen der Akkumulationsrate gegenüber dem Mittelwert betragen dabei bis zu +16 % (1878 AD) bzw. zwischen –3 und –7 % (1870, 1922 AD). Unter Verwendung der linearen Isotopen-Temperatur-Beziehung (siehe Abschnitt 5.3) ergeben sich Abweichungen der Isotopen-Temperatur zwischen -1 °C (1870 AD) und $+1.1\text{ °C}$ (1878 AD) vom Mittelwert.

Der Vergleich der Jahresmittelwerte ergibt für extreme *NAO*-Indexwerte vereinzelt übereinstimmende Ergebnisse für die 3 Zeitreihen, wie das *NAO*-Minimum im Jahr 1878 verdeutlicht. Neben der Übereinstimmung von Einzeljahresereignissen beobachtet man auch über längere Zeitabschnitte Beispiele für einen gegenphasigen Verlauf. So zeigen die Zeitreihen des Isotopengehalts und des *NAO*-Index zwischen 1938 und 1942 einen nahezu identischen negativ-korrelierten Verlauf, der von einem zwischenzeitlichen Sprung in den positiven Bereich unterbrochen wird. Im Akkumulationssignal erscheint der übereinstimmende Verlauf schwächer ausgeprägt. Der Vergleich von Einzelwerten ist jedoch aufgrund möglicher Datierungsfehler in den Eiskernzeitreihen mit Vorsicht zu interpretieren.

Grundsätzlich fallen die Übereinstimmungen zwischen *NAO*-Index und Akkumulationsrate besser aus als zwischen der Isotopenzeitreihe und dem Index. Dies verdeutlicht nochmals der zeitliche Verlauf von Akkumulation und *NAO*-Index zwischen 1960 und 1993. Die Ursache hierfür liegt möglicherweise darin begründet, daß die *NAO* zwar die Niederschlagsmenge direkt beeinflusst, der Isotopengehalt ^{18}O jedoch von mehreren Faktoren (lokale Kondensationstemperatur, Post-Depositionseffekte, unterschiedliche Transportwege des Luftwasserdampfes und somit verschiedene Quellsotopien) abhängig ist und die Variationen der *NAO*, wie bei der Korrelationsanalyse gesehen nur einen Teil der Varianz erklären können.

Zeitliche Variationen Bei den bisherigen Überlegungen wurde die Frage nach einer Phasenbeziehung zwischen den Variationen der *NAO* und den Variationen der

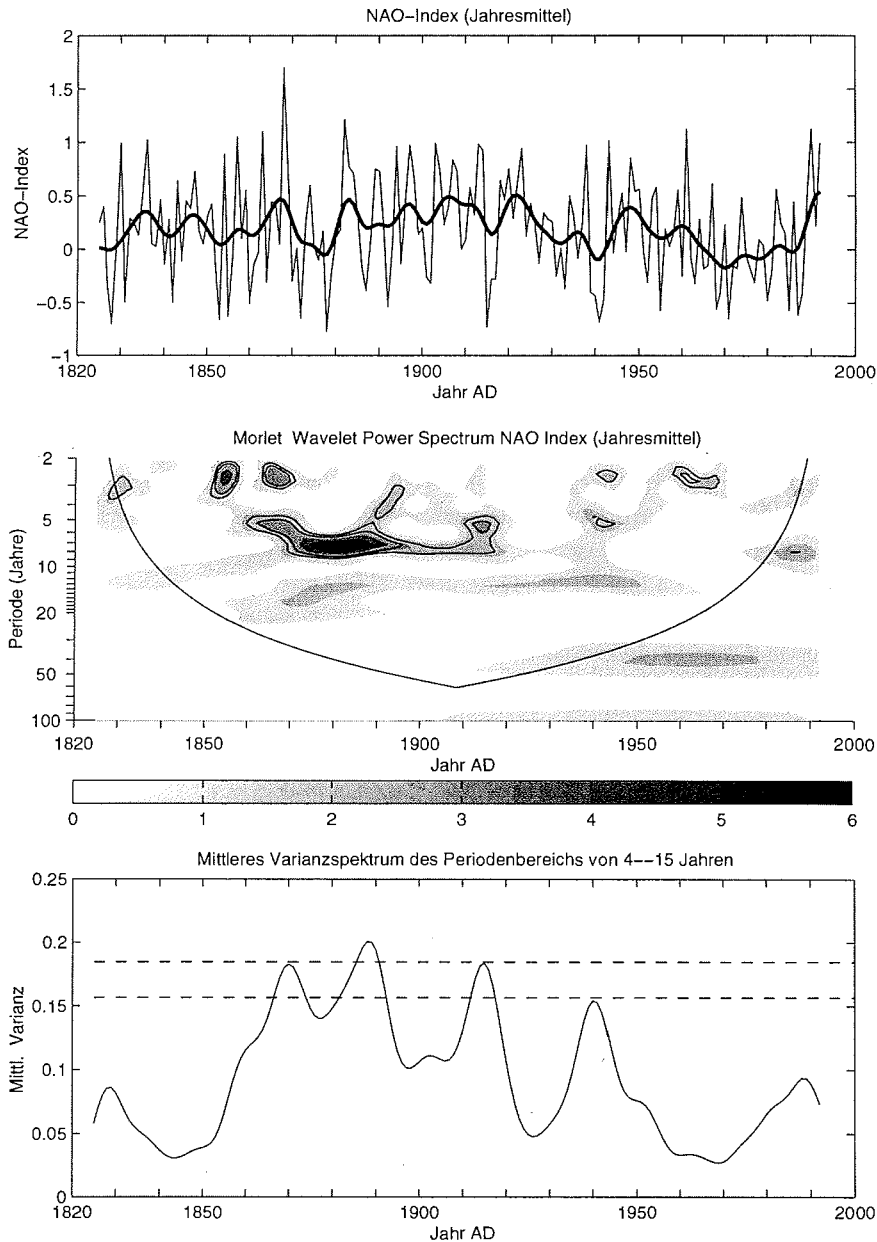


Abbildung 6.22: Zeitreihe (oben), Waveletspektrum (mitte) und über den Periodenbereich 4–15 Jahre gemittelteltes Varianzzeitreihe (unten) des *NAO*-Index nach Jones et al. (1997). Zusätzlich zu den Jahresmittelwerten (dünne Kurve) der *NAO* ist ein mittels Gaußfilter geglättetes Profil (dicke Kurve) eingezeichnet. Alle weiteren Angaben zum Waveletspektrum wie bei den Abb. 6.17. Die gestrichelte Geraden im Varianzzeitreihe geben das 90 % (unten) und 95 % (oben) Signifikanzniveau gegenüber dem „weißen Rauschen“ an.

Eiskernzeitreihen noch nicht berücksichtigt. Die Abbildung 6.22 zeigt die Zeitreihe des *NAO*-Index sowie das zugehörige Waveletspektrum und das über den Periodenbereich von 4–15 Jahren gemittelte Varianzzeitreihe. Im Waveletspektrum beobachtet man mehrere aktive Phasen signifikanter Perioden, jedoch ist keine der aktiven Perioden über die gesamte Zeitreihe aktiv. So zeigt die Zeitreihe des *NAO*-Index mehrfach signifikante Variationen mit Perioden um ca. 3 Jahre. Ein ausgeprägtes Band mit signifikanten Perioden zwischen 5 und 9 Jahren erstreckt sich über den Zeitraum 1860–1920 und dominiert mit der höchsten Varianz zwischen 1875 und 1890 das gesamte Waveletspektrum. Weiterhin existieren aktive Phasen mit Perioden im Bereich von 12–18 Jahren (1870–90), 12–15 Jahre (1915–50) sowie 40–50 Jahre (1950–80), die sich noch signifikant gegenüber dem Rauschen im Spektrum abheben. Die Periode von 40–50 Jahre befindet sich außerhalb des *Einflußkegels* und ist möglicherweise durch Randeffekte beeinflusst.

Zur Untersuchung der zeitlichen Variabilität des *NAO*-Index und den Eiskernzeitreihen wurde eine mittlere Varianzzeitreihe über die dominantesten Perioden (4–15 Jahre) des *NAO*-Index gebildet (siehe Abb. 6.22 unten). Man erkennt im Spektrum mehrere aktive und zumeist signifikante Phasen der *NAO* mit maximaler Varianz um 1870, 1890, und 1915 (alle signifikant > 90 %) sowie die schwächer ausgeprägten Maxima um 1940, 1990 und 1830. Vergleicht man dieses Varianzzeitreihe mit ebensolchen Spektren der Kernzeitreihen, so beobachtet man in allen Zeitreihen aktive Phasen in diesem Periodenbereich. Bei den Akkumulationszeitserien zeigen die beiden Kerne B26 und B29 die besten zeitlichen Übereinstimmungen der aktiven Phasen für diesen Periodenbereich (siehe Abb. 6.23). Zunächst überrascht das Ergebnis von B26, da die Korrelationsanalyse nur einen sehr niedrigen bzw. vernachlässigbaren Korrelationskoeffizienten für diesen Kern lieferte (siehe Tabelle 6.7). Allerdings zeigen die Variationen der Akkumulation und des Isotopengehalts von B26 im dekadischen Bereich vergleichbare Resultate wie die Zeitreihen von B29. Möglicherweise werden die Variationen der *NAO* im Bereich von wenigen Jahren durch das Rauschen unterdrückt und nur die langperiodischen Anteile machen sich in den Zeitreihen von B26 bemerkbar.

Der Vergleich der Varianzzeitreihen der Isotopenzeitserien und des *NAO*-Index ergab für den Kern B29 recht gute Übereinstimmung bei der zeitlichen Erscheinung der aktiven Phasen des Periodenbereichs von 4–15 Jahren (siehe Abb. 6.24). Überraschenderweise zeigt das Varianzspektrum von B21 (siehe Abb. 6.24) signifikante aktive Phasen, die mit dem Spektrum der *NAO*-Zeitreihe sehr gute Übereinstimmungen aufweisen. Aufgrund der geographischen Lage von B21 (80 ° N, 41 ° W) im nördlichen Teil des Eisschildes scheint der Einfluß der *Nordatlantischen Oszillation* auf die Akkumulation und den Isotopengehalt allerdings eher unwahrscheinlich. Dies zeigen auch die Ergebnisse der Korrelationsanalyse von Appenzeller et al. (1998). Vielmehr könnte sich hier der Einfluß der *Arktischen Oszillation (AO)* widerspiegeln. Hierbei handelt es sich um Variationen der mittleren Luftdruckverteilung auf Meereshöhe im gesamten arktischen Bereich. Wie die Ergebnisse der Arbeit von Thompson und Wallace (1998) zeigen, sind die Variationen der *AO* mit den Schwankungen

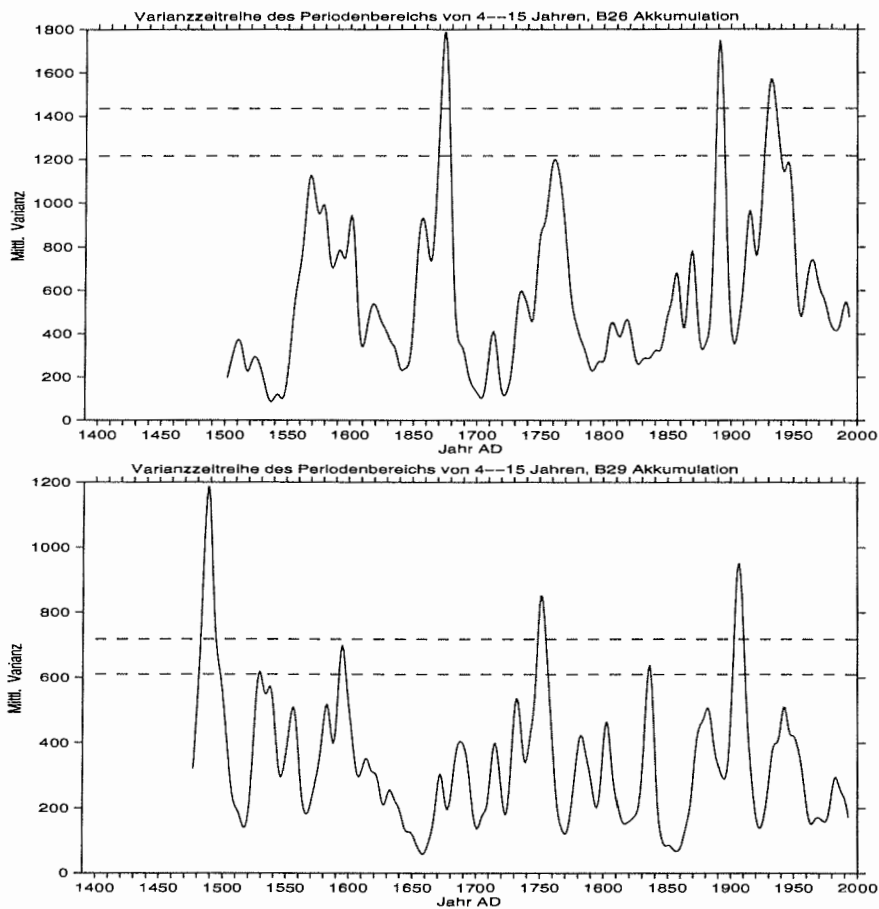


Abbildung 6.23: Varianzzeitreihen der Akkumulationsraten von B26 (oben) und B29 (unten). Dargestellt ist die über den Periodenbereich von 4–15 Jahren gemittelte Varianz der Akkumulationsrate gegen die Zeit. Die gestrichelten Linien geben jeweils das 90 % (untere Linie) bzw. das 95 % (obere Linie) Signifikanzniveau an.

der Oberflächentemperatur der Nordhemisphäre stärker gekoppelt als mit den Variationen der *NAO*. Die Zeitreihen von B21 stellen somit möglicherweise Archive für die Rekonstruktion der Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation im arktischen Bereich dar.

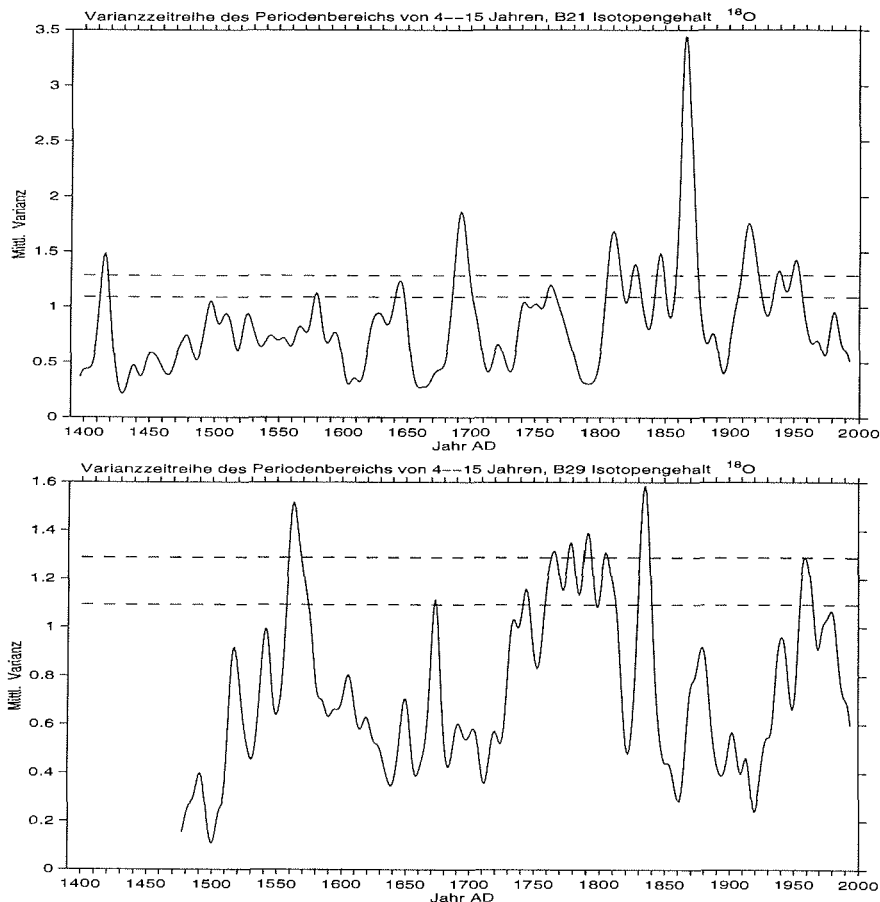


Abbildung 6.24: Varianzzeitreihen der Akkumulationsraten von B21 (oben) und B29 (unten). Dargestellt ist die über den Periodenbereich von 4–15 Jahren gemittelte Varianz der Akkumulationsrate gegen die Zeit. Die gestrichelten Linien geben jeweils das 90 % (untere Linie) bzw. das 95 % (obere Linie) Signifikanzniveau an.

Fazit Die Zeitreihen von Akkumulation und Isotopengehalt ^{18}O der Eiskerne und sowie des *NAO*-Index zeigen signifikante negative Korrelationen zwischen -0.17 und -0.22 bei den Isotopenzeitreihen (^{18}O) sowie -0.34 bei der Akkumulation. Der Einfluß der *Nordatlantischen Oszillation* fällt regional unterschiedlich aus, wobei die stärksten Auswirkungen auf Akkumulation und Isotopengehalt im Westteil des grönländischen Eisschildes auftreten. Man beobachtet je nach *NAO*-Phase Abweichungen

der Akkumulationsrate vom Mittelwert zwischen -7 und $+16$ % bzw. Abweichungen von der mittleren Isotopen-Temperatur zwischen -1 und $+1.1$ °C in der Zeitreihe von Kern B29. Die Ergebnisse der Waveletanalyse sowie der Varianzzeitreihen zeigen Oszillationen mit vergleichbaren Perioden im Bereich von 4–15 Jahren, die zeitgleich aktive Phasen aufweisen. Hier treten wiederum bei den Kernen des westlichen Traversenteils die größten Übereinstimmungen auf. Allerdings beobachtet man auch im nördlichsten Kern B21 Variationen, die mit den Schwankungen der *NAO* übereinstimmen. Die negativen Korrelationen sowie die Übereinstimmungen in den Variationen zwischen Eiskernzeitreihen und *NAO*-Index lassen den Schluß zu, daß sich Muster der atmosphärischen Zirkulation in den Akkumulations- und Isotopenzeitreihen der Eiskerne abbilden. Diese stellen somit einzigartige Archive dar, die die Rekonstruktion der zeitlichen Variationen der atmosphärischen Zirkulation, in diesem Falle die Variationen der *NAO* und möglicherweise die der *AO*, erlauben. Wie man den Varianzzeitreihen und den Waveletspektren entnehmen kann, wechseln sich aktive Phasen mit länger andauernden nicht-aktiven Abschnitten im Periodenbereich 4–15 Jahre ab. Wendet man diese Ergebnisse auf die Variationen der *NAO* in der Vergangenheit an, so läßt sich daraus folgern, daß die *Nordatlantische Oszillation* durch aktive Phasen im Periodenbereich von 4–15 Jahren charakterisiert ist, die über mehrere Jahre bis Jahrzehnte andauern, aber immer wieder von längeren Pausen unterbrochen werden. Zukünftig sollte es möglich sein, die Aussagekraft der Eiskernzeitreihen für die Rekonstruktion atmosphärischer Zirkulationsmuster, wie beispielsweise die der *NAO* oder der *AO* mit Hilfe weiterer Eiskerne aus dem westlichen bzw. nördlichen Abschnitt der NGT und somit dem Einflußbereich von *NAO* und *AO* zu verbessern. Somit könnten in Zukunft zuverlässliche Klimaarchive bereitgestellt werden, die als Proxy für die *NAO* Anwendung finden.

6.4.2 Der Einfluß der Langzeitvariationen der solaren Einstrahlung auf die Eiskernzeitreihen

Wie bei den Untersuchungen der Kurzzeitvariationen (siehe Abschnitt 6.1 und 6.2) gezeigt wurde, konnte kein direkter Zusammenhang zwischen der Variation der Solarstrahlung infolge des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und den beobachteten Variationen der Akkumulationsrate und dem Isotopengehalt ^{18}O festgestellt werden. Allerdings zeigen die Langzeitvariationen des Isotopensignals in den Kaltphasen der „kleinen Eiszeit“ übereinstimmende Resultate mit dem Verlauf der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte, die als Proxyparameter für die Variabilität der Solarstrahlung angesehen werden (Stuiver et al., 1997). Für die weitere Untersuchung der Langzeitvariationen des Isotopengehalts wurde das gestapelte Isotopenprofil (siehe Abschnitt 6.1.2) einer Rekonstruktion der solaren Strahlung über den Zeitraum 1610–1993 AD nach Lean et al. (1995) gegenübergestellt. Die rekonstruierte Zeitreihe der Solarstrahlung wurde aus rezenten Beobachtungen der Sonne sowie historischen Beobachtungsdaten erstellt (Lean et al., 1995). Die Abbildung 6.25 zeigt die beiden Datensätze, die bis etwa 1850 AD eine sehr gute Übereinstimmung in den Langzeitvariationen aufweisen.

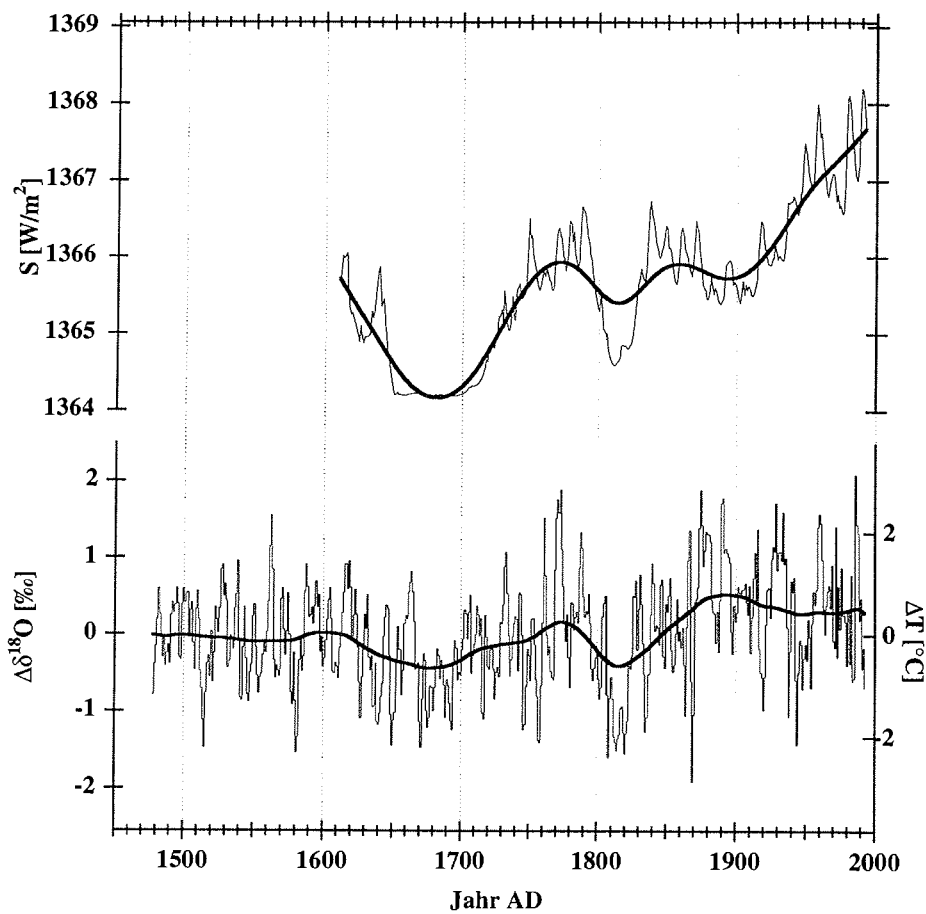


Abbildung 6.25: Rekonstruierte Solarstrahlung nach Lean et al. (1995) (oben) und gestapeltes Isotopenprofil der Kerne B18, B21 und B29 (unten). Dargestellt sind die jeweiligen Jahreswerte (dünne Kurven) sowie zur Verdeutlichung der Langzeitrends ein Splinefit bei den Daten der rekonstruierten Solarstrahlung (dicke Kurve) und die mittels *SSA* rekonstruierte erste Komponente *RC1* (dicke Kurve).

Die beiden Minima der Solarstrahlung gegen Ende des 17. Jahrhunderts sowie zu Beginn des 19. Jahrhunderts korrelieren mit den in der Eiskernzeitreihe während des *Maunder Minimum* und des *Modern Minimum* auftretenden Isotopenminima, die mit kälteren Isotopen-Temperaturen zwischen -0.5 und -1.1 °C gegenüber dem Kernmittel verbunden sind. Der Korrelationskoeffizient der beiden Langzeittrends über die komplette Zeitreihe beträgt 0.75, während sich für die Jahresmittel ein Wert von 0.34 errechnet (beide signifikant auf dem 99 % Niveau). Hieraus ergibt sich, daß ~ 56 % der Variationen des Langzeittrends der Isotopenzeitreihe durch die Langzeitvariationen der Solarstrahlung erklärt werden können. Die beiden seit 1610 kohärent verlaufenden Langzeittrends zeigen ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts eine unterschiedliche Entwicklung. Während die solare Einstrahlung nach einem Minimum um 1900 AD kontinuierlich bis zum Ende der Zeitreihe weiter ansteigt, beobachtet man in der Isotopenzeitreihe nach einem Maximum gegen Ende des 19. Jahrhunderts einen relativ konstanten Isotopen-Temperatur-Verlauf im 20. Jahrhundert. Der Einfluß der Variationen der Solarstrahlung auf die Variationen der Isotopen-Temperatur fällt unterschiedlich stark aus, wie die beiden Minima in der zweiten Hälfte des 17. und zu Beginn des 19. Jahrhunderts verdeutlichen. Der während des *Maunder Minimum* (1645–1715 AD) registrierte Rückgang der Solarstrahlung seit 1610 AD um 0.1 % ist mit einer Abnahme der Isotopen-Temperatur um 0.54 °C gegenüber dem Kernmittel verknüpft. Im Verlauf des *Modern Minimum* (1795–1823 AD) beobachtet man eine Abnahme der Solarstrahlung (geglättetes Profil) um 0.02 % gegenüber dem vorhergehenden Maximum, wobei gleichzeitig ein Rückgang der Isotopen-Temperatur (Langzeittrend) von 0.48 °C gegenüber dem Kernmittel zu verzeichnen ist. Betrachtet man hingegen die Jahreswerte in diesem Zeitabschnitt, so ergibt sich eine Abnahme der Solarstrahlung um ~ 0.15 % die mit einer Isotopen-Temperatur-Änderung von ~ -1.1 °C gegenüber dem Kernmittel verbunden ist.

Das unterschiedliche Verhalten des Isotopen-Temperatur-Signals, insbesondere die markante Abkühlung zu Beginn des 19. Jahrhunderts und der Verlauf seit 1850 AD, unterstützt das oben erwähnte Ergebnis, wonach etwa die Hälfte der Varianz der Isotopenvariationen durch die Langzeitvariationen der Solarstrahlung erklärbar ist. Hieraus kann man schließen, daß noch weitere Größen die Isotopenvariationen beeinflussen. Auf die Rolle der atmosphärischen Zirkulation als weitere Einflußgröße wurde bereits im Rahmen der Kurzzeitvariationen im Abschnitt 6.4.1 eingegangen.

Am Beispiel des *Modern Minimum* (1795–1823) läßt sich die Kopplung mehrerer Einflußfaktoren beobachten, die zu einer Verstärkung der Abkühlung führen. Zum einen erkennt man den markanten Rückgang der Solarstrahlung. Zum anderen sind mehrere große Vulkanausbrüche in den Jahren 1800 AD, 1809 AD und 1815 AD dokumentiert, in deren Folge eine Temperaturanomale für die Nordhemisphäre von -0.51 °C gegenüber dem Zeitraum 1881–1960 beobachtet wird (Briffa et al., 1998; Zielinski et al., 1994). Beide Einflußgrößen zusammen führen zu einer stärkeren Abkühlung der Isotopen-Temperatur als der vergleichbare Rückgang der Solarstrahlung während des *Maunder Minimums*.

Kapitel 7

Ausblick

In dieser Arbeit wurden Untersuchungen zur räumlichen und zeitlichen Variabilität von Akkumulation und ^{18}O -Gehalt über die letzten 1100 Jahre an Eiskernzeitreihen aus Nordgrönland durchgeführt. Wie die Ergebnisse zeigen, sind die Zeitreihen durch hohe räumliche und zeitliche Variabilitäten gekennzeichnet. Die geographische Verteilung der Akkumulationsrate mit ausgeprägten Gradienten zwischen Süden und Norden sowie zwischen Westen und Ost und die Verteilung der Isotopensignatur verdeutlichen den Einfluß von Luftmassen aus unterschiedlichen Ursprungsgebieten auf das Untersuchungsgebiet.

Die regionalen Unterschiede der Firnparameter drücken sich auch in den Variationen der Zeitserien aus. Sie sind durch hohe interannuale Variabilitäten und geringe Korrelationen auf der Skala der Jahresmittel gekennzeichnet. Signifikante Korrelationen beobachtet man hingegen für die Langzeitvariationen der Zeitserien auf dekadischen bis multi-dekadischen Zeitskalen, die jedoch regionale Unterschiede aufweisen. Der Langzeitrend des gestapelten Isotopenprofils zeigt signifikante Korrelationen mit den Langzeitvariationen der solaren Einstrahlung und impliziert somit einen möglichen solaren Einfluß auf Temperaturen und damit das Langzeitverhalten der Isotopensignatur. Dieser natürliche Antrieb schwach ausgeprägter Klimavariationen im späten Holozän muß bei der Beurteilung einer möglichen anthropogenen Klimaerwärmung berücksichtigt werden. Auch wenn der Verlauf der Isotopenzeitreihen keine dem rezenten globalen Temperaturanstieg vergleichbare Erhöhung aufweist, so beobachtet man doch seit ~ 1850 die höchsten Isotopentemperaturen über die letzten 1000 Jahre. Die in den Zeitserien beobachteten episodisch auftretenden Oszillationen mit Perioden im Bereich von Jahren bis Dekaden machen den Einfluß großräumiger atmosphärischer Zirkulationsmuster deutlich, der regional unterschiedlich stark ausgeprägt ist.

Die hier vorgelegten Ergebnisse stellen eine wichtige Einschränkung für die Interpretation der bisher nur vereinzelt durchgeführten Eiskerntiefbohrungen dar. Zeigen sie doch, daß der regionale Einfluß einen nicht zu vernachlässigenden Anteil am Gesamtsignal der Zeitreihen darstellt und somit die Repräsentativität von Einzelkernzeitreihen eingeschränkt ist, bzw. Eiskerne unterschiedlicher Bohrlokation Informationen zu unterschiedlichen Zirkulationsregimen liefern können. Für die der-

zeit im Bereich der westlichen Firnscheide durchgeführte Eiskerntiefbohrung *NGRIP* sind aufgrund der hier vorgestellten Ergebnisse stärker ausgeprägte Isotopensignale im Verlauf der letzten 11000 Jahre zu erwarten, so daß dieser neue Eiskern erstmals eine detaillierte Zeitreihe der grönländischen Klimageschichte für das gesamte Holozän liefern kann. Die im westlichen Traversenabschnitt beobachteten Übereinstimmungen der Zeitreihen mit der nordatlantischen Oszillation (*NAO*) lassen darüberhinaus darauf schließen, daß die Zeitreihe des neuen Tiefbohrkerns *NGRIP* als Archiv für die Rekonstruktion von Variationen atmosphärischer Zirkulationsmuster im Gebiet des Nordatlantik verwendet werden kann. In dieser Arbeit konnte nicht das gesamte Probenmaterial der NGT bearbeitet werden. Im Hinblick auf weitere anstehende Untersuchungen des Kernmaterials der NGT sollten in den Analysen folgende Schwerpunkte gesetzt werden. Zum einen bieten sich weitere Untersuchungen von Kernen aus dem westlichen Traversenabschnitt an, um die dort beobachteten Übereinstimmungen mit der *NAO* zu bestätigen und die Repräsentativität der Ergebnisse zu erhöhen. Zum anderen sollte aufgrund der guten Übereinstimmung der Langzeitvariationen des gestapelten Isotopensignals mit dem Langzeittrend der solaren Einstrahlung die bisher nur für einen Kern (B18) vorliegende 1100 jährige Zeitreihe um weitere langjährige Zeitreihen erweitert werden. Hierdurch ließe sich der Zusammenhang zwischen Strahlungsvariationen und Isotopensignal bis in die Zeit des „mittelalterlichen Klimaoptimums“ fortsetzen.

Um zukünftig zuverlässige Informationen über die Liefergebiete des Niederschlags in Grönland zu erhalten ist es notwendig, hochaufgelöste und hochpräzise Wasserstoffisotopenmessungen (δD) an den Kernen der NGT durchzuführen. Daraus läßt sich der sogenannte Deuteriumexzeß d ($d = \delta D - 8 \delta^{18}O$) ableiten, der als eine vom $\delta^{18}O$ -Signal weitgehend unabhängige Informationsquelle über die Verdampfungsbedingungen am Quellort des Wasserdampfs angesehen werden kann (Johnsen et al., 1989).

Ein entscheidender Faktor, der bei der Interpretation von Eiskernzeitreihen berücksichtigt werden muß, besteht darin, daß in Eiskernen nur niederschlagsgewichtete Klimainformationen archiviert werden. Deshalb sollte die saisonale Variabilität von Akkumulation, Isotopengehalt und weiterer Spurenstoffe in den Eiskernen der NGT detailliert untersucht werden, um Informationen über die saisonale Eintragsfunktion als auch zeitlicher Änderungen in der saisonalen Zusammensetzung der Firnparameter zu erhalten. Somit können zusätzliche Informationen über die Variationen der atmosphärischen Zirkulation abgeleitet werden.

Die hier vorgestellten Datensätze sollen in Zukunft zur Validierung von globalen und regionalen Klimamodellen verwendet werden, die speziell die räumliche und zeitliche Variabilität von Akkumulation und Isotopengehalt in Grönland untersuchen. Zusammen mit Modellexperimenten und dem Vergleich mit anderen Klimaproxyzeitreihen (z.B. Seesedimente, Baumringe) bietet sich die Möglichkeit, die natürliche Klimavariabilität während einer klimatisch stabilen Phase in einem breiteren Rahmen zu untersuchen, um somit zum Verständnis der globalen Klimaschwankungen beizutragen.

Literaturverzeichnis

- Allan, R., J. Lindesay und D. Parker (1996). *El Niño southern oscillation and climatic variability*, CSIRO Publishing, Collingwood.
- Alley, R. B. et al. (1997). Visual-stratigraphic dating of the GISP2 ice core: basis, reproducibility, and application, *Journal of Geophysical Research* **102**(C12): 26367–26381.
- Alley, R. et al. (1993). Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event, *Nature* **362**: 527–529.
- Anklin, M., R. Bales, E. Mosley-Thompson und K. Steffen (1998). Annual accumulation at two sites in northwest Greenland during recent decades, *Journal of Geophysical Research* **103**(D22): 28775–28783.
- Appenzeller, C., J. Schwander, S. Sommer und T. Stocker (1998). The North Atlantic Oscillation and its imprint on precipitation and ice accumulation, *Geophysical Research Letters* **25**(11): 1939–1942.
- Barlow, L., J. W. R. Barry, J. Rogers und P. Grootes (1993). The North Atlantic Oscillation signature in deuterium and deuterium excess signals in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core, 1840–1970, *Geophysical Research Letters* **20**(24): 2901–2904.
- Barnola, J., M. Anklin, J. Porcheron, D. Raynaud, J. Schwander und B. Stauffer (1995). CO₂ evolution during the last millennium as recorded by Antarctic and Greenland ice, *Tellus* **47B**: 264–272.
- Blackman, R. und J. Tukey (1958). *The measurement of power spectra from the point of view of communication engineering*, Dover Publications, New York.
- Blunier, T., J. Chappellaz, J. Schwander, J. Barnola, T. Despert, B. Stauffer und D. Raynaud (1993). Atmospheric methane record from Greenland ice core over the last 1000 years, *Geophysical Research Letters* **20**(20): 2219–2222.
- Briffa, K., P. Jones, F. Schweingruber und T. Osborn (1998). Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the last 600 years, *Nature* **393**: 450–455.
- Chapman, W. und J. Walsh (1993). Recent variations of sea ice and air temperatures in high latitudes, *Bulletin of the American Meteorological Society* **74**(1): 33–47.

- Chen, Q., D. Bromwich und L. Bai (1997). Precipitation over Greenland retrieved by a dynamic method and its relation to cyclonic activity, *Journal of Climate* **10**: 839–870.
- Clausen, H., C. Hammer, J. Christensen, C. Schott Hvidberg, D. Dahl-Jensen, M. Legrand und J. Steffensen (1995). 1250 years of global volcanism as revealed by Central Greenland ice cores, in Delmas, R. (Hrsgb.), *Ice core studies of global biogeochemical cycles*, Bd. 30 of NATO ASI Series I, Springer-Verlag Heidelberg Berlin, S. 175–194.
- Clausen, H., N. Gundestrup, S. Johnsen, R. Blindschadler und J. Zwally (1988). Glaciological investigations in the Crête area, central Greenland: A search for a new deep-drilling site, *Annals of Glaciology* **10**: 10–15.
- Cook, E. R., R. D'Arrigo und K. Briffa (1998). A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe, *The Holocene* **8**(1): 9–17.
- Cuffey, K. M. und G. D. Clow (1997). Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition, *Journal of Geophysical Research* **102**(C12): 26383–26396.
- Dahl-Jensen, D., K. Mosegaard, N. Gundestrup, G. Clow, S. Johnsen, A. Hansen und N. Balling (1998). Past temperatures directly from the Greenland ice sheet, *Science* **282**: 268–271.
- Dahl-Jensen, D., S. Johnsen, C. Hammer, H. Clausen und J. Jouzel (1993). Past accumulation rates derived from observed annual layers in the GRIP ice core from Summit, central Greenland, in Peltier, W. (Hrsgb.), *Ice in the Climate System*, Bd. 12 of NATO ASI Series I, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, S. 517–532.
- Dannmeyer, F. (1948). Zur Frage der Gegensätzlichkeit der kalten Winter in Grönland zu den warmen Wintern in Europa, *Polarforschung* **2**: 29–30.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation, *Tellus* **16**: 436–468.
- Dansgaard, W. et al. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature* **364**: 218–220.
- Dansgaard, W., H. Clausen, N. Gundestrup, S. Johnsen und C. Rygner (1985). Dating and climatic interpretation of two deep Greenland ice cores, in C.C. Langway, Jr., H. Oeschger und W. Dansgaard (Hrsgb.), *Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry and the Environment*, Bd. 33 von *Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, S. 71–76.
- Dansgaard, W., J. White und S. Johnsen (1989). Abrupt termination of the Younger Dryas climate event, *Nature* **339**: 532–534.

- Dansgaard, W., L. Merlivat und E. Roth (1969). Stable isotope studies on EGIG samples (deuterium and ^{18}O), *Meddelelser om Grønland* **177**(2): 62–76.
- Dansgaard, W., S. Johnsen, H. Clausen und N. Gundestrup (1973). Stable isotope glaciology, *Meddelelser om Grønland* **197**(2): 1–53.
- Dansgaard, W., S. Johnsen, N. Reeh, N. Gundestrup, H. Clausen und C. Hammer (1975). Climatic changes, Norseman and modern man, *Nature* **255**: 24–28.
- Dethloff, K., A. Weisheimer, A. Rinke, D. Handorf, M. Kurgansky, W. Jansen, P. Maaß und P. Hupfer (1998). Climatic variability in a nonlinear atmosphere-like dynamical system, *Journal of Geophysical Research* **103**(D20): 25957–25966.
- Eddy, J. (1976). The Maunder Minimum, *Science* **192**: 1189–1202.
- Fairbanks, R. (1991). The age and the origin of the "Younger Dryas climate event" in Greenland ice cores, *Paleoceanography* **5**(6): 937–948.
- Fischer, H. (1997). *Räumliche Variabilität in Eiskernzeitreihen Nordostgrönlands: Rekonstruktion klimatischer und luftchemischer Langzeittrends seit 1500 A.D.*, Dissertation, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg.
- Fischer, H., D. Wagenbach, M. Laternser und W. Haeberli (1995). Glaciometeorological and isotopic studies along the EGIG line, central Greenland, *Journal of Glaciology* **41**(139): 515–527.
- Fischer, H., D. Wagenbach und J. Kipfstuhl (1998a). Sulfate and nitrate firn concentrations on the Greenland ice sheet, 1, Large-scale geographical deposition changes, *Journal of Geophysical Research* **103**(D17): 21927–21934.
- Fischer, H., D. Wagenbach und J. Kipfstuhl (1998b). Sulfate and nitrate firn concentrations on the Greenland ice sheet, 2, Temporal anthropogen deposition changes, *Journal of Geophysical Research* **103**(D17): 21935–21942.
- Fischer, H., M. Werner, D. Wagenbach, M. Schwager, T. Thorsteinsson, F. Wilhelms und J. Kipfstuhl (1998). Little ice age clearly recorded in northern Greenland ice cores, *Geophysical Research Letters* **25**(10): 1749–1752.
- Fischer, H. und D. Wagenbach (1996). Large-scale spatial trends in recent firn chemistry along an east-west transect through central Greenland, *Atmospheric Environment* **30**(19): 3227–3238.
- Fisher, D. (1988). The effects of wind on $\delta^{18}\text{O}$ and accumulation give an inferred record of seasonal δ amplitude from the Agassiz ice cap, Ellesmere Island, Canada, *Annals of Glaciology* **10**: 34–37.
- Fisher, D., N. Reeh und H. Clausen (1985). Stratigraphic noise in time series derived from ice cores, *Annals of Glaciology* **7**: 76–83.

- Fisher, D., R. Koerner, K. Kuivinen, H. Clausen, S. Johnsen, J. Steffensen, N. Gundestrup und C. Hammer (1996). Inter-comparison of ice core $\delta^{18}\text{O}$ and precipitation records from sites in Canada and Greenland over the last 3500 years and over the last few centuries in detail using EOF techniques, in Jones, P., R. Bradley und J. Jouzel (Hrsgb.), *Climatic Variations and Forcing Mechanism of the Last 2000 Years*, Bd. 41 of *NATO ASI Series I*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, S. 297–330.
- Friedmann, A., J. Moore, T. Thorsteinsson, J. Kipfstuhl und H. Fischer (1995). A 1200 year record of accumulation from northern Greenland, *Annals of Glaciology* **21**: 19–25.
- Fuhrer, K., A. Neftel, M. Anklin, T. Staffelbach und M. Legrand (1996). High resolution ammonium ice core record covering a complete glacial-interglacial cycle, *Journal of Geophysical Research* **101**(D2): 4147–4164.
- Gerland, S. (1993). *Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente*, Bd. 123 von *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven. Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen.
- Ghil, M. und R. Vautard (1991). Interdecadal oscillations and the warming trend in global temperature time series, *Nature* **350**: 324–327.
- Greenland Ice-core Project (GRIP) Members (1993). Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core, *Nature* **364**: 203–207.
- Grootes, P., M. Stuiver, J. White, S. Johnsen und J. Jouzel (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP 2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature* **366**: 552–554.
- Grootes, P. und M. Stuiver (1997). Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10^{-3} - to 10^5 -year time resolution, *Journal of Geophysical Research* **102**(C12): 26455–26470.
- Grove, J. (1988). *The Little Ice Age*, Methuen & Co., London and New York.
- Hammer, C. (1977). Past volcanism revealed by Greenland Ice Sheet impurities, *Nature* **270**: 482–486.
- Hammer, C. (1980). Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radio echoes, *Journal of Glaciology* **25**(93): 359–372.
- Hansen, L. und C. Langway, Jr. (1966). Deep core drilling in ice and core analysis at Camp Century, Greenland 1961-1966, *Antarctic Journal of the United States* **1**(5): 207–208.
- Hausbrand, R. (1998). *Direktmessung der Azidität in einem Eisbohrkern aus Nord-westgrönland*, Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg.

- Hegerl, G., H. von Storch, K. Hasselmann, B. Santer, U. Cubasch und P. Jones (1996). Detecting greenhouse-gas-induced climate change with an optimal fingerprint method, *Journal of Climate* **9**(10): 2281–2306.
- Homann, C., D. Möller, H. Salbach und R. Stengele (1996). Die Weiterführung der geodätischen Arbeiten der INTERNATIONALEN GLAZIOLOGISCHEN GRÖNLAND-EXPEDITION (EGIG) durch das Institut für Vermessungskunde der TU Braunschweig 1987–1993, *Reihe B 303*, Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayrischen Akademie der Wissenschaften.
- Houghton, J., L. Meira Filho, B. Callander, N. Harris, A. Kattenburg, K. Maskell und J. Lakeman (1996). *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*, Cambridge University Press. Contribution of Working Group I of the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, New York.
- Hughes, M. und H. Diaz (1994). Was there a “Medieval Warm Period“, and if so, where and when?, *Climatic Change* **26**: 109–142.
- Hunt, B. (1998). Natural climatic variability as an explanation for historical climatic fluctuations, *Climatic Change* **38**: 133–157.
- Hurrell, J. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science* **269**: 676–679.
- Hurrell, J. und H. van Loon (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, *Climatic Change* **36**: 301–326.
- Huybrechts, P. (1994). The present evolution of the Greenland ice sheet: an assessment by modelling, *Global and Planetary Change* **9**: 39–51.
- Huybrechts, P. (1996). Basal temperature conditions of the Greenland ice sheet during glacial cycles, *Annals of Glaciology* **23**: 226–236.
- Jirikowic, J. und P. Damon (1994). The Medieval solar activity maximum, *Climatic Change* **26**: 309–316.
- Johnsen, S. J. et al. (1997). The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability, *Journal of Geophysical Research* **102**(C12): 26397–26410.
- Johnsen, S. J., H. B. Clausen, W. Dansgaard, K. Fuhrer, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, P. Iversen, J. Jouzel, B. Stauffer und J. P. Steffensen (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core, *Science* **359**: 311–313.
- Johnsen, S., W. Dansgaard und J. White (1989). The origin of arctic precipitation under present and glacial conditions, *Tellus* **41B**: 452–468.

- Jones, P., T. Jonsson und D. Wheeler (1997). Extension of the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland, *International Journal of Climatology* **17**(13): 1433–1450.
- Jones, P., T. Wigley und P. Wright (1986). Global temperature variations between 1861 and 1984, *Nature* **322**: 430–434.
- Jouzel, J. et al. (1997). Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores, *Journal of Geophysical Research* **102**(C12): 26471–26481.
- Jung-Rothenhäusler, F. (1998). *Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland*, Bd. 280 von *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven. Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen.
- Jung-Rothenhäusler, F. et al. (1998a). Greenland accumulation distribution: A GIS-based approach, *submitted to Journal of Glaciology*.
- Jung-Rothenhäusler, F., S. Kipfstuhl, M. Schwager, F. Wilhelms, T. Thorsteinsson und H. Miller (1997). Revised accumulation distribution in Northeast Greenland using data from the AWI North Greenland traverse, *Supplement to EOS* **78**(46): F9.
- Kahl, J., M. Serreze, R. Stone, S. Shiotani, M. Kisley und R. Schnell (1993). Tropospheric temperature trends in the Arctic: 1958–1986, *Journal of Geophysical Research* **98**(D7): 12825–12838.
- Kapsner, W., R. Alley, C. Shuman, S. Anandakrishnan und P. Grootes (1995). Dominant influence of atmospheric circulation on snow accumulation in Greenland over the past 18000 years, *Nature* **373**: 52–54.
- Kelly, P., P. Jones, C. Sear, B. Cherry und R. Tavakol (1982). Variations in surface air temperatures: Part 2. Arctic regions, 1881 – 1980, *Monthly Weather Review* **110**: 71–83.
- Kipfstuhl, J. und A. Minikin (1994). *Erste Ergebnisse der Messungen am Bohrkern B15*, Bd. 152 von *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung.
- Koch, I. und A. Wegener (1930). Wissenschaftliche Ergebnisse der Dänischen Expedition nach Dronning Louise Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland 1912–13 unter der Leitung von Hauptmann I.P. Koch., *Meddelelser om Grønland* **75**(1): 676.
- Kreutz, K., P. Mayewski, L. Meeker, M. Twickler, S. Whitlow und I. Pittalwala (1997). Bipolar changes in atmospheric circulation during the Little Ice Age, *Science* **277**: 1294–1296.

- Kuhns, H., C. Davidson, J. Dibb, C. Stearns, M. Bergin und J. Jaffro (1997). Temporal and spatial variability of snow accumulation in central Greenland, *Journal of Geophysical Research* **102**(D25): 30059–30068.
- Kumar, P. und E. Foufoula-Georgiou (1997). Wavelet analysis for geophysical applications, *Reviews of Geophysics* **35**(4): 385–412.
- Lamb, H. (1977). *Climate, Present, Past and Future*, Volume 2, Climatic history and the future, Methuen & Co, London.
- Lamb, H. (1995). *Climate, History and the Modern World*, Methuen & Co, London.
- Langway, Jr., C., H. Oeschger und W. Dansgaard (1985). The Greenland ice sheet program in perspective, in C.C. Langway, Jr., H. Oeschger und W. Dansgaard (Hrsgb.), *Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry and the Environment*, Bd. 33 von *Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, S. 1–9.
- Lean, J., J. Beer und R. Bradley (1995). Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change, *Geophysical Research Letters* **22**(23): 3195–3198.
- Lean, J. und D. Rind (1998). Climate forcing by changing solar radiation, *Journal of Climate* **11**(23): 3069–3094.
- Loon, H. und J. Rogers (1978). The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. part i: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes, *Monthly Weather Review* **106**: 296–310.
- Manley, G. (1974). Central England Temperatures: Monthly means 1659–1973, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **100**: 389–405.
- Mayewski, P., W. Lyons, M. Spencer, M. Twickler, C. Buck und S. Whitlow (1990). An ice-core record of atmospheric response to anthropogenic sulphate and nitrate, *Nature* **346**: 554–556.
- Meese, D. A., A. J. Gow, R. B. Alley, G. A. Zielinski, P. M. Grootes, M. Ram, K. C. Taylor, P. A. Mayewski und J. F. Bolzan (1997). The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results, *Journal of Geophysical Research* **102**(C12): 26411–26423.
- Meese, D., A. Gow, P. Grootes, P. Mayewski, M. Ram, M. Stuiver, K. Taylor, E. Waddington und G. Zielinski (1994). The accumulation record from the GISP2 core as an indicator of climate change through the Holocene, *Science* **266**: 1680–1682.
- Minikin, A. (1994). *Spurenstoff-glaziologische Untersuchung von Eisbohrkernen des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis: Bestimmung der Tiefenverteilung und der Kontinentaleffekte ionischer Aerosolkomponenten*, Dissertation, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg.

- Minikin, A. und S. Kipfstuhl (1992). Preliminary results of the in situ core processing of the new 320 m ice core from the central Filchner-Ronne Ice Shelf: ECM, AC conductivity and density, in Oerter, H. (Hrsgb.), *FILCHNER RONNE ICE SHELF PROGRAMME*, Bd. 6, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Columbusstraße, D-27568 Bremerhaven, S. 54-60.
- Moore, J. (1993). High-resolution dielectric profiling of ice-cores, *Journal of Glaciology* **39**(132): 245-248.
- Newhall, C. und S. Self (1982). The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism, *Journal of Geophysical Research* **87**(C2): 1231-1238.
- Nicholls, N., G. Grouza, J. Jouzel, T. Karl, L. Ogallo und D. Parker (1996). *Climate Change 1995; The Science of Climate Change*, Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, Cambridge University Press, Kap. 3. Observed climate variability and change.
- Ohmura, A. (1987). New temperature distribution maps for Greenland, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **23**(1): 1-45.
- Ohmura, A. und N. Reeh (1991). New precipitation and accumulation maps for Greenland, *Journal of Glaciology* **37**(125): 140-148.
- Paterson, W. (1994). *The Physics of Glaciers*, 3 Aufl., Pergamon Press.
- Putnins, P. (1970). The climate of Greenland, in Orvig, S. (Hrsgb.), *Climates of the Polar Regions*, Bd. 14 von *World Survey of Climatology*, Elsevier Publishing Company, S. 3-113.
- Quervain, A. und P. Mercanton (1925). Résultats Scientifiques de l'Expédition Suisse au Groenland 1912-13, *Meddelelser om Grønland* **59**(5): 271.
- Quervain, M. (1969). Schneekundliche Arbeiten der internationalen glaziologischen Grönlandexpedition (Nivologie), *Meddelelser om Grønland* **177**(4): 283.
- Reeh, N. (1989). The age-depth profile in the upper part of a steady-state ice sheet, *Journal of Glaciology* **35**(121): 406-417.
- Reeh, N. (1989(1991)). Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland Ice Sheet, *Polarforschung* **59**(3): 113-128.
- Renaud, A. (1969). Etude physiques et chimiques sur la glace de l'indlandsis du Groenland 1959, *Meddelelser om Grønland* **177**(2): 123.
- Rignot, E., S. Gogineni, W. Krabill und S. Ekholm (1997). North and northeast Greenland ice discharge from satellite radar interferometry, *Science* **276**: 934-937.

- Rogers, J. (1984). The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern hemisphere, *Monthly Weather Review* **112**: 1999–2015.
- Rogers, J. (1985). Atmospheric changes associated with the warming over Northern North Atlantic in the 1920s, *Journal of Climate and Applied Meteorology* **24**: 1303–1310.
- Rogers, J. und H. van Loon (1979). The seasaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. part ii: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes, *Monthly Weather Review* **107**: 509–519.
- Serreze, M. und R. Barry (1988). Synoptic activity in the Arctic Basin, 1979–85, *Journal of Climate* **1**(12): 1276–1295.
- Severinghaus, J., T. Sowers, E. Brook, R. Alley und M. Bender (1998). Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice, *Nature* **391**: 141–146.
- Shoji, H. und C. Langway, Jr. (1989). Physical property reference horizons, in Oeschger, H. und C.C. Langway, Jr.. (Hrsgb.), *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, John Wiley & Sons, Chichester, S. 161–175.
- Sigg, A., K. Fuhrer, M. Anklin, T. Staffelbach und D. Zurmühle (1994). A continuous analysis technique for tracer species in ice cores, *Environmental Science and Technology* **28**(2): 204–209.
- Smith, W. und P. Wessel (1990). Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics* **55**(3): 293–305.
- Sommer, S. (1996). *Hochauflösende Spurenstoffuntersuchungen an Eisbohrkernen aus Nord-Grönland*, Diplomarbeit, Abteilung für Klima- und Umweltphysik, Physikalisches Institut, Universität Bern.
- Stanzick, A. (1996). *Räumliche und zeitliche Depositionsvariationen der Radioisotope ^{10}Be und ^{210}Pb in Eisbohrkernen Zentralgrönlands*, Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg.
- Stearns, C., G. Weidner und L. Keller (1997). Atmospheric circulation around the Greenland Crest, *Journal of Geophysical Research* **102**(D12): 13801–13812.
- Stocker, T. und L. Mysak (1992). Climatic fluctuations on the century time scale: A review of high-resolution proxy data and possible mechanisms, *Climatic Change* **20**: 227–250.
- Stuiver, M., T. Braziunas und P. Grootes (1997). Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record?, *Quaternary Research* **48**: 259–266.

- Stuiver, M. und T. Braziunas (1993). Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of causal and spectral relationships, *The Holocene* **3**(4): 289–305.
- Thompson, D. und J. Wallace (1998). The Arctic Oscillation signature in the winter-time geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters* **25**(9): 1297–1300.
- Torrence, C. und G. Compo (1998). A practical guide to wavelet analysis, *Bulletin of the American Meteorological Society* **79**(1): 61–78.
- Tucker, G. und R. Barry (1984). Climate of the North Atlantic Oceans, in van Loon, H. (Hrsgb.), *Climates of the Oceans*, Bd. 15 von *World Survey of Climatology*, Elsevier Publishing Company, S. 193–262.
- van der Veen, C., W. Krabill, B. Csatho und J. Bolzan (1998). Surface roughness on the Greenland ice sheet from airborne laser altimetry, *Journal of Geophysical Research* **25**(20): 3887–3890.
- Vautard, R., P. Yiou und M. Ghil (1992). Singular-spectrum analysis: A toolkit for short, noisy chaotic signals, *Physica D*(58): 95–126.
- Waldmeier, M. (1961). *The sunspot-activity in the years 1610–1960*, Schulthess & Co. AG, Zürich, Switzerland.
- Weischet, W. (1991). *Einführung in die allgemeine Klimatologie*, B.G. Teubner Verlag, Stuttgart.
- Werner, M. (1995). *Vergleichende Studie über die Verteilung vulkanogener Spurenstoffdepositionen in Nordostgrönland*, Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg.
- White, J., L. Barlow, D. Fisher, P. Grootes, J. Jouzel, S. Johnsen, M. Stuiver und H. Clausen (1997). The climate signal in stable isotopes of snow from Summit, Greenland: Results of comparison with modern climate observations, *Journal of Geophysical Research* **102**(C12): 26425–26439.
- White, J. W., D. Gorodetzky, E. Cook und L. Barlow (1996). Frequency analysis of an annually resolved, 700 year paleoclimatic record from the GISP2 ice core, in P.D. Jones, R. B. und J. Jouzel (Hrsgb.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*, Bd. 41 of *NATO ASI Series I*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, S. 193–212.
- Whitlow, S., P. Mayewski und J. Dibb (1992). A comparison of major chemical species seasonal concentration and accumulation at the South Pole and Summit, Greenland, *Atmospheric Environment* **23**: 2045–2054.
- Whittaker, L. und L. Horn (1984). Northern hemisphere extratropical cyclone activity for four mid-season months, *Journal of Climatology* **4**: 297–310.

- Wilhelms, F. (1996). *Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen*, Bd. 191 von *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven. Diplomarbeit im Fach Physik der Universität Bonn.
- Wilhelms, F., J. Kipfstuhl, H. Miller, K. Heinloth und J. Firestone (1998). Precise dielectric profiling of ice cores: a new device with improved guarding and its theory, *Journal of Glaciology* **44**(146): 171–174.
- Yiou, P., E. Baert und M. Loutre (1996). Spectral analysis of climate data, *Surveys in Geophysics* **17**: 619–663.
- Zielinski, G., P. Mayewski, L. Meeker, S. Whitlow, M. Twickler, M. Morrison, D. Meese, A. Gow und R. Alley (1994). Record of volcanism since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano-climate system, *Science* **264**: 948–952.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Übersichtskarte zur Lage Grönlands	8
2.1	Route der Nordgrönlandtraverse	14
2.2	Darstellung der Luftdruckverteilung im Bereich des Nordatlantik	17
2.3	Zugbahnen der Tiefdruckgebiete vor Grönland	18
2.4	Zirkulationsmodell zur Isotopenfraktionierung	20
3.1	Firntemperaturprofil von Position NGT36	23
3.2	Schnittplan für die Probenaliquotierung	24
3.3	γ -Dichte-Meßanordnung	26
4.1	Schneesachtdatierung	30
4.2	Eiskerndatierung	32
4.3	Beispiel der Wavelet Analyse	36
5.1	Geographische Verteilung der 15 m Firntemperatur	39
5.2	Geographische Verteilung der Akkumulationsrate entlang der beiden Traversenabschnitte der NGT	42
5.3	Flächenhafte Darstellung der geographische Verteilung der Akkumulationsrate	46
5.4	Geographische Verteilung des Isotopengehalts ^{18}O	47
5.5	Mittlerer Isotopengehalt ^{18}O gegen Akkumulationsrate	49
5.6	Isotopen-Temperaturgradient	51
6.1	Isotopenzeitreihen $\delta^{18}\text{O}$ 1400–1995	54
6.2	1100 jährige Langzeittrend der Isotopenzeitreihe $\delta^{18}\text{O}$ von Kern B18	58
6.3	500 jährige Langzeitvariationen der Isotopenzeitreihen $\delta^{18}\text{O}$	61
6.4	Vergleich der solaren Aktivität ($\Delta^{14}\text{C}$) und der Winterstrenge in London und Paris	63
6.5	Gestapeltes Isotopenprofil (^{18}O) der Kerne B18, B21 und B29	64

6.6	Frequenzspektren der Isotopenzeitreihen (Jahresmittel)	66
6.7	Vergleich der bandpaßgefilterten Isotopenzeitreihe von Kern B16 und Sonnenfleckenanzahl	68
6.8	Wavelet-Power-Spektren der Isotopenzeitreihen von B16, B18 und B21	72
6.9	Wavelet-Power-Spektren der Isotopenzeitreihen von B26 und B29 . .	74
6.10	Wavelet-Power-Spektrum der Isotopenzeitreihe von B18	75
6.11	Akkumulationszeitreihen von B16 und B29 für 1400–1995	79
6.12	Akkumulationszeitreihen von B16, B18, B21, B26 und B29 für 1400– 1995	81
6.13	1100 jährige Akkumulationszeitreihe von Kern B18	83
6.14	Frequenzspektren der Akkumulationszeitreihen (Jahresmittel)	87
6.15	Frequenzspektren der Akkumulationszeitreihe B18 (Jahresmittel) . .	88
6.16	Wavelet-Power-Spektren der Akkumulationszeitreihen von B16, B18 und B21	90
6.17	Wavelet-Power-Spektren der Akkumulationszeitreihen von B26 und B29	91
6.18	Wavelet-Power-Spektrum der Akkumulationszeitreihe von B18	93
6.19	Räumlichen Verteilung der Akkumulationsrate	95
6.20	Akkumulationszeitserien der Einzugsgebiete der Auslaßgletscher . . .	97
6.21	<i>NAO</i> -Index sowie Akkumulation und Isotopengehalt von B29, 1820– 1993 AD	99
6.22	Waveletspektrum des <i>NAO</i> -Index	102
6.23	Varianzzeitreihen der Akkumulationsraten von B26 und B29.	104
6.24	Varianzzeitreihen der Isotopenzeitreihen von B21 und B29.	105
6.25	Solarstrahlung und gestapeltes Isotopenprofil	107
C.1	Isotopenrohdaten der Schächte NGT38, NGT39, NGT40 und NGT41	130
C.2	Isotopenrohdaten der Schächte NGT42, NGT43, NGT44 und NGT45	131
C.3	Isotopenrohdaten der Eiskerne B16 und B18.	132
C.4	Isotopenrohdaten der Eiskerne B21 und B26.	133
C.5	Isotopenrohdaten des Eiskerns B29.	134
C.6	Dichtedaten der Eiskerne B26 und B29.	135

Tabellenverzeichnis

3.1	Mittels IC und CFA gemessene Spurenstoffe der NGT Firn- und Eiskerne	28
5.1	Änderung der jährlichen Akkumulation der Auslaßgletscher	45
5.2	Änderung der Massenbilanz der Auslaßgletscher	45
6.1	Korrelationskoeffizienten der Isotopenzeitreihen	56
6.2	Korrelationskoeffizienten der Langzeitvariationen der $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitreihen	60
6.3	Perioden der Isotopenzeitreihen	67
6.4	Korrelationskoeffizienten der Akkumulationszeitreihen	80
6.5	Trends der Akkumulationszeitreihen 1850–1993	82
6.6	Perioden der Akkumulationszeitreihen	86
6.7	Korrelationskoeffizienten zwischen Eiskernzeitreihen und dem <i>NAO</i> -Index	98
A.1	Bohrlokationen der Nordgrönlandtraverse	126
B.1	15 m Firntemperatur an Positionen der Nordgrönlandtraverse.	127
B.2	Isotopen- und Akkumulationsmittel der Schneeschächte	128
B.3	Isotopen- und Akkumulationskernmittel B16, B18, B21, B26 und B29	128

Anhang A

Positionen der Bohrlokationen der Nordgrönlandtraverse

Position	Eiskern	Geogr. Breite (° ' N)	Geogr. Länge (° ' W)	Höhe (m WGS 84)
NGT 01		73 01	37 38	3279
NGT 02		73 30	37 39	3137
NGT 03	B16	73 56	37 37	3040
NGT 04		74 23	37 37	2963
NGT 05		74 51	37 37	2873
NGT 06	B17	75 15	37 37	2820
NGT 07		75 15	37 13	2764
NGT 08		75 17	36 54	2751
NGT 09		75 29	36 23	2713
NGT 10		75 34	36 32	2696
NGT 11		75 39	36 19	2667
NGT 12		75 43	36 24	2671
NGT 13		76 10	36 24	2591
NGT 14	B18	76 37	36 24	2508
NGT 15		76 37	37 22	2550
NGT 16		76 37	34 28	2393
NGT 17		77 03	36 24	2415
NGT 18		77 31	36 23	2319
NGT 19	B19	78 00	36 23	2234
NGT 20		77 17	33 50	2173
NGT 21		77 38	35 04	2217
NGT 22		78 25	36 26	2176
NGT 23	B20	78 50	36 30	2147
NGT 24		78 49	34 39	2010
NGT 25		79 13	37 57	2164
NGT 26		79 37	39 30	2174
NGT 27	B21	80 00	41 08	2185
NGT 28		80 21	41 07	2072
NGT 29		79 47	43 30	2189
NGT 30	B22	79 20	45 54	2242
NGT 31		78 56	45 16	2346
NGT 32		78 26	44 33	2455
NGT 33	B23	78 00	44 00	2543
NGT 34		78 13	45 53	2474
NGT 35		77 45	45 46	2615
NGT 36		77 29	47 28	2625
NGT 37	B26	77 15	49 13	2598
NGT 38		76 57	47 44	2666
NGT 39	B27/28	76 39	46 29	2733
NGT 40		76 27	45 27	2814
NGT 41		76 14	44 29	2858
NGT 42	B29	76 00	43 29	2874
NGT 43		75 40	42 57	2921
NGT 44		75 20	42 28	3017
NGT 45	B30	75 00	42 00	2947

Tabelle A.1: Bohrlokationen der Nordgrönlandtraverse

Anhang B

Mittlere Feld-, Schacht- und Kernparameter

Tabelle B.1: 15 m Firntemperatur an Positionen der Nordgrönlandtraverse. Der Fehler der Firntemperatur beträgt ± 0.5 °C.

Position	Eiskern	Firntemperatur [° C]
NGT 02		-32.3
NGT 04		-32.7
NGT 05		-32.2
NGT 09		-32.6
NGT 12		-32.9
NGT 17		-31.1
NGT 18		-31.0
NGT 19	B19	-30.9
NGT 33	B23	-29.3
NGT 36		-30.5
NGT 38		-30.1
NGT 39	B27/28	-30.6
NGT 40		-31.0
NGT 41		-31.4
NGT 42	B29	-31.6
NGT 45	B30	-31.8

Tabelle B.2: Mittelwerte und Standardabweichung der Isotopengehalte $\delta^{18}\text{O}$ und Schneeakkumulationsrate der Schneeschächte NGT38–NGT45

Position	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	Akkumulationsrate [mm w.e. a ⁻¹]
NGT 38	-33.1 ± 3.8	–
NGT 39	-33.6 ± 4.5	180 ± 18
NGT 40	-34.5 ± 4.7	164 ± 16
NGT 41	-34.4 ± 4.4	162 ± 31
NGT 42	-35.8 ± 4.4	158 ± 23
NGT 43	-36.9 ± 4.7	156 ± 27
NGT 44	-35.1 ± 5.4	154 ± 17
NGT 45	-35.9 ± 4.4	171 ± 21

Tabelle B.3: Mittelwerte und Standardabweichung der Jahreswerte von Isotopengehalt $\delta^{18}\text{O}$ und Schneeakkumulationsrate über den gesamten Untersuchungszeitraum der Eiskerne B16, B18, B21, B26 und B29.

Eiskern	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	Akkumulationsrate [mm w.e. a ⁻¹]
B16 (NGT 03)	-37.10 ± 0.99	142 ± 16
B18 (NGT 14)	-36.49 ± 1.27	104 ± 32
B21 (NGT 27)	-34.41 ± 1.35	108 ± 31
B26 (NGT 37)	-33.84 ± 1.30	179 ± 41
B29 (NGT 42)	-35.67 ± 1.22	152 ± 32

Anhang C

Daten

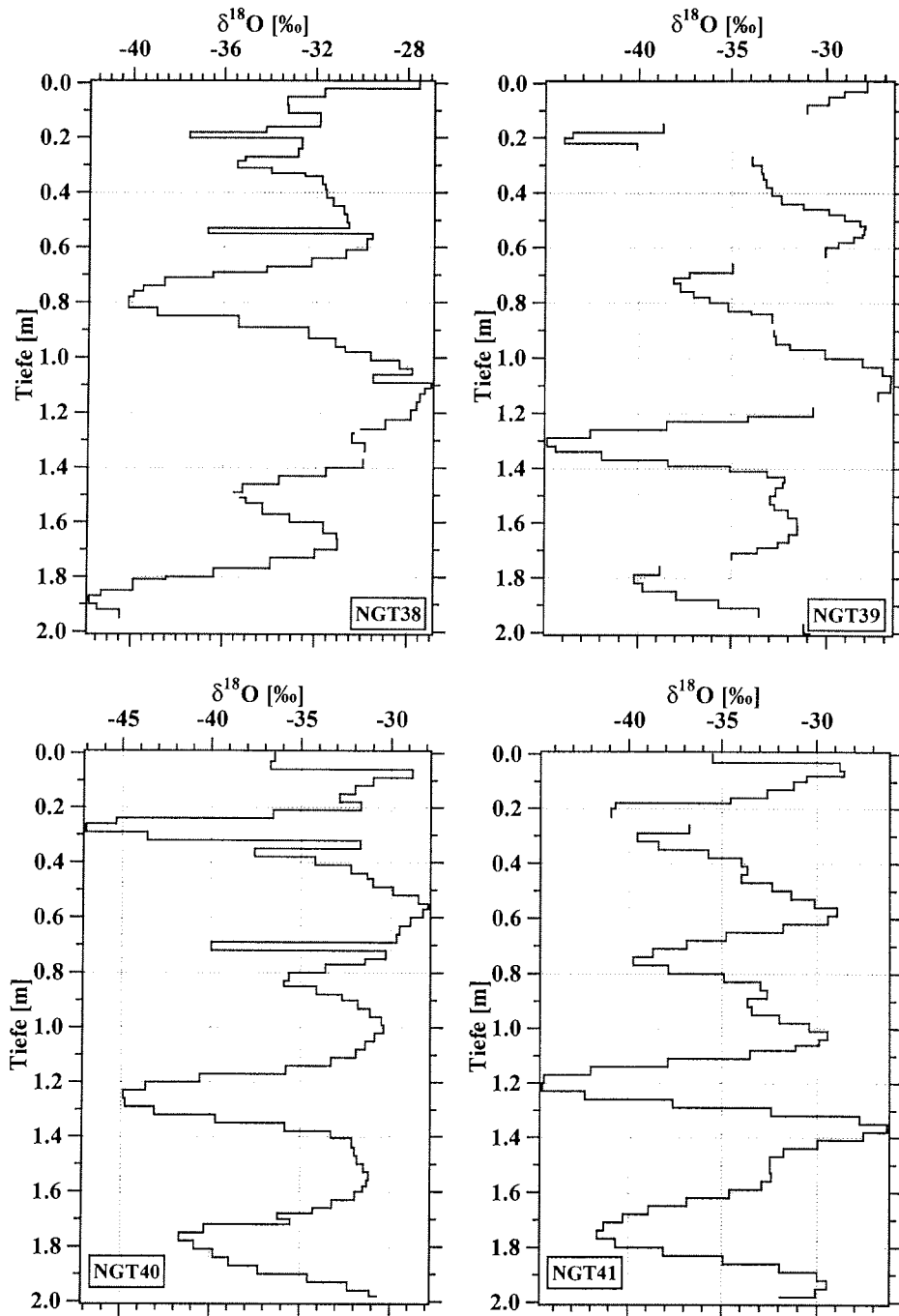


Abbildung C.1: Isotopenrohdaten der hochaufgelöst beprobten Schneeschächte an den Positionen NGT38, NGT39, NGT40 und NGT41.

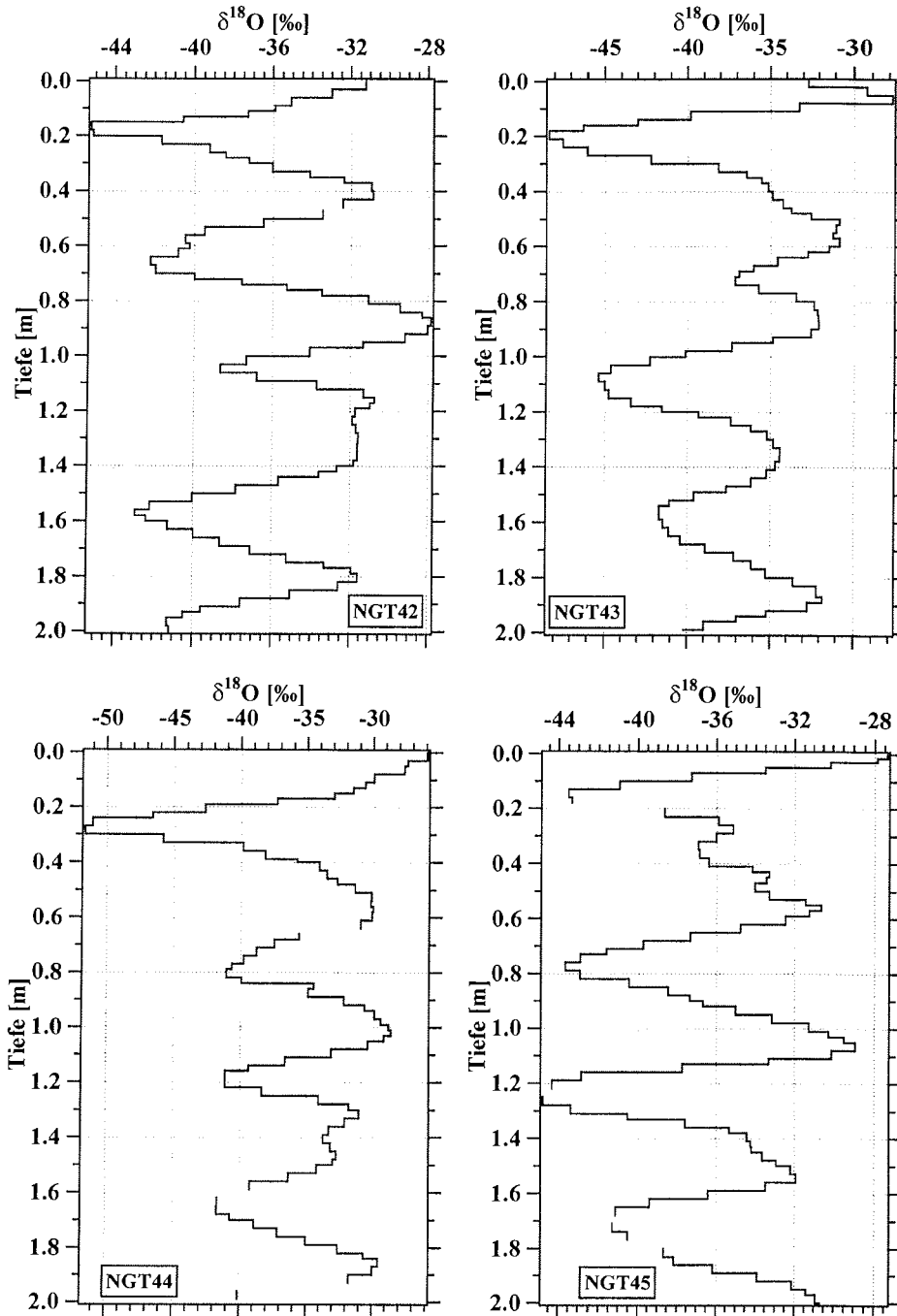


Abbildung C.2: Isotopenrohdaten der hochaufgelöst beprobten Schneeschächte an den Positionen NGT42, NGT43, NGT44 und NGT45.

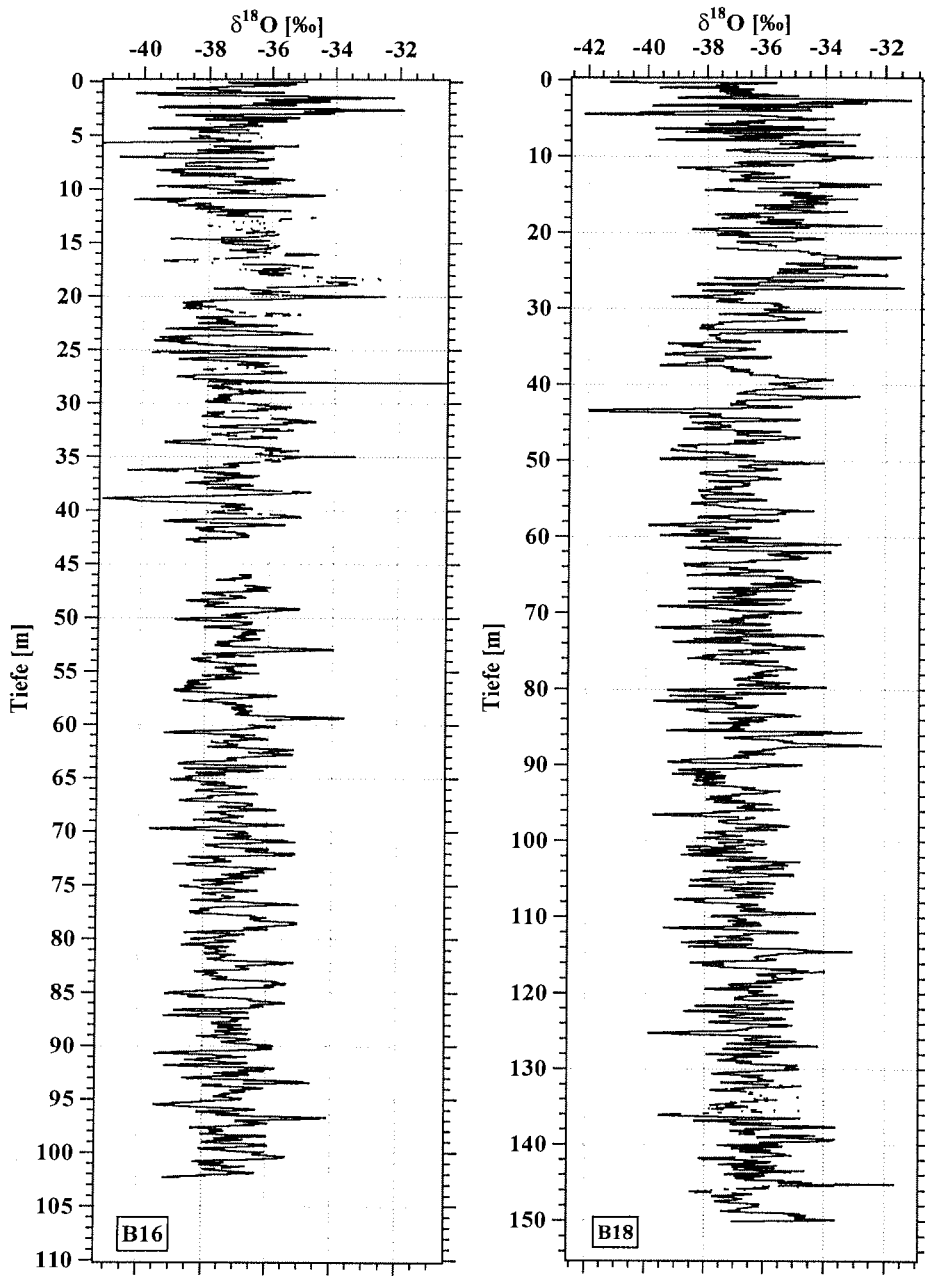


Abbildung C.3: Isotopenrohdaten der hochaufgelöst beprobten Eiskerne B16 (NGT03) und B18 (NGT14).

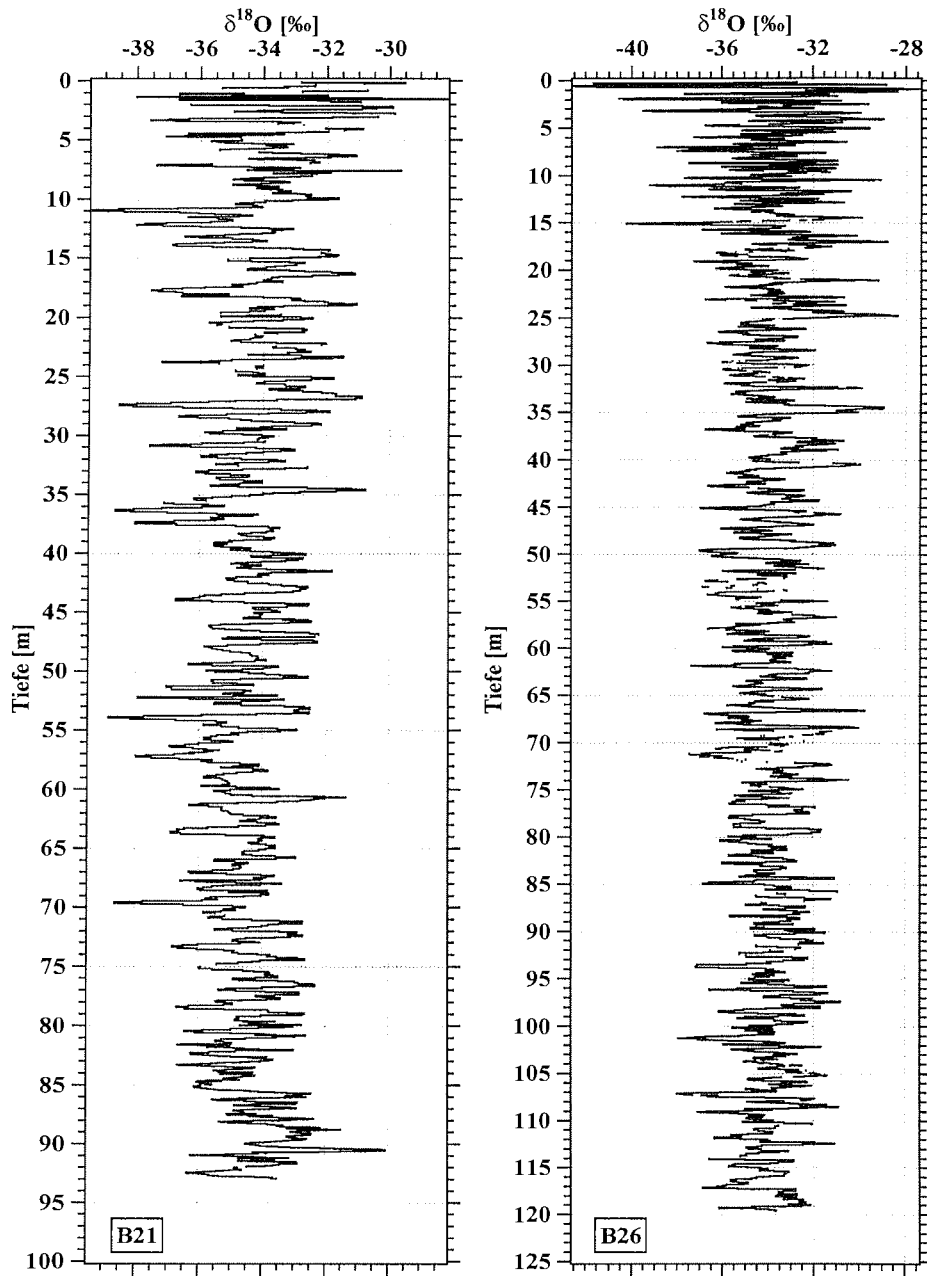


Abbildung C.4: Isotopenrohdaten der hochaufgelöst beprobten Eiskerne B21 (NGT27) und B26 (NGT37).

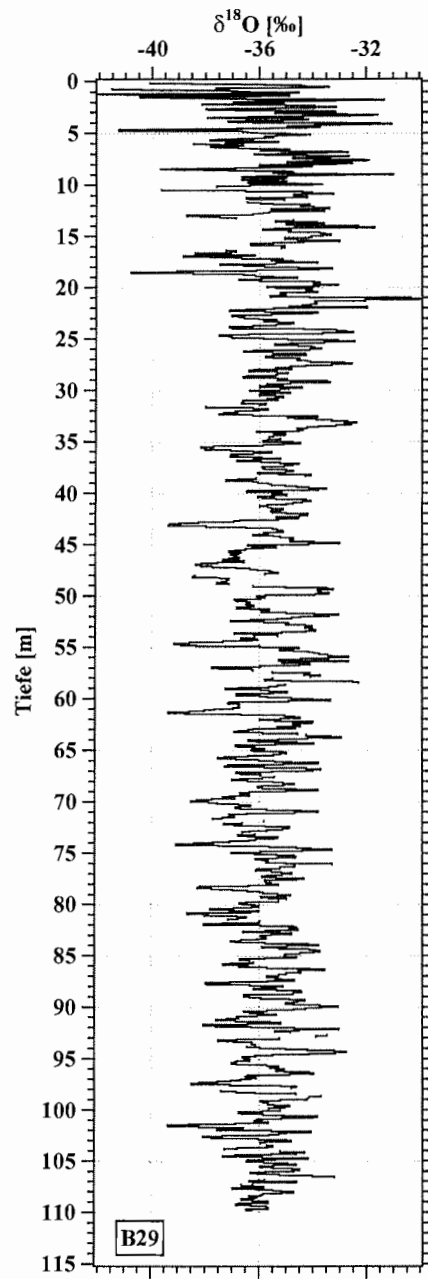


Abbildung C.5: Isotopenrohdaten des hochaufgelöst beprobten Eiskerns B29 (NGT42).

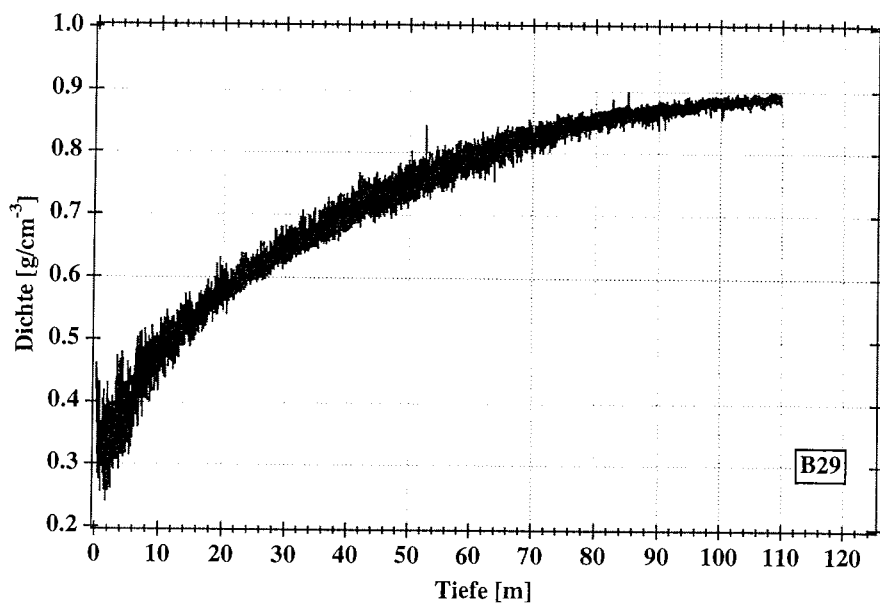
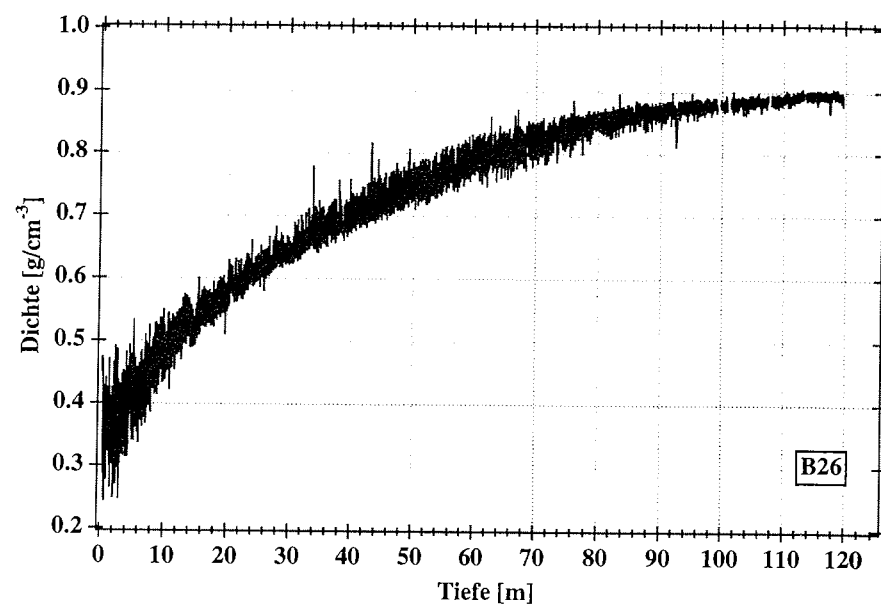


Abbildung C.6: Die mittels γ -Absorption gemessenen Dichten der Eiskerne B26 und B29.

Danksagung

Herrn Prof. Miller danke ich für die Möglichkeit zur Durchführung und für die Betreuung dieser Arbeit. Herrn Prof. Herterich möchte ich für die Übernahme des Co-Referats danken.

Als Ansprechpartner für die vielfältigen täglichen Diskussionen sowie für seine unermüdlichen Arbeiten als Kopf der Nordgrönlandtraverse danke ich Sepp Kipstuhl recht herzlich. Den Teilnehmern der Nordgrönlandtraverse, allen voran dem Chef-Bohrer Thorsteinn Thorsteinsson sei für ihre Mitarbeit im Feld gedankt. Bei den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der Glaziologie möchte ich mich für die vielfältige Unterstützung und Hilfe bei den verschiedensten Problemen bedanken: Christoph Mayer, Astrid Lambrecht, Andreas Frenzel, Christel Hoffmann, Uwe Nixdorf, Hans Oerter, Frank Pauer, Daniel Steinhage und Frank Wilhelms. Besonderer Dank gebührt Eva Viehoff für die unzähligen Messungen am Massenspektrometer sowie den Helfern im Eislabor Fernando Valero Delgado und Andrea Jäschke.

Stefan Sommer möchte ich für die Bereitstellung von Daten und für die angenehme Arbeitsatmosphäre in Grönland danken. Für seine Unterstützung, gerade zu Beginn meiner Arbeit und die Freundschaft danke ich Sebastian Gerland recht herzlich. Dem Helfer in allen möglichen und unmöglichen UNIX-Problemen Herrn Friedrich Jung-Rothenhäusler danke ich für Rat und Tat, nicht nur in Rechnerfragen. Danken möchte ich auch meinem radsportbegeisterten Kollegen Christian Haas, der mich auf diversen Flachetappen rund um Bremerhaven begleitet hat. Bei Herrn Dietmar Wagenbach möchte ich mich für seine Unterstützung und sein Interesse am Fortgang dieser Arbeit bedanken.

Großen Dank schulde ich meinem Zimmerkollegen Johannes Freitag. Er hatte stets ein offenes Ohr für meine großen und kleinen Probleme im täglichen Kampf mit dieser Arbeit. Ihm verdanke ich auch manch anregende Diskussion über das Leben, das Universum und den ganzen Rest.

Einen wesentlichen Anteil am Gelingen dieser Arbeit haben Hubertus Fischer und Andreas Minikin. Dank ihrer vielfältigen Hilfe und Unterstützung haben sie dazu beigetragen, daß diese Arbeit letztendlich dann doch noch fertiggestellt wurde.

Meinen Eltern danke ich für die Unterstützung während des Studiums.

Den größten Dank schulde ich jedoch Hanna, Lene und Anke. Ohne ihre Unterstützung und ihr Verständnis hätte ich diese Arbeit in dieser Form nicht vollenden können.

Diese Arbeit wurde teilweise von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt.

Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- * **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- * **Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- * **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS „Meteor“
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzänge
zusammengestellt von Norbert Klages
- * **Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes „Meteor““ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- * **Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- * **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen „Eiswarte“)
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- * **Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS „Polarstern“ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- * **Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- * **Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelson
- * **Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- * **Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS „Polarstern“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschnepnetzänge und Liste der Probenahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS „Polarbjörn“ 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Köhnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS „Polarstern“ (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- * **Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS „Polarstern“ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- * **Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12. - 16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- * **Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV 'Walther Herwig' and RV 'Meteor'“ – First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- * **Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- * **Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- * **Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der „Polarstern“-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- * **Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS „Polarstern“ 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- * **Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS „Polarstern“ 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Köhnen
- * **Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS „Polarstern“ 1984, mit Beiträgen des FS „Valdivia“ und des Forschungsflugzeuges „Falcon 20“ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- * **Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton from the vicinity of the Antarctic Peninsula, February 1982“ by Sigrd Marschall and Elke Mizdalski
- * **Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
- * **Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- **Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
 - **Heft Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
 - **Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
 - Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985 mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
 - **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
 - Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“ by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
 - **Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
 - **Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
 - Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“ von Dieter Karl Fütterer
 - Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischen Makroplankton“ von U. Piatkowski
 - Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
 - Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
 - Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)“ 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
 - Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“ by M. Gube-Lehnhardt
 - Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1-3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
 - Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 - September 10, 1986“ by Werner Rabe
 - Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
 - Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“ by Werner Beckmann
 - **Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“ Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
 - **Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“ by Hans-Jürgen Hirche
 - Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
 - Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“ by Eberhard Fahrbach
 - Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
 - Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
 - **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
 - **Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg
 - Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekauf
 - Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
 - **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
 - Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
 - Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant. V/3)“ by Elke Mizdalski
 - Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“ by G. Krause, J. Meinke und J. Thiede

- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“
Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Miller und H. Oerter
- * **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“
von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“
von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“
von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
- * **Heft Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‚Polarstern‘ in 1988/89“, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“ by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
- Heft Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“, edited by Adolf Kellermann
- Heft Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- * **Heft Nr. 70/1990** – „Die beschalten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
- Heft Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
- Heft Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
- Heft Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des b-Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft Nr. 81/1991** – „Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meeresseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
- Heft Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeis - numerische Simulationen mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study der Forschungsschiffe ‚Polarstern‘ und ‚Akademik Fedorov‘“, von Ernst Augstein, Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
- * **Heft Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI/1-4 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diet

- Heft Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeress vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm
- Heft Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS ‚Polarstern‘, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte von Heimfrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- **Heft Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
 - **Heft Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1990/91“ herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
 - Heft Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
 - Heft Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crista ssp. antarctica* unter osmotischem Stress und Austrocknung“, von Andreas Jacob
 - **Heft Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
 - Heft Nr. 104/1992** – „Mehrkanaelige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
 - Heft Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
 - Heft Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
 - **Heft Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, von Dieter K. Fütterer
 - Heft Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer-Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
 - **Heft Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
 - **Heft Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des norwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
 - Heft Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger.
 - Heft Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg.
 - Heft Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
 - **Heft Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865 - 1875“, von Reinhard A. Krause.
 - Heft Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV ‚Polarstern‘ (EPOS II)“, by Eike Racher.
 - Heft Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
 - Heft Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze.
 - Heft Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
 - **Heft Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P. A. Wöhrmann.
 - **Heft Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarlo and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV ‚Dainie Zelensky‘“, by D. Nürnberg and E. Groth.

- * Heft Nr. 121/1993 – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft Nr. 122/1993 – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek
- * Heft Nr. 123/1993 – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland
- Heft Nr. 124/1993 – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve
- Heft Nr. 125/1993 – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dorrien
- Heft Nr. 126/1993 – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartier anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- * Heft Nr. 127/1993 – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg
- Heft Nr. 128/1993 – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV ‚Polarstern‘: CTD-Report“, von Marek Zwierz
- Heft Nr. 129/1993 – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft Nr. 130/1993 – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft Nr. 131/1993 – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft Nr. 132/1993 – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogenierter Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft Nr. 133/1994 – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- * Heft Nr. 134/1994 – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft Nr. 135/1994 – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft Nr. 136/1994 – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- * Heft Nr. 137/1994 – „Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft Nr. 138/1994 – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft Nr. 139/1994 – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler
- Heft Nr. 140/1994 – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft Nr. 141/1994 – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmsen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft Nr. 142/1994 – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV ‚Polarstern‘ Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG ‚Polar Bear‘ cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft Nr. 143/1994 – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft Nr. 144/1994 – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- * Heft Nr. 145/1994 – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV ‚Polarstern‘ Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 146/1994 – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982 - 1992“, by Torsten Schmidt and Gerd König-Langlo
- Heft Nr. 147/1994 – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell-See / Antarktis“, von Christian Hübscher
- * Heft Nr. 148/1994 – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles
- ** Heft Nr. 149/1994 – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft Nr. 150/1994 – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik
- Heft Nr. 151/1994 – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy
- Heft Nr. 152/1994 – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS ‚Polarstern‘ 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller
- Heft Nr. 153/1994 – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten
- Heft Nr. 154/1994 – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter

- Heft Nr. 155/1995 – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft Nr. 156/1995 – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer.
- Heft Nr. 157/1995 – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl.
- ** Heft Nr. 158/1995 – „Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke.
- * Heft Nr. 159/1995 – „The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch.
- * Heft Nr. 160/1995 – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl.
- Heft Nr. 161/1995 – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros sp.* und *Navicula sp.* unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel.
- Heft Nr. 162/1995 – „Meerestransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig.
- Heft Nr. 163/1995 – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft Nr. 164/1995 – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs.
- Heft Nr. 165/1995 – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke.
- Heft Nr. 166/1995 – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer.
- * Heft Nr. 167/1995 – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler
- Heft Nr. 168/1995 – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94. Bericht von den Fahrabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 169/1995 – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann
- Heft-Nr. 170/1995 – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft Nr. 171/1995 – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
- Heft Nr. 172/1995 – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler.
- Heft Nr. 173/1995 – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer.
- Heft Nr. 174/1995 – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten
- Heft Nr. 175/1995 – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siebert and Dmitry Bolshiyarov.
- * Heft Nr. 176/1995 – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft Nr. 177/1995 – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert
- Heft Nr. 178/1995 – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam.
- Heft Nr. 179/1995 – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftnanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft Nr. 180/1995 – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn.
- Heft Nr. 181/1995 – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 182/1995 – „Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 183/1996 – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann.
- Heft Nr. 184/1996 – „Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by María Dolores Andrés Hernández.
- Heft Nr. 185/1996 – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditen und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller.
- Heft Nr. 186/1996 – „Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank.
- Heft Nr. 187/1996 – „The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft Nr. 188/1996 – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft Nr. 189/1996 – „Die Expedition ARKTIS-VIII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe

- Heft Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft Nr. 191/1996** – „Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen“, von Frank Wilhelms.
- Heft Nr. 192/1996** – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam.
- Heft Nr. 193/1996** – „Heterogene Reaktionen von N_2O_5 und Hbr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel.
- Heft Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm.
- Heft Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich.
- Heft Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese.
- Heft Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker.
- Heft Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gerion Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft Nr. 200/1996** – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohmann.
- Heft Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken.
- Heft Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid.
- Heft Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder.
- Heft Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf.
- Heft Nr. 205/1996** – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg.
- Heft Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoidea, Copepoda) und Oncaidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz.
- Heft Nr. 208/1996** – „Atmosphäreninfluß bei der Fernerkundung von Meerereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke.
- Heft Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereisererkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert.
- Heft Nr. 210/1996** – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann.
- Heft Nr. 211/1996** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995", by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 212/1996** – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 213/1996** – „Gonadentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente“, von Barbara Niehoff.
- Heft Nr. 214/1996** – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf“, von Christoph Mayer.
- Heft Nr. 215/1996** – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95“, herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft Nr. 216/1996** – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeress anhand von Radiolarien“, von Uta Brathauer.
- Heft Nr. 217/1996** – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung“, von Jörn Behrens.
- Heft Nr. 218/1997** – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kotmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft Nr. 219/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3, herausgegeben von Wilfried Jokát und Hans Oerter.
- Heft Nr. 220/1997** – „Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne.
- Heft Nr. 221/1997** – „Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lukas und Victor Smetacek.
- Heft Nr. 222/1997** – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.

- Heft Nr. 223/1997** – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas.
- Heft Nr. 224/1997** – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel.
- Heft Nr. 225/1997** – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Pollermann.
- Heft Nr. 226/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV ‘Polarstern’ in 1995”, edited by Eike Rachor.
- Heft Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arcta* (Chlorophyta) der Arktis“, von Katharina Kück.
- Heft Nr. 228/1997** – „Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal“, von Katrin Linse.
- Heft Nr. 229/1997** – „Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer“, von Hinrich Hanssen.
- Heft Nr. 230/1997** – „Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“, von Lutz-Peter Kurdelski
- Heft Nr. 231/1997** – „Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten“, von Christopher Zimmermann
- Heft Nr. 232/1997** – „Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen“, von Stephan Zimmermann
- Heft Nr. 233/1997** – „Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdierks.
- Heft Nr. 234/1997** – „Die Expedition ARCTIC '96 des FS ‚Polarstern‘ (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern.
- Heft Nr. 235/1997** – „Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich
- Heft Nr. 236/1997** – “Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic”, by Arndt Meier.
- Heft Nr. 237/1997** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR/SEVERNAYA ZEMLYA 1996”, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov
- Heft Nr. 238/1997** – “Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae”, by Iván M. Gómez.
- Heft Nr. 239/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1996“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft Nr. 240/1997** – „Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis“, von Heide Giese.
- Heft Nr. 241/1997** – “Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris”, by Seung-II Nam.
- Heft Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia”, by Julia Boike.
- Heft Nr. 243/1997** – „Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen“, von Andreas Mackensen.
- Heft Nr. 244/1997** – “The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica, Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996”, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Graw, Christian Müller and Johannes Røgenhagen.
- Heft Nr. 245/1997** – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen“, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft Nr. 246/1997** – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft Nr. 247/1997** – „Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchhoff.
- Heft Nr. 248/1997** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1995”, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 249/1997** – “The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‘Polarstern’ to the eastern Weddell Sea in 1996”, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Andreas Starms.
- Heft Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel“, von Christoph Vogt.
- Heft Nr. 252/1997** – „Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik“, von Stephan Kühne.
- Heft Nr. 253/1997** – “Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean”, by Christine Klaas.
- Heft Nr. 254/1997** – „Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunge-Oase, Ostantarktis“, von Thomas Kulbe

- Heft Nr. 255/1997 – "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997", edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 256/1998 – „Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer“, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft Nr. 257/1998 – „Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis“, von Christoph Kleeefeld.
- Heft Nr. 258/1998 – „Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells“, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft Nr. 259/1998 – "The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997", by Dieter K. Fütterer.
- Heft Nr. 260/1998 – „Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung“, von Holger Cremer
- Heft Nr. 261/1998 – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen“, von Estella Weigelt.
- Heft Nr. 262/1998 – "The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV 'Polarstern' in 1997", by Gunther Krause.
- Heft Nr. 263/1998 – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen“, von Thorsten Schäfer.
- Heft Nr. 264/1998 – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie“, von Joachim Urban.
- Heft Nr. 265/1998 – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.
- Heft Nr. 266/1998 – "Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV 'Akademic Boris Petrov' in 1997", edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft Nr. 267/1998 – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‚Polarstern‘ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 268/1998 – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.
- Heft Nr. 269/1998 – „Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)“, by Günther Heinemann.
- Heft Nr. 270/1998 – „Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies“, by Vera Schlindwein.
- Heft Nr. 271/1998 – "Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice", by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft Nr. 272/1998 – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker.
- Heft Nr. 273/1998 – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus („SETARAP“)“, von Gabriele Uenzelmann-Neben.
- Heft Nr. 274/1998 – "The Expedition ANTARKTIS XIV/2", by Gerhard Kattner.
- Heft Nr. 275/1998 – „Die Auswirkung der 'NorthEastWater'-Polynya auf die Sedimentation von NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.
- Heft Nr. 276/1998 – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Stüding.
- Heft Nr. 277/1998 – „Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft Nr. 278/1998 – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft Nr. 279/1998 – "Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)", edited by Ruediger Stein.
- Heft Nr. 280/1998 – „Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“ von Friedrich Jung-Rothenhäusler.
- Heft Nr. 281/1998 – „Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirrung.
- Heft Nr. 282/1998 – "Scavenging of ²³¹Pa and ²³⁰Th in the South Atlantic: Implications for the use of the ²³¹Pa/²³⁰Th ratio as a paleoproductivity proxy", by Hans-Jürgen Walter.
- Heft Nr. 283/1998 – „Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.
- Heft Nr. 284/1998 – „Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.
- Heft Nr. 285/1998 – „Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.
- Heft Nr. 286/1998 – „Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.
- Heft Nr. 287/1998 – "Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea", edited by Eike Rachor.

- Heft Nr. 288/1998** – „Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft Nr. 289/1998** – „Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.
- Heft Nr. 290/1998** – „Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft Nr. 291/1998** – „Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft Nr. 292/1998** – „Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean, Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.
- Heft Nr. 293/1998** – „Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft Nr. 294/1998** – „Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalhang“, von Klaus Schnack.
- Heft Nr. 295/1998** – „Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft Nr. 296/1998** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV 'Polarstern' in 1997“, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft Nr. 297/1998** – „Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.
- Heft Nr. 298/1998** – „Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses“, by Martin Sommerkorn.
- Heft Nr. 299/1998** – „The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinian-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991 - 1997)“, by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.
- Heft Nr. 300/1999** – „The Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' 1997: First Results of a Joint Russian-German Pilot Study“, edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.
- Heft Nr. 301/1999** – „The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)“, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 302/1999** – „Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Grobräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft Nr. 303/1999** – „Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft Nr. 304/1999** – „Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.
- Heft Nr. 305/1999** – „Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)“, by Jörg Hartmann, Frank Albers, Stefania Argentini, Axel Bocher, Ubaldo Bonafé, Wolfgang Cohrs, Alessandro Conidi, Dietmar Freese, Teodoro Georgiadis, Alessandro Ippoliti, Lars Kaleschke, Christof Lüpkes, Uwe Maixner, Giangiuseppe Mastrantonio, Fabrizio Ravegnani, Andreas Reuter, Giuliano Trivellone and Angelo Viola.
- Heft Nr. 306/1999** – „German-Russian Cooperation: Biogeographic and biostratigraphic investigations on selected sediment cores from the Eurasian continental margin and marginal seas to analyze the Late Quaternary climatic variability“, edited by Robert R. Spielhagen, Max S. Barash, Gennady I. Ivanov, and Jörn Thiede.
- Heft Nr. 307/1999** – „Struktur und Kohlenstoffbedarf des Makrobenthos am Kontinentalhang Ostgrönlands“, von Dan Seiler.
- Heft Nr. 308/1999** – „ARCTIC '98: The Expedition ARK-XIV/1a of RV 'Polarstern' in 1998“, edited by Wilfried Jokat.
- Heft Nr. 309/1999** – „Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen“, von Björn-Martin Sinnhuber.
- Heft Nr. 310/1999** – „Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans“, von Marion Behrends.
- Heft Nr. 311/1999** – „Parameterisierung atmosphärischer Grenzschichtprozesse in einem regionalen Klimamodell der Arktis“, von Christoph Abegg.
- Heft Nr. 312/1999** – „Solare und terrestrische Strahlungswechselwirkung zwischen arktischen Eisflächen und Wolken“, von Dietmar Freese.
- Heft Nr. 313/1999** – „Snow accumulation on Ekströmsen, Antarctica“, by Elisabeth Schlosser, Hans Oerter and Wolfgang Graf.
- Heft Nr. 314/1999** – „Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 315/1999** – „Expeditions in Siberia in 1998“, edited by Volker Rachold.
- Heft Nr. 316/1999** – „Die postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptevsee: schwermineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen“, von Bernhard Peregovich.
- Heft-Nr. 317/1999** – „Adaption an niedrige Temperaturen: Lipide in Eisdiatomeen“, von Heidi Lehmal.
- Heft-Nr. 318/1999** – „Effiziente parallele Lösungsverfahren für elliptische partielle Differentialgleichungen in der numerischen Ozeanmodellierung“, von Natalja Rakowsky.

- Heft-Nr. 319/1999** – „The Ecology of Arctic Deep-Sea Copepods (Euchaetidae and Aetideidae). Aspects of their Distribution, Trophodynamics and Effect on the Carbon Flux“, by Holger Auel.
- Heft-Nr. 320/1999** – „Modellstudien zur arktischen stratosphärischen Chemie im Vergleich mit Meßdaten“, von Veronika Eyring.
- Heft-Nr. 321/1999** – „Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols“, von Dagmar Nagel.
- Heft-Nr. 322/1999** – „Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons: Vergleich der Ozonmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen, 1997 und 1998“, von Jens Langer
- Heft-Nr. 323/1999** – „Untersuchung struktureller Elemente des südöstlichen Weddellmeeres / Antarktis auf der Basis mariner Potentialfelddaten“, von Uwe F. Meyer.
- Heft-Nr. 324/1999** – „Geochemische Verwitterungstrends eines basaltischen Ausgangsgesteins nach dem spätpleistozänen Gletscherrückzug auf der Taimyrhalbinsel (Zentralsibirien) - Rekonstruktion an einer sedimentären Abfolge des Lama Sees“, von Stefanie K. Harwart.
- Heft-Nr. 325/1999** – „Untersuchungen zur Hydrologie des arktischen Meereises - Konsequenzen für den kleinskaligen Stofftransport“, von Johannes Freitag.
- Heft-Nr. 326/1999** – „Die Expedition ANTARKTIS XIV/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 327/1999** – „Gemeinschaftsanalytische Untersuchungen der Harpacticoidenfauna der Magellanregion, sowie erste similaritätsanalytische Vergleiche mit Assoziationen aus der Antarktis“, von Kai Horst George.
- Heft-Nr. 328/1999** – „Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen“, von Claudia Müller.
- Heft-Nr. 329/1999** – „Räumliche und zeitliche Variationen atmosphärischer Spurengase aus bodengebundenen Messungen mit Hilfe eines Michelson Interferometers“, von Justus Notholt.
- Heft-Nr. 330/1999** – „The 1998 Danish-German Excursion to Disko Island, West Greenland“, edited by Angelika Brandt, Helge A. Thomsen, Henning Heide-Jørgensen, Reinhardt M. Kristensen and Hilke Ruhberg.
- Heft-Nr. 331/1999** – „Poseidon“ Cruise No. 243 (Reykjavik - Greenland - Reykjavik, 24 August - 11 September 1998): Climate change and the Viking-age fjord environment of the Eastern Settlement, sw Greenland“, by Gerd Hoffmann, Antoon Kuijpers, and Jörn Thiede.
- Heft-Nr. 332/1999** – „Modeling of marine biogeochemical cycles with an emphasis on vertical particle fluxes“, by Regina Usbeck.
- Heft-Nr. 333/1999** – „Die Tanaidaceenfauna des Beagle-Kanals und ihre Beziehungen zur Fauna des antarktischen Festlandssockels“, von Anja Schmidt.
- Heft-Nr. 334/1999** – „D-Aminosäuren als Tracer für biogeochemische Prozesse im Fluß-Schelf-Ozean-System der Arktis“, von Hans Peter Filtzner.
- Heft-Nr. 335/1999** – „Ökophysiologische Ursachen der limitierten Verbreitung reptanter decapoder Krebse in der Antarktis“, von Markus Frederich.
- Heft-Nr. 336/1999** – „Ergebnisse der Untersuchung des grönländischen Inlandeises mit dem elektromagnetischen Reflexionsverfahren in der Umgebung von NGRIP“, von Fidan Göktas.
- Heft-Nr. 337/1999** – „Paleozoic and mesozoic tectono-thermal history of central Dronning Maud Land, East Antarctica. – evidence from fission-track thermochronology“, by Stefanie Meier.
- Heft-Nr. 338/1999** – „Probleme hoher Stoffwechselraten bei Cephalopoden aus verschiedenen geographischen Breiten“, von Susanne Zielinski.
- Heft-Nr. 339/1999** – „The Expedition ARKTIS XV/1“, edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 340/1999** – „Microbial Properties and Habitats of Permafrost Soils on Taimyr Peninsula, Central Siberia“, by Nicolé Schmidt.
- Heft-Nr. 341/1999** – „Photoacclimation of phytoplankton in different biogeochemical provinces of the Southern Ocean and its significance for estimating primary production“, by Astrid Bracher.
- Heft-Nr. 342/1999** – „Modern and Late Quaternary Depositional Environment of the St. Anna Trough Area, Northern Kara Sea“, edited by Ruediger Stein, Kirsten Fahl, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 343/1999** – „ESF-IMPACT Workshop/Oceanic impacts: mechanisms and environmental perturbations, 15 - 17 April 1999 in Bremerhaven“, edited by Rainer Gersonde and Alexander Deutsch.
- Heft-Nr. 344/1999** – „Die Klimageschichte der hohen nördlichen Breiten seit dem mittleren Miozän: Hinweise aus sedimentologischen- und mineralogischen Analysen (OPD Leg 151, zentrale Framstraße)“, von Amelie Winkler.
- Heft-Nr. 345/1999** – „Kurzfristige Klimaschwankungen im Scotiameer und Ergebnisse zur Kalbungsgeschichte der Antarktis während der letzten 200 000 Jahre“, von Annette Hofmann.
- Heft-Nr. 346/2000** – „Glazialmarine Sedimentationsentwicklung am westantarktischen Kontinentalrand im Amundsen- und Bellingshausenmeer - Hinweise auf Paläumweltveränderungen während der quartären Klimazyklen“, von Claus-Dieter Hillenbrand
- Heft-Nr. 347/2000** – „Zur Ökologie des Phytoplanktons im arktischen Laptevmeer - ein jahreszeitlicher Vergleich“, von Kirsten Tuschling.
- Heft-Nr. 348/2000** – „Untersuchungen zum Fettstoffwechsel des Südlichen See-Elefanten (*Mirounga leonina* L.) in der Antarktis“, von Sven Ramdohr.
- Heft-Nr. 349/2000** – „Licht- und Temperatureinfluß auf den enzymatischen Oxidationsschutz der antarktischen Eisdiatomee *Entomoneis kufferathii* Manguin“, von Raimund Schriek.

- Heft-Nr. 350/2000** – „Die Expedition ARKTIS XV/3 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1999“
herausgegeben von Ursula Schauer.
- Heft-Nr. 351/2000** – „Dissolution kinetics of biogenic silica in marine environments“, by Dirk Rickert.
- Heft-Nr. 352/2000** – „Geometrie und Kinematik des tertiären Deckenbaus im West Spitzbergen Falten- und Überschiebungsgürtel, Brøggerhalvøya, Svalbard“, von Kerstin Saalman.
- Heft-Nr. 353/2000** – „Zur Ökologie der Benthos-Foraminiferen der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Michaela Mayer.
- Heft-Nr. 354/2000** – „Expeditions in Siberia in 1999“, edited by Volker Rachold.
- Heft-Nr. 355/2000** – „Temperaturrekonstruktion im Tropischen Atlantik für das Letzte Glaziale Maximum: CLIMAP neu betrachtet.“, von Carsten Porthun.
- Heft-Nr. 356/2000** – „Niederfrequente Variabilität großräumiger atmosphärischer Zirkulationsstrukturen in spektralen Modellen niedriger Ordnung“, von Antje Weisheimer.
- Heft-Nr. 357/2000** – „Late Quaternary paleoclimatic reconstructions along the Eurasian continental margin“, by Hans Peter Kleiber.
- Heft-Nr. 358/2000** – „Holocene environmental history of East Greenland - evidence from lake sediments“, by Bernd Wagner.
- Heft-Nr. 359/2000** – „Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Ecology of the White Sea with Emphasis on its Deep Basin“, edited by Eike Racher.
- Heft-Nr. 360/2000** – „Scientific Cruise Report of the Joint Russian-German Kara-Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' in 1999“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 361/2000** – „Planktic foraminifer ecology and stable isotope geochemistry in the Arctic Ocean; implications from water column and sediment surface studies for quantitative reconstructions of oceanic parameters“ by Renate Volkmann.
- Heft-Nr. 362/2000** – „Eisbohrkernuntersuchungen zur räumlichen und zeitlichen Variabilität von Temperatur und Niederschlagsrate im Spätholozän in Nordgrönland“, von Matthias Schwager.

* vergriffen/out of print.

** nur noch beim Autor/only from the author.