

**Quantifizierung von Meereiseigenschaften:
Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten
und Parametrisierung von
Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen**

**Quantification of sea-ice properties:
Automated image analysis of thin sections
and parametrization of
chlorophyll and salinity distributions**

Hajo Eicken

Hajo Eicken

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Postfach 120161
Columbusstr.
D-2850 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 1990 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

Vorwort

<i>Zusammenfassung</i>	<i>i</i>
<i>Summary</i>	<i>iv</i>
<i>1. Einführung</i>	<i>1</i>
<i>2. Digitale Bildverarbeitung</i>	<i>4</i>
2.1. Instrumentelle Voraussetzungen	4
2.1.1. Bildverarbeitung	4
2.1.2. Bilderfassung	5
2.1.3. Bilddarstellung	6
2.1.4. Datensicherung	6
2.2. Methodik und Verfahren	6
2.2.1. Probenvorbereitung	8
2.2.2. Untersuchungen im Durch- und Streulicht	9
2.2.3. Untersuchungen im polarisierten Licht	13
2.3. Ergebnisse	28
2.3.1. Nomenklatur des Meereisgefüges	28
2.3.2. Untersuchungen im polarisierten Licht: Die Eiskörner	31
2.3.3. Untersuchungen im Durch- und Streulicht: Der Porenraum	46
2.4. Diskussion	55
2.4.1. Fehlerbetrachtung	55
2.4.2. Meereisbildung, Meereiswachstum und Meereisgefüge	62
<i>3. Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen</i>	<i>69</i>
3.1. Methoden und theoretische Grundlagen	69
3.1.1. Probenmaterial	69
3.1.2. Bestimmung der Salzgehalte und Chlorophyllkonzentrationen	70
3.1.3. Chlorophyll- und Salzgehalt, stratigraphische Parameter	70
3.1.4. Anpassung von Polynomen an vertikale Chlorophyll- und Salzgehaltsprofile	71

3.2. Ergebnisse	71
3.2.1. Stratigraphische Gefügeparameter	71
3.2.2. Mittlere Chlorophyll- und Salzgehalte	73
3.2.3. Parametrisierung von Vertikalprofilen durch Anpassung von Polynomen	75
3.3. Diskussion	81
3.3.1. Fehlerbetrachtung	81
3.3.2. Welche Informationen bergen die mittleren Chlorophyll- und Salzgehalte und wie verhalten sie sich zum Meereisgefüge?	82
3.3.3. Die Ausbildung der Vertikalprofile von Chlorophyll- und Salzgehalt: Diskussion der Mechanismen und Zusammenhänge	84
4. Ein Ansatz zur Beschreibung der regionalen Verteilung von Gefüge, Chlorophyll- und Salzgehalt	89
5. Ausblick	96
6. Literaturverzeichnis	98

VORWORT

Dr. Manfred Lange, der den Anstoß zu dieser Arbeit gab, danke ich für seine fortwährende Unterstützung, viele anregende Diskussionen und den Einblick, den er mir in die (Meereis)Glaziologie verschafft hat.

Prof. Dr. H. Miller, dem Hauptreferenten dieser Dissertation, bin ich für die Anteilnahme am Fortgang dieser Arbeit und seine Unterstützung als Leiter der Sektion Geophysik am Alfred-Wegener-Institut dankbar.

Prof. Dr. O. Brockamp danke ich für sein Interesse und die konstruktive Kritik zur Verbesserung der Arbeit.

Die Möglichkeiten, die mir im Rahmen meiner Beschäftigung am Alfred-Wegener-Institut geboten wurden, sind nicht denkbar ohne die Gesamtheit der Institutsangehörigen. Ihnen allen, die das AWI zu weit mehr machen als einer Stiftung des öffentlichen Rechts, gilt mein herzlicher Dank.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gefüge eines Stoffes, das heißt Form, Größe und Anordnung von Kristallen und Einschlüssen, ist eng mit der Entwicklungsgeschichte und den Eigenschaften des Materials verknüpft. Die vergleichende, quantitative Untersuchung von Gefüge, Entstehung und Materialeigenschaften setzt jedoch entsprechende Angaben zu ihrer Beschreibung voraus. Ziel dieser Arbeit ist es, Größen für die Parametrisierung des Gefüges bzw. von Vertikalprofilen wesentlicher Eigenschaften des Meereises zu bestimmen, Methoden für die automatische Erfassung dieser Größen zu entwickeln und die Verfahren anhand einer repräsentativen Probenauswahl zu überprüfen.

Meereis kontrolliert während des Winterhalbjahres den Energie- und Massenhaushalt sowie die Biologie der polaren Ozeane. Außerdem ist die Meereisdecke der Arktis und Antarktis im globalen Klimasystem von großer Bedeutung. Die kleinräumigen (Material-)Eigenschaften des Meereises sind hierbei mit den einzelnen Gliedern einer Kette von Wechselwirkungsprozessen zwischen Ozean und Atmosphäre verbunden. Die Quantifizierung und Klassifizierung der verschiedenen Gefügetypen hat zum Ziel, den Charakter dieser Verbindung näher zu erfassen.

Während bisher Gefügeuntersuchungen weitgehend qualitativ durchgeführt wurden, sind hier Dünnschnittproben mithilfe der automatischen Bildverarbeitung untersucht worden. Diese objektive Methode gestattet es, auch größere Probenmengen in kurzer Zeit zu quantifizieren und in reproduzierbarer Form weitergehenden Untersuchungen zugänglich zu machen. Die hierfür notwendigen methodischen Entwicklungen sind jedoch von allgemeinem Nutzen und, wie diesbezügliche Untersuchungen zeigen, durchaus auf andere Materialien anwendbar.

Das Probenmaterial für die Untersuchung, etwa 100 Eisbohrkerne, stammt aus Arktis (Framstraße und innere Arktis) und Antarktis (Weddellmeer). Neben Erfassung der Grobstratigraphie an Dickschnitten wurden Dünnschnitte angefertigt sowie die Salz- und Chlorophyllgehalte bestimmt.

Der erste Teil der Arbeit beschreibt die Aufzeichnung von rund 120 repräsentativen Dünnschnitten mit einer Videokamera und einer einfachen, in einem Mikrocomputer installierten Bildverarbeitungskarte (2.1, 2.2.1 bis 2.2.3) sowie die Methoden der Gefügequantifizierung, die mithilfe eigener Programmentwicklungen realisiert wurden (2.2.2, 2.2.3). Neben standardisierten Aufnahmen im linear und zirkular polarisierten Licht für die Untersuchung der Eiskörner wurden Bilder im Durch- und Streulicht zur Quantifizierung der Poren aufgezeichnet.

Die Beschreibung der mittleren Korngröße und der gemittelten kristalloptischen Orientierung gelang mithilfe einer Quantifizierung des Bildkontrasts (2.2.3, 2.3.2). Informationen über die Verteilung der Größen und Formen von Körnern und Poren wurden mithilfe der Analyse von Sehnenlängen sowie durch nichtlineare Filterung der Bilder gewonnen. Alle Verfahren sind in ein vollautomatisch arbeitendes Programmpaket eingebunden.

Es zeigte sich, daß die Berechnung raumbezogener Korngrößenverteilungen sowie die Korrektur der Auflösungsabhängigkeit der Aufzeichnungen mit automatischen Verfahren für Eisproben nicht ohne weiteres möglich ist (2.3.2). Bereits mit wenigen Parametern (Mittelwert und Form der Sehnenlängenverteilung, Kontrastgradient, Einregelungsfaktor als Maß für die mittlere kristalloptische Orientierung der Körner) sind Erfolge bei der Quantifizierung und automatischen Unterscheidung verschiedener Gefügeklassen zu erzielen (2.3.2, 2.4.2). So zeigen sich z.B. signifikante Unterschiede in den Gefügeparametern beim Vergleich von säuligem Eis aus Arktis bzw. Antarktis (mittlere Sehnenlänge 5,5 bzw. 2,7 mm).

Ein neu entwickeltes Verfahren zur vollautomatischen Bestimmung von Größen, die mit der kristalloptischen Orientierung von Körnern in Beziehung gesetzt werden können, ermöglicht u.a. die Erfassung der räumlichen Verteilung der kristalloptischen Orientierung (2.2.3, 2.3.2).

Informationen über Größenverteilung und Vernetzung von Poren sind entscheidend z.B. für das Verständnis der Wanderung von Organismen im Eis sowie deren Nährstoffversorgung (2.2.2, 2.3.3). Die räumliche Periodizität und Verteilung der Poren (beschrieben durch die Autokorrelationslänge, die für alle Eistypen knapp unter 0,5 mm liegt) bestimmt das Verhalten des Eises gegenüber elektromagnetischer Strahlung und ist direkt mit dem Rückstreusignal in der Mikrowellen-Fernerkundung in Beziehung zu setzen. Neben unmittelbar aus der Eisbildung resultierenden Kleinstporen zeigen die Porengrößenverteilungen jüngere, sekundäre Poren mit mittleren Sehnenlängen > 1mm. Die Fehleranalyse zeigt, daß insbesondere die Bestimmung der Gesamtporosität mit Fehlern > 10% behaftet ist (2.4.1). Untersuchungen an Vertikaldünnschnitten sowie an Serien von Horizontaldünnschnitten belegen, daß die geschilderten Verfahren ein detailliertes Bild vom inneren Aufbau einzelner Kerne bzw. Schollen geben und für den reproduzierbaren Vergleich größerer Probenmengen geeignet sind.

Die Nutzung der Gefügeinformation erfordert es, die jeweiligen Dünnschnittproben im Kontext eines gesamten Bohrkerns, d.h. der vertikalen Wachstumsabfolge einer Eisscholle, zu betrachten. Abschnitt 3 der vorliegenden Arbeit ist neben der Gefügequantifizierung ein weiterer Schritt in diese Richtung, wobei in einem neuen Ansatz Salz- und Chlorophyllgehaltsprofile durch Anpassung von Polynomen beschrieben werden. Ähnlich wie bei den Gefügeuntersuchungen sollen dadurch Vergleiche zwischen unterschiedlichem Probenmaterial bzw. zwischen verschiedenen Eigenschaften und der Meereisentwicklung ermöglicht werden.

Zunächst sind Mittelwert und Variabilität der beiden Größen über die gesamte Eissäule bestimmt worden. In Verbindung mit stratigraphischen Gefügeparametern zeigen sich hier bereits deutliche Unterschiede zwischen verschiedenen Regionen, die auf verschiedene Eiswachstums- und Umbildungsprozesse zurückgehen (3.2.1, 3.2.2, 3.3.3). Durch Anpassung von Polynomen zweiten bzw. dritten Grades an normierte Vertikalprofile kann jedoch mithilfe der Polynomkoeffizienten wesentlich mehr über einzelne Kerne ausgesagt werden. Die Salzgehaltskonzentrationen können demnach vier und die

Chlorophyllgehalte drei verschiedenen Profiltypen zugeordnet werden. Für den Salzgehalt bildet sich bei ungestörtem Wachstum ein C-förmiges Profil mit erhöhten Konzentrationen im oberen und unteren Kernbereich aus. Überflutung oder Infiltration einer Scholle bzw. Bildung von Schnee-Eis bewirken Änderungen im oberen, langsames Wachstum, Stagnation oder Anschwemmung von Eis im unteren Bereich des Profils. Ähnliches gilt für die Chlorophyllverteilungen, obwohl die Mechanismen insgesamt komplexer sind. Die Verteilung dieser Profil-Typen im Weddellmeer entspricht der Verteilung der verschiedenen Eisbildungs- und Wachstumsprozesse in den einzelnen Regionen.

Zusammenfassend bleibt festzuhalten, daß die vorliegende Arbeit einen grundsätzlichen Schritt zur Entwicklung und Einführung automatischer Gefüge-Quantifizierungsmethoden für Meereisdünnschnitte darstellt. Außerdem ist es durch die Parametrisierung von Vertikalprofilen mithilfe von Polynomkoeffizienten gelungen, Profilinformaton für weitergehende Untersuchungen zu nutzen und mit dem Gefüge und der Entwicklung einer Eisscholle in Beziehung zu setzen.

SUMMARY

Both, properties and growth history of a substance are linked to its texture, i.e. the shape, size and spatial distribution of component crystals and inclusions. Comparative studies of material properties and texture require quantifiers that allow for unbiased description and intercomparison. The aim of this paper is to (1) quantify sea-ice texture, (2) parametrize vertical profiles of important sea-ice properties, (3) develop methods for automated determination of these quantifiers, (4) test the methods with representative data sets.

For most of the year, the energy and mass balance and the biology of polar oceans are dominated by the presence of sea ice. In addition, sea ice is an important part of the global climate system. The quantification and classification of sea-ice texture and properties may be regarded as a contribution to further the understanding of the role of sea ice in atmosphere-ice-ocean interaction.

In contrast to earlier, mostly qualitative work, this paper represents an attempt to utilize automated digital image-processing techniques for studies of sea-ice texture, allowing for rapid quantitative and reproducible textural evaluation. For approximately 100 sea-ice cores from the Arctic (central Arctic and Fram Strait) and Antarctic (Weddell Sea) stratigraphy, salinity, and chlorophyll concentrations have been determined. The first part of this study describes the digitization of approximately 120 thin sections with a video camera and a simple microcomputer-based image-processing board (2.1, 2.2.1 to 2.2.3) along with methods of textural quantification through own software developments (2.2.2, 2.2.3). Images have been recorded between crossed polarizers, in circularly polarized light, and in plain and diffuse light.

Quantification of image contrast serves as a measure of mean grain size and the degree of crystal alignment (2.2.3, 2.3.2). The distribution of chord sizes and the results of sequential non-linear filtering of images provide information about the distribution of grain and pore sizes and shapes. It could be shown that the computation of three-dimensionally valid grain-size distributions from chord sizes as well as the correction for resolution dependence of measurements are not necessarily valid for digital analysis of ice samples (2.3.2). Even a few parameters (mean value and skewness of the chord-size distribution, contrast gradient and alignment coefficient as measures of crystal alignment, and fractal dimension) provide sufficient information for automated classification and quantification of texture (2.3.2, 2.4.2). Thus mean chord sizes, for example, differ significantly for columnar ice samples from Arctic and Antarctic (with values of 5.5 and 2.7 mm, respectively) owing to differences in the ice-growth regime.

A newly developed procedure for automated quantification of crystallo-optical orientation of grains allows for a detailed description of the spatial distribution of crystal orientation (2.2.3, 2.3.2).

Information about the size distribution and connectivity of pores has been obtained from images recorded in plain and diffuse light (2.2.3, 2.3.2). Next to small primary pores, with diameters of 0.5 mm and less, younger secondary pores with diameters > 1 mm can be found. Determination of total porosity from thin

sections is difficult both because of complex sample stereology and with regard to brine expulsion; this results in errors exceeding 10% in the determination of porosity (2.4.1).

Studies of vertical sequences of thin sections through an entire floe show that the methods described provide adequate information on the anatomy of ice floes and that they appear suited for reproducible, comparative analysis of large data sets.

Full textural evaluation is impossible without reference to the complete developmental sequence of an ice floe, i.e. the vertical composition of an entire core. Section 3 of this study is aimed at parametrizing vertical profiles of salinity and chlorophyll concentration through polynomial curve fitting. This method allows for direct comparison of samples from different regions or between different ice properties and the growth history of a floe.

The simplest parameters describing the distribution of salinity and chlorophyll in a core are the integrated mean values. In conjunction with stratigraphic textural parameters these values vary to some degree between different regions (3.2.1, 3.2.2, 3.3.3). Much more information can be gained from cores by fitting second- and third-order polynomials to chlorophyll and salinity profiles. Four distinct profile patterns can be recognized for salinity distributions. Undisturbed, thermodynamic ice growth results in C-shaped profiles with raised salinities at the top and bottom of cores. Some of the most important alteration processes are flooding or infiltration and formation of snow ice, resulting in salinity changes at the top. Stagnating growth or basal warming result in salinity changes at the bottom of floes. The profile patterns are aptly described by the coefficients of the polynomial fit. The evolution of chlorophyll distributions (characterized by one of three distinct profile patterns) is similar in principle, yet much more complex with regard to the component processes. An attempt at evaluating the regional distribution of textural and profile parameters determined in this study (section 4) shows that variations of these parameters are closely linked to differences in the specific regimes of ice formation, growth and metamorphosis.

1. EINFÜHRUNG

Meereis bedeckt maximal rund ein Zehntel der gesamten Meeresoberfläche. Diese Eisdecke ist nicht nur im biologischen und klimatischen Haushalt der Polarregionen von Bedeutung, sondern über großskalige Austauschprozesse auch in das globale Klimageschehen eingebunden. Die Meereisdecke selbst, eine dünne Haut, die den Südlichen und den Arktischen Ozean mit einer Maximalausdehnung von 20 bzw. 15 Millionen Quadratkilometern überzieht (Gordon, 1981; Parkinson and Cavalieri, 1989), bildet sich als Folge der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre. Diese Wechselwirkung wird jedoch durch die Bildung und das Wachstum einer Eisdecke beträchtlich modifiziert. Die Randbedingungen, wie z.B. Lufttemperatur oder Windgeschwindigkeit, kontrollieren Geschwindigkeit und Art des Kristallwachstums. Der innere Aufbau einer Meereisdecke, das Gefüge, wird somit zum Schlüssel zur Vergangenheit einer Eisdecke und ihrer Umgebung (Abb. 1).

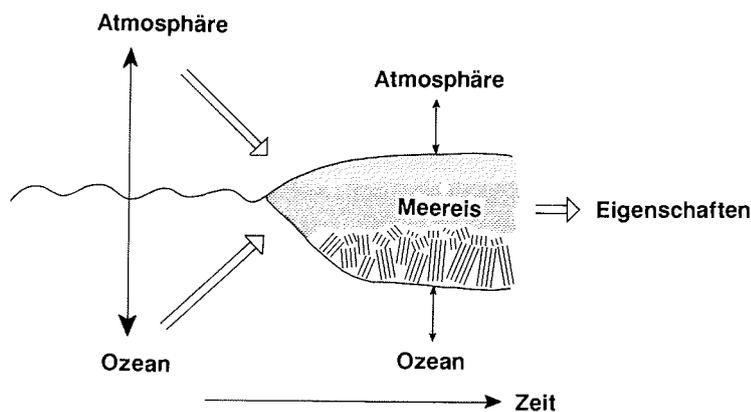


Abb. 1: Das Meereisgefüge und seine Stellung innerhalb des Systems Ozean-Atmosphäre-Meereis.

Vier Phasen sind am Aufbau des Meereises beteiligt:

- (1) das eigentliche Eis, in der freien Wassersäule gebildet oder an eine existierende Eisdecke angewachsen (ausführlichere Beschreibung von Eisbildungsmechanismen z.B. in Weeks und Ackley, 1982); als "Eis" wird hier immer die hexagonale Modifikation Eis Ih angesprochen, da einzig diese oberhalb von etwa -100°C bei Atmosphärendruck stabil ist (Hobbs, 1974);
- (2) Sole, die beim Gefrieren von Meerwasser konzentriert wird und sich in Poren innerhalb des Eises sammelt, da das Kristallgitter des Eises keinen Einbau von größeren Ionen zulässt (Hobbs, 1974) sowie untergeordnet
- (3) geringe Mengen an Gasen, in das wachsende Eis eingeführt oder aus dem gefrierenden Meerwasser verdrängt (Tsurikov, 1979) und
- (4) geringste Mengen an Salzen, z.B. Kalziumkarbonat und Natriumsulfat, die

beim Gefrierprozeß ausfallen (Weeks und Ackley, 1982).

Die Ausbildung dieser Phasen, d.h. das Meereisgefüge, hat entscheidenden Einfluß auf die Meereiseigenschaften. Dieser Einfluß äußert sich bei der biologischen Besiedelung des Eises (Garrison et al., 1986) ebenso wie in den physikalischen und chemischen Eigenschaften. Das Meereisgefüge stellt somit das Bindeglied zwischen Eisentstehung bzw. -entwicklung und den Materialeigenschaften dar (Abb. 1).

Wie wird das Gefüge einer Probe ermittelt? Diese Frage betrifft zunächst den Gefügebegriff im allgemeinen. Seit seiner Einführung durch Sander (1911) im Rahmen der Gesteinstektonik gibt es zahllose Auffassungen über die Bedeutung des Terms "Gefüge" sowie der Begriffe "Struktur" und "Textur". Neben der klassischen sind petrographische (z.B. Matthes, 1987), geologische (z.B. Füchtbauer, 1988) oder materialkundliche (z.B. Weiss und Wenk, 1985) Auslegungen verbreitet. Hinzu kommt die teilweise vom deutschen Gebrauch abweichende Verwendung des Begriffs in anderen Sprachen, insbesondere im Englischen. In Anlehnung an Sanders (1934) und Karls (1964) Gebrauch wird das *Gefüge* hier als *Größe, Form und räumliche Anordnung der Phasen innerhalb eines Körpers* aufgefaßt, und ist dem Begriff *Textur* synonym. Die traditionelle Gefügebestimmung erfolgt an Dünnschnittproben im wesentlichen durch visuelles Einordnen des Beobachteten in bestimmte Gefügeklassen. So verfügt die Petrographie über eine lange Reihe mehr oder minder anschaulicher Begriffe, die bestimmte Gefügeerscheinungen beschreiben. Gleiches gilt für die Meereisglaziologie, für die sich diese Beschreibung traditionell auf die Begriffe "frazil" (aus der Wassersäule zusammengeschwemmte Eiskristalle) und "columnar" (säulige Wachstumsform) konzentriert.

Ein wesentlicher Bestandteil dieser Arbeit ist es nun, mit Hilfe eines Mikrocomputers und einer einfachen Bildverarbeitungskarte eine Methode zur automatischen, effizienten Gefügearfassung und -quantifizierung von Meereisdünnschnitten zu entwickeln (Abschnitt 2.2) und zu erproben (Abschnitt 2.3). Ein solches automatisches Verfahren ist in mehrerer Hinsicht von Vorteil. Da sämtliche Verarbeitungsschritte aufgrund entsprechender Algorithmen vom Rechner ausgeführt werden, ist die Objektivität und Reproduzierbarkeit der Ergebnisse sichergestellt. Dieser Aspekt ist wichtig, weil die herkömmliche, qualitative Gefügeuntersuchung meist stark vom Blickwinkel des Betrachters abhängt. Außerdem ist die Quantifizierung der Gefügeinformation nahezu unabdingbar für die oben angesprochene Verknüpfung von Gefüge und Materialeigenschaften. Quantitative Gefügeparameter sind jedoch auch bei Untersuchungen größerer Probenmengen von großem Nutzen, da sie die Basis für vergleichende Studien bilden. Insbesondere die hier gewählte Gerätekonfiguration ermöglicht die Schaffung einer Gefügedatenbank bzw. eines Gefügearchivs. Wie im Abschnitt 2.4.2 deutlich wird, kann die beschriebene Methode auch bei der vollautomatischen Gefügeklassifizierung eingesetzt werden. Das recht komplex aufgebaute Meereis dient jedoch zugleich als Modellsubstanz für allgemeinere Untersuchungen zur automatischen Gefügequantifizierung.

Horizontaldünnschnitte spiegeln lediglich einen einzigen Zeitpunkt in der

Entwicklung einer Meereisscholle wider. Sollen Informationen zum Eisgefüge in einen größeren Rahmen gestellt werden, dann erfordert dies neben der Analyse von Horizontal- und Vertikalschnittserien Kenntnis anderer Meereiseigenschaften im Vertikalprofil. Dieser Aspekt wird einerseits in den Abschnitten 2.3.2 und 2.3.3 angeschnitten. Andererseits konzentriert sich der zweite Hauptteil dieser Arbeit auf die Parametrisierung, d.h. die einfache mathematische Umschreibung, von Vertikalprofilen zweier wichtiger Meereiseigenschaften, des Salz- und Chlorophyllgehalts.

Der Salzgehalt zeichnet die Entwicklung einer Meereisscholle nach; er ist insbesondere von deren Alter und Temperatur abhängig. Der Eintrag von Salz aus dem Eis in die Wassersäule im Laufe der Meereisbildung und -entwicklung ist ein wesentlicher Bestandteil der Wechselwirkung zwischen Meereis und Ozean. Zudem bestimmen Größenordnung und vertikale Verteilung des Salzgehaltes die physikalischen Eigenschaften und die Besiedelung einer Scholle durch Meereisorganismen (Garrison et al., 1986). Das Ausmaß der pflanzlichen Besiedlung drückt sich im Gehalt des Photosynthesepigments Chlorophyll *a* aus, dessen Vertikalverteilung die zeitliche Entwicklung der Meereislebensgemeinschaft reflektiert.

Für den Vergleich von Gefüge-, Salzgehalts- und Chlorophylldaten im Rahmen regionaler Studien oder Prozeßbetrachtungen müssen die Vertikalprofile durch entsprechende Aufbereitung erschlossen werden. Das zweite Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist es, diese Daten aus den einzelnen Kernen herauszuschälen und in eine Form zu bringen, die sowohl die wesentliche Profilverteilung beinhaltet als auch die einfache Betrachtung größerer Datensätze gestattet. Hierzu werden zunächst einfache stratigraphische Parameter und Mittelwerte bestimmt und zueinander in Beziehung gesetzt (Abschnitte 3.2.1 und 3.2.2). Zusätzlich wird erstmalig die Parametrisierung von Profildaten durch Angleichung von Polynomen erprobt (Abschnitt 3.2.3). Die Analyse und Verknüpfung dieser Parameter kann das Verständnis um die Ausbildung und Entwicklung der Meereiseigenschaften im Vertikalprofil sowie deren regionale Variabilität erleichtern oder erweitern.

2. DIGITALE BILDVERARBEITUNG

2.1. Instrumentelle Voraussetzungen

Zwei Forderungen sind an diese Untersuchung gestellt worden: einerseits eine enge Anpassung an die spezielle Problematik der Bearbeitung von Eisproben, andererseits ein einfacher Aufbau des Programmsystems und somit Übertragbarkeit auf andere Fragestellungen. Es folgt eine Beschreibung der Gerätekonfiguration (schematisch in Abb. 2, beim Einsatz im Kaltlabor in Abb. 3 gezeigt), die deutlich unter dem Preisniveau kommerzieller automatischer oder halbautomatischer Gesamtlösungen liegt.

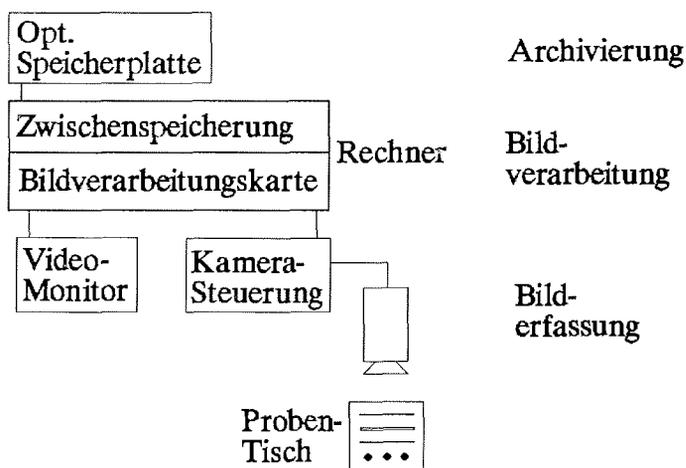


Abb. 2: Komponenten und Anordnung der Einrichtung zur Bildverarbeitung.

2.1.1. Bildverarbeitung

Bildverarbeitungskarte. Die Digitalisierung und Verarbeitung des Bildsignals sowie die Darstellung von Bildinformation erfolgen mit einer, in einen Mikrocomputer eingesetzten Steckkarte des Typs Pip-1024B der Firma Matrox (Matrox Electronics Systems Ltd., 1987). Der Umfang des 8-Bit Bildspeichers der Karte beträgt 1 Mbyte, so daß insgesamt vier Bilder mit jeweils 512×512 Bildelementen (Pixel) eingelesen werden können. Die Digitalisierung der Bilder ist an die Taktung des Videosignals gekoppelt und erfolgt innerhalb von 0,04 s. Die Matrox-Karte erlaubt außerdem die Falschfarbendarstellung durch Zuordnungstabellen (look-up table, abgekürzt LUT), wobei Bildpunkten bestimmter Grauwerte frei wählbare Farbtöne zugeordnet werden.

Rechner. Die Matrox-Karte ist in einem Mikrocomputer des Typs Compaq 386/20 installiert, der bei einer Taktfrequenz von 20 MHz und einem auf 2 MByte erweiterten Hauptspeicher arbeitet. Speichern und Laden eines Bildes auf bzw.

von der Festplatte erfolgt in jeweils 2 s; ein Grauwerthistogramm kann in etwa 1,5 s erstellt werden, die Faltung eines Bildes mit einer Maske von 3*3 Elementen läuft in etwa 2,5 s ab.

Programmierung. Die Steuerung der Matrox-Karte erfolgt über Programmsegmente, die in C- oder Fortran-Programmen aufgerufen werden können. Neben Eigenentwicklungen im Rahmen dieser Arbeit stehen am Alfred-Wegener-Institut (AWI) zur Durchführung einfacher Verarbeitungsschritte ein kommerzielles Programmpaket (Interactive Systems, 1988) sowie ein am Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL) in New Hampshire konzipiertes Programm (Perovich und Hirai, 1988) zur Verfügung.



Abb. 3: Aufzeichnung von Dünnschnittbildern im Kaltlabor.

2.1.2. Bilderfassung

Die Dünnschnittbilder werden mit einer Hamamatsu-Fernsehkamera des Typs C2400 mit Chalnicon(Cd-Se)-Röhre aufgezeichnet. Die Kamera wird über eine Steuereinheit angesprochen, die neben der Regelung von Kontrast und Verstärkung auch die Korrektur von Abschattungseffekten durch einen örtlichen Abgleich der Röhrenbeschleunigungsspannung gestattet. Die Kontrolle der ebenmäßigen Bildhelligkeit erfolgt durch Falschfarbendarstellung. Geringste Grauwertgradienten sind dann als markante Farbsprünge deutlich erkennbar und können durch Feinaussteuerung beseitigt werden. Die Kamera zeichnet sich durch einen niedrigen Dunkelstrom (1 nA) sowie eine nahezu lineare Übertragungskennlinie aus ($\Gamma = 0,95$; für $\Gamma = 1$ ist die Signalstärke eine lineare Funktion der Beleuchtungsstärke; Hamamatsu, 1988). Die geometrische Kameraverzerrung liegt nach Herstellerangaben unterhalb 1% (Hamamatsu, 1988).

Die Auflösungszahl der Kamera, die die Anzahl von alternierenden schwarzen und weißen Linien angibt, die im Längs- bzw. Querformat gerade noch

erkennbar sind, liegt bei 700. In Verbindung mit der von der Bildverarbeitungs-karte vorgegebenen digitalen Geometrie ergibt sich die instrumentell vorgegebene Auflösungsgrenze bei Berücksichtigung der vom Abtasttheorem beschriebenen Grenzfrequenz (Tietze und Schenk, 1983) zu 2 Bildelementen. Durch die Verwendung von Filtern bei der Bildsegmentierung erhöht sich dieser Wert auf 4 Bildelemente in dem Sinne, daß Bereiche < 4 Pixel zwar erfaßt, ihre Geometrie aber modifiziert wird. Bei einer für alle Aufnahmen konstant gehaltenen horizontalen Bildkantenlänge von 50 mm entsprechen 4 Bildelemente somit einer horizontalen Auflösung von 0,39 mm und einer vertikalen Auflösung von 0,26 mm. Die höchste mit dieser Anordnung erzielte horizontale Auflösung liegt bei 0,12 mm. Für Porenbilder (keine Filterung) beträgt die effektive Auflösung bei 50 mm Bildkantenlänge rund 0,1 bzw. 0,07 mm.

Bei allen Form- und Größenanalysen, die mit Hilfe der Videotechnik ausgeführt werden, muß die durch nicht normgerechte Auslegung von Kameraröhren bedingte Bildstauchung berücksichtigt werden. Diese macht sich durch Verkürzung (Faktor 1,2 bis 1,5) des Bildes in einer Kantenrichtung bemerkbar, so daß ein scheinbar quadratischer Ausschnitt unterschiedliche Kantenlängen aufweist. Durch Eichung an vollkommen quadratischen oder runden Objekten kann dieser Stauchungsfaktor bestimmt und eine Korrektur vorgenommen werden.

2.1.3. Bilddarstellung

Die Bilder werden auf einem Videomonitor (Hitachi HM-2719B) dargestellt, der zur Bildverarbeitungs-Karte kompatibel ist und über eine der Bildverarbeitungskarte entsprechende Auflösung verfügt.

2.1.4. Datensicherung

Da digitalisierte Bilder viel Speicherplatz beanspruchen (4 Bilder = 1 MB), muß für die längerfristige Datensicherung bzw. die Archivierung von Dünnschnitt-aufnahmen ein leistungsfähiges Speichermedium zur Verfügung stehen. Magnetbandkassetten mit maximal rund 100 MB Speichervermögen sind hierfür, u.a. wegen der langen Zugriffszeiten, nur bedingt geeignet. Deswegen wird in erster Linie ein optisches Laufwerk (IBM 3363) eingesetzt, mit dem 200-MB-Platten einmal beschrieben und beliebig oft gelesen werden können.

2.2. Methodik und Verfahren

In diesem Abschnitt werden die methodischen und theoretischen Grundlagen einer vollautomatischen Gefügequantifizierung dargestellt bzw. entwickelt. Da das Verfahren in dieser Form bisher nicht genutzt wurde und in einigen Punkten neue Ansätze zur Gefügeanalyse enthält, sind die folgenden Ausführungen betont allgemein gehalten. Die unbeaufsichtigte und vollautomatische Analyse größerer Probenmengen wird durch den modularen Aufbau der entwickelten Programme ermöglicht: Nur der jeweils benötigte Programmteil wird in den Arbeitsspeicher des Rechners geladen, alle Daten und Informationen, die für mehrere Moduln von Bedeutung sind, werden in frei zugängliche Speicherbereiche geschrieben. Der

größte Teil der Programm-Moduln arbeitet unabhängig von der Bildverarbeitungskarte, Bilder werden als einfache Ketten aus ASCII-Zeichen von je 8 Bit dargestellt und sequentiell verarbeitet oder in Felder eingelesen. Sämtliche Ergebnisse sowie die während der Bearbeitung entstandenen Bilddaten werden nach Ablauf des Gesamtprogramms auf der Festplatte gespeichert. Die Bearbeitung der Proben erfolgt im Rahmen eines Stapelverarbeitungsprogramms auf der Ebene des Betriebssystems (MS-DOS). Aufbau und Organisation der Programme und Verarbeitungsschritte sind aus Abbildung 4 ersichtlich.

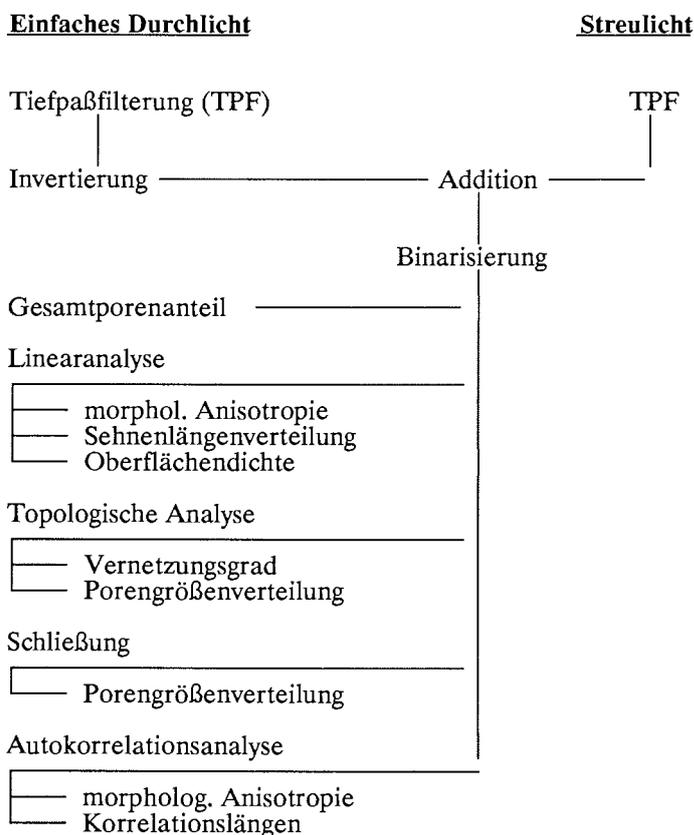


Abb. 4 a: Schema des Ablaufs der Gefügequantifizierung von Eisdünnschnitten bei Aufzeichnung im Durch- und Streulicht.

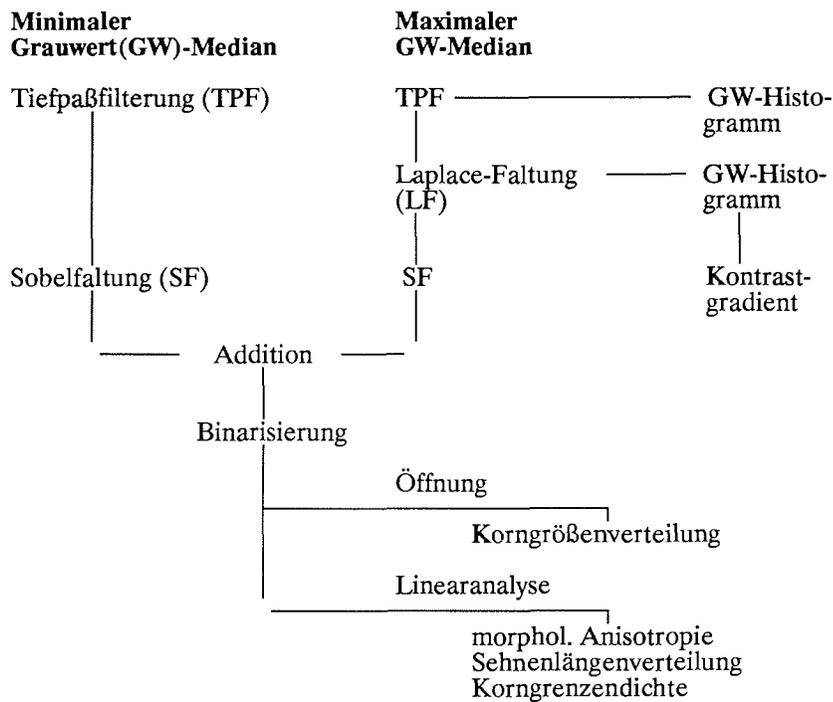
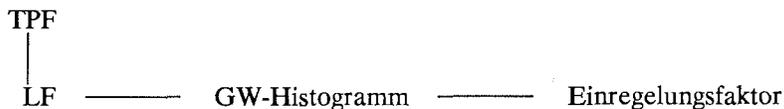
Linear polarisiertes Licht**Zirkular polarisiertes Licht**

Abb. 4 b: Schema des Ablaufs der Gefügequantifizierung von Eisdünnschnitten bei Aufzeichnung im linear und zirkular polarisiertem Licht.

2.2.1. Probenvorbereitung

Die Probenahme und standardisierte Verarbeitung von Meereisbohrkernen sind eingehend in Lange (1988a) sowie Eicken und Lange (1989) beschrieben. In diesem Zusammenhang ist vor allem die Herstellung der Dünnschnitte, die in einem Kühlcontainer an Bord von FS *Polarstern* bzw. im Kaltlabor des AWI bei $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ erfolgt, von Interesse. Eine Probenscheibe von etwa 10 mm Dicke wird auf eine Glasscheibe aufgefroren und die Schnittoberfläche mit einem Mikrotom sowie durch nachträgliches Polieren mit einem Tuch geätzt. Diese vorbehan-

delte Fläche wird auf eine zweite Glasscheibe gesetzt und randlich mit Wasser aufgefroren. Mit einer Bandsäge wird die Probenscheibe bei einer Dicke von 2-3 mm zertrennt und mit Hilfe des Mikrotoms auf die Enddicke von etwa 0,5 mm gebracht. Dieses Verfahren des doppelseitigen Mikrotomierens und Polierens ist etwas aufwendiger als die herkömmliche Methode des Auffrierens auf erwärmte Glasscheiben (vgl. Sinha, 1977), garantiert jedoch artefaktfreie Dünnschnitte hoher Qualität.

2.2.2. Untersuchungen im Durch- und Streulicht

Allgemeines. Bei der Betrachtung von Dünnschnitten im einfachen, d.h. nicht polarisierten Durchlicht, kommt es an Fremdeinschlüssen durch Totalreflektion zu einer Rückstreuung des Lichts, so daß Poren dunkler als ihre Umgebung erscheinen. Der Grenzwinkel der Totalreflektion, der vom Unterschied der optischen Brechzahlen von Matrix und Einschluß abhängt, bestimmt das Erscheinungsbild der Poren im Dünnschnitt. Luftgefüllte Poren heben sich deutlicher vom umgebenden Eis ab als Sole-Einschlüsse, da die Differenz zwischen den Brechzahlen größer ist. Bei seitlichem Lichteinfall erscheinen Poren über dunklem Untergrund durch das von ihnen nach oben abgestrahlte Streulicht heller als ihre Umgebung.

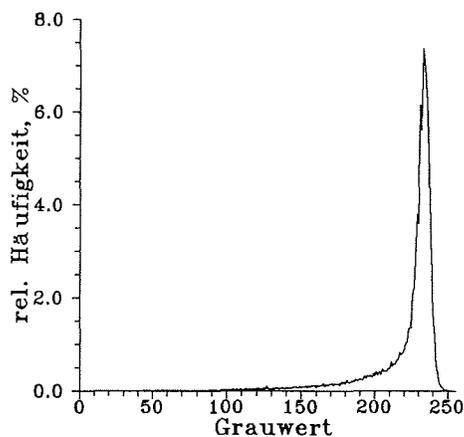


Abb. 5: Grauwerthistogramm einer im einfachen Durchlicht aufgezeichneten Dünnschnittprobe (N8289S5).

Segmentierung. Die automatische Analyse von Menge und Ausbildung des Porenraums setzt die Segmentierung der Rohbilder voraus, d.h. daß Einschlüsse und Kristallbereiche als solche ausgewiesen und für das Bildverarbeitungssystem erkennbar sind. Diese Aufspaltung der digitalisierten Bilder gestaltet sich aufgrund von Überschneidungen in der Grauwertverteilung von Poren und Eisphase nicht so einfach, wie es die obige Skizzierung des physikalischen Hintergrundes erscheinen läßt. Dies geht aus Abbildung 5, die ein Grauwerthistogramm für eine im

Durchlicht aufgenommene Probe zeigt, hervor: Das der Eisphase zuzuordnende Maximum bei hohen Grauwerten fällt stetig zu niedrigen, dem Porenraum entsprechenden Werten ab. Dieser Sachverhalt hat mehrere Ursachen:

- (1) Ausleuchtung bzw. Aufnahmeempfindlichkeit der Videokamera schwanken innerhalb eines Bildes,
- (2) innerhalb von Einschlüssen kommt es zu unterschiedlich starker Absorption bzw. Streuung, so daß Poren texturiert erscheinen und Grauwerte aufweisen können, die teilweise denen des reinen Eises entsprechen,
- (3) durch Streuung an den Phasengrenzen tritt zwischen den Grauwerten des Porenraums und des umgebenden Eises ein kontinuierlicher Übergang auf.

Bei diesen Randbedingungen hat sich die Segmentierung durch Verknüpfung von Durch- und Streulichtbild mit anschließender Binarisierung als bestmögliche Lösung erwiesen. Folgende Schritte werden durchgeführt:

- (1) Erstellung des Negativs vom Durchlichtbild durch eine Zuordnungstabelle (LUT); jedem Grauwert G_{alt} wird ein neuer Wert $G_{neu} = 255 - G_{alt}$ zugewiesen (entsprechend der Grauwertauflösung von 0 bis 255);
- (2) Addition von Durch- und Streulichtbild;

$$G = G_{durch} + G_{streu};$$

- (3) Zurücksetzen aller Grauwerte >255 auf den Wert 255;
- (4) Binarisierung um einen Schwellwert G_S ; sämtliche Bildpunkte mit Grauwerten $<G_S$ gelten als Einschuß und erhalten den Grauwert 0, solche mit Grauwerten $\geq G_S$ werden als Eis angesehen und erhalten den Wert 255.

Die Festlegung des Schwellwerts G_S muß sich an der Grauwertverteilung der jeweiligen Probe orientieren. Ein statischer, für alle Bilder gleichwertiger Schwellwert wäre ohne Nutzen, da die Ausleuchtung der Bilder schwankt. Verfahren, die sich nach der Gesamtgrauwertverteilung richten (Russ und Russ, 1987), scheiden aus, da dies einer Vorbestimmung der Porosität der Proben gleichkäme. Als ein unabhängiges Maß für die mittlere Ausleuchtung einer Probe und damit für die Schwellwertfestlegung erweist sich die relative Position des Mediangrauwerts G_{Md} . Mit einer anhand von 16 repräsentativen Proben empirisch ermittelten quadratischen Gleichung ergibt sich der Schwellwert zu

$$G_S = (2,25 - 0,0125 G_{Md}) G_{Md}.$$

Der bei diesem Verfahren zur Bestimmung des Porenraums auftretende Fehler wird näher im Abschnitt 2.4.1 diskutiert.

Bestimmung der Porosität. Aus dem Flächenanteil der Poren A_p innerhalb eines Dünnschnitts ergibt sich nach Delesse (1847, zitiert in Weibel, 1979) die Porosität V_p gemäß

$$V_p = A_p$$

Diese Beziehung gilt nur für Einschlüsse, die statistisch einheitlich im Raum verteilt sind. In Horizontaldünnschnitten ist diese Bedingung weitgehend erfüllt. Da die Durchmesser der kleineren Poren in der Größenordnung der Dünnschnittdicke liegen, muß jedoch berücksichtigt werden, daß A_p die Projektion sämtlicher Poren eines Probenvolumens in die Kameraebene darstellt (Holmes-Effekt).

Linearanalyse. Zur Charakterisierung der Porengröße und -form kommen

dieselben Verfahren zur Anwendung, die auch für Korngrößenbestimmungen benutzt werden. Aus diesem Grunde wird an dieser Stelle auf eine Beschreibung der Methode verzichtet und auf Abschnitt 2.2.3 verwiesen.

Bestimmung der Vernetzung des Porenraums. Neben den aus der Linearanalyse gewonnenen Daten ist für viele Fragestellungen auch der räumliche Zusammenhang von Einschlüssen untereinander, die Topologie des Porenraums von Interesse. Aussagen über den Grad der Vernetztheit von Poren können mit Hilfe eines Programms zur Kennzeichnung innerhalb eines Dünnschnittes zusammenhängender Porengruppen gemacht werden. Der dem Programm zugrundeliegende Algorithmus unterscheidet sich von anderen Lösungsansätzen (z.B. Rink, 1976) durch das sequentielle, zeilenweise Abtasten einzelner Poren und ermöglicht relativ schnelle Verarbeitungszeiten von meist weniger als 1 Minute.

Im Hinblick auf später diskutierte Fragen sind zwei Größen von Bedeutung (Stauffer, 1986):

- 1) die Perkulationswahrscheinlichkeit PW , die den Anteil des größten zusammenhängenden Einschlusses an der Gesamtfläche des Bildes angibt,
- 2) die sogenannte Suszeptibilität χ_s als ein Maß für die Porengrößenverteilung; sie ist definiert als

$$\chi_s = \sum n_i i^2$$

n_i ist der relative Anteil von Einschlüssen bestehend aus i Bildpunkten an der Gesamtheit der Bildpunkte, wobei der größte zusammenhängende Einschluß *per definitionem* nicht in obige Summe einfließt. Die ebenfalls bestimmte mittlere Porengruppenfläche ist im Vergleich mit der aus der Linearanalyse ermittelten Porenfläche von Interesse.

Autokorrelationsanalyse. Die Autokorrelationsanalyse ist in dreierlei Hinsicht von Nutzen. Zum einen bietet sie die Möglichkeit, Proben in bezug auf etwaige, nicht ohne weiteres erkennbare Anisotropien in Form, Größe oder Verteilung des Porenraums zu untersuchen. Zum anderen erfaßt sie Gefügeparameter, die nicht mit der Linearanalyse ermittelt werden können. Schließlich ist sie unmittelbar für die Betrachtung des Eisgefüges im Hinblick auf sein Verhalten im Rahmen der Mikrowellenfernerkundung von Bedeutung (siehe z.B. Vallese und Kong, 1981).

Die normierte Autokorrelationsfunktion (akf) ist für eindimensionale Verteilungen von x_1, x_2 definiert als (s.a. schematische Darstellung in Abb. 6)

$$\text{akf}(x_1, x_2) = \frac{E[(x_1 - m_1), (x_2 - m_2)]}{S_1 S_2}$$

mit Erwartungswert $E(x_1, x_2)$ und Standardabweichung S bei einem Versatz von m_1 bzw. m_2 (Davenport und Root, 1958). Für die Analyse zweidimensionaler Bildinformation wird akf erweitert zu (Vallese und Kong, 1981):

$$akf(x,y) = \frac{\sum_j^{N_{Sy}} \sum_i^{N_{Sx}} [F_S(i,j) - F'_S][F(i+x,j+y) - F']}{N_{Sx} N_{Sy} S S_S}$$

$F(i,j)$ entspricht den Grauwerten der Bildpunkte innerhalb des Gesamtbildes, $F_S(i+x,j+y)$ entspricht den Grauwerten eines Teilbereichs von F , bestehend aus $N_{Sx} \cdot N_{Sy}$ Bildpunkten. F' , F'_S , S und S_S sind die Mittelwerte bzw. Standardabweichungen von Gesamtbild und Teilbereich und berechnen sich nach

$$F' = \frac{\sum_j^{N_y} \sum_i^{N_x} F(i,j)}{N_x N_y}$$

$$S = \frac{1}{N_x N_y} \sum_j^{N_y} \sum_i^{N_x} [F(i,j) - F']^2$$

Hier sind segmentierte Binärbilder ($G_{Pore} = 0, G_{Eis} = 255$) untersucht worden. Dafür wird ein mittiger Rahmen von 200 Bildelementen Kantenlänge Pixel für Pixel über das Gesamtbild verschoben und für jede dieser Positionen die normierte Autokorrelationsfunktion berechnet (Abb. 6).

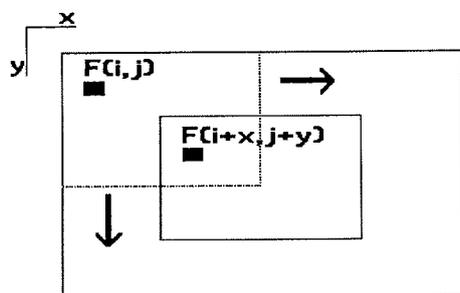


Abb. 6: Schematische Darstellung der Bestimmung der Autokorrelationsfunktion (akf) eines binarisierten Dünnschnittbildes.

Abbildung 31 zeigt das Ergebnis einer solchen Autokorrelationsanalyse als Querschnitt durch die akf-Fläche in x- und y-Richtung. Die maximale Korrelation ($akf = 1$) entspricht der Position, an der das über das Gesamtbild verschobene Fenster mit sich selbst zur Deckung kommt. Die Nebenmaxima sind Folge einer höheren Korrelation zwischen Fenster und Gesamtbild - bedingt durch die räumliche Periodizität der Poren. Die Verschiebung bzw. Schrittweite, bei der die Autokorrelationsfunktion erstmals auf den Wert $1/e$ abfällt, wird als Autokorrelationslänge kl bezeichnet und ist ein Maß für die Größe der betrachteten Phäno-

mene (Vallese und Kong, 1981). Das Verhältnis zwischen der Autokorrelationslänge in x- und y-Richtung stellt ein Anisotropiemaß dar. Der Mindestabstand zwischen statistisch voneinander unabhängigen Punkten entspricht der Schrittweite, für die akf den ersten Nulldurchgang aufweist. Die Betrachtung dieser Linienkorrelationen in zwei orthogonalen Richtungen ist aufgrund des geringeren Rechenaufwands einer vollständigen Korrelationsanalyse vorzuziehen.

2.2.3. Untersuchungen im polarisierten Licht

Allgemeines. Die meisten mineralischen Substanzen besitzen aufgrund ihrer anisotropen Elektronendichteverteilung die Eigenschaft der optischen Doppelbrechung. Ein polarisierter Lichtstrahl, dessen elektrische und magnetische Feldkomponenten jeweils nur in einer Ebene schwingen, wird beim Eintritt in einen doppelbrechenden Kristall in zwei senkrecht aufeinander schwingende Teilstrahlen, den ordentlichen und den außerordentlichen Strahl, aufgespalten. Diese Teilstrahlen pflanzen sich entsprechend der richtungsabhängigen Brechungsindizes im Kristall mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten fort und besitzen bei Verlassen des doppelbrechenden Mediums einen Gangunterschied C . Bei der Überlagerung dieser Teilwellen in einem zweiten Polarisationsfilter erscheinen die Körner in charakteristischen Interferenzfarben.

Über das Zustandekommen der Interferenzfarben entscheiden mehrere Faktoren. Die Doppelbrechung D , üblicherweise als Differenz der Lichtbrechungs-
werte für außerordentlichen und ordentlichen Strahl $n^e - n^o$ der Natrium-D-Linie angegeben (Klockmann, 1978), bestimmt als Materialkonstante in Verbindung mit der Dünnschnittdicke die maximal erreichbare Interferenzfarbe. Bei Verwendung polychromatischen Lichts führt die selektive Auslöschung einzelner Wellenlängen dazu, daß mit abnehmender Probendicke ein Zyklus verschiedener Interferenzfarben durchlaufen wird. Vom sogenannten Weiß höherer Ordnung bei dicken Proben und großen Gangunterschieden C tritt eine Folge charakteristischer Farben bis hin zum Orange und Grau erster Ordnung auf, die sich bis in den Bereich totaler Auslöschung ($C = 0$) erstreckt (vgl. Farbtafel nach Michel-Lévy z.B. in Müller und Raith, 1981).

Die Interferenzfarbe eines Kristalls ist außerdem von seiner Orientierung im Raum abhängig. Eis ist optisch einachsiger (Klockmann, 1978), d.h. Strahlen, die parallel zur optischen Hauptachse (die beim Eis mit der c-Achse übereinstimmt) in den Kristall eindringen, werden nicht doppelt gebrochen, während bei Strahleneinfall senkrecht zur optischen Achse die maximalen Gangunterschiede und Interferenzfarben zu beobachten sind. Im Dünnschnitt erscheinen demnach alle Körner schwarz, die mit ihren c-Achsen senkrecht zur Polarisator- bzw. Dünnschnittebene stehen; solche, deren c-Achsen in der Dünnschnittebene liegen, weisen maximale Interferenzfarben auf. Bei einer Doppelbrechung des Eises von 0,0014 (Hobbs, 1974) und mittleren Schnittdicken von etwa 0,5 mm erstrecken sich die Interferenzfarben der untersuchten Proben demnach vom Grau und Orange-Rot erster Ordnung bis in das Violett-Grün zweiter Ordnung (vgl. Farbtafel nach Michel-Lévy in Müller und Raith, 1981). Unabhängig von der Interferenzfarbe, die nur vom Neigungswinkel des Kristalls bestimmt wird, kann ein Korn je nach azimuthaler Orientierung der optischen Achse gegenüber den Schwingungsrichtungen der

beiden Polarisationsfilter verschieden stark aufgehellt erscheinen. Wird ein Kristall in der Dünnschnittebene um 360° gedreht, so durchläuft er viermal den Wechsel von größter Auslöschung (optische Achse parallel bzw. senkrecht zu den Polarisatoren) bis zu maximaler Helligkeit (optische Achse im Winkel von 45° zu den Polarisatoren, vgl. Abb. 9).

Anders verhalten sich doppelbrechende Medien gegenüber zirkular polarisiertem Licht. Der Endpunkt des Feldvektors einer zirkular polarisierten Welle beschreibt eine kreisrunde Spirale, deren Längsachse parallel zur Fortpflanzungsrichtung des Strahls liegt. Zirkular polarisiertes Licht kann als Kombination zweier linear polarisierter Komponenten, die mit gleicher Amplitude und einer Phasenverschiebung von $\pi/2$ schwingen, aufgefaßt werden. Die azimutale Orientierung der optischen Achse eines Kristalls, der von zirkular polarisiertem Licht durchlaufen wird, hat demnach keinen Einfluß auf den Grad der Auslöschung; der Grauwert des untersuchten Korns wird ausschließlich vom Neigungswinkel der optischen Achse gegen die Horizontale bestimmt.

Die Erzeugung zirkular polarisierten Lichts geschieht durch $\lambda/4$ -Platten, die oberhalb bzw. unterhalb der Probe angebracht werden. Aus dem Verhältnis zwischen Doppelbrechung $D = n^e - n^o$ und Dicke der $\lambda/4$ -Platte d resultiert zwischen den beiden Teilstrahlen ein Gangunterschied $C = d D = (2k + 1) \lambda/4$ (Klockmann, 1978). Nach Durchlaufen des ersten Polarisators und der ersten $\lambda/4$ -Platte ist das Licht zirkular polarisiert und wird durch die zweite $\lambda/4$ -Platte oberhalb der Probe und unterhalb des zweiten Polarisators wieder linear polarisiert.

Digitalisierung. Die Geräteanordnung bei der Aufnahme von Dünnschnittbildern ist aus Abbildung 3 ersichtlich. Der Dünnschnitt ist auf dem Objektträger eines Universal-Drehtisches (UD-Tisch) befestigt und wird durch Neonröhren im Fuß des UD-Tisches gleichmäßig ausgeleuchtet. Beide Polarisatoren (20 cm Durchmesser) sind ebenso wie die wahlweise in den Strahlengang einzubringenden $\lambda/4$ -Platten drehbar. Die Videokamera ist höhenverstellbar über der Probe an einem Stativ angebracht; die Aufzeichnung erfolgt jedoch mit Rücksicht auf die Größe des verwendeten Bohrkernmaterials bei einer einheitlichen Bildkantenlänge von 50 mm. Kamerasteuereinheit und Rechnertastatur befinden sich ebenfalls im Kaltlabor, Rechner und Monitor sind im Vorraum angeschlossen (Abb. 3).

Da die Grauwertverteilung eines im polarisierten Licht digitalisierten Bildes von der azimutalen Orientierung des Dünnschnitts bzw. der Kristalle abhängt, werden die Proben bei verschiedenen Winkelstellungen digitalisiert und der Median der jeweiligen Grauwertverteilung berechnet. Um die Vergleichbarkeit verschiedener Proben sicherzustellen, werden lediglich die zwei Bilder mit maximalem bzw. minimalem Mediangrauwert verarbeitet.

Nichtlineare Bildfaltung und Tiefpaßfilterung. Poren, die zwischen gekreuzten Polarisatoren schwarz erscheinen, können sich ungünstig auswirken, wenn sie innerhalb sehr heller Körner auftreten und somit Korngrenzen vortäuschen. Mit Hilfe der nichtlinearen Filterung (s.u.) können gegenüber ihrer Umgebung stark dunkel erscheinende Poren entfernt werden. Das Verfahren, angewandt auf Einschlüsse bis etwa 0,35 mm Größe hat zur Folge, daß isolierte, dunkel erscheinende

Körner dieser Größe ebenfalls verschwinden. Dies ist aber kaum von Nachteil, da die untersuchten Korngrößen wesentlich höher liegen.

Sämtliche Dünnschnittbilder werden vor ihrer Weiterverarbeitung einer Tiefpaßfilterung im Ortsraum unterworfen, um hochfrequente, auf einzelne Pixel beschränkte Störungen zu glätten. Diese Störungen sind meist eine Folge von Fehlimpulsen bei der Bildaufnahme bzw. der A/D-Wandlung. Die Tiefpaßfilterung ist neben anderen in dieser Arbeit verwendeten Filtern eine Form der Bildfaltung, die an dieser Stelle näher erläutert wird. Die Faltung eines Bildes $s(x,y)$ mit einer Maske $h(u,v)$ der Größe $m \times m$ ist folgendermaßen definiert (Haberäcker, 1985):

$$S'(x,y) = \frac{1}{m^2} \sum_u^{m-1} \sum_v^{m-1} S(x+k-u, y+k-v) h(u,v)$$

mit $k = (m-1)/2$ und $m = 3, 5, 7, \dots$. Die Tiefpaßfilterung wird mit folgender Maske durchgeführt:

$$\begin{matrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{matrix}$$

Die Matrix wird über das gesamte Bild bewegt, wobei jedem Bildelement der Mittelwert seiner 3×3 -Umgebung zugeordnet wird; dies verbessert die Qualität der Bildauswertung ganz erheblich, ohne zu einer Verfälschung von Meßergebnissen zu führen.

Grauwertverteilungen. Aus der Grauwertverteilung zugängliche Parameter, wie z.B. die Differenz zwischen maximalem und minimalem Mediangrauwert eines Dünnschnitts, die statistischen Kenngrößen der Verteilung oder das Amplitudenspektrum der fouriertransformierten Verteilung, beinhalten Informationen zum Gefüge, wie Untersuchungen in der Anfangsphase dieser Arbeit zeigten. Der Informationsgehalt tritt jedoch gegenüber anderen, im folgenden näher beschriebenen Verfahren zurück.

Ein Aspekt der Grauwertverteilung soll dennoch im Hinblick auf das Verhältnis zwischen mittlerer kristalloptischer und morphologischer Orientierung der Körner hervorgehoben werden. Als optisch einachsiges Mineral besitzt Eis eine gerade Auslöschung, d.h. ein beliebiges Korn zeigt maximale Auslöschung, wenn seine c -Achse parallel zur Schwingungsrichtung eines der Polarisatoren steht. Der minimale Median einer Grauwertverteilung zahlreicher Körner entspricht demnach einer bildkantenparallelen mittleren c -Achsenorientierung. Ist nun die morphologische Anisotropie der Eiskristalle an die kristalloptische Orientierung gebunden, so sind in diesem Falle die Körperachsen der Eiskörner bildkantenparallel angeordnet. Damit kann bei der später diskutierten Korngrößenanalyse zwischen (auf das Videobild bezogen) horizontalen und vertikalen Größen unterschieden werden, wobei dieser Unterschied eine Maßzahl für die morphologische Anisotropie darstellt.

Bildkontrast. Der Bildkontrast, also der Gradient der räumlichen Grauwertverteilung, ist in ganz besonderem Maße von der kristalloptischen Orientierung der entsprechenden Kornbereiche abhängig. Die Bestimmung des Kontrasts innerhalb der 8er-Umgebung eines Bildelementes erfolgte mit Hilfe des Laplace-Operators:

$$\begin{array}{ccc} -1 & -1 & -1 \\ -1 & 8 & -1 \\ -1 & -1 & -1 \end{array}$$

Zonen hohen Bildkontrastes werden bei der Faltung hohe Grauwerte zugeordnet, Bereiche niedrigen Kontrastes - wie sie für Regionen einheitlicher kristalloptischer Orientierung typisch sind - erscheinen in tiefen Graustufen (Abb. 7). Eine Unterscheidung zwischen kontrastreichen und -armen Proben kommt einer Trennung zwischen statistisch regellosem und stark eingeregelter Gefüge gleich.

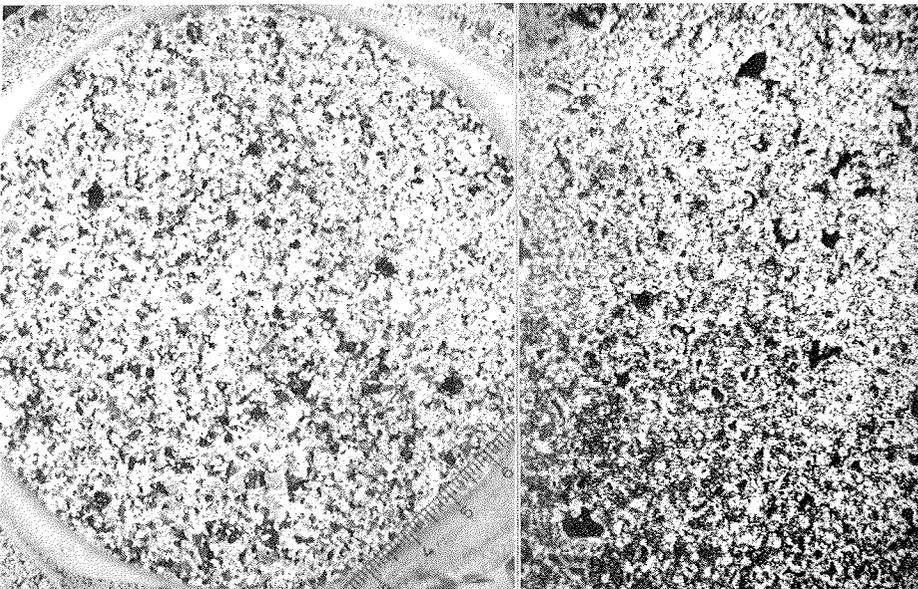


Abb. 7: Original (li.) und Laplace-gefiltertes Dünnschnittbild (re.) einer Probe körnigen Eises (N523931, vertikale Kante des gefilterten Bildes 50 mm hoch).

Die Quantifizierung des Bildkontrasts erfolgt in diesem Fall durch den "Kontrastgradienten" KG, der einen direkten Vergleich zwischen verschiedenen Meereisproben ermöglicht. Zur Berechnung von KG wird ein Histogramm der Grauwertverteilung des Laplace-gefilterten Dünnschnittbildes erstellt (Abb. 8). Durch die Histogrammkurve wird im linearen Bereich (zwischen den Grauwertstufen 20 und 127) eine Regressionsgerade nach der Methode der kleinsten Quadrate gelegt, wobei die Steigung dieser Geraden dem Kontrastgradienten KG ent-

spricht. Was sagt dieser Wert aus? Bildelemente mit hohem Grauwert entsprechen im Laplace-gefilterten Bild Bereiche hohen Kontrastes, die durch stark variierende Kornorientierung oder fehlerhaft aufgezeichnete Pixel innerhalb Zonen geringen Kontrasts bedingt sind. Die Abnahme der niedrigen bis mittleren Grauwerte zum kontrastreichen Ende des Spektrums erweist sich als gute Maßzahl für den Gesamtkontrast, da sie wenig anfällig gegenüber Störungen ist und Informationen über den Kontrastverlauf in kontrastarmen Bereichen enthält. Der Verlauf des Grauwertspektrums unterhalb Grauwerten von 10-20 enthält kaum nutzbare Information.

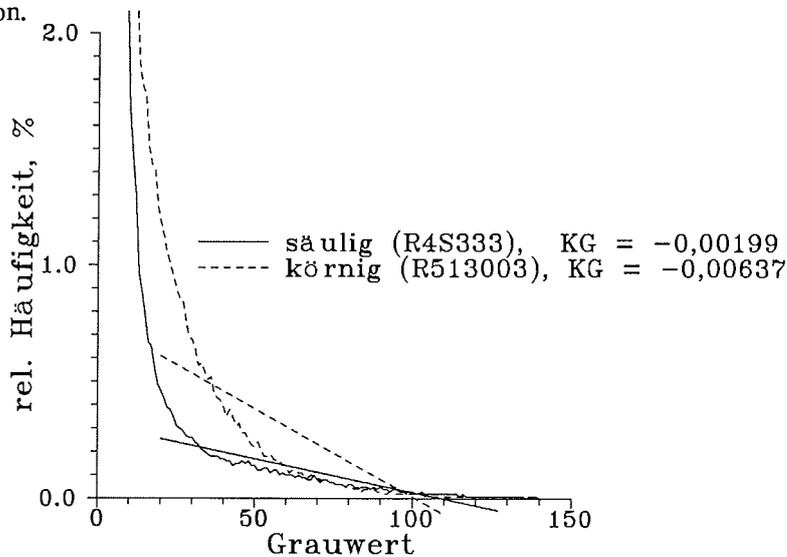


Abb. 8: Grauwert-Histogramme von Laplace-gefilterten Proben zur Bestimmung des Kontrastgradienten KG.

Differenziertere Aussagen über die mittlere Orientierung von Körnern in einer Probe erlaubt die Untersuchung von Proben im zirkular polarisierten Licht. Unabhängig von ihrer azimuthalen Orientierung weisen Körner im zirkular polarisierten Licht ähnliche Interferenzfarben auf, wenn ihre optischen Achsen um den gleichen Winkel gegen die Horizontale geneigt sind. Der Einregelungsfaktor EF, der analog zum Kontrastgradienten an im zirkular polarisierten Licht aufgenommenen Bildern bestimmt wird, erweist sich für das Meereis als zuverlässiges Maß für den Ordnungsgrad der c-Achsenverteilung einer Probe.

Berechnung der Kornorientierung durch harmonische Analyse von Bilderserien.

Das klassische Verfahren zur Bestimmung der kristalloptischen Orientierung von Mineralkörnern ist die Universal-Drehtischmethode (siehe z.B. Bader, 1951), bei der die Lage der c-Achse eines jeden Korns durch eine Folge von Kipp- und Drehbewegungen auf dem frei beweglichen Objektträger ermittelt wird. Selbst bei teilweiser Automatisierung (Lange, 1988b) ist das Verfahren recht zeitaufwendig. Hoher Material- und Zeitaufwand ist auch für röntgenographische Verfahren, von

Mori et al. (1985) mit Eisproben durchgeführt, und in geringerem Maße für die photometrische Bestimmung der c-Achsenverteilung (Price, 1980) typisch. Alle diese Methoden, die letztgenannte mit Einschränkungen, haben gemein, daß sie (1) die einwandfreie Identifizierung von Körnern voraussetzen, (2) die Gitterorientierung innerhalb solcher Körner als homogen ansehen und (3) Körner unabhängig von ihrer Größe mit gleicher Wichtung in die Darstellung der Kristallorientierung eingehen. Hier soll nun zusätzlich zu den im vorigen Abschnitt beschriebenen Einregelungsfaktoren ein Verfahren zur Ermittlung der Kristallorientierung vorgestellt werden, mit dessen Hilfe eine, von den instrumentellen Voraussetzungen eingeschränkte Orientierungsverteilung sämtlicher Bildelemente innerhalb kürzester Zeit erfaßt werden kann.

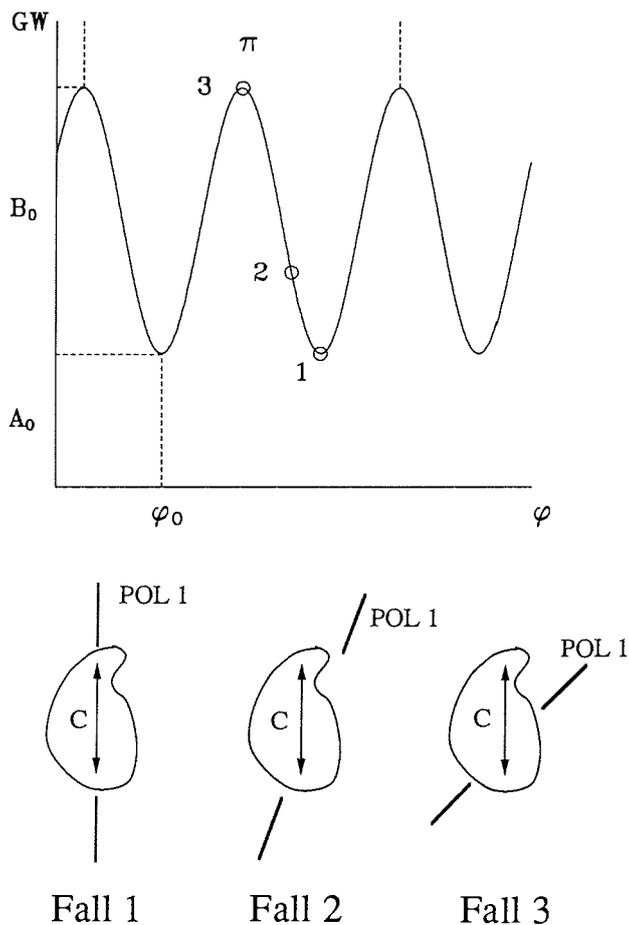


Abb. 9: Auslöschung eines homogenen Korns in Abhängigkeit von der Orientierung der Polarisatoren im Verhältnis zur c-Achse.

Die Farbe eines Mineralkorns zwischen gekreuzten Polarisatoren ist bei vorgegebener Dünnschnittdicke einzig eine Funktion des Kristallneigungswinkels gegen die Hauptachse des Bezugssystems. Der Grad der Auslöschung, also die Kornhelligkeit, wird durch den azimutalen Winkel φ_0 , d.h. die horizontale Komponente der c-Achsenorientierung im Raum, bestimmt. Bei Drehung eines Einkristalls um 360° in der Horizontalen beschreibt die Kornauslöschung vier Perioden einer harmonischen Schwingung (Abb. 9). Die Minimalwerte dieser Kurve entsprechen Kristallorientierungen parallel zur Schwingungsrichtung eines der Polarisatoren, die Maxima solchen im Winkel von 45° dazu. Dieser Umstand ermöglicht es, aus dem Auslöschungsverhalten eines Kornes direkt auf dessen azimutale Orientierung zu schließen. Im Normalverfahren kann allerdings nicht ermittelt werden, welcher der beiden Polarisationsfilter bei maximaler Auslöschung der Hauptkristallachse parallel steht, so daß φ_0 immer aus dem Intervall $(\pi, -\pi)$ in das Intervall $(\pi/2, -\pi/2)$ projiziert wird.

Zur Bestimmung des Phasenwinkels φ_0 genügt nun eine Serie von Aufnahmen eines Kristalls bei unterschiedlichen Orientierungen relativ zu den Polarisationsrichtungen. Die Grauwerte eines jeden Bildelementes innerhalb dieser Serie spannen einen Vektor im N-dimensionalen Raum auf (Abb. 9) dem eine cosinus-Schwingung angeglichen werden kann. Diese Anpassung erfolgt durch Minimierung der Summe des quadratischen Fehlers $\sum \epsilon_k^2$ (vgl. Churchhouse, 1981) der Ausgleichsfunktion

$$y_k = A_0 + B_0 \cos(2\pi k/N - \varphi_0) + \epsilon_k,$$

y_k entspricht dem Grauwert eines k ten Bildes aus einer Serie von N Aufnahmen. Der Grauwert eines Bildpunktes schwankt dann periodisch zwischen dem Basisgrauwert A_0 und der Summe aus A_0 und Amplitude der Schwingung B_0 . Der mittlere quadratische Fehler $F = \sum \epsilon_k^2$ hat sein Minimum dort, wo die partiellen Ableitungen $\delta F / \delta A_0$, $\delta F / \delta B_0$ und $\delta F / \delta \varphi_0$ Null werden. Die Lösung dieses Gleichungssystems ergibt folgende Ausdrücke für A_0 , B_0 und φ_0 :

$$A_0 = 1/N \sum y_k$$

$$B_0 = 2 \sqrt{(d_{\sin}^2 + d_{\cos}^2)}$$

$$\varphi_0 = \arctan(d_{\sin}/d_{\cos}),$$

wobei

$$d_{\sin} = 1/N \sum d_k \sin(2\pi k/N)$$

$$d_{\cos} = 1/N \sum d_k \cos(2\pi k/N)$$

$$d_k = y_k - A_0.$$

Der Grad der Anpassung drückt sich in der nicht durch das Modell erklärten Varianz aus:

$$\epsilon_{ne} = \sum \epsilon_k^2 / \sum d_k^2 = 1 - (N B_0^2) / (2 \sum d_k^2).$$

Sehr aufschlußreich in bezug auf die Orientierung der Körner in einer Probe ist neben der Häufigkeitsverteilung des Phasenwinkels φ_0 die Verteilung der Winkeldifferenzen zwischen benachbarten Bildelementen. Für den Vergleich von Proben einheitlicher oder bekannter Orientierung wird außerdem die mittlere Ausrichtung aller Bildpunkte

$$\varphi_M = \arctan (\sum \sin \varphi_{0i} / \sum \cos \varphi_{0i})$$

bestimmt. Als Maßzahl für den Grad der azimutalen Einregelung dieser Winkelwerte dient die sogenannte Kreisvarianz V_K , die sich aus der normierten Vektorsumme der Einzelorientierungen ergibt (Davis, 1986):

$$V_K = 1 - 1/N \sqrt{[(\sum \cos \varphi_{0i})^2 + (\sum \sin \varphi_{0i})^2]}$$

mit der Gesamtzahl N der eingemessenen Achsenwerte. Für eine statistisch regellose Verteilung nimmt V_K den Wert 1 an, eine vollkommene Einregelung der c -Achsen entspricht $V_K = 0$. In dem hier behandelten Fall muß jedoch berücksichtigt werden, daß $0 \leq \varphi_0 \leq \pi/2$. Um dennoch Kreisvarianzen sinnvoll einsetzen zu können, werden sämtliche ermittelten Winkelwerte mit dem Faktor 4 multipliziert. Ohne diese Multiplikation würde eine statistisch regellose Verteilung nämlich nie $V_K = 1$ entsprechen; der Maximalwert von V_K würde fälschlicherweise bei perfekter Einregelung der Achsen in die 0- bzw 90°-Richtung, die ja in einem solchen Falle gleichwertig wären, auftreten. Es ist allerdings zu berücksichtigen, daß das Verfahren strenggenommen nur für unimodale Verteilungen gilt.

Der Basisgrauwert A_0 beinhaltet Informationen über die Neigung der c -Achse gegen die Horizontale. Eindeutig wird diese Größe nur bei Verwendung einer Farbkamera und bekannter Dünnschnittdicke. Mit einer Schwarz-Weiß-Kamera sind lediglich Eisproben dünner 0,185 mm auswertbar, da nur diese ein ausschließlich aus Grautönen zusammengesetztes Interferenzfarbenspektrum aufweisen. Der Neigungswinkel ρ ergibt sich dann aus A_0 , sofern eine Grauwert-eichung mit einem Kristall bekannter Orientierung erfolgt ist. Der Winkel ρ kann auch aus einer einzigen Aufnahme der Probe in zirkular polarisiertem Licht bestimmt werden: Hier ist es dann wiederum die Farbe des Bildpunktes, die seine Orientierung verrät.

Segmentierung. Vor jede automatische Korngrößen- und Kornformanalyse tritt die Segmentierung, die das Rohbild eines Dünnschnitts so zerlegen soll, daß jedes einzelne Korn als solches für das Bildverarbeitungssystem erkennbar ist. Dies setzt voraus, daß (1) der Begriff "Korn" eindeutig definiert ist und (2) Körner selbständig vom System erkannt werden. Im weitesten Sinne kann ein Korn als Bereich einheitlicher Kristallgitterorientierung mit Einschlüssen anderer Phasen

aufgefaßt werden. Eine automatische Kornerkennung ist somit nur als Erfassung einheitlicher Bereiche möglich. Verwirklicht wird dies mit einem Kontrastfilter, der Korngrenzen, die im polarisierten Licht als räumlich eng begrenzte Übergangszonen zwischen Bereichen einheitlichen Grauwerts erscheinen, identifiziert und markiert.

Der Vergleich verschiedener Kontrastfilter (Kompaßgradient, Laplace, etc.) bei der Segmentierung einer repräsentativen Auswahl von Meereisproben zeigt, daß der Sobel-Operator zu den besten Ergebnisse führt. Der Sobel-Operator berechnet für jedes Bildelement den Gradient in x- und y-Richtung mit folgenden Masken (Haberäcker, 1985):

$$S_x = \begin{matrix} 1 & 0 & -1 \\ 2 & 0 & -2 \\ 1 & 0 & -1 \end{matrix}$$

$$S_y = \begin{matrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{matrix}$$

Ähnlich dem Laplace-Operator erscheinen Bereiche starken, räumlich eng begrenzten Kontrastes in hohen Grautönen. Da jedoch die Gradientenberechnung zunächst für x- und y-Richtung getrennt erfolgt und jeweils nur die übernächste Spalte bzw. Zeile berücksichtigt wird, spricht der Sobel-Operator gegenüber kleinen, zufälligen Schwankungen in der Grauwertverteilung nicht an. Die Struktur der Maske hat eine Schrumpfung der Körner zur Folge, da die Korngrenzen im Verlauf der Faltung um durchschnittlich 2 Pixel wachsen, was insbesondere bei der Linearanalyse berücksichtigt werden muß.

Nicht alle Korngrenzen sind bereits aus einem Dünnschnittbild deutlich ersichtlich. Zur eindeutigen Identifizierung der Einzelkörner einer Probe ist eine ungleich größere Serie von Dünnschnittaufnahmen erforderlich. Die Verknüpfung der zwei bei minimalem und maximalen Mediangrauwert aufgenommenen Bilder genügt jedoch vollauf. Beide Aufnahmen werden einer Sobel-Filterung unterzogen und anschließend addiert, wobei alle Grauwerte von 256 und mehr auf den Wert 255 zurückgestuft werden.

Der letzte Schritt der Segmentierung zielt darauf ab, Korngrenzen von Zonen geringeren Kontrastes (z.B. Poren) zu unterscheiden und das Bild direkter Auswertung zugänglich zu machen. Dies geschieht durch Binarisierung des Bildes unter Vorgabe eines Schwellwertes G_S . Jedem Bildelement wird ein Grauwert G' von entweder 0 oder 255 zugeordnet; es gilt

$$G' = 0 \iff G < G_S$$

$$G' = 255 \iff G \geq G_S$$

Auf dem Bildschirm erscheinen Körner nun schwarz, Korngrenzen weiß. Bei der Binarisierung muß sichergestellt sein, daß Korngrenzen oberhalb des Schwellwerts liegen, der nicht signifikante Kontrastanteil aber darunter. Eine dynamische Schwellwertfindung in Abhängigkeit eines festgelegten Prozentsatzes von Korngrenze am Gesamtbild, von Russ und Russ (1987) und anderen Autoren empfohlen, führt in diesem Fall nicht zum Erfolg, da der Korngrenzenanteil verschiedener Eistypen stark schwankt. Als optimal für diese Fragestellung erweist sich die Segmentierung bei einem festem Schwellwert von $G_S = 128$.

Linearanalyse. Sind durch die Segmentierung die Korngrenzen klar definiert, können aus dem segmentierten Bild Informationen über Größe und Form der Körner gewonnen werden. Dies erfolgt durch die Linearanalyse, d.h. die Bestimmung der - auf das Videobild bezogen - horizontalen und vertikalen Sehnen, also den Strecken, die Bildzeilen und -spalten von den einzelnen Körnern abschneiden (Abb. 10). Aus der Gesamtanzahl der Sehnen kann auf die Korngrenzen- bzw. Umfangdichte rückgeschlossen werden. Jede Sehne ist von zwei Bildelementen begrenzt, die Teil einer Korngrenze bzw. eines Kornumfangs sind (vgl. Abb. 10). Die Anzahl der Sehnen entspricht somit der halben Anzahl von Umfang-Pixeln. Aus der Gesamtlänge des pro Bildfläche enthaltenen Umfangs ergibt sich die Umfangdichte U_A , die nach Delesse (1847, zitiert in Weibel, 1979) gleich der Kornoberflächendichte ist.

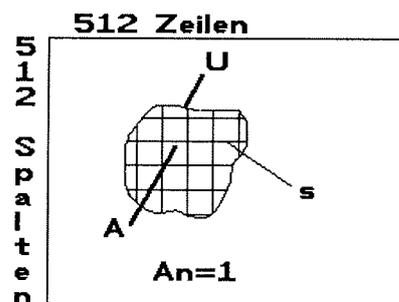


Abb. 10: Schematische Darstellung der Linearanalyse.

Setzt man die Häufigkeiten der aus Spalten bzw. Zeilen ermittelten Sehnen zueinander ins Verhältnis, so erhält man nach Kompensierung der kamerabedingten Bildstauchung eine Maßzahl (A_n) für die mittlere morphologische Anisotropie. Eine Ansammlung von Körnern runden Querschnitts entspricht einem A_n -Wert nahe 1, bei in einer Richtung gelängten Körnern ist A_n deutlich kleiner als 1. Dies gilt strenggenommen nur für Körner, deren Längsachse im Mittel kantenparallel orientiert ist. Fallen bei den untersuchten Eisproben jedoch kristallographische und morphologische Orientierung zusammen, so daß die Richtung der maximalen Auslöschung parallel zur Längs- bzw. Querachse der Körner verläuft, so ist die obige Bedingung erfüllt, da bei der Digitalisierung die kantenparallele Orientierung der Richtung der maximalen Auslöschung sichergestellt ist.

Bei der Linearanalyse ist zu berücksichtigen, daß am Bildrand abgeschnittene Körner nur teilweise erfaßt werden. Um diesen Randeffect zu kompensieren, wurde ein Verfahren entwickelt, das anders als die von Hougardy und Stienen (1978) geschilderte Methode bereits bei der Erfassung der Sehnenlängen wirksam wird und sich an den maximalen Ausmaßen der im Dünnschnitt vorliegenden Körner orientiert. Da letztere jedoch die Größenordnung der bearbeiteten Dünnschnitte teilweise überstiegen und somit die Vergleichbarkeit innerhalb des gesamten Datensatzes nicht gewährleistet ist, wurde auf eine generelle Randkor-

rektur für das hier untersuchte Probenmaterial verzichtet und lediglich exemplarisch im Rahmen der Fehlerbetrachtung durchgeführt.

Aus der Linearanalyse eines Bildes ergibt sich die Sehnenlängenverteilung, bei der die horizontalen Sehnen durch die Bildstauchung bedingt statistisch überrepräsentiert sind. Da dies jedoch nur bei anisotropen Proben ins Gewicht fällt und dann für alle Fälle gleichermaßen gilt, werden horizontale und vertikale Sehnen der Übersichtlichkeit und des größeren Informationsgehaltes wegen in einer Gruppe zusammengefaßt. Die Verteilung der Sehnenlänge s einer jeden Probe von insgesamt N Sehnen wird durch folgende Parameter beschrieben (Lloyd, 1980):

- (i) Mittelwert $s_M = 1/N \sum s_i$
- (ii) Standardabweichung $\sigma = [1/(N-1) \sum (s_i - s_M)^2]^{1/2}$
- (iii) Schiefe $f = 1/N \sum [(s_i - s_M)/\sigma]^3$
- (iv) Kurtosis $k = 1/N \sum [(s_i - s_M)/\sigma]^4 - 3.$

Während der Mittelwert und die Standardabweichung ein Maß für die mittlere Korngröße und die Streuung um diesen Wert darstellen, beschreiben Schiefe und Kurtosis die Abweichung von einer Normalverteilung. Die Schiefe drückt die Asymmetrie der Verteilungsfunktion aus: Für $f < 0$ neigt sich die Kurve zu tieferen, für $f > 0$ zu höheren Werten. Die Kurtosis beschreibt die Spitzigkeit des zentralen Maximums im Verhältnis zur Normalverteilung: Ist $k < 0$ läuft das Maximum spitz zu, bei $k > 0$ ist es schwächer gekrümmt als das einer Normalverteilung. Die Momente höherer Ordnung entfalten ihre Aussagekraft erst bei der Analyse großer Datensätze; im Rahmen dieser Untersuchung, bei der pro Dünnschnitt zehntausende Sehnenlängen anfallen, erweisen sie sich neben Mittelwert und Standardabweichung als äußerst nützliche Gefügeparameter.

Die statistischen Momente sind auch in anderer Hinsicht von Nutzen. Für konvexe Körper sind nämlich mittlere Kornfläche und mittlerer Kormumfang direkt vom ersten und dritten Moment s_{M1} bzw. s_{M3} abhängig. Es gilt (Crofton, 1868; Davies, 1962):

$$s_{M1} = \pi A_M / U_M.$$

A_M ist die mittlere Fläche, U_M der mittlere Umfang der Körner. Das erste Moment ist gleich dem Mittelwert der Sehnenlänge, $s_{M1} = 1/N \sum s_i$. Außerdem ist

$$s_{M3} = 3(A_M)^2 / U_M$$

mit $s_{M3} = 1/N \sum s_i^3$. Hieraus können mittlere Fläche und mittlerer Umfang für ein Dünnschnittbild berechnet werden.

Die aus der Linearanalyse erhaltenen Informationen beziehen sich alle auf innerhalb der Dünnschnittebene gemessene Größen. Die Sehnenlängenverteilung

kann nur indirekt Aufschluß über die eigentliche, dreidimensionale Korngrößenverteilung geben, da die im Dünnschnitt angeschnitten Kornpartien meist kleiner als der maximale Kornquerschnitt sind. Krumbein (1935) beschäftigte sich im Rahmen der Dünnschliffpetrographie mit diesem Problem, das an die von Buffon (1777, zitiert in Weibel, 1979) beantwortete Grundfrage der Integralgeometrie anknüpft: Mit welcher Wahrscheinlichkeit treten bestimmte Verknüpfungen von Testobjekten in einer gegebenen räumlichen Anordnung auf (z.B. Wahrscheinlichkeit mit der eine zufällig orientierte Gerade einen Würfel schneidet)? Eine Reihe von Lösungsansätzen, insbesondere in bezug auf eine Verteilung kugeligter Körper im Raum, stammt aus dem Umfeld der Materialwissenschaft.

In der metallographischen Linearanalyse wird häufig die Methode von Cahn und Fullman (1956) angewandt. In diese analytische Lösung des Problems gehen die Wahrscheinlichkeit, mit der Testlinien in einem mit Kugeln gefüllten Volumen diese Kugeln schneiden, sowie die Wahrscheinlichkeit mit der die Testlinien aufgrund ihres Abstands zum Kugelzentrum Sehnen bestimmter Länge erzeugen, ein. Daraus ergibt sich die Anzahl der Sehnen mit Längen zwischen s und $s+ds$ pro Längeneinheit zu

$$n(s) ds = s ds \pi/2 \int_s^{D_{\max}} n(D) dD,$$

wobei $n(D)dD$ die Anzahl der Kugeldurchmesser zwischen D und $D+dD$ pro Volumeneinheit ist. Cahn und Fullman (1956) lösen diese Gleichung durch Differenzierung des Integrals, so daß die Verteilung der Kugeldurchmesser als Funktion der Steigung der Sehnenlängenverteilung beschrieben wird. Dies setzt eine stetige, differenzierbare Verteilungsfunktion $n(s)$ voraus. Durch die Digitalisierung der Bildinformation und die Klassierung der Sehnenlängen bedingt, liegt $n(s)$ hier jedoch als diskrete Verteilung vor.

Der Lösungsansatz von Bockstiegel (1966) wird diesen Gegebenheiten gerecht. Bockstiegel gelangt analog zu Cahn und Fullman (1956) ebenfalls zu obiger Gleichung, die er aber mit Hilfe des Mittelwertsatzes in die Form

$$\begin{aligned} n_i &= \pi/2 \int_{s_{i-1}}^{s_i} s ds \int_{s_{i-e}}^{D_{\max}} n(D) dD \\ &= \pi/4 (s_i^2 - s_{i-1}^2) \int_{s_{i-e}}^{D_{\max}} n(D) dD \end{aligned}$$

überführt. Für die Integrationsgrenzen gilt $s_{i-1} < s_{i-e} < s_{i+1}$. In hinreichender Näherung kann

$$s_{i-e} \approx s_{i-1/2} \quad \text{und} \quad s_{i+e} \approx s_{i+1/2}$$

gesetzt werden. Hieraus ergibt sich die Anzahl der Kugeln $n_{i+1/2}$ mit Durchmessern zwischen $s_{i-1/2}$ und $s_{i+1/2}$ zu

$$n_{i+1/2} = 4/\pi \left[\frac{n_i}{s_i^2 - s_{i-1}^2} - \frac{n_{i+1}}{s_{i+1}^2 - s_i^2} \right].$$

Diese Gleichung, die zur Berechnung einer räumlichen Korngrößenverteilung verwendet wird, gilt strenggenommen nur für kugelige Körper. Durch Einführung eines Äquivalentkugeldurchmessers für nichtsphärische Objekte erweitert Bockstiegel (1966) jedoch den Anwendungsbereich. In einer Untersuchung von magmatischen Gesteinen wendet Dearnley (1985) die Cahn-Fullman-Methode ebenfalls auf nichtkugelige Gefüge an.

Morphologische Größenmessungen und digitale Siebung. Aus der Linearanalyse gehen zunächst keine zwei- oder dreidimensional gültigen Parameter wie z.B. Korngrößen hervor. Dieser Schritt kann unter bestimmten Voraussetzungen rechnerisch bewältigt werden, die mathematische Morphologie, wie sie in den 60er und 70er Jahren von den Franzosen G. Matheron und J. Serra (Serra, 1982) im Rahmen der morphologischen Bildverarbeitung entwickelt wurde, bietet allerdings die Möglichkeit, implizit zweidimensional gültige Größen direkt am Dünnschnittbild zu bestimmen. Mathematische Morphologie ist im wesentlichen eine Verknüpfung von Geometrie und Mengenlehre. Bilder sind demnach aus einer Anzahl Teilmengen, in diesem Falle Körnern und Korngrenzen, aufgebaut, die mit Hilfe von morphologischen Filtern u.a. eingehend im Hinblick auf ihre geometrischen Eigenschaften beschrieben werden können.

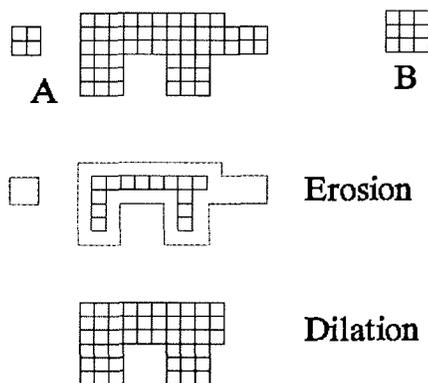


Abb. 11: Schematische Darstellung der Öffnung eines Bildausschnittes (A) durch sequentielle nichtlineare Filterung mit einer quadratischen 3er-Maske (B).

Morphologische Filter ähneln prinzipiell linearen Filtern, wobei ihre Anwendung jedoch einer nichtlinearen Faltung gleichkommt, die den geo-

metrischen Aufbau des gefalteten Bildes nur unwesentlich verändert. Abbildung 11 erläutert ihre Funktionsweise ebenso wie das Prinzip der morphologischen Öffnung. Die verwendeten morphologischen Filter basieren auf einer Maske aus 3*3 Elementen, die Pixel für Pixel über das Bild versetzt wird. Bei der sogenannten Dilation eines Bildes werden die Pixel, die sich jeweils im Ursprung der Maske befinden, auf den maximalen Grauwert, der momentan von der Maske abgedeckt wird, gesetzt (Serra, 1982). Aus diesem Grund spricht man auch von einer Maximumsfaltung. Für Binärbilder, wie sie auch hier verwendet werden, kommt dies einem Expandieren der Bereiche maximalen Grauwerts gleich. In Abbildung 11 schrumpfen somit die beiden dargestellten Körner ($G = 0$) auf Kosten der Korngrößen ($G = 255$). Körner, die kleiner als die morphologische Maske sind, verschwinden völlig. Die Dilation ist der sogenannten Minkowski-Addition aus der Integralgeometrie gleichwertig und stellt mengentheoretisch die Vereinigung der Menge A (Körner) mit den Vektorverschiebungen aller Elemente b der Menge B (Maske mit 9 Elementen) dar (Serra, 1982):

$$A \oplus B = \bigcup_{b \in B} A + b$$

Die hierzu komplementäre Faltung ist die Erosion oder Minimumsfaltung, die Pixel im jeweiligen Ursprung der Maske auf den minimalen Umgebungswert setzt. In Abb. 11 entspricht dies einem Wachstum der Körner und der Schrumpfung von Korngrößen. Formal betrachtet stellt diese, einer Minkowski-Subtraktion entsprechende Faltung die Bildung der Schnittmenge aus A und der Summe der Vektorverschiebungen von B dar:

$$A \ominus B = \bigcap_{b \in B} A + b.$$

Die aufeinanderfolgende Durchführung von Maximums- und Minimumsfaltung wird als morphologische Öffnung bezeichnet (Serra, 1982):

$$\ddot{O}(A,B) = [A \ominus B^T] \oplus B,$$

wobei B^T der um den Ursprung gespiegelten Maske B entspricht; für um den Ursprung symmetrische Masken gilt $B = B^T$. Die Öffnung zeichnet sich vor allem durch die in der Mathematik selten anzutreffende Eigenschaft der Idempotenz aus und widerspricht somit dem "Viel-hilft-viel"-Prinzip, da auch die wiederholte Durchführung der Öffnung stets zum selben Ergebnis führt. Wesentlich wichtiger ist jedoch die Tatsache, daß die Öffnung eine Größenbestimmung ermöglicht, da alle Bildelemente, die kleiner als die verwendete morphologische Maske sind, nach der Öffnung aus dem Bild verschwunden sind. Die sequentielle Öffnung eines Bildes mit stetig wachsenden Maskengrößen kommt somit einer digitalen Siebung gleich, die sämtliche Körner unterhalb der jeweiligen digitalen "Maschenweite" (d.h. der Maskengröße) eliminiert. Im Gegensatz zur echten Siebung, die zusammenhängende Körner als eine Einheit auffaßt, wird bei der Öffnung zwischen

morphologischen Extremitäten wie Auswölbungen und Kornbrücken und Kernbereichen unterschieden (vgl. Abb. 11).

Zhuang und Haralick (1986) befassen sich eingehend mit der Möglichkeit der Maskenzerlegung. Demnach kann eine komplexe morphologische Maske in einfachere Komponenten zerlegt werden, ohne das Ergebnis einer Erosion oder Dilation zu beeinflussen. In dieser Arbeit wird Masken mit Kantenlängen > 3 Bildelementen durch wiederholte Anwendung der 3er-Maske entsprochen, da das Verfahren im Rahmen der verwendeten Hardware die geringste Rechenzeit beansprucht. Die Verwendung quadratischer Masken hat zur Folge, daß für gelängte Körner stets die Hauptachse mit der geringeren Abmessung als Maß für die Korngröße bestimmt wird. Da dieser Umstand systematisch in die Messungen eingeht, hat er keine weiteren Auswirkungen, zumal unter Berücksichtigung der Linearparameter die Möglichkeit zur Rückrechnung auf Längs- und Querachse besteht.

2.3. Ergebnisse

2.3.1. Nomenklatur des Meereisgefüges.

Gefügeuntersuchungen an Meereisproben werden durch die uneinheitliche Verwendung von Fachbegriffen erschwert. Terme, die sich auf den Entstehungsmodus eines Eistyps bzw. auf dessen Textureigenschaften beziehen, werden z.B. häufig synonym verwendet. So versteht man unter "frazil ice" laut offizieller WMO-Nomenklatur (World Meteorological Organisation, 1985) winzige Eisplättchen und -nadeln, die frei im Wasser schweben. In der Literatur wird dieser Begriff jedoch oft verwendet, um körniges Eis zu bezeichnen (Weeks und Ackley, 1982). Letzteres entsteht zwar meist aus Kristallansammlungen an der Meeresoberfläche, kann aber auch auf anderem Wege gebildet werden. Das Streben nach einer einheitlichen Bezeichnungsweise (s.a. Gow et al., 1987, die zwischen "granular"- und "columnar"-Textur sowie "congelation"- und "frazil"-Wachstum unterscheiden), führte bei der Klassifizierung von Süßwassereis zu einem System, das Eistypen aufgrund der Kornmorphologie in Buchstabe-Ziffer-Folgen verschlüsselt (Michel und Ramseier, 1971; Cherepanov, 1974).

In Tabelle 1 ist ein textur- bzw. entstehungsgebundenes Klassifizierungsschema aufgeführt (modifiziert nach Eicken und Lange, 1989). Um das Verständnis der im folgenden dargestellten Ergebnisse zu erleichtern, sind zusätzlich in Stichworten die Entstehungsmechanismen der einzelnen Typen (nach Weeks und Ackley, 1982, bzw. Eicken und Lange, 1989) angegeben. Vermengt und verzahnt säulig/körniges Eis werden zusammenfassend als gemischt säulig/körniges Eis angesprochen. Die in Abbildung 12a-e gezeigten Dünnschnittaufnahmen illustrieren die Charakteristika der einzelnen Gefügeklassen.

Tabelle 1: Texturale und genetische Klassifikation von Meereisgefügen

Texturklasse	Körner	Sole-Einschlüsse	Entstehungsmodus
pflasterkörnig	isometrisch; ebene Korngrenzen mit Tripelpunkten	inter- granular, rundlich	Umkristallisation körnigen/säuligen Eises bzw. von Schnee
rundkörnig	isometrisch, konvex; teilw. rauhe Korngrenz- flächen	inter- granular, rundlich	Verfestigung von Schwemmeis, das aus der Wassersäule auf- schwimmt
säulig	vertikal stark, horizontal schwach gelängt	intra- granular, lagig	langsames Anwachsen von Eis an bestehende Eisdecke unter ruhigen Wachstums- bedingungen
verzahnt säulig/körnig	einheitliche Form, leicht gelängt, verzahnt	vorwiegend intergran., Ketten rundl. Poren	schnelles Anwachsen an bestehende Eis- decke unter dyna- mischen Wachstums- bedingungen
vermengt säulig/körnig	Bereiche körnigen und säuligen Eises liegen nebenein- ander vor	inter- und intragran., rundlich und lagig	Vermengung bei Deformation säuligen und körnigen Eises, Hohlraumwachstum

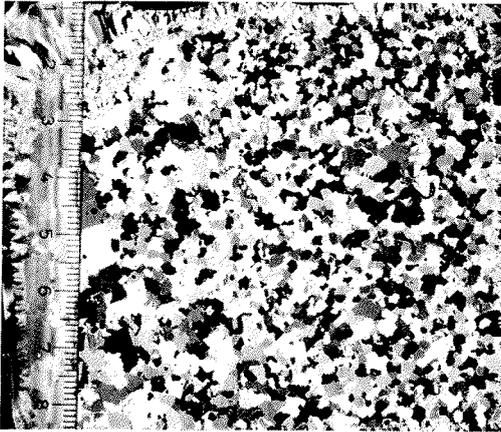


Abb. 12 a: Horizontaldünnschnitt einer pflasterkörnigen Eisprobe (dieses und folgende Bilder zwischen gekreuzten Polarisatoren aufgezeichnet, Millimetermaßstab im Bild).

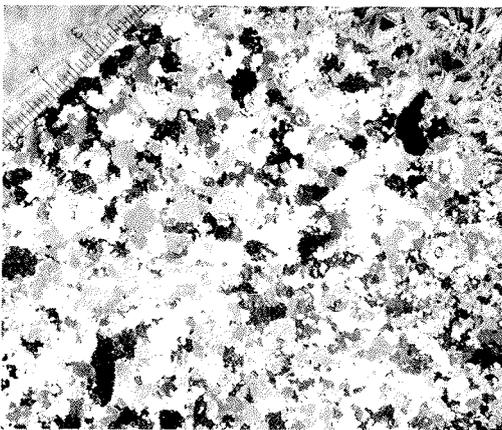


Abb. 12 b: Horizontaldünnschnitt einer rundkörnigen Eisprobe.

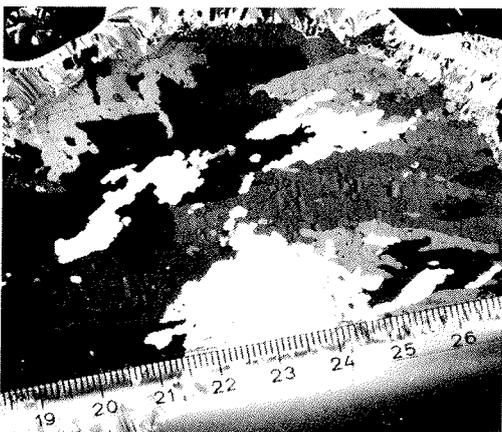


Abb. 12 c: Horizontaldünnschnitt einer säuligen Eisprobe.

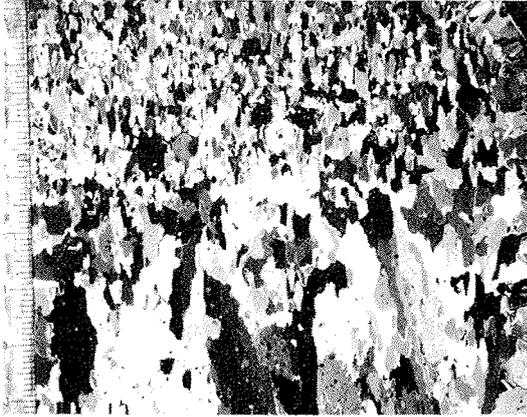


Abb. 12 d: Vertikaldünnschnitt einer Übergangszone zwischen rundkörnigem und säuligem Eis.

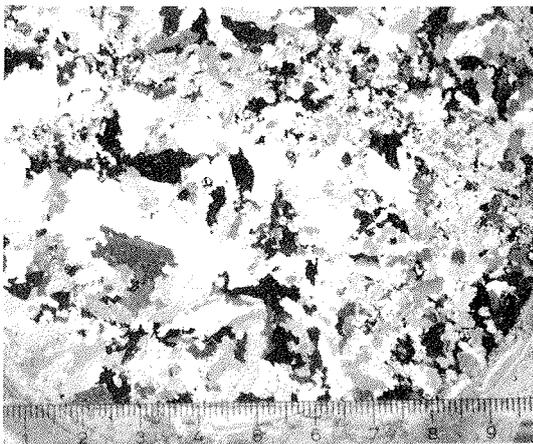


Abb. 12 e: Horizontaldünnschnitt einer gemischt (vermengt) säulig/körnigen Eisprobe.

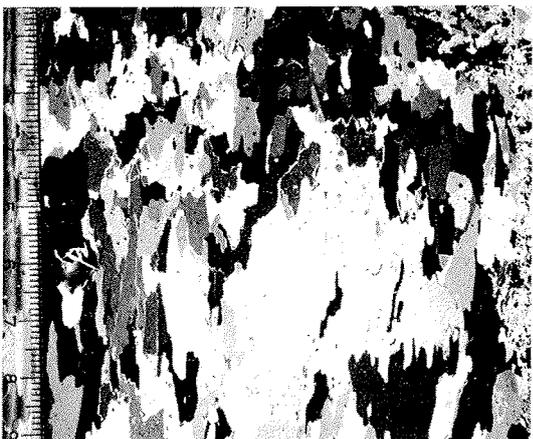


Abb. 12 f: Vertikaldünnschnitt einer gemischt (verzahnt) säulig/körnigen Eisprobe.

2.3.2. Untersuchungen im polarisierten Licht: Die Eiskörner

Die Auflösung bestimmt, was gemessen wird: zur fraktalen Geometrie des Meereisgefüges. Mineralische Gefüge ähneln sich bei der Betrachtung unter verschiedener Auflösung oft außerordentlich. Linearparameter, wie z.B. Sehnenlängen, die an solchen Proben bestimmt werden, hängen demnach von der optischen Auflösung des Bildmaterials ab. Im Rahmen der klassischen Stereologie wird diese Frage jedoch meist nur am Rande erörtert (siehe z.B. Weibel, 1979). Mandelbrot (1983) gelang es mit Hilfe des Konzepts der fraktalen Geometrie, die Skalenabhängigkeit als Quelle zusätzlicher Information zu erschließen. Basierend auf einer Untersuchung Richardsons (1961, zitiert in Mandelbrot, 1983), zieht Mandelbrot (1967) die Frage nach der Länge der Küstenlinie Englands bei der Betrachtung des Problems heran. Er zeigt, daß die Länge des Umfangs U einer Fläche von der Größe der Maßstabseinheit L abhängt, mit der U in N Schritten ummessen wird (Abb. 13):

$$U = L N.$$

Die Schrittzahl N ist im allgemeinen Fall eine nichtlineare Funktion der Maßstabseinheit:

$$N = k L^{-D}$$

mit der Konstanten k und einem Exponenten D . Letzterer hat den Charakter einer Dimension, kann jedoch im Gegensatz zur topologischen Dimension D_T , die nur ganzzahlig (z.B. $D_T = 2$ für eine Ebene) auftritt, auch gebrochene Werte annehmen. Die Umfanglänge einer Fläche beträgt somit

$$U = k L^{1-D}.$$

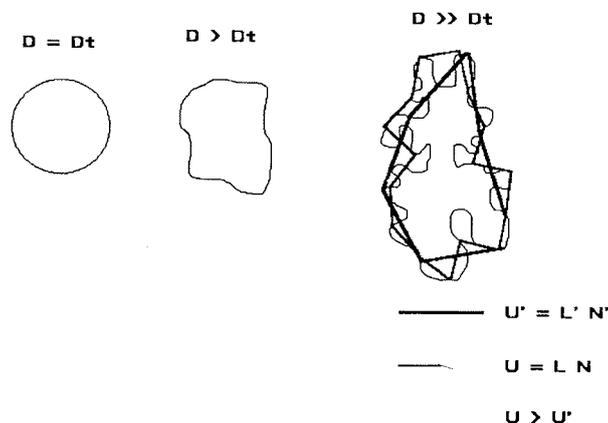


Abb. 13: Schematische Darstellung der Abhängigkeit des gemessenen Umfangs von der Maßstabsgröße für Kurven mit unterschiedlicher fraktaler Dimension.

Die fraktale Dimension kann als eine Art "effektive Dimension" aufgefaßt werden. Diese beschreibt die Aufblähung der topologischen Dimension einer Menge durch das Ausmaß ihrer inneren Windungen (Abb. 13), wobei z.B. die frak-

tale Dimension D von Kurven ($D_T = 1$) je nach Grad ihrer Selbstähnlichkeit Werte zwischen 1 und 2 annehmen kann. Für ein einfaches Quadrat ist $D = 1$; Kurven, die so stark gewunden sind, daß sie Flächen füllen, weisen $D = 2$ auf.

Werden bedingt skaleninvariante Parameter, wie z.B. Sehnenlänge oder Korngröße, logarithmisch gegen die Auflösung aufgetragen, so ergibt sich die fraktale Dimension aus der Steigung der Kurve

$$\log(U) = (1-D) \log(L) + \log(k).$$

Im folgenden wird versucht, im Sinne einer Arbeit von Dearnley (1985) an basischen Ganggesteinen, die Abhängigkeit der mittleren Sehnenlänge von der Bildauflösung für Eisproben zu quantifizieren. Im Erfolgsfall würde dies den direkten Vergleich von bei unterschiedlicher Vergrößerung aufgezeichneten Bildern ermöglichen.

Über die Spanne der erreichbaren Vergrößerungen - durch Dicke und Durchmesser der Proben sowie die verwendete Kamerakonfiguration stark eingeschränkt - ist für eine Serie von vier Proben der Kehrwert der mittleren Sehnenlänge in Abhängigkeit von der Bildkantenlänge BK ermittelt worden (Abb. 14). Nach der Methode der kleinsten Quadrate aus der Steigung ermittelte Werte für D sind ebenfalls angegeben.

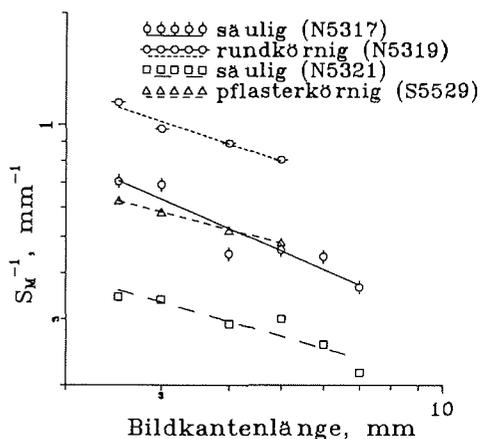


Abb. 14: Abhängigkeit des Kehrwerts der mittleren Sehnenlänge von der Auflösung für vier bei verschiedenen Vergrößerungen aufgezeichnete Proben.

Zusätzlich ist ein automatisches Verfahren entwickelt worden, das auf der morphologischen Bildfilterung basiert und einen größeren Auflösungsbereich abdeckt. Bei der morphologischen Öffnung eines Bildes mit Masken ansteigenden Durchmessers werden Details (Körner oder Kornauswüchse) zunehmender Größe aus dem Bild entfernt. Somit entspricht die schrittweise morphologische Öffnung prinzipiell einer Betrachtung unter schrittweise verringerter Auflösung; die Maskengröße ist dann dem Bildmaßstab vergleichbar. Dieser Umstand gestattet es, an einem Dünnschnittbild Linearparameter - hier die mittlere Sehnenlänge - bei verschiedenen effektiven Auflösungen zu bestimmen. Abbildung 15 zeigt

solche Kurven für drei ausgewählte Proben. Die Schwankungen im Kurvenverlauf rühren einerseits daher, daß große Masken den Körnern ihre eigene, quadratische Geometrie aufprägen (s.a. Flook, 1978), andererseits sind sie durch die abnehmende Anzahl größerer Körner und die damit verbundene Erhöhung des Fehlers bedingt. Die in Tabelle 2 dargestellten fraktalen Dimensionen von Linienmessungen in der Dünnschnittebene ($1 \leq D \leq 2$), sind aus diesem Grunde lediglich aus dem unverfälschten Teil des Kurvenverlaufs nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt worden. Der Korrelationskoeffizient R , der durchweg innerhalb des Rahmens der 95%-Zuverlässigkeitsgrenze (Lloyd, 1984) liegt, und der Achsenabschnitt A , der den auf 1 mm Auflösung normierten Kehrwert der mittleren Sehnenlänge $1/s_M$ darstellt, sind ebenfalls angegeben.

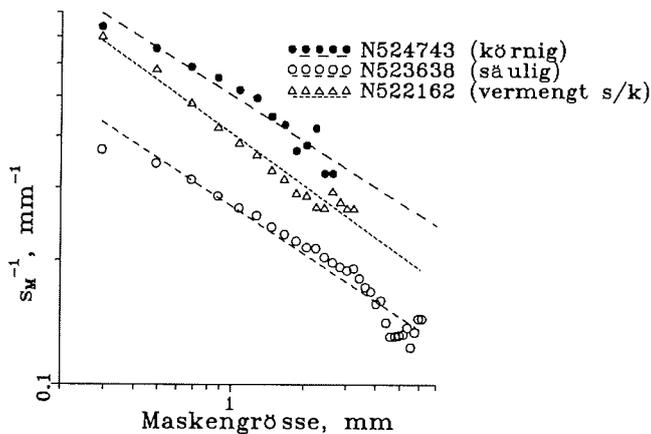


Abb. 15: Abhängigkeit des Kehrwerts der mittleren Sehnenlänge von der Auflösung für drei schrittweise nichtlinear gefilterte Proben.

Tabelle 2: Mittelwerte und Extrema der fraktalen Dimension, Achsenabschnitte und Korrelationskoeffizienten.

Texturklasse	D_M	Extrema	A_M	R_M	n
Pflasterkörn.	1,15	1,12/1,17	-1,37	0,9645	6
Rundkörnig	1,25	1,19/1,35	-0,68	0,9597	14
Vermengt s/k	1,37	1,30/1,45	-1,09	0,9544	6
Verzahnt s/k	1,23	1,17/1,29	-1,07	0,9773	13
Säulig	1,21	1,10/1,28	-1,46	0,9737	18

Die fraktale Dimension körnigen Eises erstreckt sich von 1,12 bis 1,35. Säuliges Eis deckt einen ähnlich großen Bereich von 1,10 bis 1,28 ab. Die größte Spanne umfaßt jedoch gemischt säulig/körniges Eis (vermengt und verzahnt

säulig/körnig zusammengefaßt) mit Werten zwischen 1,17 und 1,45. Die Achsenabschnitte A sind für alle pflasterkörnigen und säuligen Proben > 1 , für alle rundkörnigen < 1 .

Die statistische Verteilung von Korngrößenparametern. Die Korngrößenverteilung eines Materials ist von direktem Einfluß auf dessen physikalische Eigenschaften; zudem spiegelt sie Teile oder gar die Gesamtheit des Ablaufs der Materialentstehung wider. Die Charakteristika der Kornflächen- und Sehnenlängenverteilungen sind zudem Voraussetzung für ein Verständnis von mittlerer Korngröße oder Korngeometrie.

Tabelle 3: Berechnete volumenbezogene Korngrößenverteilungen für drei verschiedene Proben (N_K berechnete Anzahl der Körner, N_S Anzahl der Sehnen)

Größenintervall (mm)	N523619 (säulig)		N523608 (körnig)		R513003 (körnig)	
	N_K	N_S	N_K	N_S	N_K	N_S
0,25 - 0,75	3543	2197	10129	7195	-6021	1374
- 1,25	5250	4504	19535	15618	7006	7669
- 1,75	1285	2352	4621	6851	2911	5903
- 2,25	551	1526	1605	3240	1872	4263
- 2,75	199	988	391	1328	600	2172
- 3,25	122	776	210	778	262	1357
- 3,75	73	605	98	382	118	934
- 4,25	16	482	18	151	115	730
- 4,75	42	491	22	111	43	441
- 5,25	33	389	1	39	23	331
- 5,75	25	292	1	36	19	269
- 6,25	7	204	5	32	21	207
- 6,75	-1	185	0	6	11	118
- 7,25	8	207	0	10	-3	66
- 7,55	9	173	1	8	2	93
- 8,25	6	127	0	2	8	82
- 8,75	5	94	0	0	1	32
- 9,25	0	59	0	4	0	25
- 9,75	2	67	0	3	0	32
-10,25	-1	50	0	2	1	34
-10,75	-2	67	0	1	1	21
-11,25	3	88	0	0	.	.
-11,75	0	63
-12,25	1	59
-12,75	0	47
-13,25	0	41
-13,75	2	36
-14,25	0	13
-14,75	-1	13
-15,25	0	26
-15,75	-2	15
-16,25	2	42
-16,75	-1	8
-17,25	0	24	.	.	-1	97
-34,25	1	74

Größenparameter, die aus zweidimensionalen Querschnitten der Probekörper gewonnen werden, müssen zunächst in raumbezogene Korngrößenverteilungen überführt werden. In Tabelle 3 sind typische, nach Bockstiegel (1966) berechnete raumbezogene Korngrößenverteilungen aufgeführt. Neben der außerordentlich hohen Häufigkeit von Korngrößen $< 3,75$ mm fallen die negativen Werte der Proben N523619 und R513003 auf. Diese beiden Charakteristika - zu hohe und zu kleine berechnete Häufigkeiten - zeichnen die Gesamtheit der untersuchten Proben aus. Alley (1987) berichtet von ähnlichen Schwierigkeiten bei der halbautomatischen Analyse von Firnproben, führt die Fehler allerdings auf Ursachen zurück, die unter Verwendung der Methode von Bockstiegel (1966) vermeidbar wären oder ausschließlich auf Besonderheiten seiner Untersuchungsmethode zurückzuführen sind. Bei näherer Betrachtung von Verfahren und Probenmaterial scheint es jedoch angebracht, den Nutzen einer Berechnung raumbezogener Korngrößenverteilungen in diesem und anderen Fällen (z.B. Dearnley, 1985) grundsätzlich zur Diskussion zu stellen. Im folgenden werden lediglich die nicht transformierten Originaldaten betrachtet.

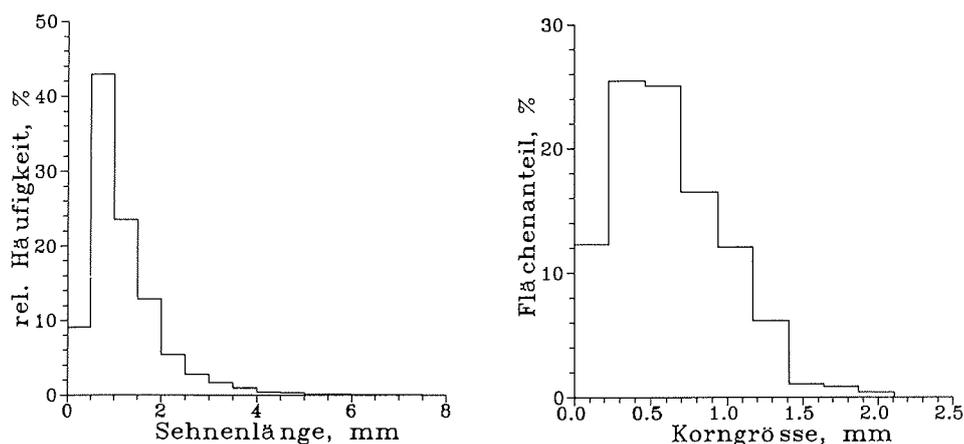


Abb. 16 a (li.) und b (re.): Häufigkeitsverteilung der Sehnenlängen (a) bzw. der mit Hilfe der morphologischen Bildöffnung bestimmten Korngrößen (b) einer Probe körnigen Eises (N523932).

In den Abbildungen 16a, 17a und 18a sind exemplarisch die Sehnenlängenverteilungen für eine Probe körnigen, säuligen und gemischt säulig/körnigen Eises in Histogrammform dargestellt. Das deutlich ausgebildete Verteilungsmaximum der körnigen Probe N523932 fällt steil zu niedrigen und höheren Werten ab, wobei ein schmales Spektrum von weniger als 10 mm abgedeckt wird. Während die Häufigkeitsmaxima der beiden anderen Verteilungen ebenfalls in die Klasse 0,5 bis 1 mm fallen, liegen die maximalen Sehnenlängen bedeutend höher. Dieses Muster zeichnet alle untersuchten Proben aus, und äußert sich in höheren Standardabweichungen und geringeren Schiefen von säuligem im Vergleich mit körnigem Eis. In den Abbildungen 16b, 17b und 18b sind die durch morpho-

logische Filterung ermittelten Flächenanteile von Körnern in Abhängigkeit von ihrer Größe aufgetragen. Bei körnigem Eis entspricht der Verteilungsverlauf dem der Sehnenlängenverteilung. Anders verhält es sich mit säuligem und gemischt säulig/körnigem Eis. Wie aus Abbildung 17b ersichtlich, treten typischerweise scharf begrenzte Maxima bei mittleren und hohen Korngrößen auf. Diese entsprechen einzelnen Körnern bzw. Kornbereichen. So wird die Probe R4S170 von drei Körnern > 10 mm dominiert, die zusammen rund 35% der Dünnschnittfläche ausmachen. Wie zu erwarten, steht der Flächenanteil von Körnern < 2 mm, der in Probe N523614 rund 20% ausmacht, und in der Säuleneisprobe R4S170 weniger als 5% beträgt, im krassen Gegensatz zur entsprechenden Sehnenlängenhäufigkeit.

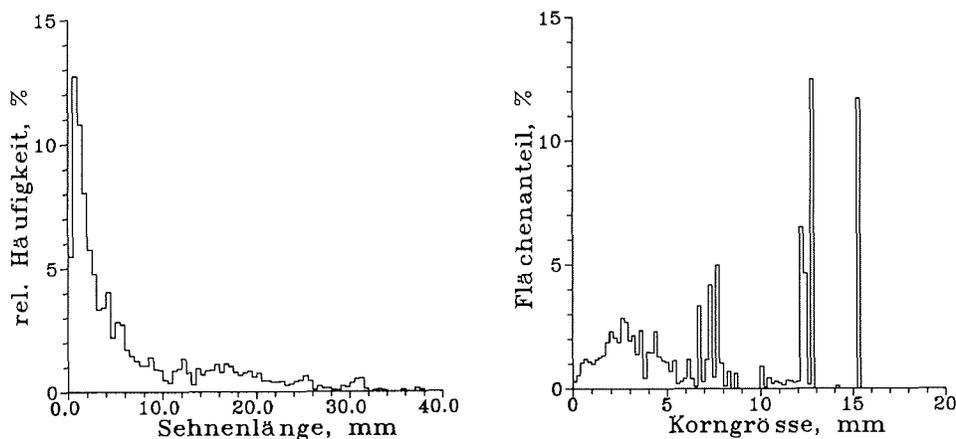


Abb. 17 a (li.) und b (re.): Häufigkeitsverteilung der Sehnenlängen (a) bzw. der mit Hilfe der morphologischen Bildöffnung bestimmten Korngrößen (b) einer Probe säuligen Eises (R4S170).

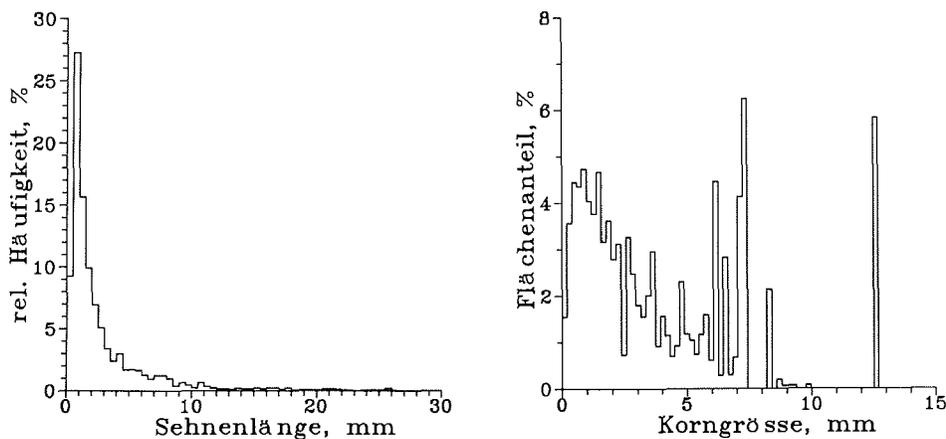


Abb. 18 a (li.) und b (re.): Häufigkeitsverteilung der Sehnenlängen (a) bzw. der mit Hilfe der morphologischen Bildöffnung bestimmten Korngrößen (b) einer Probe gemischt säulig/körnigen Eises (N523614).

Die vollständige Beschreibung von Größenverteilungen bedarf eines Vergleichs zwischen beobachteten und theoretisch zu erwartenden Häufigkeitsverteilungen. Kolmogorov (1941) wies z.B. nach, daß unter bestimmten Voraussetzungen das Zerstoßen homogener Gesteine zu einem Gemenge mit lognormaler Größenverteilung der Bruchstücke führt. Rosin und Rammler stellten Entsprechendes an Kohlestäuben fest (Pettijohn et al., 1987). Colbeck (1986) beschrieb lognormale Größenverteilungen von in destilliertem Wasser gewachsenen Eiskristallen.

Der Grad der Übereinstimmung zwischen beobachteter und erwarteter Verteilung wird durch den χ^2 -Test nach Pearson (Lloyd, 1984) festgelegt. χ^2 ist die Summe der quadratischen Abweichungen zwischen beiden Verteilungsfunktionen, summiert über eine endliche Anzahl von Größenklassen:

$$\chi^2 = \sum (e_r - f_r)^2 / e_r$$

mit der beobachteten Häufigkeit f_r und der erwarteten e_r . Für die Durchführung dieses Tests ist die frei wählbare Anzahl der Größenklassen von entscheidender Bedeutung. Bei zu großen Klassenintervallen erhält man für nahezu jede denkbare Verteilung eine signifikante Übereinstimmung zwischen erwarteten und beobachteten Häufigkeiten. Sind die Intervalle zu klein oder enthalten die Datensätze leere Intervalle wie in Abbildung 17b und 18b, ist keine signifikante Übereinstimmung zu erwarten. Die folgenden pragmatischen Feststellungen sollen daher genügen:

(1) 27 Proben sind mit Hilfe des χ^2 -Tests mit einer Auswahl von Verteilungsfunktionen (Einheits-, Dreiecks-, Exponential-, Normal-, Lognormal-, Γ -, Weibull-Verteilung; zur Definition der Verteilungsfunktionen siehe Lloyd, 1980) verglichen worden. Die Mehrzahl der Sehnenlängenverteilungen, insbesondere solche körnigen Eises, weist im Gegensatz zu den aus nichtlinearer Filterung bestimmten Größenverteilungen Übereinstimmungen mit Signifikanzwerten $> 10^{-5}$ auf (10 Größenklassen).

(2) Von 10 Proben körnigen und 6 Proben gemischt säulig/körnigen Eises weisen alle Sehnenlängenverteilungen größte Übereinstimmung mit Lognormal-Verteilungen auf, die morphologischen Größenklassen gleichen sich Weibull- bzw. Γ -Verteilungen (10 bzw. 6 Fälle) an. Für 10 von 11 Proben säuligen Eises entsprechen die morphologischen Korngrößen am besten einer Weibull-Verteilung; die Sehnenlängen sind, insbesondere in feinkörnigen Proben, am ehesten mit einer lognormalen Verteilung in Einklang zu bringen.

Morphologische und kristallographische Orientierung. Das Verhältnis A_n zwischen dem im Dünnschnittbild parallel zur horizontalen bzw. vertikalen Bildkante verlaufenden Anteil der Korngrenzen, das für die untersuchten Proben in Tabelle 4 aufgetragen ist, stellt ein Maß für die morphologische Orientierung gelängter Körner dar. Die einheitlichste Werteverteilung weist körniges Eis auf, gemischt säulig/körniges Eis streut deutlich stärker um den Mittelwert. Wie zu erwarten, treten die größten Anisotropien bei säuligem Eis auf. Die Werte fallen extremer aus, wenn man die kleinskalige Sehnenlängenfraktion (< 1 mm) außer acht läßt.

Bilder, die mit Maskengrößen um 1 mm nichtlinear gefiltert worden sind, können An-Werte weit unterhalb 0,5 aufweisen.

Tabelle 4: Mittelwerte, Standardabweichungen und Extrema der Anisotropiefaktoren (Eiskristalle).

Texturklasse	An	S	Extrema	n
Rundkörnig	0,87	0,037	0,83/0,96	17
Gemischt s/k	0,91	0,055	0,77/0,98	22
Säulig	0,81	0,11	0,55/0,99	73

Die kristallographische Orientierung der im Dünnschnitt auftretenden Körner drückt sich pauschal in den Kontrastgradienten KG (Tabelle 5) aus.

Tabelle 5: Mittelwerte, Standardabweichungen und Extrema der Kontrastgradienten.

Texturklasse	KG	S	Extrema	n
Rundkörnig	8,64	1,99	4,60/12,0	17
Gemischt s/k	5,94	1,21	2,68/8,03	22
Säulig	3,35	1,62	0,552/7,23	73

Abbildung 19 verdeutlicht den Zusammenhang zwischen Korngröße, kristallographischer Orientierung und Bildkontrast. Der hyperbolische Verlauf der Kurve zeigt, daß die Korngröße entscheidenden Einfluß auf KG hat. Wesentlich undeutlicher erscheint die Beziehung zwischen dem im zirkular polarisierten Licht bestimmten Einregelungsfaktor EF und der mittleren Sehnenlänge.

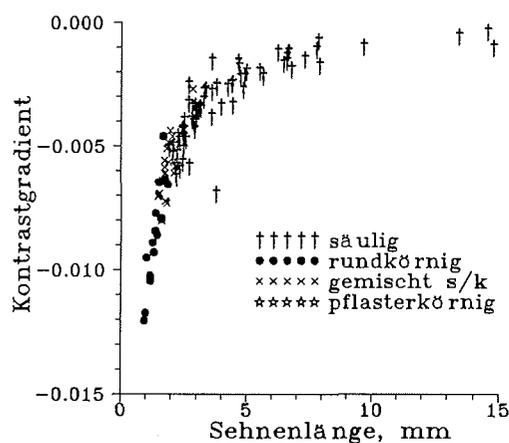


Abb. 19: Das Verhältnis zwischen Kontrastgradient und mittlerer Sehnenlänge.

Die harmonische Analyse von Bilderserien ermöglicht Aussagen über die azimutale kristallographische Orientierung einzelner Körner oder Kornbereiche. Abbildung 20a zeigt dies für eine Probe körnigen und säuligen Eises (R513003, R4S074), von denen je 10 Bilder unter Drehung der Polarisatoren um jeweils 10° aufgezeichnet worden sind.

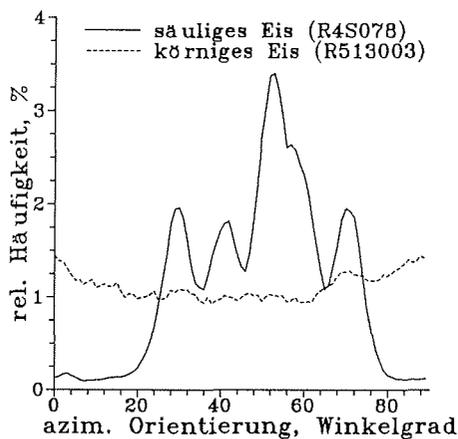


Abb. 20 a: Häufigkeitsverteilung des Phasenwinkels φ_0 einzelner Bildelemente für eine Probe säuligen bzw. körnigen Eises (R4S074, R513003).

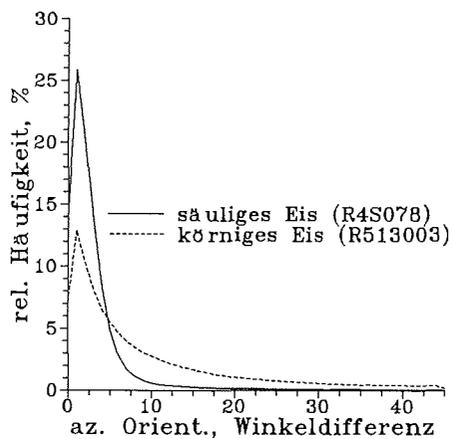


Abb. 20 b: Häufigkeitsverteilung des Differenzwinkels zwischen Bildelementen und ihrer 4er-Umgebung für beide Proben.

Innerhalb der regellosen Verteilung der φ_0 -Werte des körnigen Eises ($V_K = 0,92$) ist ein schwaches Maximum um Werte von 0 bzw. 90° ausgebildet, das auf eine Gruppe teilweise verwachsener Körner mit einheitlicher Azimutalorientierung zurückgeht, wie die Betrachtung der Bilderserie zeigt. Auch die Submaxima, die der Gesamtverteilung aufmoduliert sind, entsprechen einzelnen Kristallen bzw. Bereichen einheitlicher Kristallorientierung. Vergleiche mit den aus Universal-Drehtisch-(UD-)Messungen bestimmten c-Achsenverteilungen

zeigen weitgehende Übereinstimmung zwischen harmonischer Analyse und herkömmlichem Verfahren. Die Probe säuligen Eises weist ein deutliches Hauptmaximum mit drei Nebenmaxima auf. Die Kreisvarianz liegt dementsprechend bei einem niedrigen Wert von 0,47. Kristallbereiche mit Orientierungen von 0 bis 20° bzw. 80 bis 90° sind kaum vertreten. Die UD-Messung zeigt ebenfalls eine deutliche azimutale Einregelung mit $V_K = 0,30$. Die Tatsache, daß letztgenannter V_K -Wert niedriger ausfällt, ist vermutlich auf die Beschränkung der UD-Methode zurückzuführen. Zum einen hat die Querschnittsfläche der Kristalle keinen Einfluß auf die Wichtung des eingemessenen Wertes, zum anderen bleiben Subkornorientierungen unberücksichtigt. Dies verdeutlicht Abbildung 20b auf andere Weise: In der Probe säuligen Eises überwiegen geringe Unterschiede in der azimutalen Orientierung zwischen einzelnen Bildelementen und ihrer 4er-Umgebung bei weitem Winkeldifferenzen $> 10^{\circ}$. Beim körnigen Eis sind auch größere Winkeldifferenzen häufig vertreten.

Durch Linearanalyse bestimmte Gefügeparameter. In Tabelle 6 sind Mittelwerte, Extrema und Standardabweichungen der mittleren Sehnenlänge s_M für die verschiedenen Gefügeklassen aufgeführt. Die deutliche Trennlinie zwischen säuligem und körnigem Eis wird lediglich von einer Probe säuligen Eises überschritten. Die rundkörnigen Eisproben mit den größten mittleren Sehnenlängen bestehen meist aus ansatzweise verzahnten, oft vertikal oder horizontal gelängten Kristallen, die auf nachträgliches Wachstum in einer Schicht locker aggregierter Kristalle hindeuten. Pflasterkörniges Eis weist im Durchschnitt recht hohe mittlere Sehnenlängen auf. Aufgrund des geringen Umfangs und der Besonderheiten des Probenmaterials darf dieser Umstand jedoch nicht überbewertet werden. Gemischt säulig/körniges Eis fällt direkt in die Spanne der maximalen bzw. minimalen s_M -Werte körnigen bzw. säuligen Eises. Tabelle 7, in der die mittleren Sehnenlängen für Proben säuligen Eises aus Arktis (Framstraße und innere Arktis) und Antarktis (Weddellmeer) aufgeführt sind, verdeutlicht die ausgesprochenen Korngrößenunterschiede zwischen verschiedenen Regionen.

Tabelle 6: Mittelwerte, Standardabweichungen und Extrema der mittleren Sehnenlänge (Eiskristalle).

Texturklasse	s_M , mm	S, mm	Extrema, mm	n
Rundkörnig	1,38	0,274	0,950/1,86	17
Gemischt s/k	1,87	0,303	1,47/2,85	22
Säulig	4,33	2,66	1,93/14,8	73

Die höheren statistischen Momente der Sehnenlängenverteilung gehen in die Berechnung von mittlerem Kornumfang U_M und mittlerer Kornfläche A_M ein. Allgemein weisen Schiefe f und Kurtosis k - z.B. im Vergleich mit typischen marinen antarktischen Sedimenten - außerordentlich hohe Werte auf, wie es bei lognormal oder Weibull-verteilten Größen nicht anders zu erwarten ist (vgl. Lloyd, 1980). Die f - und k -Werte von Sehnenlängenverteilungen körnigen Eises über-

wiegen die säuligen Eises, da erstere ein eng begrenztes, J-förmiges Spektrum aufweisen.

Tabelle 7: Mittelwerte, Standardabweichungen und Extrema der mittleren Sehnenlänge säuligen Eises (Eiskristalle); Vergleich Arktis - Antarktis.

Region	s_M , mm	S, mm	Extrema, mm	n
Arktis	5,51	3,06	2,22/14,8	42
Antarktis	2,73	0,540	1,93/3,97	31

Innerer Aufbau und Entwicklung einer Meereisdecke: eine Fallstudie an einem Bohrkern aus der Arktis. Die arktische Meereisdecke besteht aus Schollen, die im Mittel 3 bis 4 Jahre im Arktischen Becken verbleiben, bevor sie in niedrigere Breiten driften und schmelzen (Parkinson und Cavalieri, 1989). Wie von Weeks und Ackley (1982) aufgezeigt, besteht ein beträchtliches Informationsdefizit bezüglich Entwicklung und Aufbau von zwei- bzw. mehrjährigem Eis. Dies liegt in der meist recht komplexen Entwicklungsgeschichte des Eises begründet, dessen korrekte Datierung Schwierigkeiten bereiten kann. An dieser Stelle sollen nun für einen Bohrkern mehrjährigen Eises, der im Sommer 1987 in der Arktis auf etwa 86°N 23°O gezogen wurde, die Ergebnisse einer Gefügequantifizierung mit der abgeleiteten Entstehungsgeschichte des Kerns in Beziehung gesetzt werden.

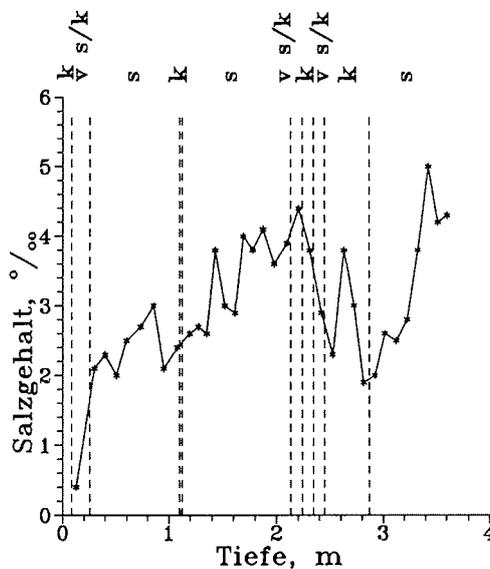


Abb. 21: Salzgehaltsverteilung und Grobstratigraphie des Bohrkerns R4321512.

Abbildung 21 zeigt die Salzgehaltsverteilung sowie die stratigraphischen Einheiten des rund dreieinhalb Meter langen Kerns, von dem eine Serie von 28 Dünnschnittbildern untersucht worden ist. Die obersten 0,2 m weisen als Folge der Aussalzung durch Erwärmung der Scholle während der Sommermonate einen äußerst geringen Salzgehalt auf. Mit Ausnahme dieser Umwandlung von Schnee in poröses Eis finden sich keine Anzeichen für wesentliche Gefügeänderungen.

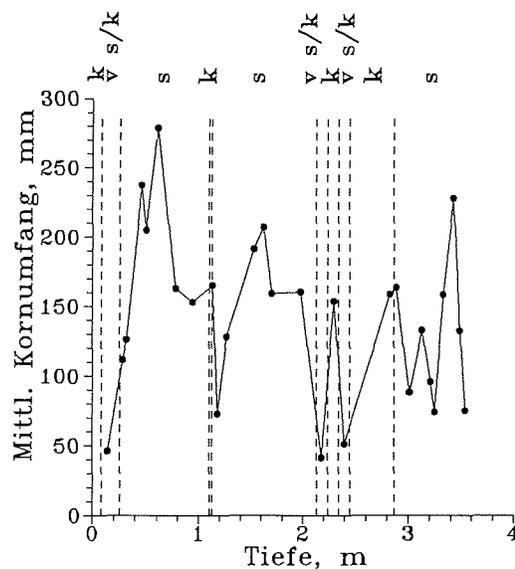


Abb. 22: Tiefenverlauf des mittleren Kornumfangs für den Bohrkern R4321512.

In Abbildung 22 ist der Tiefenverlauf des mittleren Kornumfangs U_M aufgetragen. Bis zu einer Tiefe von 0,61 m steigt U_M nahezu stetig auf Werte >200 mm an und spiegelt damit die typische Wachstumssequenz von Meereis unter ruhigen Randbedingungen wider: An eine Deckschicht aus körnigem Eis schließt sich eine Übergangszone gemischt säulig/körnigen Eises an, die schließlich in Bereiche säuligen Wachstums übergeht (vgl. Weeks und Ackley, 1982). Derselbe Trend ist aus dem Tiefenverlauf der Korngrößenverteilung ersichtlich (Abb. 24). Während die Kornvergrößerung eine Folge der abnehmenden Wachstumsgeschwindigkeit ist, kann die zunehmende Einregelung der Kristalle (Abb. 23) auf richtungsabhängige Wachstumsgeschwindigkeiten bzw. Oberflächenkräfte zwischen benachbarten Körnern zurückgeführt werden. Kawamura (1985) zeigte im Laborversuch, wie energetisch unvorteilhaft orientierte Kristalle von solchen mit günstiger Orientierung (c-Achse horizontal, Richtung schnellsten Wachstums und größter Oberflächenenergie vertikal) verdrängt werden. Innerhalb der Horizontalen erfolgt eine zunehmende, azimutale Ausrichtung der Kristalle, die im wesentlichen eine Folge der Homogenität des Unter-Eis-Strömungsfeldes ist (vgl. Feldmessungen von Weeks und Gow, 1978, Stander und Michel, 1989a, sowie die

Laborversuche von Langhorne und Robinson, 1986, und Stander und Michel, 1989b). Kawamura konnte jedoch auch deutlich machen, daß horizontal eingeregelter Kristalle einander allein aufgrund anisotroper Oberflächenkräfte verdrängen und innerhalb der Horizontalen ausrichten können, während Stander und Michel (1989a) im Widerspruch zu einer im gleichen Jahr erschienenen Arbeit (Stander und Michel, 1989b) eine Einregelung durch basales Gleiten infolge einer Kompression der Neueisdecke als wahrscheinlich ansehen.

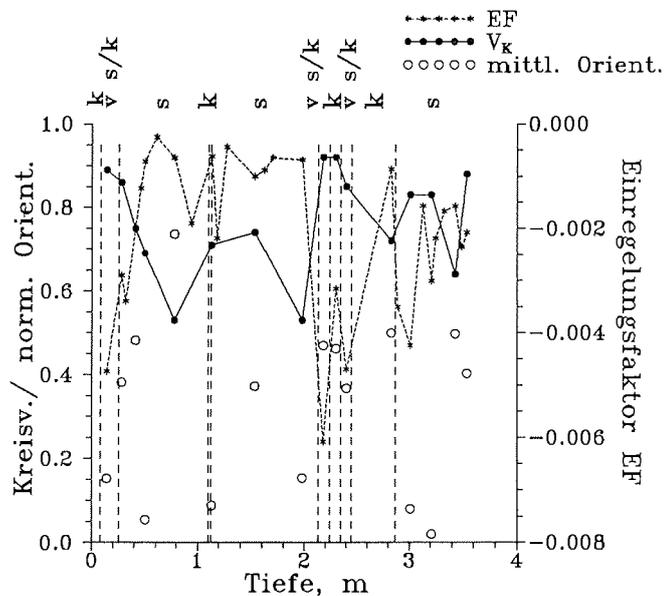


Abb. 23: Tiefenverlauf der Kreisvarianz und des Einregelungsfaktors sowie der mittleren azimutalen Orientierung für den Bohrkern R4321512.

Die Ausbildung einer Vorzugsorientierung spiegelt sich im Anstieg des Einregelungsfaktors EF sowie dem Absinken der Kreisvarianz V_K wider (Abb. 23). Der Winkelwert der mittleren azimutalen Ausrichtung (Abb. 23) schwankt erheblich innerhalb des gesamten Kerns, was auf eine Rotation der Scholle während der Drift zurückgeführt werden muß. Dieser Trend in der c-Achsenverteilung wird durch UD-Messungen bestätigt. Der Texturübergang zeichnet sich auch deutlich in den Korngrößenverteilungen ab (Abb. 24): bis in 0,78 m Tiefe weitet sich das Spektrum, das der für körniges Eis typischen Verteilung stark ähnelt, und verschiebt sich zu hohen Werten (vgl. Abb. 16-18); unterhalb des abrupten Absinkens der Korngröße in der unteren Kernhälfte treten kaum größere Körner auf. Innerhalb des Abschnitts säuligen Eises sinkt der mittlere Kornumfang unterhalb 0,78 m; V_K - d.h. die Regellosigkeit der c-Achsenverteilung - nimmt zu. Bei 1,10 m wird das säulige Wachstum durch eine dünne Lage körnigen Eises unterbrochen. Darunter steigt der texturale Ordnungsgrad analog zur Übergangszone im Hangenden stetig wieder an.

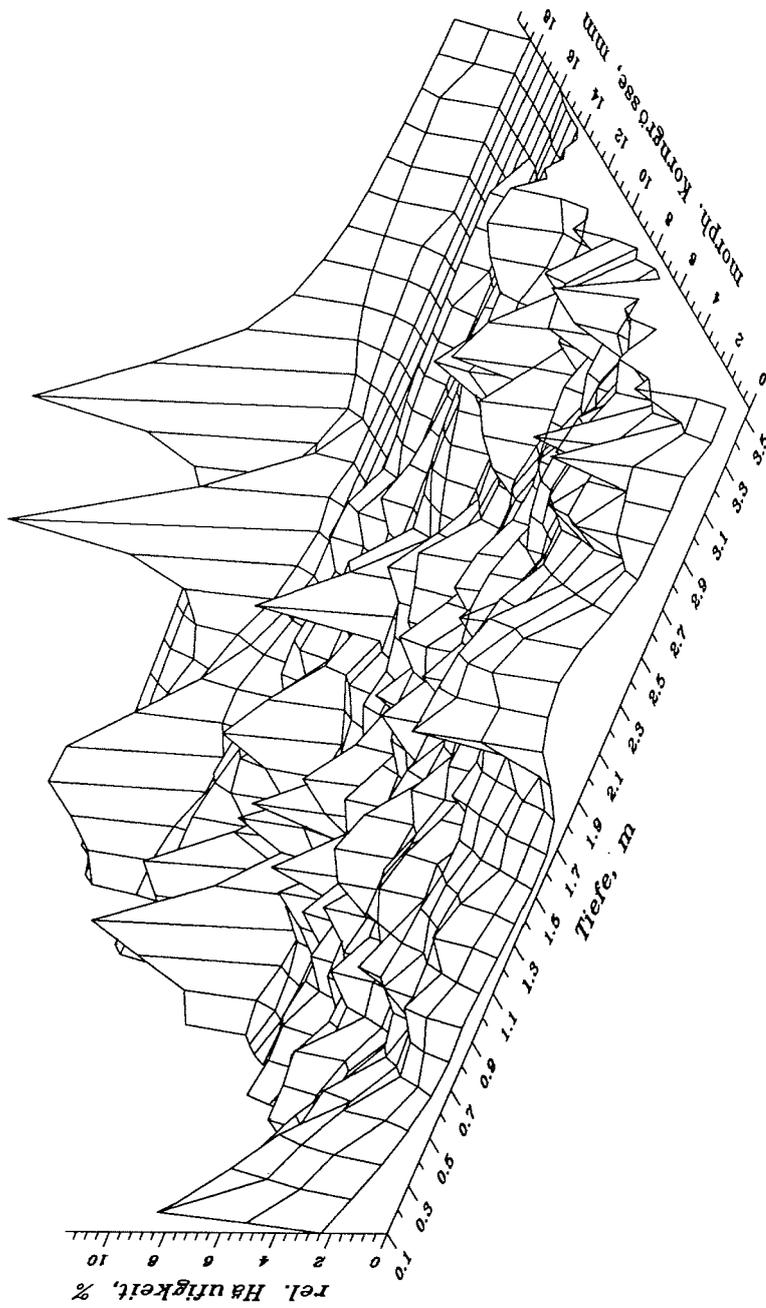


Abb. 24: Tiefenverlauf der Korngrößenverteilungen für den Bohrkern R4321512.

Die Korngrößenverteilung des säuligen Eises unmittelbar unter dieser gestörten Zone ähnelt dem körnigen Typ (Abb. 24). Dieses Phänomen ist am ehesten durch verstärkte hydrographische Dynamik in der Unter-Eis-Schicht zu erklären, verbunden mit der Bildung körnigen Eises aus Oberflächenwasser, das z.B. bei der Öffnung von Rinnen in der näheren Schollenumgebung unterkühlt und advehiert wurde. Für letztere Hypothese sprechen auch die bereits im Säuleneis auftretenden Texturänderungen. Bislang ist jedoch wenig über den Zusammenhang zwischen Korngröße bzw. Korneinregelung und Art der Unterströmung von Schollen bekannt (s.a. Eicken und Lange, 1989).

Das zweimalige Auftreten gemischt säulig/körnigen Eises in der unteren Kernhälfte entspricht der oben geschilderten Gefügeentwicklung in jeder Hinsicht. Dies legt die Vermutung nahe, daß es sich um einen zyklischen Prozeß handelt, der den Jahresgang des Eiswachstums, charakterisiert durch ruhiges Anwachsen im Winter, Stagnation und Schmelzen im Sommer und dynamisches Wachstum im Frühling und Herbst, widerspiegelt. Neben der Gefügeinformation legt auch die Periodizität der Salzgehalts- und (nicht gezeigten) Isotopendaten einen solchen Schluß nahe.

Kleinräumige vertikale Variabilität: Linearanalyse von Vertikaldünnschnitten.

Die Fortführung der obigen Untersuchung in kleinstskalige Bereiche erfordert weniger Horizontal-, sondern vielmehr Vertikaldünnschnitte. Nur in letzteren liegt die kontinuierliche Abfolge der Eisentwicklung vor, zugänglich in einer einzigen Aufnahme. Untersuchungen an Vertikaldünnschnitten sind auch dort gefragt, wo die Erstellung von Horizontaldünnschnitten, die stets mit einem Materialverlust oberhalb bzw. unterhalb der Schnittebene einhergeht, mit Rücksicht auf andere Beprobungs- und Meßprogramme nicht zu verantworten ist. Dies gilt insbesondere für die Untersuchung von Schelf- oder Inlandeisbohrkernen, von denen nur ungerne komplette Horizontalsegmente für die Dünnschnittherstellung aufgegeben werden. Um diesen Anforderungen gerecht zu werden, wurde das Linearanalyseprogramm dergestalt modifiziert, daß eine kontinuierliche Abfolge von mittleren Sehnenlängen für jede Zeile bzw. Spalte eines Bildes aufgezeichnet werden kann.

Abbildung 25 zeigt für den Übergangsbereich zwischen körnigem und säuligem Eis in einer Probe aus der Framstraße zwischen Grönland und Svalbard (Probentiefe 0,24 bis 0,29 m, Probenahme im Mai 1988) sowohl die einzelnen s_M -Werte als auch den Verlauf des gleitenden Mittelwerts (5 Datenpunkte Fensterbreite), um den die Einzeldaten mit maximal 25% streuen. Die extreme vertikale Längung des säuligen Eises im Vergleich zum körnigen ist aus einer Vertikalanalyse nicht ersichtlich. Erkennbar sind lediglich Schwankungen der horizontalen Kornabmessungen, wie z.B. die Abnahme der mittleren Sehnenlänge im Übergangsbereich von körnigem zu gemischt körnig/säuligem Eis. Das körnige Eis wird in diesem Bereich durch schmale, längere Kristalle verdrängt, die schließlich in rein säulig gewachsene Bereiche mit höheren s_M -Werten münden.

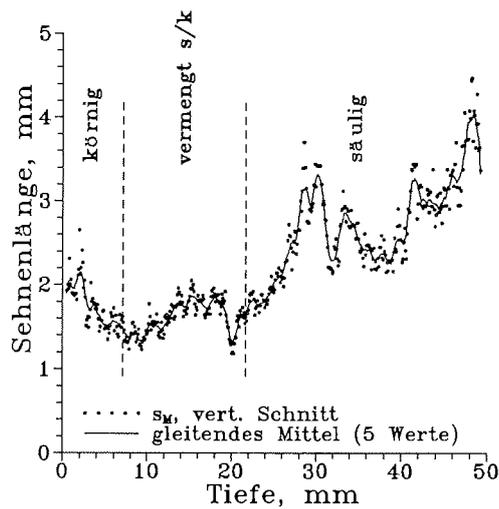


Abb. 25: Tiefenverlauf der mittleren Sehnenlänge der Probe R5128, durch Linearanalyse eines Vertikaldünnschnitts bestimmt.

2.3.3. Untersuchungen im Durch- und Streulicht: Der Porenraum

Einfluß der Dünnschnittdicke auf die Bestimmung der Porosität. Die Porendurchmesser der untersuchten Meereisproben liegen teilweise innerhalb der Größenordnung der Dünnschnittdicke von wenigen Zehntel Millimetern. Folglich wird die am Dünnschnitt bestimmte Porosität meist zu hoch eingeschätzt, da der Porengehalt des Probenvolumens in die Kameraebene projiziert wird. Dieser sogenannte Holmes-Effekt (Weibel, 1980) schließt die Überlappung von Poren ein (Abb. 26).

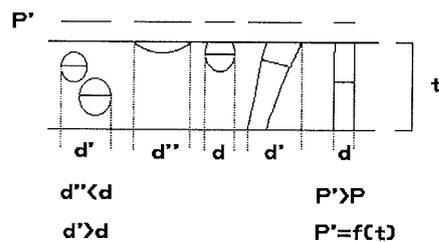


Abb. 26: Am Dünnschnitt der Dicke t bestimmte Porosität bzw. Porengröße (P' bzw. d' und d'') im Verhältnis zu den tatsächlichen Werten (P bzw. d).

Zur Kompensierung des Holmes-Effektes bietet sich zunächst eine praxisorientierte Lösung an. In Erweiterung eines Ansatzes von Weibel (1980) ist die Porosität in Abhängigkeit von der Probendicke bestimmt worden (Abb. 27). In

Anbetracht der Schwankungsbreite der einzelnen Werte scheint die Auswirkung des Holmes-Effektes dem Fehler des Verfahrens der Porositätsbestimmung untergeordnet. Dennoch erklärt der Meßfehler nur einen Teil der Variabilität, da das Verhältnis zwischen Porosität und Dünnschnittdicke ein nichtlineares ist. Dies beruht z.T. auf der Aufhebung des Volumeneffektes durch den Überlappungseffekt (Abb. 27). Ebenfalls von fehlerminderndem Einfluß ist die vorherrschend vertikale Ausrichtung der Poren im Meereis.

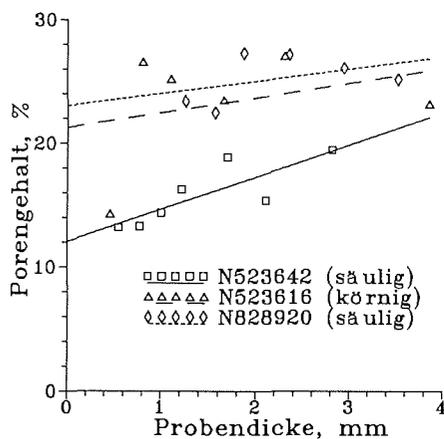


Abb. 27: Abhängigkeit der ermittelten Porosität von der Dicke dreier Dünnschnittproben.

Weibel (1980) gibt für nichtüberlappende Partikel einheitlicher Größe und Form ein rechnerisches Korrekturverfahren für den fehlerbehafteten Porenflächenanteil A_A' mit dem Korrekturfaktors K_t an:

$$V_V = K_t(V_V) A_A'$$

Für kugelige Teilchen mit Durchmesser d bei einer Probendicke t ist

$$K_t = 2/(2 + 3t/d).$$

Ähnliche Gleichungen ergeben sich für andere geometrische Grundformen. Der Ansatz von Miles (1976, zitiert in Weibel, 1980) erlaubt zusätzlich eine Berücksichtigung der Partikelüberlappung. Da die untersuchten Poren sich über ein weites Größenspektrum erstrecken und deutlich von der Idealgeometrie abweichen sowie aufgrund der oben dargelegten Gründe, wurde jedoch auf eine routinemäßig durchgeführte, rechnerische Korrektur der ermittelten Porositäten verzichtet. Der Vergleich zwischen auf verschiedene Weise gewonnenen Porositätsdaten in folgenden Abschnitten verdeutlicht, daß der Holmes-Effekt einerseits erheblichen Einfluß auf die Meßwerte hat, andererseits jedoch untrennbar mit anderen Fehlerquellen verknüpft ist.

Neben anderen aus der Linear- und Autokorrelationsanalyse bestimmten Parametern hängt auch die mittlere Sehnenlänge s_M von der Dünnschnittdicke t ab, wie Abbildung 28 demonstriert. Der deutliche Anstieg von s_M zu höheren t bei Probe N523616 erklärt sich aus der großen Variabilität von Form und Orien-

tierung der Poren innerhalb gemischt säulig/körnigen Eises. Eine Korrektur der Linearparameter oder der Autokorrelationslängen, die sich entsprechend verhalten, setzt ein einheitliches Form- und Größenspektrum voraus. Zusätzlich muß die Neigung der Poren gegen die Vertikale, die sich aus Vertikaldünnschnitten oder der c-Achsenneigung der untersuchten Körner ergibt, berücksichtigt werden (Abb. 26). In der Praxis zeigt sich jedoch, daß die mit den Korrekturverfahren verknüpften Fehler die Datenqualität erheblich verschlechtern.

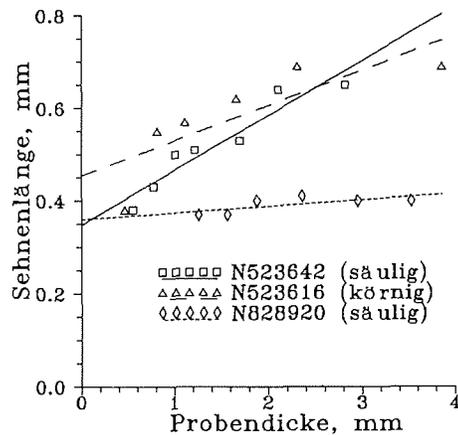


Abb. 28: Abhängigkeit der mittleren Poren-Sehnenlänge von der Dicke dreier Dünnschnittproben.

Porosität und Porengröße. Bei der Interpretation der Porengrößenparameter muß stets bedacht werden, daß das tatsächliche Porenspektrum im Meereis breite Größenspannen umfaßt. Elektronenmikroskopische Arbeiten an Bohrkernrepliken (Weissenberger, pers. Mitt.) sowie eigene lichtmikroskopische Arbeiten zeigen, daß sich Poren bis in den Mikrometerbereich und womöglich darunter erstrecken. Diese Größenordnungen, die für diese Arbeit von untergeordneter Bedeutung sind, werden makroskopisch nicht erfaßt. Außerdem sind für älteres oder stagnierendes Meereis Solekanäle und -taschen typisch, die mehrere Zentimeter bis Dezimeter groß sein können (Lake und Lewis, 1970). Diese Hohlräume werden von sämtlichen momentan zur Verfügung stehenden Beprobungsverfahren nur sporadisch und zufällig erfaßt.

Aus der Linearanalyse bestimmte Porosität, mittlere Porensehnenlänge, Standardabweichung und Schwankungsbreite sind für 32 Proben nach Texturklassen getrennt in Tabelle 8 und 9 aufgeführt. Obwohl der Porenraum sämtlicher Dünnschnittproben aufgezeichnet wurde, sind in Anbetracht der zu beachtenden Fehlerquellen lediglich die qualitativ hochwertigsten Aufnahmen ausgewertet worden. Im Hinblick auf die beschränkte Probenanzahl und den Fehler bei der Bestimmung der Porosität dürfte der Unterschied im mittleren Porenanteil von säuligem im Vergleich zu körnigem und gemischt säulig/körnigem Eis nur knapp

oberhalb der Vertrauensgrenze liegen. Abbildung 29 verdeutlicht den annähernd linearen Zusammenhang zwischen Porosität und Umfangdichte, die der Poren-oberfläche pro Volumeneinheit entspricht.

Tabelle 8: Mittelwerte, Standardabweichungen und Extrema der Porositäten.

Texturklasse	$P_M, \%$	S, %	Extrema, %	n
Körnig	26,9	7,57	10,6/33,5	7
Gemischt s/k	24,3	8,54	16,0/36,1	4
Säulig	14,8	7,50	1,6/27,1	21

Tabelle 9: Mittelwerte, Standardabweichungen und Extrema der mittleren Sehnenlänge (Poren).

Texturklasse	s_M, mm	S, mm	Extrema, mm	n
Körnig	0,54	0,056	0,45/0,60	7
Gemischt s/k	0,47	0,069	0,42/0,57	4
Säulig	0,42	0,068	0,31/0,59	21

Einen Vergleich zwischen erwarteter und aus Dünnschnittbildern ermittelter Porosität P' und P erlaubt die Untersuchung von Eisproben, die im Rahmen biologischer Fragestellungen (Diss. J. Weissenberger) in einer Laborzentrifuge bei 1400 Upm unter in-situ Temperaturen (+/- 1 °C Gerätetoleranz) ausgeschleudert worden sind (in Abb. 29 durch Kreise markiert).

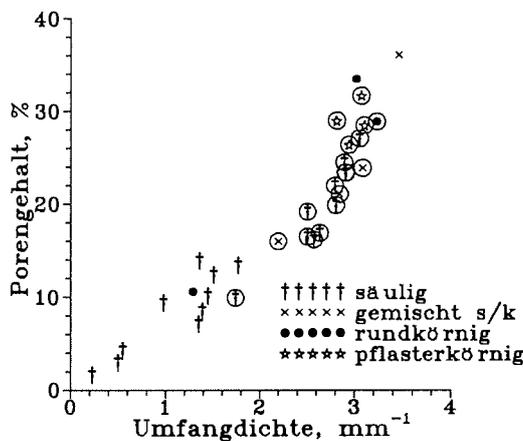


Abb. 29: Das Verhältnis zwischen Porosität und Umfangdichte (Kreise markieren in der Zentrifuge ausgeschleuderte Kernsegmente).

Berücksichtigt wurde, daß im Kern verbleibende Sole, die den Salzgehalt des später aufgeschmolzenen Segmentes bestimmt, den Porenraum P' beim Erstarren um etwa $1/11$ erniedrigt. Das im Kern verbleibende Solevolumen wurde aus Salzgehalt und Volumen des verbleibenden Kernstücks sowie dem Salzgehalt der Sole nach

$$V_{\text{Sole}} = S_{\text{Eis}} V_{\text{Eis}} / S_{\text{Sole}}$$

berechnet, wobei V und S Volumen und Salzgehalt von Sole und Eis entsprechen. Für unbehandelte, auf -30°C gekühlte Proben ist nach der Methode von Cox und Weeks (1983) die Porosität errechnet worden, die sich gemäß

$$V_{\text{Sole}}/V = \rho S_{\text{Eis}} / F_1(T)$$

aus der Eisdichte ρ , dem Salzgehalt S und der Temperaturabhängigkeit von S_{Sole} $F_1(T)$ ergibt. Cox und Weeks (1983) umschreiben $F_1(T)$ mit einem polynomialen Ansatz. ρ läßt sich für einen Salzgehalt des Oberflächenwassers von $3,5\%$ gemäß

$$\rho = \rho_{\text{EIS}} F_1(T) / (F_1(T) - \rho_{\text{Eis}} S_{\text{Eis}} F_2(T))$$

ebenfalls berechnen (Cox und Weeks, 1983). Abbildung 30 demonstriert den fehlenden Zusammenhang zwischen am Dünnschnitt bestimmten und berechneten Porositäten. Die aus dem Volumen der ausgeschleuderten Sole bzw. nach Cox und Weeks berechneten Porositäten stimmen zumindest in der Größenordnung überein, die aus Dünnschnitten ermittelten und berechneten Porositäten nicht.

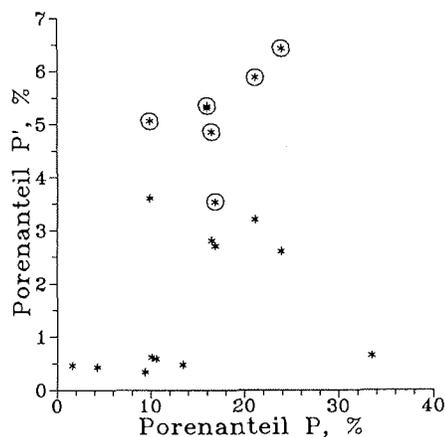


Abb. 30: Das Verhältnis von gemessener zu nach Cox und Weeks (1983) berechneter Porosität (P bzw. P' , Kreise markieren in der Zentrifuge ausgeschleuderte Kernsegmente).

Die mittlere Sehnenlänge liegt durchweg bei niedrigen Werten von $0,6$ mm oder weniger. Die Unterschiede in den mittleren s_M -Werten zwischen säuligem und körnigem Eis werden als signifikant bewertet, wobei sich auch die Übergangsstellung gemischt säulig/körnigen Eises in dieses Bild fügt. Die Trennung zwischen säuligem und körnigem Eis ist jedoch nicht so scharf wie für kornbezogene Para-

meter. Die Autokorrelationslängen k_{lH} und k_{lV} , die ein anderes Maß für die Porengröße darstellen, sind wenig kleiner als die mittleren Sehnenlängen (s.a. Abb. 31).

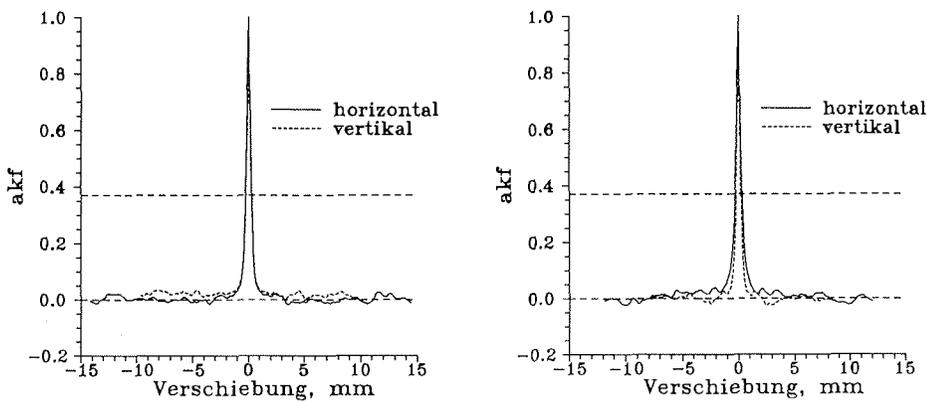


Abb. 31: Verlauf der Autokorrelationsfunktion (akf) in horizontaler und vertikaler Richtung für eine Probe körnigen (li.) bzw. säuligen (re.) Eises.

Die statistische Verteilung von Porengrößenparametern. Die Abbildungen 32 a und b zeigen zwei Porengrößenverteilungen, die das gesamte untersuchte Probenmaterial typisieren: (1) eng begrenzte Spektren mit maximalen Größen um 1 mm (N524750) sowie (2) zu größeren Poren ausgedehnte Verteilungen mit schwach ausgeprägten Nebenmaxima bei etwa 3-5 mm (N8289S5). Der χ^2 -Test zeigt, daß sowohl die Verteilung der Sehnenlängen als auch der morphologischen Größen zumeist hervorragend durch eine Lognormal-Verteilung beschrieben werden (für die Sehnenlängenverteilung meist Signifikanzwerte $> 10^{-2}$ bei 10 Größenklassen).

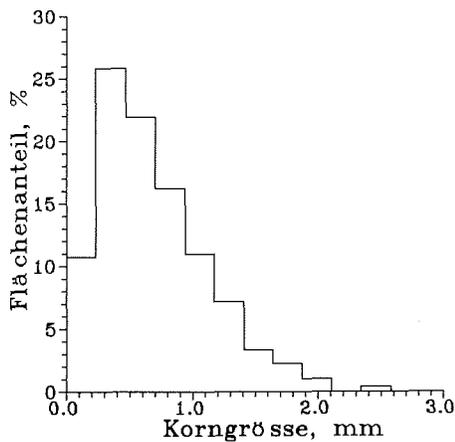


Abb. 32 a: Mit Hilfe der morphologischen Öffnung bestimmte Porengrößenverteilung einer Probe körnigen Eises (N524750).

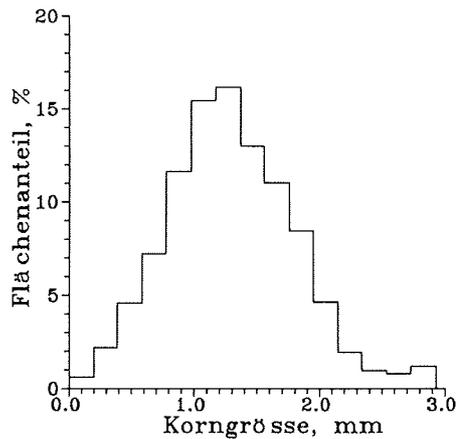


Abb. 32 b: Mit Hilfe der morphologischen Öffnung bestimmte Porengrößenverteilung einer Probe säuligen Eises (N8289S5).

Form und Vernetzung der Poren. Der Formfaktor An liegt fast ausnahmslos zwischen 0,80 und 0,99 mit einem Minimalwert von 0,65 für eine Probe säuligen Eises. Auch das Verhältnis zwischen horizontaler und vertikaler Autokorrelationslänge kl_H/kl_V deutet auf maximale Anisotropien von 0,5 hin. Dieses Verhältnis ist jedoch nur wenig aussagekräftig, da es sich bei kl um eine Größe handelt, die stark vom Digitalisierungseffekt betroffen ist. Abbildung 31 verdeutlicht Unterschiede im Grad der Anisotropie zwischen säuligem und körnigem Eis. Auch die schwach ausgeprägte Periodizität der Porenverteilung geht aus der Abbildung hervor.

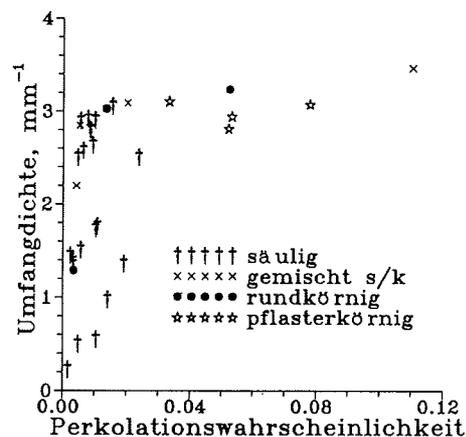


Abb. 33: Das Verhältnis zwischen Perkolationswahrscheinlichkeit und Umfangdichte.

Neben der rein geometrischen Form ist der Grad des Zusammenhangs von Poren von Interesse. Die Vernetzung der Poren untereinander drückt sich in der Perkolationswahrscheinlichkeit PW , die in Abbildung 33 gegen die Porenumfangdichte U_A aufgetragen ist, aus. Während säuliges Eis zumeist aus isolierten kleineren Porengruppen besteht, bei denen die größte Gruppe im Bild weniger als 0,1% der Gesamtbildfläche und weniger als 1% der Gesamtporosität ausmacht, kann körniges oder gemischt säulig/körniges Eis Perkolationswahrscheinlichkeiten von über 0,05 (0,5% der Gesamtbildfläche) aufweisen. Verhältnismäßig hohe PW -Werte gehen nicht nur mit hohen Umfangdichten, sondern auch mit großen Porositäten einher. Hohe PW -Werte bedeuten jedoch nicht zwingend einen hohen Vernetzungsgrad des Porenraums. Die Analyse einzelner Bilder zeigt vielmehr, daß die größte Vernetzung in Proben verwirklicht ist, für die das Produkt aus Suszeptibilität und Perkolationswahrscheinlichkeit maximale Werte annimmt. In solchen Fällen vernetzen sich einzelne Porengruppe über bis zu 25% der Gesamtbildfläche.

Vergleich zwischen poren- und kernbezogenen Größen. Zusätzliche Informationen über die Verteilung der Sole-Einschlüsse erhält man beim Vergleich von Linearparametern, die an obengenannten Porenbildern bestimmt worden sind, mit solchen, die im polarisierten Licht aufgezeichnete Kornverteilungen widergeben. In Abbildung 34 ist dieser Vergleich anhand der Umfangdichte, die jeweils aus dem Poren- bzw. Kornbild bestimmt worden ist, durchgeführt. Die oberhalb der gestrichelten Linie gelegenen Proben weisen eine höhere Korngrenzfläche als Porengrenzflächendichte auf. Der Abbildung ist zu entnehmen, daß dies in erster Linie auf körnige oder gemischt säulig/körnige Proben zutrifft. In fast allen Proben säuligen Eises überwiegt der Anteil an Porengrenzfläche den Korngrenzflächenanteil. Die Analyse der Dünnschnittbilder zeigt, daß diese Verteilung primär Folge eines höheren Anteils an intragranulären Poren - meist lagige Sole-Einschlüsse - im Säuleneis ist. Im körnigen Eis treten Einschlüsse hingegen überwiegend auf Korngrenzen oder an Berührungspunkten mehrerer Körner auf.

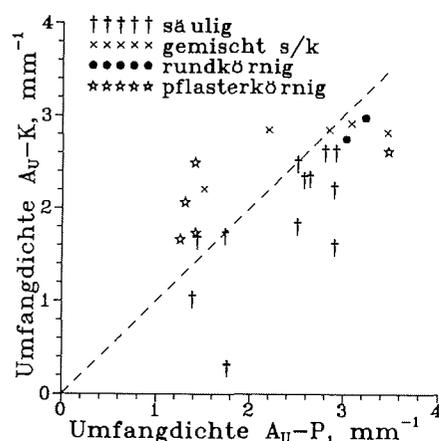


Abb. 34: Das Verhältnis zwischen poren- und kernbezogenen Umfangdichten.

Poren und Körner im Vertikalprofil: Eine Fallstudie. Der antarktische Meereisgürtel besteht zum Großteil aus einjährigem Eis geringer Mächtigkeit (Gordon, 1981; Wadhams et al., 1987). Der Kern N82289 in Abbildung 35, der im Oktober 1989 auf etwa $66^{\circ}38'S$ $5^{\circ}10'O$ gezogen wurde, stellt ein typisches Beispiel jungen, undeformierten Eises dar: Das dünne Band körnigen Eises am oberen Kernende ist durch eine Übergangszone mit gemischt säulig/körniger Textur vom säuligen Eis getrennt. In den untersten Zentimetern fand ein erneuter Übergang zu gemischt säulig/körnigem Wachstum statt, das vermutlich mit erhöhten Wachstumsgeschwindigkeiten und Änderungen in der Unterströmung der Scholle einherging.

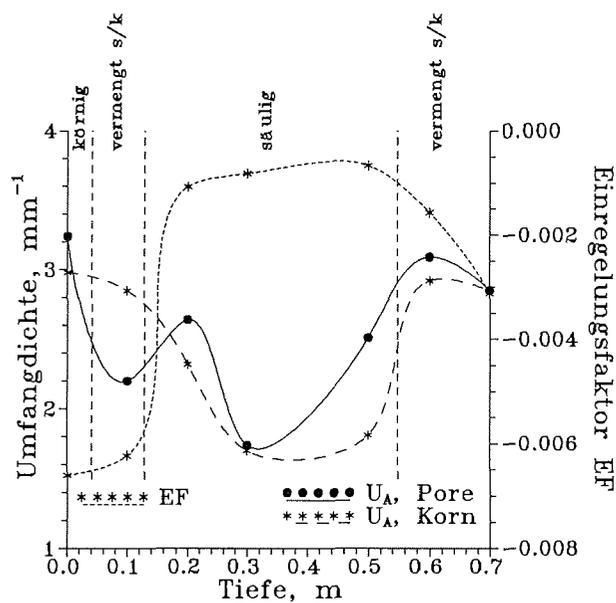


Abb. 35: Tiefenprofil von Einregelungsfaktor, porenbezogener und kornbezogener Umfangdichte für den Bohrkern N82289.

Diese Wachstumsentwicklung läßt sich anhand des Einregelungsfaktors EF, der ein Maß für die Einregelung der c-Achsen in die Horizontale darstellt, verfolgen. Die niedrigsten EF-Werte treten im körnigen Eis und der daran anschließenden Übergangszone auf; das säulige Eis - der starken Einregelung der Kristallachsen entsprechend - weist durchweg hohe EF-Werte auf. Die Störung des säuligen Wachstums äußert sich im Absinken von EF. Die höchsten Umfangdichten des im Durch- und Streulicht aufgezeichneten Porenraums treten im körnigen Eis und im untersten Kernbereich auf. Während rundkörniges Eis entstehungsbedingt grundsätzlich hohe Porengrenzflächendichten aufweist, ist der Anstieg von U_A nach unten hin durch höhere in-situ Temperaturen und somit höhere Porositäten bestimmt. Die Umfangdichte der Eiskörner zeigt einen ähnlichen Verlauf.

2.4. Diskussion

2.4.1. Fehlerbetrachtung

Da manuell oder halbautomatisch durchgeführte stereometrische Untersuchungen generell vom statistischen Fehler dominiert werden (Underwood, 1970), konzentrieren sich die meisten Arbeiten in ihrer Fehleranalyse auf die Festlegung der statistischen Zuverlässigkeit der Daten (z.B. De Hoff, 1967; Underwood, 1970; Frangipane und Schmid, 1974; Kry, 1975; Weibel, 1979; Alley, 1987). Die Behandlung systematisch-methodischer Fehler, deren Quantifizierung sich schwierig gestaltet, erfolgt gar nicht oder lediglich qualitativ. Nach der Abschätzung des statistischen Fehlers soll im folgenden versucht werden, instrumentell und methodenbedingte Fehler anhand einiger Musterfälle quantitativ einzugrenzen.

Statistische Fehler und Zuverlässigkeit der gewonnenen Daten. Für Unterproben aus einer Datenmenge (z.B. ein Grauwertbild) ist die Standardabweichung $\sigma(x_M)$ der Mittelwerte aus den einzelnen Unterproben bei Normalverteilung der Meßgrößen x von der Anzahl der Meßwerte n abhängig:

$$\sigma_M = \sigma(x)/\sqrt{n}$$

mit einer Standardabweichung der Einzelwerte $\sigma(x)$ (Underwood, 1970, Lloyd, 1980). Sind die Mittelwerte der Unterproben normalverteilt (Theorem des zentralen Grenzwertes), so können Zuverlässigkeitsgrenzen z für die statistische Sicherheit $W(x)$ angegeben werden. Die Fläche unter der Gaußschen Glockenkurve zwischen $x-z$ und $x+z$ entspricht nämlich der Wahrscheinlichkeit, daß die Abweichung vom wahren Wert x_M kleiner z ist. So entspricht die 95%-Zuverlässigkeits- oder Vertrauensgrenze einem Verhältnis $z/\sigma(x_M)$ von 1,960. Mit wachsenden $z/\sigma(x_M)$ wächst auch die Zuverlässigkeit bei der Ermittlung von x_M . In der automatischen Bildverarbeitung, für die n typischerweise sehr groß wird (für in dieser Arbeit durchgeführte Linearanalysen ist n generell $> 10^4$, bei der Grauwertanalyse gar $> 10^5$), geht $\sigma(x_M)$ als Maß für den statistisch-zufälligen Fehler gegen Null.

Instrumentell bedingte Fehler. Insbesondere bei der Untersuchung kleiner Bildstrukturen fällt der *Digitalisierungseffekt* bei der Übertragung stetiger Kurven auf ein orthogonales digitales Gitternetz ins Gewicht. Hiervon sind in erster Linie die am Porenraum bestimmten Grenzflächendichten betroffen. In der Praxis entzieht sich dieses Problem jedoch weitgehend einer Quantifizierung (vgl. Serra, 1982); die theoretische Maximalabweichung bei der Bestimmung eines Quadratumfangs liegt bei einem Faktor $\sqrt{2}$.

Abweichungen von der *Bildstabilität* und die systematisch auftretende *geometrische Verzerrung* von Kamera und Objektiv liegen nach Herstellerangaben unterhalb 1%. Zur Überprüfung dieser Angaben ist ein 1-mm²-Maßgitter bei einer Brennweite von 0,3 m (kleinste verwendete Brennweite) aufgezeichnet worden. Die maximale Verzerrung der Gitterlinien tritt in den Bildecken auf und beläuft sich auf 2 Bildpunkte. Auf das Gesamtbild bezogen liegt die maximal beobachtete geometrische Verzerrung deutlich unterhalb der Größe eines Bild-

punktes. In bezug auf die geometrische Bildstabilität konnten weder in Einzelbereichen noch für das gesamte Bild Abweichungen der ermittelten Meßgrößen unter wechselnden Aufzeichnungsbedingungen nachgewiesen werden.

Zur Abschätzung des Fehlers, der sich aus einer *Neigung der optischen Achse der Fernsehkamera* gegen die Dünnschnittebene ergeben könnte, ist dieselbe Probe körnigen bzw. säuligen Eises um 5, 10 und 25° gegen die optische Achse des Systems geneigt worden. Für 5° Neigung liegt die maximale Abweichung der mittleren Sehnenlänge s_M vom Referenzwert unterhalb 2%. Die maximale Abweichung beträgt bei einer Neigung von 25° knapp 18% bezogen auf die mittlere Sehnenlänge der Säuleneis-Probe. Analog zur mittleren Sehnenlänge verhalten sich die Abweichungen bei anderen Parametern wie den Kontrastgradienten KG und EF oder dem Anisotropiefaktor An. Da die Lage des Dünnschnitts und die Orientierung der Kamera bei Routine-Aufnahmen justiert werden und die Winkelabweichung $< 2^\circ$ ist, wird der resultierende Fehler mit maximal 1% in bezug auf die mittlere Sehnenlänge angesetzt.

Um den Einfluß etwaiger *Bildunschärfen* abzuschätzen, ist eine scharf fokussierte Aufnahme (Blende 16/22, $f = 0,35$ m) mit hochgradig unscharfen Bildern (Blende 16 bzw. 11, $f = 0,3$ m) verglichen worden. Der Referenzwert der mittleren Sehnenlänge sowohl von Körnern als auch von Poren erhöht sich in diesem Fall um rund 5 bzw. 15%. Da die Bilder bei der geringstmöglichen Tiefenschärfe fokussiert und bei der größtmöglichen aufgezeichnet werden, wird ein aus Fehlfokussierung resultierender Fehler vernachlässigt.

Aufgrund von Fehlern bei der *A/D-Wandlung* sind Abweichungen einzelner Bildpunkte vom tatsächlichen Wert nicht zu vermeiden. Dies liegt im Prinzip des A/D-Wandlers sowie im Bautyp des für die Matrox-Karte verwendeten Produkts begründet (Tietze und Schenk, 1983; Fa. Rauscher, pers. Mitt.). Da lediglich einzelne Bildpunkte betroffen sind, hat der Fehler auf Größen wie Sehnenlänge oder die morphologische Größenverteilung - insbesondere nach Tiefpaßfilterung der Bilder - keinen Einfluß. Fehlerhaft digitalisierte Bildpunkte wirken sich auch bei der harmonischen Analyse in einer Serie von 10 Dünnschnittbildern kaum aus, wobei die Bestimmung der nicht erklärten Varianz eine Quantifizierung dieses Fehlers erlaubt.

Methodenbedingte Fehler. Unter diese Rubrik fallen Fehler, die sich aus Unzulänglichkeiten bei der Auswertung von Bildinformationen ergeben. Hier ist vorrangig die Problematik der fehlerhaften Kornerkennung von Bedeutung. Die Segmentierung der Dünnschnittbilder setzt voraus, daß verschieden orientierte Kristalle durch den abrupten Grauwertübergang im Korngrenzbereich identifiziert werden können. Fehler beruhen direkt oder indirekt auf folgenden Umständen:

- (1) unterschiedlichen Interferenzfarben wird derselbe Grauwert zugewiesen,
- (2) senkrecht zueinander orientierte Kristalle weisen bei gleicher c-Achsenneigung gegen die Horizontale denselben Auslöschungsgrad und damit denselben Grauwert auf,
- (3) Kristalle, deren c-Achsen spiegelsymmetrisch um die Schwingungsebene eines Polarisators orientiert sind, weisen denselben Auslöschungsgrad auf,
- (4) Kristalle sind nahezu parallel zueinander orientiert, so daß der Grauwertkon-

trast zu gering für eine einwandfreie Korngrenzerkennung ist, (5) Poren innerhalb hell erscheinender Kristalle werden fälschlicherweise als Körner bzw. Korngrenzen identifiziert.

Der unter Punkt 1 genannte Fehler ist schwer zu quantifizieren und zudem stark instrumentenabhängig. Die Analyse eines Standardfarbkeiles zeigt, daß Grün-, Violett- und Blautöne schwer zu unterscheiden sind. Bei der Herstellung von Dünnschnitten kann dies berücksichtigt werden, indem die Probendicke so gewählt wird, daß keine Kombination von im Grauwertbild schwer zu trennenden Interferenzfarben auftritt.

Fall 2 ist sehr selten, wie das Einmessen der c-Achsenverteilungen einer größeren Anzahl von Dünnschnittproben zeigt. Fall 3 ist hingegen häufiger zu beobachten. Die Auswertung von Aufnahmen, die unter nicht exakt gekreuzten Polarisatoren aufgenommen wurden (Winkeldifferenzen von 45° bis 90°), zeigt, daß dies fast ausschließlich bei säuligem Eis der Fall ist. Die maximal beobachtete Abweichung der mittleren Sehnenlänge beläuft sich hierbei auf etwa 20%, wobei s_M bei zunehmender Verdrehung der Polarisatoren gegeneinander absinkt. Dieser Fehler schließt jedoch die Punkte 4 und 5 ein.

Die beste Abschätzung des Ausmaßes falscher Kornidentifizierung bietet der Vergleich zwischen Bildern, die (1) aufgrund des Bildkontrastes und (2) durch Bestimmung der azimuthalen Kornorientierung binarisiert worden sind. Die Information über die Orientierung der Körner wird verwendet, um Korngrenzen basierend auf der Winkeldifferenz zwischen übernächsten Nachbarn festzulegen. Der minimale Korngrenzwinkel ist entsprechend röntgenographischen Messungen von Fukuda et al. (1983) mit 5° bzw. 10° angesetzt. Für Proben mit regelloser c-Achsenverteilung stimmen nach beiden Verfahren segmentierte Bilder sehr gut überein. Dennoch treten bei der mittleren Sehnenlänge Abweichungen von maximal 15% auf, da die harmonische Analyse an nicht aufbereiteten Bildern durchgeführt wird und der Fehler in der Ermittlung von φ_M bei zunehmender Hauptachsenneigung gegen die Horizontale stark anwächst. Die Abweichungen von maximal 20% bei der Bestimmung der mittleren Sehnenlänge an Proben säuligen Eises sind auf ein höheres Grundrauschen in den Azimutalverteilungs-Bildern zurückzuführen.

Der Fehler in der Bestimmung der azimuthalen Kornorientierung bei der harmonischen Analyse drückt sich im Anteil der nichterklärten Varianz ϵ_{ne} an der modellierten harmonischen Schwingung aus. Diese Größe hängt von den oben geschilderten A/D-Wandlungsfehlern, Bildinstabilitäten innerhalb der Aufnahmenserie, Alias-Effekten im Bereich von Korngrenzen und Poren, der Neigung der c-Achse des Kristallbereichs gegen die Horizontale sowie dem Grauwertunterschied zwischen Hell- und Dunkelstellung eines Korns ab. Innerhalb von Kristallen, die weniger als 60° gegen die Horizontale geneigt sind, liegt der Anteil der nichterklärten Varianz generell unterhalb 20%. Er kann jedoch in solchen Körnern, die aufgrund ihrer dunklen Interferenzfarbe bzw. der nahezu vertikalen c-Achsenorientierung nur eine geringe Grauwertdifferenz zwischen Hell- und Dunkelstellung aufweisen, auf mehr als 50% ansteigen. Da die intragranulären Poren im allgemeinen durch Lichtstreuung dieselbe Grauwertoszillation wie das umgebende Korn aufweisen, tragen Poren kaum zum Fehler bei. Dies sagt aller-

dings nichts über den Fehler der berechneten Winkelwerte aus, der im allgemeinen im Bereich von Korngrenzen maximal 10° beträgt und innerhalb von Kristallen auf unter 5° abfällt. Für Kristalle mit steil im Dünnschnitt stehenden c-Achsen nimmt der Fehler jedoch wie bei anderen optischen Verfahren große Werte an; für senkrecht stehende c-Achsen kann gar keine azimutale Orientierung angegeben werden. Das Unvermögen, zwischen um 90° gegeneinander versetzten c-Achsen zu unterscheiden, ist bei vergleichenden Untersuchungen verschiedener Verteilungsmuster von geringem Einfluß.

Die Untersuchungen zur fraktalen Geometrie des Meereises sind von der Qualität der Bilddaten abhängig. Der hochfrequente Anteil der Bildinformation (d.h. Ortsfrequenzen < 2 Bildelemente) fällt vor allem bei der Bestimmung der fraktalen Dimension sehr feinkörniger Proben stärker ins Gewicht. Hier wirkt zusätzlich der Fehler, der bei der Übertragung kontinuierlicher Raumdaten ins digitale Gitter auftritt. Läßt man die Datenpunkte in den Mandelbrot-Richardson-Graphiken, die Auflösungen von 1 bzw. 2 Bildelementen entsprechen, außer acht, so bewirkt dies eine Abweichung der D-Werte um weniger als 5%. Die fraktale Dimension feinkörniger Proben kann jedoch bei Fortfall der untersten Datenpunkte stärkere Abweichungen aufweisen. Die Verschiebung des grobskaligen Endes der Auflösungsskala aufgrund fehlerhafter Kornerkennung schlägt sich nicht in den D-Werten nieder. Aufgrund des verzerrenden Einflusses der Maske gehen bei grober Auflösung bestimmte Meßpunkte nicht in die Berechnung der fraktalen Dimension ein.

Für den Formfaktor A_n sind Abweichungen in der Dünnschnittorientierung von der mittleren bildkantenparallelen Ausrichtung von Bedeutung. Hierzu wurde A_n unter wechselnder Dünnschnittorientierung für verschiedene Aufnahmen ermittelt. Für körniges Eis liegen die maximalen Unterschiede einschließlich der durch Bildverschiebung bedingten beim A_n -Wert unter 5%, für s_M beträgt die Abweichung weniger als 2%. Bei säuligem Eis weicht A_n um weniger als 20%, s_M um weniger als 10% ab.

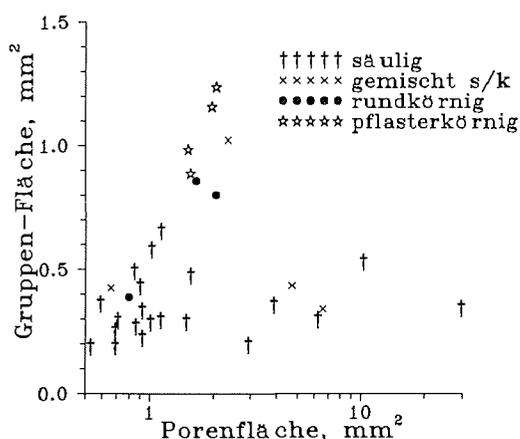


Abb. 36: Das Verhältnis zwischen Porengruppenfläche und mittlerer Porenfläche.

Bei der Berechnung von Kornfläche und Kornumfang im Rahmen der Linearanalyse treten Fehler durch Abweichungen von der angenommenen Idealgeometrie auf. Deren Quantifizierung ist in bezug auf die Eiskörner ohne explizite Beschreibung der Realgeometrie unmöglich. Dennoch zeigt der Vergleich zwischen berechneter mittlerer Porenfläche A_M und vom Programm ermittelter mittlerer Porengruppenfläche A_M' in Abbildung 36 das Ausmaß des Fehlers bei der Analyse des Porenraums. Die Mehrzahl der A_M - und A_M' -Werte stimmen zumindest in der Größenordnung und im Verhältnis zueinander überein, so daß hier die Annahmen über eine konvexe Porengeometrie gerechtfertigt scheinen. Bei Proben mit kleinem Gruppen- zu Porenflächenverhältnis handelt es sich um Dünnschnitte mit geringer Porosität (<10%) und langgestreckten oder stark eingebuchteten Poren. In diesen Fällen sind die der Berechnung zugrundeliegenden Annahmen nicht ausreichend erfüllt. Die Schiefe der Sehnenlängenverteilung f scheint ein guter Indikator für die Zuverlässigkeit der berechneten mittleren Porenfläche zu sein: Bei großen Differenzen zwischen A_M und A_M' liegt f deutlich über 10 und ist im Falle extremer Abweichungen >100.

Aus im Abschnitt 2.2.3 geschilderten Gründen ist auf eine Korrektur des Randeffekts verzichtet worden. Der daraus resultierende Fehler ist von der Größe der Körner und der Größe des Bildausschnitts abhängig. Aufgrund der Anzahl der Sehnen pro Zeile wurde die Sehnenlängenverteilung der Probe R513860 (bezogen auf den Mittelwert $s_M = 14,8$ mm, die größte gemessene mittlere Sehnenlänge) nach Hougardy und Stienen (1978) korrigiert. Die mittlere Sehnenlänge der nicht korrigierten Daten liegt im Vergleich um 30% niedriger. Für feinkörnige Proben mit mittleren Sehnenlängen <5 mm beträgt die Abweichung etwa 10%. Die aus dem Randeffekt resultierende Verschiebung der Sehnenlängenverteilung beeinflußt zwar die Absolutwerte der statistischen Verteilungsparameter, den Charakter der Verteilung jedoch kaum. Je grobkörniger eine Probe, desto schwieriger wird die Quantifizierung des Randeffekts, da sich das Mißverhältnis zwischen mittlerem Korndurchmesser und Größe des Bildausschnitts zunehmend bemerkbar macht. Der Randeffekt ist auch bei der Größenanalyse mit Hilfe morphologischer Filter von Bedeutung, wird allerdings teilweise dadurch kompensiert, daß Erosions- und Dilationsfilter nicht vom Bildrand aus auf die Objekte wirken. Bei der Analyse von Porenbildern ist der Randeffekt aufgrund der geringen Porengröße ($s_M < 1$ mm) von geringem Einfluß.

Wie repräsentativ sind einzelne Dünnschnittproben für einen größeren Gefügebereich? Eine Vielzahl von Unterproben aus einem einheitlichem Gefügebereich wären für die Beantwortung dieser Frage vonnöten. Um zumindest einen Eindruck von der Größenordnung der Variabilität zu erhalten, wurden je 6 teilweise überlappende Bilder (34*50 mm Kantenlänge) von Proben möglichst gleichförmigen körnigen, säuligen und gemischt säulig/körnigen Eises von 10,5 cm Durchmesser aufgezeichnet. Die Standardabweichung der mittleren Sehnenlänge liegt ebenso wie die der anderen Größenparameter unterhalb 5%.

Fehler bei der Segmentierung der Dünnschnittbilder tragen wesentlich zum Gesamtfehler der Porenanalyse bei. Deutlich wird dies bereits bei der manuellen Festlegung des Schwellwertes zwischen Poren und Eis für ein unter optimalen Bedingungen aufgezeichnetes Bild, das nur sehr geringe regionale Grauwert-

gradienten aufweist (< 10 Grauwertstufen im Bildquerschnitt). Wird die Segmentierung desselben Bildes mehrmals von einer Testperson wiederholt, so schwankt der Segmentierungs-Schwellwert um Beträge zwischen 10 und 15 Grauwertstufen, entsprechend einem relativen Fehler der Porosität von 10% bis hin zu Werten $> 30\%$. Dies beruht auf Streuung an der Grenze Pore-Eis, die ein diffuses Erscheinungsbild von Poren bewirkt. Das automatische Segmentierungsverfahren vermindert bzw. systematisiert den auf Randstreuung basierenden Fehler, da sämtliche Proben einheitlich analysiert werden. Um einen Eindruck von der Größenordnung der Variabilität in Abhängigkeit von den Beleuchtungsverhältnissen zu erhalten, sind zwei Proben unter verschiedenen Durch- und Streulichtverhältnissen - ausgedrückt durch den Median der Grauwertverteilung G_{Md} - segmentiert worden. Die maximalen Abweichungen von der unter optimalen Bedingungen ermittelten Porosität sowohl bei Durch- und Streulichtbildern sind $< 30\%$, wenn G_{Md} nicht mehr als 50 Grauwertstufen ober- und unterhalb des Optimalwerts liegt. Die maximale Abweichung der mittleren Sehnenlänge liegt innerhalb dieses Bereichs unter 10%. Berücksichtigt man nun zusätzlich den aus der automatischen Schwellwertfindung resultierenden Fehler und den Einfluß des Holmes-Effektes, so kann der Gesamtfehler bei der Bestimmung der Porosität im Rahmen der Bildverarbeitung mit maximal 30-40% abgeschätzt werden. Die Porengrößenparameter sind mit einem deutlich geringeren Gesamtfehler von maximal rund 20% behaftet.

Tabelle 10: Relative Bedeutung der einzelnen Komponenten des Gesamtfehlers

Fehler	Bedeutung
1. Statistische	unbedeutend ($< < 1\%$)
2. Instrumentell bedingte	unbedeutend ($< 1\%$)
3. Methodenbedingte	
3.1. Fehlerhafte Segmentierung	insges. maximal 10%; bei der Porenanalyse von großer Bedeutung
3.2. Dickeneffekt	bei der Porenanalyse von großer Bedeutung und nur ungenügend kompensierbar
3.3. Randeffect	bei grobkörnigen Proben von Bedeutung; kann rechnerisch korrigiert werden

Die oben beschriebenen Fehler und deren Auswirkungen sind in Tabelle 10 kurz zusammengefaßt. Wie aber verhält sich die Porosität von gemäß internationalem Standard (vgl. Häusler et al., 1989) verarbeiteten Meereisproben zu den in-situ Porositäten?

In-situ Porosität = Probenporosität? Große Ionen reichern sich beim Gefrieren von Meerwasser in der flüssigen Restphase an, da sie im Kristallgitter des Eises keinen Platz finden. Meereisproben werden im allgemeinen bei Temperaturen unterhalb des Eutektikums von $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ und H_2O bei $-21,1^\circ\text{C}$ verarbeitet, um eine Bewegung der Restsole innerhalb der Proben zu vermeiden (vgl. Weeks und Ackley, 1982, sowie Empfehlungen von Häusler et al., 1989). Da Meersalz zum größten Teil aus Na^+ - bzw. Cl^- -Ionen besteht, liegt Meerwasser bei einem Salzgehalt von 3,5% bei -30°C lediglich zu $2 \cdot 10^{-5}$ ppv in flüssiger Phase vor (Richardson und Keller, 1966). Unter der Annahme, daß bei der Probenahme keine oder nur geringste Solemengen (<5% des ursprünglichen Volumens) verlorengehen und daß die im Meereis eingeschlossene Luftmenge vernachlässigbar klein ist (Nakawo, 1983, und eigene, unveröffentlichte Untersuchungen zeigen, daß der Gasanteil im Meereis im Durchschnitt 1 Vol.-% nicht übersteigt), sollte demnach ein Eisdünnschnitt bei -25°C keinerlei erkennbare Poren mehr aufweisen. Die von Cox und Weeks (1983) abgeleiteten Porositätsgleichungen zeigen für auf -30°C abgekühlte Proben zwar immer noch Porengehalte in der Größenordnung von 0,5%, dies ist aber vermutlich in ungenügenden Kenntnissen über den Verlauf der Phasengrenzen im Meereissystem begründet, wie der Vergleich mit den experimentell gewonnenen Daten von Richardson und Keller (1966) zeigt. Diese Umstände führen zu einer wichtigen Schlußfolgerung: *Alle Untersuchungen der Meereisporosität bei tiefen Temperaturen widmen sich in erster Linie dem Porenraum, der durch Flüssigkeitsverluste bei der Probenahme bzw. beim Abkühlen der Probe nachträglich mit Luft gefüllt worden ist oder bereits vorher gasgefüllt war.*

Die aus Abbildung 30 ersichtlichen Diskrepanzen zwischen nach verschiedenen Methoden ermittelten Porositäten sind Folge dieser künstlichen Erhöhung gemessener gegenüber berechneten Werten; Aussagen über die Menge verlorener Sole sind jedoch nicht möglich. Allgemein gilt, daß größere Poren während der Probenahme verstärkt Sole verlieren, während sich kleinere Kavernen eher später bei der Volumenverringerng durch das Ausfrieren der Flüssigphase schließen. Die niedrigen berechneten Porengehalte des zentrifugierten Kerns im unteren Abschnitt, die im Widerspruch zur höheren Temperatur an der Schollenunterseite stehen, sind sicherlich auf eine solche differentielle Entsalzung zurückzuführen.

Zusammenfassend bleibt festzustellen, daß die Ermittlung der Porosität mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden ist. Neben noch zu entwickelnden in-situ anwendbaren Verfahren, erscheint auch die Nutzung akustischer oder röntgenographischer Tomographie insbesondere für die Bestimmung der Absolutporosität und deren Verteilung erfolgversprechend. Die Stärken der bildverarbeitenden Verfahren am Dünnschnitt liegen eher im Bereich der Feinstrukturanalyse von Form, Größe und Zusammenhang der Einschlüsse, die weniger von den oben geschilderten Problemen betroffen ist.

2.4.2. Meereisbildung, Meereiswachstum und Meereisgefüge

Naturbelassene und korrigierte Korngrößenverteilung im Vergleich. Die bei der Berechnung raumbezogener Korngrößenverteilungen auftretenden Fehler (Tab. 3) sind in der Natur der automatischen digitalen Bildanalyse begründet. In automatische Auswertungen gehen im Gegensatz zu manuellen oder halbautomatischen Arbeiten auch sämtliche Sehnen von wenigen Bildpunkten Länge ein. Diese beeinflussen bzw. verfälschen den gesamten unteren Bereich des berechneten raumbezogenen Spektrums. Bei größeren Körnern rührt der Fehler vor allem von zerlappten Kornumrissen her, die im Rückrechnungsverfahren nicht berücksichtigt werden können. Zusätzliche Schwierigkeiten ergeben sich durch die vertikale Längung von Eiskristallen. Bei ideal ausgebildetem Säuleneis tritt demnach das Problem der Rückrechnung von Linearparametern auf raumbezogene Größen gar nicht auf, da sich der Querschnitt eines Kornes wenig mit der Tiefe ändert. Die Berechnung raumbezogener Korngrößenverteilungen im Rahmen einer automatischen Gefügequantifizierung scheint wenig erfolgversprechend. Ein Verzicht auf Korrektur der Daten fällt nicht schwer, wenn man den damit verbundenen Informationsverlust in Betracht zieht. Neuere Untersuchungen aus dem Feld der Werkstoffwissenschaften, die nur ebenenbezogene Korngrößen-, Sehnen- oder Flächenverteilungen vorstellen (z.B. Saetre et al., 1986, Marthinsen et al., 1989), entsprechen diesem Trend.

Die fraktale Geometrie des Meereisgefüges. Die Bestimmung von Korrekturfaktoren für den Vergleich von Aufnahmen verschiedenen Maßstabs (analog der Arbeit von Dearnley, 1985, an basischen Ganggesteinen) war ein Ziel der Untersuchung fraktaler Eigenschaften von Meereisdünnschnitten. Der Blick in Tabelle 2 zeigt deutlich, daß dieses Ziel nicht erreicht wurde. Hier ist zunächst ein Vergleich mit anderen Messungen instruktiv. Die einzigen mir bekannten Bestimmungen fraktaler Dimensionen an Dünn- bzw. Anschnitten polykristallinen Materials stammen von Dearnley (1985) und Burrough (1981, aus Variogrammen einer Untersuchung an Chloritschiefern von Serra, 1968). Serra untersuchte eine Probe mit der von Burrough abgeschätzten fraktalen Dimension 1,9 für Quarz und 1,6 für Chlorit. Dearnley bearbeitete drei Proben mit von ihm ermittelter fraktaler Dimension 1,89, 2,00 und 2,00. Im Licht einer Untersuchung von Underwood und Banerji (1986) an Bruchflächen in getempertem Stahl - mit D-Werten zwischen 1,072 und 1,091 - erscheint die in dieser Arbeit ermittelte Wertespanne recht groß. Die Untersuchungen von Schwarz und Exner (1980) an Modell-Partikeln und die Betrachtung verschiedener Koch-Kurven (Mandelbrot, 1983) weisen jedoch ähnliche Schwankungsbreiten auf.

Ungewöhnlich mutet die Diskrepanz zwischen den hohen fraktalen Dimensionen aus Burroughs (1981) und Dearnleys (1985) Arbeit und denen dieser Untersuchung an. Dabei ist sicherlich die spezielle Beschaffenheit des mehrphasigen Meereises im Gegensatz zu den festen Verwachsungen zahlreicher Minerale in den anderen Proben zu berücksichtigen. Zudem scheint es durchaus möglich, daß es sich bei den hohen Werten in Dearnleys und Burroughs Untersuchung zu einem gewissen Grad um Artefakte handelt. In beiden Fällen liegen die ermittelten Sehnenlängen bzw. Partikelgrößen in der Größenordnung der

Probendicke oder darunter. Die Projektion dieses "Dünnschnitttraumes" auf die Bildebene weist allerdings geometrische Eigenschaften auf, die von denen des zweidimensionalen Falles gänzlich verschieden sein können (Abb. 26). Insbesondere in Systemen wie basischen Ganggesteinen, die aus Partikeln verschiedener Größenordnung bestehen, kann dieser Volumeneffekt durch Überlappung von konvexen Partikeln bzw. exponentielle Erhöhung des Anteils kleiner Körner in der Probe den Wert der fraktalen Dimension verändern.

Ein weiterer Fehler resultiert aus dem schwankenden Anteil undurchsichtiger Phasen. Mandelbrot (1983) behandelte dieses Problem bereits in einem anderen Zusammenhang. Es zeigt sich, daß die fraktale Dimension einer Menge von Kugeln bzw. Kreisflächen vom Grad ihrer Raum- bzw. Flächenausfüllung abhängt. Dies wird deutlich, wenn man Kreisflächen verschiedener Größe a betrachtet, die zufällig auf einer Fläche der Ausmaße $dxdy$ (im Sinne einer Poisson-Verteilung) verteilt sind, wobei der Erwartungswert der Verteilung für Kreisflächen $a > A$

$$E(a > A) = (A C / D_T) dxdy$$

beträgt. Der Parameter C beschreibt in Verbindung mit der topologischen Dimension D_T , in welchem Maße die Grundfläche $dxdy$ von Objekten bedeckt ist. Die fraktale Dimension D dieser Menge von Kreisflächen ist wiederum eine Funktion von C (Mandelbrot, 1983):

$$D = D_T - C.$$

Wächst C im hier betrachteten Fall auf den Maximalwert von 2 an, so fällt D auf 0 ab. Ist die Dicke des beprobten Volumens größer oder gleich dem gemessenen Linear- oder Flächenparameter, kann es durch den Holmes-Effekt zu einer scheinbaren Erhöhung der ermittelten fraktalen Dimension D kommen. Je höher jedoch der Anteil undurchsichtiger Phase am Gesamtvolumen, desto stärker wird D aufgrund des "Ausfüllungseffektes" zu niedrigeren Werten verschoben. Die in dieser Arbeit an Eiskörnern ermittelten fraktalen Dimensionen werden wegen des recht hohen Verhältnisses Kornausmaße/Dünnschnittdicke und aufgrund des speziellen Segmentierungsverfahrens als weitgehend unverfälscht angesehen.

In der zitierten Literatur über die fraktalen Gefügeeigenschaften von Werkstoffen und Gesteinen findet sich keine Darstellung der Abhängigkeit der fraktalen Dimension von der Korngrößenverteilung, die bei der Untersuchung kompakter Medien im Gegensatz zur Betrachtung einzelner Partikel von großer Bedeutung ist. Somit ist die fraktalgeometrische Unterscheidung zwischen einem Größenspektrum unregelmäßig geformter konvexer Partikel und einem Gemenge stark zerlappter Körner einheitlicher Größe an dieser Stelle unmöglich. Daß Linearparameter ihrerseits von der fraktalen Geometrie des Probenmaterials abhängen, wirkt sich zusätzlich negativ auf die Berechnung raumbezogener Korngrößenverteilungen aus.

Vollautomatische Gefüge-Klassifizierung. Für die Gefügeuntersuchung von Eisdünnschnitten würde ein automatisches System, das sich auf repräsentative Daten verschiedenster Regionen stützt, eine wertvolle Entscheidungshilfe bei der Klassifizierung und Einordnung des Probenmaterials darstellen. Außerdem kann die Arbeit mit einem automatischen Klassifizierungssystem grundlegende Fragen

oder Probleme der Gefügeuntersuchung offenlegen.

Die in dieser Arbeit untersuchten Proben bilden einen repräsentativen Querschnitt durch das Spektrum der Meereisgefüge: Sie vertreten sowohl die verschiedenen Bildungsmilieus und -regionen im Weddellmeer bzw. der inneren Arktis als auch verschiedene Altersstufen. Einem automatischen Klassifizierungssystem müssen nun, gestützt auf diese Daten, Kriterien zur Differenzierung zwischen verschiedenen Gefügeklassen vorliegen, wobei sich das System diese Kriterien durchaus selbst erarbeiten könnte. Die bereits in Abschnitt 2.3.2 vorgestellte Verknüpfung mehrerer Gefügeparameter ist hierfür eine gute Ausgangsbasis. Die deutlichste Differenzierung verschiedener Gefügeklassen ergibt sich aus der Verbindung des Kontrastgradienten KG mit der Schiefe der Sehnenlängenverteilung f . Wie aus Abbildung 37 ersichtlich, wird säuliges deutlich von körnigem Eis getrennt. Gemischt säulig/körnige Proben treten in der Parameterebene im Grenzbereich zwischen säuligem und körnigen Proben auf, überlappen sich teilweise aber auch mit beiden Reinformen.

Zwei grundsätzlich verschiedene Prozesse führen zur Bildung von Mischformen säulig/körnigen Eises. Einerseits können durch Deformation und mechanische Vermengung größere Bereiche säuligen Eises neben solchen körnigen Eises im selben Dünnschnitt auftreten (vermengt säulig/körnig, Abb. 12e). Ähnlich sehen Proben aus, in denen aus Überschiebungen oder Aufpressungen entstandene Hohlräume durch Wachstum von säuligem Eis geschlossen wurden. Andererseits treten säulig/körnige Mischformen in der Übergangszone zwischen körnigem und säuligem Eis auf (verzahnt säulig/körnig). Bei diesem kontinuierlichen Prozeß, der meist innerhalb weniger Wachstumszentimeter vollzogen ist (Weeks und Ackley, 1982), nehmen die Kristalle Formen und Größen an, die Gemeinsamkeiten sowohl mit körnigem als auch säuligem Eis aufweisen (Abb. 12f). Die fraktale Dimension D stellt ein hervorragendes Kriterium für die Unterscheidung zwischen den beiden Wachstumsformen dar; wie bereits im vorigen Abschnitt ausgeführt, vereinigt D Informationen sowohl über die Korngeometrie als auch die Korngrößenverteilung und gibt somit Aufschluß über den Entstehungsmodus. Ein Blick in Tabelle 2 verdeutlicht den Nutzen des D -Wertes bei der Unterscheidung zwischen verzahnt und vermengt säulig/körnigem Eis. Während ersteres wenig Selbstähnlichkeit aufweist und D somit kleiner bzw. gleich 1,29 ist, erstreckt sich die fraktale Dimension des letzteren von 1,30 bis hin zu Werten von 1,45, dem höchsten Wert aller untersuchten Proben.

Diese Beobachtungen legen nahe, sowohl die Nomenklatur als auch die Vorstellungen über die Bildung säuligen bzw. vermengt säulig/körnigen Eises zu überdenken und gegebenenfalls zu erweitern. Die Trennung zwischen vermengt und verzahnt säulig/körnigem Eis durch die fraktale Dimension bietet die Möglichkeit, deformationsbedingtes Wachstum von Eis zu benennen. Dies ist besonders in Regionen von Bedeutung, in denen wind- oder zirkulationsinduzierte Deformation eine große Rolle spielt. Das innere Weddellmeer, in dem Eiswachstum im wesentlichen durch Überschieben und Aufpressen von Pfannkucheneis erfolgt (Lange et al., 1989a) bietet hierfür ein gutes Beispiel. Die Übergangsform vermengt säulig/körnigen Eises verbindet das Regime des "frazil"- oder Schwemmeis-Wachstums mit dem des "congelation"-Wachstums oder Anfrierens.

Mit der Unterscheidung zwischen ruhigem und gestörtem Anfrieren ("quiet" und "disturbed congelation growth") wird bereits ein Schritt in diese Richtung getan.

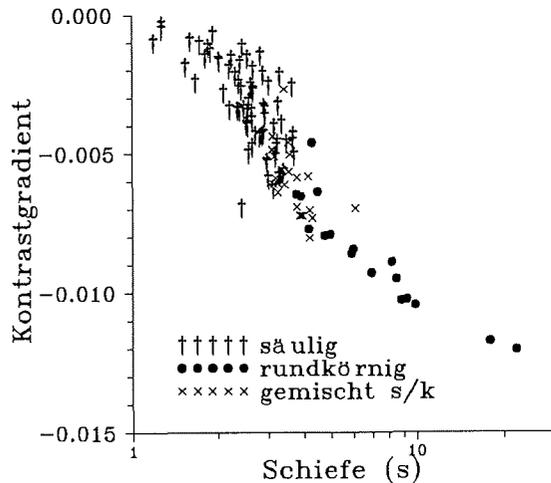


Abb. 37: Das Verhältnis zwischen Kontrastgradient und Schiefe der Sehnenlängenverteilung als Grundlage einer automatischen Trennung zwischen säuligem und körnigem Eis.

Die Unterscheidung von rund- und pflasterkörnigem Eis im Rahmen allgemeiner Betrachtungen zum Wachstum anisotroper Materialien. Im vorigen Abschnitt ist pflasterkörniges Eis aufgrund der geringen Menge und des untypischen Charakters der untersuchten Proben unberücksichtigt geblieben. Die Unterscheidungskriterien zwischen beiden Formen sind jedoch auch im Hinblick auf die verschiedenen Erscheinungsformen anisotroper, polykristalliner Materialien von Interesse. Die pflasterkörnige Gleichgewichtsform kompakten Eises (Abb. 12 a und 38) zeichnet sich durch isometrische Kristalle mit ebenen Grenzflächen sowie ein recht einheitliches Korngrößenspektrum aus (siehe auch Hillert, 1965, zur Theorie des normalen Kornwachstums). Diese beiden Aspekte werden durch die fraktale Dimension D verknüpft und quantifiziert. Aufgrund der unterschiedlichen Geometrien rund- und pflasterkörnigen Eises würde man für ersteres, das im Idealfall einen eingefrorenen Zustand irreversiblen, anisotropen Wachstums mit niedrigem Reifegrad repräsentiert, größere fraktale Dimensionen erwarten als für letzteres, das sich mit einem hohem Reifegrad weitestgehend im thermodynamischen Gleichgewicht befindet. Die in Tabelle 2 aufgeführten Proben entsprechen einer solchen Vorstellung: Für sämtliche rundkörnigen Proben ist D größer als 1,18; die pflasterkörnigen Proben weisen D -Werte unterhalb 1,18 auf. Es muß jedoch berücksichtigt werden, daß es sich bei den pflasterkörnigen Proben mangels anderen Materials überwiegend um feinkörnige Firn- bzw. Eisproben vom Ekström-Schelfeis handelt, die einen hohen Reifegrad repräsentieren. Eine Verifizierung gerade im Hinblick auf die texturale Trennung des pflasterkörnigen vom

rundkörnigen Meereis unter Minimierung des bei der Fraktalanalyse wirksamen Fehlers steht noch aus. Alterung und Rekristallisation von aufschwimmenden Eiskristallen an der bewegten Meeresoberfläche und die damit verbundene Einengung des Korngrößenspektrums können andererseits die verhältnismäßig niedrigen fraktalen Dimensionen einiger Proben aus Tabelle 2 erklären. Zusammenfassend drückt Abbildung 38 am ehesten das Anliegen dieses Abschnitts aus, eine Basis für eine allgemeine Gefügeklassifizierung aufzuzeigen.

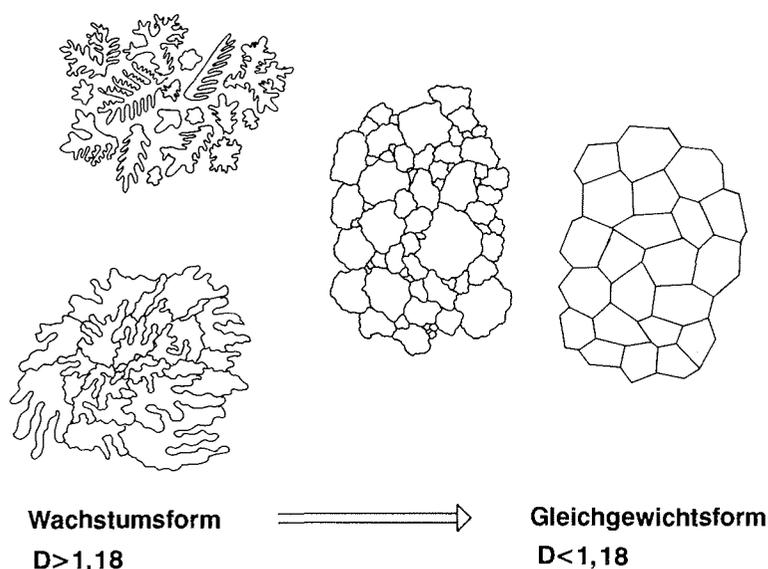


Abb. 38: Schema des Übergangs von der Wachstumsform zur Form des thermodynamischen Gleichgewichts im Verhältnis zur fraktalen Dimension.

Die Stellung des Porenraums im System Meereis. Ein wesentliches Charakteristikum der Meereisporen drückt sich ansatzweise in Abbildung 32 aus: Die Zweiteilung des Größen- und Altersspektrums von Poren. Die Unterscheidung zwischen kleinskaliger Porosität, die unmittelbar bei der Eisbildung zwischen den aggregierten Schwemmeiskristallen bzw. den dendritischen Lamellen des Säuleneises entsteht, und großskaliger Porosität, die sich erst im Verlauf der Alterung durch Zusammenschluß primärer Sole-Einschlüsse bildet, versucht, diesem Umstand gerecht zu werden. Die in dieser Arbeit untersuchten kleinskaligen Poren sind selten mehr als 1-2 mm weit, im Verlauf der Meereisentwicklung nimmt ihre Größe entweder durch sinkende Temperaturen im Eis ab, oder sie verschmelzen zu den großskaligen, sekundären Poren, die ansatzweise in einigen der untersuchten Proben zu erkennen sind und Durchmesser von mehreren Millimetern bis hin zu etlichen Zentimetern oder Dezimetern aufweisen. Der Übergang zwischen klein- und großskaliger Porosität ist in jeder Hinsicht ein fließender, wie auch Labormessungen von Niedrauer und Martin (1979) zeigen. Das End-

stadium großskaliger Poren stellen große Kavernen dar, die durch Schmelzprozesse derart anwachsen können, daß von den Eisschollen nur noch ein löcheriges Eiskelett verbleibt.

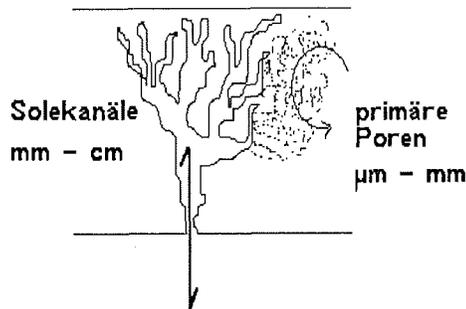


Abb. 39: Schema der Trennung zwischen groß- und kleinskaligem bzw. primärem und sekundärem Porenraum.

Während beim kleinskaligen Porenraum Eisgefüge und Porengefüge aufs engste miteinander verknüpft sind, scheint dies beim sekundär entstandenen Porenraum nicht der Fall zu sein (Lake und Lewis, 1970; Niedrauer und Martin, 1979). Letzterer bildet baumförmig verzweigte Kanalsysteme aus, die mit mittleren Abständen von rund 10 cm im Eis verteilt sind (Lake und Lewis, 1970; Martin, 1979). Aus Laborversuchen (Niedrauer und Martin, 1979) und numerischer Modellierung (Criminale und Lelong, 1984) geht hervor, daß Transportvorgänge in Poren mit Durchmessern von Millimetergröße konvektiv, darunter diffusiv bzw. quasi-diffusiv erfolgen. Die hier untersuchten Poren liegen gerade innerhalb dieser Grenzzone. Zieht man den hohen Grad der Vernetztheit des Porenraums in Betracht, ergibt sich das in Abbildung 39 skizzierte Bild. Während der schnelle Durchsatz von Sole über das baumförmig verzweigte Kanalsystem abläuft (Geschwindigkeiten von Millimetern pro Sekunde), erfolgt die Ausbreitung und Durchsetzung des Eiskörpers über die kleinskaligen Poren (Geschwindigkeiten von nm oder μm pro Sekunde, Niedrauer und Martin, 1979). So ist es zu erklären, daß in den großen Poren gealterter Schollen Biomasseanreicherungen weit über den Verbrauch der ursprünglich im Eis vorhandenen Nährstoffe ohne weiteres möglich sind, da über das Kanalnetz ein schneller Austausch gewährleistet ist. Kleinere Poren können somit im Hinblick auf den Massentransport vom großskaligen Porennetz weitgehend entkoppelt sein und trotzdem über die Vernetzung des Porenraums mit ihm in Verbindung stehen.

Der Einfluß des Porenraums auf die Meereiseigenschaften macht sich u.a. bei den optischen und dielektrischen Eigenschaften bemerkbar. So ist die morphologische Anisotropie von Porenraum und Körnern einer Untersuchung von Trodahl et al. (1989) zufolge für Richtungsunterschiede in der Quantenstromdichte bzw. der optischen Streulänge von einem Faktor 2 bis 3 verantwortlich. Gleiches gilt für das Ausstrahlungs- bzw. Rückstreuverhalten von Meereis gegenüber Mikrowellenstrahlung. Hier fehlen der quantitativen Beschreibung jedoch

genauere Kenntnisse sowohl über die Gefügeeigenschaften als auch über Artefakte, die deren Untersuchung erschweren. Nicht zuletzt muß stets im Auge behalten werden, daß Untersuchungen zur Porosität des Meereises stets Momentaufnahmen eines im Wandel befindlichen Systems von Sole-Einschlüssen verschiedenster Form und Größe sind.

3. PARAMETRISIERUNG VON CHLOROPHYLL- UND SALZGEHALTSVERTEILUNGEN

3.1. Methoden und theoretische Grundlagen

3.1.1. Probenmaterial

Im folgenden sind Meereisbohrkerne beschrieben, die während dreier Expeditionen in das Weddellmeer gewonnen wurden (Abb. 40). Hierbei handelt es sich um die beiden Fahrtabschnitte des Winter-Weddell-Sea-Projects 1986 (WWSP '86), die im Südwinter und -frühjahr in das zentrale und südöstliche Weddellmeer führten (Lange et al., 1989a, und Eicken und Lange, 1989) sowie die European Polarstern Study (EPOS) im nordwestlichen Weddellmeer (Lange et al., 1989b). Gewinnung und Verarbeitung der Proben sowie das Meßprogramm ist in Gemeinschaftsarbeit von den Mitgliedern der "Arbeitsgruppe Meereis" am AWI (U. Babst, A. Bartsch, K. Beyer, G. S. Dieckmann, H. Eicken, M. A. Lange, P. Mursch, E.-M. Nöthig, M. Spindler, R. Steinmetz, U. Vogel) durchgeführt worden.

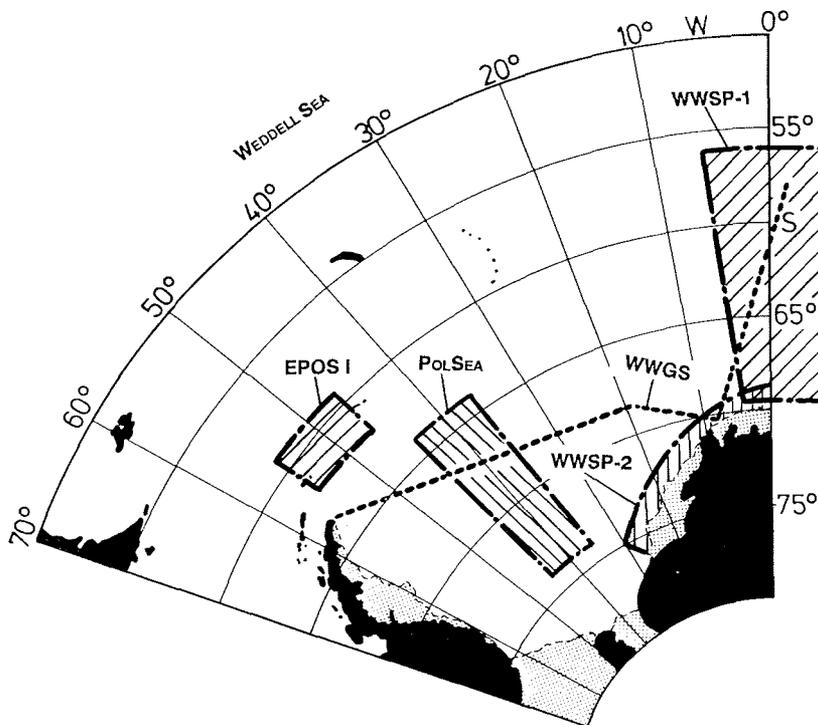


Abb. 40: Lage der Untersuchungsgebiete bzw. Fahrtverlauf der Expeditionen im Weddellmeer (Abkürzungen sind im Text erklärt).

Gewinnung und Verarbeitung von Meereisbohrkernen sind eingehend in

Lange (1988a) geschildert. Entscheidend an der Verarbeitungsmethode ist, daß das Zerteilen der Kerne in einzelne Segmente stets unter Berücksichtigung der Gefüge-Stratigraphie erfolgt. Sämtliche Abschnitte sind demnach von einheitlicher Textur, so daß Alias-Effekte bei Vorliegen verschiedener Gefügeklassen innerhalb eines Kernsegmentes ausgeschlossen werden können.

3.1.2. Bestimmung der Salzgehalte und Chlorophyllkonzentrationen

Die mit einer Bandsäge bei -25 bis -30 °C zerteilten Kernsegmente, die im allgemeinen Volumina von 100 bis 300 ml aufweisen, sind nach der Verarbeitung bei etwa 10 °C innerhalb eines Tages im Dunkeln aufgetaut worden. Der Salzgehalt ist mit einem Salinometer vom Typ WTW LF 191 (WWSP '86) bzw. WTW LF 2000 (EPOS) bestimmt worden. Sämtliche Daten sind auf eine einheitliche Referenztemperatur von 20 °C kompensiert worden (UNESCO, 1981). Außerdem sind Kontrolleichungen mit NaCl-Lösungen durchgeführt worden. Die Meßgenauigkeit wird für das WTW LF 191 mit $\pm 1\%$ vom Meßwert, für das WTW LF 2000 mit $\pm 0,5\%$ vom Meßwert angesetzt.

Der Gehalt an Chlorophyll *a* ist fluorometrisch nach der Methode von Evans und O'Reilly (1983) bestimmt worden. Hierfür sind die Proben unmittelbar nach Messung des Salzgehaltes filtriert worden. Die Meßgenauigkeit wird mit $< 0,1$ mg/m^3 angesetzt.

3.1.3. Chlorophyll- und Salzgehalt, stratigraphische Parameter

Sowohl einfach als auch effektiv ist die Beschreibung der Chlorophyll- und Salzgehalte von Kernproben durch den Mittelwert

$$y_M = \sum [l_i \cdot y_i] / \sum [l_i],$$

wobei l_i der Länge des jeweiligen Kernsegments entspricht. Des weiteren ist die Standardabweichung σ , die nicht gegen die Segmentlänge normiert wurde, von Bedeutung:

$$\sigma = (1/(N-1) \sum (y_i - y_M)^2)^{1/2}.$$

Die Umschreibung der für einen Kern zur Verfügung stehenden Texturinformation ist nicht durch einfache Mittelwertbildung möglich. Ein wichtiger aus der Stratigraphie, d.h. der vertikalen Abfolge verschiedener Gefügeeinheiten, zugänglicher Parameter ist der Anteil angefrorenen Eises *C*. Es gilt (vgl. Abb. 41)

$$C = \sum [l_i(\text{säulig}) + l_i(\text{verzahnt s/k})].$$

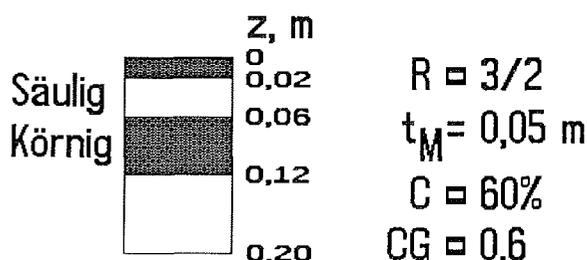


Abb. 41: Schematische Darstellung der Bestimmung stratigraphischer Gefügeparameter an einem exemplarischen Eiskern.

Da jedoch auch die vertikale Verteilung des angewachsenen Eises von Bedeutung ist, ist zusätzlich der Massenschwerpunkt CG angewachsenen Eises im Kern bestimmt worden (Abb. 41):

$$CG = \frac{\sum [l_i(\text{säulig}) * \text{mittl. Tiefe}]}{L \sum [l_i(\text{säulig})]}$$

Außerdem sind die mittlere Länge der Gefügeeinheiten L_M sowie das Verhältnis R der Anzahl von Gefügeeinheiten in der oberen und unteren Kernhälfte erfaßt worden (Abb. 41).

3.1.4. Anpassung von Polynomen an vertikale Chlorophyll- und Salzgehaltsprofile

Bei Polynomen handelt es sich um Funktionen $p(x)$, die für alle reellen Zahlen x gemäß

$$p(x) = c_N x^N + c_{N-1} x^{N-1} + \dots + c_1 x + c_0$$

definiert sind (vgl. Lancaster und Salkauskas, 1986). Die Koeffizienten c sind reelle Zahlen, N ist eine positive natürliche Zahl, die (für $c_N \neq 0$) als der Grad des Polynoms $p(x)$ bezeichnet wird. Ein Polynom ersten Grades entspricht somit einer Geraden, ein Polynom zweiten Grades einer Parabel.

Während $N+1$ Datenpunkte exakt durch ein Polynom N -ten Grades beschrieben werden, erfordert die Anpassung von Polynomen an Datenpunkte, die - wie hier der Fall - die Anzahl der Koeffizienten c weit überwiegen, den Einsatz von Ausgleichsverfahren. Ähnlich wie im Abschnitt 2.2.3 wird die Summe der quadratischen Abweichungen der Datenpunkte f_i von den Funktionswerten $p(x_i)$ (Lancaster und Salkauskas, 1986)

$$E(p) = \sum [p(x_i) - f_i]^2$$

minimiert. Diese Bedingung ist erfüllt, wenn die partiellen Ableitungen $\partial E / \partial c_i$ für $i = 0, 1, \dots, m$ verschwinden. Man erhält somit ein lineares Gleichungssystem aus $m+1$ Komponenten, die wiederum die $m+1$ Koeffizienten c_i vorgeben. Mit einem Computerprogramm basierend auf einer Arbeit von Hood (1987) sind sämtliche Bohrkerndaten durch Polynome zweiten bzw. dritten Grades beschrieben worden. Der Anteil der durch das Polynom erklärbaren Varianz der Originaldaten wurde ebenfalls bestimmt. Da die Anzahl der ermittelten Koeffizienten deutlich unter 10 liegt und somit keine Schwierigkeiten durch ein schwer bestimmbares (ill-conditioned) Gleichungssystem zu befürchten sind (vgl. Churchhouse, 1981), wurde auf die Verwendung orthogonaler Funktionen zur Bestimmung der Polynomkoeffizienten verzichtet.

3.2. Ergebnisse

3.2.1. Stratigraphische Gefügeparameter

Einer der aussagekräftigsten stratigraphischen Parameter ist der Anteil angewachsenen Eises C (säuliges und verzahnt säulig/körniges Gefüge). Abbildung 42 zeigt die Größe C im Verhältnis zur Kernlänge für die verschiedenen Untersuchungsgebiete bzw. für das nordwestliche Weddellmeer aus den Daten der "Polar Sea"-Expedition (Gow et al., 1987; vgl. Abb. 40). Deutlich wird, daß wesent-

lich mehr Kerne gänzlich aus Schwemweis als gänzlich aus angewachsenem Eis bestehen. Während die Proben von Gow und Mitarbeitern eine deutliche, negative Korrelation aufweisen (Korrelationskoeffizient $R = -0,547$ bei 69 Freiheitsgraden signifikant unterhalb des 1%-Niveaus; Snedecor und Cochran, 1980), zeigen lediglich die zweijährigen EPOS-Kerne aus dem nordwestlichen Weddellmeer einen ähnlichen Trend ($R = -0,463$ bei 19 Freiheitsgraden signifikant unterhalb des 5%-Niveaus).

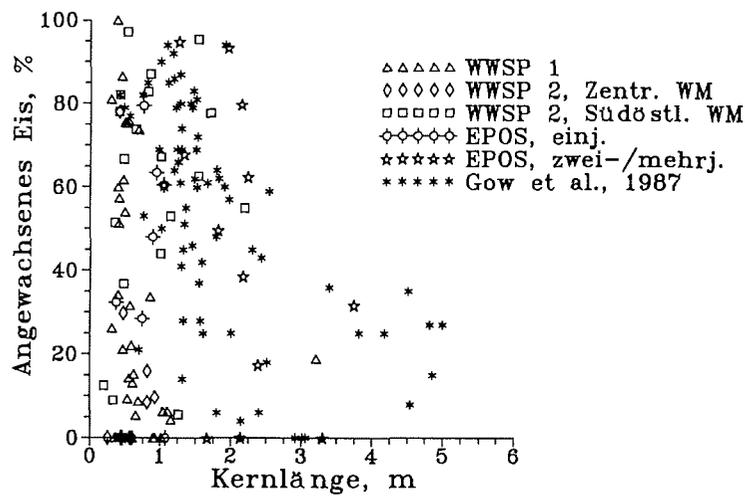


Abb. 42: Das Verhältnis zwischen Kernlänge und dem Anteil angewachsenen Eises (säuliges und verzahnt säulig/körniges Gefüge) für die untersuchten Kerne sowie Daten von Gow et al. (1987) aus dem nordwestlichen Weddellmeer.

Werden die Kerndaten für die verschiedenen Regionen innerhalb des Weddellmeeres zusammengefaßt, so ergeben sich keine wesentlichen Abweichungen vom Mittelwert von 58,1% Schwemweis (bzw. 41,9% angewachsenes Eis bezogen auf die Gesamtlänge der Bohrkerne; vgl. Tab. 11). Der höhere Anteil von Schwemweis in den Proben der EPOS-Fahrt ist auf den großen Anteil körnigen Eises in den langen zweijährigen Kernen zurückzuführen (Abb. 42). Der Vergleich mit Daten von Tucker et al. (1987) bzw. Lange et al. (1988) aus der Arktis (Framstraße) zeigt, daß dort angewachsenes Eis mit 75 bzw. 84% Anteil an der Gesamtkernlänge deutlich überwiegt.

Die mittlere Länge t_M der stratigraphischen Einheiten schwankt zwischen einem Fünftel der mittleren Kernlänge L_M für die zwei- und mehrjährigen EPOS-Proben und mehr als einem Drittel von L für die WWSP-2-Proben aus dem zentralen Weddellmeer (Tab. 11). Die minimalen t -Werte liegen für einzelne Kerne der WWSP-1-Fahrt unter 0,05 m. Bemerkenswert ist außerdem die mittlere Länge der stratigraphischen Einheiten der zwei- und mehrjährigen EPOS-Kerne, die sich auf 0,42 m beläuft.

Das mittlere Verhältnis der stratigraphischen Einheiten in der oberen zur unteren Hälfte des Kerns R_M liegt für alle Untersuchungsgebiete oberhalb 1. Lediglich 19 der 102 angegebenen Kerne weisen R-Werte < 1 auf. Die mittleren Massenschwerpunkte angewachsenen Eises CG_M liegen durchweg oberhalb 0,5, d.h. säuliges oder verzahnt säulig/körniges Eis treten in erster Linie in der unteren Hälfte der Kerne auf.

Tabelle 11: Stratigraphische Daten, mittlere Salz- und Chlorophyllgehalte der Meereiskerne

Proben	L_M (m)	C_M (%)	t_M (m)	R_M	CG_M	S_M (ppt)	Chl_M (mg/m ³)	N
WWSP 1	0,66	30,6	0,17	1,7	0,64	7,2	1,1	39
WWSP 2, z	0,59	14,2	0,26	1,3	0,71	5,8	1,5	10
WWSP 2, sö	0,83	53,4	0,23	1,4	0,59	7,5	4,2	22
EPOS, 1j	0,71	31,2	0,23	2	0,62	5,4	4,0	10
EPOS, 2j	2,00	35,9	0,42	1,8	0,59	4,4	3,9	21

3.2.2. Mittlere Chlorophyll- und Salzgehalte

In Tabelle 11 sind neben den stratigraphischen Parametern ebenfalls die mittleren Salz- und Chlorophyll- a -Gehalte der Kerne aus den verschiedenen Untersuchungsgebieten aufgeführt. Die höchsten mittleren Salzgehalte weisen die Proben der WWSP-Fahrtabschnitte auf, die niedrigsten sind bei den zwei- und mehrjährigen Proben der EPOS-Expedition zu finden. Die Standardabweichung zwischen den Mittelwerten der einzelnen Kerne beläuft sich maximal auf etwa 30% (zentrales Weddellmeer, WWSP 1 und 2), minimal beträgt sie 15% (einjährige EPOS-Kerne).

Abbildung 43, die den mittleren Salzgehalt S_M als Funktion der Kernlänge zeigt, verdeutlicht den Zusammenhang zwischen mittlerem Salzgehalt und dem Alter einer Meereisscholle. Während die zumeist kurzen Kerne der WWSP-Fahrten hohe mittlere Salzgehalte aufweisen, erstrecken sich die zwei- und mehrjährigen EPOS-Proben zu höheren Kernlängen und niedrigeren Werten von S_M . Die Regressionsanalyse belegt die negative Korrelation zwischen S_M und Kernlänge ($R = -0,418$, d.h. bei 90 Freiheitsgraden signifikant unterhalb des 1%-

Niveaus, Snedecor und Cochran, 1980). Dies gilt in noch stärkerem Maße für die Proben der "Polar Sea"-Expedition (Gow et al., 1987), die ebenfalls gezeigt sind. Die in Abbildung 43 angezeigten Geraden belegen die Salzgehalts-Trends verschiedener Formen arktischen Meereises nach einer Untersuchung von Cox und Weeks (1974). Im Bereich geringer und großer Kernlängen liegt die von Cox und Weeks für altes, arktisches Eis (Dicke >0,4 m) unter winterlichen Bedingungen ermittelte Regressionsgerade unterhalb der Proben dieser Untersuchung. Die für warmes, d.h. stagnierendes oder schmelzendes, arktisches Eis ermittelte Regressionsgerade wird von keinem Datenpunkt unterschritten.

Die mittleren Chlorophyllgehalte der EPOS-Kerne aus dem nordwestlichen und der WWSP-2-Proben aus dem südöstlichen Weddellmeer liegen bei etwa 4 mg/m^3 , die Kerne der WWSP-1- und WWSP-2-Fahrt aus dem zentralen Weddellmeer bei $1,1$ bzw. $1,5 \text{ mg/m}^3$. Die Standardabweichung zwischen den Mittelwerten der einzelnen Kerne beträgt im Minimalfall etwa 40% (einjährige EPOS-Kerne), im Maximalfall rund 200% (WWSP-1-Proben).

Den Zusammenhang zwischen Kernlänge und mittlerem Chlorophyllgehalt Chl_M verdeutlicht Abbildung 44. Bei einem Korrelationskoeffizienten R von $0,275$ sind Chl_M und Kernlänge bei 90 Freiheitsgraden signifikant unterhalb des 1%-Niveaus korreliert.

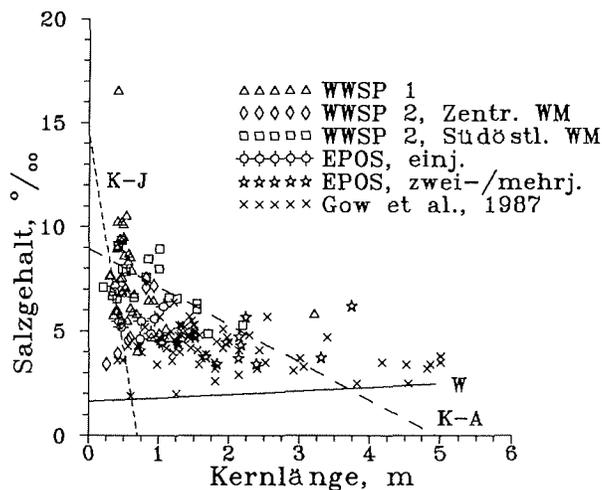


Abb. 43: Das Verhältnis zwischen Kernlänge und mittlerem Salzgehalt. Die Geraden entsprechen Regressionsgeraden, die von Cox und Weeks (1974) für die mittleren Salzgehalte arktischen Meereises angegeben wurden. K-J: kaltes, junges Eis; K-A: kaltes, altes Eis; W: warmes Eis.

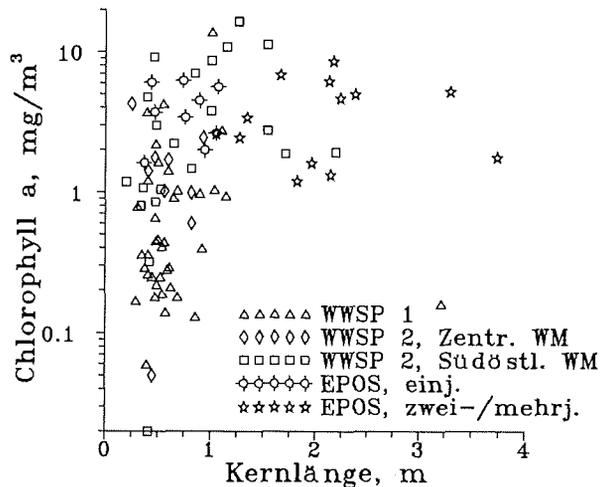


Abb. 44: Das Verhältnis zwischen Kernlänge und mittlerem Chlorophyllgehalt.

3.2.3. Parametrisierung von Vertikalprofilen durch Anpassung von Polynomen

Über die Analyse von Vertikalprofilen. In den beiden vorangegangenen Abschnitten ist versucht worden, Eiskernproben mit über die gesamte Länge gemittelten Parametern zu charakterisieren. Dieser Ansatz vermag jedoch nichts über die tatsächliche Verteilung der Meßwerte längs des beprobten Vertikalprofils auszusagen. Über die gesamte Meereissäule integrierte Mittelwerte sind von Nutzen, wenn es z.B. um Bilanzierung des Salzhaushalts oder der Biomasse geht. Bei der Charakterisierung, dem Vergleich und der Klassifizierung von Profilinformation genügt jedoch die subjektive Anschauung nicht. Gefordert ist vielmehr eine Methode, die bestimmte Muster in den Profildaten - analog zur Gefügequantifizierung - beschreibt und quantifiziert. Hierfür ist auf die Charakterisierung durch die Koeffizienten einer polynomialen Ausgleichsfunktion zurückgegriffen worden. Im Gegensatz zu anderen Verfahren, die Datenreihen über die Eigenvektoren des jeweiligen Datensatzes beschreiben (z.B. Stidd, 1967), ist die Polynomialanpassung vom Datenmaterial unabhängig. Zudem wird die Analyse von Polynomkoeffizienten den praktischen Erfordernissen, die sich auf Prozesse im oberen, unteren und mittleren Bereich einer Scholle konzentrieren, eher gerecht.

Die Meßgrößen und die entsprechenden Tiefenangaben sind normiert worden, indem Kernlänge und maximaler Salzgehalt gleich 1 gesetzt worden sind. Da die Chlorophyllgehalte über mehrere Größenordnungen schwanken, wird diese Größe nur logarithmisch aufgetragen, so daß dem maximalen Chlorophyllgehalt der Wert 0 zugeordnet ist und alle anderen Datenpunkten negativ werden. Die Normierung ermöglicht den direkten Vergleich zwischen verschiedenem Datenmaterial. Zur Gewährleistung der Vergleichbarkeit sind an sämtliche Salzgehaltsprofilaten Polynome dritten Grades angepaßt worden. Zusätzlich ist der

Grad des Polynoms bestimmt worden, das mehr als 75% der Varianz der Datenpunkte erklärt. Die Tatsache, daß die Polynome dritten Grades in 57 von 81 Fällen mehr als 75% der Varianz zu erklären vermögen (der Mittelwert aller Kernproben liegt bei 77,5% erklärter Varianz), scheint zu bestätigen, daß vier Polynomialkoeffizienten zur Profilbeschreibung ausreichen. Für die Beschreibung der Chlorophyllprofile genügen Polynome zweiten Grades.

Anpassung von Polynomen an vertikale Salzgehaltsprofile. Zunächst sollen die Daten in Typen bzw. Klassen von Salzgehalts-Vertikalprofilen gruppiert und anhand von Beispielen erläutert werden. Vier verschiedene Profiltypen können unterschieden und durch die Polynomialkoeffizienten beschrieben werden (Abb. 45 sowie Tab. 12).

Der *I-Typ* (Abbildung 45 a) zeichnet sich durch einen geradlinigen, der Form eines aufrechten oder schräg gestellten "I" entsprechenden, Tiefenverlauf des Salzgehalts aus. Die Summe C_S der Absolutwerte aller vier Polynomialkoeffizienten c_i ist ein Indikator für das Ausmaß der Varianz innerhalb der angepaßten Tiefenkurve. Die Kerne vom I-Typ weisen sämtlich C_S -Werte < 5 auf (Tab. 12). Die Form bzw. Neigung des Profilverlaufs geht aus den Vorzeichen der einzelnen Koeffizienten hervor.

Der *C-Typ* ist nach dem charakteristischen "C"-förmigen Verlauf der Salzgehaltsverteilung benannt (Abb. 45 b und Tab. 12) und zeichnet sich im engeren Sinne dadurch aus, daß die Polynomialkoeffizienten c_1 und c_2 negativ sind, während c_0 und c_3 deutlich oberhalb Null liegen. Dies entspricht hohen Salzgehalten im oberen und unteren Kernbereich. Lediglich 8 von 19 Kernen weisen diese Charakteristik auf, die anderen Proben stellen Übergangsformen dar, die von der strengen "C"-Form abweichen. Diese Abweichung läßt sich anhand der c -Werte quantifizieren.

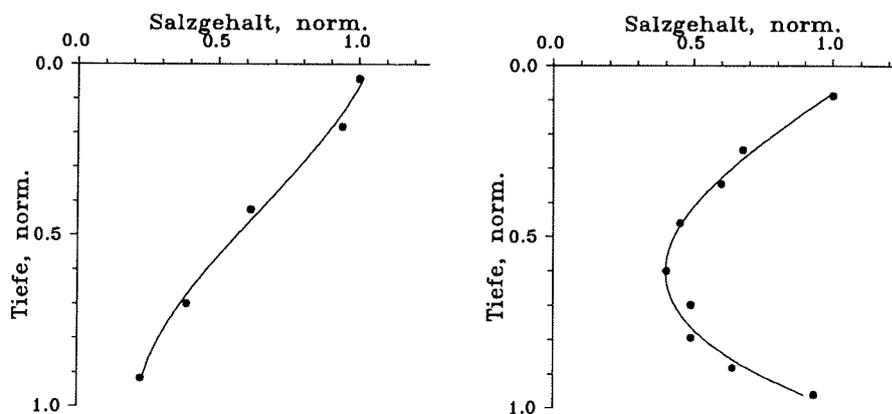


Abb. 45 a (li.) und b (re.): Beispielhafte Salzgehaltsvertikalprofile für den I-Typ (li., Kern N5333301, $c_0 = 1,04$, $c_1 = -0,52$, $c_2 = -1,41$, $c_3 = 1,10$, 99,3% der Varianz erklärt) bzw. den C-Typ (re., Kern N5333001, $c_0 = 1,14$, $c_1 = -1,81$, $c_2 = -0,15$, $c_3 = 1,84$, 96,7% der Varianz erklärt). In dieser und den folgenden Abbildungen sind jeweils die Mittelpunkte der Eiskernsegmente angezeigt.

In den meisten Fällen tendieren Kerne mit C-Charakteristika zum sogenannten *?-Typ*, für den das Salzgehaltsprofil die Form eines Fragezeichens bzw. eines invertierten "S" aufweist (Abb. 45 c und Tab. 12). Die niedrigen Salzgehalte im oberen sowie die verhältnismäßig hohen Salzgehalte im unteren Kernbereich äußern sich in kleinen c_0 - und hohen c_3 -Werten.

Der *S-Typ* zeichnet sich durch hohe Salzgehalte im oberen und mittlere bis niedrige im unteren Kernbereich aus (Abb. 45 d und Tab. 12). Kerne dieses Typs weisen im Gegensatz zu *?-Kernen* stets negative c_1 - und positive c_2 -Koeffizienten auf. In vielen Fällen ähnelt der Kurvenverlauf einem im unteren Bereich abgeschnittenen "C", wobei die Trennung von C-Profilen im engeren Sinne über die Größe von c_3 bzw. das Vorzeichen von c_1 und c_2 erfolgen kann.

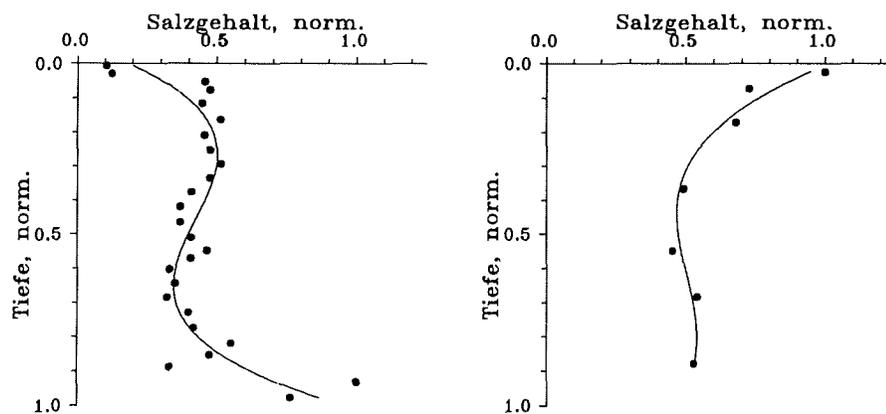


Abb. 45 c (li.) und d (re.): Beispielhafte Salzgehaltsvertikalprofile für den *?-Typ* (li., Kern N7229505, $c_0 = 0,18$, $c_1 = 2,78$, $c_2 = -7,38$, $c_3 = 5,37$, 63,0% der Varianz erklärt) bzw. den *S-Typ* (re., Kern N5220401, $c_0 = 1,06$, $c_1 = -3,05$, $c_2 = 5,36$, $c_3 = -2,87$, 93,1% der Varianz erklärt).

Tabelle 12: Koeffizienten und Anzahl der Salzgehaltsprofiltypen

Profiltyp	N	Koeffizienten
I	9	$\sum c_i $ klein ($< 5,0$); $c_1 > 0$ oder $c_2 > 0$.
C	19	$\sum c_i $ mittelgroß; $c_0 > 0,79$, $c_0 > 0,61 \Leftrightarrow c_1, c_2 < 0$; C-Typ i.e.S. mit $c_1, c_2 < 0$; c_3 meist > 0 .
?	19	$\sum c_i $ groß; $c_0 < 0,80$; $c_3 > 2,28$; $c_1 > 0$; $c_2 < 0$.
S	34	$\sum c_i $ groß; $c_0 > 0,77$; $c_1 < 0$; $c_2 > 0$; c_3 meist < 0 .

Wie verhalten sich nun die einzelnen Polynomkoeffizienten gegenüber den absoluten Salzgehalten? Der ausdrucksstärkste Parameter ist der Koeffizient c_0 , der in Abbildung 46 gegen den mittleren Salzgehalt S_M aufgetragen ist. Die beiden Parameter korrelieren positiv miteinander ($R = 0,400$, signifikant unterhalb des 1%-Niveaus bei 79 Freiheitsgraden, Snedecor und Cochran, 1980), das heißt, hohe Salzgehalte im oberen Teil des Salzgehaltsprofils entsprechen hohen mittleren Salzgehalten. Die Analyse der Standardabweichung einzelner Salzgehaltswerte vom Kernmittel zeigt, daß hohe c_0 -Werte auch mit hohen Standardabweichungen einhergehen ($R = 0,463$, signifikant unterhalb des 1%-Niveaus). Aus Abbildung 46 werden außerdem regionale Trends ersichtlich: Während die WWSP-Kerne vornehmlich bei hohen mittleren Salzgehalten und c_0 -Werten vorliegen, trifft für die EPOS-Proben eher das Gegenteil zu. Diese regionale Ausprägung bestimmt auch das Verhältnis zwischen Kernlänge L und c_0 , wobei diese beiden Parameter negativ miteinander korrelieren ($R = -0,437$, signifikant unterhalb des 1%-Niveaus).

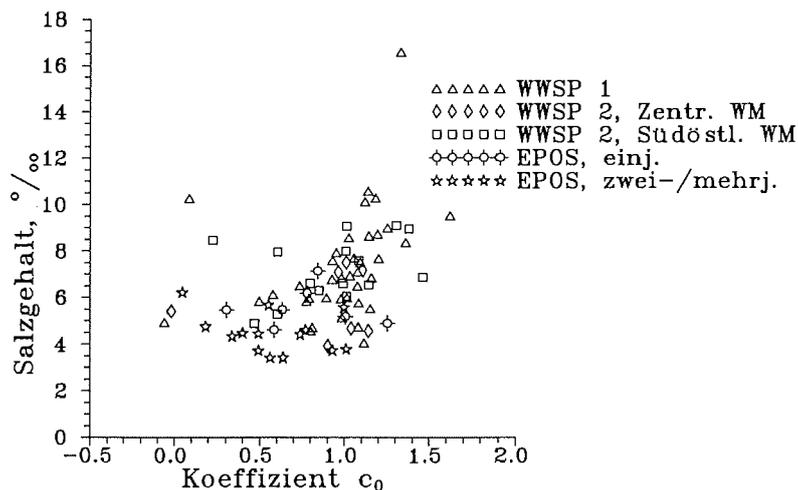


Abb. 46: Das Verhältnis des Polynomkoeffizienten c_0 der Salzgehaltsverteilung zum mittleren Salzgehalt.

Anpassung von Polynomen an vertikale Chlorophyllgehaltsprofile. Im Gegensatz zu den Salzgehaltsdaten variieren die Chlorophyllgehalte der einzelnen Segmente eines Kernes zum Teil beträchtlich, was die Logarithmierung der Einzeldaten notwendig macht. Dennoch ist der Grad der Anpassung deutlich geringer als im Falle der Salzgehalte (für 31 von 78 Kernen erklärt das angepaßte Polynom mehr als 75% der Varianz). Vergleichende Anpassungen mit Polynomen verschiedenen Grades haben für die hier untersuchten Daten gezeigt, daß die Verwendung von Polynomen zweiten Grades zur Beschreibung des Kernmaterials genügt.

Neben Überlegungen zur theoretisch zu erwartenden Chlorophyllverteilung legt dies auch der Vergleich zwischen den erklärten Varianzen bei Anpassungen verschiedenen Grades nahe.

Das untersuchte Kernmaterial läßt sich im wesentlichen drei Profiltypen zuordnen. Für den *I-Typ* (Abb. 47 a) gilt das, was im vorigen Abschnitt bereits für die Salzgehaltsverteilungen angeführt wurde (Tab. 13). Die Summe C_S der Absolutwerte der drei Koeffizienten c_i erlaubt es, zwischen zwei I-Formen zu unterscheiden (Tab. 13).

Die Charakteristika des *C-Typs* ähneln prinzipiell denen des C-Typs der Salzgehaltsprofile. Wie aus Abbildung 47 b ersichtlich, liegen die Chlorophyllkonzentrationen im unteren Kernbereich jedoch meist (32 von 38 Proben) deutlich über denen des oberen Kernendes. Die Konzentrationsverteilungen dieser Kerne ähneln somit weniger einem spiegelsymmetrischem "C" als vielmehr leicht gekrümmten, nach links geneigten Haken. Die zunehmende Streckung der Profile führt schließlich zu Kurven des I-Typs.

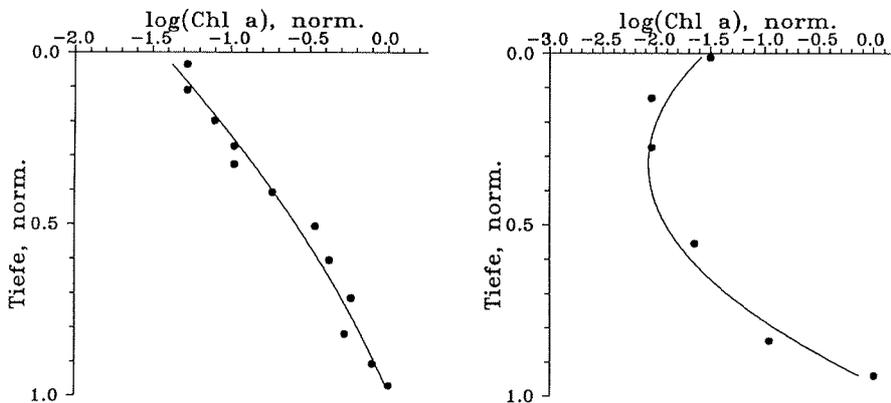


Abb. 47 a (li.) und b (re.): Beispielhafte Chlorophyllgehaltsvertikalprofile für den I-Typ (li., Kern N5222501, $c_0 = -1,44$, $c_1 = 1,97$, $c_2 = -0,52$, 97,4% der Varianz erklärt) bzw. den C-Typ (re., Kern N5328711, $c_0 = -1,55$, $c_1 = -3,26$, $c_2 = 5,06$, 95,5% der Varianz erklärt).

Der *J-Typ* unterscheidet sich vom C-Typ lediglich dadurch, daß die Öffnung der leicht gekrümmten Chlorophyll-Kurve nach links weist (entsprechend einem "J"-Zeichen, Abb. 47 c). Dieser Unterschied schlägt sich in negativen c_2 -Werten nieder (Tab. 13).

Im Unterschied zu den Salzgehaltsprofilen korreliert der Polynomkoeffizient c_0 , der den Trend des Profils im oberen Kernbereich beschreibt, *negativ* mit dem mittleren Chlorophyllgehalt des entsprechenden Kerns (Abb. 48; $R = -0,332$, signifikant unterhalb des 1%-Niveaus bei 76 Freiheitsgraden). Der Koeffizient c_2 , der den unteren Kurvenverlauf beschreibt, zeigt keine signifikante Korrelation mit dem mittlerem Chlorophyllgehalt. Analog zur Salzgehaltsverteilung korreliert auch der c_0 -Wert der Chlorophyllprofile negativ mit der Kernlänge ($R = -0,238$,

signifikant unterhalb des 5%-Niveaus bei 76 Freiheitsgraden), d.h. längere Kerne weisen im Mittel niedrigere Konzentrationen auf als kurze. Zwischen den beiden Koeffizienten c_0 und c_1 besteht kein signifikanter Zusammenhang.

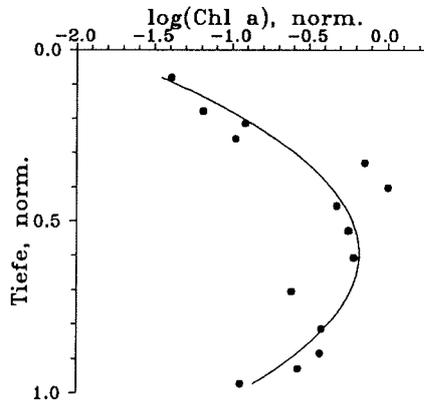


Abb. 47 c: Beispielhaftes Chlorophyllgehaltsvertikalprofil für den)-Typ (Kern N5221002, $c_0 = -1,88$, $c_1 = 5,72$, $c_2 = -4,81$, 75,5% der Varianz erklärt).

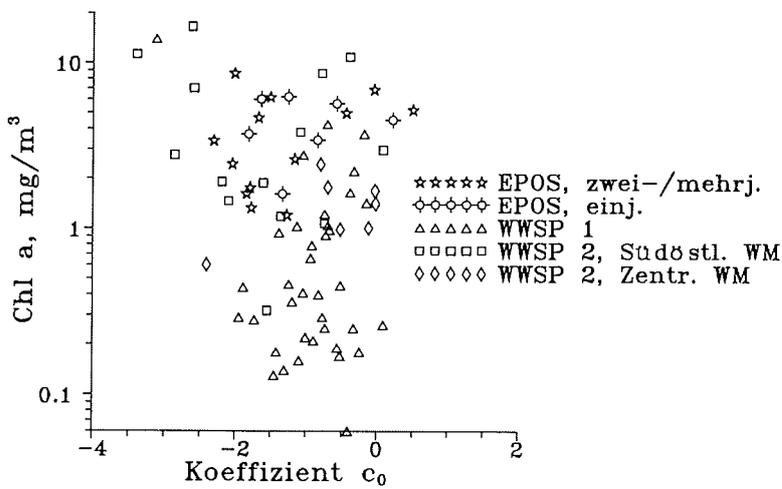


Abb. 48: Das Verhältnis des Polynomkoeffizienten c_0 der Chlorophyllgehaltsverteilung zum mittleren Chlorophyllgehalt.

Tabelle 13: Koeffizienten und Anzahl der Chlorophyllgehaltsprofiltypen

Profiltyp	N	Koeffizienten
I	13	$\sum c_i < 2$ oder $\sum c_i < 4$ und $ c_2 < 0,6$; $\sum c_i $ Maß für Neigung der Kurve.
C	37	$\sum c_i > 2$; $c_2 > 0,8$; c_0 groß; $c_0 > 0 \Leftrightarrow$ Maxima im oberen Kernbereich.
)	28	$\sum c_i > 2$; $c_2 < -0,6$; c_0 klein.

3.3. Diskussion

3.3.1. Fehlerbetrachtung

Neben den Geräte-spezifischen Meßfehlern unterliegt die Auswertung der Salzgehalts- und Chlorophylldaten weiteren Fehlerquellen, von denen zunächst die zu nennen sind, die sich aus der Beschaffung und Verarbeitung der Proben ergeben. Beim Ziehen der Kerne und im Verlaufe des Abkühlens im Kaltlabor kann es zu Soleverlusten kommen, die in erster Linie den Salzgehalt der Proben beeinflussen (vgl. Abschnitt 2.4.1). Generell ist mit einer Erniedrigung der Salz- und Chlorophyllgehalte zu rechnen, die jedoch das gesamte Probenmaterial betrifft und somit von geringerem Einfluß auf relative Mittelwerte bzw. normierte Vertikalverteilungen ist.

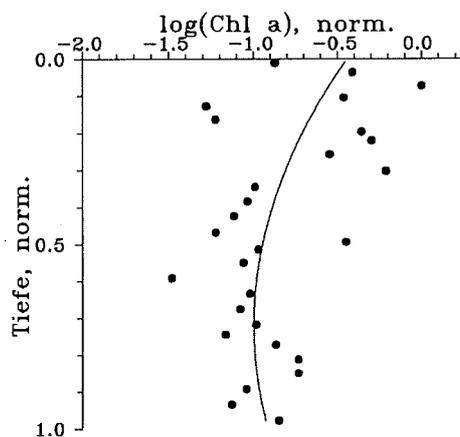


Abb. 49: Beispielhaftes, schlecht anpaßbares Chlorophyllgehaltsvertikalprofil (Kern N7230601, $c_0 = -0,44$, $c_1 = -1,55$, $c_2 = 1,08$, 21,9% der Varianz erklärt).

Der Erfolg einer Polynomannpassung hängt wie bei allen Ausgleichsverfahren von der Anzahl der Datenpunkte bzw. der Ausgleichsparameter ab. Vier Datenpunkte werden durch ein Polynom dritten Grades exakt beschrieben, während mit steigender Anzahl der Eingangsdaten die Wahrscheinlichkeit einer perfekten Anpassung schnell sinkt. Wie bereits im Abschnitt 3.2.3 ausgeführt, ist die Anpassung für die Mehrzahl der Salzgehaltsprofile sehr gut, für die Chlorophyllprofile weniger gut. Es ist jedoch nicht das Ziel des Verfahrens, zwischen den Datenpunkten zu interpolieren - hier würde eine mangelhafte Anpassung stark ins Gewicht fallen, sondern Trends aufzuzeigen und zu quantifizieren. So zeigt Abbildung 49 einerseits eine denkbar schlechte Interpolation zwischen den Einzelmessungen (das Polynom zweiten Grades erklärt 21% der Varianz), andererseits wird das Grundmuster der Verteilung mit maximalen Werten im oberen und erhöhten im unteren Kernbereich deutlich nachempfunden. Die schlechte Anpassung ist eher als Indiz für große Variabilität - unter Berücksichtigung der großen Anzahl der zu interpolierenden Datenpunkte - zu werten. Erst ein Polynom 24. Grades ist in der Lage, mehr als 60% der Varianz der Daten zu erklären.

3.3.2. Welche Information bergen die mittleren Chlorophyll- und Salzgehalte und wie verhalten sie sich zum Meereisgefüge?

Unmittelbar nach der Eisbildung hängt der Salzgehalt einer Eisscholle in erster Linie lediglich vom Eisgefüge, d.h. dem Bildungsmechanismus, und der Bildungs- bzw. Wachstumsgeschwindigkeit ab. Für säuliges Eis konnten Cox und Weeks (1975) sowie Nakawo und Sinha (1981) aufgrund von Experimenten und Feldstudien den Zusammenhang zwischen Wachstumsrate und Salzgehalt quantifizieren. Nach Nakawo und Sinha ergibt sich der "stabile" Salzgehalt S demnach aus dem Salzgehalt des Meerwassers S_W und der Wachstumsgeschwindigkeit v (in cm/s) gemäß

$$S = 0,12 S_W / [0,12 + 0,88 \exp(-4,2 \cdot 10^4 v)],$$

wobei die Autoren Daten für einen Bereich von v zwischen 0 und 2 cm/Tag verwenden. Nimmt man nun für die untersuchten Proben aus dem Weddellmeer Wachstumsraten von mindestens 2-5 cm pro Tag an (vgl. Weeks und Ackley, 1982; Eicken und Lange, 1989), so ergeben sich aus obiger Gleichung Salzgehalte von über 10 Promille. Während diese Werte für Neueis zutreffen (Eicken und Lange, 1989), liegen sie bei Eis, das bereits mehrere Wochen bis Monate alt ist, deutlich niedriger.

Diese Salzgehaltserniedrigung ist eine Folge verschiedener Prozesse, die vertikale Solewanderung und Aussalzung der Schollen zur Folge haben. Mit zunehmendem Alter sinkt der Solegehalt, wobei die Eistemperatur die Geschwindigkeit dieses Salzverlustes beeinflusst. Diese Zusammenhänge verdeutlicht Abbildung 43: Die niedrigsten mittleren Salzgehalte weisen zwei- oder mehrjährige Proben auf, die bereits eine Sommersaison mit entsprechendem Soleverlust überstanden haben. Da sich das Alter des Eises ebenfalls in der Eismächtigkeit ausdrückt, besteht zwischen Salzgehalt und Kernlänge eine negative Korrelation. Die niedrigen Salzgehalte der kürzeren Kerne der WWSP-2-Fahrt, die dieser Beziehung nicht zu gehorchen scheinen, sind auf die fortgeschrittene Erwärmung dieser Schollen zur Zeit der Beprobung zurückzuführen (Eicken und Lange, 1989).

Wie steht es nun mit dem Zusammenhang zwischen Chlorophyll- und Salzgehalt sowie dem Meereisgefüge? In der Literatur fehlen Daten zu diesem Themenkomplex, von qualitativen Einschätzungen oder der Betrachtung einzelner Kerne aus wenig repräsentativen Untersuchungsgebieten abgesehen. Tabelle 14, die sich auf sämtliche vorgestellten Kerne stützt (414 stratigraphische Einheiten), bietet hierfür jedoch eine erste Diskussionsgrundlage. Wie bereits angedeutet, besteht lediglich ein leichter Unterschied in den mittleren Salzgehalten zwischen säuligem und körnigem Eis, das den Großteil des untersuchten Volumens ausmacht. Säuliges Eis weist jedoch insgesamt konsistentere Werte als körniges auf, wie die deutlich geringere Standardabweichung zeigt. Die hohen Salzgehalte, die für pflasterkörniges Eis bestimmt worden sind, beruhen in erster Linie auf dem Umstand, daß es im oberen Bereich der Scholle zu einer Solekonzentration kommt.

Tabelle 14: Mittelwerte und Standardabweichungen von Chlorophyll- und Salzgehalten für verschiedene Gefügeklassen

Einjähriges Eis					
Gefügekategorie	S_M	StA	Chl_M	StA	N
pflasterkörnig	13,3	12,8	1,18	1,83	50
rundkörnig	6,58	5,90	2,88	42,8	112
säulig	6,12	2,22	1,36	2,02	77
verzahnt s/k	6,21	3,16	2,22	2,23	14
gemischt s/k	5,46	4,70	3,67	4,16	54
Zwei- und mehrjähriges Eis					
Gefügekategorie	S_M	StA	Chl_M	StA	N
pflasterkörnig	5,64	1,59	5,35	4,38	10
rundkörnig	3,97	4,02	4,09	2,65	35
säulig	4,87	0,94	4,19	7,03	25
verzahnt s/k	3,81	1,23	2,63	4,25	10
gemischt s/k	5,93	3,04	1,85	2,54	17

Der Zusammenhang zwischen Eisgefüge und mittlerem Chlorophyllgehalt geht aus Tabelle 14 hervor. Säuliges und pflasterkörniges Eis zeigen niedrige Werte, körniges und gemischt säulig/körniges Eis maximale Konzentrationen. Dies kann mit großer Sicherheit auf die dynamischen Prozesse zurückgeführt werden, die zu einer Anreicherung von pflanzlicher Biomasse in den letzteren bei-

den Typen führen (z.B. Bartsch, 1989; Clarke und Ackley, 1984; Garrison et al., 1983; Spindler und Dieckmann, 1986). Hierbei kommt es zu einem erhöhten Einschluß von Organismen während der Bildung, z.B. der Konzentration von Zellen aus den obersten Metern der Wassersäule bei der Aggregation von Schwemweis. Die hohen Konzentrationen im gemischt säulig/körnigen Eis sind eher auf günstige Lebensbedingungen zurückzuführen, da in durch Deformation oder andere Prozesse geschaffenen Hohlräumen geschütztes Pflanzenwachstum bei ausreichender Nährstoffversorgung stattfinden kann. Bemerkenswert ist die hohe Standardabweichung der Messungen an körnigem Eis, das Konzentrationen bis zu 1000 mg/m^3 aufweist.

Die zwei- und mehrjährigen Proben unterscheiden sich von den einjährigen durch

(1) höhere Chlorophyllkonzentrationen und

(2) zwischen den verschiedenen Gefügeklassen ausgeglichene Konzentrationen.

Die höheren Chlorophyllkonzentrationen sind durch die längere Lebensdauer der Gemeinschaften im zwei- bzw. mehrjährigen oberen Teil des Kerns bedingt.

Gleichzeitig wird im älteren Eis durch aktives Wandern von Organismen bzw.

Transport in einem Solevolumen ein Ausgleich der Chlorophyllverteilung bewirkt,

so daß keine signifikanten Unterschiede in der mittleren Konzentration zwischen verschiedenen Gefügeklassen zu beobachten sind.

3.3.3. Die Ausbildung der Vertikalprofile von Chlorophyll- und Salzgehalt: Diskussion der Mechanismen und Zusammenhänge

In Anbetracht der Vielfalt verschiedener Profiltypen der vertikalen Salz- und Chlorophyllgehaltsverteilung (Abb. 45 und 47) erhebt sich die Frage: Gibt es ein Standard-Vertikalprofil, und wenn ja, wie sieht es aus? Für die Salzgehaltsverteilung kann diese Frage mit Einschränkungen positiv beantwortet werden.

Basierend auf einer Reihe von Untersuchungen, die sich mit dem Einschluß und der Bewegung von Sole innerhalb des Meereises beschäftigen, formulierten Cox und Weeks (1988) ein numerisches Modell zur Berechnung von Salzgehaltsprofilen in undeformierten Eisschollen. Aus sämtlichen vorgestellten Modellläufen ergibt sich ein ideales Salzgehaltsprofil vom C-Typ. Wie fügen sich die hier vorgestellten Profile in dieses Idealbild?

Wenn auch der S-Typ zahlenmäßig am stärksten vertreten ist (Tab. 12), so können doch die meisten Kerne auf im wesentlichen C-förmige Salzgehaltsprofile zurückgeführt werden. Im Unterschied zu den von Cox und Weeks berechneten Profilen liegt bei den hier gezeigten der Salzgehalt im unteren Kernbereich deutlich unter dem des obersten Kerndrittels. Dies schlägt sich auch im Koeffizienten-Verhältnis c_0/c_3 nieder. Grob vereinfacht können somit sämtliche Profile des I-, C- und S-Typs auf ein Grundmuster mit in die Tiefe absteigenden Salzgehalten zurückgeführt werden. Dieses Muster spiegelt die thermische bzw. Wachstums-Geschichte einer Meereisscholle wider (Abb. 50). Junge Schollen schließen aufgrund des hohen Temperaturgradienten (der bei älteren Schollen zusätzlich durch die Schneedecke minimiert wird) und der großen Wachstumsgeschwindigkeit viel Sole ein. Mit zunehmender Eis- und Schneedicke nimmt das eingeschlossene Solevolumen und damit der Salzgehalt ab.

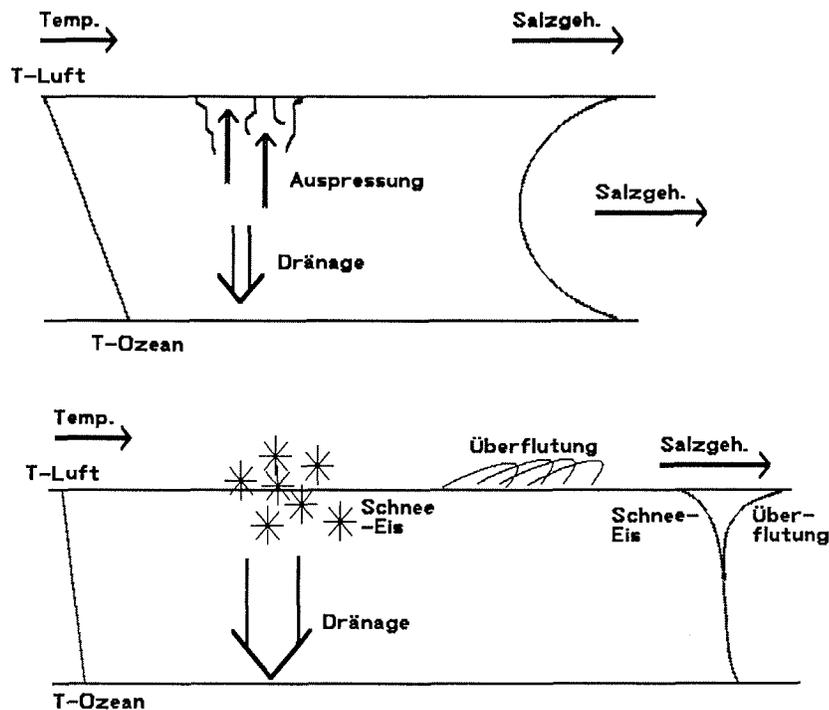


Abb. 50: Schematische Darstellung der vertikalen Salzgehaltsverteilung. Oben: steiler Temperaturgradient, geringe Schneeauflage, unten: flacher Temperaturgradient, hohe Schneeauflage mit Schnee-Eis-Bildung bzw. Überflutung.

Diese Entwicklung wird nun durch verschiedene Mechanismen überprägt. Im wesentlichen sind es zwei Kraftfelder, die auf im Eis eingeschlossene Sole wirken (Abb. 50). Im oberen Schollenbereich können Druckkräfte durch Ausdehnung der obersten Eisschicht bei weiterer Abkühlung in Verbindung mit Kapillarkräften dazu führen, daß hochkonzentrierte Sole aufsteigt. Dies führt zu Erhöhung des Salzgehalts im oberen Schollenbereich und im Schnee (Martin, 1979; Eicken und Lange, 1989). Gleichzeitig sind mehrere Mechanismen wirksam, die zu einer Dränage von Sole führen. Neben der Wanderung von Soletaschen zur wärmeren Eisunterseite und dem Auspressen von Sole durch Ausfrieren von Poren ist es die Bewegung von Poren im Schwerfeld der Erde, die Salzgehaltserniedrigungen bewirkt (Weeks und Ackley, 1982). Die resultierenden Salzgehaltsprofile können demnach im unteren Kernbereich erneut ansteigende Werte aufweisen, da das hier gebildete Eis relativ jung und salzig ist und der nach unten gerichtete Salzfluß zu einem zusätzlichen Eintrag aus den oberen Eisschichten führt.

Niedrige Salzgehalte im unteren Kernbereich wie sie beim S-Typ bzw. bei Kernen des C-Typs mit sehr niedrigen c_3 -Werten anzutreffen sind, zeigen an, daß einer oder mehrere der folgenden Mechanismen wirksam gewesen sind:

(1) fortgeschrittene Entsalzung im unteren Bereich als Folge langsamer Wachstumsgeschwindigkeit, geringer Eistemperatur bzw. stagnierenden Wachstums, (2) Anreicherung im oberen Bereich durch aufwärtsgerichteten Salzfluß bei starken Temperaturgradienten oder durch vermehrten Einschluß bei Eisbildung unter extrem niedrigen Außentemperaturen oder durch Infiltration der obersten, porösen Schnee-Eisschicht durch Meerwasser.

Der I-Typ mit vertikal homogener Salzgehaltsverteilung stellt vermutlich das Endglied dieser Entwicklung dar. Die Tatsache, daß es sich bei Kernen vom I-Typ fast ausschließlich um zwei- oder mehrjähriges bzw. in der Eisrandzone erwärmtes Eis mit niedrigen mittleren Salzgehalten handelt, unterstützt diese Hypothese.

Kerne des ?-Typs weisen im unteren Kernbereich leicht ansteigende oder gleichbleibende Salzgehalte auf (ähnlich dem C- oder I-Typ). Die oberen Bereiche der Kerne zeichnen sich durch ein Umbiegen der Salzgehaltskurve zu niedrigen Werten aus. Dies beruht z.T. auf dem Verdünnungseffekt bei der Umbildung von Schnee zu pflasterkörnigem Eis an der Grenze Meereis-Schnee. Starke Einstrahlung begünstigt nicht nur die Bildung von Schnee-Eis, sondern führt insbesondere während der Sommersaison in zwei- und mehrjährigem Eis unter Umbildung des Gefüges zu erheblichen Salzverlusten. Hinzu kommt eine verstärkte gravitative Solewanderung in dem Teil der Scholle, der sich oberhalb des Wasserspiegels befindet. Dies erklärt das häufige Auftreten des ?-Typs unter den zwei- und mehrjährigen Kernen aus dem nordwestlichen Weddellmeer.

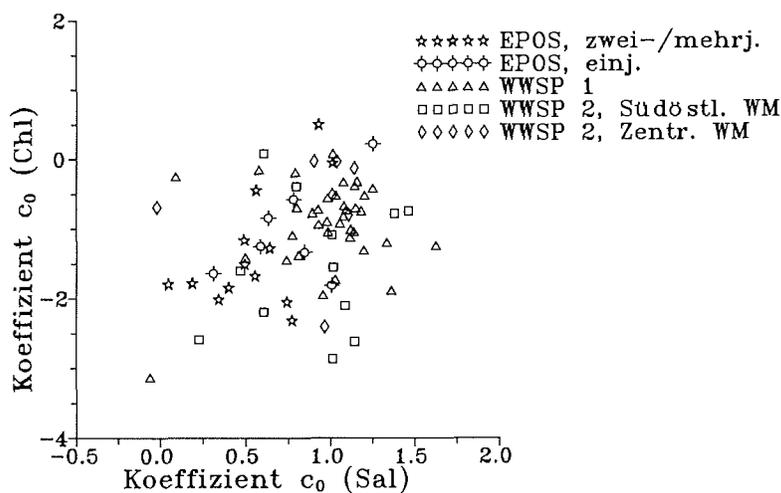


Abb. 51: Das Verhältnis der c_0 -Polynomialkoeffizienten von Chlorophyll- und Salzgehaltsprofilen.

Die Inkorporation von Schnee in Meereisschollen betrifft die Verteilung des Chlorophylls ebenso wie den Salzgehalt, was auch durch die positive Korrelation zwischen den c_0 -Koeffizienten der Salz- und Chlorophyllgehaltsverteilung der EPOS-Proben angezeigt wird (Abb. 51, $r = 0,571$, signifikant unterhalb des 1%-

Niveaus). Die Deutung von Chlorophyllgehaltsprofilen gestaltet sich schwieriger als die der Salzgehaltsverteilungen. Einerseits ergibt sich die Chlorophyllkonzentration aus einer Vielzahl verschiedenster pflanzlicher Organismen, zumeist Kieselalgen, die von unterschiedlichem Einfluß auf die Chlorophyllverteilung sind. Andererseits werden die Organismen von zahlreichen Faktoren kontrolliert, über deren Einfluß teilweise nur lückenhafte Kenntnisse vorliegen. Im folgenden sollen die entscheidenden Parameter angerissen werden, ohne jedoch allzu tief in die Biologie des Ökosystems Meereis einzutauchen.

Die *Bildung von Meereis* kann bereits zu selektiver Anreicherung von Organismen durch Zusammenschwimmen von Eiskriställchen aus den obersten Wasserschichten oder Oberflächenwellen-induzierte Filtration in einem Eisbrei führen (Garrison et al., 1983; Shen und Ackermann, 1990; s.a. Bartsch, 1989, die neben eigenen Ergebnissen aus Feld- und Laboruntersuchungen einen Überblick über den Stand der Forschung gibt). Die höheren Chlorophyll-Konzentrationen von körnigem im Vergleich zu säuligem Eis (Tab. 14) sind eine Folge der beiden geschilderten Mechanismen.

Entscheidenden Einfluß haben auch die physikalischen und chemischen Randbedingungen. Für pflanzliche Produktion ist zunächst das *Lichtangebot* von Bedeutung, das im Rahmen des Tagesgangs von der Dicke der Schnee- und Eisdicke kontrolliert wird. Da die Eisalgen jedoch an äußerst geringe Einstrahlung angepaßt sind (Garrison et al., 1986; Sullivan et al., 1985), darf der Einfluß des Lichtes nicht überbewertet werden. Lediglich einige der Kerne vom C-Typ lassen aufgrund ihres Profilverlaufs auf einen etwaigen Einfluß mangelnder Lichtintensität schließen. Es ist denkbar, daß die hohe Anreicherung von Biomasse im oberen Schollenbereich insbesondere bei zwei- oder mehrjährigen Proben soviel von der einfallenden Strahlung absorbiert, daß dadurch das Wachstum von Zellen im unteren Kernbereich durch Selbstabschattung behindert ist (s.a. Sullivan et al., 1985).

Die weitaus größte Anzahl aller Kerne, sowohl vom C- als auch vom I-Typ, weist maximale Chlorophyllgehalte im untersten Kernbereich auf. Dies kann auf mehrere physikalisch-chemische Faktoren zurückgeführt werden. Einerseits können die *niedrigen Temperaturen* in den oberen Kernbereichen und die damit verbundenen *hohen Salzgehalte* eine Einschränkung der Zellteilungsrate von Kieselalgen bewirken (Bartsch, 1989). Andererseits ist auch die *Nährstoffversorgung* im oberen Kernbereich ein kritischer Parameter (Maestrini et al., 1986).

Großen Einfluß auf den Verlauf des Chlorophyllprofils üben auch der zeitliche Verlauf des Eiswachstums und der Zeitpunkt der Probenahme aus. Das heißt, daß anfänglich schnelles Eiswachstum mit späterer Stagnation unter Wirkung der oben geschilderten Faktoren stets Profile des C-Typs mit maximalen Chlorophyllgehalten im untersten Kernbereich bewirkt, da dort die längste Zeit die günstigsten Wachstumsbedingungen geherrscht haben. Dieser Effekt kann durch aktive Wanderung der Zellen bzw. Anreicherung durch Solebewegung noch verstärkt werden. Geht man davon aus, daß die pflanzliche Produktion im Eis

während des Winters auf relativ niedrigem Niveau abläuft und maximale Produktionsraten während des Frühjahrs und Sommers erzielt werden (Garrison et al., 1986), dann kann der Zeitpunkt der Probenahme für den Profilverlauf entscheidend sein. Hinzu kommt der Einfluß von Freßfeinden, wie z.B. Krill oder Foraminiferen (Marschall, 1988; Spindler und Dieckmann, 1986), auf die Biomasseverteilung.

strom verursacht, daraus resultierende Oberflächenwellenfelder sowie die vom ozeanischen Wärmestrom und Temperaturgradienten kontrollierte Wachstumsgeschwindigkeit bedingen das Gefüge des gebildeten Eises. Diese Randbedingungen können aber in vielen Regionen in ihrer gesamten Bandbreite auftreten, so daß das Gefüge einer einzigen Scholle keine Aussage darüber gestattet, ob diese aus dem östlichen oder westlichen Weddellmeer stammt. Die statistische Untersuchung größerer Probenmengen erlaubt dagegen durchaus die Charakterisierung bestimmter Regionen durch das Gefüge. Die Arbeiten von Ackley, Gow, Weeks und Mitarbeitern (z.B. Weeks und Gow, 1978; Weeks und Ackley, 1982; Gow et al., 1987), in denen Gefügeverteilungen für bestimmte Regionen ermittelt sind, verdeutlichen dies. Die Quantifizierung von Gefügen unterstützt diese Bestrebungen, indem die Auflösung, unter der bestimmte Bildungsprozesse betrachtet werden, erhöht wird. Abbildung 52 stellt somit die Eingrenzung der Bildungsbedingungen von Meereis unter Verwendung der in dieser Arbeit ermittelten Parameter dar.

In Anbetracht der Häufigkeit von körnigem Eis speziell in der Antarktis stellt sich die Frage, ob die Korngrößen- bzw. Sehnenlängenverteilung verfestigten Schwemmeises, d.h. körnigen Eises, Aufschluß über die Bildungs- und Wachstumsbedingungen der Kristalle und damit eventuell ihre Herkunft geben kann. Vergegenwärtigt man sich die einzelnen Faktoren, die auf die Korngrößenverteilung von verfestigtem Schwemweis einwirken, wird deutlich, daß zunächst lediglich qualitative Antworten auf diese Frage möglich sind. Die Größenverteilung der freischwebenden Kristalle vor ihrer Akkumulation an der Meeresoberfläche ist durch die Keimbildungsrate sowie die Wachstumsgeschwindigkeit der Kristalle bestimmt. In der einschlägigen Literatur bestehen lediglich Mutmaßungen zur Wirksamkeit einzelner Keimbildungsmechanismen (s. hierzu Hobbs, 1974, und Weeks und Ackley, 1982). Die Kristallwachstumsgeschwindigkeit ist hingegen in erster Linie vom Wärmefluß Ozean/Atmosphäre sowie von der relativen Kristallgröße abhängig. Kaum zu quantifizieren ist der Einfluß des sogenannten Kollisionswachstums durch Zusammenstoß einzelner Kristalle mit nachfolgender Keim- oder Kristallbildung (Garabedian und Strickland-Constable, 1974). Entscheidend ist jedoch, daß wachsende Kristalle solange freischwebend gehalten werden, wie ihr Durchmesser eine kritische Größe, die von der turbulenten Durchmischung der obersten Wasserschicht abhängt, nicht übersteigt (Daly, 1984). Wachsen die Kristalle über diesen Schwellwert an, so gelangen sie aufgrund ihres Auftriebs an die Oberfläche und verdichten sich dort zu einem Eisbrei. Das Ausmaß der Turbulenz in der obersten Wassersäule wirkt somit als Größenfilter und bestimmt die Kristallgrößenverteilung des Eisbreis.

Innerhalb dieser Schicht unverfestigter Kristalle können Wind und Wellen eine Rundung bzw. Zerkleinerung der Einzelkristalle bewirken. Herrschen hohe Wärmeflüsse bei niedrigen Lufttemperaturen vor, so wird die Korngrößenverteilung vermutlich ein enges Spektrum mit niedrigen Mittelwerten aufweisen, da das schnelle Wachstum sämtlicher Kristalle zu einer schnellen Verfestigung des Eisbreis führt. Geringe Wärmeflüsse bei relativ hohen Außentemperaturen können hingegen eine Umkristallisation des sich verfestigenden Eisbreis zur Folge haben, wobei aufgrund günstigerer Oberfläche/Volumen-Verhältnisse größere

Kristalle auf Kosten kleinerer wachsen (Sekundärrekristallisation oder "Ostwald ripening", vgl. Beobachtungen von Glicksman, 1986, an wachsenden Eisdendriten; Colbeck, 1986, und Eberl et al., 1990). Demnach kann die Sehnenlängenverteilung verfestigten Schwemmeises zumindest qualitativ oder halbquantitativ Auskunft über die Wärmeströme bzw. die Temperaturgradienten innerhalb des Eisbreis geben. Dies läßt günstigenfalls Rückschlüsse auf den Bildungsort zu.

Für Studien der regionalen Gefügeverteilung ist es zweckmäßig, sich zunächst auf den größtmöglichen geographischen Gegensatz, d.h. zwischen Arktis und Antarktis, zu konzentrieren. Unterschiede im Meereisgefüge äußern sich für diese beiden Regionen bereits in den stratigraphischen Parametern, insbesondere im Anteil angewachsenen Eises C und in der mittleren Länge der stratigraphischen Einheiten t (Tab. 11). Die dynamischen Wachstumsbedingungen im Weddellmeer verhindern weitgehend ein ungestörtes Wachstum, das nur vom Temperaturgradienten zwischen Ozean und Atmosphäre kontrolliert wird. Die niedrigen Anteile angewachsenen Eises an der Gesamteismächtigkeit fügen sich gut in dieses Bild ein. Während Gow et al. (1987) jedoch einen direkten Zusammenhang zwischen dem Anteil an Schwemweis im Kern und der Kernlänge feststellten, trifft dies auf die hier vorgestellten Proben nicht zu. Lediglich die zwei- und mehrjährigen Kerne der EPOS-Fahrt weisen ein ähnliches Muster auf. Dieses Phänomen könnte neben abweichenden konduktiven Wärmeströmen auf den unterschiedlichen Wachstumsgeschwindigkeiten vom säuligen und körnigen Eis beruhen. Nur solche Schollen, die Zutrag von Schwemweis aus der Wassersäule erfahren, können demnach innerhalb der ein bis zwei Jahre, die Eis mit dem rechtsdrehenden Weddellwirbel durch das Weddellmeer treibt (vgl. Ackley, 1979, und Bojendaten von Kottmeier und Hartig, 1988), auf Dicken über 3 m anwachsen. Größtenteils aus säuligem Eis bestehende Schollen wachsen hingegen aufgrund der geringeren Wachstumsgeschwindigkeit dieses Eistyps nur auf kleine Gesamtmächtigkeiten an.

Die relativ kleine mittlere Mächtigkeit der stratigraphischen Einheiten t ist ebenfalls auf die spezifischen Wachstumsbedingungen in der Antarktis zurückzuführen. Ein wesentlicher Faktor ist hier die beständige Öffnung neuer Wasserflächen durch die Kraft des Windes, die gleichzeitig zu einer Überschiebung von Einheiten verschiedenen Gefüges führen kann. Dicke, zwei- oder mehrjährige Schollen, die nur schwer überschoben werden können, weisen aus diesem Grunde signifikant höhere t-Werte auf als junges, dünnes Eis (Tab. 11).

Der Zusammenhang zwischen Region, Bildungsbedingungen und Gefüge des Meereises schlägt sich anschaulich in dem signifikanten Korngrößenunterschied zwischen den untersuchten Proben aus Arktis (Framstraße und Zentralarktis) und Antarktis (Weddellmeer) nieder (Tab. 7). Eiswachstum im arktischen Becken erfolgt in erster Linie durch stetiges, langsames Anwachsen von säuligem Eis unter mehrjährige Schollen (Weeks und Ackley, 1982; Maykut, 1986). Die Schubspannung an der Schollenunterseite ist klein, schnelles Eiswachstum und Deformation beschränken sich auf den geringen Anteil an offenen Wasserflächen (Maykut, 1986; vgl. Abb. 52 u.). Die dynamischen Verhältnisse im Weddellmeer bedingen im Gegensatz dazu regelloses Kristallwachstum, das sich in geringeren Korngrößen und geringeren Anteilen säuligen Eises an der Gesamtmenge des

Meereises niederschlägt. Zieht man nun in Betracht, daß die mittlere Mächtigkeit einjährigen Meereises im Weddellmeer mit rund 0,7 m (Wadhams et al., 1987) deutlich unter der arktischen einjährigen Eises von rund 1,5 m (Maykut, 1986) liegt, so bleibt bei gleicher Länge der Wachstumsaison nur ein Schluß: *Eisschollen im Weddellmeer erfahren während eines substantiellen Teils der Wachstumsaison negatives oder Nullwachstum, die eigentliche Eisbildung beschränkt sich auf einen vergleichsweise engen Zeitraum.* Dieses Phänomen kann zu einem Großteil auf anfänglich schnelle Bildung (im zentralen Weddellmeer Pfannkucheneis, küstennah vor allem Nilas) mit späterer Einschränkung des Wachstums durch hohe ozeanische Wärmeströme (Gordon und Huber, 1990) zurückgeführt werden.

Für die Beschreibung der regionalen Verteilung von Chlorophyll- und Salzgehalt gilt zunächst das Gleiche wie oben für die Gefügeverteilung skizziert: Die Charakterisierung bestimmter Regionen aufgrund von Einzeldaten ist schwierig, weil bedingt durch die Eisdrift stets ein Ensemble von Schollen unterschiedlicher Zusammensetzung und Herkunft innerhalb eines Bereichs vorliegt. Erst ein größerer Datensatz erlaubt es, die Charakteristika bestimmter Regionen herauszuarbeiten. Ein in diesem Zusammenhang ganz entscheidender Punkt ist die räumliche und zeitliche Auflösung der Meßdaten. Über die Variabilität von Chlorophyll-, Salzgehalts- oder Gefügeeigenschaften zwischen verschiedenen Jahren läßt sich mit den zur Zeit verfügbaren Daten wenig sagen. In Anbetracht der Schwankungen in der jährlichen Packeisausdehnung (im Weddellmeer bis > 10% der Gesamtfläche, Zwally et al., 1983) steht allerdings fest, daß mit Veränderungen in den Meereiseigenschaften gerechnet werden muß. Regional bzw. lokal können diese Änderungen ein erhebliches Ausmaß annehmen, so während des Erscheinens einer großen offenen Wasserfläche (Polynya) im inneren Weddellmeer während der siebziger Jahre (Zwally et al., 1983). Eigene Beobachtungen im Packeis nördlich der Georg-von-Neumayer-Station (auf 69°S 8°W) während der WWSP-Fahrten 1986 und der Winter-Weddell-Gyre-Study 1989 zeigen eine lokale Zunahme des Anteils an säuligem Eis bei gleichzeitiger Abnahme der Eismächtigkeit im Vergleich der beiden Jahre. Während diese zeitliche Veränderlichkeit der Wachstumsbedingungen im Rahmen von Bilanzierungen eine Rolle spielt, ist ihr Einfluß auf die *Unterscheidbarkeit* verschiedener Regionen gering.

Die jährliche Variabilität ist allerdings auch in regionaler Hinsicht von Interesse. Unter anderem aufgrund des höheren Anteils von Schwemmeiswachstum in der Antarktis gegenüber der Arktis ist die Variabilität der Meereiseigenschaften in der Antarktis stärker an Prozesse gekoppelt, die die Deformationsrate und den turbulenten und latenten Wärmeaustausch Ozean-Atmosphäre beeinflussen. Die Ausbildung arktischen Eises, das im wesentlichen durch Anwachsen an eine existierende Eisdecke und Ableitung der freiwerdenden Kristallisationswärme durch die Eisscholle gebildet wird, hängt hingegen in erster Linie von Faktoren ab, die die Wärmeleitung durch das Eis beeinflussen. Demnach dürften die Eigenschaften arktischen Meereises geringere Jahres-Schwankungen erfahren als die antarktischen Meereises, da letztere von Prozessen kontrolliert werden, die selbst wesentlich stärker oszillieren.

Obige Feststellung gilt in besonderem Maße für die biologische Besiedelung des Meereises. Es sind nämlich nicht nur die physikalischen Randbedingungen pflanzlicher Produktion, insbesondere Licht, Salz- und Nährstoffgehalt und Temperatur, die sich von Jahr zu Jahr empfindlich ändern können. Zusätzlich üben Ausdehnung und Deformationsgrad des Meereises großen Einfluß auf die Meereisgemeinschaft aus, da sie einerseits direkt die Ausbildung der Pflanzengemeinschaften kontrollieren können (Ackley, 1986; Bartsch, 1989), andererseits Einfluß auf die Verbreitung tierischer Räuber (vgl. Smetacek et al., 1990) haben können. Um dieses Gewirr von beobachteten und mutmaßlichen Beziehungen zu entflechten, bedarf es zunächst einer effektiven und umfassenden Charakterisierung der Meereiseigenschaften.

Für die Charakterisierung von Chlorophyll- und Salzgehalt des Meereises verschiedener Regionen bietet sich wiederum der Vergleich Arktis/Antarktis an. Aus Abbildung 43 ist ersichtlich, daß die hier vorgestellten Kerne ebenso wie das Probenmaterial von Gow et al. (1987) bei Kernlängen oberhalb 1 m deutlich unter für die Arktis von Cox und Weeks (1974) angegebene Salzgehalts-Werte fallen. Lediglich aus dem zentralen Weddellmeer stammende Proben liegen oberhalb der Regressionsgeraden für kaltes, arktisches Eis. Dies kann auf größere Wachstumsraten und dadurch bedingten stärkeren Einschluß von Sole zurückzuführen sein. Insbesondere der im zentralen Weddellmeer wirksame Mechanismus der Pfannkucheneisbildung (Lange et al., 1989a), bei dem zusammengesobene Eispfannkuchen mit Meerwasser gefüllte Hohlräume einschließen, kann zu einer verstärkten Rückhaltung von Sole in diesen Hohlräumen beitragen. Das im Küstenbereich flächenhaft gewachsene Neueis mit Dicken unterhalb 30 cm weist mit arktischem Eis vergleichbare Salzgehalte auf (Eicken und Lange, 1989). Die niedrigen Salzgehalte der anderen Proben sind eher auf die fortgeschrittene Eiserwärmung - bedingt durch Verdriftung in niedere Breiten bzw. Anbruch der Schmelzsaison - zurückzuführen. Innerhalb weniger Wochen kann zu Beginn des antarktischen Frühjahrs eine Verringerung der mittleren Salzgehalte um ein Drittel und mehr erfolgen (Eicken und Lange, 1989). Dies erklärt z.T. die erstaunlich niedrigen mittleren Salzgehalte von 4,6 und 5,4 Promille, die Gow et al. (1982) sowie Clarke und Ackley (1984) im westlichen und zentralen Weddellmeer an jungem Eis bestimmten.

Ein Vergleich der Salzgehaltsprofiltypen mit Daten aus der Arktis (vgl. Weeks und Ackley, 1982) zeigt deutlichere Unterschiede. Während die arktischen Profile ebenso wie berechnete Idealverteilungen C-Form besitzen (Nakawo und Sinha, 1981; Weeks und Ackley, 1982; Cox und Weeks, 1988), sind von den gezeigten einjährigen Kernen aus dem Weddellmeer mehr dem S- als dem C-Typ zuzuordnen. Ebenfalls nicht in dieser Form aus der Arktis beschrieben sind Profile des ?-Typs mit erniedrigten Salzgehalten im oberen Kernbereich. Zumeist sind Kurven dieses Typs auf die Umwandlung von Schnee zu Schnee-Eis zurückzuführen, ein Umstand der durch die im Weddellmeer häufige Überflutung von Schollen begünstigt wird (Wadhams et al., 1987).

Im Hinblick auf die Salzgehalte zwei- bzw. mehrjährigen Eises treten deutliche Unterschiede zwischen Arktis und Antarktis zutage. Die mittleren Salzgehalte der hier gezeigten zwei- und mehrjährigen Kerne liegen mit 4,5 Promille

unterhalb der für die Arktis angegebenen Werte (Cox und Weeks, 1974; Weeks und Ackley, 1982). Die von Cox und Weeks (1975) veröffentlichten Durchschnittsprofile zeigen ebenso wie Untersteiners (1968) Messungen und Berechnungen eine weitgehend lineare Zunahme des Salzgehalts mit der Tiefe (entsprechend dem I-Typ). Die Salzgehaltsprofile der zwei- und mehrjährigen EPOS-Kerne sind hingegen sowohl vom I-Typ - ohne jedoch in die Tiefe ansteigende Werte aufzuweisen - als auch vom ?-, S- und C-Typ. Dieses Verteilungsmuster ist vermutlich auf Unterschiede in der Ablationssaison zurückzuführen. In der Arktis schmelzen die Meereisschollen oberflächlich bis hin zu flächendeckender Tümpelbildung stark an. Dabei wird Salz durch absinkendes Schmelzwasser aus der Scholle gespült (Untersteiner, 1968; Weeks und Ackley, 1982). Das Eis verdichtet sich im oberen Schollenbereich und wird undurchlässiger für Meerwasser und Sole. In der Antarktis erfolgt die Ablation eher vom Schollenrand oder der Unterseite (Andreas und Ackley, 1982). Dies hat zur Folge, daß sich erhöhte Salzgehalte im oberen Teil der Scholle weitgehend erhalten. Zusätzlich bleibt die Porosität der Schollen bestehen, so daß Profile vom S-Typ ebenfalls häufig sind.

Den Vergleich zwischen den Salzgehalts-Charakteristika der verschiedenen Regionen des Weddellmeeres ermöglicht Tabelle 15. Hierbei sind die deutlichen Unterschiede zwischen ein- und zwei- bzw. mehrjährigem Eis festzuhalten. Ein weiterer wichtiger Punkt ist die Homogenität der Kerndaten aus dem zentralen Weddellmeer, verdeutlicht durch die Abbildungen 43, 46 und 51, in denen die WWSP-1-Proben ein eng begrenztes Parameterspektrum einnehmen.

Tabelle 15: Regionale Salzgehalts-Charakteristika von Proben aus dem Weddellmeer (WM)

Region	Charakteristika
zentrales WM	hohe mittl. Salzgeh. (S_M um 7 ppt); deutl. ausgeprägte C- und S-Profile; nur 4 ?-Profile (von 38), durch Einfluß von Schnee.
südöstl. WM	S_M um 7 ppt; C-Typ am häufigsten; ?-Typ häufiger als im zentralen WM (vermehrt Schnee im Küstenbereich).
nordwestl. WM, 1-j.	S_M um 6 ppt (Einfluß Eisrandzone?); ?-Typ häufig aufgrund hoher Schneedecke; C- und S-Typ weniger prägnant.
nordwestl. WM, 2-/mehrj.	S_M um 4,5 ppt; I-Typ häufig; S-Typ in infiltrierten Schollen.

Die Regionalität der Chlorophyll-Verteilungen ist, wie bereits angedeutet, recht schwierig zu erfassen und erst unter Kenntnis der spezifischen Biologie der Kerne möglich. Hier sollen lediglich zwei wichtige Aspekte einer regionalen Geographie der Chlorophyllverteilungen angerissen werden.

Die untersuchten Profile spiegeln einen bedeutenden regionalen Unterschied wider: die große Diversifizität der Chlorophyllverteilung antarktischer Kerne im Gegensatz zur Dominanz von Bodengemeinschaften im untersten Schollenbereich in der Arktis. Während die Besiedelung von Meereis in der Arktis fast ausnahmslos Profile mit hohen Chlorophyllkonzentrationen im untersten Zehntel und sehr niedrige Werte im Rest der Scholle zur Folge hat (zusammenfassende Darstellung in Horner, 1985), tritt dieser Typ in den untersuchten Proben aus dem Weddellmeer kaum auf. Hierfür scheint zum einen die Dominanz säuligen Eises in der Arktis verantwortlich. Fast während der gesamten Wachstumsaison erfolgt dort keinerlei Anreicherung von Organismen durch physikalische Prozesse. Außerdem sind die Ausgangskonzentrationen im arktischen Wasser - nicht zuletzt aufgrund der andauernden Eisbedeckung - bei Eisbildung und -wachstum wesentlich geringer als in antarktischen Gewässern (Spindler, 1990).

Viele zwei- und mehrjährige Proben aus dem nordwestlichen Weddellmeer, zumeist vom J-Typ, zeichnen sich durch große Amplituden in der Chlorophyllverteilung aus. Das deutliche interne Maximum wird auf die Wachstumsaison des Vorjahres zurückgeführt. Neben dieser Form ist auch ein Spezialfall des C-Typs mit außerordentlich hohen Konzentrationen in den obersten Segmenten häufiger vertreten. Hierbei handelt es sich um Organismen der sogenannten Infiltrationsschicht, die durch Einsickern von Meerwasser an der Grenze Schnee-Eis bzw. durch Schmelzprozesse im oberen Schollenbereich entsteht. Dieser Prozess ist aufgrund der engen Verflechtung zwischen organischer Besiedelung und direkter Rückwirkung auf die Meereiseigenschaften von besonderem Interesse. Durch verstärkte Absorption des Sonnenlichtes sind die Organismen für die Vergrößerung der Porosität unter entsprechender Zunahme des Salzgehaltes mitverantwortlich (vgl. Maykut und Grenfell, 1975). Die positive Korrelation der c_0 -Koeffizienten von Chlorophyll- und Salzgehalt mit maximalen Werten im oberen Kernbereich, kann als Folge dieser Wechselwirkung aufgefaßt werden. Zusätzlich handelt es sich hierbei um einen Regionaleffekt, der auf das alte, dicke Eis mit großer Schneeauflage im nordwestlichen Weddellmeer beschränkt ist, wo die Randbedingungen die Ausbildung einer biologisch-physikalisch kontrollierten Infiltrationsschicht begünstigen.

5. AUSBLICK

Die vorliegende Untersuchung hat gezeigt, daß die automatische Gefügequantifizierung von Meereisdünnschnitten mit relativ einfachen Mitteln durchführbar ist, wobei die entsprechenden Methoden auch auf andere Materialien anwendbar sind. Die gewonnenen Parameter ermöglichen jedoch nicht nur ein detailliertes Studium einzelner Proben oder der Prozesse, die zu einer bestimmten Probenausbildung führen, sondern bildet die Grundlage für übergreifende Untersuchungen großer Probenmengen. Die Auswertung der, in dieser Form wohl erstmalig im Bereich der Glaziologie erstellten Datenbasis von Meereisgefügen zeigt für zukünftige Untersuchungen eine aussichtsreiche Richtung auf: die Loslösung von der fotografischen Repräsentation von Dünnschnittinformation und die Hinwendung zu digitaler Speicherung der Bilder sowie Archivierung der Gefügeparameter in einer Datenbank als Grundstock für weiterführende Untersuchungen.

Für die Routine-Auswertung solcher Gefügebilder genügen bereits wenige Parameter aus insgesamt drei verschiedenen Aufzeichnungsarten:

- (1) Linear- und Kontrastanalyse von Bildern, die im linear und zirkular polarisierten Licht aufgezeichnet wurden, zur Bestimmung von Mittelwert, Standardabweichung und Schiefe der Sehnenlängenverteilung aller Körner sowie des Kontrastgradienten und Einregelungsfaktors als Maß für deren mittlere kristalloptische Orientierung;
- (2) harmonische Analyse einer Bilderserie, die im linear und zirkular polarisierten Licht aufgezeichnet wurde, zur Bestimmung der kristalloptischen Orientierung der einzelnen Bildpunkte;
- (3) Analyse von im Durch- und Streulicht aufgezeichneten Bildern zur Bestimmung der Größenverteilung, Vernetzung und räumlichen Periodizität der Poren.

Eine der vielversprechendsten Möglichkeiten der automatischen Bildanalyse von Gefügebildern ist die quantitative *Verknüpfung* der genannten Aspekte des Gefüges (Größe und Form der Körner, kristalloptische Orientierung sowie Größe und Form der Einschlüsse). Sollte diese Verknüpfung gelingen, so könnte man versucht sein, die Entwicklungsarbeit im Bereich der automatischen Gefügeanalyse von Dünnschnitten als weitgehend abgeschlossen zu betrachten.

Die Probleme, die sich insbesondere beim Meereis hinsichtlich der Definition und Erkennung einzelner Körner durch Subkornbildung und parallele kristalloptische Orientierung benachbarter Körner ergeben, können mit Hilfe der harmonischen Analyse von Bilderserien umgangen werden. Letztere bietet nämlich die Möglichkeit, unabhängig vom Konzept der Korngröße und der Korngrenze die Orientierung und räumliche Verteilung der einzelnen, von der Kamera aufgelösten Kristallelemente zu quantifizieren.

Was jedoch dringend fehlt, ist eine intensive Entwicklung und Nutzung zerstörungsfreier, kontinuierlich über die gesamte Länge einer Probe aufzeichnender Verfahren. Nur solche Verfahren, die ohne großen Aufwand ein Profil über einen ganzen Bohrkern erstellen, können die Verknüpfung mit Vertikalprofilen der anderen Meereiseigenschaften erbringen. Die in dieser Arbeit vorgestellten Dünnschnittserien über die gesamte Kernlänge liefern zwar ebenfalls wertvolle Informa-

tionen, können aber nicht für jeden einzelnen Bohrkern angefertigt werden.

Der zweite Teil dieser Untersuchung ist als ein Schritt in Richtung Kombination von Gefüge- und Materialeigenschaftsdaten aufzufassen. Zudem wurde analog zur Dünnschnittanalyse versucht, komplexere Daten (z.B. Salz- und Chlorophyllgehaltsprofile) zu erschließen und für übergreifende Untersuchungen verfügbar zu machen. Die hierfür entwickelten Programme können routinemäßig für die Gesamtheit der erbohrten Kerne zur Anwendung kommen. Dies ermöglicht es, die verschiedenen Wachstums- und Entwicklungsprozesse des Meereises mit den untersuchten Profilen in Beziehung zu setzen, und erweitert das Wissen um die regionale Verteilung dieser Prozesse. Die Parametrisierung sowohl der Gefüge- als auch der Profilinformaton von Meereiskernen, gestattet aufgrund der hier aufgezeigten standardisierten, reproduzierbaren Aufzeichnungs- und Auswerteverfahren, auch die Analyse von Probenmaterial, das zu verschiedenen Zeitpunkten (z.B. im Rahmen von Langzeituntersuchungen) gewonnen wurde.

Zusätzliche Arbeit erfordert das Verständnis der Entwicklung verschiedener Gefügeformen sowie verschiedener Salz- und Chlorophyllgehaltsprofile in Abhängigkeit von den äußeren Randbedingungen. Da sich Felduntersuchungen mit diesem Ziel recht schwierig gestalten, sind hier Laborversuche erforderlich. Letztere können auch näheren Aufschluß über den Zusammenhang zwischen Eisgefüge und Eisbiologie erbringen, für den insbesondere die im Rahmen dieser Untersuchung bestimmten Parameter zur Größenverteilung und Vernetzung des Porenraums von Interesse sind.

Ein weiteres Ziel ist die Verwertung der in dieser Arbeit ermittelten Parameter im Rahmen der Fernerkundung. Insbesondere bei aktiven Fernerkundungsverfahren (z.B. Radarverfahren) sind Größe und Verteilung der Soleeinschlüsse wichtige Randbedingungen bei der Analyse des Rückstreusignals. Von großer Bedeutung für die Mikrowellen-Fernerkundung sind zudem Größenordnung und vertikaler Verlauf des Salzgehalts, insbesondere im oberen Schollenbereich. Sollte es gelingen, das mit verschiedenen Verfahren empfangene Signal (z.B. die Strahlungstemperatur für verschiedene Wellenlängen), mit den entsprechenden Gefügeparametern und dem Verlauf des Salzgehaltsprofils im oberen Kernbereich in Einklang zu bringen, so wäre ein wichtiger Schritt getan, aus Fernerkundungsdaten auf Eigenschaften und Entwicklungsgeschichte einer Eisscholle zu schließen.

6. LITERATURVERZEICHNIS

- Ackley, S. F. (1979): Mass-balance aspects of Weddell Sea pack ice. *J. Glaciol.*, 24, 391-405.
- Ackley, S. F. (1986): Sea-ice pressure ridge microbial communities. *Antarct. J. U.S.*, 21, 172-174.
- Alley, R. B. (1987): *Transformations in polar firn*. Dissertation, University of Wisconsin - Madison.
- Andreas, E. L. und S. F. Ackley (1982): On the differences in ablation seasons of Arctic and Antarctic sea ice. *J. Atmosph. Sci.*, 39, 440-447.
- Bader, H. (1951): Introduction to ice petrofabrics. *J. Geol.*, 59, 519-636.
- Bartsch, A. (1989): Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten. *Ber. Polarforsch.*, 63.
- Bockstiegel, G. (1966): Eine einfache Formel zur Berechnung räumlicher Größenverteilungen aus durch Linearanalyse erhaltenen Daten. *Z. Metallkde.*, 57, 647-652.
- Buffon, G. L. L. (1777): Essai d'arithmetique morale. *Suppl. à l'Histoire Naturelle (Paris)*, 4.
- Burrough, P. A. (1981): Fractal dimensions of landscapes and other environmental data. *Nature*, 294, 240-242.
- Cahn, J. W. und R. L. Fullman (1956): On the use of lineal analysis for obtaining particle size distribution functions in opaque samples. *Transact. AIME*, 206, 610-612.
- Cherepanov, N. V. (1974): Classification of ice of natural water bodies. In *Ocean 74: IEEE Conference on Engineering in the ocean environment, Bd. I*, 97-101.
- Churchhouse, R. F. (1981): *Handbook of applicable mathematics - Volume 3: Numerical methods*. W. Ledermann (Hrsg.), J. Wiley & Sons, Chichester.
- Clarke, D. B. und S. F. Ackley (1984): Sea ice structure and biological activity in the Antarctic marginal ice zone. *J. Geophys. Res.*, 89, 2087-2095.
- Colbeck, S. C. (1986): Statistics of coarsening in water-saturated snow. *Acta metall.*, 34, 347-352.
- Cox, G. F. N. und W. F. Weeks (1974): Salinity variations in sea ice. *J. Glaciol.*, 13, 109-120.
- Cox, G. F. N. und W. F. Weeks (1975): Brine drainage and initial salt entrapment in sodium chloride ice. *CRREL Res. Rep. 345*, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, N. H.

- Cox, G. F. N. und W. F. Weeks (1983): Equations for determining the gas and brine volumes in sea-ice samples. *J. Glaciol.*, 29, 306-316.
- Cox, G. F. N. und W. F. Weeks (1988): Numerical simulations of the profile properties of undeformed first-year sea ice during the growth season. *J. Geophys. Res.*, 93, 12449-12460.
- Criminale, W. O. und M.-P. Lelong (1984): Optimum expulsion of brine from sea ice. *J. Geophys. Res.*, 89, 3581-3585.
- Crofton, M. W. (1868): On the theory of local probability, applied to straight lines drawn at random in a plane; the methods used being also extended to the proof of certain new theorems in the integral calculus. *Philos. Transact. Royal Soc. London*, 158, 181-199.
- Daly, S. F. (1984): Frazil ice dynamics. *CRREL Monograph 84-1*, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, N. H.
- Davenport, W. B. und W. L. Root (1958): *An introduction to the theory of random signals and noise*. McGraw-Hill, New York.
- Davies, C. N. (1962): Measurement of particles. *Nature*, 195, 768-770.
- Davis, J. C. (1986): *Statistics and data analysis in geology*. J. Wiley & Sons, New York.
- Dearnley, R. (1985): Effects of resolution on the measurement of grain 'size'. *Mineral. Mag.*, 49, 539-546.
- De Hoff, R. T. (1967): Sampling of material and statistical analysis in quantitative stereology. In *Stereology*. H. Elias (Hrsg.), Springer, Berlin, 119-130.
- Delesse, M. A. (1847): Procédé mécanique pour déterminer la composition des roches. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 25, 544.
- Eberl, D. D., J. Srodon, M. Kralik, B. E. Taylor und Z. E. Peterman (1990): Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals. *Science*, 248, 474-477.
- Eicken, H. und M. A. Lange (1989): Development and properties of sea ice in the coastal regime of the southeastern Weddell Sea, *J. Geophys. Res.*, 94, 8193-8206.
- Evans, C. A. und J. E. O'Reilly (1983): *A handbook for the measurement of chlorophyll a in netplankton and nannoplankton*. BIOMASS Handbook No. 9. SCAR/SCOR/IABO/ACMRR Group of Specialists on Living Resources of the Southern Ocean.
- Flook, A. G. (1978): The use of dilation logic on the Quantimet to achieve fractal dimension characterisation of textured and structured profiles. *Powder Technol.*, 21, 295-298.
- Frangipane, M. und R. Schmid (1974): Point-counting and its errors. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54, 19-31.

- Füchtbauer, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine. Teil II, Sediment-Petrologie*. Schweizerbart, Stuttgart.
- Fukuda, A., Y. Ogawa und M. Nakawo (1983): Misalignment of crystal axis of subgrains in Antarctic sea ice. *Seppyo*, 45, 169-176.
- Garabedian, H. und R. F. Strickland-Constable (1974): Collision breeding of ice crystals. *J. Crystal Growth*, 22, 188-192.
- Garrison, D. L., S. F. Ackley und K. R. Buck (1983): A physical mechanism for establishing algal populations in frazil ice. *Nature*, 306, 363-365.
- Garrison, D. L., C. W. Sullivan und S. F. Ackley (1986): Sea ice microbial community studies in the Antarctic. *Bioscience*, 36, 243-250.
- Gordon, A. L. (1981): Seasonality of southern ocean sea ice, *J. Geophys. Res.*, 86, 4193-4197.
- Gordon, A. L. und B. A. Huber (1990): Southern Ocean winter mixed layer. *J. Geophys. Res.*, 95, 11655-11672.
- Gow, A. J., S. F. Ackley, W. F. Weeks und J. W. Govoni (1982): Physical and structural characteristics of Antarctic sea ice. *Ann. Glaciol.*, 3, 113-117.
- Gow, A. J., S. F. Ackley, K. R. Buck und K. M. Golden (1987): Physical and structural characteristics of Weddell Sea pack ice. *CRREL Rep. 87-14*, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, N. H.
- Haberäcker, P. (1985): *Digitale Bildverarbeitung: Grundlagen und Anwendungen*. Hanser, München.
- Hamamatsu (1988): *C2400 microscope video camera*. Hamamatsu Photonics, Hamamatsu City, Japan.
- Häusler, F. U. und die Mitglieder der *Working Group on Testing Methods in Ice* (1989): IAHR-Recommendations on testing methods in ice. *6th report of the working group on testing methods in ice*, IAHR Symposium, Sapporo.
- Hillert, M. (1965): On the theory of normal and abnormal grain growth, *Acta metall.*, 13, 227-238.
- Hobbs, P. V. (1974): *Ice physics*. Clarendon Press, Oxford.
- Hood, W. G. (1987): Polynomial curve fitter. *Byte*, 12, 155-160.
- Horner, R. (1985): *Sea ice biota*. CRC Press, Boca Raton.
- Hougardy, H. P. und H. Stienen (1978): Edge error correction in digital image analysis. In *Quantitative analysis of microstructures in materials science, biology and medicine. Pract. Metallogr., spec. iss. 8*. J. L. Chermant (Hrsg.), 25-34.
- Interactive Systems (1988): *Dipsy, the digital image processing system - Benutzerhandbuch*. Heidelberg.

- Karl, F. (1964): *Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik; Teil I: Grundbegriffe*. Verlag Ellen Pilger, Clausthal-Zellerfeld.
- Kawamura, T. (1985): Movement of grain boundary in sea ice. *Ann. Glaciol.*, 6, 274-275.
- Klockmann, F. (1978): *Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie*. Überarb. u. erw. v. P. Ramdohr u. H. Strunz. Enke, Stuttgart.
- Kolmogorov, A. N. (1941): Über das logarithmische Verteilungsgesetz der Teilchen bei Zerstückelung. *Dok. Akad. Nauk SSSR*, 31, 99-101.
- Kottmeier, C. und R. Hartig (1988): Drifting buoy data. *Ber. Polarforsch.*, 46, 5-38.
- Krumbein, W. C. (1935): Thin-section mechanical analysis of indurated sediments. *J. Geol.*, 43, 482-496.
- Kry, P. R. (1975): Quantitative stereological analysis of grain bonds in snow. *J. Glaciol.*, 14, 467-477.
- Lake, R. A. und E. L. Lewis (1970): Salt rejection by sea ice during growth. *J. Geophys. Res.*, 75, 583-597.
- Lancaster, P. und K. Salkauskas (1986): *Curve and surface fitting*. Academic Press, London.
- Lange, M. A. (1988a): Basic properties of Antarctic sea ice as revealed by textural analysis of ice cores. *Ann. Glaciol.*, 10, 95-101.
- Lange, M. A. (1988b): A computer-controlled system for ice-fabric analysis on a Rigsby stage. *Ann. Glaciol.*, 10, 92-94.
- Lange, M. A., H. Eicken, K. C. Jezek und U. Vogel (1988): Physikalische Meereisuntersuchungen. *Ber. Polarforsch.*, 59, 67-76.
- Lange, M. A., S. F. Ackley, P. Wadhams, G. S. Dieckmann, und H. Eicken (1989a): Development of sea ice in the Weddell Sea, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, 12, 92-96.
- Lange, M. A., H. Eicken, G. S. Dieckmann, P. Mursch, E.-M. Nöthig und R. Steinmetz (1989b): Physical, chemical and biological properties of sea ice. *Ber. Polarforsch.*, 62, 87-89.
- Langhorne, P. J. und W. H. Robinson (1986): Alignment of crystals in sea ice due to fluid motion. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 12, 197-214.
- Lloyd, E. (1980): *Handbook of applicable mathematics - Volume 2: Probability*. W. Ledermann (Hrsg.), J. Wiley & Sons, Chichester.
- Lloyd, E. (1984): *Handbook of applicable mathematics - Volume 6, part A: Statistics*. W. Ledermann (Hrsg.), J. Wiley & Sons, Chichester.
- Maestrini, S. Y., M. Rochet, L. Legendre und S. Demers (1986): Nutrient limitation of the bottom-ice microalgal biomass (southeastern Hudson Bay, Canadian Arctic). *Limnol. Oceanogr.*, 31, 969-982.

- Mandelbrot, B. B. (1967): How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. *Science*, 155, 636-638.
- Mandelbrot, B. B. (1983): *The fractal geometry of nature*. W. H. Freeman and Company, New York.
- Marschall, H.-P. (1988): The overwintering strategy of Antarctic krill under pack-ice. *Polar Biol.*, 9, 129-135.
- Marthinsen, K., O. Lohne und E. Nes (1989): The development of recrystallization microstructure studied experimentally and by computer simulation. *Acta metall.*, 37, 135-145.
- Martin, S. (1979): A field study of brine drainage and oil entrapment in sea ice. *J. Glaciol.*, 22, 473-502.
- Matrox Electronics Systems Ltd. (1987): Pip video digitizer board - hardware manual. Dorval/Canada.
- Matthes, S. (1987): *Mineralogie*. Springer, Berlin.
- Maykut, G. A. (1986): The surface heat and mass balance. In *The geophysics of sea ice*. N. Untersteiner (Hrsg.), NATO ASI B146, Martinus Nijhoff Publ., Dordrecht, 395-463.
- Maykut, G. A. und T. C. Grenfell (1975): Spectral distribution of light beneath first-year sea ice in the Arctic Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 20, 554-563.
- Michel, B. und R. O. Ramseier (1971): Classification of river and lake ice. *Can. Geotechn. Journ.*, 8, 36-45.
- Mori, Y., T. Hondoh und A. Higashi (1985): Development of an automatic ice fabric analyser. *Ann. Glaciol.*, 6, 281-283.
- Müller, G. und M. Raith (1981): Methoden der Dünnschliffmikroskopie. *Clausthaler Tektonische Hefte 14*, Ellen Pilger Verlag, Clausthal.
- Nakawo, M. und N. K. Sinha (1981): Growth rate and salinity profile of first-year sea ice in the high Arctic. *J. Glaciol.*, 27, 315-330.
- Nakawo, M. (1983): Measurements on air porosity of sea ice. *Ann. Glaciol.*, 4, 204-208.
- Niedrauer, T. M. und S. Martin (1979): An experimental study of brine drainage and convection in young sea ice. *J. Geophys. Res.*, 84, 1176-1186.
- Parkinson, C. L. und D. J. Cavalieri (1989): Arctic sea ice 1973-1987: Seasonal, regional, and interannual variability. *J. Geophys. Res.*, 94, 14499-14523.
- Perovich, D. K. und A. Hirai (1988): Microcomputer-based image-processing system. *J. Glaciol.*, 34, 249-252.
- Pettijohn, F. J., P. E. Potter und R. Siever (1987): *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, New York.
- Price, G. P. (1980): The analysis of quartz c-axis fabrics by the photometric method. *J. Geol.*, 88, 181-195.

- Richardson, L. F. (1961): The problem of contiguity: an appendix of "Statistics of deadly quarrels". *General Systems Yearb.*, 6, 139-187.
- Richardson, C. und E. E. Keller (1966): The brine content of sea ice measured with a nuclear magnetic resonance spectrometer. *J. Glaciol.*, 6, 89-100.
- Rink, M. (1976): A computerized quantitative image analysis procedure for investigating features and an adapted image process. *J. Microsc.*, 107, 267.
- Russ, J. C. und J. C. Russ (1987): Automatic discrimination of features in grey-scale images. *J. Microsc.*, 148, 263-277.
- Saetre, T. O., O. Hunderi, und E. Nes (1986): Computer simulation of primary recrystallisation microstructures: the effects of nucleation and growth kinetics. *Acta metall.*, 34, 981-987.
- Sander, B. (1911): Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Tscherm. Miner. Petrogr. Mitt.*, 30, 281-314.
- Sander, B. (1934): Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine. Anwendungen, Ergebnisse, Kritik. *Fortschr. Miner. Krist. Petrogr.*, 18.
- Schwarz, H. und H. E. Exner (1980): The implementation of the concept of fractal dimension on a semi-automatic image analyser. *Powder Technol.*, 27, 207-213.
- Scott, R. F. (1913): *Letzte Fahrt*. 2 Bde., Brockhaus, Leipzig.
- Serra, J. (1968): Les structures gigognes: morphologie mathématique et interprétation métallogénique. *Mineral. Deposita*, 3, 135-154.
- Serra, J. (1982): *Image analysis and mathematical morphology*. Academic Press, London, 1-610.
- Shen, H. T. und N. L. Ackermann (1990): Wave-induced sediment enrichment in coastal ice covers. In *Sea ice properties and processes*. S. F. Ackley und W. F. Weeks (Hrsg.), *CRREL Monograph 90-1*, 100-102.
- Sinha, N. K. (1977): Technique for studying structure of sea ice. *J. Glaciol.*, 18, 315-323.
- Smetacek, V., R. Scharek und E.-M. Nöthig (1990): Seasonal and regional variation in the pelagial and its relationship to the life history cycle of krill. In *Antarctic ecosystems - ecological change and conservation*. K. R. Kerry und G. Hempel (Hrsg.), Springer, Berlin, 103-114.
- Snedecor, G. W. und W. G. Cochran (1980): *Statistical methods*. The Iowa State University Press.
- Spindler, M. (1990): A comparison of Arctic and Antarctic sea ice and the effects of different properties on sea ice biota. In *Geologic history of Polar Oceans - Arctic versus Antarctic*. U. Bleil und J. Thiede (Hrsg.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 173-186.

- Spindler, M. und G. S. Dieckmann (1986): Distribution and abundance of the planktic foraminifer *Neoglobobulimina pachyderma* in sea ice of the Weddell Sea (Antarctica). *Polar Biol.*, 6, 185-191.
- Stander, E. und B. Michel (1989a): The development of aligned columnar sea ice: A field investigation. *J. Glaciol.*, 35, 217-223.
- Stander, E. und B. Michel (1989b): The effect of fluid flow on the development of preferred orientations in sea ice laboratory experiments. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 17, 153-161.
- Stauffer, D. (1986): Percolation and cluster size distribution. In *On Growth and form - fractal and non-fractal patterns in physics*. H. E. Stanley und N. Ostrowsky (Hrsg.), NATO ASI E100, Martinus Nijhoff Publ., Dordrecht, 79-100.
- Stidd, C. K. (1967): The use of eigenvectors for climatic estimates. *J. Appl. Meteor.*, 6, 255-264.
- Sullivan, C. W., A. C. Palmisano, S. T. Kottmeier, S. McGrath Grossi, R. Moe (1985): The influence of light on growth and development of the sea-ice microbial community of McMurdo Sound. In *Antarctic nutrient cycles and food webs*. W. R. Siegfried, P. R. Condy und R. M. Laws (Hrsg.), Springer, Berlin, 84-88.
- Tietze, U. und C. Schenk (1983): *Halbleiter-Schaltungstechnik*. Springer-Verlag, Berlin.
- Trodahl, H.-J., R. G. Buckley und M. Vignaux (1989): Anisotropic light radiance in and under sea ice. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 16, 305-308.
- Tsurikov, V. L. (1979): Formation and composition of the gas content of sea ice. *J. Glaciol.*, 22, 67-81.
- Tucker, W. B. III, A. J. Gow und W. F. Weeks (1987): Physical properties of summer sea ice in the Fram Strait. *J. Geophys. Res.*, 92, 6787-6803.
- Underwood, E. E. (1970): *Quantitative Stereology*. Addison-Wesley Publishing Company, Reading/Massachusetts.
- Underwood, E. E. und K. Banerji (1986): Fractals in fractography. *Materials Sci. Eng.*, 80, 1-14.
- UNESCO (1981): International oceanographic tables. Vol. 3. *UNESCO Technical Papers in Marine Science*, 39.
- Untersteiner, N. (1968): Natural desalination and equilibrium salinity profile of perennial sea ice. *J. Geophys. Res.*, 73, 1251-1257.
- Vallese, F. und J. A. Kong (1981): Correlation function studies for snow and ice. *J. Appl. Phys.*, 52, 4921-4925.
- Wadhams, P., M. A. Lange und S. F. Ackley (1987): The ice thickness distribution across the Atlantic sector of the Antarctic ocean in midwinter. *J. Geophys. Res.*, 92, 14535-14552.

- Weeks, W. F. und S. F. Ackley (1982): The growth, structure and properties of sea ice, *CRREL Monogr. 82-1*, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, N. H.
- Weeks, W. F. und A. J. Gow (1978): Preferred crystal orientations along the margins of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, *84*, 5105-5121.
- Weibel, E. R. (1979): *Stereological methods - Volume 1: Practical methods for biological morphometry*. Academic Press, London.
- Weibel, E. R. (1980): *Stereological methods - Volume 2: Theoretical foundations*. Academic Press, London.
- Weiss, L. E. und H.-R. Wenk (1985): An introduction. In *Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis*. H.-R. Wenk (Hrsg.), Academic Press, Orlando, 1-10.
- Weyprecht, C. (1879): *Die Metamorphosen des Polareises*. Wien.
- World Meteorological Organisation (1985): WMO sea-ice nomenclature, terminology, codes and illustrated glossary. *WMO/DMM/BMO No. 259-TP145*, Secretariat of the WMO, Genf.
- Zhuang, X. und R. M. Haralick (1986): Morphological structuring element decomposition. *Comp. Vis. Graph. Imag. Process.*, *35*, 370-382.
- Zwally, H. J., J. C. Comiso, C. L. Parkinson, W. J. Campbell, F. D. Carsey und P. Gloersen (1983): Antarctic sea ice, 1973-1976: Satellite passive-microwave observations. *NASA SP-459*, Nation. Aeronaut. Space Admin., Washington.

