

**Abhängigkeiten elastischer und
rheologischer Eigenschaften des Meereises
vom Eisgefüge**

**Elastic and rheological properties
of sea-ice and the relationship
to the fabric**

Harald Hellmann

Anschrift des Autors:
Harald Hellmann
Zum Stolzwinkel 14
D-5202 Hennef-Heisterschoß

Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
des Fachbereichs 5 der Universität Bremen

Inhaltsverzeichnis

Bildverzeichnis	v
Tabellenverzeichnis	vii
Zusammenfassung	viii
Summary	x
1. Einleitung	1
2. Datenauswertung	6
2.1 Korrelations- und Regressionsanalysen	6
2.2 Fehlerberechnungen	7
3. Variabilität der Textur des Meereises	11
3.1 Struktur des Eiskristalls	11
3.2 Texturelle Klassifizierung des Meereises	12
3.2.1 Eis mit säulenförmiger Textur	12
3.2.2 Eis mit körniger Textur	14
3.2.3 Eis mit brekzienartiger Textur	17
3.3 Unterschiede zwischen arktischem und antarktischem Meereis	17
4. Gefügeuntersuchungen	19
4.1 Probenauswahl	19
4.2 Gefügebestimmungen	23
4.3 Textur des Meereises im Van Mijen-Fjord	27
4.4 Diskussion der Bildungsbedingungen von Eis mit körniger Textur	33
5. Elastische Eigenschaften	37
5.1 Meßaufbau	37
5.2 Auswertung der Seismogramme	39
5.3 Meßergebnisse	44
5.4 Diskussion	49
6. Rheologische Eigenschaften	53
6.1 Durchführung der Belastungsversuche und Versuchsauswertung	53
6.2 Meßergebnisse	58
6.3 Diskussion der rheologischen Eigenschaften	62
6.3.1 Plastische und anelastische Deformationsmechanismen	62
6.3.2 Analytische Beschreibung des rheologischen Verhaltens von Eis	65
6.3.3 Deformationsverhalten der untersuchten Eisproben	69

7. Diskussion der untersuchten Zusammenhänge	75
7.1 Abhängigkeiten der Festigkeit vom Eisgefüge	75
7.2 Zusammenhänge zwischen rheologischen und elastischen Eigenschaften und ihrer Beziehung zur Eistextur	82
8. Ausblick	87
9. Literatur	89
10. Anhang	95
Danksagung	100

Bildverzeichnis

Bild 1.	Einfluß der Werteverteilung auf die Fehlerberechnungen.	9
Bild 2.	Anordnung der Sauerstoffatome im Kristallgitter von Eis Ih.	11
Bild 3.	Vertikaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit säulenförmiger Textur.	13
Bild 4.	Horizontaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit säulenförmiger Textur.	14
Bild 5.	Vertikaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit körniger Textur.	15
Bild 6.	Vertikaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit brackienartiger Textur.	16
Bild 7.	Karte mit den beiden Gebieten, in denen Eiskerne gewonnen wurden.	19
Bild 8.	Dickschnitte von Eisproben mit säulenförmiger und körniger Textur.	21
Bild 9.	Horizontaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit körniger Textur.	25
Bild 10.	Ausschnitt aus einem horizontalen Dünnschnitt einer Eisprobe mit körniger Textur.	25
Bild 11.	Probenaufteilung zur Bestimmung von Salzgehalt und Korngrößen.	26
Bild 12.	Verteilungen der C-Achsenorientierungen in einer Eisprobe mit körniger Textur.	28
Bild 13.	Textur des Eises im Van Mijen-Fjord.	29
Bild 14.	Mittlere vertikale und horizontale Korngrößen von Eis mit körniger Textur.	30
Bild 15.	Vertikale Änderungen von Korngrößen und Salzgehalt in einem Eiskern.	31
Bild 16.	Ausschnitt aus einem vertikalen Dünnschnitt einer Eisprobe mit körniger Textur.	32
Bild 17.	Vorrichtung zur Ankopplung von Ultraschallprüfköpfen an eine Eisprobe.	37
Bild 18.	Geräteaufbau zur Probendurchschallung.	38
Bild 19.	Signal einer P-Welle.	40
Bild 20.	Seismogramme von S-Wellen bei -28°C und -12°C	41
Bild 21.	Strahlenverlauf der beobachteten S-Wellen.	42
Bild 22.	Zusammenhang zwischen den Geschwindigkeiten	43
Bild 23.	Abhängigkeit der S-Wellengeschwindigkeit von der Gesamtporosität.	45
Bild 24.	Abhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit von der Gesamtporosität.	46
Bild 25.	Abhängigkeit des dynamischen E-Moduls von der Gesamtporosität.	47
Bild 26.	Abhängigkeit des Schermoduls von der Gesamtporosität.	48
Bild 27.	Einfluß der Temperatur auf die Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen.	51
Bild 28.	Meßvorrichtung zur Bestimmung der Deformation.	54

Bild 29.	Verlauf der Größen Weg und Kraft als Funktion der Zeit.	55
Bild 30.	Spannungs-Deformations-Diagramm.	56
Bild 31.	Spannungs-Deformations-Diagramm einer Eisprobe mit Verformungsverfestigung.	59
Bild 32.	Unterschiedliches rheologisches Verhaltens der untersuchten Eisproben.	60
Bild 33.	Kriechkurve mit drei Deformationsanteilen eines Burgerskörpers.	65
Bild 34.	Abhängigkeit der plastischen Verformung von der Gesamtdeformation.	67
Bild 35.	Spannungsverlauf während eines Bruchversuches	69
Bild 36.	Zusammenhang zwischen anelastischer Deformation und Elastizitätsgrenze.	72
Bild 37.	Zusammenhang zwischen Festigkeitsdeformation und reversibler Deformation.	73
Bild 38.	Zusammenhang zwischen Festigkeit und statischem E-Modul.	76
Bild 39.	Vertikaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit brekzienartiger Textur.	78
Bild 40.	Zusammenhang zwischen Festigkeit und Gesamtporosität.	79
Bild 41.	Vertikaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit großkörniger brekzienartiger Textur.	80
Bild 42.	Verteilung der C-Achsenorientierungen von Eiskörnern in einem Horizontalschnitt.	81
Bild 43.	Zusammenhang zwischen Festigkeit und Kompressionsmodul.	83
Bild 44.	Zusammenhang zwischen Festigkeitsdeformation und S-Wellengeschwindigkeit.	84
Bild 45.	Abhängigkeit des Schermoduls von der Korngröße.	85
Bild 46.	Zusammenhang zwischen der Korngröße und der reduzierten P-Wellengeschwindigkeit.	86

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1.	Häufigkeiten verschiedener Gefügeklassen in der Arktis und Antarktis.	17
Tabelle 2.	Übersicht über Anzahl und Textur der untersuchten Eiskerne und Proben.	22
Tabelle 3.	Korngrößenunterschiede im oberen und unteren Teil eines Eiskerns.	35
Tabelle 4.	Korrelationstabelle elastischer Größen.	44
Tabelle 5.	Wertebereiche der reduzierten Größen.	49
Tabelle 6.	Vergleich der ermittelten Geschwindigkeiten und Moduln.	50
Tabelle 7.	Rheologisches Verhalten der untersuchten Gefügeklassen.	60
Tabelle 8.	Unterschiede zwischen Eis mit körniger und brekzienartiger Textur.	61
Tabelle 9.	Wertebereiche der untersuchten E-Moduln.	62
Tabelle 10.	Zusammenhänge zwischen rheologischen Größen.	75
Tabelle 11.	Zusammenhänge zwischen rheologischen und elastischen Größen.	82

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit weist vier Schwerpunkte auf: Gefügeuntersuchungen, Bestimmungen elastischer Eigenschaften, die Untersuchung des rheologischen Verhaltens von Meereisproben und die Durchführung von Korrelationsanalysen. Ziel der Arbeit ist es, verschiedene Eigenschaften des Meereises zu bestimmen und Zusammenhänge zwischen diesen Eigenschaften zu analysieren. Die Messungen werden an 12 cm langen Proben durchgeführt, so daß die Homogenität der Proben eine wichtige Anforderung an das ausgewählte Material darstellt. Da die Eigenschaften nur in einer Richtung bestimmt werden konnten, ist die Isotropie des untersuchten Eises eine weitere Anforderung. Beide Bedingungen können für natürliches Material nur näherungsweise erfüllt werden, wobei die Toleranzbereiche relativ groß angesetzt werden müssen.

Die ausgewählten Eisproben weisen ein Gefüge auf, das in 3 Klassen mit unterschiedlichen Korngrößen eingeteilt werden kann. Dabei handelt es sich um Eis mit säulenförmiger, brekzienartiger und körniger Textur. Eisproben mit säulenförmiger Textur werden aufgrund ihrer Anisotropie nur am Rande bei den rheologischen Untersuchungen betrachtet und mit den beiden anderen Gefügeklassen verglichen. Die Gefügeuntersuchungen beschränken sich im wesentlichen auf die Bestimmung von Porosität und Korngrößen, wobei Korngrößen quantitativ nur an Eisproben mit körniger Textur bestimmt werden. Variationen der Korngröße innerhalb eines Eiskerns werden auf unterschiedliche Wachstumsbedingungen von Eiskristallen zurückgeführt. An einem Beispiel wird gezeigt, daß durch Untersuchungen der Korngrößen in Abhängigkeit von der Tiefe eine Überschiebung von zwei Eisschollen nachgewiesen werden kann, die sich gleichzeitig unter ähnlichen Wachstumsbedingungen gebildet haben.

Um den Einfluß des unterschiedlichen Gefüges von Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur auf die untersuchten Eigenschaften und Zusammenhänge zu bestimmen, werden Mittelwerte, Korrelationskoeffizienten und Regressionsgeraden für die Eisproben beider Gefügeklassen getrennt berechnet. Für beide Gefügeklassen ergeben sich im wesentlichen gleiche Eigenschaften, wobei der Streubereich bestimmter Größen bei Eis mit brekzienartiger Textur etwa doppelt so groß ist wie bei Eis mit körniger Textur. Unterschiede zwischen beiden Gefügeklassen treten bei mehreren Zusammenhängen auf, in denen die Korngröße oder die Porosität von Bedeutung sind. Da die Korngrößen der untersuchten Eisproben mit körniger Textur nur geringe Variationen zwischen 2.6 und 6.6 mm^2 aufweisen, können Zusammenhänge zwischen Korngröße und elastischen oder rheologischen Eigenschaften nur schlecht nachgewiesen werden. Um die Zusammenhänge zu quantifizieren, werden Signifikanzbetrachtungen durchgeführt.

Zur Bestimmung elastischer Eigenschaften werden die Eisproben bei Temperaturen von $-12^{\circ}C$ und $-28^{\circ}C$ mit longitudinalen (P-) und transversalen (S-) Wellen durchschallt. Die Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen und die daraus berechneten

Moduln zeigen signifikante Abhängigkeiten von der Porosität, wobei deutliche Unterschiede zwischen Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur auftreten.

In Belastungsversuchen mit einer konstanten Deformationsrate ($10^{-4}/s$) wird ein statischer E-Modul bestimmt, der es zusammen mit dem dynamischen E-Modul ermöglicht, die Viskoelastizität der Eisproben für $-12^{\circ}C$ zu berechnen. Nach Erreichen eines Spannungsmaximums (Festigkeit), das zwischen 3 und 7.5 MPa auftritt, werden die Eisproben entlastet. Dabei treten Rückdeformationen des Eises von zum Teil mehr als 50% der Gesamtdeformation auf, mit denen elastische, viskoelastische und plastische Deformationsanteile bestimmt werden.

Aus den Zusammenhängen verschiedener rheologischer Größen untereinander ergibt sich ein bedeutender Einfluß viskoelastischer Deformationsmechanismen auf rheologische Eigenschaften von Meereis. Insgesamt zeigen die untersuchten Eisproben ein großes Spektrum unterschiedlicher rheologischer Eigenschaften, bei denen sowohl sprödes als auch duktiler Verhalten auftritt. Aufgrund plastischer Deformationen des Eises wird für die gegebenen Versuchsbedingungen eine Viskosität des untersuchten Meereises von $57 \cdot 10^9 Pa \cdot s$ bestimmt.

Summary

There are four major topics in this thesis: examination of the fabric, determination of elastic properties, investigation of rheological behaviour of sea ice samples, and the performance of correlation analysis. It is the aim to determine different properties of sea ice and to analyse the relationship between these properties. The measurements are carried out on ice samples of 12 cm length so that the homogeneity of the samples is an important requirement on the selected material. The isotropy of the material is the second requirement because all the properties can be determined only in one direction. To satisfy both requirements for natural sea ice it is necessary to accept great ranges of tolerance.

The selected ice samples exhibit different fabric, which are classified into three major ice texture categories: columnar, granular and brecciated ice. Because of its anisotropy columnar ice is regarded only incidentally at the rheological investigations to compare this ice with the other ice types. To characterize the fabric of the ice samples essentially porosity and grain sizes are determined. Quantitatively mean grain sizes can only be given for granular ice. With this ice type variations of grain sizes within one ice core are explained by different growth conditions. At one example it is shown, that the determination of grain size as a function of depth can be a good method to prove an overfaulting of two ice floes. An evidence is possible at floes which form at the same time under similar growth conditions.

To investigate the effect of different texture of granular and brecciated ice onto the studied properties and relationships mean values, correlation coefficients and regression lines are calculated apart for both ice types. As a result both ice types turn out to have nearly the same properties. But the ranges of variation of some properties are greater by a factor of two at brecciated ice if compared with granular ice. There are also differences between both ice types at relationships which are effected by the grain size or the porosity. At granular ice it is difficult to prove relationships between grain sizes and elastic or rheological properties because of a very small variation of grain sizes only between 2.6 and 6.6 mm^2 at this ice type. To give numerical values for the investigated relationships levels of significance are calculated.

At temperatures of $-12^{\circ}C$ and $-28^{\circ}C$ the velocities of longitudinal (P-) and transversal (S-) waves within the ice samples are determined. The velocities and the calculated modulus reveal significant dependences from the porosity with distinct differences between granular and brecciated ice.

A static Young's modulus is determined with loading experiments carried out with a constant strain rate ($10^{-4}/s$). Together with the dynamic Young's modulus it is possible, to calculate the viscoelasticity of the ice samples at $-12^{\circ}C$. After reaching the maximum of stress (strength) between 3 and 7.5 MPa the samples were unloaded. This results in a recovery of deformation which can be more than 50% of the whole

deformation and which are used to determine the parts of elastic, viscoelastic and plastic (viscous) deformation.

The relationships of different rheological properties to each other reveal an important effect of viscoelastic deformation mechanisms onto other rheological properties of sea ice. The studied ice samples exhibit a great variety in the rheological properties showing not only ductile but also brittle behaviour. With the plastic deformations of the samples the viscosity of the investigated sea ice is determined to $57 \cdot 10^9 Pa \cdot s$ for the experimental conditions used.

1. Einleitung

Die wechselnde Eisbedeckung der Ozeane beeinflusst das Klimageschehen und die Energiebilanz der gesamten Erde. Mit starken jahreszeitlichen Schwankungen bedeckt Meereis zwischen 2% und 9% der gesamten Meeresoberfläche. Während mehrerer Monate schränkt es in starkem Maße den Wärme- und Feuchtigkeitsaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre in den Polargebieten ein. Die höhere Albedo von Meereis im Vergleich zur Wasseroberfläche ist ein bedeutsamer Faktor, der zu einer verstärkten Abkühlung der Atmosphäre beiträgt. Von großer Bedeutung sind in diesem Zusammenhang die Meeresgebiete der Antarktis, wo das Meereis im Winter eine Fläche bis zu 20 Mill. km^2 bedeckt (Zwally, 1984). Für die Klimaentwicklung und den Energiehaushalt der Erde sind die Erforschung der Bildung und des Wachstums sowie der Dynamik und der Ausbreitung des Meereises von erheblichem Interesse.

Wirtschaftlich erlangt das Meereis aufgrund der enormen Behinderungen und Einschränkungen des Schiffsverkehrs entlang der arktischen Küsten von Alaska, Kanada und der Sowjetunion eine zunehmende Bedeutung. Seit Anfang der achtziger Jahre wird die Schifffahrt entlang der sibirischen Küste das ganze Jahr hindurch betrieben ("Sowjetunion heute", 2/87). Dies erfordert starke Eisbrecher, deren Konstruktion die Kenntnisse von dynamischen und rheologischen Eiseigenschaften voraussetzen. Es wurden umfangreiche Untersuchungen über das Vorkommen von verschiedenen Meereisklassen mit unterschiedlichen mechanischen Eigenschaften durchgeführt. Dabei standen besonders die Festigkeiten und das Bruchverhalten des Eises im Vordergrund (Sinha, 1981). Ergebnis der Untersuchungen sind z. B. im Bereich der Eisbrecherkonstruktion die Gestaltung von Rumpfformen zur Optimierung der Eisbrechereigenschaften und der Belastungsfähigkeiten des Schiffsrumpfes (Schwarz, 1984).

In arktischen Gewässern ergeben sich Probleme bei der Ölexploration durch Meereisschollen, die gegen Bohrplattformen treiben. In diesem Zusammenhang wurde untersucht, ob von driftenden Eisschollen bedrohte Strukturen mit künstlichen Eiswällen geschützt oder ob natürliche Eisschollen als Basis für Explorationsbohrungen verwendet werden können (Timco, 1984). Andere Untersuchungen beschäftigen sich mit Eis als Baustoff (Grabe, 1984), wobei teilweise in Betracht gezogen wird, die Festigkeitseigenschaften von Meereis durch Kunststoffverstärkungen zu verbessern (Grabe, 1987).

Aufgrund starker ingenieurwissenschaftlicher Interessen an den mechanischen Eigenschaften des Meereises wurden bisher vor allem dessen Festigkeitseigenschaften in Abhängigkeit unterschiedlicher Parameter untersucht (Weeks und Assur, 1967; Schwarz und Weeks, 1977). Es wurden sowohl Messungen an Biegebalken im Feld, als auch Kriech- und Bruchversuche im Labor durchgeführt. Die Versuche haben eine im Vergleich zu anderen Eisarten große Variationsbreite in den Materialeigenschaften des Meereises ergeben. Die Variationsbreite wird bei vergleichenden Be-

trachtungen unterschiedlicher Eisarten deutlich. Folgende natürlich entstehende Eisarten können voneinander unterschieden werden:

Eisbildung aus der	Eisarten	Vorkommen
Gasphase:	Metamorphose Schnee ----- > Gletschereis	Gebirge, Schelfeis, kontinentale Polargebiete
flüssigen Phase:	Süßwassereis Meereis	Seen und Flüsse polare Ozeangebiete

Die genannten Eisarten sind immer ein Zweiphasengemisch aus Wasser in der festen Phase und luftgefülltem Porenraum unterschiedlichen Volumenanteils. Als weitere Phase ist beim Meereis außerdem die Salzlauge der im Meerwasser gelösten Salze von Bedeutung (Anderson, 1960; Weeks und Ackley, 1982). Deutliche Unterschiede zeigen die verschiedenen Eisarten in ihrem Gefüge. Dabei sind Korngröße, Verunreinigungen, Salzgehalt und Porosität wichtige Größen, die einen beträchtlichen Einfluß auf die Verformungs- und Festigkeitseigenschaften haben (Assur und Weeks, 1964; Doronin und Kheisin, 1977).

Aufgrund ihrer Bedeutung für glaziologische Fragestellungen sind bisher besonders die Materialeigenschaften von Gletschereis intensiv erforscht worden (Duval und Le Gac, 1980). Umfangreiche Untersuchungen wurden auch an künstlichem Eis (poly- oder monokristallin) im Labor durchgeführt, um Proben mit definierten Korngrößen herzustellen und die Abhängigkeiten physikalischer Eigenschaften von der Textur zu bestimmen (Jones und Glen, 1969; Hawkes und Mellor, 1972). Currier und Schulson (1982) und Cole (1986) untersuchten z.B. die Abhängigkeit des Bruchverhaltens von der Korngröße an künstlichen, polykristallinen Eisproben und Wakahama (1962) und Higashi (1967) erforschten das plastische Deformationsverhalten von künstlichen Eis-Einkristallen. So liegen zahlreiche Ergebnisse vor, die es erlauben, Eigenschaften spezieller Eisarten miteinander zu vergleichen und Unterschiede zu erklären (Kingery, 1963; Riehl et al.; 1969; Hobbs, 1974).

In der vorliegenden Arbeit werden aus den Geschwindigkeiten von Ultraschallwellen berechnete elastische Eigenschaften von rheologischen Eigenschaften unterschieden, die während Belastungsexperimenten gewonnen werden. Es wird ausschließlich natürliches Meereis betrachtet, für das es nur wenige Untersuchungen gibt, die sich mit den Zusammenhängen zwischen rheologischen und elastischen Eigenschaften auf der einen Seite und der Textur auf der anderen Seite befassen. Eine Ursache für den niedrigen Kenntnisstand in Bezug auf diese Zusammenhänge ist die Tatsache, daß die Materialeigenschaften des Meereises primär durch die in natürlichem Meereis variierenden Luft- und Salzgehalte beeinflußt werden, während die Textur meistens eine untergeordnete Bedeutung hat. So wurden bisher im wesentlichen die Abhängigkeiten verschiedener mechanischer Eigenschaften von den dominierenden Größen Salzgehalt und Porosität betrachtet (Langleben und Pounder, 1964; Weeks und Ack-

ley, 1982; Weeks und Cox, 1984) und die Textur unabhängig von den mechanischen Eigenschaften untersucht (Bennington, 1967; Nakawo und Sinha, 1984; Lange, 1988b).

Ein wesentliches Ziel dieser Arbeit ist es, an ausgewählten, möglichst isotropen Eisproben die Variationen von folgenden Eigenschaften und die Zusammenhänge zwischen diesen Eigenschaften zu untersuchen:

- Porosität und Textur des Meereises
- elastische Materialeigenschaften
- uniaxiale Druckfestigkeit und rheologisches Verhalten

Auf der Grundlage von insgesamt 60 Eisproben wird versucht, Zusammenhänge aufzuzeigen zwischen:

- a) das Gefüge charakterisierenden Größen und mechanischen Eigenschaften
- b) mechanischen Eigenschaften untereinander

Insgesamt liegen dieser Arbeit die Messungen von 18 elastischen, rheologischen und das Gefüge charakterisierenden Größen zugrunde. Aus diesen Meßgrößen werden weitere 29 Größen abgeleitet, so daß für eine Eisprobe maximal 47 Eigenschaften bestimmt werden (siehe Anhang). Teilweise zeigen die abgeleiteten Größen bessere Korrelationen mit bestimmten Parametern als die Größen, die zu deren Berechnung verwendet werden. Dies ist zum Beispiel bei der Abhängigkeit des aus den Geschwindigkeiten von Ultraschallwellen abgeleiteten Schermoduls von der Porosität der Fall.

In **Kapitel 2** werden die jeweils für zwei Größen durchgeführten Korrelations- und Regressionsanalysen beschrieben. Die Berechnungen werden separat für Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur durchgeführt. Aufgrund einer geringen Datenmenge von maximal 35 bzw. 20 Eisproben, ergeben sich statistische Unsicherheiten. Sie werden bei Berücksichtigung der Anzahl der Proben durch umfangreiche Signifikanz- und Fehlerberechnungen quantifiziert. Neben der geringen Datenmenge besteht ein weiteres Problem in der gleichzeitigen Abhängigkeit einer betrachteten Eigenschaft von mehreren anderen Größen. Durch eine Überlagerung verschiedener Abhängigkeiten können einzelne Zusammenhänge nur relativ undeutlich nachgewiesen werden. Aufgrund dieser Gegebenheiten werden die Zusammenhänge in erster Näherung mit einem linearen Ansatz untersucht.

Mit den durchgeführten Analysen sollen folgende Fragen beantwortet werden:

- Zwischen welchen Größen existieren Zusammenhänge? (Korrelationsanalyse)
- Bei welchen Gefügeklassen treten diese Zusammenhänge auf?
(Unterscheidung zwischen Eis mit körniger und brekzienartiger Textur)
- Wie gut sind die Zusammenhänge? (Signifikanzbetrachtungen)
- Von welchen anderen Größen werden die Zusammenhänge beeinflusst?
- Wie ist die Abhängigkeit zwischen den Größen? (Regressionsanalyse)

Im Vergleich zu anderen Eisarten weist Meereis eine größere Variabilität des Gefüges auf. Diese Variabilität, die durch örtlich und zeitlich sich ändernde, ozeanographische und meteorologische Bildungsbedingungen entstehen, läßt sich sowohl regional als auch global feststellen (Lewis und Weeks, 1970). Da die mechanischen Eigenschaften des Meereises durch das unterschiedliche Gefüge beeinflusst werden, ist eine Klassifizierung der Eisproben notwendig. Neben Eis mit brekzienartiger Textur, das relativ inhomogen ist und eine große Variationsbreite bei den Korngrößen aufweist, gibt es zwei gut voneinander unterscheidbare Gefügeklassen: Eis mit körniger Textur, das aus relativ kleinen Körnern besteht und Eis mit säulenförmiger Textur, das um bis zu 4 Größenordnungen größere Körner aufweisen kann. Eis mit säulenförmiger Textur weist aufgrund von vorzugsweise horizontal ausgerichteten Kristallachsen im Gegensatz zu den anderen Gefügeklassen eine starke Anisotropie auf. Die charakteristischen Unterschiede der drei Gefügeklassen werden in **Kapitel 3** beschrieben.

In **Kapitel 4** werden die Kriterien zur Auswahl geeigneter Eisproben aufgeführt und die Untersuchungsmethoden zur Bestimmung von Gefügeeigenschaften beschrieben. Für die Korrelation der Korngröße mit mechanischen Größen ist es notwendig, für einzelne Eisproben repräsentative Korngrößenwerte zu bestimmen. Dies setzt eine weitgehend homogene Korngrößenverteilung innerhalb einer Eisprobe voraus, wie sie bei den untersuchten Eisproben mit körniger Textur vorhanden ist. In Bezug auf die Korngrößen wird nur diese Gefügekategorie untersucht. Die Textur dieses Eises ermöglicht Rückschlüsse auf Bildungsbedingungen, die kurz diskutiert werden.

Zur Untersuchung elastischer Materialeigenschaften werden die Eisproben mit Longitudinalwellen (P-Wellen) und Transversalwellen (S-Wellen) durchschallt (**Kapitel 5**). Aus den Laufzeiten und Laufwegen dieser Wellen werden die entsprechenden Geschwindigkeiten bestimmt. Diese wiederum dienen der Berechnung elastischer Größen, von denen besonders der dynamische E-Modul (E_d) hervorzuheben ist, da er mit dem aus Belastungsversuchen gewonnenen statischen E-Modul verglichen wird.

Zur Bestimmung rheologischer Größen werden uniaxiale Belastungsexperimente mit einer konstanten Verformungsrate durchgeführt. Aus dem Anstieg der Spannung bei vorgegebener Deformation und der Rückdeformation nach Entlastung der Eisproben ergeben sich neben einer elastischen viskoelastische und plastische Deformationen. Die Durchführung und Auswertung der Experimente sowie die Ergebnisse werden in **Kapitel 6** dargestellt. Außerdem werden die Deformationsmechanismen, die bei der Verformung belasteter Eisproben von Bedeutung sind, beschrieben. Sie dienen als Grundlage zur Diskussion des Deformationsverhaltens von Meereis in Abhängigkeit vom Gefüge.

Zusammenhänge zwischen rheologischen, elastischen und das Gefüge beschreibenden Größen werden in **Kapitel 7** betrachtet. Die Korrelationsanalysen ergeben unterschiedliche Zusammenhänge für beide untersuchten Gefügekategorien. Die Eigenschaften von Eisproben mit körniger Textur hängen von der Gesamtporosität ab. Dagegen führt die geringe Variation der Korngrößen bei dieser Gefügekategorie dazu, daß Zu-

sammenhänge zwischen Korngrößen und mechanischen Eigenschaften nur schlecht nachgewiesen werden können. Andererseits werden die Eigenschaften von Eisproben mit brekzienartiger Textur durch eine größere Variation der Korngrößen bestimmt, während der Einfluß der Porosität geringer ist.

2. Datenauswertung

2.1 Korrelations- und Regressionsanalysen

Zur Beurteilung von Abhängigkeiten werden statistische Berechnungen durchgeführt, die es erlauben, die Qualität einer Abhängigkeit zu quantifizieren und ein Konfidenzintervall als Fehler für eine gefundene Beziehung anzugeben. Ein Teil der miteinander korrelierten Größen werden durch Messungen direkt an den Eisproben gewonnen, während andere Größen daraus abgeleitet werden. Insgesamt werden in dieser Arbeit 18 gemessene und 29 daraus abgeleitete Größen betrachtet. Da die elastischen Größen bei zwei Temperaturen gemessen werden, wird die Temperatur separat betrachtet. Die einzelnen Meßgrößen sowie die daraus abgeleiteten Größen sind in einer Übersicht im Anhang aufgelistet.

Um empirische Zusammenhänge zwischen den einzelnen Meßgrößen und den abgeleiteten Größen zu finden, sowie die Signifikanz ihrer Abhängigkeiten zu bestimmen, werden für jeweils zwei der 47 betrachteten Größen Korrelationskoeffizienten (R) berechnet. Sie geben Information darüber, wie gut eine Gerade an vorhandene Daten angepaßt werden kann. Um die Abhängigkeit zweier Größen voneinander zu quantifizieren, werden Regressionskoeffizienten (m) berechnet (Regressionsanalyse). Als erste Näherung werden in dieser Arbeit Beziehungen als linear betrachtet und die beiden Bestimmungsgrößen a und m einer Geraden berechnet, die am besten an die Meßwerte angepaßt ist. Die Geradengleichungen sind unter den einzelnen Darstellungen dieser Arbeit jeweils angegeben. Da bei den Eigenschaften von Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur teilweise große Unterschiede auftreten, werden die Berechnungen sowohl für beide Gefügeklassen getrennt als auch für die Gesamtheit der Eisproben durchgeführt.

Für die Korrelationsanalysen stehen aufgrund der begrenzten Anzahl der untersuchten Eisproben (maximal 36 bzw. 20 Eisproben) nur geringe Datenmengen zur Verfügung. Je geringer die Datenmenge, umso wahrscheinlicher ist aber das zufällige Auftreten einer mehr oder weniger guten Korrelation. Mit Hilfe von Prüfverfahren kann in Abhängigkeit von der Anzahl N der zugrunde liegenden Daten entschieden werden, ob eine signifikante Korrelation vorliegt oder nicht. Bei den Prüfverfahren geht man von einer sogenannten *Nullhypothese der Korrelation* aus, der die Annahme eines zufälligen, von Null verschiedenen Korrelationskoeffizienten zugrunde liegt (Mittenecker, 1970).

Bei einer geringen Datenmenge ist es sinnvoll, eine **t-Verteilung** (nach Student) zugrunde zu legen (Davis, 1973; Fisz, 1976). Die Verteilungsfunktion hängt dann von der Anzahl N der Daten ab und ist für kleine N flacher als die Funktion der Normalverteilung. Werte mit relativ großer Abweichung vom jeweiligen Mittelwert haben bei der t-Verteilung im Vergleich zur Normalverteilung eine höhere Wahrscheinlichkeit. Für eine vorgegebene Irrtumswahrscheinlichkeit α gibt ein **t-Wert** die Breite der Verteilungsfunktion in Einheiten der Standardabweichung an. Bei den durchgeführten Berechnungen wird eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% angesetzt.

Die t-Werte werden nach Gleichung (1) berechnet. Sie stellen ein Maß für die Wahrscheinlichkeit dar, mit der ein signifikanter Zusammenhang vorliegt (Kreyszig, 1975).

$$t(R,N) = R \cdot \sqrt{\frac{N-2}{1-R^2}} \quad (1)$$

Bei den durchgeführten Korrelationsanalysen wird jeweils eine feste unabhängige Größe mit den restlichen 46 als abhängig betrachtete Größen nacheinander korreliert und ein t-Wert berechnet. Um einen schnellen Überblick über vorhandene Abhängigkeiten zu bekommen, werden von den 46 t-Werten, die für jede der 47 betrachteten Größen berechnet werden, nur solche in einer Tabelle aufgeführt, deren Wert über 2.1 liegt und damit einen signifikanten Zusammenhang wiedergeben (Beispiel siehe Anhang Tabelle A2).

Alternativ zu einem t-Wert können zwei Korrelationskoeffizienten R und R_S angegeben werden. R_S ist dabei ein Grenzwert für eine signifikante Beziehung. Er ergibt sich aufgrund der Anzahl N der Werte und einer vorgegebenen Irrtumswahrscheinlichkeit α und kann einer Tabelle von Mittenecker (1970) entnommen werden. Bei einer Anzahl von Werten zwischen 16 und 60 und $\alpha = 5\%$ ergeben sich für den Korrelationskoeffizienten Grenzwerte R_S zwischen 0.5 und 0.25. Zusammen mit dem Korrelationskoeffizienten R wird R_S jeweils unter den Abbildungen in dieser Arbeit angegeben.

2.2 Fehlerberechnungen

Da die berechneten Korrelationskoeffizienten R nicht fehlerfrei sind, werden hierfür Konfidenzintervalle bestimmt. Dazu werden die Korrelationskoeffizienten nach Gleichung (2) transformiert (Kertz, 1978). Ein Vertrauensbereich für Z ergibt sich aus Gleichung (3), wobei t entsprechend einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% den Wert 1.96 annimmt. Durch Rücktransformation gemäß Gleichung (4) kann das Konfidenzintervall für den Korrelationskoeffizienten bestimmt werden. Die untere Grenze R_U dieses Konfidenzintervalls wird jeweils in den einzelnen Darstellungen angegeben. Mit den berechneten Werten R und R_U , sowie dem Tabellenwert R_S können Zusammenhänge beurteilt werden.

$$\tilde{Z} = \frac{1}{2} \ln \sqrt{\frac{1+R}{1-R}} = \operatorname{arctanh} R \quad (2)$$

$$Z = \tilde{Z} \pm \frac{t}{\sqrt{n-3}}, \quad t = 1.96 \quad (3)$$

$$R = \tanh Z \quad (4)$$

Für den Regressionskoeffizienten m werden zwei verschiedene Standardfehler berechnet. Nach Gleichung (5) erhält man einen Fehler Δm für den Regressionskoeffi-

zienten (Kreyszig, 1975; Cheeney, 1983). Gleichung (6) liefert dagegen ein Konfidenzintervall S_y für die Regressionsgerade (Brandt, 1975 und Kreyszig, 1975).

$$\Delta m = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^2} \frac{(1 - R^2)}{N}} \quad (5)$$

$$S_y(X_i) = t \cdot \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{y})^2}{N - 2} (1 - R^2) \left(\frac{1}{N} + \frac{(X_i - \bar{x})^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^2} \right)} \quad (6)$$

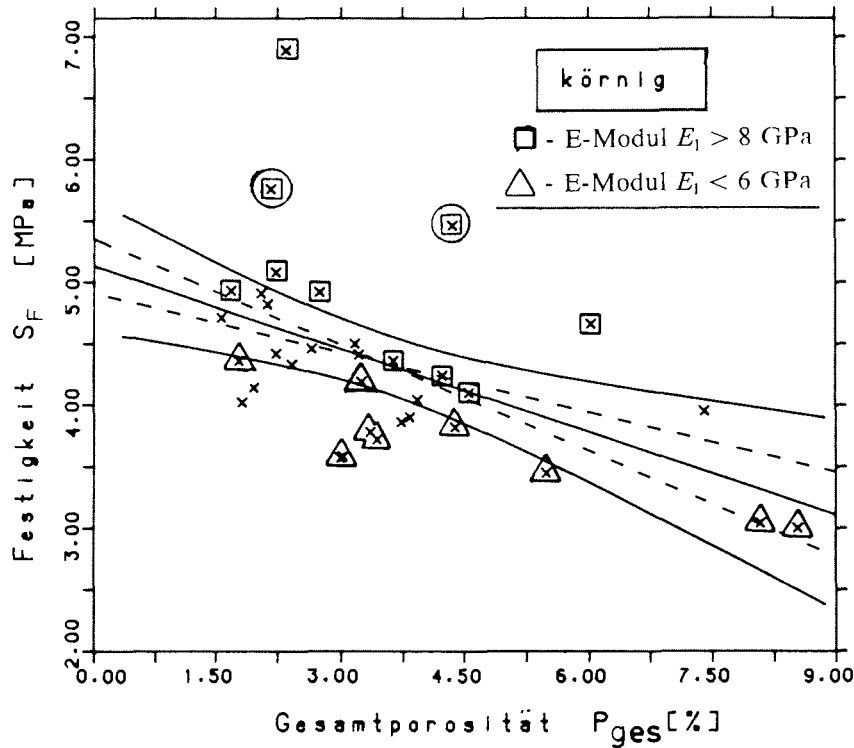
mit $t = 2.1$ für eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%

Der durch S_y gegebene Vertrauensbereich der Regressionsgeraden berücksichtigt stärker die Anzahl der Daten, als dies beim Steigungsfehler Δm möglich ist. Außerdem wird in Betracht gezogen, daß auch die empirisch bestimmten Mittelwerte mit einem gewissen Fehler behaftet sind.

In den einzelnen Darstellungen dieser Arbeit wird der Steigungsfehler Δm jeweils angegeben, das Konfidenzintervall S_y wird in die Diagramme eingezeichnet. Als Beispiel ist in Bild 1 die Festigkeit in Abhängigkeit von der Gesamtporosität dargestellt. Die als unterbrochene Geraden eingezeichneten Fehlerbereiche Δm für die Steigung liegen stets innerhalb des Konfidenzintervalls für die Regressionsgerade. Das Konfidenzintervall ist in der Nähe des Mittelwertes der unabhängigen Größe (X) am geringsten. Mit zunehmendem Abstand vom Mittelwert wird der Standardfehler S_y größer, so daß sich ein bikonkaver Vertrauensbereich für die abhängige Größe Y ergibt.

Die berechneten Korrelationskoeffizienten sind unzuverlässig, wenn zu deren Berechnung nur relativ wenig Daten benutzt werden oder die Verteilung der Datensätze deutlich von der einer t-Verteilung abweicht. Eine solche Abweichung kann bei den geringen verwendeten Datenmengen für die Berechnungen bereits bedeutsam sein, wenn ein oder mehrere Werte um mehr als das 2.5-fache der Standardabweichung vom Mittelwert abweichen. In diesen Fällen erscheint es sinnvoll, die Meßwerte aus den Berechnungen herauszunehmen, so daß in einzelnen, in dieser Arbeit jeweils angegebenen Fällen bestimmte Meßwerte bei den Berechnungen nicht mitberücksichtigt werden. Dies kann sich sowohl positiv als auch negativ auf den Korrelationskoeffizienten auswirken.

Bild 1 zeigt den Einfluß der Verteilung auf die Fehlerberechnungen. Die Verteilung der Festigkeitswerte weicht in diesem Beispiel von der einer t-Verteilung ab. Die Eisprobe mit einer Festigkeit von 6.9 MPa weicht mit der 3.3-fachen Standardabweichung vom Mittelwert ab. Bei der Berechnung der unter (b) angegebenen Werte wird



- a) $N=34$ $R=-0.52$ $R_U=-0.20$ $R_S=-0.34$ $S_F=5.13 - 0.23 P_{ges}$ $\Delta m = \pm 0.06$
 b) $N=33$ $R=-0.57$ $R_U=-0.25$ $R_S=-0.35$ $S_F=4.96 - 0.20 P_{ges}$ $\Delta m = \pm 0.05$
 c) $N=31$ $R=-0.65$ $R_U=-0.37$ $R_S=-0.36$ $S_F=4.86 - 0.19 P_{ges}$ $\Delta m = \pm 0.04$

Bild 1. Einfluß der Werteverteilung auf die Fehlerberechnungen.

unterbrochene Geraden: Fehlerbereich Δm der Steigung

durchgezogene Kurven: Konfidenzintervall für die Regressionsgerade

Die unter (a) angegebenen Werte beziehen sich auf alle eingezeichneten Meßwerte und die eingezeichneten Kurven. Bei den unter (b) angegebenen Werten blieb eine Eisprobe mit einer relativ hohen Festigkeit (bei 6.9 MPa) unberücksichtigt. Für die unter (c) angegebenen Werte bleiben zwei weitere Eisproben unberücksichtigt, die statische E-Moduln größer als 11 GPa aufweisen. Diese Eisproben sind mit einem Kreis gekennzeichnet.

diese Probe nicht mitberücksichtigt. Unter (a), (b) und (c) sind die entsprechenden Geradengleichungen angegeben. Die verwendeten Symbole bedeuten:

- N - Anzahl der für die Berechnungen verwendeten Werte
- R - Korrelationskoeffizient
- R_U - unterer Grenzwert des Konfidenzintervalls für den Korrelationskoeffizienten
- R_S - Signifikanzwert für den Korrelationskoeffizienten
- Δm - Steigungsfehler

Neben einer Erhöhung des Korrelationskoeffizienten R und des Grenzwertes R_S wirkt sich die Nichtberücksichtigung des von einer t-Verteilung abweichenden Wertes auf den Regressionskoeffizienten m und dessen Fehler Δm aus (b). Bleiben zwei weitere, mit einem Kreis gekennzeichnete Eisproben unberücksichtigt, dann ergeben sich die unter (c) angegebenen Werte. Dadurch werden nur Proben mit E-Moduln unterhalb von 11 GPa in Betracht gezogen. Es ergeben sich höhere Korrelationskoeffizienten R und R_U , die eine gute Abhängigkeit der Festigkeit von der Gesamtporosität anzeigen. Die Abhängigkeit der Festigkeit vom statischen E-Modul E_1 wird in Kapitel 7 betrachtet.

3. Variabilität der Textur des Meereises

3.1 Struktur des Eiskristalls

Die Struktur des Kristallgitters von Eis ist sowohl für die Anisotropie physikalischer Eigenschaften als auch für die Entstehung verschiedener Texturklassen des Meereises von Bedeutung. Die Anordnung der Sauerstoffatome in sogenannten **"Basisebenen"** im Kristallgitter führt bei mechanischen Eigenschaften des Eises zu einer Anisotropie von mehreren Prozent.

Die Sauerstoffatome sind im Kristallgitter von Eis Ih entsprechend der Wurtzitstruktur in hexagonalen Ringen angeordnet (Bild 2a). Jedes Sauerstoffatom ist dabei tetraedrisch von vier Wasserstoffatomen umgeben, welche in Form von Wasserstoffbrücken die Verbindung zu benachbarten Sauerstoffatomen herstellen. Bild 2b zeigt drei von der Seite betrachtete, übereinanderliegende Basisebenen. Zur Richtungsbezeichnung dient die **"C-Achse"**, die senkrecht auf den Basisebenen steht. Die Sauerstoffatome einer Basisebene liegen in einer 0,09 nm dicken Schicht. Der Abstand zweier benachbarter Schichten beträgt dagegen 0,28 nm. Die hohen Konzentration von Sauerstoffatomen in relativ dünnen Schichten führt zu einer geringen Scherfestigkeit des Eises entlang der Basisebenen. Eiskristalle lassen sich dadurch bereits bei relativ geringen Spannungen plastisch deformieren (Steinemann, 1958; Glen, 1974 und 1975).

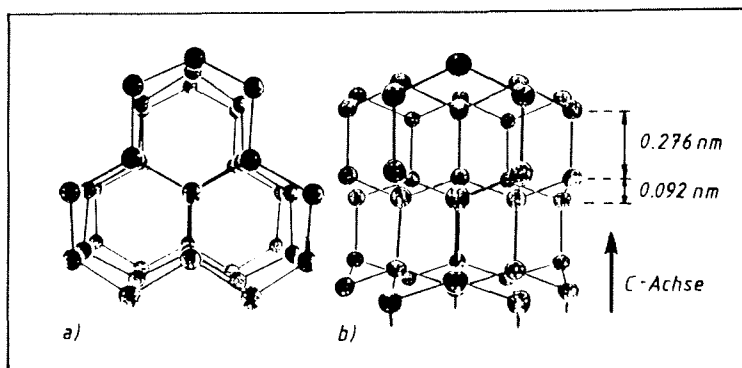


Bild 2. Anordnung der Sauerstoffatome im Kristallgitter von Eis Ih.

(a) Bei einer Blickrichtung parallel zur C-Achse wird die hexagonale Ringstruktur sichtbar.

(b) zeigt die Kristallstruktur senkrecht zur C-Achse. Hier wird die versetzte Anordnung der Sauerstoffatome in den Basisebenen deutlich (nach Hobbs, 1974).

In dieser Arbeit werden polykristalline Eisproben untersucht, bei denen sich die anisotropen Eigenschaften einzelner Eiskristalle weitgehend ausgleichen können. Isotrope Eigenschaften ergeben sich bei Eisproben mit einer über alle Richtungen gleich-

verteilten Orientierung der Kristallachsen (C-Achsen), wie sie nur bei bestimmten Bildungsbedingungen entstehen kann. Andere Bedingungen können zu einer bevorzugt horizontalen Ausrichtung der C-Achsen (senkrecht zur Wachstumsrichtung des Eises) führen.

3.2 Texturelle Klassifizierung des Meereises

3.2.1 Eis mit säulenförmiger Textur

Beim Meereis lassen sich drei Gefügeklassen voneinander unterscheiden (Richter-Menge et al., 1987; Lange, 1988b): Eis mit

- 1.) säulenförmiger Textur ('columnar-ice')
- 2.) körniger Textur ('granular-ice')
- 3.) brekzienartiger Textur ('brecciated-ice')

Wesentliche Einflußgrößen bei der Bildung der verschiedenen Gefügeklassen sind Luft- und Wassertemperatur, sowie Seegang, Wind und Meeresströmungen (Gow et al., 1987a, b; Gow, 1987).

Bei ruhigen Wachstumsbedingungen entsteht durch thermodynamisches Wachstum Eis mit säulenförmiger Textur (Doronin und Kheisin, 1977). Das Eiswachstum wird dabei durch die Wärmeleitfähigkeit des Eises bestimmt und von der Wasser- und Atmosphärentemperatur beeinflusst. In Abhängigkeit der Eisdicke können die Wachstumsraten von Eisschichten mit säulenförmiger Textur im Winter zwischen 10 und 20 mm/Tag betragen (Nakawo und Sinha, 1981). Die Eiskörner weisen in Wachstumsrichtung orientierte plattenförmige oder stengelige Formen auf, wobei die C-Achsen bevorzugt horizontal, d.h. senkrecht zur Wachstumsrichtung des Eises ausgerichtet sind (Weeks und Ackley, 1982). In vertikaler Richtung weisen die Eiskörner Kornlängen zwischen 10 und 1000 mm auf. In horizontaler Richtung ist die Ausdehnung der Körner um etwa eine Größenordnung geringer.

Aufgrund der horizontalen Ausrichtung der C-Achsen weist Eis mit säulenförmiger Textur eine starke Anisotropie bei mechanischen Eigenschaften auf. Im Vergleich zu Eisproben, die senkrecht zur Wachstumsrichtung belastet werden, weisen beispielsweise parallel zur Wachstumsrichtung belastete Eisproben etwa doppelt so hohe Festigkeiten auf (Cox et al., 1985). In dieser Arbeit werden 4 Proben mit säulenförmiger Textur untersucht. Die parallel zur Wachstumsrichtung bestimmten Festigkeiten dieser Eisproben liegen mit Werten zwischen 8 und 11.8 MPa deutlich über den Festigkeiten von Eisproben mit körniger oder brekzienartiger Textur.



Bild 3. Vertikaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit säulenförmiger Textur.

Bei Betrachtung des Dünnschnittes zwischen gekreuzten Polarisatoren erscheinen verschiedene Eiskörner in unterschiedlichen Farben (vergl. Kapitel 2.3). (Probe Nr.2.1/2, Tiefe: 11-23 cm).

^e Bild 3 zeigt eine säulenförmige Textur in einem Dünnschnitt parallel zur Wachstumsrichtung (Vertikalschnitt). Die Wachstumsrichtung wird im folgenden mit "z", die in einem Vertikalschnitt liegende, dazu senkrechte Richtung mit "x" bezeichnet. In Bild 3 sind lange Eiskörner erkennbar, die aus parallel verwachsenen Eiskristallen mit gleicher Orientierung ihrer Kristallachsen bestehen. Zwischen den einzelnen Eiskristallen befindet sich innerhalb der Eiskörner Salzlauge in sogenannten "Salzlau-*gentaschen*" (brine pockets) (Weeks und Ackley, 1982).

Bild 4 zeigt einen horizontalen Dünnschnitt (senkrecht zur Wachstumsrichtung des Eises) der in Bild 3 dargestellten Probe. Die einzelnen Eiskörner weisen eine unregelmäßige Form mit horizontalen Ausdehnungen bis zu 5 cm auf. Auch hier sind die *Salzlau-*gentaschen** als Unterstruktur (substructure) in den Körnern erkennbar.

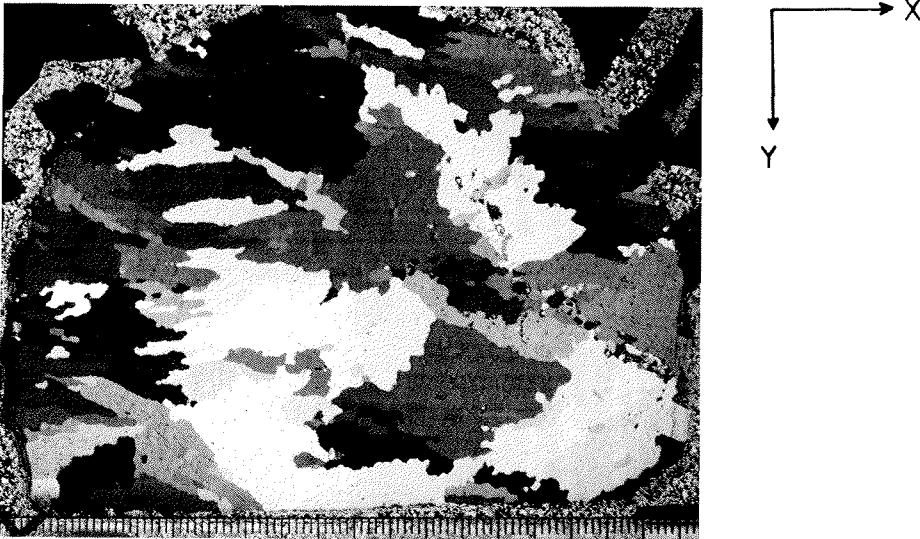


Bild 4. Horizontaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit säulenförmiger Textur.
(Probe Nr.2.1/2, Tiefe: 23 cm).

3.2.2 Eis mit körniger Textur

Die untersuchten Eisproben mit körniger Textur bestehen ausschließlich aus sogenanntem **frazil-ice**, das durch Korngrößen zwischen 0.1 und 5 mm charakterisiert ist (Weeks und Ackley, 1982). Im Unterschied zu Schneeis, das ebenfalls eine körnige Textur aufweist, entsteht frazil-ice im Wasser. Es weist im Gegensatz zu Eis mit säulenförmiger Textur keine deutliche Vorzugsrichtung bei der Orientierung der C-Achsen auf (Ettema et al., 1984; Williams, 1959). Bild 5 zeigt einen vertikalen Dünnschnitt einer Eisprobe mit körniger Textur. Die Salzlauge befindet sich bei dieser Gefügekategorie nicht innerhalb der einzelnen Körner, sondern vorwiegend in Form größerer Einschlüsse zwischen den Körnern. Die Einschlüsse bilden teilweise Kanäle mit Durchmessern von mehreren Millimetern und Längen von mehreren Zentimetern.

Wichtige Faktoren bei der Bildung von frazil-ice sind Unterkühlung des Wassers und Turbulenzen an der Wasseroberfläche (Doronin und Kheisin, 1977; Gow et al., 1987a, b). Ettema et al. (1984) untersuchten die Bildungsbedingungen von frazil-ice in Laborexperimenten, wobei die Unterkühlung des Wassers und der Einfluß von Turbulenzen im Vordergrund standen. Turbulenzen können durch Stömung, Wind oder Seegang verursacht werden und die Bildung einer geschlossenen Eisschicht über einen längeren Zeitraum verhindern.

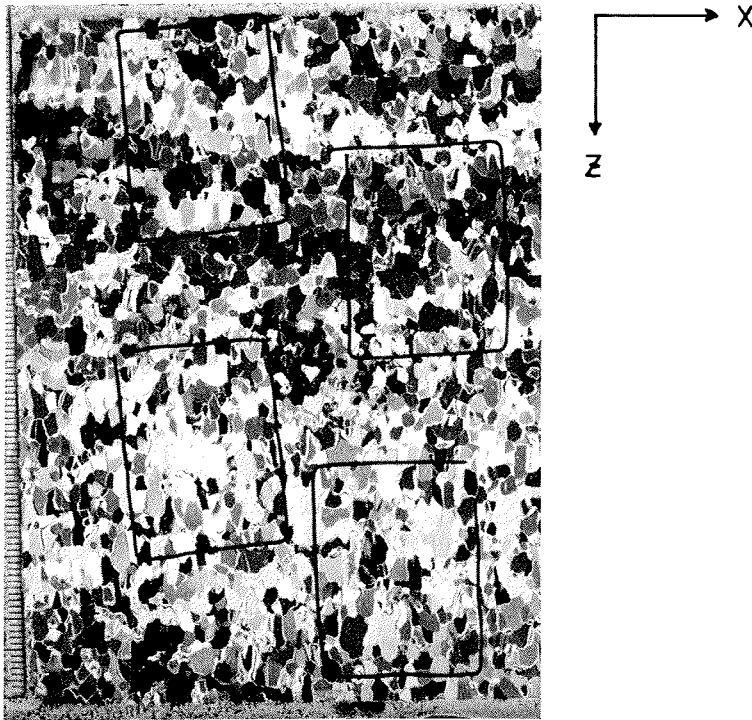


Bild 5. Vertikaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit körniger Textur.

Für Flächen innerhalb der aufgelegten rechteckigen Rahmen werden durch Auszählen der Körner mittlere Kornflächen bestimmt. (Probe Nr.1.7/4, Tiefe: 37-49 cm, mittlere Korngröße: $C_k = 4.48 \pm 0.37 \text{mm}^2$)

Auf den Ozeanen führen im wesentlichen Wind und Seeegang dazu, daß an der Wasseroberfläche gebildete Eiskristalle in tiefere Wasserschichten gebracht werden und die oberste Wasserschicht mit Eiskristallen angereichert wird. Mit Zunahme des Eismaterials in der oberflächennahen Wasserschicht verdichtet sich dieses aufgrund seiner geringeren Dichte an der Wasseroberfläche, wo es schließlich zu einer kompakten Eisdecke zusammenfriert. Die entstehende homogene Eisschicht aus Eis mit körniger Textur ist oft nur auf die oberen 10 cm einer Eisdecke begrenzt. Darunter ändern sich die Wachstumsbedingungen, da eine vorhandene feste Eisschicht das Auftreten von Turbulenzen verhindert. Das weitere Eiswachstum erfolgt thermodynamisch und führt zu Eis mit säulenförmiger Textur.

Eisschichten aus frazil-ice mit Mächtigkeiten über 10 cm können durch Windeinfluß in der Nähe einer Küste oder eines *Eisrandes* entstehen. Dabei werden die im offenen Wasser gebildeten Eiskristalle vor der Küste oder dem *Eisrand* durch Windeinfluß so

zusammengeschoben, daß innerhalb weniger Tage eine bis zu 1 m mächtige Schicht aus Eis mit körniger Textur gebildet werden kann (Weeks und Ackley, 1982). Mit **Eisrand** wird die Grenze zwischen Meereis und offenem Wasser bezeichnet.

Eine andere Möglichkeit zur Entstehung dicker Eisschichten aus Eis mit körniger Textur besteht darin, daß am Eisrand im Wasser schwimmende Eiskristalle unter die vorhandene Eisschicht gedrückt werden. Durch Zusammenfrieren der Eiskristalle kann auf diese Weise eine bereits vorhandene Eisschicht relativ schnell anwachsen.

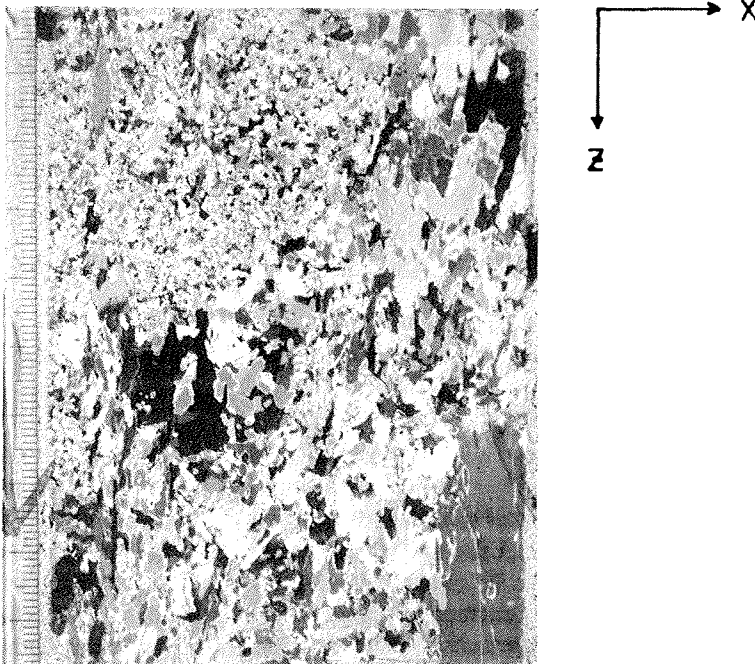


Bild 6. Vertikaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit brekzienartiger Textur. Charakteristisch ist ein großer Korngrößenbereich und dicht beieinanderliegende große und kleine Körner (Nr. 9.1/20, Tiefe: 209-219 cm).

3.2.3 Eis mit brekzienartiger Textur

Eis mit brekzienartiger Textur wird teilweise als "mixed ice" bezeichnet, da es sowohl Bereiche mit körniger als auch mit säulenförmiger Textur aufweisen kann. Es wird nach der Eisbildung durch dynamische Prozesse in starkem Maße verändert und hat ein heterogenes Gefüge (Richter-Menge et al., 1987). Bei den dynamischen Vorgängen führen Überschiebungen und gegeneinander gepreßte Eisschollen zu Beanspruchungen des Eises, die mit tektonischen Prozessen vergleichbar sind. Die Folge sind ein Zerbrechen des Eises und Materialauflockerungen in weiten Bereichen der beteiligten Eisschollen. Metamorphe Prozesse können erhebliche Gefügeänderungen beim Meereis bewirken. Eisbruchstücke unterschiedlicher Größe frieren zusammen, und das in aufreißende Klüfte und Spalten eindringende Wasser gefriert. Die Eisbildung in Spalten führt durch gefrierendes Wasser zu einer Materialausdehnung, die innere Spannungen und kleinere Brüche im Eis verursacht. Besonders bei älteren Eisschollen, die einer mehrmaligen Belastung ausgesetzt waren, können beträchtliche Veränderungen des Gefüges auftreten. Ein derartiges Gefüge ist durch eine heterogene Textur mit örtlich sich relativ schnell ändernden Korngrößen zwischen 0.1 mm und mehreren Zentimetern charakterisiert.

Bei den in dieser Arbeit untersuchten Eisproben mit brekzienartiger Textur handelt es sich ausschließlich um mehrjähriges Eis. Bei dem in Bild 6 dargestellten vertikalen Dünnschnitt ist eine große Streubreite bei den Korngrößen sichtbar, wie sie in unterschiedlichem Maße bei den untersuchten Eisproben mit brekzienartiger Textur auftritt.

3.3 Unterschiede zwischen arktischem und antarktischem Meereis

In den polaren Meeresgebieten bildet sich in direkter Abhängigkeit von ozeanographischen und meteorologischen Bedingungen verschiedenartiges Meereis. Deutliche Unterschiede bestehen bei den Häufigkeiten der verschiedenen Gefügeklassen von

	körnig	säulenförmig	brekzienartig	mehrjähriges Eis
Arktis	10 %	75 %	15 %	70 %
Antarktis	54 %	39 %	7 %	15 %

Tabelle 1. Häufigkeiten verschiedener Gefügeklassen in der Arktis und Antarktis.
Neben einer Klassifizierung aufgrund der Textur kann beim Meereis zwischen ein- und mehrjährigem Eis unterschieden werden. Die Prozentangaben beziehen sich auf die jeweils größten Ausdehnungen des Meereises in den Polargebieten.

Arktis und Antarktis. Die in Tabelle 1 angegebenen Werte sind Mittelwerte, die nur die Größenordnung der Häufigkeiten einzelner Klassen wiedergeben. Sie basieren auf umfangreichen Messungen in eng begrenzten Gebieten der Arktis und Antarktis (Lewis und Weeks, 1970).

Die Polargebiete der Erde sind durch starke gegenseitige Kontraste gekennzeichnet. Im Zentrum der Arktis liegt das Nordpolarmeer, das größtenteils eisbedeckt ist und von Landmassen begrenzt wird. Dagegen ist die Antarktis, das Gebiet südlich des 60. südlichen Breitengrades, von Ozeanen umgeben und weist im Zentrum eine von einem mächtigen Eisschild bedeckte Landmasse, Antarktika, auf. Von großer Bedeutung sind in diesem Zusammenhang die ausgedehnten Schelfeise der Antarktis. Sie können zur Bildung von Unterwassereis führen und damit die Meereisbildung vor den Schelfeisen in einem Umfang beeinflussen, wie dies in der Arktis nicht möglich ist (Lewis und Milne, 1977; Diekmann et al., 1986).

Bei der Charakterisierung des Meereises ist neben dem Eisgefüge das Alter des Meereises ein wichtiges Unterscheidungskriterium. Tabelle 1 zeigt, daß in der Arktis ein großer Anteil des vorkommenden Meereises aus älterem (mehrjährigem) Eis besteht. Nur 30% des im Winter in der Arktis anzutreffenden Meereises bestehen aus jungem neugebildetem Meereis. Bei mehrjährigem Eis handelt es sich um Eis, das älter als ein Jahr ist. Teilweise wird noch zweijähriges Eis unterschieden, das erst einen Sommer überstanden hat und in der Vorsaison gebildet wurde. Eine relativ einfache Unterscheidung zwischen ein- und mehrjährigem Eis ist durch Bestimmung des Salzgehaltes möglich. Bei einjährigem Eis liegt der Salzgehalt in Abhängigkeit von den Bildungsbedingungen zwischen $2 \cdot 10^{-3}$ und $12 \cdot 10^{-3}$. Bei zweijährigem Eis liegt er unter $3 \cdot 10^{-3}$ und verringert sich nach mehreren Jahren auf weniger als $0.1 \cdot 10^{-3}$ (Doronin und Kheisin, 1977).

4. Gefügeuntersuchungen

4.1 Probenauswahl

Während des Fahrtabschnittes ARK III/1 (F.S. Polarstern) wurden im Mai 1985 in der östlichen Framstraße (Arktis) insgesamt 74 Eiskerne mit Längen zwischen 0.3 und 2.6 m gewonnen. Dabei wurden an 17 Stationen jeweils bis zu 8 Kerne in Abständen zwischen 0.3 m und 2 m voneinander erbohrt (Übersicht siehe Hellmann, 1986). An Stationen, an denen mehr als zwei Eiskerne gewonnen wurden, diente ein Kern zur Bestimmung eines Temperatur- und Salzgehaltprofils.

Die Probennahme der untersuchten Eiskerne erfolgte in zwei Gebieten, die in Bild 7 gekennzeichnet sind. Beide Gebiete unterscheiden sich aufgrund ihrer geographischen Lage in ihren ozeanographischen und meteorologischen Bedingungen, die für die Bildung von Meereis bedeutsam sind.

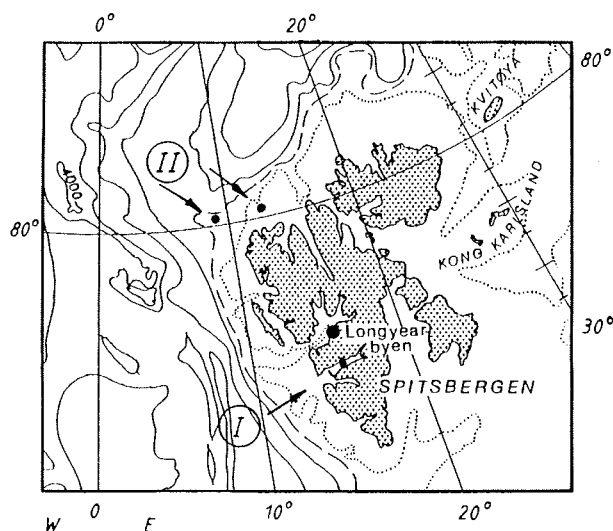


Bild 7. Karte mit den beiden Gebieten, in denen Eiskerne gewonnen wurden.

I - Van Mijen-Fjord , II - Seegebiet nördlich von Spitzbergen.

5 Stationen, an denen nur einjähriges Meereis gewonnen werden konnte, lagen auf einem 35 km langen Profil im Van Mijen-Fjord. Auf dem Profil verringert sich die Wassertiefe im Fjord von 110 auf 60 m. Der Fjord liegt bei einer geographischen Breite von 77.7°N an der Westküste Spitzbergens (I in Bild 7). In Ost-West-Richtung weist er eine Gesamtlänge von 52 km bei einer Breite zwischen 3 und 7 km auf. Vom Nordatlantischen Ozean ist der Fjord durch eine langgestreckte Insel abgetrennt, die nur eine schmale Durchfahrt von wenigen hundert Metern offenläßt. Durch diese geschützte Lage wird das Meerwasser und die Eisbildung im Fjord nur wenig vom

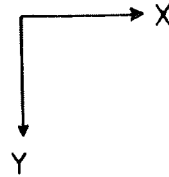
Seegang des offenen Ozeans beeinflusst. Andererseits führen die Gezeiten zeitweise zu relativ starken Strömungen am Fjordeingang.

Auf zwei großen Eisschollen im Seegebiet nördlich von Spitzbergen (II in Bild 7) wurden an 5 Stationen einjähriges und an 7 Stationen mehrjähriges Eis angetroffen. Die Größen der Eisschollen, die einige hundert Quadratkilometer betragen, wurden durch Auswertung von Satellitenaufnahmen bestimmt (Tryde, 1986).

Da die in dieser Arbeit durchgeführten Messungen nur parallel zur Wachstumsrichtung des Eises vorgenommen werden, wurde versucht, Eisproben mit isotropen Materialeigenschaften auszuwählen. Dazu wird die Tatsache ausgenutzt, daß im Meereis mit anisotropen Eigenschaften die C-Achsen der Eiskörner im wesentlichen horizontal orientiert sind, was aufgrund der Wachstumseigenschaften von Eis große Eiskörner entstehen läßt. Durch diese Zusammenhänge kann die Korngröße als Kriterium zur Erkennung von anisotropem Meereis benutzt werden.

Um Eisproben mit großen Eiskörnern und damit anisotropen Eigenschaften erkennen zu können, werden aus jeweils einem Kern einer Station 1 cm dicke Scheiben im Abstand von 12 cm herausgesägt (Bild 11 auf S.26). An diesen, im weiteren als **Dickschnitt** bezeichnete Scheiben kann Eis mit großen Eiskörnern erkannt werden. Dazu werden die Dickschnitte zwischen gekreuzten Polarisatoren betrachtet. Bei Dickschnitten von Eis mit Körnern größer als 1 cm sind die Körner an Helligkeitsunterschieden erkennbar (Bild 8a), während Eis mit kleineren Körnern relativ homogen erscheint (Bild 8b). Ausgewählt werden solche Proben, bei denen die beiden angrenzenden Dickschnitte eine Korngröße unterhalb von 1 cm erwarten lassen.

a)



b)

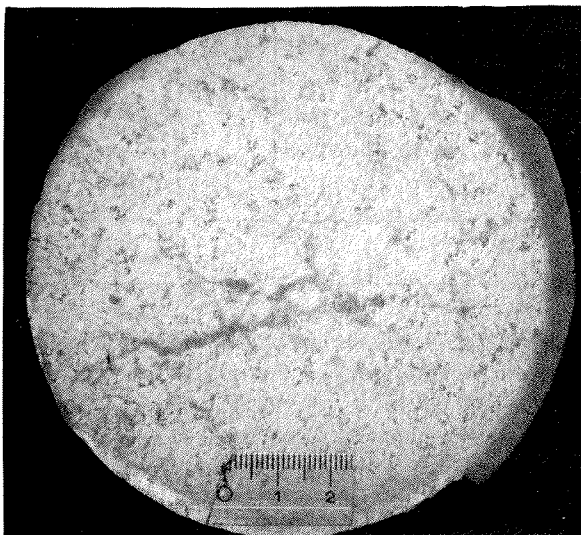


Bild 8. Dickschnitte von Eisproben mit säulenförmiger und körniger Textur.
(a) 1 cm hoher Dickschnitt des in Bild 4 wiedergegebenen Dünnschnittes einer Eisprobe mit säulenförmiger Textur.
(b) Dickschnitt einer Eisprobe mit körniger Textur. An der rechten Seite ist ein etwa 4 mm dicker Salzlaugenwust sichtbar, der durch auslaufende und später gefrierende Salzlauge entstehen kann.

Eine Übersicht über Anzahl und Textur der Eiskerne und Proben der einzelnen Stationen, die für die durchgeführten Untersuchungen ausgewählt werden, gibt Tabelle 2. Soweit vorhanden werden jeweils zwei Kerne einer Station für die Auswahl von Proben herangezogen. 36 Eisproben (60%) des untersuchten Eismaterials besteht aus Eis mit körniger Textur. Mit einer Ausnahme (Probe Nr.17.1/3) handelt es sich bei diesen Proben um einjähriges Eis, das ausschließlich im Van Mijen-Fjord gewonnen wurde (Gebiet I in Bild 7). Bei den Eisproben mit brekzienartiger Textur handelt es sich dagegen um mehrjähriges Eis aus dem Seegebiet nördlich von Spitzbergen (Gebiet II).

Stations-Nr. einjähriges Eis: e mehrjähriges Eis: m	Kernlängen [cm]	Gesamtanzahl		Textur der Proben (Anzahl)		
		Kerne	Proben	körn.	brek.	säul.
I 1 e	118 - 132	3	20	20		
2 e	45 , 70	2	6	5		1
3 e	49 , 57	2	2	2		
4 e	72 , 74	2	2	2		
5 e	93 , 100	2	6	6		
II 7 m	247	1	12		10	2
8 u m	62	1	2		2	
9 m	257	1	7		7	
12 m	149	1	1		1	
13 u m	58	1	1			1
17 u m	100	1	1	1		
Σ		16	60	36	20	4

Tabelle 2. Übersicht über Anzahl und Textur der untersuchten Eiskerne und Proben.

I - Stationen im Van Mijen-Fjord, II - Stationen im Seegebiet nördlich von Spitzbergen. An den mit einem 'u' gekennzeichneten Stationen konnten nur unvollständige Eiskerne gewonnen werden.

Bei der Entnahme eines Eiskerns aus einer Eisschicht treten Veränderungen im Salz- und Luftgehalt eines Eiskerns dadurch auf, daß Salzlauge aus dem Kern herausfließt und durch Luft ersetzt wird. Um einen Verlust großer Mengen von Salzlauge zu verhindern, wurden die gebohrten Eiskerne möglichst schnell an Bord von Polarstern gebracht und dort auf -28°C abgekühlt. Diese Temperatur wird gewählt, weil NaCl, das einen Anteil von fast 69% (Masse) an den im Meerwasser vorkommenden Salzen hat, erst bei -23°C auskristallisiert (Anderson, 1960). Da wichtige Salze (NaCl und Na_2SO_4) bei -28°C auskristallisiert sind, ist das Laugenvolumen bei dieser Temperatur

um etwa das 11-fache geringer als bei -4°C (vergl. F2, Gleichung (8) auf S.24). Bei -28°C enthält die Salzlauge im wesentlichen noch MgCl_2 , das erst bei -44°C ausfriert.

Die Abkühlung der Eiskerne im Lagerraum hat einen unerwünschten Effekt zur Folge. Durch die Volumenausdehnung des aus der Salzlauge gefrierenden Wassers wird ein Teil der Salzlauge aus der Probe verdrängt (*brine expulsion*) (Cox und Weeks, 1986). Infolge einer horizontalen Kernlagerung und des Einflusses der Schwerkraft kann sich die aus einem Eiskern herausgedrückte Salzlauge entlang des gesamten Eiskerns anreichern und nach dessen Gefrieren einen teilweise mehrere Millimeter dicken festen Salzlaugenwulst bilden. In Bild 8b ist ein derartiger Salzlaugenwulst im rechten Teil des Bildes über etwa 8 cm des Umfangs des Dickschnittes zu sehen. Der in Bild 8a dargestellte Dickschnitt zeigt im oberen Bildteil einen weniger stark ausgebildeten Salzlaugenwulst über etwa 4 cm des Umfangs. Da der Salzlaugenwulst entfernt wird, erniedrigt sich der Salzgehalt der zur Lagerung abgekühlten Eiskerne gegenüber dem Eiskern, an dem im Feld das Salzgehaltsprofil bestimmt wurde. Bei dem salzhaltigeren einjährigen Meereis verringerte sich dadurch der durchschnittliche Salzgehalt der untersuchten Proben von $4,3 \cdot 10^{-3}$ auf $3,4 \cdot 10^{-3}$.

4.2 Gefügebestimmungen

Die Gefügeuntersuchungen erstrecken sich einerseits auf Salzgehalt- und Dichtebestimmungen sowie den daraus berechneten Porositäten und andererseits auf Korngrößenbestimmungen, die an vertikalen und horizontalen Dünnschnitten durchgeführt werden. Die Salzgehalte der untersuchten Eisproben werden im Anschluß an die durchgeführten Messungen an aufgeschmolzenen Probensegmenten bestimmt (Bild 11 auf S.26). Um einen Fehler für die so bestimmten Salzgehalte angeben zu können, werden die Salzgehalte von zwei einjährigen Eiskernen mit insgesamt 13 Proben genauer untersucht. Dazu werden jeweils 4 Segmente von einer Eisprobe abgesägt und deren Salzgehalte bestimmt. Anschließend wird der Salzgehalt der gesamten Probe ermittelt. Der maximale Unterschied zu den an den Segmenten bestimmten Salzgehalten beträgt $0,4 \cdot 10^{-3}$. Diese verhältnismäßig große Differenz der Salzgehalte verdeutlicht die ungleichmäßige Verteilung der Salzlauge im Meereis, die stark durch vereinzelt auftretende, lokale Laugenkanäle beeinflusst werden kann (Weeks und Hamilton, 1962).

Dichtebestimmungen werden an den Eisproben bei -28°C durch Volumen- und Massebestimmungen durchgeführt, wobei die Genauigkeit 0,5% beträgt. Die Luft- (P_a) und Laugenporositäten (P_b) der einzelnen Eisproben werden für Temperaturen von -28°C und -12°C nach Gleichung (7) und (8) berechnet (Cox und Weeks, 1983). Die Konstanten F1 und F2 sind von der Temperatur abhängig und werden einer Tabelle von Cox und Weeks (1983) entnommen. Da F2 direkt proportional der Laugenporosität ist, ergeben sich Änderungen der Laugenporosität mit der Temperatur direkt aus

den verschiedenen Werten für F2. Die Gesamtporosität (P_{ges}) [%] ist die Summe von Luft- und Laugenporosität (Gleichung (9)):

$$P_a(T) = \frac{V_a}{V} = 1 - \frac{\rho}{\rho_i(T)} S \cdot F1(T) \quad (7)$$

$$F1 (-12^\circ\text{C}) = 1.248 \cdot 10^{-3}$$

$$F1 (-28^\circ\text{C}) = 0.831 \cdot 10^{-3}$$

$$P_b(T) = \frac{V_b}{V} = \rho \cdot S \cdot F2(T) \quad (8)$$

$$F2 (-2^\circ\text{C}) = 25.82 \cdot 10^{-3}$$

$$F2 (-4^\circ\text{C}) = 13.39 \cdot 10^{-3}$$

$$F2 (-12^\circ\text{C}) = 5.20 \cdot 10^{-3}$$

$$F2 (-28^\circ\text{C}) = 1.17 \cdot 10^{-3}$$

$$P_{ges}(T) = P_a(T) + P_b(T) \quad (9)$$

V, V_b, V_a - Volumen von Eisprobe, Salzlauge und eingeschlossener Luft

S - Salzgehalt der Eisprobe in Promille

$\rho, \rho_i(T)$ - Dichte der salzhaltigen Eisprobe und der von reinem Eis

$$\rho_i(-12^\circ\text{C}) = 0.9187 \text{ g/cm}^3$$

$$\rho_i(-28^\circ\text{C}) = 0.9209 \text{ g/cm}^3$$

Für die mittlere Korngröße werden in der Literatur zwei verschiedene Meßgrößen verwendet. Schulson (1979) und Currier et al. (1983) verwendeten den Durchmesser der Eiskörner zur Charakterisierung von künstlichem Eis. Da natürliches Eis unregelmäßige Kornformen aufweist, ist es sinnvoller, die im Dünnschnitt sichtbare Fläche eines Eiskorns als Maß für die Korngröße zu verwenden.

Cole (1986) beschreibt eine Methode, bei der die Anzahl N_k von Eiskörnern innerhalb einer bestimmten Fläche eines Dünnschnittes bestimmt wird. Dabei ergeben sich als Maß für eine mittlere Korngröße innerhalb der betrachteten Fläche durchschnittliche Flächenwerte. Die Methode kann nur für polykristallines Eis verwendet werden, das geringe Korngrößenvariationen aufweist. So sollten sich die Eiskörner, die innerhalb einer auszuwertenden Fläche im Dünnschnitt sichtbar sind, in ihren Flächen um höchstens eine Größenordnung voneinander unterscheiden. Aufgrund dieser Einschränkung kann die Methode in dieser Arbeit nur zur Korngrößenbestimmung von Eisproben mit körniger Textur benutzt werden.

Zur Korngrößenbestimmung werden Flächen von 757 mm^2 ($23.3\text{mm} \cdot 32.5\text{mm}$) ausgezählt. Die Flächen werden durch rechteckige Rahmen gekennzeichnet, die auf die Dünnschnitte aufgelegt werden (Bild 9). Bild 10 zeigt einen Ausschnitt aus dem in Bild 9 dargestellten Dünnschnitt (oberer Rahmen).

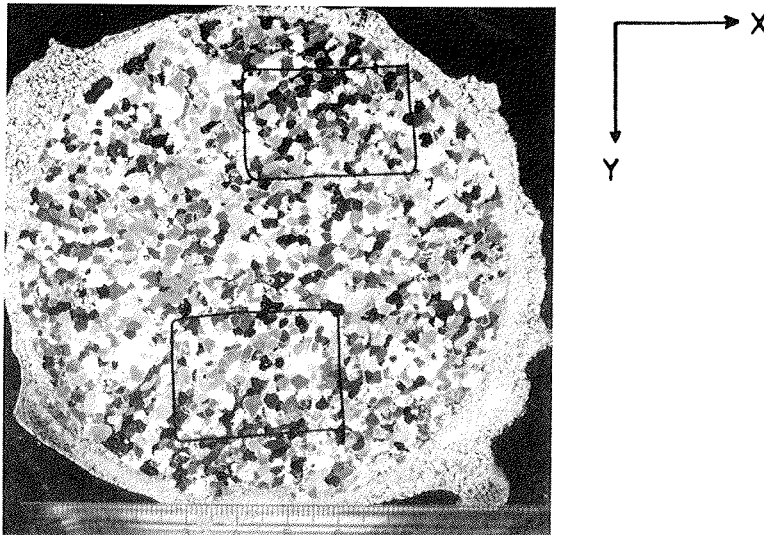


Bild 9. Horizontaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit körniger Textur. Die aufgelegten rechteckigen Rahmen geben Ausschnitte an, von denen mit einem Makroobjektiv Aufnahmen zur Korngrößenbestimmung gemacht werden (Probe Nr.1.7/4, Tiefe: 51 cm, mittlere Korngröße: $C_b = 2.95 \pm 0.13 \text{ mm}^2$).

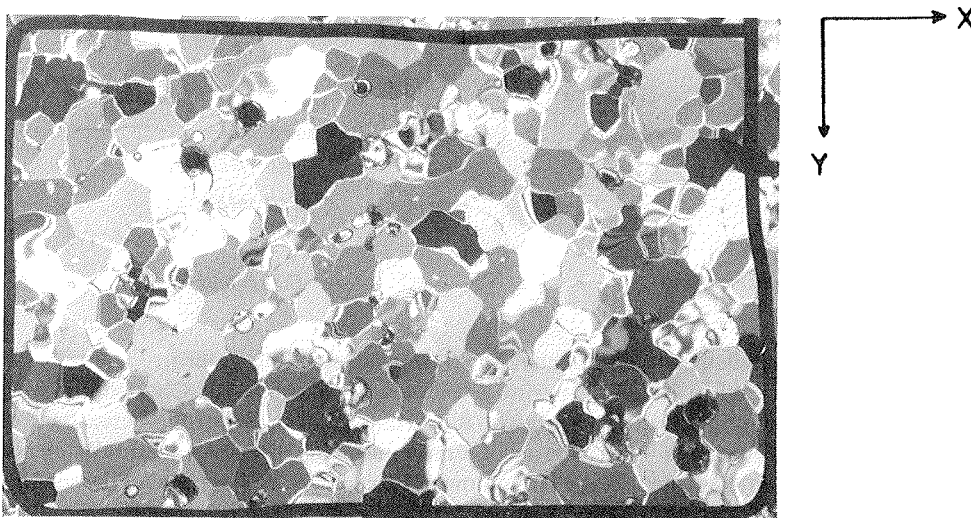


Bild 10. Ausschnitt aus einem horizontalen Dünnschnitt einer Eisprobe mit körniger Textur. Aus der Anzahl ($N_x = 271$) ergibt sich für den dargestellten Ausschnitt eine mittlere Kornfläche von 2.79 mm^2 (Probe Nr.1.7/4, oberer Rahmen in Bild 9).

Ein systematischer Fehler gegenüber einer dreidimensionalen Korngrößenbestimmung ergibt sich durch die Tatsache, daß die Körner aufgrund ihrer unregelmäßigen Form in einem Dünnschnitt nicht unbedingt in ihrer maximalen Ausdehnung sichtbar werden. Die Form der Eiskörner in einem vertikalen Dünnschnitt gibt Bild 16 auf S.32 wieder. Durchschnittlich werden zu niedrige Werte als mittlere Korngrößen bestimmt. Die Größe des Fehlers ist abhängig von der Korngrößenverteilung und der durchschnittlichen Kornform. Ein weiterer Fehler ergibt sich durch Unsicherheiten bei der Bestimmung der Körneranzahl N_k innerhalb der ausgewerteten Flächen. Er wird mit maximal 5% abgeschätzt.

Von Proben, die bei den Belastungsversuchen nicht zerbrechen, werden nach dem in Bild 11 dargestellten Schema zuerst ein vertikaler und anschließend zwei horizontale Dickschnitte abgesägt. Aus diesen Dickschnitten werden etwa 0.7 mm dicke Dünnschnitte hergestellt (Bild 9), die zur Auswertung zwischen zwei gekreuzte Polarisatoren gelegt und fotografiert werden. Die Textur von spröde gebrochenen Eisproben kann nur an horizontalen Dünnschnitten untersucht werden, die vor den Belastungsversuchen zur Probenauswahl gedient haben.

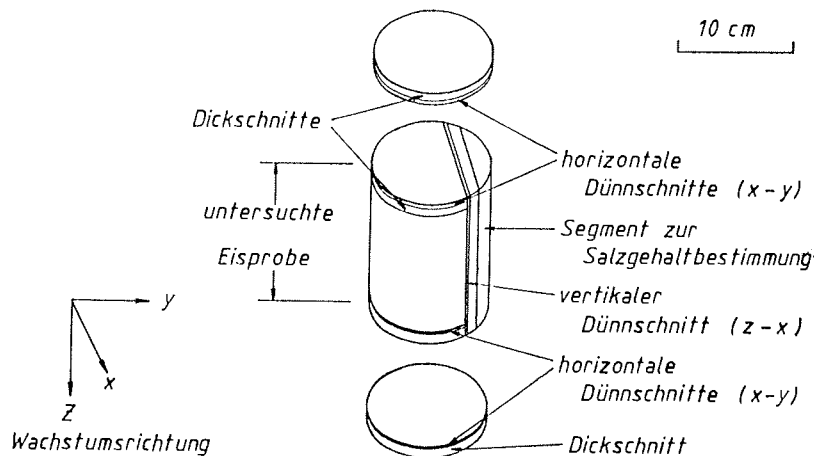


Bild 11. Probenaufteilung zur Bestimmung von Salzgehalt und Korngrößen.

Von den Enden jeder Probe wird jeweils ein Dickschnitt zur Charakterisierung der Probe abgeschnitten. Zerbricht die Probe bei den Belastungsversuchen, so werden von diesen Dickschnitten Dünnschnitte hergestellt. Andernfalls dienen drei der untersuchten Probe entnommene horizontale und vertikale Dickschnitte zur Anfertigung von Dünnschnitten.

Durch Auswertung von vertikalen und horizontalen Dünnschnitten können mittlere Korngrößen in Wachstumsrichtung des Eises (C_v) und senkrecht dazu (C_h) bestimmt werden. Eine Voraussetzung dafür, daß aufgrund der Messungen an insgesamt drei

Dünnschnitten repräsentative Korngrößen C_v und C_h für die gesamte Probe ermittelt werden können, ist die Annahme einer homogenen Korngrößenverteilung. Bei den durchgeführten Untersuchungen wird davon ausgegangen, daß die in den drei Dünnschnitten sichtbaren Variationen der Korngröße für die gesamte Probe gelten.

Um ein Maß für die Variabilität der Korngrößen innerhalb der Dünnschnitte und damit annähernd auch innerhalb der gesamten Eisprobe zu bekommen, werden aus jeweils vier unabhängig voneinander ermittelten mittleren Kornflächen Mittelwerte C_v und C_h berechnet. In den beiden horizontalen Dünnschnitten von den Enden einer Probe werden jeweils an zwei Stellen mittlere Kornflächen bestimmt (Bild 9). An vertikalen Dünnschnitten werden an vier Stellen in zwei verschiedenen Tiefen mittlere Kornflächen bestimmt (Bild 5 auf S.15). Weisen die Korngrößen innerhalb eines Dünnschnittes erkennbare Unterschiede auf, dann werden in einem Dünnschnitt möglichst Bereiche mit unterschiedlichen Korngrößen erfaßt. Für die Mittelwerte wird im folgenden der Ausdruck **Korngröße** verwendet, während für die einzelnen Meßwerte weiterhin der Ausdruck **Kornfläche** benutzt wird.

Von ausgewählten Eisproben werden an horizontalen Dünnschnitten die Orientierungen der C-Achsen einzelner Eiskörner bestimmt. Damit soll überprüft werden, ob das untersuchte Eis mit körniger Textur eine gleichmäßige Verteilung bei der Orientierung der C-Achsen aufweist oder ob eine signifikante horizontale Ausrichtung der C-Achsen besteht. An einem Universaldrehtisch (Langway, 1958) werden Dünnschnitte zwischen gekreuzten Polarisatoren betrachtet und die Azimuth- und Neigungswinkel der C-Achsen einzelner Körner bestimmt. Die Winkel werden digital erfaßt und mit einem Computerprogramm ausgewertet (Lange, 1988a).

In Bild 12a und b sind die Verteilungen von C-Achsenorientierungen einzelner Eiskörner in einem Schmidt'schen Netz dargestellt. Die Meßwerte wurden an zwei Dünnschnitten von den Enden einer Eisprobe mit körniger Textur bestimmt (Probe Nr. 2.3/4). In der Nähe des Randes liegende Punkte repräsentieren Eiskörner, deren C-Achsen horizontal und damit senkrecht zur Wachstumsrichtung des Eises orientiert sind. Um die C-Achsenverteilungen verschiedener Dünnschnitte miteinander vergleichen zu können, werden für die Neigungswinkel Φ_i der C-Achsen gegen eine horizontale Fläche Mittelwerte Φ berechnet.

4.3 Textur des Meereises im Van Mijen-Fjord

Etwa 75% des im Van Mijen-Fjord gewonnenen Eismaterials weist eine körnige Textur auf. Aufgrund der Entstehung an der Meeresoberfläche wird es als **frazil-ice** bezeichnet. Bei Eismächtigkeiten zwischen 0.5 und 1.3 m ergibt sich für den Fjord eine ungewöhnlich große Menge dieses Eises, das an anderen Orten oft nur in den oberen 10 cm einer Eisschicht auftritt (Weeks und Ackley, 1982).

In Bild 13 sind jeweils die Eismächtigkeiten und die Textur des Eises dargestellt, die an 5 Stationen im Fjord untersucht wurden. Die Eisdicke ist an der ersten Station

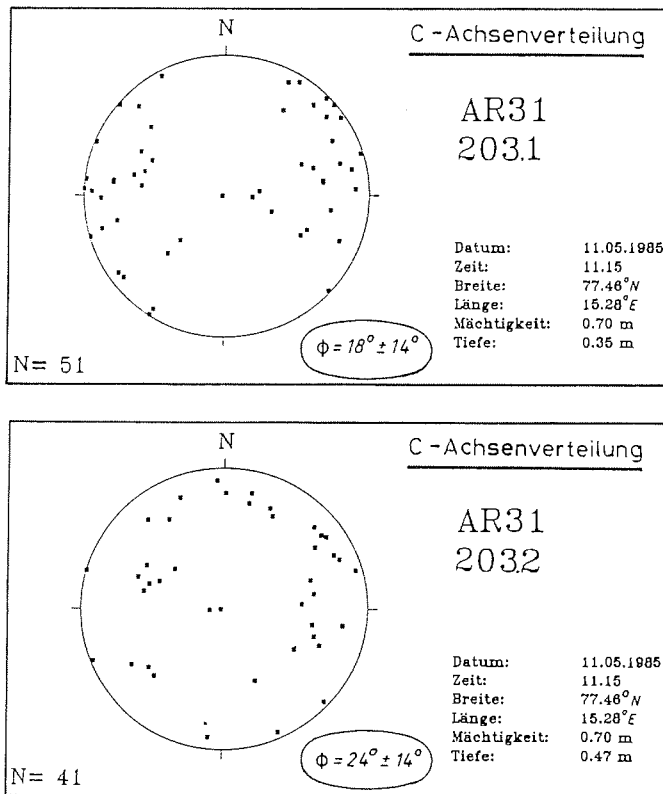


Bild 12. Verteilungen der C-Achsenorientierungen in einer Eisprobe mit körniger Textur. Die mittlere Neigung Φ der C-Achsen gegen eine horizontale Fläche zeigt, daß die C-Achsen bevorzugt horizontal ausgerichtet sind.

etwa doppelt so mächtig wie an der zweiten und dritten Station. Dies legt die Vermutung nahe, daß sich hier zwei Eisschollen übereinander geschoben haben. Von Station 2 nach Station 5 erhöhen sich die Eisdicken in Richtung des Fjordinnen um etwa 50%. Der Eisrand lag zu Beginn der Feldmessungen Anfang Mai etwa 200 m vor der ersten Station.

Der obere Teil der Eiskerne besteht ohne Ausnahme aus Eis mit körniger Textur. An der im Inneren des Fjordes gelegenen Station (Nr. 5) reicht dieses Eis bis in eine Tiefe von 75 cm. Darunter liegt eine etwa 25 cm dicke Eisschicht mit säulenförmiger Textur. An den vorgelagerten Stationen 3 und 4 werden unterhalb einer Eisschicht mit körniger Textur bis zu 40 cm mächtige Eisschichten mit säulenförmiger Textur beobachtet, während an den Stationen 1 und 2 nur Eis mit körniger Textur vorhanden ist.

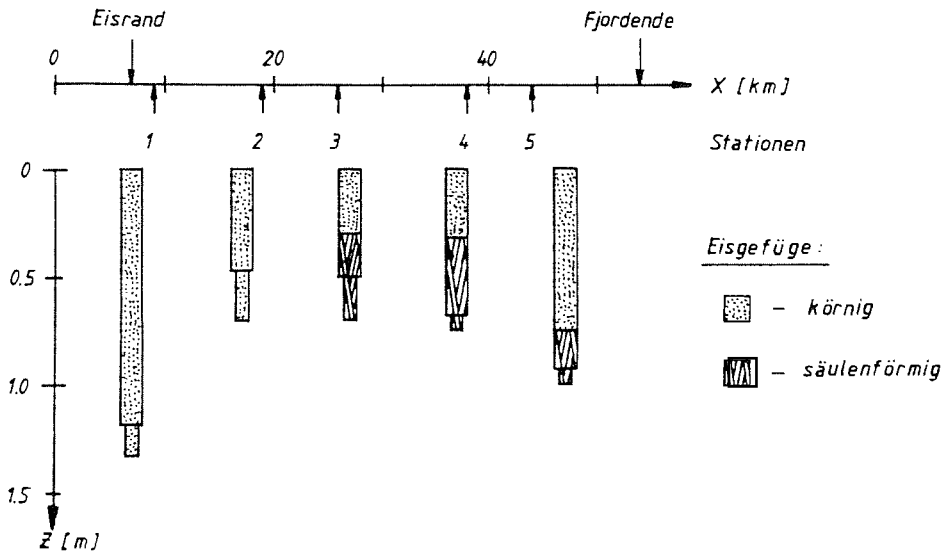


Bild 13. Textur des Eises im Van Mijen-Fjord.

Die Stationen sind als Profil entlang der Länge des Fjordes dargestellt. Die Lage der einzelnen Stationen ist durch Pfeile gekennzeichnet, die die Entfernung X vom Fjordeingang wiedergeben. Der im unteren Bereich der Kerne abgesetzte Teil verdeutlicht die an einer Station variierende Länge einzelner Eiskerne.

Die in Bild 12 dargestellten mittleren Neigungswinkel Φ einer an Station 2 gewonnenen Eisprobe zeigen, daß die C-Achsen nicht zufällig verteilt sind. Es ist eine schwach ausgeprägte Ausrichtung der C-Achsen senkrecht zur Wachstumsrichtung erkennbar, die für die meisten Körner zwischen 0° und 45° liegt. Dieses Ergebnis zeigt, daß auch bei Eis mit körniger Textur nicht grundsätzlich von einer gleichmäßig verteilten Ausrichtung der C-Achsen ausgegangen werden kann, wie dies angenommen wurde. Aufgrund der nicht gleichverteilten C-Achsenorientierung weisen die Eisproben möglicherweise eine meßbare Anisotropie bei bestimmten Eigenschaften auf.

In Bild 14 sind für 29 Eisproben mit körniger Textur die mittleren vertikalen (C_v) und horizontalen (C_h) Korngrößen mit Standardabweichungen dargestellt. Die Proben wurden an 5 Stationen aus insgesamt 9 Eiskernen gewonnen. Für einzelne Eiskerne sind die Proben von oben nach unten durchnummeriert.

Die mittleren Korngrößen der verschiedenen Eisproben liegen in einem relativ kleinen Bereich: in Wachstumsrichtung (C_v) zwischen 3 und 6.8 mm^2 (a) und in der dazu senkrechten Richtung (C_h) zwischen 2.3 und 4.1 mm^2 (b). Die an der rechten Seite von Bild 14 angegebenen Standardabweichungen für alle dargestellten Eisproben zeigen, daß das untersuchte Eis mit körniger Textur in der Gesamtheit als homogen angese-

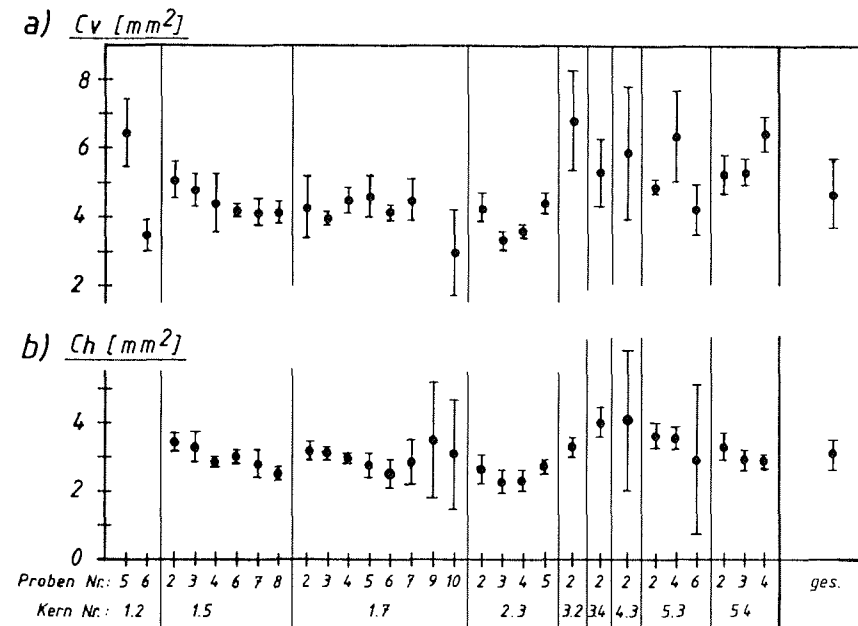


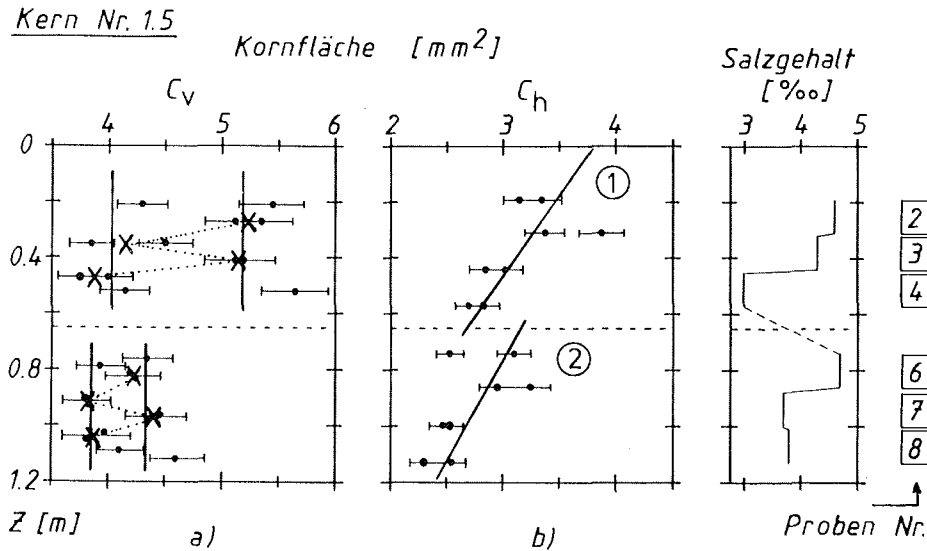
Bild 14. Mittlere vertikale und horizontale Korngrößen von Eis mit körniger Textur.

Die Korngrößen werden an vertikalen (C_v) und horizontalen (C_h) Dünnschnitten ermittelt, wobei sich die eingezeichneten Standardabweichungen jeweils aus 4 unabhängig voneinander bestimmten mittleren Kornflächen ergeben.

hen werden kann. Innerhalb einzelner Proben weisen die Korngrößen ebenfalls nur eine geringe Variation auf. Dies gilt besonders für die horizontalen Kornflächen (C_h), bei denen nur 4 Eisproben mit einer relativ großen Standardabweichung eine Ausnahme bilden (Bild 14b).

Innerhalb eines Eiskerns können die Korngrößen systematische Variationen aufweisen. An einem Beispiel zeigt dies Bild 15. Es wurde ein Eiskern (Nr.1.5) von der ersten Station im Van Mijen-Fjord ausgewählt, die nur etwa 200 m vom Eisrand entfernt war (vergl. Bild 13). Der Eiskern ist an zwei Stellen, in 0.16 m und 0.70 m Tiefe durchgebrochen, was auf wachstumsbedingte Schwachstellen in diesen Tiefen zurückgeführt werden kann. In Bild 15 sind die Kornflächen C_v und C_h sowie der Salzgehalt in Abhängigkeit von der Tiefe Z dargestellt. Bei den Kornflächen sind jeweils beide für eine bestimmte Tiefe ermittelte Meßwerte mit den Fehlerbereichen (maximale Fehler, 5%) eingezeichnet. Am rechten Rand sind die dem Eiskern entnommenen Proben wiedergegeben.

Durch eine horizontale unterbrochene Linie wird der Eiskern in zwei etwa gleich lange Teile geteilt, die signifikante Unterschiede bei der Korngrößenverteilung erken-



- 1) 19 - 57 cm $C_h = 3.80 - 1.73 Z$ $R = -0.69$
- 2) 74 - 113 cm $C_h = 4.08 - 1.41 Z$ $R = -0.68$
- 3) 19 - 113 cm $C_h = 3.53 - 0.87 Z$ $R = -0.71$

Bild 15. Vertikale Änderungen von Korngrößen und Salzgehalt in einem Eiskern.
 In Abhängigkeit von der Tiefe Z sind die an 6 vertikalen und 8 horizontalen Dünnschnitten ermittelten Kornflächen dargestellt. Die eingezeichneten Fehlerbalken ergeben sich durch Unsicherheiten bei der Bestimmung einer mittleren Kornfläche. Die Geradengleichungen der mit (1) und (2) gekennzeichneten Geraden und die Korrelationskoeffizienten R sind unter dem Bild angegeben. Die für die gesamte Probe geltende Gerade (3) ist nicht eingezeichnet.

nen lassen: Bei den vertikalen Korngrößen C_v (Bild 15a) treten in den oberen drei Proben des Eiskerns größere Unterschiede auf als es in den unteren drei Proben der Fall ist. Für Tiefen, in denen jeweils beide gemessenen Kornflächen relativ geringe Unterschiede aufweisen, werden aus beiden Meßwerten Mittelwerte berechnet, die durch Kreuze dargestellt sind. Im oberen Teil des Kerns können diese Mittelwerte zwei Niveaus bei 4.0 mm^2 und 5.2 mm^2 zugeordnet werden, die durch zwei vertikale Geraden dargestellt sind. Die Niveaus ergeben sich aus jeweils 4 Meßwerten. Mit Zunahme der Tiefe treten drei Wechsel zwischen beiden Korngrößenniveaus auf (punktierter Linien). Die Meßwerte in den Tiefen 0.21 m und 0.52 m weisen größere Unterschiede auf, so daß sie keinem der beiden Niveaus zugeordnet werden. In der unteren Hälfte des Eiskerns treten kleinere Korngrößen C_v und geringere Variationen auf. Auch hier können zwei Niveaus für die Kornflächen bestimmt werden, die mit

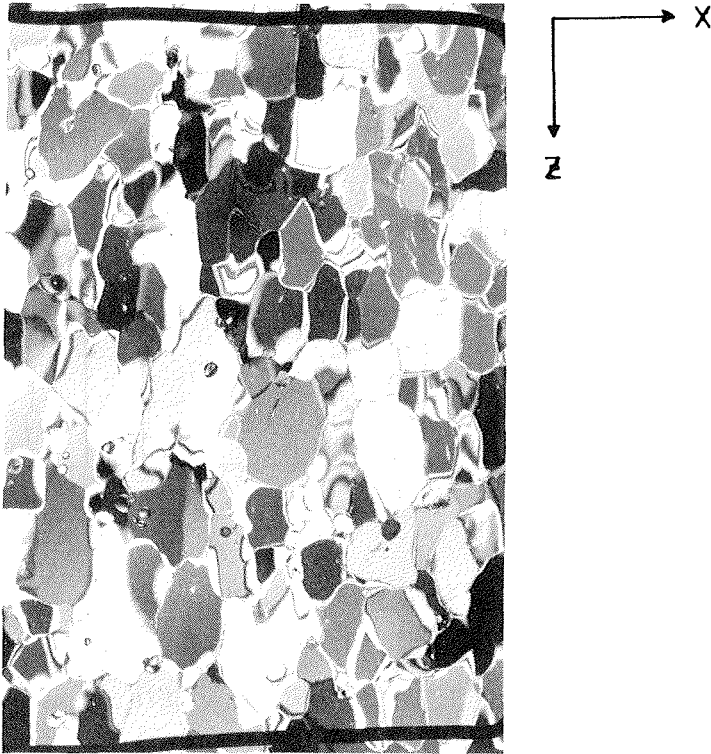


Bild 16. Ausschnitt aus einem vertikalen Dünnschnitt einer Eisprobe mit körniger Textur. $N_k = 167$, mittlere Kornfläche: 4.53 mm^2 (Probe Nr.1.7/4, Rahmen unten links in Bild 5 auf S.15).

3.8 und 4.3 mm^2 jeweils unter den entsprechenden Werten aus dem oberen Teil des Eiskerns liegen.

Die horizontalen Korngrößen (Bild 15b) weisen im Unterschied zu den vertikalen geringere Unterschiede bei den Meßwerten in gleicher Tiefe auf. Es gibt nur zwei Ausnahmen, in denen die beiden Meßwerte einer Tiefe (bei 31 cm und 74 cm) innerhalb der Fehlerbereiche nicht miteinander übereinstimmen. Insgesamt ist mit der Tiefe eine signifikante Abnahme der Korngrößen von 3.5 mm^2 auf 2.5 mm^2 erkennbar. Die lineare Abhängigkeit der Korngröße C_h von der Tiefe Z ergibt für die gesamte Eisschicht einen Korrelationskoeffizienten R von -0.71 . Die Geradengleichung dieser Abhängigkeit ist unter Bild 15 angegeben (3). Wird der Eiskern in zwei Hälften geteilt, dann ergeben sich die beiden in Bild 15b eingezeichneten Ausgleichsgeraden. Die Steigungen, die in den Geradengleichungen unter Bild 15 angegeben sind,

zeigen mit etwa gleicher Abhängigkeit, daß die Korngrößen mit zunehmender Tiefe kleiner werden.

Die in Bild 14 dargestellten Meßwerte C_v und C_h zeigen, daß die Eiskörner in vertikaler Richtung (C_v) eine größere Ausdehnung als in horizontaler Richtung (C_h) haben. Um die längliche Form quantitativ zu erfassen, wird für jede Probe ein Verhältnis β von vertikaler zu horizontaler Korngröße berechnet (Gleichung (10)). Das Verhältnis stellt ein Maß für die in vertikaler Richtung ausgerichtete Form der Eiskörner dar.

$$\beta = \frac{C_v}{C_h} \quad (10)$$

Für 26 Proben, an denen sowohl die vertikalen als auch die horizontalen Korngrößen bestimmt werden, liegt dieses Verhältnis zwischen 1.05 und 2.26 mit einem Mittelwert von 1.56 (vergl. auch Tabelle A1 im Anhang).

In dem in Bild 16 dargestellten Ausschnitt eines vertikalen Dünnschnittes ist die in Z-Richtung ausgerichtete längliche Form einzelner Körner erkennbar. Zum Vergleich zeigt ein Ausschnitt aus einem horizontalen Dünnschnitt derselben Probe Eiskörner mit unregelmäßiger Form (Bild 9 auf S.25). Für dieses Beispiel ergibt sich aus den Korngrößen C_h und C_v ein Verhältnis β von 1.52.

4.4 Diskussion der Bildungsbedingungen von Eis mit körniger Textur

Die Erklärung und Interpretation der dargestellten Ergebnisse setzt in Bezug auf die Korngrößen und deren Variationen Kenntnisse der Zusammenhänge zwischen ozeanographischen und meteorologischen Größen auf der einen Seite und der Eisentstehung und des Eiswachstums auf der anderen Seite voraus. Welche Größen (Luft- und Wassertemperatur, Niederschläge, Meeresströmung, Windstärke und -richtung) zur Ausbildung eines bestimmten Eisgefüges führen und welchen Einfluß der Eisrand oder offene Wasserflächen auf die Eisbildung haben, ist noch weitgehend unerforscht. Ansätze zur Untersuchung der Bildungsbedingungen von Meereis geben Lange et al. (1989) und Eicken und Lange (1989).

Die folgende Interpretation der Textur der untersuchten Eiskerne muß als ein Versuch zur Erklärung der Bildungsbedingungen von Eis mit körniger Textur angesehen werden. Der hohe Anteil an Eis mit körniger Textur im Van Mijen-Fjord (Bild 13 auf S.29) und die geringe Variationsbreite der Korngrößen bei diesem Eis lassen auf bestimmte Bedingungen für die Eisbildung schließen. Eine mögliche Ursache für die beobachtete Menge von Eis mit körniger Textur sind lange andauernde starke Westwinde. Diese könnten große Mengen im Wasser gebildeter kleiner Eiskristalle in den Fjord hinein getrieben und dort zu einer Akkumulation geführt haben. Durch ein Zusammenfrieren dieser Kristalle ließe sich die Textur der untersuchten Eiskerne erklären

Die beobachtete säulenförmige Textur des Eises in den unteren Bereichen der Eiskerne an den Stationen 3, 4 und 5 kann auf ruhige Wachstumsbedingungen im Wasser unter dem Eis zurückgeführt werden. An Station 5 weist die Eisschicht mit säulenförmiger Textur im Vergleich zu der an den Stationen 3 und 4 eine geringere Mächtigkeit auf. Dies kann durch ein langsames, thermodynamisches Eiswachstum erklärt werden, das sich aufgrund einer dickeren überlagerten Eisschicht mit körniger Textur (70 cm im Gegensatz zu 30 an den Stationen 3 und 4) ergibt. Bei Annahme einer Wachstumsrate von 1 cm/Tag für Eis mit säulenförmiger Textur (Nakawo und Sinha, 1981) lassen die 20 bis 40 cm dicken Eisschichten mit säulenförmiger Textur an den Stationen 3 und 4 auf ruhige Wachstumsbedingungen während eines Zeitraumes von ein bis zwei Monaten schließen. Dies wiederum kann durch ein frühes Zufrieren des Fjordes mindestens bis vor die dritte Station erklärt werden. Aufgrund der dann größeren Entfernung der Stationen 3 und 4 vom Eisrand könnten keine im offenen Wasser gebildeten Eiskristalle mehr bis zu diesen Stationen unter das Meereis getrieben werden. Eine Erklärung für das Fehlen von Eis mit säulenförmiger Textur an der Unterseite der Kerne von den Stationen 1 und 2 ist ein spätes Zufrieren des Fjordes an der ersten Station. Es bliebe dann nicht genug Zeit für ein thermodynamisches Wachstum.

In Bild 15 auf S.31 fällt der qualitativ ähnliche Verlauf der Korngrößenänderungen mit der Tiefe in beiden Teilen des Eiskerns auf. Er läßt eine gemeinsame Ursache für die Variationen vermuten und kann durch Änderungen der ozeanographischen und meteorologischen Bedingungen in der Nähe des Eisrandes erklärt werden. Voraussetzung für eine gleiche Ursache ist, daß sich beide Teile der Eisscholle gleichzeitig gebildet haben. Dies unterstützt die bereits während der Feldmessungen aufgestellte Hypothese, daß an der ersten Station im Van Mijen-Fjord zwei etwa gleich dicke überschobene Eisschollen vorliegen.

Zur Erklärung der Korngrößenänderungen wird vorausgesetzt, daß das Meereis im wesentlichen in vertikaler Richtung wächst. Die in einer bestimmten Tiefe in einem horizontalen oder vertikalen Dünnschnitt sichtbaren Eiskörner sind dann gleichzeitig entstanden, so daß sich daraus die Bildungs- und Wachstumsbedingungen während eines kurzen Zeitraumes von wenigen Tagen ableiten lassen. Unterschiedlich große Eiskörner in einer bestimmten Tiefe lassen sich zum Beispiel auf ungleichmäßige Bildungsbedingungen zurückführen, die durch wechselnde Windstärken oder -richtungen vor dem Eisrand hervorgerufen werden können.

Bei beiden Korngrößen C_h und C_v sind signifikante Unterschiede zwischen oberem und unterem Teil des Eiskerns vorhanden (Tabelle 3). Eine mögliche Ursache für diese Unterschiede sind unterschiedliche Entfernungen des Entstehungsortes beider Kernteile vom Eisrand. In einer größeren Entfernung vom Eisrand kann das Eiswachstum unter ruhigeren Bedingungen erfolgen, so daß dort relativ große Körner (C_v über 5 mm^2) entstehen können. Da die Körner im oberen Teil des Eiskerns größer sind als im unteren Teil, ist der obere Teil vermutlich in einer größeren Entfernung vom Eisrand gebildet worden. Die in Tabelle 3 angegebenen Bereiche möglicher

Mächtigkeiten von oberer und unterer Eisschicht ergeben sich aus der Tiefenlage der untersuchten Proben.

	Tiefe [cm]	Mächtigkeit [cm]	C_v [mm^2]	C_h [mm^2]
I	19 - 57	36 ... 73	4.70 ± 0.68	3.15 ± 0.38
II	74 - 113	40 ... 55	4.14 ± 0.27	2.77 ± 0.33

Tabelle 3. Korngrößenunterschiede im oberen und unteren Teil eines Eiskerns.
Mittelwerte und Standardabweichungen der in Bild 15 dargestellten Korngrößen (Kern Nr. 1.5).

Es gibt zwei weitere Hinweise für ein Überschiebungsereignis. Der erste Hinweis betrifft die in vertikaler Richtung gemessene Korngröße C_v (Bild 15). Im oberen Teil des Eiskerns weisen die Korngrößen sowohl im oberen Bereich ($Z=0.2$ m) als auch im unteren Bereich ($Z=0.5$ m) im Vergleich zu den übrigen Meßstellen größere Unterschiede auf. Dies könnte auf ungleichmäßige Bildungsbedingungen zurückgeführt werden, die gleichzeitig große und kleine Körner entstehen lassen. Im unteren Teil des Eiskerns können qualitativ die gleichen Unterschiede festgestellt werden. Sowohl in einer Tiefe $Z=0.78$ m als auch in einer Tiefe $Z=1.1$ m weisen beide gemessenen Korngrößen im Gegensatz zu allen anderen Tiefen signifikante Differenzen auf. Hier liegen vermutlich die gleichen Ursachen vor, wie im oberen Teil des Eiskerns.

Der zweite Hinweis, daß sich an Station 1 zwei Eisschollen übereinandergeschoben haben, stellt der rechts in Bild 15 wiedergegebene, in verschiedenen Tiefen gemessene Salzgehalt der Eisproben dar. Im oberen und unteren Teil des Eiskerns ist jeweils eine Abnahme des Salzgehaltes mit der Tiefe zu sehen, während zwischen beiden Kernhälften ein signifikanter Sprung von $3.0 \cdot 10^{-3}$ auf $4.7 \cdot 10^{-3}$ auftritt.

Im vertikalen Dünnschnitt ist eine in Wachstumsrichtung des Eises ausgerichtete längliche Form der Eiskörner sichtbar (Bild 16). Sie kann durch ein thermodynamisches Wachstum der Eiskörner erklärt werden. Da das Eiswachstum im wesentlichen in vertikaler Richtung erfolgt, sind die Eiskörner vermutlich nach ihrem Einbau in die Eisschicht auf maximal das Doppelte ihrer ursprünglichen Größe angewachsen. Das Verhältnis β der beiden Korngrößen C_v und C_h zueinander kann dadurch Information über die Wachstumsbedingungen des Eises liefern. Annähernd 'runde' Körner mit einem niedrigen Verhältnis β wären nach ihrer Entstehung im Wasser nur noch wenig gewachsen und in ihrer ursprünglichen Form in eine Eisschicht eingebaut worden.

Über die Möglichkeit und die Art des Eiswachstums von frazil-ice liegen bisher in der Literatur nur wenige Erkenntnisse vor, die das im Van Mijen-Fjord beobachtete Eis-

gefüge mit länglichen Körnern aus frazil-ice erklären könnten. Unter bestimmten Bedingungen, wie sie vielleicht im Van Mijen-Fjord vorliegen, kann ein Wachstum von frazil-ice nicht ausgeschlossen werden.

So könnte bei Eiskörnern mit einer in Wachstumsrichtung ausgerichteten Form eine bevorzugt horizontale Ausrichtung der C-Achsen in ähnlicher Weise vermutet werden, wie sie bei Eisproben mit säulenförmiger Textur vorhanden ist. Eine derartige Ausrichtung kann dadurch erklärt werden, daß das Meereis im wesentlichen in vertikale Richtung wächst und Eiskörner mit horizontal orientierter C-Achse besser wachsen können. Beide Tatsachen führen bei ruhigen Wachstumsbedingungen zu einer in vertikaler Richtung orientierten länglichen Form der Eiskörner.

Die Bestimmungen der C-Achsen an einer ausgewählten Probe zeigen, daß auch bei Eis mit körniger Textur eine Tendenz zur horizontalen Ausrichtung der C-Achsen bestehen kann (Bild 12 auf S.28). Aus diesem Ergebnis ergibt sich die Notwendigkeit, auch bei Eis mit körniger Textur die Richtungsabhängigkeit von untersuchten Eigenschaften zu betrachten.

5. Elastische Eigenschaften

5.1 Meßaufbau

Zur Laufzeitbestimmung von Ultraschallwellen werden je zwei Prüfköpfe (B 0.5SL und B 0.5Y) der Firma Krautkrämer zur Anregung von longitudinalen- und transversalen Wellen verwendet. Bei einer Frequenz von 500 KHz und einer nominellen Ausbreitungsgeschwindigkeit im Eis von etwa 4 Km/s (P-Welle) bzw. 2 km/s (S-Welle) ergeben sich Wellenlängen von 8 mm bzw. 4 mm. Die Messungen werden mit der Durchschallungsmethode (Bergmann, 1954; Hellmann, 1984) durchgeführt, bei der je zwei baugleiche Ultraschallgeber eingesetzt werden.

Da die Ankopplung der Ultraschallgeber an die Eisproben einen großen Einfluß auf die Amplitude des auszuwertenden Signals hat, wird ein bereits von Pounder und Langleben (1968) und Earle et al. (1984) eingesetztes Verfahren benutzt, bei dem die Prüfköpfe an die Eisproben angefroren werden. Zur Realisierung dieses Prinzips wird eine Vorrichtung entwickelt, mit der die Endflächen der Eisproben leicht angeschmolzen werden können. Beim anschließenden Gefrieren des Wassers entsteht eine feste Verbindung zwischen Prüfkopf und Eisprobe.

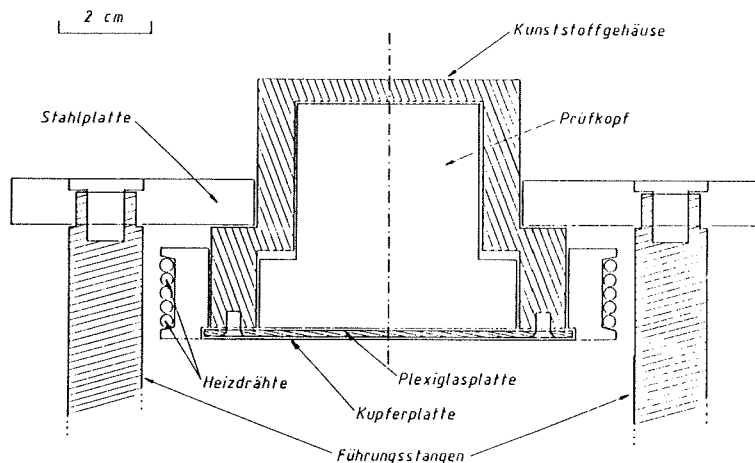


Bild 17. Vorrichtung zur Ankopplung von Ultraschallprüfköpfen an eine Eisprobe.

Bild 17 zeigt eine Skizze der verwendeten Vorrichtung, bei der die Prüfköpfe in Kunststoffgehäuse montiert werden. Das Schmelzen einer dünnen Eisschicht erfolgt durch eine etwa 0.2 mm dünne Kupferplatte. Der Prüfkopf wird durch eine Plexiglasplatte (1.8 mm) vor der erwärmten Kupferplatte geschützt. Zur Ankopplung wird auf den Prüfkopf und die Kupferplatte ein Spezialfett aufgetragen. Durch einen aufgewickelten Heizdraht kann die Kupferplatte erwärmt werden. Um die Erwärmung

den unterschiedlichen Temperaturbedingungen im Labor und den Probengrößen anpassen zu können, wird ein 1000 Watt - Regeltransformator benutzt. Dadurch kann eine zu starke Erwärmung der Eisproben vermieden werden, so daß durch einen Temperaturgradienten auftretende Spannungen im Eis möglichst gering gehalten werden. Ein zusätzlicher Transformator ermöglicht es, die Heizung der Kupferplatten mit Stromstärken bis 25 Ampere zu betreiben. Nach einer Heizdauer von maximal 30 Sekunden wird eine dünne Eisschicht von 0.1 bis 0.2 mm Dicke an den Enden einer Eisprobe aufgeschmolzen. Das Gefrieren dieser Schicht bewirkt bereits nach wenigen Minuten eine feste Verbindung zwischen Kupferplatte und Eisprobe.

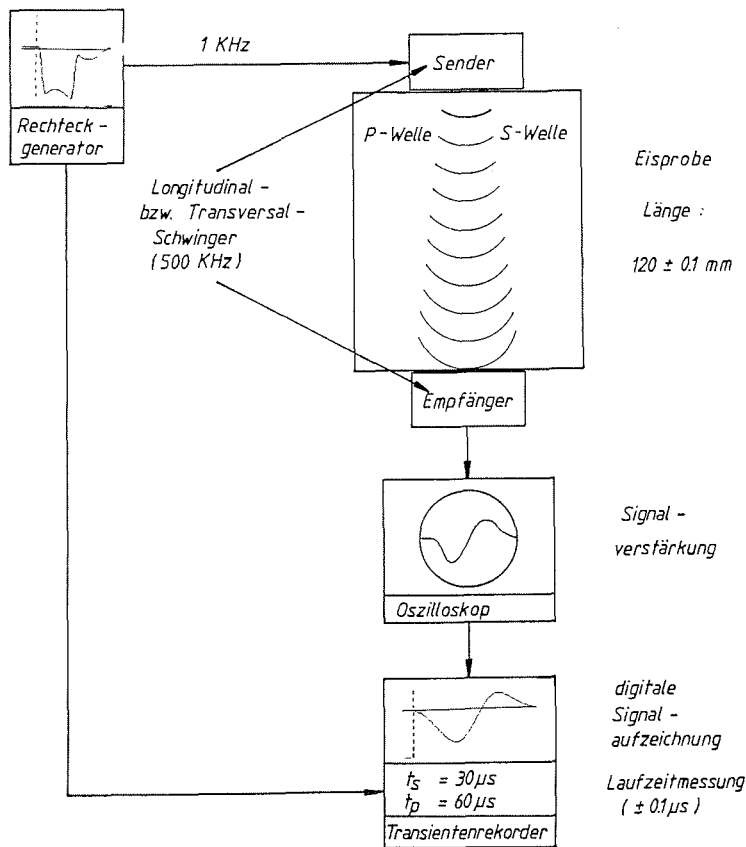


Bild 18. Geräteaufbau zur Probendurchschallung.

Die Eisproben werden nacheinander mit einer P- und einer S-Welle durchschallt. Angeregt werden die Ultraschallschwinger mit einem Pulsgenerator. Das empfangene Signal kann auf einem Oszilloskop kontinuierlich beobachtet und mit diesem gleichzeitig verstärkt werden. Die digitale Aufzeichnung des Signals wird mit einem 10 MHz - Transientenrekorder durchgeführt.

Bei Transversalwellen steigen die Amplituden der empfangenen Signale nach dem Anfrieren mit der Zeit an. Dies wird auf eine Verbesserung der Ankopplung zurückgeführt. Bei den meisten Proben können die Messungen bereits nach etwa 10 Minuten durchgeführt werden, nachdem sich eine relativ stabile und konstante Amplitude eingestellt hat. Bei einigen Proben ist anfangs nur ein verhältnismäßig schlechtes Signal zu empfangen, das sich in den meisten Fällen nach etwa zwei Stunden deutlich verbessert und dann eine zuverlässige Messung ermöglicht. Die Amplituden des Ersteinsatzes liegen für P- und S-Welle bis auf wenige Ausnahmen in einem Bereich zwischen 10 und 170 mV. Nach der Durchschallung werden die Proben wieder durch leichtes Antauen der Eisproben von den Prüfköpfen gelöst.

Der Geräteaufbau zur Durchschallung der Eisproben ist in Bild 18 dargestellt. Die ausgewählten Proben werden jeweils parallel zur Wachstumsrichtung des Eises durchschallt. Die Anregung der Ultraschallgeber wird mit einem Pulsgenerator durchgeführt (Anstiegsflanke: 10 ns, Amplitude: 20 V). Die Pulsfrequenz wird auf etwa 1 KHz, die Pulsbreite entsprechend der Frequenz der verwendeten Schwingger (0.5 MHz) auf 2 μ s eingestellt. Die empfangenen Signale können laufend auf einem Oszilloskop kontrolliert, und falls notwendig mit diesem verstärkt werden. Mit einem Transientenrekorder werden sie digital mit einer maximalen Amplitudenauflösung von 0.4 mV und einer Digitalisierungsrate von 100 ns aufgezeichnet. Es werden bis zu 250 Einzelmessungen durchgeführt, aus denen zur Auswertung ein gemittelt Signal berechnet wird.

5.2 Auswertung der Seismogramme

Die Festlegung des Einsatzes und die Bestimmung der Laufzeit t_p ist bei einer P-Welle mit einer Genauigkeit möglich, die durch die Digitalisierungsrate gegeben ist. Der Einsatz der P-Welle ist in Bild 19a vergrößert dargestellt. Bild 19b zeigt das gesamte Signal einer P-Welle, sowie das Signal einer Welle, die als **Multiple** bezeichnet wird und die Eisprobe infolge von Reflexionen an den Probenenden mehrfach durchlaufen hat (Laufzeit: t_{M1}). Bei einigen Eisproben können bis zu vier Multiplen bei der P-Welle beobachtet werden (Bild 19c).

Die Bestimmung der Laufzeiten von S-Wellen wird durch die überlagerte P-Welle erschwert. Bild 20 zeigt mit Transversalprüfköpfen aufgenommenen Seismogramme von sechs verschiedenen Eisproben bei -28°C und -12°C. Gleichzeitig mit den S-Wellen werden schwache P-Wellen angeregt, die jeweils in der linken Bildhälfte mit unterschiedlich starken Amplituden sichtbar sind. Die Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit mit Hilfe dieser relativ schwachen Einsätze ist nicht möglich. Dies zeigt ein Vergleich mit den Geschwindigkeiten, die aufgrund der mit Longitudinalprüfköpfen gewonnen Laufzeiten bestimmt werden. Die Abweichungen beider Geschwindigkeiten voneinander betragen bis zu 3%.

Bei den meisten Eisproben treten, bedingt durch unterschiedliche Strahlenwege, zwei S-Wellen-Einsätze auf, die in Bild 20 mit einer unterbrochenen und einer durchge-

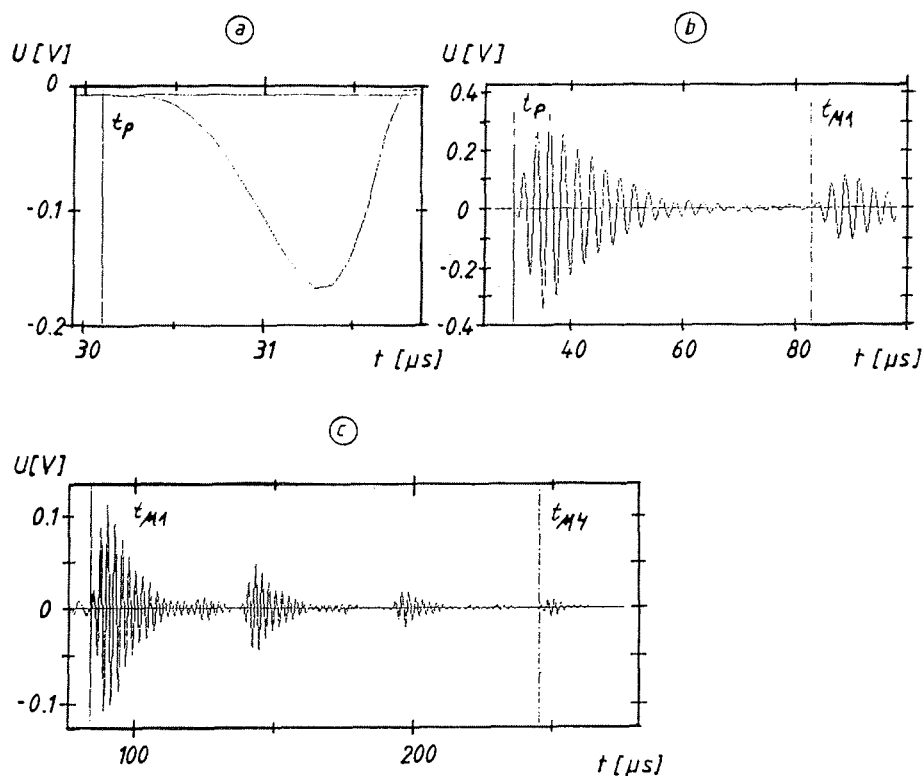


Bild 19. Signal einer P-Welle.

(a): Ersteinsatz der P-Welle bei $30.1 \mu\text{s}$. (b): Empfangenes Signal (durchgezogener Cursor) mit der ersten Multiple (unterbrochener Cursor). (c): Teilweise treten bis zu vier Multiplen auf.

zogenen Geraden markiert sind. Die erste eintreffende S-Welle läuft auf direktem Weg zentral durch die Eisprobe und wird im folgenden als **direkte Welle** (Geschwindigkeit: V_s) bezeichnet. Bei dem etwas später folgenden Einsatz handelt es sich um eine S-Welle, die seitlich an die Probenoberfläche läuft und von dort reflektiert wird (Bild 21). Sie wird als **reflektierte Welle** (Geschwindigkeit: V_R) bezeichnet.

Die Annahme, daß es sich bei dem zweiten Einsatz um eine *reflektierte Welle* mit dem in Bild 21 dargestellten Strahlenverlauf handelt, wird durch eine gute Korrelation der Probenlänge mit den gemessenen Laufzeiten gestützt. Sowohl bei den Proben mit 75 mm Durchmesser als auch bei den Proben mit 100 mm Durchmesser ergeben sich bei vorgegebenem Strahlenverlauf für die *reflektierte Welle* die gleichen Geschwindigkeiten (V_R) wie für die *direkte Welle* (V_s). Die in Bild 22 sichtbaren Abweichungen liegen mit nur wenigen Ausnahmen innerhalb des eingezeichneten Fehlerbereiches.

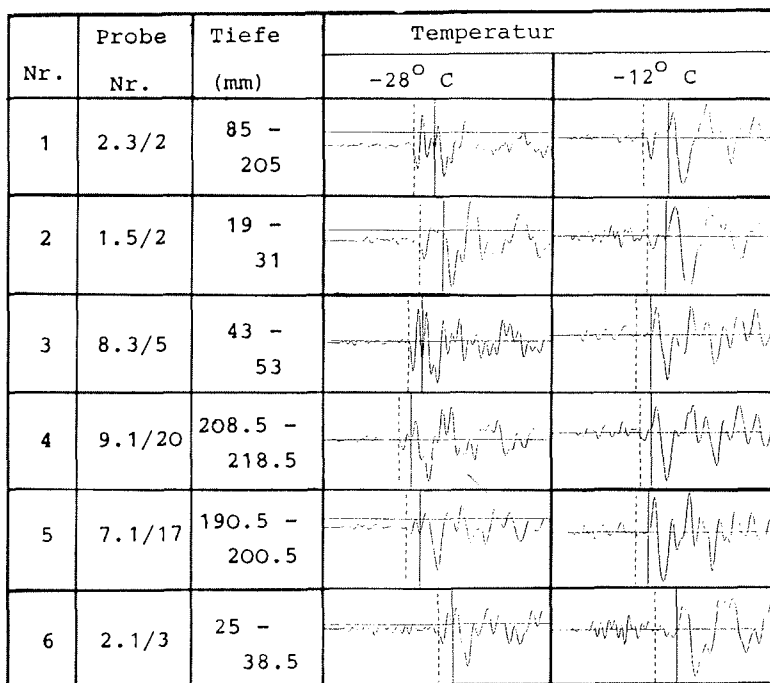


Bild 20. Seismogramme von S-Wellen bei -28°C und -12°C.

Im oberen Beispiel ist bei beiden Temperaturen nach einer P-Welle der negative Einsatz einer direkt durch die Eisprobe laufenden S-Welle zu sehen (unterbrochener Cursor). Mit einem durchgezogenen Cursor ist der positiv auftretende Einsatz einer *reflektierten Welle* markiert. In den unteren fünf Beispielen tritt aus bisher nicht geklärten Gründen bei -12°C bei einigen Eisproben der Einsatz einer *direkten S-Welle* nicht oder nur schwach auf. In den Seismogrammen sind jeweils Zeitbereiche von 100 μ s wiedergegeben.

Durch Überlagerung von P- und S-Wellen beträgt die Unsicherheit bei der Festlegung des Einsatzes der *direkten Welle* 200 ns. Die Festlegung des Einsatzes der *reflektierten Welle* ist mit einem doppelt so großen Fehler verbunden, da durch die Überlagerung beider S-Wellen der genaue Zeitpunkt des Einsatzes schwieriger festzulegen ist.

Der Einsatz der *direkten Welle* ist in Bild 20 mit einer unterbrochenen Geraden markiert. Während diese Welle bei -28°C ausnahmslos beobachtet werden kann, ist bei etwa 20% der durchschallten Proben bei -12°C nur ein schwacher (Bild 20, 2. Beispiel: 1.5/2) und teilweise überhaupt kein Einsatz der direkten Welle sichtbar (Beispiele 3 bis 6). Im Gegensatz zur *direkten Welle* kann die *reflektierte Welle* bei jeder Eisprobe bei beiden Temperaturen beobachtet werden. Sie tritt mit einer umgekehrten Polarität im Vergleich zur *direkten Welle* auf und ist in Bild 20 mit einer

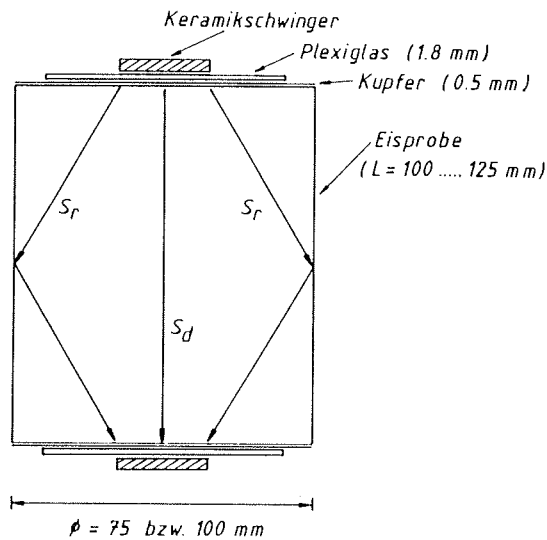


Bild 21. Strahlenverlauf der beobachteten S-Wellen.

S_d - Weg der direkten S-Welle, S_r - Weg der reflektierten S-Welle.

durchgezogenen Geraden markiert. In den meisten Fällen ist die Amplitude der *reflektierten Welle* größer als die der *direkten Welle*, so daß nur ein geringer Prozentsatz der abgestrahlten Wellenenergie als *direkte Welle* durch den zentralen Teil der Probe läuft.

Zur Bestimmung der Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen werden die Laufzeiten dieser Wellen innerhalb der Eisproben und ihre Laufwege bestimmt. Da die Schallwellen nicht unmittelbar an der Eisprobe erzeugt werden können (vergl. Bild 21) müssen die registrierten Laufzeiten korrigiert werden. Bei der P-Welle bieten die auftretenden Multiplen eine Möglichkeit, diese Korrekturzeit (t_0) zu bestimmen. Sie ergibt sich nach Gleichung (11) aus der Laufzeit t_p des Ersteinsatzes (durchgezogene Gerade in Bild 19a) und der Laufzeit t_M der ersten Multiplen.

$$t_0 = t_p - \frac{1}{2}(t_M - t_p) \quad (11)$$

Bei der *direkten S-Welle* wird die Korrekturzeit durch eine Messung ohne Eisprobe, d.h. durch direktes Aufeinandersetzen der Kupferplatten bestimmt. Für die *reflektierte S-Welle* wird außerdem die Geometrie des Strahlenweges außerhalb der Eisprobe berücksichtigt.

Die Längen der durchschallten Eisproben betragen etwa 10 cm für die 3-Zoll-Kerne und 12 cm für die 4-Zoll-Kerne. Vor und nach den Messungen werden die **genauen** Längen der einzelnen Proben mit einer digitalen Schublehre bestimmt (**Anzeige:**

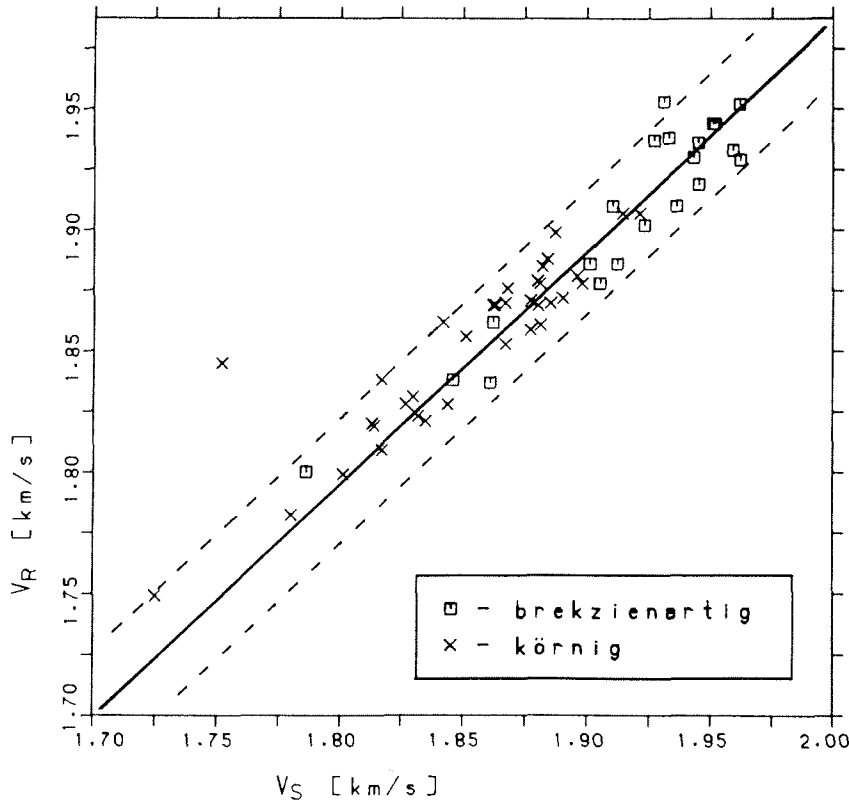


Bild 22. Zusammenhang zwischen den Geschwindigkeiten V_S und V_R . Der abgegrenzte Bereich kennzeichnet den Fehlerbereich bei der Geschwindigkeitsbestimmung.

±0.01 mm). Dadurch können geringe Längenänderungen der Probe berücksichtigt werden, die durch das Anfrieren und Abtauen verursacht werden. Der Fehler bei der Längenmessung beträgt maximal 0.1 mm, so daß unter Einbeziehung der Unsicherheiten bei den Laufzeitbestimmungen die Geschwindigkeiten der P-Welle und der direkten S-Welle auf etwa 0.5% und die der reflektierten S-Welle auf 0.8% genau bestimmt werden können.

Die Geschwindigkeit der reflektierten S-Welle wird unter Vorgabe des Strahlenweges berechnet, wie er in Bild 21 dargestellt ist. Für Eisproben, bei denen keine direkte Welle auftritt, ist es durch die gute Übereinstimmung der Geschwindigkeiten von direkter (V_S) und reflektierter (V_R) Welle möglich, die S-Wellen-Geschwindigkeit aus der reflektierten Welle zu bestimmen (Bild 22). Auf diese Weise können die elastischen Moduln auch für diese Proben bestimmt und für Vergleiche mit rheologischen Größen benutzt werden.

5.3 Meßergebnisse

Die mit den Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen sowie den daraus berechneten Moduln durchgeführten Korrelationsanalysen ergeben signifikante Unterschiede bei den Zusammenhängen mit der Dichte und den Luft-, Laugen- und Gesamtporositäten. In Tabelle 4 sind die Korrelationskoeffizienten wiedergegeben, die sich aus den Abhängigkeiten der elastischen Größen von der Dichte und den verschiedenen Porositäten ergeben. Die jeweils höchsten Korrelationskoeffizienten sind fett gedruckt. Die Tabelle zeigt, daß die Gesamtporosität den stärksten Einfluß auf die seismischen Geschwindigkeiten hat. Aufgrund dieses Ergebnisses werden im folgenden die Abhängigkeiten der verschiedenen elastischen Größen nur von der Gesamtporosität P_{ges} näher betrachtet.

	Dichte		P_a		P_b		Gesamtporosität P_{ges}			
	-12°C	-28°C	-12°C	-28°C	-12°C	-28°C	-12°C	-28°C	rel. Änd. [%]	
									-12°C	-28°C
V_S	+0.61	+0.41	-0.63	-0.46	-0.64	-0.68	-0.81	-0.52	-12.3	-8.2
V_P	+0.56	+0.35	-0.59	-0.33	-0.41	-0.16	-0.66	-0.33	-3.7	-1.3
E	+0.76	+0.72	-0.77	-0.69	-0.64	-0.62	-0.88	-0.73	-27.5	-18.2
G	+0.73	+0.61	-0.75	-0.65	-0.66	-0.65	-0.88	-0.70	-30.0	-24.0
K	+0.46	+0.34	-0.39	-0.28	-0.22	-0.58	-0.31	-0.20	--	--
ν	+0.46	+0.31	-0.55	-0.37	-0.67	-0.75	-0.69	-0.44	--	--
V_P - P-Wellengeschwindigkeit V_S - S-Wellengeschwindigkeit E_d - dynamischer E-Modul G - Schermodul K - Kompressionsmodul ν - Poissonkonstante						P_a - Luftporosität P_b - Laugenporosität P_{ges} - Gesamtporosität rechte Spalte: relative Änderungen für $\Delta P_{ges} = 10\%$				

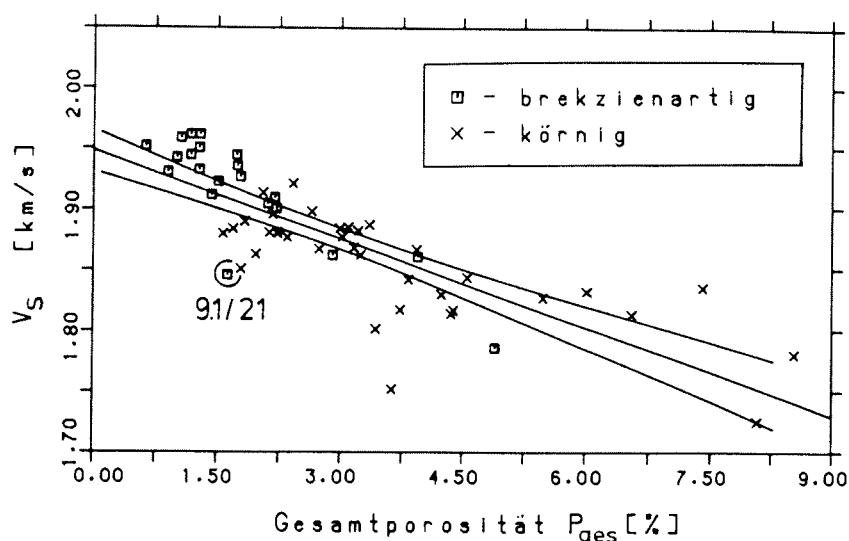
Tabelle 4. Korrelationstabelle elastischer Größen.

Durch Korrelationskoeffizienten wiedergegebene Zusammenhänge zwischen elastischen Größen einerseits und der Dichte und verschiedenen Porositäten andererseits. Die rechte Spalte gibt die Änderungen der Größen an, die sich bei 10% Gesamtporosität aus den Steigungen der Regressionsgeraden ergeben.

Für die Gesamtporosität sind in der rechten Spalte die aus den Regressionskoeffizienten berechneten relativen Änderungen der einzelnen Größen angegeben, die sich bei einer Erhöhung der Porosität um 10% ergeben. Die Werte verdeutlichen die unterschiedlichen Abhängigkeiten der Größen von der Gesamtporosität. Gleichzeitig

wird der Einfluß der Temperatur auf die Abhängigkeiten deutlich. Bei der P-Welle ist er am größten (Faktor 2.6), beim Schermodul am geringsten (Faktor 1.2)

In Bild 23 ist der Zusammenhang zwischen der S-Wellengeschwindigkeit und der Gesamtporosität P_{ges} bei -12°C . dargestellt. Die Steigung der Regressionsgeraden zeigt eine Abhängigkeit der S-Wellengeschwindigkeit von der Gesamtporosität P_{ges} , die zum Beispiel bei einer Porosität von 10% eine Erniedrigung der Geschwindigkeit um 240 m/s entsprechend 12.3% ergibt (vergl. Tabelle 4).



$$N = 55 \quad R = -0.81 \quad R_U = -0.68 \quad R_S = -0.26 \quad V_S = 1.948 - 0.024 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.002$$

$$\square - N = 20 \quad R = -0.87 \quad R_U = -0.67 \quad R_S = -0.44 \quad V_S = 1.987 - 0.039 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.005$$

$$x - N = 35 \quad R = -0.74 \quad R_U = -0.51 \quad R_S = -0.34 \quad V_S = 1.917 - 0.018 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.003$$

Bild 23. Abhängigkeit der S-Wellengeschwindigkeit von der Gesamtporosität.

Bei getrennter Betrachtung von Eisproben mit brekzienartiger und körniger Textur können unterschiedliche Abhängigkeiten der S-Wellengeschwindigkeit von der Gesamtporosität festgestellt werden. Bei Eisproben mit körniger Textur ist die Steigung der Regressionsgeraden im Vergleich zu Eisproben mit brekzienartiger Textur um den Faktor 2 größer (vergleiche Angaben unter Bild 23). Gleichzeitig ergeben sich für Eisproben mit brekzienartiger Textur bei einer Porosität von Null um 3.6% höhere Geschwindigkeiten als für Eisproben mit körniger Textur.

Bei der P-Welle ist im Vergleich zur S-Welle eine geringere Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Gesamtporosität vorhanden (Bild 24). Bei einem Korrelationskoeffizienten von 0.66 ist sie nur schwach ausgeprägt. Aus der Steigung der Regressionsgeraden ergibt sich bei -12°C für eine Porosität von 10% eine Geschwin-

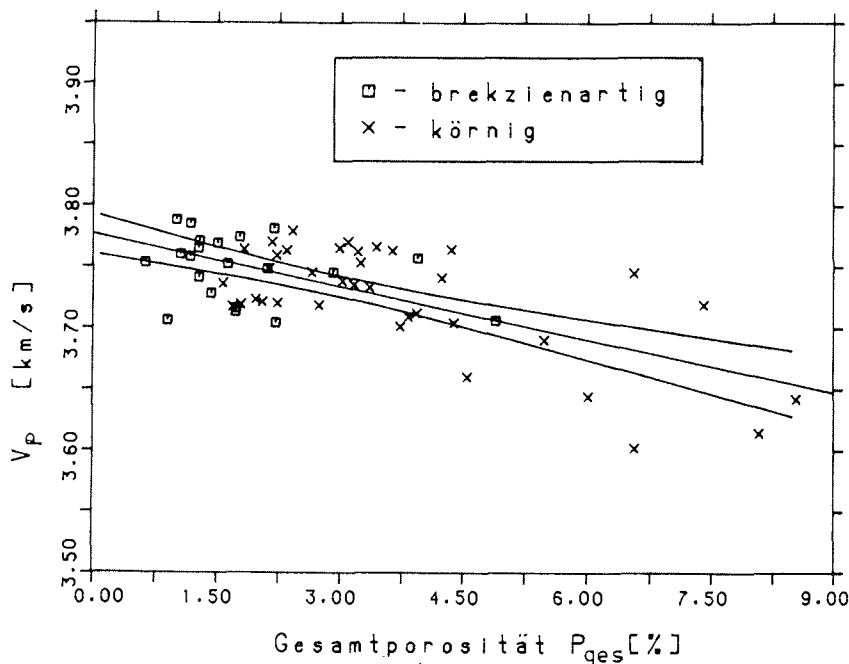
digkeiterniedrigung von 140 m/s entsprechend 3.7%. Für Eisproben mit brekzienartiger Textur ist der Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Porosität nicht signifikant (vergl. Korrelationskoeffizienten R und R_S unter Bild 24).

Nach den Gleichungen (12) bis (15) werden aus den P- und S-Wellengeschwindigkeiten sowie der Dichte ρ der dynamische Elastizitätsmodul E_d , der Schermodul G , der Kompressionsmodul K und die Poissonkonstante ν berechnet.

$$E_d = \rho V_S^2 \frac{3V_P^2 - 4V_S^2}{V_P^2 - V_S^2} \quad (12)$$

$$G = \rho V_S^2 \quad (13)$$

$$K = \rho \left(V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2 \right) \quad (14)$$



$$N=55 \quad R=-0.66 \quad R_U=-0.46 \quad R_S=-0.26 \quad V_P=3.775 - 0.014 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.002$$

$$\square - N=20 \quad R=-0.42 \quad R_U=-0.07 \quad R_S=-0.44 \quad V_P=3.770 - 0.010 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.005$$

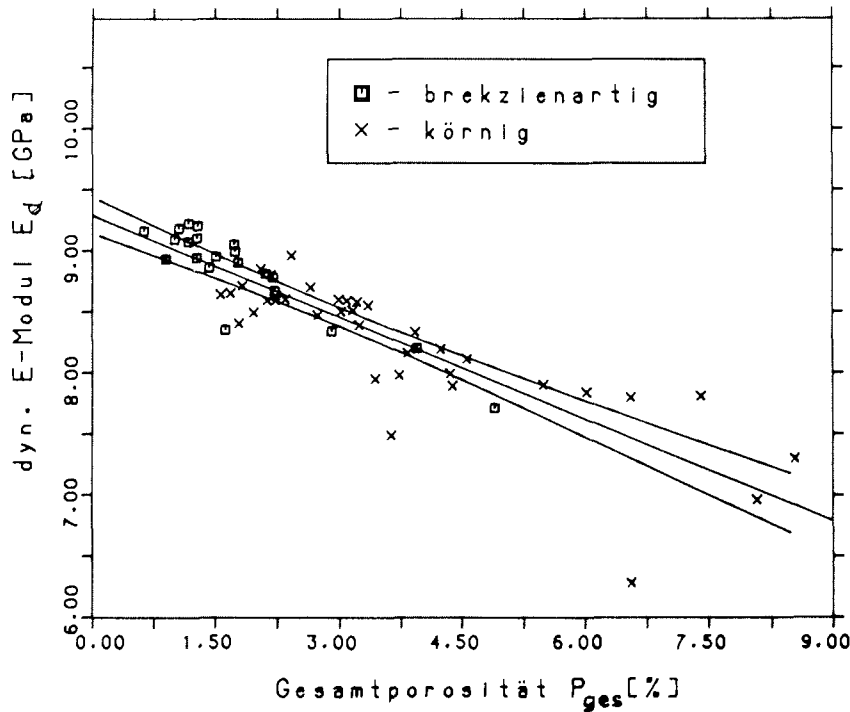
$$x - N=35 \quad R=-0.65 \quad R_U=-0.38 \quad R_S=-0.34 \quad V_P=3.777 - 0.014 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.003$$

Bild 24. Abhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit von der Gesamtporosität.

$$\nu = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)} \quad (15)$$

Die in Tabelle 4 auf S.44 wiedergegebenen Korrelationskoeffizienten zeigen, daß die Elastizitäts- und Schermoduln bei beiden Temperaturen stark von der Gesamtporosität abhängen. Die Abhängigkeiten sind für -12°C in Bild 25 für den E-Modul und in Bild 26 für den Schermodul wiedergegeben. Verglichen mit den Geschwindigkeiten ergeben die Steigungen der Regressionsgeraden eine stärkere Abhängigkeit beider Moduln von der Gesamtporosität. Ähnliche Ergebnisse wurden für den E-Modul von mehreren Autoren beschrieben (Übersicht in: Weeks und Assur, 1967).

Ähnlich wie bei der S-Welle ergeben sich für Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur signifikante Unterschiede in den Abhängigkeiten der Moduln von der Porosität. Die Moduln, die sich für eine Porosität von Null aus den angegebenen



$$N=55 \quad R=-0.90 \quad R_U=-0.82 \quad R_S=-0.26 \quad E_d=9.240 - 0.254 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.017$$

$$\square - N=20 \quad R=-0.91 \quad R_U=-0.78 \quad R_S=-0.44 \quad E_d=9.477 - 0.350 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.035$$

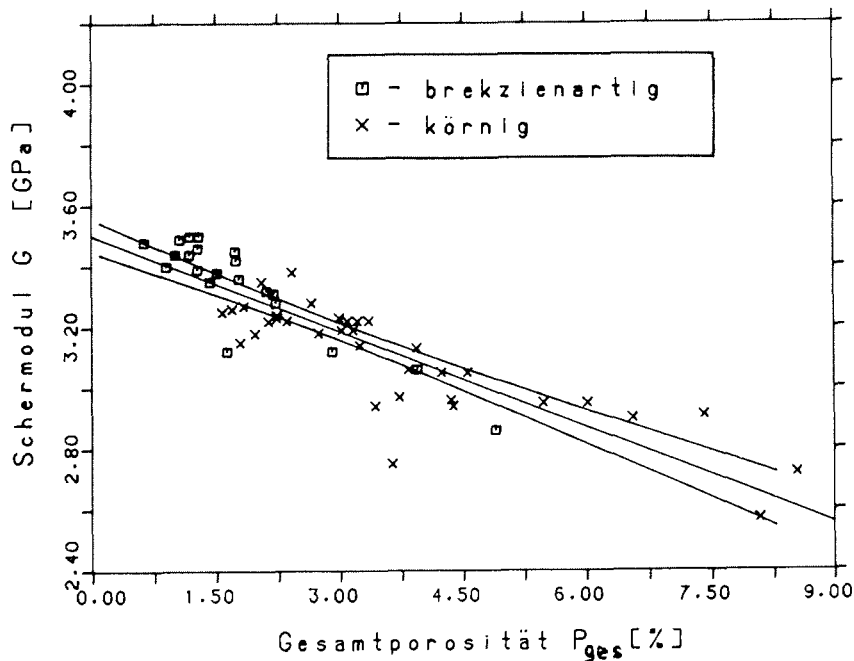
$$x - N=35 \quad R=-0.87 \quad R_U=-0.74 \quad R_S=-0.34 \quad E_d=9.076 - 0.219 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.021$$

Bild 25. Abhängigkeit des dynamischen E-Moduls von der Gesamtporosität.

Regressionsgeraden ergeben, weisen bei Eis mit brekzienartiger Textur um 4.4% (E_d) bzw. 5.8% (G) höhere Werte auf, als bei Eis mit körniger Textur.

Bei der Poissonkonstante ergeben sich enge Zusammenhänge sowohl zur Gesamtporosität als auch zur Laugenporosität. Der Kompressionsmodul zeigt dagegen mit Ausnahme der Dichte keine signifikanten Zusammenhänge mit den in Tabelle 4 angegebenen Größen.

Um Abhängigkeiten zwischen rheologischen und elastischen Eigenschaften untersuchen zu können, wird der Einfluß der Gesamtporosität auf die P- und S-Wellengeschwindigkeiten und den Scher- und Elastizitätsmodul herausgerechnet. Mit Hilfe der ermittelten linearen Abhängigkeiten von der Gesamtporosität werden die Geschwindigkeiten V_p und V_s sowie die beiden Moduln E_d und G der einzelnen Proben auf eine Porosität von Null reduziert. In Tabelle 5 sind die Wertebereiche der reduzierten Größen wiedergegeben.



$$N=55 \quad R=-0.88 \quad R_U=-0.80 \quad R_S=-0.26 \quad G=3.501 - 0.105 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.008$$

$$\square - N=20 \quad R=-0.91 \quad R_U=-0.76 \quad R_S=-0.34 \quad G=3.616 - 0.151 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.016$$

$$x - N=35 \quad R=-0.85 \quad R_U=-0.71 \quad R_S=-0.44 \quad G=3.419 - 0.088 P_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.009$$

Bild 26. Abhängigkeit des Schermoduls von der Gesamtporosität.

Größe	Wertebereich
V_{Pred} [Km/s]	3.69 - 3.83
V_{Sred} [Km/s]	1.76 - 2.02
E_{red} [GPa]	7.90 - 9.64
G_{red} [GPa]	2.95 - 3.67

Tabelle 5. Wertebereiche der reduzierten Größen.

5.4 Diskussion

Das elastische Verhalten kristalliner Substanzen beruht auf zwischenatomaren Kräften, die jedes Atom in einer bestimmten Position im Kristallgitter halten und Änderungen der Atomabstände nur in eingeschränktem Maße erlauben. Die Elastizität ist eine Materialeigenschaft, die für kristalline Stoffe durch die Gitterenergie bestimmt wird. Die Gitterenergie wiederum wird bestimmt durch die Kohäsivenergie des Kristallgitters und die intramolekulare Bindungsenergie (Hobbs, 1974). Beim Eiskristall wird die Elastizität wesentlich durch eine hohe intramolekulare Bindungsenergie bestimmt, während die schwachen, intermolekularen Wasserstoffbrückenbindungen nur einen relativ geringen Einfluß auf das elastische Verhalten von Eis haben (Doronin und Kheisin, 1975).

Die Bestimmung der Geschwindigkeiten elastischer Wellen bieten eine Möglichkeit, die elastischen Materialeigenschaften zu berechnen. Bei der durch Ultraschallwellen verursachten dynamischen Beanspruchung eines Materials werden im KHz- oder MHz-Bereich geringe Auslenkungen im Kristallgitter hervorgerufen, die eine weitgehend elastische Verformung des Materials darstellen. Die elastischen Eigenschaften weisen beim Eiskristall eine starke Anisotropie auf, die beispielsweise beim E-Modul bei 20% liegt (Fletcher, 1970). Eine detaillierte Beschreibung der Anisotropie elastischer Wellen im Eis gibt Bennett (1972). Grundlegende Untersuchungen der Elastizität von Eis-Einkristallen führte Dantl (1969) mit Durchschallungsmessungen durch.

Das in dieser Arbeit untersuchte polykristalline Eis ist ein Aggregat aus vielen Kristallindividuen mit unterschiedlicher Orientierung der Kristallachsen. Dieses Eis hat gegenüber einem Einkristall andere elastische Eigenschaften, die durch die Textur beeinflusst werden (Rüter, 1967; Roethlisberger, 1972; Tatibouet et al., 1975). Infolge von Streueffekten wird eine Ultraschallwelle in einer Meereisprobe durch Salzlauge und kleine Luftpinschlüsse beeinflusst (Sacki et al., 1984). An Meereisproben wurden elastische Größen und der Einfluß des Salzgehaltes von Langleben und Pounder (1963) und Pounder und Langleben (1964) bestimmt.

Ein Vergleich mit Geschwindigkeitsbestimmungen anderer Autoren an Meereis wird durch Abhängigkeiten der Geschwindigkeiten von Porosität, Temperatur und Gefüge erschwert. In Tabelle 6 sind als Vergleich die von Gammon et al. (1983) mit der Brillouin Spektroskopie bestimmten, elastischen Geschwindigkeiten und Moduln von polykristallinem Eis angegeben. Der Einfluß der Temperaturdifferenz von 4°C zu den Literaturwerten (-16°C) kann hier vernachlässigt werden. In der Spalte 'red.' sind jeweils die Mittelwerte der einzelnen Größen aufgeführt, während die beiden rechten Spalten mit Ausnahme der Poissonkonstanten die jeweils höchsten gemessenen Werte wiedergeben.

	Lit. (-16°C)	red. (%)	-12°C (%)	-28°C
V_P [m/s]	3788	3772 (-0.4)	3788 (0.0)	3826
V_S [m/s]	1957	1947 (-0.5)	1962 (+0.3)	2008
E [GPa]	9.33	9.20 (-1.4)	9.22 (-1.2)	9.63
K [GPa]	8.90	--	9.03 (+1.5)	9.25
G [GPa]	3.52	3.48 (-1.1)	3.50 (-0.6)	3.69
ν	0.325	--	0.332 (+2.2)	0.326

Tabelle 6. Vergleich der ermittelten Geschwindigkeiten und Moduln.

Vergleich der von Gammon et al. (1983) für polykristallines Eis bei -16°C bestimmten Geschwindigkeiten und Moduln mit den auf eine Porosität von Null reduzierten (red.), sowie den bei -12°C und -28°C gemessenen, bzw. berechneten maximalen Werten für die einzelnen Größen. Bei der Poissonkonstanten ν sind Mittelwerte angegeben.

Die Literaturwerte können mit den auf eine Porosität von Null reduzierten Werten verglichen werden (Spalte 'red.'). Die jeweils in Klammern angegebenen relativen Abweichungen vom Literaturwert zeigen, daß die Unterschiede nur gering sind. Auch bei den höchsten Werten, die bei -12°C bestimmt werden, ist eine gute Übereinstimmung vorhanden.

Der Einfluß der Textur auf die untersuchten elastischen Eigenschaften wird an Bild 23 auf S.45 durch Unterschiede zwischen Eis mit körniger und brekzienartiger Textur deutlich. Eis mit körniger Textur weist im Mittel kleinere Korngrößen auf, so daß die niedrigen Geschwindigkeiten bei dieser Gefügekategorie durch eine stärkere Streuung der Scherwellen an den Korngrenzen erklärt werden können. Unterstützt wird diese Erklärung durch eine Probe (Nr.9.1/21) mit brekzienartiger Textur (mit einem Kreis gekennzeichnet), die sich sowohl durch eine niedrige S-Wellengeschwindigkeit als auch durch eine kleine Korngröße (Bild 39 auf S.78) deutlich von anderen Eisproben unterscheidet. Die Streubreite der S-Wellengeschwindigkeit bei Eisproben mit etwa gleicher Porosität kann auf Unterschiede in der Textur der Probe (Korngröße, C-Achsenorientierung) zurückgeführt werden.

Bei Eisproben mit körniger Textur führen die höheren Porositäten bei Temperaturänderungen zu größeren Geschwindigkeitsunterschieden. Dies zeigen die in Bild 27 bei -12°C und -28°C aufgetragenen Mittelwerte der Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen. Da sich mit sinkender Temperatur das Volumen der Salzlauge und damit auch die Gesamtporosität verringert, werden bei niedrigen Temperaturen höhere Geschwindigkeiten gemessen. Die Geschwindigkeit der S-Welle erhöht sich durch Erniedrigung der Temperatur bei Eisproben mit körniger Textur um 2.8%. Bei Eisproben mit brekzienartiger Textur beträgt der Anstieg dagegen nur 1.8% (Bild 27b), was auf eine geringe Gesamtporosität bei dieser Gefügekategorie zurückgeführt wird.

Bei der P-Welle sind die durch eine Temperaturniedrigung hervorgerufenen Geschwindigkeitsänderungen mit 1.6% für Eisproben mit körniger Textur und 0.7% für Eisproben mit brekzienartiger Textur geringer als bei der S-Welle (Bild 27a). Das unterschiedliche Verhalten von P- und S-Welle wird auf eine stärkere Abhängigkeit der S-Wellengeschwindigkeit von der Porosität zurückgeführt (vergl. Bild 23 auf S.45 und Bild 24).

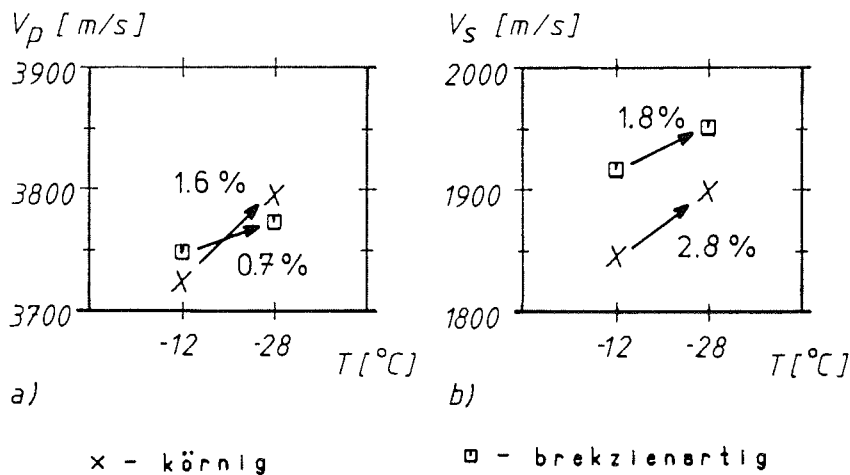


Bild 27. Einfluß der Temperatur auf die Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen. Für Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur sind jeweils getrennt die Mittelwerte aller Geschwindigkeiten bei den beiden Untersuchungstemperaturen dargestellt.

Eine mögliche Ursache für das Fehlen einer *direkten Welle* bzw. für die niedrigen Amplituden bei vielen Eisproben (Bild 20 auf S.41) kann aufgrund der durchgeführten Untersuchungen nicht angegeben werden. Eisproben, bei denen keine *direkte Welle* auftritt, zeigen keine signifikanten Unterschiede bei den gemessenen oder berechneten Größen. Auch bei Seismogrammen, die für diese Eisproben bei -28°C aufgezeichnet werden, lassen sich keine Unterschiede zu anderen Seismogrammen feststellen. Die Tatsache, daß die Temperatur einen Einfluß auf das Verschwinden der

direkten Welle hat, legt einerseits den Schluß nahe, daß die in den Eisproben vorhandene Salzlauge einen Einfluß hat (das Volumen dieser Salzlauge vergrößert sich bei einem Temperaturanstieg von -28°C auf -12°C um das Vierfache). Dem widerspricht andererseits, daß die Proben ohne *direkte Welle* unterschiedliche Salzgehalte zwischen 0 und 5.8 Promille aufweisen, so daß hier außerdem wahrscheinlich die Textur des Eises und die Verteilung der Salzlauge von Bedeutung sind.

6. Rheologische Eigenschaften

6.1 Durchführung der Belastungsversuche und Versuchsauswertung

Zur Bestimmung der rheologischen Eigenschaften von Eisproben werden Bruchversuche durchgeführt, die nach Möglichkeit mit Entlastungsversuchen kombiniert werden. Die verwendete Prüfmaschine ist für eine Druckkraft von 100 kN ausgelegt und ermöglicht eine maximale Deformationsrate von etwa $10^{-4}/s$ (Häusler, 1982). Die Eisproben werden parallel zur Wachstumsrichtung des Eises belastet. Eine ungleichmäßige Belastung, die durch eine nicht genaue Planparallelität der Probenendflächen entstehen kann, wird durch die Verwendung eines Kugelgelenkes vermieden. Auf diese Weise ist eine gleichmäßige Kraftübertragung auf die gesamte Probe möglich.

Da die Längen der Proben nur geringfügig größer als ihre Durchmesser sind, würde aufgrund der Querdehnung senkrecht zur Belastungsrichtung eine relativ hohe Endflächenreibung auftreten. Die unerwünschte Endflächenreibung kann durch Verwendung nachgiebiger Platten (*'compliant platens'*) stark herabgesetzt werden (Law, 1977). Die Platten bestehen aus einem relativ weichen Material (Maraset), das von einem Aluminiumring umgeben ist, um eine kontrollierte Deformation zu gewährleisten. Dadurch, daß die Eisproben zwischen zwei Ausgleichsplatten gesetzt werden, können sich die Proben entsprechend der eigenen Querdehnung mit dem Maraset ausdehnen. Von den äußeren Bedingungen her wird auf diese Weise eine relativ homogene Spannungsverteilung in der Probe erreicht. Die Wirkungsweise derartiger Ausgleichsplatten wurde von Haynes und Mellor (1977) und Cole (1979) beschrieben und diskutiert.

Während der Belastungsversuche werden 2 Meßgrößen, Kraft und Längenänderung, digital mit einer Abtastrate von 100 Hz registriert und gleichzeitig analog mit einem X-Y - Schreiber aufgezeichnet. Die Kraft F wird dabei mit einer Auflösung von 50 N digitalisiert. Bei Probendurchmessern von 7.5 und 10 cm entspricht dies einem Druck von 11.3 bzw. 6.4 kPa. Zur Berechnung der Spannung S (Gleichung (16)) aus der gemessenen Kraft wird jeweils ein mittlerer Radius r (Genauigkeit: ± 0.15 mm) für die einzelnen Proben ermittelt.

$$S = \frac{F}{\pi \cdot r^2} \quad (16)$$

Die Längenänderungen ΔL der Eisproben werden während der Belastung mit einem induktiven Wegaufnehmer gemessen. Bild 28 zeigt eine nach einem Belastungsversuch entlastete Eisprobe mit der Meßvorrichtung. Die Messung erfolgt an einer Stelle seitlich direkt an der Probe. Die Verbindung zwischen Wegaufnehmer und Eisprobe wird über zwei Metallstifte hergestellt, die leicht an die Oberfläche der Eisprobe angesetzt und mit einem Wassertropfen angefroren werden. Eine spezielle Vorrichtung ermöglicht nur eine parallele Verschiebung der beiden Metallstifte gegeneinander (Häusler, 1986) (Abstand L der beiden Metallstifte: 6.5 ± 0.5 mm). Die Deformation D der Eisproben wird nach Gleichung (17) aus den Längenänderungen ΔL berechnet.

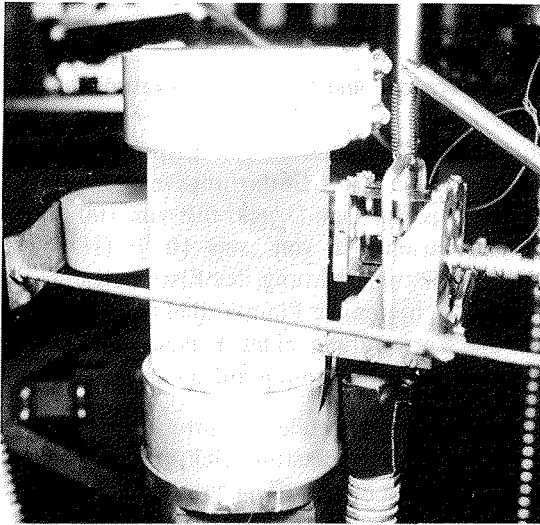


Bild 28. Meßvorrichtung zur Bestimmung der Deformation.
Während der Be- und Entlastung werden mit einem seitlich direkt an die Probe angebrachten induktiven Wegaufnehmer Längenänderungen parallel zur Belastungsrichtung gemessen.

$$D = \frac{\Delta L}{L} \quad (17)$$

Gegenüber der Möglichkeit, die Deformation zwischen den beiden Enden der Eisprobe zu messen, bestehen die Vorteile der Wegmessung unmittelbar an der Eisprobe darin, daß die Deformation einer Probe direkt bestimmt werden kann und eine Korrektur der Meßwerte aufgrund von Verformungen der 'compliant platens' oder des Prüfmaschinenrahmens nicht notwendig ist (Richter-Menge, 1984). Durch die relativ lange Meßstrecke L von über 50% der Probenlänge werden für den mittleren Teil der Probe gemittelte Deformationswerte gewonnen. Ein Nachteil der Messung direkt an der Eisprobe sind an der Probenoberfläche auftretende Mikrorisse. Derartige Mikrorisse beeinflussen die Längenmessungen bei insgesamt drei Belastungsversuchen, die dadurch nur teilweise ausgewertet werden konnten.

Bei den Versuchen wird eine konstante Verformungsrate von $10^{-4}/s$ (maximale Abweichung unter 5%) vorgegeben. Der Verlauf der registrierten Kraft- und Längenänderungen ist in Bild 29 in Abhängigkeit von der Zeit dargestellt. Um spätere Gefügeuntersuchungen an den belasteten Eisproben zu ermöglichen, werden die Proben, bei möglichst geringen Gesamtdeformationen D_{ges} (maximale Verformung: $D_{ges} = 0.36 \cdot 10^{-3}$) und zu unterschiedlichen Zeiten t_1 entlastet. Durch Änderung der Versuchsregelung kann die Kraft bei der Entlastung innerhalb von etwa 0.2 Sekunden auf Null zurückgeregelt werden. Bei 64% der untersuchten Eisproben tritt ein ausgeprägtes Kraftmaximum auf, wie es in Bild 29 zu sehen ist. Diese Proben werden

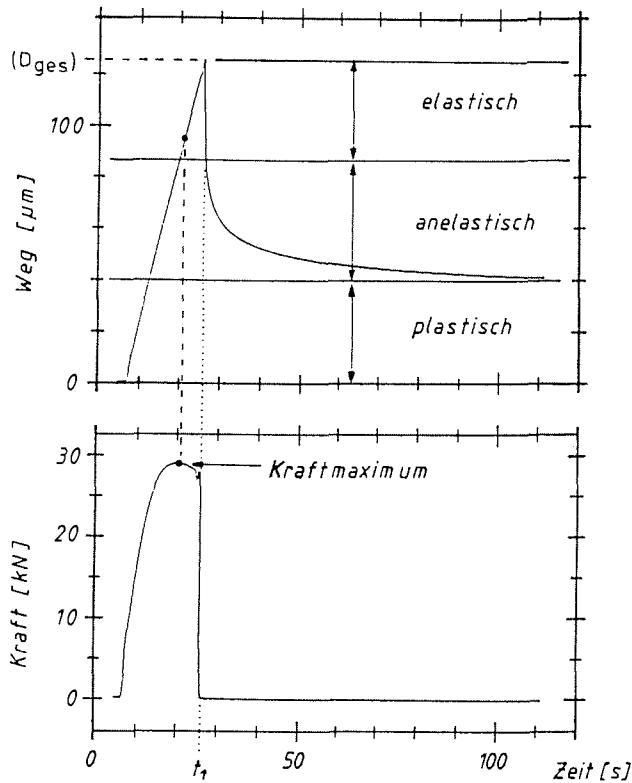


Bild 29. Verlauf der Größen Weg und Kraft als Funktion der Zeit.

Nach Erreichen eines Kraftmaximums wird die Probe relativ schnell entlastet. Dabei tritt eine elastische und eine anelastische Rückdeformation auf. Die bleibende plastische Verformung ist abhängig von der Gesamtdeformation der Probe.

wenige Sekunden nach Erreichen des Kraftmaximums entlastet. Durch die frühe Entlastung der Eisproben treten nur geringe, durch Mikrobrüche verursachte Gefügeänderungen auf, und die Proben behalten einen guten Zusammenhalt.

Die Entlastungen der Eisproben sind durch relativ starke Rückverformungen mit einem elastischen und einem anelastischen Deformationsanteil charakterisiert. Die elastische Deformation (D_{el}) ist entsprechend dem Hookeschen Gesetz direkt proportional der Spannung. Die mit einer Zeitverzögerung reversible, nicht dem Hookeschen Gesetz folgende viskoelastische Deformation D_{an} einer Probe wird in der Literatur (Jaeger und Cook, 1969; Nowick und Berry, 1972) und im folgenden auch in dieser Arbeit als "anelastisch" bezeichnet. Die Summe von elastischer und anelastischer Verformung ergibt den reversiblen Deformationsanteil D_{rev} :

$$D_{rev} = D_{el} + D_{an} \quad (18)$$

Nach der Entlastung und dem Abklingen der anelastischen Rückdeformation bleibt eine plastische Deformation D_{pl} als bleibende Verformung erhalten.

In einem Spannungs-Deformations-Diagramm wird die Deformation einer Eisprobe in drei Bereiche (I, II und III) eingeteilt (Bild 30). Für die ersten beiden Bereiche werden elastische und anelastische Deformationsanteile berechnet. Sie sind in dem eingezeichneten Balken in Bild 30 dargestellt. Die Grundlage für die Berechnungen sind der statische E-Modul E_1 , die Elastizitätsgrenze S_{el} , die bei der Probenentlastung

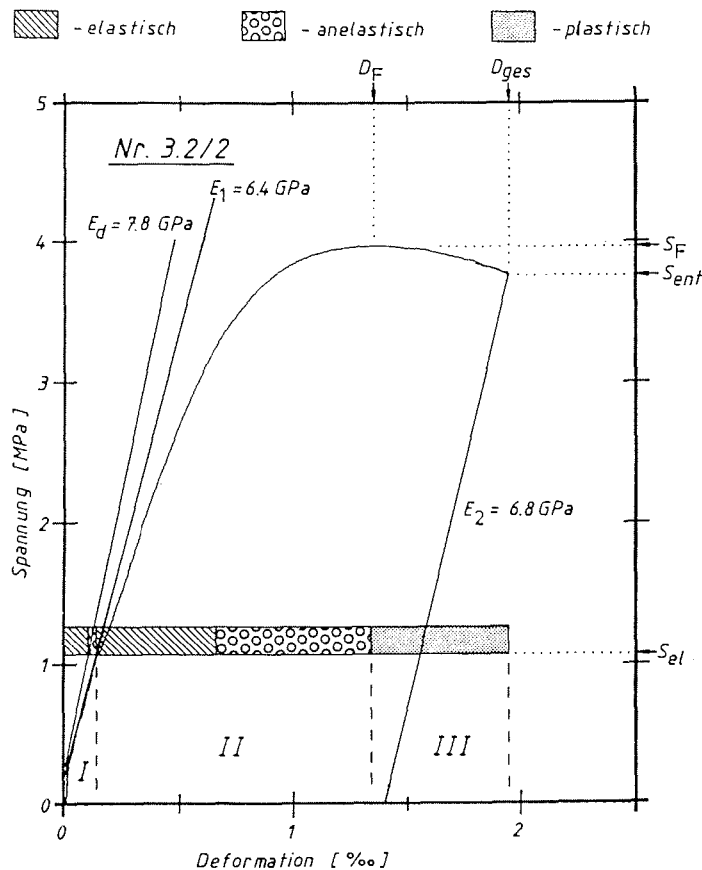


Bild 30. Spannungs-Deformations-Diagramm.

Es wird dazu benutzt, eine Reihe verschiedener rheologischer Größen zu bestimmen. Die Deformation der Eisproben wird in drei Bereiche eingeteilt:

I - linearer Deformationsbereich: linearer Kurvenverlauf, es tritt eine relativ geringe anelastische Deformation auf.

II - nicht linearer Deformationsbereich: nicht linearer Kurvenverlauf mit einer Zunahme des Anteils der anelastischen Verformung.

III - plastischer Deformationsbereich: nicht reversible Deformation.

gemessenen Deformationsanteile D_{el} , D_{an} und D_{pl} , sowie der aus Durchschallungsmessungen gewonnene dynamische E-Modul E_d .

Bis zu einer *Elastizitätsgrenze* S_{el} tritt in Bild 30 eine der aufgebrachten Spannung proportionale Deformation auf. Die *Elastizitätsgrenze* begrenzt den als '*linearen Deformationsbereich*' bezeichneten Bereich (I) nach oben. Aus der Steigung der Kurve im Bereich (I) ergibt sich der statische Elastizitätsmodul E_1 (initial tangent modulus). Der elastische Verformungsanteil im *linearen Deformationsbereich* (I) wird mit $D_{el}(I)$ bezeichnet und nach Gleichung (19) aus dem dynamischen E-Modul E_d berechnet. Die anelastische Deformation $D_{an}(I)$ in diesem Bereich wird nach Gleichung (20) berechnet.

$$D_{el}(I) = \frac{S_{el}}{E_d} \quad (19)$$

$$D_{an}(I) = \frac{S_{el}}{E_1} - D_{el}(I) \quad (20)$$

Der Bereich (II) wird durch die reversible Deformation oberhalb der Spannung S_{el} charakterisiert und als '*nicht linearer Deformationsbereich*' bezeichnet. In diesem Deformationsbereich treten innerhalb der Eisproben verstärkt Mikrobrüche auf, die während eines Versuches sichtbar sind. Die elastischen und anelastischen Deformationskomponenten im Bereich (II) ergeben sich aus der Differenz zwischen den im *linearen Deformationsbereich* bestimmten Anteilen $D_{el}(I)$ und $D_{an}(I)$ und den gesamten, bei der Entlastung gemessenen elastischen und anelastischen Verformungen D_{el} und D_{an} :

$$D_{el}(II) = D_{el} - D_{el}(I) \quad (21)$$

$$D_{an}(II) = D_{an} - D_{an}(I) \quad (22)$$

Die Verhältnisse $\gamma(I)$ und $\gamma(II)$ der jeweiligen elastischen und anelastischen Deformationen in den Bereichen (I) und (II) sowie das Verhältnis γ werden nach Gleichung (23) bis (24) berechnet.

$$\gamma(I) = \frac{D_{an}(I)}{D_{el}(I)} \quad (23)$$

$$\gamma(II) = \frac{D_{an}(II)}{D_{el}(II)} \quad (24)$$

$$\gamma = \frac{D_{an}}{D_{el}} \quad (25)$$

Die gesamte bleibende Verformung D_{pl} wird im Deformationsbalken im Bereich (III) aufgetragen (Bild 30). Dieser Bereich wird im folgenden als '*plastischer Deformationsbereich*' bezeichnet. Die Grenze zwischen den Bereichen (II) und (III) ist idealisiert, da einerseits die plastische Verformung bereits im *nicht linearen Deformations-*

bereich (II) einsetzt, während sich andererseits die Eisprobe auch noch im *plastischen Deformationsbereich* (III) anelastisch verformt.

Die beim Maximalwert der Spannung (Festigkeit S_F) erreichte Deformation der Eisprobe wird als '*Festigkeitsdeformation*' D_F bezeichnet. Bei einem mit S_{ent} bezeichneten Spannungswert und einer Gesamtdeformation D_{ges} werden die Proben entlastet. Die Steigung der Entlastungskurve liefert einen weiteren Elastizitätsmodul E_2 . Durch die schnelle Entlastung entspricht dieser Modul etwa einer um den Faktor 20 höheren Verformungsrate als bei der Belastung. Da die höhere Verformungsrate einen niedrigeren anelastischen Deformationsanteils erwarten läßt, sollte der E-Modul E_2 nicht kleiner als E_1 sein.

Mit dem Spannungswert bei der Entlastung (S_{ent}) werden nach Gleichung (26) und (27) zwei weitere E-Moduln E_{el} und E_{an} berechnet.

$$E_{el} = \frac{S_{ent}}{D_{el}} \quad (26)$$

$$E_{an} = \frac{S_{ent}}{D_{an}} \quad (27)$$

6.2 Meßergebnisse

Die untersuchten Eisproben zeigen große Unterschiede in ihrem rheologischen Verhalten. In Bild 30 ist das Deformationsverhalten einer Eisprobe dargestellt, wie es bis auf vier Ausnahmen bei Proben mit körniger Textur auftritt. Die belastete Eisprobe bricht nicht auseinander, sondern läßt sich mit konstanter Deformationsrate weiter verformen, wobei die Spannung absinkt. Dieses Verhalten wird als '*Verformungserweichung*' (strain softening) bezeichnet (Rannalli, 1987).

Bei mehreren Eisproben mit brekzienartiger Textur kann dagegen ein rheologisches Verhalten beobachtet werden, das als '*Verformungsverfestigung*' (strain-hardening) bezeichnet wird (Rummel, 1982). Bild 31 zeigt ein Spannungs-Deformations-Diagramm einer derartigen Eisprobe. Bei Deformationen über 10^{-3} ergibt sich ein stetiger Spannungsanstieg im *plastischen Deformationsbereich* (III). Zum Zeitpunkt der Entlastung ist nach einer Deformation von $2.8 \cdot 10^{-3}$ das Maximum der Spannung, das der Festigkeit der Probe entspricht, noch nicht erreicht.

Bei Proben mit einer *Verformungsverfestigung* (Bild 1 auf S.9) können für die Festigkeit S_F und die *Festigkeitsdeformation* D_F nur Mindestwerte angegeben werden. Die Festigkeit wird mit der Spannung gleichgesetzt, bei der die Probe entlastet wird. Dadurch weisen diese Festigkeitswerte Fehler auf, die aufgrund des Kurvenverlaufs im Spannungs-Deformations-Diagramm abgeschätzt werden können und mit einer Ausnahme unter 10% liegen. Die *Festigkeitsdeformation* D_F wird mit der *Gesamtdeformation* D_{ges} gleichgesetzt. Da sich Eisproben mit einer *Verformungsverfestigung* in

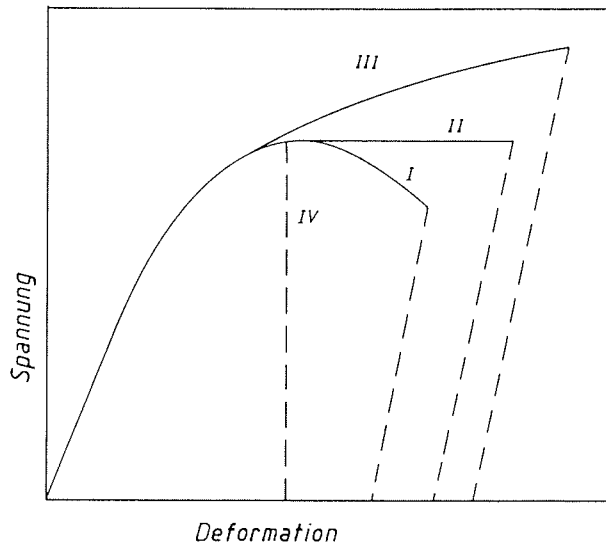


Bild 32. Unterschiedliches rheologisches Verhaltens der untersuchten Eisproben.

- I. *Verformungsweichung*, II. *Gleichgewichtskriechen*,
 III. *Verformungsverhärtung*, IV. sprödes Brechen.

Textur	I	II	III	IV	Σ
körnig	31	3	0	1	35
brekzienartig	6	2	9	3	20
säulenförmig	1	0	0	3	4
Σ	38	5	9	7	59

Tabelle 7. Rheologisches Verhalten der untersuchten Gefügeklassen.

Es können vier Deformationstypen voneinander unterschieden werden:

- I. *Verformungsweichung*, II. *Gleichgewichtskriechen*,
 III. *Verformungsverfestigung* IV. sprödes Brechen.

verwendeten Versuchsbedingungen ein sprödes Bruchverhalten der Eisprobe bewirkt. Die meisten Eisproben mit körniger Textur zeigen eine *Verformungsweichung*, eine *Verformungsverhärtung* tritt dagegen bei keiner dieser Proben auf.

Im Vergleich zu Eisproben mit körniger Textur weisen Proben mit brekzienartiger Textur eine größere Streubreite in ihrem rheologischen Verhalten auf. Für Eis mit

Größe	Bezeichnung	Anzahl der Werte körn./brek.	Mittelwerte		Standardabweichungen	
			körn.	brek.	körn.	brek.
S_F	Festigkeit	34 / 17	4.34	4.15	0.76	1.08
S_{el}	Elastizitätsgrenze	34 / 17	1.80	1.74	0.61	0.45
D_F	Festigkeitsdeformation	28 / 17	1.26	1.62	0.28	0.76
D_{rev}	reversible Deformation	20 / 17	1.22	1.21	0.13	0.28
D_{el}	elastische Deformation	20 / 17	0.56	0.56	0.07	0.16
D_{an}	anelastische Deform.	20 / 17	0.66	0.64	0.12	0.25
γ	Verhältnis $D_{an}(I)/D_{el}(I)$	20 / 17	1.20	1.26	0.29	0.64
$D_{an}(I)$	lineare anelast. Def.	20 / 17	0.06	0.09	0.07	0.06
$\gamma(I)$	Verhältnis D_{an}/D_{el}	20 / 17	0.27	0.49	0.23	0.35
$D_{an}(II)$	nicht lin. anelast. Def.	20 / 17	0.61	0.56	0.13	0.22
E_1	statischer E-Modul	31 / 19	6.66	6.39	1.48	1.45
E_2	statischer E-Modul	27 / 11	7.77	7.65	1.04	0.82
E_{el}	E-Modul (aus D_{el} berech.)	20 / 15	6.95	6.55	0.99	1.25
E_{an}	E-Modul (aus D_{an} berech.)	20 / 15	6.02	5.76	1.27	2.30
E_d	dynamischer E-Modul	35 / 20	8.28	8.83	0.46	0.40
E_{red}	E_d mit $P_{ges} = 0$	35 / 20	9.18	9.29	0.24	0.19
P_{ges}	Gesamtporosität	35 / 20	3.63	1.85	1.82	1.03

Tabelle 8. Unterschiede zwischen Eis mit körniger und brekzienartiger Textur.

Eisproben mit brekzienartiger Textur zeigen teilweise erheblich größere Standardabweichungen als Eisproben mit körniger Textur (Fett gedruckte Werte). Die Mittelwerte der aufgeführten Größen weisen mit wenigen Ausnahmen (Fett gedruckte Werte) nur geringe Unterschiede zwischen beiden Gefügeklassen auf.

säulenförmiger Textur kann aufgrund der geringen Anzahl der untersuchten Proben in Bezug auf das rheologischen Verhalten keine Aussage gemacht werden.

Trotz unterschiedlicher Textur weisen Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur in fast allen Eigenschaften gleiche Mittelwerte auf (Tabelle 8). Eine Ausnahme stellt der dynamische E-Modul E_d dar. Zusammen mit Unterschieden beim mittleren statischen E-Modul E_1 ergeben sich daraus im *linearen Deformationsbereich* unterschiedliche anelastische Deformationen $D_{an}(I)$ und Verhältnisse $\gamma(I)$ der anelastischen zur elastischen Deformation.

Die im Mittel um 0.55 GPa höheren dynamischen E-Moduln bei Eisproben mit brekzienartiger Textur lassen sich auf eine geringere Gesamtporosität dieser Eisproben zurückführen. Bei dem auf eine Porosität von Null reduzierten E-Modul E_{red} beträgt die Differenz zwischen den Mittelwerten der E-Moduln von Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur nur 0.11 GPa.

Aus den der Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen und verschiedenen rheologischen Meßwerten (S_{ent} , D_{el} , D_{an}) ergeben sich unterschiedliche E-Moduln. Die Bereiche dieser E-Moduln sind in Tabelle 9 aufgeführt, wobei Eisproben mit Werten über 10 GPa (Anzahl N) unberücksichtigt bleiben.

E-Modul	Bereich	N (E > 10 GPa)	Bemerkungen
E_d	6.3 ... 9.2	0	$\dot{\epsilon} \approx 10^{-12} s^{-1}$
E_{red}	7.9 ... 9.6	0	$\dot{\epsilon} \approx 10^{-12} s^{-1}$, $P_{ges} = 0$
E_2	6.1 ... 9.3	2	$\dot{\epsilon} \approx 5 \cdot 10^{-2} s^{-1}$
E_1	4.1 ... 9.3	3	$\dot{\epsilon} \approx 10^{-4} s^{-1}$
E_{el}	4.8 ... 9.4	2	(Deformations- mechanismen)
E_{an}	2.4 ... 8.7	3	

Tabelle 9. Wertebereiche der untersuchten E-Moduln.

Die oberen Grenzwerte der verschiedenen Bereiche stimmen gut miteinander überein. Größere Unterschiede treten dagegen bei den unteren Grenzwerten der Bereiche und der Streubreite der Werte auf. Bei dem auf eine Porosität von Null reduzierten dynamischen E-Modul E_{red} ist die Streubreite relativ gering. Unterschiede zwischen den beiden statischen E-Moduln E_1 und E_2 und dem dynamischen E-Modul lassen sich auf die Deformationsraten $\dot{\epsilon}$ zurückführen, die den entsprechenden Größen zugrunde liegen (vergl. Werte unter Bemerkungen in Tabelle 9). Die berechneten E-Moduln E_{el} und E_{an} hängen von den Deformationsmechanismen ab. Mit wenigen Ausnahmen (die Anzahl N ist in Tabelle 9 angegeben) ist sowohl E_{el} als auch E_{an} niedriger als der dynamische E-Modul E_d .

6.3 Diskussion der rheologischen Eigenschaften

6.3.1 Plastische und anelastische Deformationsmechanismen

Eis kann in Abhängigkeit von wirksamen Kräften, bzw. Spannungen und der Zeitdauer, in der die Spannungen wirken, ein sehr unterschiedliches rheologisches Verhalten zeigen. Eine elastische Deformation ergibt sich bei hohen Verformungsraten (bis etwa $10^{-2}/s$) (Hawkes und Mellor, 1972; Sinha, 1982) und bei geringen Belastungen bis maximal 1 MPa (Sinha, 1978b; Gold und Sinha, 1980). Bei geringeren Verformungsraten ($10^{-6}/s$) leisten bei niedriger Spannung verstärkt viskoelastische und bei höheren Spannungen plastische Deformationsmechanismen wesentliche Beiträge zur Gesamtdeformation. In einem Übergangsbereich können bei gleichen Bedingungen sowohl elastische, als auch plastische Verformungen des Eises untersucht werden. Ein unterschiedliches rheologisches Verhalten verschiedener Eisproben läßt sich dabei auf Materialeigenschaften wie Korngröße, Textur und Porenfüllung zurückführen.

Um das in den durchgeführten Belastungsversuchen beobachtete rheologische Verhalten erklären zu können, sollen im folgenden die für Eis wichtigen Deformationsmechanismen betrachtet werden. Dabei muß die Verformung einzelner Eiskristalle von der größerer polykristalliner Eisproben, wie sie in dieser Arbeit untersucht werden, unterschieden werden.

Für die Verformung einzelner Eiskristalle sind plastische Deformationsmechanismen verantwortlich. Sie werden durch die Art der Wasserstoffbrückenbindungen zwischen den Sauerstoffatomen des Eises und der geometrischen Anordnung der Sauerstoffatome in Basisebenen bestimmt (Doronin und Kheisin, 1977). Von Bedeutung ist dabei, daß nur eine von vier Wasserstoffbrücken eines Sauerstoffatoms aus der Basisebene herausragt, während drei Wasserstoffbrücken innerhalb der Basisebene liegen (siehe Bild 2 auf S.11). Auf diese Weise sind von den sechs Sauerstoffatomen eines hexagonalen Ringes jeweils nur drei über eine Wasserstoffbrücke mit einer der beiden benachbarten Basisebenen verbunden. Aufgrund dieser Gitterstruktur müssen bei einer parallelen Verschiebung von zwei Basisebenen gegeneinander nur die Wasserstoffbrücken jeden zweiten Sauerstoffatoms aufgebrochen werden. Eine derartige Verschiebung, die bereits bei einer relativ geringen Spannung möglich ist, wird als '*basales Gleiten*' (basal gliding) bezeichnet (Readey und Kingery, 1964).

Eine Verschiebung in Richtung der C-Achse, also senkrecht zu den Basisebenen wird als '*nicht-basales Gleiten*' (non-basal gliding) bezeichnet. Diese Verformung ist bei polykristallinem Eis und hohen Spannungen von Bedeutung (Tegart, 1964). Im Vergleich zum '*basalen Gleiten*' erfordert sie das Aufbrechen von doppelt so vielen Wasserstoffbrücken und eine etwa 60-fach höhere Spannung (Duval et al., 1983).

Die Scherspannung τ , die notwendig ist, um in einem Einkristall *basales Gleiten* hervorzurufen, ist abhängig von der Belastungsrichtung relativ zur C-Achse, der Temperatur T und der Deformationsrate $\dot{\epsilon}$. Bei einem Winkel von 45° zwischen Belastungsrichtung und C-Achse kann die Abhängigkeit der Scherspannung τ von den erwähnten Größen durch die in Gleichung (28) angegebene Beziehung ausgedrückt werden (Higashi et al., 1964).

$$\tau = C \cdot \dot{\epsilon}^{1/m} \cdot e^{Q/RT} \quad (28)$$

- C , m - Konstanten
- Q - Aktivierungsenergie
- R - Gaskonstante
- T - Temperatur

Für eine Deformationsrate von $10^{-4}/s$ und eine Temperatur von $-15^{\circ}C$ liegt die Scherspannung in der Größenordnung von 0.1 MPa. Nach Überschreiten dieser Spannung kann sich ein Eiskristall plastisch deformieren, wobei sich im Kristall Gleitflächen parallel zu den Basisebenen ausbilden. Die Deformation wird als '*Versetzungskriechen*' (dislocation creep) bezeichnet. Die plastische Deformationsrate $\dot{\epsilon}_{pt}$, die sich aus dieser Deformation ergibt, kann nach Gleichung (29) berechnet werden (Weertman, 1973).

$$\dot{\epsilon}_{pl} = \alpha \cdot \rho \cdot b \cdot V \quad (29)$$

Bedingt durch die hexagonale Gitterstruktur des Eises existieren drei Richtungen, in denen im Kristall *Versetzungskriechen* auftreten kann. Die kleinste Einheit, mit der diese Verformung erfolgen kann, ist durch den Betrag und die Richtung des Burgersvektors b gegeben. Für *basales Gleiten* hat er eine Länge von 0.45 nm. In den Gleitflächen treten Stufenversetzungen mit einer Versetzungslinie senkrecht zum Burgersvektor auf. Dabei ist ρ die Länge der Versetzungslinie in einem Einheitsvolumen und V die Versetzungsgeschwindigkeit. α ist ein Geometriefaktor, der durch die Orientierung der Gleitflächen relativ zur Richtung der wirkenden Kraft bestimmt wird.

Bei Betrachtung des rheologischen Verhaltens von polykristallinem Eis sind neben plastischen Kriecheigenschaften von Eis-Einkristallen die Bedingungen von großer Bedeutung, die die Verformungseigenschaften einzelner Kristalle in einem polykristallinen Verband beeinflussen (Glen, 1963). Diese Eigenschaften können in Entlastungsexperimenten untersucht werden, in denen Rückdeformationen von Eisproben auftreten (Jellinek und Brill, 1956; Butkovich, 1959). In den Experimenten können reversible Deformationsanteile ein Vielfaches der elastischen Verformung betragen (Duval et. al., 1983).

Kriechexperimente haben gezeigt, daß bei gleichen Versuchsbedingungen die Deformation von polykristallinem Eis um zwei bis drei Größenordnungen geringer ist als bei Einkristallen (Duval et al., 1983). Die Ursache hierfür liegt in einer zufällig verteilten Orientierung der Basisebenen einzelner Eiskristalle in polykristallinem Eis. Bei niedriger Spannung hemmt diese Verteilung eine plastische Verformung und führt zu anelastischen Deformationen.

Entscheidend für das Auftreten einer anelastischen Deformation bei polykristallinem Eis ist die Tatsache, daß ein *Versetzungskriechen* zuerst nur in geeignet orientierten Körnern einsetzt, in denen die Spannungskomponente die notwendige Scherspannung τ (Gleichung (28)) erreicht (Michel, 1978). An Korngrenzen stoßen die Versetzungen in den einzelnen Körnern auf einen Widerstand. Bei fortgesetzter Gleitbewegung in einem Korn führt dies an den Korngrenzen zu einem langsamen Aufstauen (pile-up) der Versetzungen.

Die aufgestauten Versetzungen wurden von Sinha (1978a) durch die Untersuchung von geätzten Vertiefungen in deformierten Eisproben nachgewiesen. Die Aufstauungen sind mit hohen Spannungskonzentrationen an den Korngrenzen verbunden und haben eine inhomogene Spannungsverteilung in der Probe zur Folge (Wakahama, 1962). Ein mechanisches, zweidimensionales Modell der Kriechbewegungen in polykristallinem Eis wurde von Michel (1978) vorgestellt. Es erklärt die Abhängigkeit der anelastischen Deformationsmechanismen von der Korngröße und der kristallographischen Orientierung der einzelnen Eiskörner relativ zur Belastungsrichtung.

6.3.2 Analytische Beschreibung des rheologischen Verhaltens von Eis

Das rheologische Verhalten von Eis, wie es bei den Belastungsversuchen gemessen wird, kann analytisch in Abhängigkeit von der Zeit, der Spannung oder der Deformation beschrieben werden. Die verschiedenen Eigenschaften des Eises: elastisch, viskoelastisch (anelastisch) und viskos (plastisch) werden durch das Burgersmodell' (Bild 33) wiedergegeben (Sinha, 1983; Szyszkowski et al., 1984a; Szyszkowski und Glockner, 1984b, 1985).

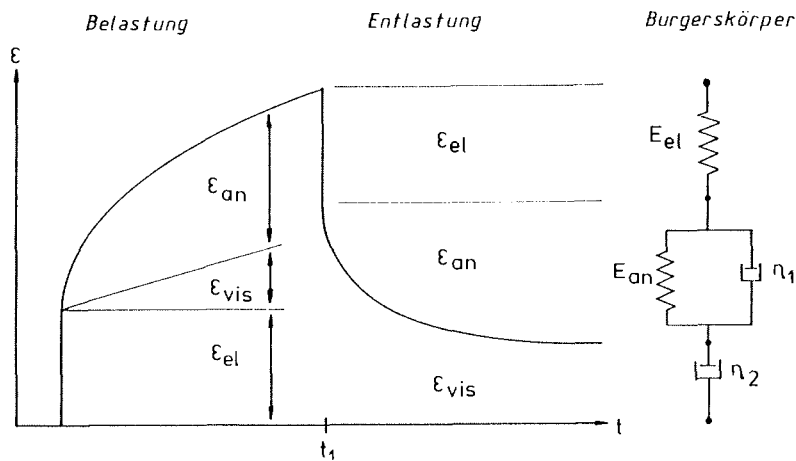


Bild 33. Kriechkurve mit drei Deformationsanteilen eines Burgerskörpers.

Bei einer konstanten Belastung bis zur Zeit t_1 und einer anschließenden Entlastung lassen sich elastische, anelastische und viskose (plastische) Verformungen bestimmen. Das dargestellte mechanische Modell eines *Burgerskörpers* ist das einfachste Modell zur Beschreibung des rheologischen Verhaltens von Eis.

Bei dem Modellkörper (*Burgerskörper*) werden zwei mechanische Grundelemente (*Hook- und Newton-Element*) und ein zusammengesetzter Körper (*Kelvin-Körper*) hintereinandergeschaltet.

- 1.) ϵ_{el} - Das linear elastische Verhalten entspricht dem Hookeschen Gesetz und wird durch ein '*Hook-Element*' (Feder) wiedergegeben.
- 2.) ϵ_{vis} - Das linear viskose Kriechverhalten wird durch einen Dämpfkolben (Dash-Pot: Kolben in zäher Flüssigkeit) repräsentiert, der als '*Newton-Element*' bezeichnet wird.
- 3.) ϵ_{an} - Die viskoelastische (anelastische), nicht lineare Verformung wird durch eine Parallelschaltung von Hook- und Newtonelement wiedergegeben. Der Modellkörper wird als '*Kelvin-Körper*' bezeichnet.

Die Gesamtverformung ε_{ges} des Modellkörpers, die sich bei einer konstanten Belastung ergibt, kann durch die Summe der Einzeldeformationen der einzelnen Elemente ausgedrückt werden:

$$\varepsilon_{ges}(t) = \varepsilon_{el} + \varepsilon_{an}(t) + \varepsilon_{vis}(t) \quad (30)$$

Neben dem Modellkörper sind in Bild 33 die drei Deformationsanteile als Funktion der Zeit dargestellt, wie sie sich bei einer konstanten Belastung bis zur Zeit t_1 und einer anschließenden Entlastung ergeben. Bei einer Entlastung bewirkt die elastische Deformationskomponente eine sofortige Rückverformung, während bei der viskoelastischen Komponente eine gewisse Zeit notwendig ist, bis sich das Material den geänderten Spannungsbedingungen anpassen und entsprechend deformieren kann. Die durch das viskose Kriechen verursachte Deformation der Probe bleibt auch nach der Entlastung unverändert erhalten. Aus den Gleichungen der drei einzelnen Verformungsanteile und Gleichung (30) ergibt sich die zeitabhängige Deformation eines *Burgerskörpers*:

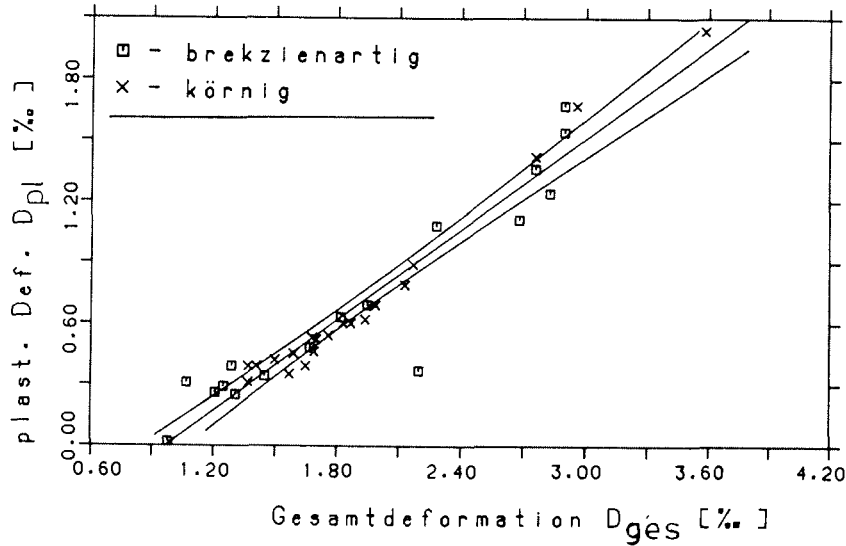
$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma}{E_{el}} + \frac{\sigma}{E_{an}} (1 - e^{-E_{an}t/\eta_1}) + \frac{\sigma}{\eta_2} t \quad (31)$$

Die E-Moduln E_{el} und E_{an} werden nach Gleichung (26) und (27) berechnet. Im Vergleich zum statischen E-Modul E_1 , der die elastischen und anelastischen Deformationseigenschaften einer Eisprobe unterhalb der *Elastizitätsgrenze* wiedergibt, beziehen sich E_{el} und E_{an} auf das gesamte elastische Verhalten einer bis über das Spannungsmaximum hinaus belasteten Eisprobe. E_{el} entspricht etwa dem bei der Entlastung gemessenen E-Modul E_2 . In Tabelle 9 auf S.62 sind die Wertebereiche der verschiedenen E-Module angegeben. Die im Vergleich zum dynamischen E-Modul E_d großen Wertebereiche von E_{el} und E_{an} können auf eine entsprechend große Variation verschiedener Deformationsmechanismen zurückgeführt werden.

Die dem viskosen Anteil des Burgerskörpers entsprechende Deformation wird in dieser Arbeit als '*plastisch*' bezeichnet. Dieser plastische Deformationsanteil D_{pl} ist bei Eisproben mit größerer Gesamtdeformationen (D_{ges}) höher. Den Zusammenhang zwischen Gesamtdeformation und plastischer Deformation zeigt Bild 34. Der dargestellte Bereich kann durch eine Gerade beschrieben werden, wobei kein Unterschied zwischen Eisproben mit körniger und bröckchenartiger Textur besteht. Aus der unter Bild 34 angegebenen Geradengleichung ergibt sich, daß nach einer Verformung von etwa 10^{-3} etwa 74% der Gesamtdeformation plastischen Verformungsmechanismen zuzuschreiben ist. Der restliche Deformationsanteil beruht auf reversiblen, vermutlich anelastischen Verformungsmechanismen. Für die anelastische Deformation D_{an} ergibt sich ebenfalls eine gute Korrelation mit der Gesamtdeformation und folgender Zusammenhang:

$$D_{an} = 0.24 + 0.22 D_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.04 \quad N = 37 \quad R = +0.71 \quad R_U = +0.49 \quad R_S = +0.32$$

Für Eisproben mit einem *Gleichgewichtskriechen* (steady state creep) können die Versuche als *Kriechversuche* (konstante Belastung) betrachtet werden. Für derartige



$$N = 37 \quad R = +0.96 \quad R_U = +0.92 \quad R_S = +0.32 \quad D_{pl} = -0.724 + 0.744 D_{ges} \quad \Delta m = \pm 0.035$$

Bild 34. Abhängigkeit der plastischen Verformung von der Gesamtdeformation.

Für den dargestellten Bereich läßt sich der Zusammenhang durch eine Gerade mit einer Steigung von 0.74 beschreiben. Sie ermöglicht die Berechnung der Viskosität ($54 \cdot 10^9 Pa \cdot s$).

Versuche kann bei einer konstanten Belastung die Deformation von polykristallinem Eis nach Gleichung (32) als Funktion der Zeit t beschrieben werden (Barnes et al., 1971).

$$\varepsilon(t) = \varepsilon_0 + \alpha t^{0.33} + \dot{\varepsilon}_s t \quad (32)$$

Dabei ist ε_0 die der Spannung proportionale elastische Deformation und α eine Konstante. Der 2. Term leistet unmittelbar nach Aufbringen der Belastung für kleine t wesentliche Beiträge zur Deformation. Er beschreibt das Übergangkriechen (transiente Kriechen), das der anelastischen Verformung entspricht. Bei hohen Gesamtdeformationen (ab etwa 10^{-2}) kann dieser Term vernachlässigt werden. Der 3. Term hat seine Ursache im sekundären Kriechen, das durch plastische Verformungsmechanismen hervorgerufen wird. Er kann durch die Arrhenius-Beziehung (Gleichung (33)) näher beschrieben werden (Higashi, 1967; Barnes et al., 1971).

$$\dot{\epsilon}_s(\sigma) = A\sigma^n e^{-Q/RT} \quad (33)$$

- A, n - Konstanten ($A \approx 6.5 \cdot 10^{14} Pa^{-n} s^{-1}$, $n \approx 3 \dots 6$)
 σ - Spannung
Q - Aktivierungsenergie (79 kJ/mol für Temp. zwischen -8°C und -22°C)
R - Gaskonstante
T - Temperatur

Der Exponent n ist abhängig von der Spannung. Bis etwa 4 MPa beträgt er 3 und erhöht sich bei höheren Spannungen. Um diese Spannungsabhängigkeit zu berücksichtigen, kann die in Gleichung (34) angegebene, empirische Beziehung verwendet werden (Barnes et al., 1971).

$$\dot{\epsilon}_s(\sigma) = B(\sinh(\alpha \cdot \sigma))^n \cdot e^{-Q/RT} \quad (34)$$

Aus der Steigung der Regressionsgeraden in Bild 34 ergibt sich ein Verhältnis von anelastischer zu plastischer Verformung von 0.3. Da mit zunehmender Verformung des Eises anelastische Deformationsmechanismen an Bedeutung verlieren und sich der Anteil der plastischen Verformung erhöht, gilt das konstante Verhältnis, das sich aus der Geraden ergibt, nur für den untersuchten Deformationsbereich. Bei stärkeren Deformationen sollte sich das Verhältnis aufgrund der Nichtlinearität des Fließgesetzes verringern.

Beim Vergleich des Deformationsverhaltens von Eis mit dem eines *Burgerskörpers* (Gleichung (31) auf S.66) ergibt sich eine bleibende Verformung ϵ_{vis} aufgrund einer wirksamen Spannung σ und einer Viskosität η in Abhängigkeit von der Zeit t :

$$\epsilon_{vis}(t) = \frac{\sigma}{\eta} \cdot t \quad (35)$$

Mit einer Deformationsrate $\dot{D}_{ges} = 10^{-4}/s$, mit der die Versuche in dieser Arbeit durchgeführt werden, ergibt sich aus der Steigung der Regressionsgeraden in Bild 34 ein viskoser Anteil $\dot{\epsilon}_{vis}$ von $0.74 \cdot 10^{-4}/s$. Der Mittelwert der Spannungen σ , die bei den Versuchen auftraten, beträgt 4.2 MPa (vergl. Tabelle A1 im Anhang). Daraus ergibt sich mit Gleichung (35) eine Viskosität η von $57 \cdot 10^9 Pa \cdot s$. Von Jelinek und Brill (1956) wurden bei Zugbelastungen bis 0.25 MPa an künstlichem polykristallinem Eis Viskositäten zwischen 10^{12} und $6 \cdot 10^{12} Pa \cdot s$ bestimmt. Die etwa um zwei Größenordnungen höheren Viskositäten können auf den Einfluß unterschiedlicher Versuchsparameter ((Belastung, Temperatur) und verschiedenartiges Eismaterial zurückgeführt werden.

6.3.3 Deformationsverhalten der untersuchten Eisproben

In dieser Arbeit werden die Belastungsversuche mit einer möglichst hohen, konstanten Deformationsrate ($\dot{\epsilon} = 10^{-4}$) durchgeführt. Den qualitativen Spannungsverlauf bei derartigen Versuchen zeigt Bild 35. Bis zu einer *Elastizitätsgrenze* σ_{el} folgt die Deformation dem Hookeschen Gesetz. Im Spannungs-Deformations-Diagramm entspricht die *Elastizitätsgrenze* dem Ende des linearen Kurvenbereiches. Aus der Steigung ergibt sich ein statischer E-Modul E_i , der bei geringen Deformationsraten ($< 10^{-2}/s$) niedriger als der aus seismischen Geschwindigkeiten berechenbare dynamische E-Modul E_d sein kann. Bei einer Differenz zwischen dynamischem und statischem E-Modul tritt neben der elastischen eine anelastische Deformation auf (Sinha, 1978a), die bei geringen Belastungen ebenfalls proportional der Spannung ist (Lloyd und Mc Elroy, 1976).

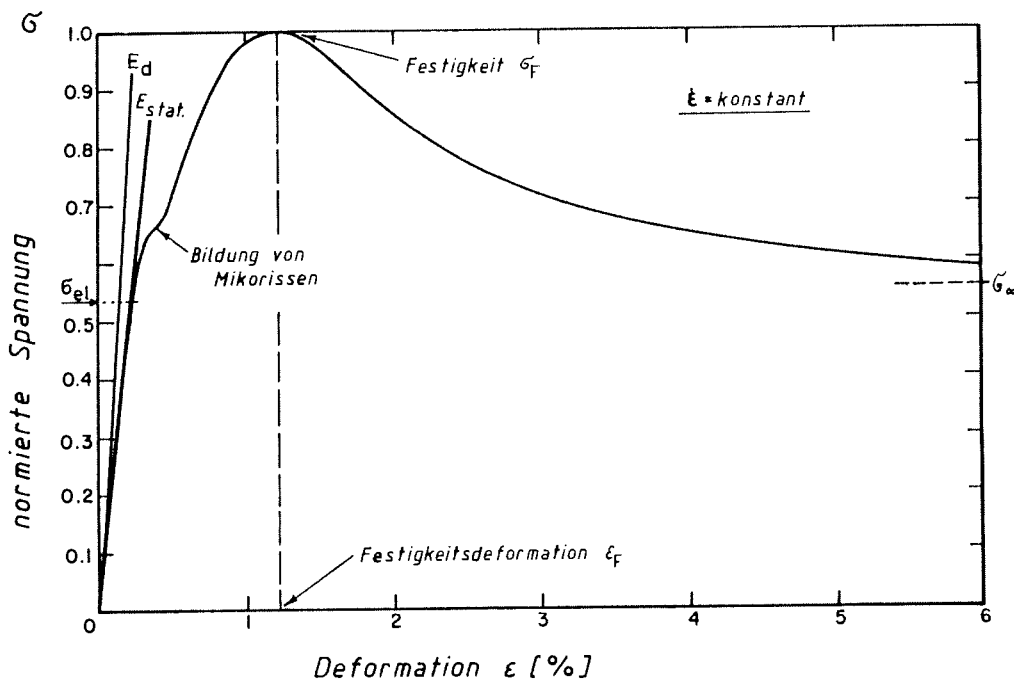


Bild 35. Spannungsverlauf während eines Bruchversuches ($\dot{\epsilon} = \text{konst.}$).
Das Diagramm zeigt qualitativ den Spannungsverlauf für eine Eisprobe mit einer *Verformungserweichung* (strain softening). Bei den Experimenten wird die Belastung durch Vorgabe der Deformation geregelt.

Tabelle 9 auf S.62 zeigt, daß sich die Wertebereiche von gemessenen statischen (E_i) und dynamischen E-Moduln (E_d) nur wenig voneinander unterscheiden. Dies kann auf einen hohen Anteil elastischer Deformation im linearen Deformationsbereich

zurückgeführt werden, der im Mittel bei 73% liegt (vergl. Bild 31 auf S.59). Nur bei zwei Eisproben (Nr.9.1/17 und Nr.9.1/20) liegt der Anteil unter 50 %. Bei diesen Eisproben ist der anelastische Deformationsanteil $D_{an}(I)$ größer als der elastische $D_{el}(I)$ (vergl. $\gamma(I)$ in Tabelle A1 im Anhang).

Bei Entlastung der Eisproben treten aufgrund der um den Faktor 20 höheren Deformationsrate höhere E-Moduln E_2 auf, die sich auf einen geringeren Anteil der anelastischen Deformationskomponente zurückführen lassen. Der Vergleich der Wertebereiche von E_2 und E_d (Tabelle 9 auf S.62) zeigt, daß auch bei hohen Deformationsraten über $5 \cdot 10^{-2}/s$ noch wesentliche anelastische Verformungen auftreten.

Oberhalb der *Elastizitätsgrenze* σ_{el} flacht die Kurve im Spannungs-Deformations-Diagramm langsam ab (Bild 35 auf S.69). Innerhalb der Eisproben treten verstärkt Mikrobrüche auf, die einen Spannungsabbau innerhalb der Eisproben bewirken und zu einer Minderung der Festigkeit des Eises führen (Duval et al., 1983; Cole, 1986). Nach Erreichen der maximalen Spannung σ_p , die der Festigkeit des Materials entspricht, zeigen die Eisproben teilweise eine *Verformungserweichung*. Die Spannung verringert sich dabei und nähert sich asymptotisch einem Grenzwert σ_∞ . Die Deformation, die ein Material bei Erreichen seiner Festigkeit erreicht hat, wird als '*Festigkeitsdeformation*' ϵ_F bezeichnet. Bei Verformungen, die in der Größenordnung der *Festigkeitsdeformation* liegen, ändern sich die Verformungsmechanismen im Eis. Neben elastischer und anelastischer Deformation treten innerhalb einzelner Eiskörner in zunehmendem Maße Kriechvorgänge auf, die zu bleibenden plastischen Verformungen führen. Die elastische und anelastische Deformation bleibt zu einem großen Teil in der Eisprobe gespeichert. Sichtbar werden die einzelnen Deformationsanteile bei einer Entlastung der Probe (Wakahama, 1962; Sinha, 1978b).

Bei welcher Spannung σ_{el} die ersten Mikrorisse auftreten, hängt neben der Temperatur und der Verformungsrate wesentlich von der Korngröße und den Orientierungen der einzelnen Körner ab (Nixon und Schulson, 1987). Nach Duval et al. (1983) gilt für die Abhängigkeit der Spannung σ_{el} von der Korngröße d :

$$\sigma_{el} = \frac{K}{\sqrt{0.5\pi d}} \quad (36)$$

K ist die Bruchzähigkeit (fracture toughness), deren Abhängigkeit von der Belastungsrate und der Temperatur von Lui und Miller (1979) für Süßwassereis untersucht wurde. Duval et al. (1983) geben für unter Kompression belastete Eisproben einen Wert von $0.4 \text{ MPa} \cdot \text{m}^{0.5}$ für K an. Bei einer Korngröße von 2 mm würden sich damit relativ hohe *Elastizitätsgrenzen* σ_{el} (7 MPa) ergeben. Für die in dieser Arbeit verwendeten Versuchsbedingungen und untersuchten Eisproben ergeben sich für die Bruchzähigkeit K niedrige Werte von etwa $0.1 \text{ MPa} \cdot \text{m}^{0.5}$ ($d=2 \text{ mm}$, $\sigma_{el}=1.8 \text{ MPa}$). Ein Zusammenhang zwischen der *Elastizitätsgrenze* und der Korngröße konnte aufgrund der geringen Unterschiede bei den Korngrößen ($d \approx 1.5 \dots 2.0 \text{ mm}$) nicht festgestellt werden.

Ein Zusammenhang zwischen der Korngröße und den Deformationsmechanismen wird darauf zurückgeführt, daß sich in kleinen Körnern geringere, innere Spannungen aufbauen können (Baker, 1978). Die auf eine Eisprobe mit geringer Korngröße aufgebrauchte Spannung verteilt sich auf eine große Anzahl kleiner Körner. Dadurch wird eine relativ gleichmäßige Spannungsverteilung erreicht. Sie führt dazu, daß die lokalen Spannungskonzentrationen in der Eisprobe erst bei einer hohen Belastung (σ_{el}) ausreichen, um Mikrobrüche hervorzurufen und damit innere Spannungen abzubauen.

Auftretende Mikrobrüche haben einen wesentlichen Einfluß auf das Deformationsverhalten von Eis (Gold, 1966). Sie bewirken starke inelastische Deformationen, die einer Aufrechterhaltung hoher Spannungen in der Probe entgegenwirken. Bei größeren Körnern entsteht bereits bei relativ niedriger Spannung eine inhomogene Spannungsverteilung in der Probe. Sie führt lokal zu hohen Spannungen und Mikrobrüchen in einzelnen Eiskörnern. Es ergibt sich dadurch eine niedrige *Elastizitätsgrenze*.

Oberhalb der *Elastizitätsgrenze* führen die Mikrobrüche im *nicht linearen Deformationsbereich* (II) zu einem Anstieg anelastischer Deformationen. Für Eisproben mit brekzienartiger Textur erhöht sich das mittlere Verhältnis der anelastischen zur elastischen Deformation im Mittel von 0.5 ($\gamma(I)$) auf 1.5 ($\gamma(II)$) (vergl. Tabelle A1 im Anhang). Für diese Gefügekategorie ergibt sich zwischen der *Elastizitätsgrenze* und dem Verhältnis $\gamma(II)$ folgender Zusammenhang :

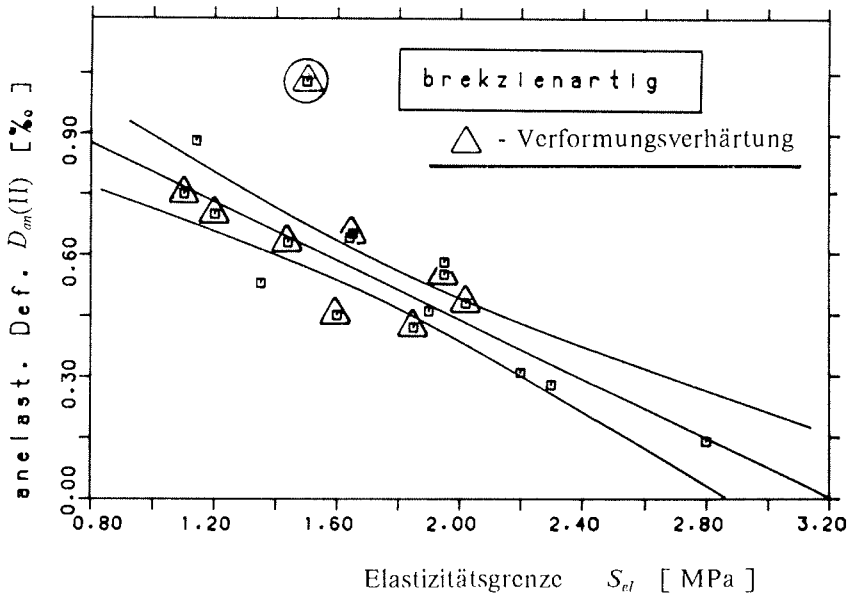
$$S_{el} = 2.57 - 0.54 \gamma(II) \quad \Delta m = \pm 0.11 \quad N = 16 \quad R = -0.78 \quad R_U = -0.43 \quad R_S = -0.47$$

Eisproben mit einer hohen *Elastizitätsgrenze* weisen ein relativ niedriges Verhältnis $\gamma(II)$ auf. Dies kann auf eine niedrige anelastische Deformationskomponente bei diesen Eisproben zurückgeführt werden, die mit der *Elastizitätsgrenze* folgenden Zusammenhang zeigt:

$$D_{an} = 1.29 - 0.39 S_{el} \quad \Delta m = \pm 0.06 \quad N = 16 \quad R = -0.83 \quad R_U = -0.55 \quad R_S = -0.47$$

Die *Elastizitätsgrenze* liegt bei Eisproben mit geringen anelastischen Deformationen bei höheren Spannungen. Ein hoher Korrelationskoeffizient ergibt sich bei der in Bild 36 dargestellten Abhängigkeit der anelastischen Deformation D_{an} (II) im *nicht linearen Deformationsbereich* von der *Elastizitätsgrenze*. Bei Berechnung der angegebenen Korrelationskoeffizienten bleibt der Meßwert einer Eisprobe unberücksichtigt (mit einem Kreis gekennzeichnet). Von allen untersuchten Eisproben wurde bei dieser Probe bei der Entlastung der niedrigste statische E-Modul E_2 (6.1 GPa) bestimmt. Dies bedeutet, daß sich diese Probe in ihren Verformungseigenschaften von anderen Proben unterscheidet, so daß ein Vergleich mit anderen Proben erschwert wird.

Der Zusammenhang zwischen anelastischer Deformation und *Elastizitätsgrenze* kann auf unterschiedliche Korngrößen der einzelnen Eisproben zurückgeführt werden. Eisproben mit großen Körnern können sich stärker anelastisch deformieren, während sich nach Gleichung (36) gleichzeitig niedrigere *Elastizitätsgrenzen* ergeben. Bei Eis-



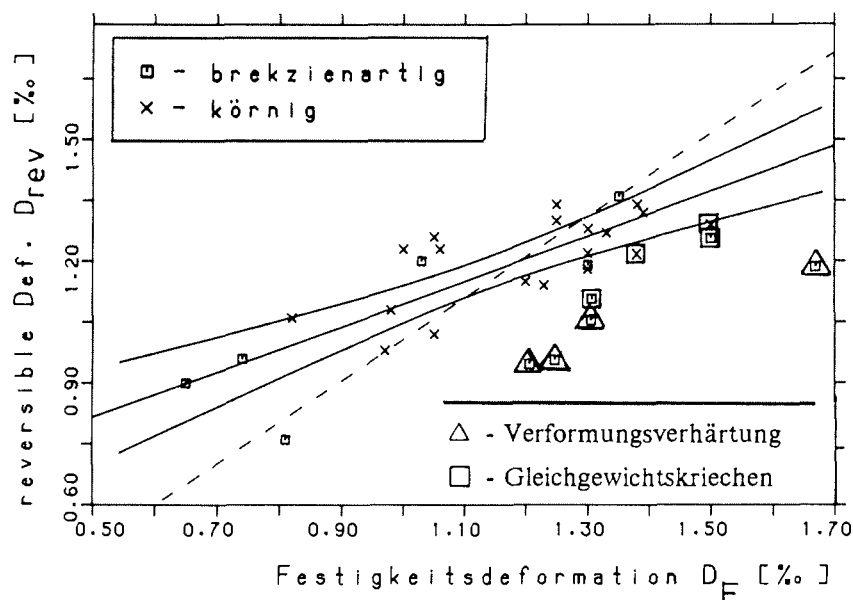
$$N = 16 \quad R = -0.89 \quad R_U = -0.69 \quad R_S = -0.50 \quad D_{an}(II) = 1.17 - 0.36 S_{el} \quad \Delta m = \pm 0.05$$

Bild 36. Zusammenhang zwischen anelastischer Deformation und Elastizitätsgrenze. Die Abhängigkeit zeigt für Eisproben mit brekzienartiger Textur, daß in Proben mit hohen *Elastizitätsgrenzen* geringere anelastische Deformationen auftreten. Bei den Berechnungen blieb der mit einem Kreis gekennzeichnete Wert unberücksichtigt.

proben mit einer *Verformungsverfestigung* kann kein unterschiedliches Verhalten zu anderen Eisproben festgestellt werden.

Unabhängig vom Gefüge zeigen alle Eisproben mit *Verformungsweichung*, daß die reversible Deformation D_{rev} in der gleichen Größenordnung wie die *Festigkeitsdeformation* D_F liegt. In Bild 37 ist der Zusammenhang zwischen beiden Größen dargestellt. Eisproben mit höheren *Festigkeitsdeformationen* weisen höhere reversible Deformationen auf. Eisproben mit einer *Verformungsverfestigung* (mit Dreiecken gekennzeichnet) und Proben mit einem *Gleichgewichtskriechen* (Vierecke) zeigen im Vergleich zu den anderen Eisproben keine Unterschiede bei den Beträgen der reversiblen Deformation. Dies zeigt, daß die Deformationsmechanismen bei Eisproben mit unterschiedlichem rheologischem Verhalten im wesentlichen gleich sind.

Für die unterbrochen eingezeichnete Gerade in Bild 37 gilt: $D_{rev} = D_F$. Einige Eisproben mit *Festigkeitsdeformationen* unter $1.3 \cdot 10^3$ (oberhalb der Gerade liegende Datenpunkte) zeigen relativ hohe reversible Verformungen. Bei diesen Eisproben sind anelastische Deformationsmechanismen auch noch während des Spannungsabfalls wirksam, während eine plastische Deformation erst bei relativ hohen Verformungen einsetzt. Der Zusammenhang zwischen *Festigkeitsdeformation* und reversibler Defor-



$$N=24 \quad R = +0.82 \quad R_U = 0.60 \quad R_S = 0.40 \quad D_{rev} = 0.54 + 0.56 D_F \quad \Delta m = \pm 0.08$$

Bild 37. Zusammenhang zwischen Festigkeitsdeformation und reversibler Deformation.

Bei Eisproben mit *Verformungsweichung* (strain softening) ergeben sich bei höheren *Festigkeitsdeformationen* gleichzeitig höhere reversible Deformationen nach der Entlastung. Beide Deformationen liegen in der gleichen Größenordnung und sind für die unterbrochen eingezeichnete Gerade gleich groß. Die gekennzeichneten Meßwerte von Eisproben mit *Verformungsverhärtung* (Dreiecke) und *Gleichgewichtskriechen* (Vierecke) werden bei der Berechnung der Regressionsgeraden und des Korrelationskoeffizienten nicht mitberücksichtigt.

mation kann auf anelastische Deformationsmechanismen zurückgeführt werden, die einerseits eine Rückdeformation und andererseits große Deformationsbeträge (bis über 10^{-3}) ermöglichen.

Tabelle 7 auf S.60 zeigt, daß Eis in Abhängigkeit vom Gefüge verschiedenartiges Deformationsverhalten aufweist. Eisproben mit körniger Textur lassen sich duktil verformen, während Eisproben mit brekzienartiger und säulenförmiger Textur teilweise spröde brechen. Untersuchungen von Schulson (1979 und 1987a) haben ergeben, daß der Übergang zwischen sprödem und duktilem Verhalten wesentlich von der Deformationsrate und der Textur des Eises abhängt. Sprödes Brechen tritt erst bei relativ hohen Verformungsraten von über $10^{-3}/s$ auf. Das Eis läßt sich dabei um etwa 0.1% deformieren. Sinha (1982) bestimmte eine Deformationsrate von $1.1 \cdot 10^{-3}/s$, oberhalb der sich künstlich hergestellte Eisproben mit Korngrößen zwischen 4 und 5

mm bei -10°C elastisch deformieren und bei Spannungen von über 20 MPa spröde brechen. Bei Eisproben mit kleineren Korngrößen kann die Deformationsrate niedriger sein. Neben der Korngröße sind Porosität und Verteilung der C-Achsenorientierungen wichtige Parameter, die das Deformationsverhalten von Eis beeinflussen.

7. Diskussion der untersuchten Zusammenhänge

7.1 Abhängigkeiten der Festigkeit vom Eisgefüge

Die Korrelationsanalysen mit den in dieser Arbeit berechneten Größen haben zahlreiche Zusammenhänge ergeben, bei denen signifikante Unterschiede zwischen Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur festgestellt werden können (Tabelle 10 und Tabelle 11 auf S.82). Da Zusammenhänge erst bei t-Werten oberhalb von 2.1 signifikant sind, werden in beiden Tabellen nur t-Werte größer als 2.1 angegeben.

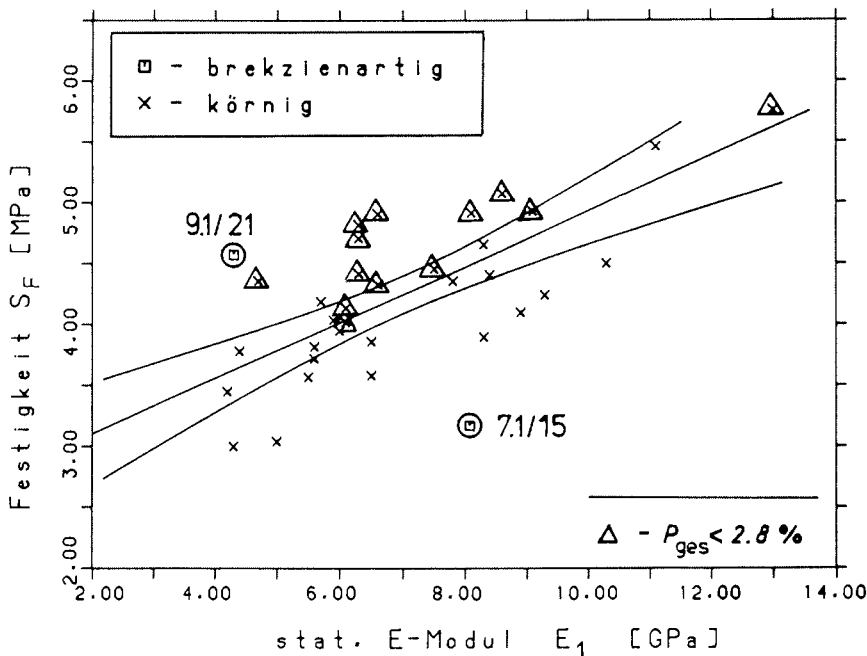
Größe	S_F		D_F		S_{el}		D_{rev}		E_1	
	körn.	brek.	körn.	brek.	körn.	brek.	körn.	brek.	körn.	brek.
S_F	xx	xx	0	0	0	+4.0	0	0	+4.7	+2.6
S_{el}	0	+4.0	0	+2.4	xx	xx	0	0	0	+2.3
D_{rev}	0	0	+5.6	+4.5	0	0	xx	xx	0	-6.6
D_{an}	0	-3.6	+3.5	+5.0	0	-4.5	+7.2	+5.8	0	-4.2
$D_{an}(I)$	0	0	+5.0	+3.5	+3.1	0	0	+5.9	-5.0	-8.1
$D_{an}(II)$	0	-3.6	+2.7	+2.6	0	-5.4	+3.6	+3.9	0	-2.7
$D_{el}(I)$	0	+5.0	0	0	+22	+20	0	0	0	+2.2
γ	0	-4.2	0	+2.5	0	-4.3	+2.3	0	0	0
$\gamma(I)$	0	-3.4	0	+4.7	0	0	0	+5.9	-9.7	-12
$\gamma(II)$	0	-2.9	0	0	-2.9	-4.7	0	0	0	0
E_1	+4.7	+2.6	0	-5.8	0	+2.3	0	-6.6	xx	xx
E_{an}	+3.6	+4.6	-2.6	0	0	+4.5	-2.9	0	+2.5	0
$P_b(12)$	0	0	0	+4.3	0	0	0	0	0	-2.6
$P_a(28)$	-3.7	0	0	0	0	0	0	0	0	0
$P_{ges}(12)$	-3.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabelle 10. Zusammenhänge zwischen rheologischen Größen.

Die Enge der Zusammenhänge ist durch t-Werte getrennt für Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur wiedergegeben. Die t-Werte von Zusammenhängen, die in dieser Arbeit in Diagrammen dargestellt und diskutiert werden, sind fettgedruckt. Die Bedeutung der aufgeführten Größen kann einer Liste im Anhang entnommen werden.

Bei Eisproben mit brekzienartiger Textur treten andere Zusammenhänge auf als bei Eisproben mit körniger Textur. Dieses Ergebnis kann auf Gefügeunterschiede zwischen beiden Gefügeklassen zurückgeführt werden. Durch unterschiedliche Porositäts- und Korngrößenbereiche werden die betrachteten Zusammenhänge bei beiden Gefügeklassen in unterschiedlichem Maße beeinflusst.

Eine Abhängigkeit der Festigkeit vom statischen E-Modul E_1 ergibt sich nur bei Eisproben mit körniger Textur (Bild 38). Dies wird auf die fast konstante Korngröße bei dieser Gefügekategorie zurückgeführt (vergl. Bild 14 auf S.30). Sie ermöglicht es, Zusammenhänge unabhängig von der Korngröße zu betrachten. Berücksichtigt werden muß dagegen die Gesamtporosität, die bei Eis mit körniger Textur eine gewisse Streubreite aufweist und die Festigkeit beeinflusst. In Bild 38 sind Eisproben mit niedrigen Porositäten mit Dreiecken gekennzeichnet. Sie weisen im Mittel höhere Festigkeiten auf. Der Zusammenhang zwischen Festigkeit und Gesamtporosität



$$N=33 \quad R = +0.74 \quad R_{\eta} = +0.52 \quad R_S = +0.35 \quad S_F = -2.64 + 0.23 E_1 \quad \Delta m = \pm 0.036$$

Bild 38. Zusammenhang zwischen Festigkeit und statischem E-Modul.

Für Eisproben mit körniger Textur ergibt sich eine Abhängigkeit, wenn eine Eisprobe mit einer Festigkeit von 6.9 MPa unberücksichtigt bleibt. Da die Gesamtporosität ebenfalls die Festigkeit des Eises beeinflusst, sind Eisproben mit einer Gesamtporosität unter 2.8% mit Dreiecken gekennzeichnet. Zwei eingezeichnete Werte von Eisproben mit brekzienartiger Textur (mit Kreisen markiert), weisen große Unterschiede bei den Korngrößen auf (vergl. Bild 39 und Bild 41).

wurde bereits in Bild 1 auf S.9 dargestellt. Um diesen Zusammenhang deutlich herauszustellen, wurden bei den Berechnungen unter (c) in Bild 1 2 Eisproben mit E-Moduln größer als 11 GPa (11.1 GPa und 13.0 GPa) nicht berücksichtigt.

Die in Bild 38 dargestellte Abhängigkeit der Festigkeit vom statischen E-Modul kann auf anelastische Verformungsmechanismen zurückgeführt werden. Eisproben mit hoher anelastischer Deformation weisen einerseits geringe Festigkeiten und andererseits hohe statische E-Moduln auf. Von Bedeutung ist in diesem Zusammenhang auch das Verhältnis $\gamma(I)$ von anelastischer zu elastischer Deformation im *linearen Deformationsbereich* (vergl. Korrelation zwischen E_1 und $\gamma(I)$ bzw. $D_{an}(I)$ in Tabelle 10).

Für Eis mit brekzienartiger Textur ist der Zusammenhang zwischen statischem E-Modul E_1 und der Festigkeit weniger gut ausgeprägt, da bei diesen Eisproben zusätzlich die Abhängigkeit der Festigkeit von der Korngröße berücksichtigt werden muß. Dies zeigen zwei Eisproben mit brekzienartiger Textur, die in Bild 38 eingezeichnet und mit Probennummern versehen sind. Die Eisprobe (7.1/15) mit Korngrößen von über 1 cm (Bild 41) weist eine geringe Festigkeit und einen relativ hohen statischen E-Modul auf. Dagegen sind in dem in Bild 39 abgebildeten Dünnschnitt der Eisprobe (9.1/21) relativ kleine Korngrößen erkennbar. Die Eisprobe weist bei einer höheren Festigkeit einen niedrigen statischen E-Modul auf.

Die Abhängigkeit der Festigkeit σ_F von der durchschnittlichen Korngröße d (Durchmesser) kann durch die Hall-Petch-Beziehung (Gleichung (37)) beschrieben werden (Baker, 1978; Currier et al., 1983; Cole, 1986).

$$\sigma_F = \sigma_0 + \frac{k}{\sqrt{d}} \quad (37)$$

σ_0 ist eine experimentelle Konstante, die ein Maß für den Reibungswiderstand in den Gleitebenen des Kristallgitters darstellt. Currier und Schulson (1982) haben in Zugexperimenten mit Dehnungsraten von $10^{-6}/s$ hierfür einen Wert von 0.6 MPa bestimmt. Die Konstante k ist ein Maß dafür, wie stark das Fortschreiten einer in den einzelnen Eiskörnern auftretenden Gleitbewegung an den Korngrenzen behindert wird. Currier und Schulson (1982) geben hierfür den Wert $0.02 \text{ MPa} \cdot \text{m}^{0.5}$ an.

Bei Korngrößen zwischen 1 und 2 mm, wie sie bei den in dieser Arbeit untersuchten Eisproben mit körniger Textur vorliegen, würden mit den angegebenen Werten für σ_0 und k die Festigkeiten in einem relativ kleinen Bereich zwischen 1.23 und 1.05 MPa liegen. Mit gemessenen Festigkeiten zwischen 3 und 5.8 MPa liegen die eigenen Werte um etwa den Faktor 4 zu hoch.

Die höheren Festigkeiten lassen sich durch eine höhere Verformungsrate erklären. Mellor und Cole (1983) haben die Abhängigkeit der Festigkeit σ_F von der Verformungsrate $\dot{\epsilon}$ untersucht. Sie geben eine empirische Beziehung an:

$$\sigma_F = 89.4 \cdot \dot{\epsilon}^{0.293} \quad (38)$$

Die aufgestellte Beziehung wurde aus Experimenten mit künstlichem, polykristal-
linem Süßwassereis mit einer mittleren Korngröße von 1.2 mm bei -5°C abgeleitet,
wobei die Verformungsraten zwischen $10^{-7}/\text{s}$ und $10^{-3}/\text{s}$ variiert wurden. Für Meereis,
das wechselnde Porositäten und Korngrößen aufweist, gibt σ_F einen oberen Grenz-
wert für die Festigkeit an. Für eine Verformungsrate von $10^{-4}/\text{s}$, die bei den in dieser
Arbeit beschriebenen Versuchen verwendet wird, ergibt sich aus Gleichung (38) eine
Festigkeit von 6.0 MPa.

Die Festigkeiten der untersuchten Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur
liegen mit einer Ausnahme zwischen 3 und 7.5 MPa. In Bild 40 sind die Festigkeiten
dieser Eisproben in Abhängigkeit von der Porosität dargestellt. Eisproben mit säu-
lenförmiger Textur sind nicht eingezeichnet. Sie weisen relativ hohe Festigkeiten zwi-
schen 8 und 11.8 MPa auf.

Bei Eis mit brekzienartiger Textur tragen sowohl die größeren Variationen bei den
Korngrößen als auch geringe Variationen bei den Porositäten dazu bei, daß keine
Korrelation zwischen Porosität und Festigkeit auftritt. Bei Eisproben mit körniger
Textur ergibt sich eine gute Korrelation, wenn der Einfluß des statischen E-Moduls

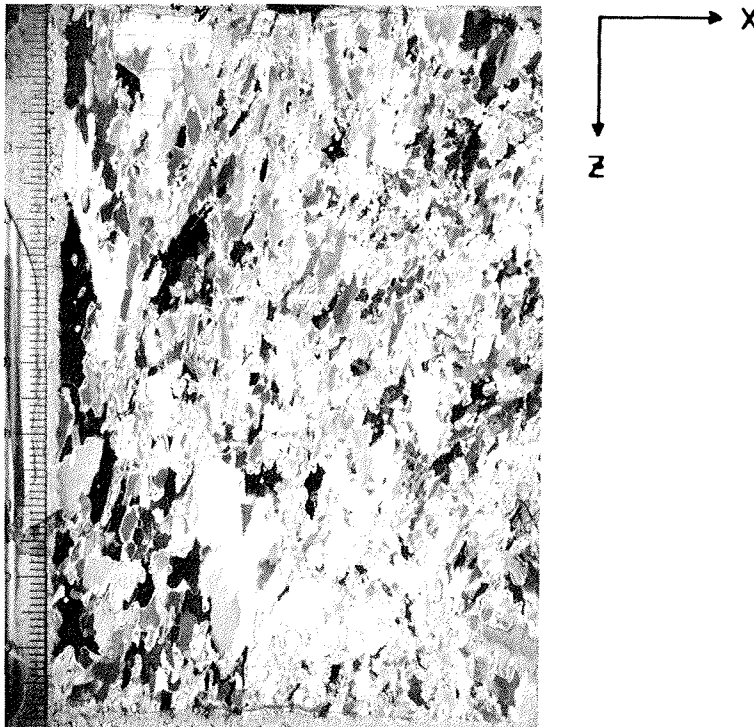


Bild 39. Vertikaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit brekzienartiger Textur.
Die Textur zeigt im wesentlichen kleine Körner (Nr.9.1/21, 220-230cm).

berücksichtigt wird (vergl. Bild 1 auf S.9) und die spröde gebrochene Eisprobe (Nr.17.1/3) unbeachtet bleibt. Eisproben mit hohen Porositäten weisen relativ niedrige Festigkeiten auf, während bei niedrigen Porositäten der Einfluß der Textur auf die Festigkeit von Bedeutung ist.

Der Zusammenhang zwischen Festigkeit und Porosität wurde für Eis mit brekzienartiger Textur von Cox et al. (1985) für verschiedene Temperaturen und Deformationsraten untersucht. Die Festigkeiten lagen dabei für Bedingungen, wie sie in dieser Arbeit vorliegen zwischen 2 und 7 MPa. Der Einfluß der Porosität auf die Festigkeit hat seine Ursache einerseits in der Verringerung der wirksam belasteten Flächen innerhalb der Proben und andererseits in den von den einzelnen Poren verursachten Spannungskonzentrationen (Anderson und Weeks, 1958; Schulson, 1987b).

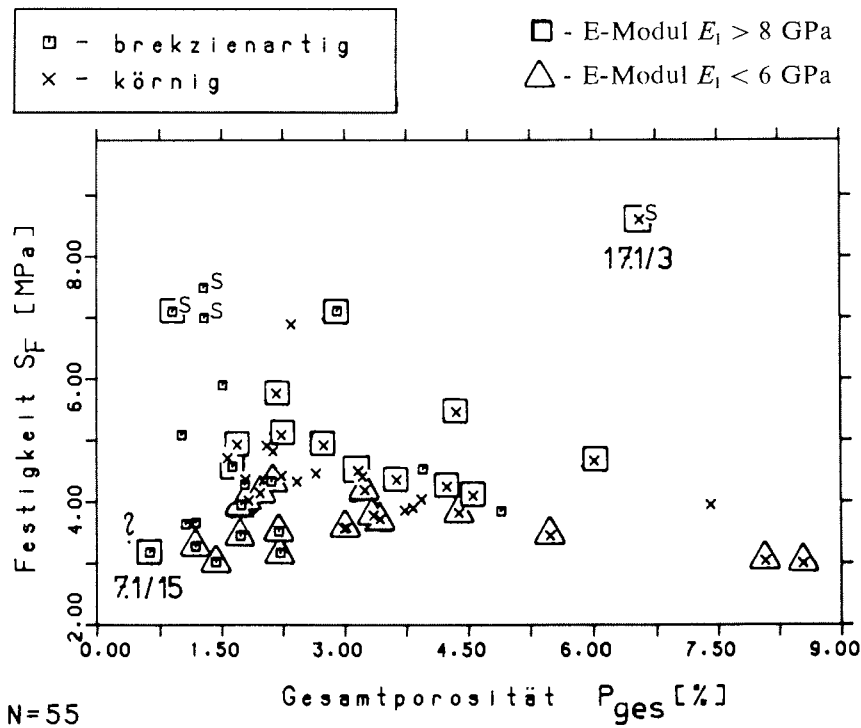


Bild 40. Zusammenhang zwischen Festigkeit und Gesamtporosität.

Eine Abhängigkeit tritt nur bei Eisproben mit körniger Textur und bei zusätzlicher Berücksichtigung des statischen E-Moduls (E_1) auf (vergl. Bild 1 auf S.9). Eisproben mit brekzienartiger Textur weisen eine stärkere Streuung der Festigkeiten auf. Mit einem Fragezeichen ist der Meßwert einer Eisprobe versehen, die relativ große Körner aufweist. Meßwerte von Proben mit sprödem Bruchverhalten sind mit einem 'S' markiert.

Entsprechend dem in Bild 38 dargestellten Zusammenhang weisen in Bild 40 Eisproben mit hohem statischen E-Modul (mit Vierecken gekennzeichnet) höhere Festigkeiten auf als Proben mit niedrigem statischem E-Modul (mit Dreiecken versehen). Die mit einem Fragezeichen versehene Probe (Nr.7.1/15) mit einer geringen Festigkeit und einem hohen statischen E-Modul stellt dabei eine Ausnahme dar. Sie zeichnet sich durch mehrere rheologische und textuelle Besonderheiten aus. Die Deformationseigenschaften dieser Eisprobe ändern sich beim Übergang vom *linearen* zum *nicht linearen Deformationsbereich*. Während sich im *linearen Deformationsbereich* aufgrund des hohen statischen E-Moduls eine vorwiegend elastische Deformation ergibt, zeigt sich im *nicht linearen Deformationsbereich* eine hohe anelastische Verformungskomponente ($D_{an}(II) = 0.64 \cdot 10^{-3}$) und gleichzeitig nur eine geringe elastische Deformation ($D_{el}(II) = 0.06 \cdot 10^{-3}$). Das Verhältnis γ von anelastischer zu elastischer Deformation ändert sich von 0.13 ($\gamma(I)$) auf 10.45 ($\gamma(II)$). Die geringe Festigkeit (3.2 MPa) und eine relativ geringe *Festigkeitsdeformation* D_F ($0.65 \cdot 10^{-3}$) können darauf zurückgeführt werden, daß oberhalb der *Elastizitätsgrenze* S_{el} hohe Spannungskonzentrationen durch anelastische Verformungen $D_{an}(II)$ schnell wieder abgebaut werden.

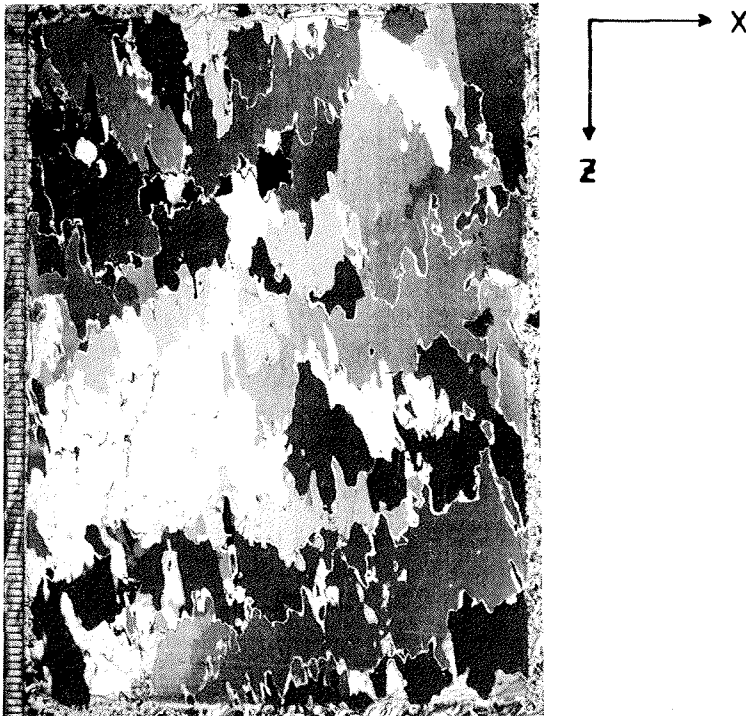


Bild 41. Vertikaler Dünnschnitt einer Eisprobe mit großkörniger brekzienartiger Textur. Ungewöhnlich an der Textur dieser Probe ist das Verhältnis von horizontaler (X) zu vertikaler (Z) Ausdehnung der einzelnen Körner (Nr.7.1/15, 176-186 cm).

In Bild 41 ist die Textur der Eisprobe (Nr.7.1/15) dargestellt. Die Körner weisen große horizontale Ausdehnungen auf, während sie gleichzeitig in vertikaler Richtung verhältnismäßig kurz sind und sich dadurch erheblich von Eisproben mit säulenförmiger Textur (lange dünne Körner) unterscheiden. Aufgrund der Textur und einer geringen anelastischen Deformation D_{an} (I) ($0.02 \cdot 10^{-3}$) wäre eine bevorzugt horizontale Ausrichtung der C-Achsen zu erwarten. Mit den dann nahezu senkrecht stehenden Basisebenen und der parallel zu den Basisebenen wirkenden Belastung wären die Scherspannungen unterhalb der *Elastizitätsgrenze* zu gering, um ein Versetzungskriechen und damit eine anelastische Deformation hervorzurufen.

Untersuchung der C-Achsenverteilung eines Horizontalschnittes vom unteren Ende der Probe zeigen allerdings, daß eine horizontale Ausrichtung der Körner nur schwach ausgeprägt ist (Bild 42). Die C-Achsen von 7 Körnern weichen um mehr als 45° von der horizontalen Ebene ab. Die mittlere Abweichung der C-Achsen von der horizontalen Ebene beträgt 27° mit einer Standardabweichung von 18° .

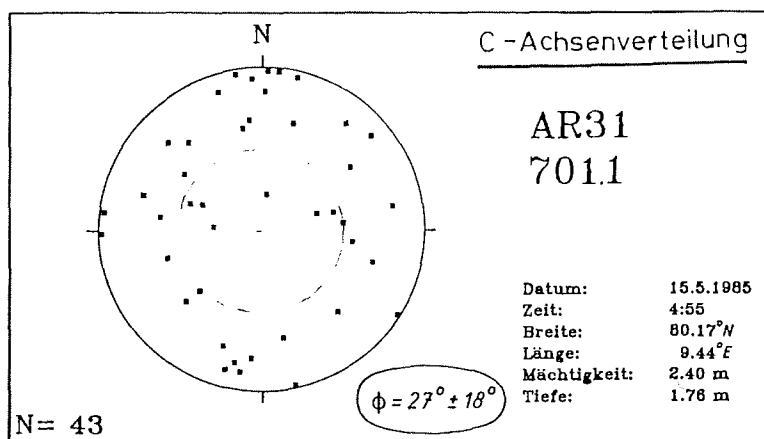


Bild 42. Verteilung der C-Achsenorientierungen von Eiskörnern in einem Horizontalschnitt. Punkte innerhalb des Kreises stellen Kristallachsen dar, die mehr als 45° von einer horizontalen Fläche abweichen (Nr.7.1/15, 186 cm).

7.2 Zusammenhänge zwischen rheologischen und elastischen Eigenschaften und ihrer Beziehung zur Eistextur

Bei mehreren Eigenschaften der Eisproben mit brekzienartiger Textur treten im Vergleich zu Eisproben mit körniger Textur größere Standardabweichungen auf. Für ausgewählte Größen sind in Tabelle 8 auf S.61 die Standardabweichungen getrennt für Eisproben beider Gefügeklassen zusammen mit den Mittelwerten und der jeweiligen Anzahl der Eisproben aufgeführt.

Bei Eisproben mit körniger Textur sind die Standardabweichungen mehrerer Eigenschaften nur etwa halb so groß wie bei Eisproben mit brekzienartiger Textur (Fett gedruckte Werte). Dies kann auf Korngrößen zurückgeführt werden, die bei Eisproben mit körniger Textur aufgrund eines relativ kleinen Bereiches (2.6 bis 6.6 mm²) nur

	S_F		D_F		andere Zusammenhänge
	körn.	brek.	körn.	brek.	
$V_F(12)$	+3.0	0	0	-2.4	$D_{an}(\text{körn.}): -2.5$
$V_F(28)$	+2.5	0	0	0	$E_{el}(\text{körn.}): +2.4$
$V_S(12)$	+2.7	0	0	-2.6	
$V_S(28)$	0	0	0	-6.4	$E_1(\text{brek.}): +2.6$
$E_d(12)$	+3.3	0	0	-2.2	
$E_d(28)$	0	0	0	-4.8	$C_h(\text{körn.}): -2.3$
$G(12)$	+3.2	0	0	-2.1	
$G(28)$	0	0	0	-5.1	$C_h(\text{körn.}): -2.7$; $E_1(\text{körn.}): +2.2$
$K(12)$	+2.5	+2.2	0	0	
$K(28)$	+3.8	0	0	+2.9	$E_{el}(\text{körn.}): +4.2$
$\nu(12)$	0	0	0	2.1	
$\nu(28)$	0	0	0	+6.4	$C_h(\text{körn.}): +3.0$
V_{Pred}	0	0	0	0	$D_{an}(\text{brek.}): -2.8$; $C_v(\text{körn.}): +2.6$
V_{Sred}	0	0	0	-2.9	
E_{red}	0	0	0	-2.4	
G_{red}	0	0	0	-2.3	

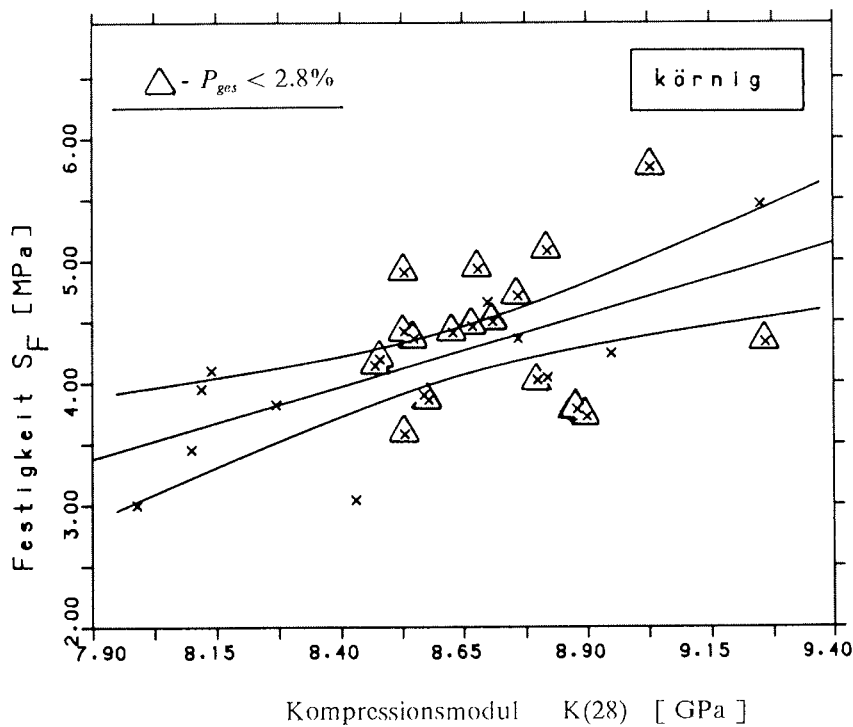
Tabelle 11. Zusammenhänge zwischen rheologischen und elastischen Größen.

Bei einer Anzahl $N=20$ und einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% sind die durch t-Werte wiedergegebenen Zusammenhänge signifikant für Werte größer als 2.1. Abhängigkeiten, die im folgenden in Diagrammen dargestellt werden, sind durch fett gedruckte Werte gekennzeichnet.

einen geringen Einfluß auf die rheologischen Eigenschaften haben. Bei Eisproben mit brekzienartiger Textur liegen die Korngrößen etwa zwischen 0.1 und 1000 mm^2 (in Wachstumsrichtung des Eises), so daß sich hier nach Gleichung (36) und (37) größere Streuungen der Eigenschaften ergeben. Die größeren Standardabweichungen von Eis mit brekzienartiger Textur führen dazu, daß bei dieser Gefügeklasse mehr signifikante Zusammenhänge auftreten können (vergl. Tabelle 10 auf S.75).

Tabelle 11 gibt einen Überblick über Zusammenhänge zwischen elastischen und rheologischen Größen. Während bei der Festigkeit S_F Zusammenhänge nur bei Eisproben mit körniger Textur auftreten, ergeben sich bei der Festigkeitsdeformation D_F Zusammenhänge nur bei Eisproben mit brekzienartiger Textur. In der rechten Spalte sind weitere Größen aufgeführt, bei denen signifikante Zusammenhänge mit elastischen Größen festgestellt werden.

Bei der Festigkeit führt die größere Standardabweichung der Gesamtporosität von Eisproben mit körniger Textur dazu, daß bei dieser Gefügeklasse mehrere signifikante



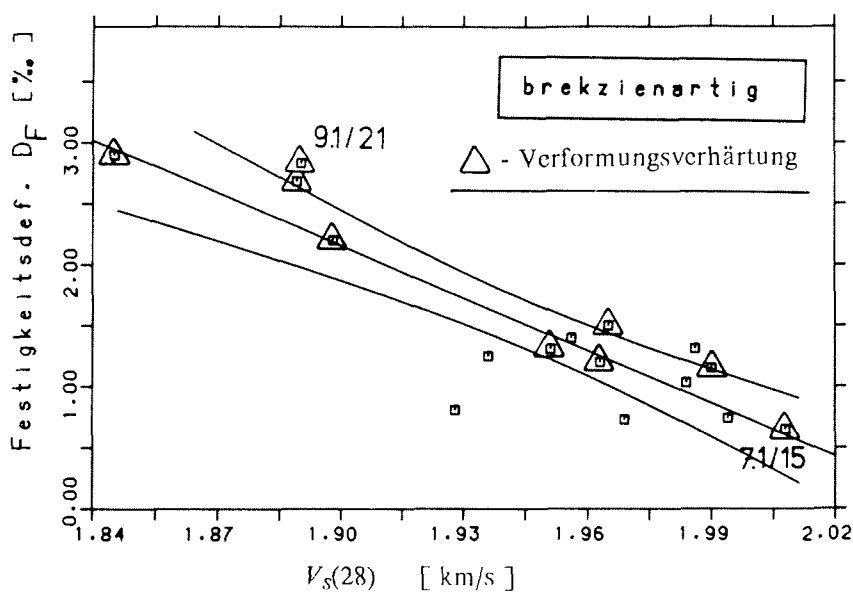
$$N=30 \quad R=0.59 \quad R_D=0.26 \quad R_S=0.35 \quad S_F=-5.93 + 1.18 K(28) \quad \Delta m = \pm 0.30$$

Bild 43. Zusammenhang zwischen Festigkeit und Kompressionsmodul.
Eine Abhängigkeit ergibt sich aufgrund von Porositätsunterschieden nur bei Eisproben mit körniger Textur.

Zusammenhänge auftreten. Bei den von der Gesamtporosität unabhängigen Größen (V_{Freds} , V_{Sred}) sind keine Abhängigkeiten vorhanden. Bild 43 zeigt den Zusammenhang zwischen der Festigkeit und dem für -28°C berechneten Kompressionsmodul $K(28)$. Eisproben mit Gesamtporositäten unter 2.8% sind mit Dreiecken gekennzeichnet. Da diese Proben im Mittel sowohl höhere Festigkeiten als auch höhere Kompressionsmoduln aufweisen, kann der Zusammenhang zwischen beiden Größen durch unterschiedliche Porositäten der Eisproben erklärt werden.

Bei der *Festigkeitsdeformation* D_F und dem statischen E-Modul E_1 führen die Verteilungen der Daten von Eisproben mit brekzienartiger Textur teilweise dazu, daß sich aufgrund weniger Werte hohe Korrelationskoeffizienten und t-Werte ergeben. Ein Beispiel zeigt Bild 44, in dem der Zusammenhang zwischen der *Festigkeitsdeformation* D_F und der S-Wellengeschwindigkeit $V_S(28)$ dargestellt ist. Der angegebene Korrelationskoeffizient R ergibt sich erst durch vier Eisproben mit hohen *Festigkeitsdeformationen* ($D_F > 2 \cdot 10^{-3}$). Ohne diese Eisproben, die sich in ihren Eigenschaften (D_{ges} , D_{rev} , D_{an}) deutlich von anderen Eisproben unterscheiden, ist der Zusammenhang zwischen den dargestellten Größen nicht signifikant.

Bild 44 zeigt, daß Eisproben, die bei -28°C im Vergleich zu anderen Proben wesentlich niedrigere S-Wellengeschwindigkeiten aufweisen, alle eine *Verformungsverfestigung*



$$N = 16 \quad R = -0.88 \quad R_U = -0.65 \quad R_S = -0.47 \quad D_F = 29.5 - 14.4 V_S(28) \quad \Delta m = \pm 2.0$$

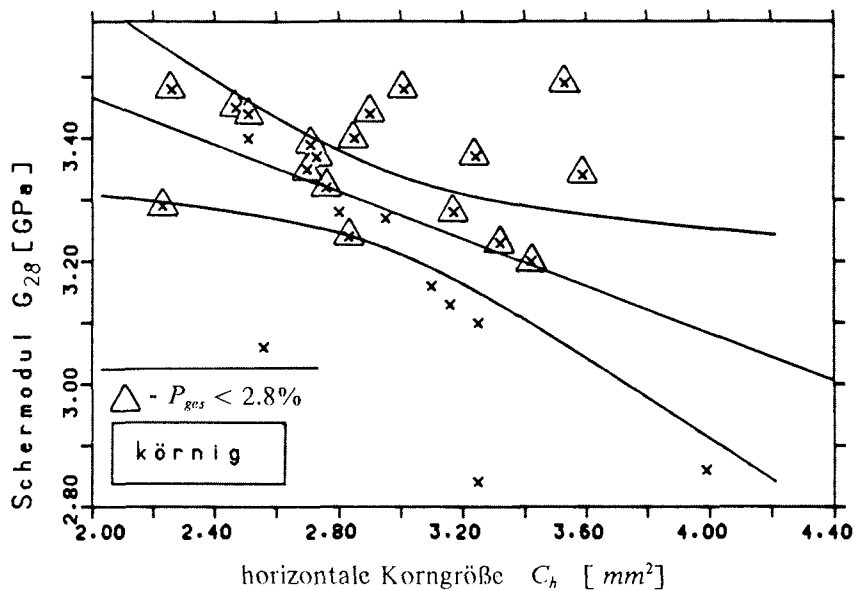
Bild 44. Zusammenhang zwischen Festigkeitsdeformation und S-Wellengeschwindigkeit. Für Eisproben mit brekzienartiger Textur ergibt sich eine Abhängigkeit nur aufgrund von vier Proben mit relativ geringen S-Wellengeschwindigkeiten.

gung zeigen (mit Dreiecken gekennzeichnet). Die niedrigen Geschwindigkeiten können hier nicht durch hohe Gesamtporositäten P_{ges} erklärt werden, da die auf eine Porosität von null reduzierte S-Wellengeschwindigkeit V_{Sred} ebenfalls einen signifikanten Zusammenhang mit der Festigkeitsdeformation zeigt:

$$D_F = 37.0 - 18.1 V_{Sred} \quad \Delta m = \pm 5.4 \quad N = 16 \quad R = -0.63 \quad R_U = -0.18 \quad R_S = -0.47$$

Zwischen der Korngröße und einigen elastischen Größen ergeben sich durch eine große Streuung der Daten nur schlechte Zusammenhänge (vergl. rechte Spalte in Tabelle 11). Dies kann auf einen zu kleinen Wertebereich bei den Korngrößen oder die Notwendigkeit einer gleichzeitigen Betrachtung von anderen mit der Korngröße zusammenhängenden Größen zurückgeführt werden. Schwach signifikante Zusammenhänge mit der an horizontalen Dünnschnitten bestimmten Korngröße C_h ergeben sich bei dem für -28°C berechneten E-Modul $E_d(28)$, dem Schermodul $G(28)$ und der Poissonkonstante $\nu(28)$. Die Poissonkonstante verringert sich bei kleineren Korngrößen, während E-Modul und Schermodul ansteigen.

In Bild 45 ist der Zusammenhang zwischen dem Schermodul G_{28} und der Korngröße C_h dargestellt. Eisproben mit einer Gesamtporosität unter 2.8% sind mit Dreiecken gekennzeichnet. Sie weisen alle hohe Schermoduln (über 3.2 GPa) auf. Betrachtet



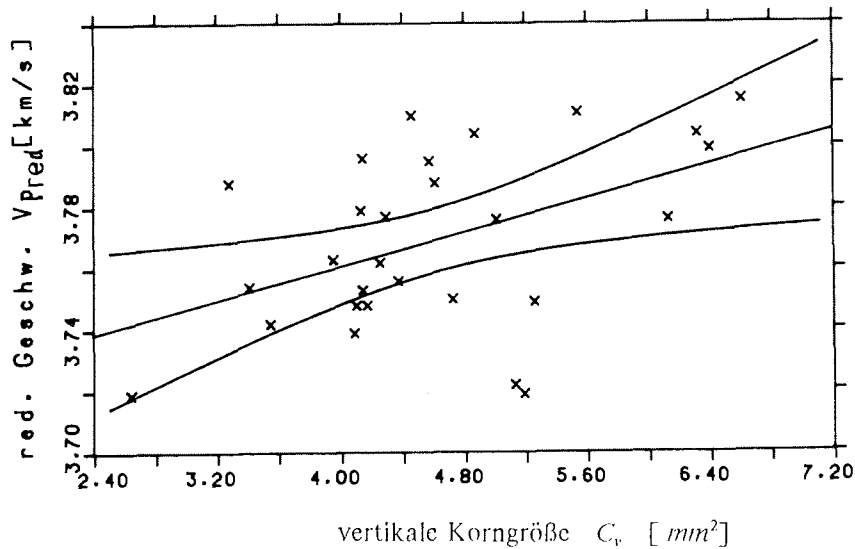
$$N = 27 \quad R = -0.47 \quad R_U = -0.08 \quad R_S = -0.38 \quad G(28) = 3.85 - 0.19 C_h \quad \Delta m = \pm 0.07$$

Bild 45. Abhängigkeit des Schermoduls von der Korngröße.
Ein Zusammenhang ergibt sich erst aufgrund von zwei Eisproben, die relativ große Korngrößen und niedrige Schermoduln aufweisen.

man diese Eisproben für sich, dann ergibt sich kein signifikanter Zusammenhang zwischen Korngröße und Schermodul.

Beim Schermodul weicht die Verteilung der Daten von der einer t-Verteilung ab. Zwei Eisproben weisen relativ niedrige Schermoduln auf. Sie weichen um mehr als die 2-fache Standardabweichung vom Mittelwert ab. Ohne diese beiden Proben ergibt sich ebenfalls kein signifikanter Zusammenhang.

Von der Gesamtporosität unbeeinflusst ist der Zusammenhang zwischen der reduzierten P-Wellengeschwindigkeit V_{Pred} und der in vertikalen Dünnschnitten bestimmten, mittleren Korngröße C_v . Die in Bild 46 dargestellte Abhängigkeit zwischen diesen Größen kann auf eine Streuung von Transversalwellen an Korngrenzen zurückgeführt werden. Die Streuung führt bei Eisproben mit kleineren Körnern zu niedrigeren Geschwindigkeiten. Die große Variation der Geschwindigkeiten V_{Pred} bei Proben mit gleicher Korngröße zeigt, daß hier noch andere Größen (z.B. mittlere C-Achsenorientierung) von Bedeutung sind.



$$N=28 \quad R=+0.46 \quad R_D=+0.08 \quad R_S=+0.36 \quad V_{Pred}=3.706+0.014 C_v \quad \Delta m=\pm 0.005$$

Bild 46. Zusammenhang zwischen der Korngröße und der reduzierten P-Wellengeschwindigkeit.

8. Ausblick

Die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen haben gezeigt, daß sowohl die elastischen als auch die rheologischen Eigenschaften gleichzeitig von mehreren, das Gefüge charakterisierenden Größen bestimmt werden (Porosität, Korngröße, C-Achsenorientierung). Im wesentlichen konnte der Einfluß der Gesamtporosität P_{ges} nachgewiesen werden, wobei deutliche Unterschiede zwischen Eis mit körniger und brekzienartiger Textur auftraten. Betrachtet man die untersuchten Eigenschaften in einem bestimmten Porositätsbereich oder berücksichtigt den Einfluß der Porosität (auf $P_{ges} = 0$ reduzierte Daten), bleiben noch relativ große Variationen der Eigenschaften, die auf andere Gefügegrößen zurückgeführt werden können. Ein Einfluß der Korngrößen auf die Eigenschaften konnte aufgrund geringer Variationen der Korngrößen von Eisproben mit körniger Textur nur in wenigen signifikanten Abhängigkeiten aufgedeckt werden.

In der vorliegenden Arbeit wird ein Überblick über die Zusammenhänge zwischen ausgewählten elastischen, rheologischen und texturrellen Eigenschaften von Eis gegeben. Sie bietet eine Ausgangsbasis, um gezielt verschiedenen Fragestellungen nachzugehen. Dabei müssen andere Anforderungen sowohl an die Methoden (dreidimensionale Korngrößenbestimmung) als auch an das ausgewählte Eismaterial (Texturklasse, Variationen von Porosität und Korngrößen) gestellt werden, als es in dieser Arbeit der Fall war. Unter möglichen Fragestellungen erscheinen mir drei besonders wichtig:

- 1.) Was ist die Ursache für die höheren S-Wellengeschwindigkeiten und die stärkere Abhängigkeit dieser Geschwindigkeit von der Porosität bei Eisproben mit körniger Textur im Vergleich zu Eisproben mit brekzienartiger Textur (Bild 23 auf S.45) ?

Betrachtungen der Anisotropie der Geschwindigkeiten und Untersuchungen von Korngrößen und C-Achsenorientierungen an Eisproben mit vergleichbarer Porosität könnten diese Frage klären.

- 2.) Lassen sich die in Bild 45 auf S.85 und Bild 46 auf S.86 aufgezeigten Zusammenhänge zwischen Korngrößen und elastischen Größen für einen größeren Korngrößenbereich und für andere Texturklassen bestätigen?

Bei einem umfangreicheren Probenmaterial und größeren Korngrößenvariationen könnten sich außerdem weitere Zusammenhänge ergeben, die an den untersuchten Eisproben nicht nachgewiesen werden konnten (z.B. zwischen Korngröße und Festigkeit oder anelastischer Deformation).

- 3.) Was ist die Ursache für die unterschiedliche anelastische Deformation der Eisproben bei Belastungen unter 1 MPa?

Die anelastischen Deformationen ($D_{an}(I)$) ergeben sich aus dem statischen E-Modul (E_1), der in einem relativ großen Bereich variiert (vergl. Tabelle 9 auf S.62). Gleichzeitig wäre hier die Frage zu klären, ob sich Eis bei niedrigen Spannungen unter 0.1

MPa, die in dieser Arbeit aus technischen Gründen nicht betrachtet werden konnten, mit einem E-Modul verformt, wie er dem dynamischen E-Modul entspricht. Dabei könnte auch untersucht werden, ob eine anelastische Deformation erst oberhalb einer bestimmten Spannung einsetzt, wie es der Theorie entspricht (Vergl. Kapitel 6.3.1).

Die Untersuchung der C-Achsenorientierung hat auch bei Eis mit körniger Textur eine Anisotropie ergeben. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, die Richtungsabhängigkeit der betrachteten Eigenschaften zu untersuchen.

Bei Untersuchungen von Eisproben mit brekzienartiger und säulenförmiger Textur muß die Inhomogenität dieses Eises berücksichtigt werden. Zur Bestimmung von Textureigenschaften dieser Gefügeklassen müssen neue dreidimensionale Auswertemethoden entwickelt werden, die es ermöglichen, größere Proben (mehrere Zentimeter) zu charakterisieren. Anstelle mittlerer Korngrößen ergeben sich für die Eisproben Korngrößenverteilungen, die sich innerhalb einer Eisprobe erheblich ändern können. Dies bedingt die Auswertung einer größeren Anzahl paralleler Dünnschnitte.

Als letzter Punkt sei hier die Untersuchung der Bildungs- und Wachstumsbedingungen erwähnt, die aus der Textur des Eises abgeleitet werden können und für die Nutzung der erzielten Ergebnisse von Bedeutung sind. Für den Van Mijen-Fjord konnten die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Texturuntersuchungen Informationen über Bildungs- und Wachstumsbedingungen liefern (Kapitel 4.4). Die beschriebenen Voraussetzungen zur Entstehung des untersuchten Eises beruhen auf Annahmen, die durch Feldmessungen und Laboruntersuchungen bestätigt oder korrigiert werden müßten.

Bei Kenntnis der meteorologischen und ozeanographischen Einflußgrößen, die ein bestimmtes Eisgefüge wie z.B. im Van Mijen-Fjord entstehen lassen, und bei Kenntnis von Zusammenhängen zwischen Eisgefüge und physikalischen Eigenschaften könnten die physikalischen Eigenschaften des Meereises in einem begrenzten Meeresgebiet und zu einer bestimmten Zeit vorhergesagt werden. Voraussetzung dazu wäre die Kenntnis bzw. die Messung notwendiger meteorologischer und ozeanographischer Einflußgrößen.

9. Literatur

Anderson, D.L., 1958, Preliminary results and review of sea ice elasticity and related studies, Trans. of the Eng. Inst. of Canada, Vol.2, No.3.

Anderson, D.L., Weeks, W.F., 1958, A theoretical analysis of sea-ice strength, Transaction, AGU, Vol.39, No.4, p.633-640.

Anderson, D.L., 1960, The physical constants of sea ice, Research, Vol.13, p.310-318.

Assur, A., Weeks, W.F., 1960, Growth, structure, and strength of sea ice, CRREL Res. Rep. No.135.

Baker, R.W., 1978, The influence of the ice crystal size on creep, Journal of Glaciology, Vol.21, No.85, p.485-500.

Barnes, P., Tabor, D., Walker, F.R.S., Walker, J.C.F., 1971, The friction and creep of polycrystalline ice, Proc. Roy. Soc. Lond. A., Vol.324, p. 127-155.

Becker, R., 1968, Theorie der Elastizität, Bd.III, Thermodynamik der Materie, Stuttgart.

Bennet, H.F., 1972, Measurements of ultrasonic wave velocities in ice cores from Greenland and Antarctica, CRREL Res. Rep. No. 237.

Bennington, K.O., 1967, Desalination features in natural sea ice, Journal of Glaciology, Vol.6, No.48.

Bergmann, L., 1954, Der Ultraschall, S. Hirzel Verlag, Stuttgart.

Brandt, S., 1975, Datenanalyse, B.I.-Wissenschaftsverlag, Zürich.

Bronstein, I.N., Semendjajew, K.A., 1981, Taschenbuch der Mathematik, Verlag Harri Deutsch, Thun.

Butkovich, T.R., 1959, Mechanical properties of ice, Quart. Colo. Sch. Mines, Vol.54, p.349-360.

Cheaney, R.F., 1983 Statistical Methods in Geology, George Allen u. Unwin Verlag, London.

Cole, D.M., 1979, Preparation of polycrystalline ice specimens for laboratory experiments, Cold Regions Science and Technology, Vol.1, p.153-159.

Cole, D.M., 1986, Effect of grain size on the internal fracturing of polycrystalline ice, CRREL Rep. No.86-5.

Cox, G.F.N., Weeks, W.F., 1974, Salinity variations in sea ice, Journal of Glaciology, Vol.13, No.67.

Cox, G.F.N., Weeks, W.F., 1983, Equations for determining the gas and brine volumes in sea-ice samples, Journal of Glaciology, Vol.29, No.102.

Cox, G.F.N., Richter-Menge, J.A., Weeks, W.F., Bosworth, H., Perron, N., Mellor, M., Durell, G., 1985, Mechanical properties of multi-year sea ice, Phase II: Test results, CRREL Report No.16.

Cox, G.F.N., Weeks, W.F., 1986, Changes in salinity and porosity of sea ice samples during shipping and storage, Journal of Glaciology, Vol.32, No.112.

Currier, J.H., Schulson, E.M., 1982, The tensile strength of ice as a function of grain size, Acta Metallurgica, Vol.30, p.1511-14.

- Currier, J.H., Schulson, E.M., Lawrence, W.F.St., 1983**, A study on the tensile strength of ice as a function of grain size, CRREL Rep. No.83-14.
- Dantl, G., 1967**, Elastic Moduli and mechanical damping in single-crystals of ice, Diss., Technische Hochschule Stuttgart.
- Dantl, G., 1969**, Elastic moduli of ice, in: Physics of Ice, Riehl, N., Bullemer, B., Engelhardt, H., Editors, Plenum Press, New York, p.223-239.
- Davis, J.C., 1973**, Statistics and Data Analysis in Geology, John Wiley u. Sons, New York.
- Diekmann, G., Rohardt, G., Hellmer, H., Kipfstuhl, J., 1986**, The occurrence of ice platelets at 250 m depth near the Filchner Ice Shelf and its significance for sea ice biology, Deep-Sea Research, Vol.33, No.2, p.141-148.
- Doronin, Y.P., Kheisin, D.E., 1977**, Sea Ice, Amerind Publishing Co. Pvt. Ltd., New Delhi.
- Duval, P., 1978**, Anelastic behaviour of polycrystalline ice, Journal of Glaciology, Vol.21, No.85.
- Duval, P., Le Gac, H., 1980**, Does the permanent creep-rate of polycrystalline ice increase with crystal size?, Journal of Glaciology, Vol.25, No.91.
- Duval, P., Le Gac, H., 1982**, Mechanical behaviour of Antarctic ice, Annals of Glaciology, Vol.3, p.92-95.
- Duval, P., Ashby, M.F., Anderson, I., 1983**, Rate-controlling processes in the creep of polycrystalline ice, Journal of Phys. Chem., Vol.87, p.4066-4074.
- Earle, E.N., Frederking, R., Gavrilov, V.P., Goodman, D.J., 1984**, Dynamic methods to study the elasticity of ice, IAHR-Recommendations on testing methods of ice, IAHS-Publ., Hamburg, p.1-13.
- Ettema, R., Karim, M.F., Kennedy, J.F., 1984**, Frazil ice formation, CRREL Rep. No.84-18.
- Eicken, H., Lange, M.A., 1989**, Development and properties of sea ice in the coastal regime of the southeastern Weddell Sea, submitted to J. Geophys. Res, in press.
- Fletcher, N.H., 1970**, The chemical Physics of ice, Cambridge University Press.
- Fisz, M., 1976**, Wahrscheinlichkeitsrechnung und mathematische Statistik, Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.
- Gammon, P.H., Klefte, H., Clouter, M.J., 1983**, Elastic constants of ice samples by Brillouin spectroscopy, J. Phys. Chem., Vol 87, p.4025-4029.
- Glen, J.W., 1963**, The reology of ice, W.D. Kingery ed., in: Ice and Snow, Chap.7, MIT Press, Cambridge, Mass., p.3-7.
- Glen, J.W., 1974**, The physics of ice, CRREL Monograph.
- Glen, J.W., 1975**, The mechanics of ice, CRREL Monograph.
- Gold, L.W., 1966**, Dependence of crack formation on crystallographic orientation for ice, Can. Jour. of Phys., Vol.44.
- Gold, L.W., Sinha, N.K., 1980**, The rheological behaviour of ice at small strains, p.117 in: Physics and Mechanics of Ice, P. Tryde ed., Springer-Verlag.

- Gow, A.J., 1987**, Crystal structure and salinity of sea ice in Hebron Fiord and vicinity, Labrador, CRREL Rep., No.87-4.
- Gow, A.J., Tucker, J., Walter, B.III, Weeks, W.F., 1987a**, Physical properties of summer sea ice in the Fram Strait, June - July 1984, CRREL Rep., No.87-16.
- Gow, A.J., Ackley, S.F., Buck, K.R., Golden, K.M., 1987b**, Physical and structural characteristics of Weddell Sea pack ice, CRREL Rep., No.87-14.
- Grabe, G., 1984**, Eis als Baustoff für Schiffs- und Meerestechnik, Schiffstech., Vol.31, p.173-184, Bd.4.
- Grabe, G., 1987**, Zum Tragverhalten von verstärktem Eis, VDI Fortschritt-Berichte, Reihe 18, Nr.45.
- Häusler, F.U.1982**, Multiaxial compressive strength tests on saline ice with brush-type loading platens, Proc. IAHR Symposium on Ice, Quebec, July 27-31, 1981, p.1-13.
- Häusler, F.U.1986**, Multiaxial mechanical properties of urea doped ice, Proc. IAHR Ice Symposium, Iowa City, Iowa.
- Hawkes, I., Mellor, M., 1972**, Deformation and fracture of ice under uniaxial stress, Journal of Glaciology, Vol.11, No.61, p.103-131.
- Haynes, F.D., Mellor, M., 1977**, Measuring the uniaxial compressive strength of ice, Journal of Glaciology, Vol.19, No.81.
- Hellmann, H., 1984**, Aufbau eines Laborexperimentes zur Untersuchung des Bruchverhaltens von Gesteinen, Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik Kiel.
- Hellmann, H., 1986**, Physikalische Eigenschaften und strukturelle Größen von Meereis, Berichte zur Polarforschung, No.28, p.22-26.
- Higashi, A., Koinuma, S., Mae, S., 1964**, Plastic yielding in ice single crystals, Jap. Jour. App. Phys., Vol.3, No.10.
- Higashi, A., 1967**, Mechanisms of plastic deformation in single crystals, in: Physics of ice and snow, p.277-289.
- Hobbs, P.V., 1974**, Ice physics, Clarendon Press, Oxford.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1969**, Fundamentals of rock mechanics, Chapman and Hall Ltd, London.
- Jellinek, H.H.G., Brill, R., 1956**, Viscoelastic properties of ice, Journal of Applied Physics, Vol.27, No.10, p 1198- 1209.
- Jones, S.J., Glen, J.W., 1969**, The mechanical properties of single crystal of pure ice, Journal of Glaciology, Vol.8, No.54, p.463-473.
- Kertz, W., 1978**, Statistik geophysikalischer Beobachtungsreihen, Inst. f. Geophysik u. Meteorologie, TU Braunschweig.
- Kingery, W.D., 1963**, Ice and Snow - properties, processes, and applications, M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts.
- Kreyszig, E., 1975**, Statistische Methoden und ihre Anwendungen, Vandenhoeck und Ruprecht Verlag, Göttingen.
- Lange, A.M., 1988a**, A computer-controlled system for ice-fabric analysis on a Rigsby stage, Annals of Glaciology, Vol.10, p.92-94.

- Lange, A.M., 1988b**, Basic properties of antarctic sea ice as revealed by textural analysis of ice cores, *Annals of Glaciology*, Vol.10, p.95-101.
- Lange, M.A., Ackley, S.F., Wadhams, P., Diekmann, G.S., Eicken, H., 1989**, Development of sea ice in the Weddell Sea, *Annals of Glaciology*, Vol 12., p.92-96.
- Langleben, M.P., Pounder, E.R., 1963**, Elastic parameters of sea ice, W.D. Kingery ed., in: *Ice and Snow*, Chap.7, MIT Press, Cambridge, Mass., p.69-78.
- Langleben, M.P., Pounder, E.R., 1964**, Artic sea ice of various ages - I. Ultimate strength, *Journal of Glaciology*, Vol.5, No.37, p.93-98.
- Langway, C.C.jr., 1958**, Ice fabrics and the universal stage, CRREL Tech. Rep., No.62.
- Law, K.T., 1977**, Design of loading platen for testing ice and frozen soil, *Can. Geotech. J.*, Vol.14.
- Lewis, E.L., Weeks, W.F., 1970**, Sea ice: some polar contrasts, SCAR Symp. Ant. Ice and Water Masses, p.23-34.
- Liu, H.W., Miller, K.J., 1979**, Fracture toughness of fresh-water ice, *Journal of Glaciology*, Vol.22, No.86.
- Lewis, E.L., Milne, A.R., 1977**, Underwater sea ice formation, In: *Polar Oceans*, Proc. Polar Oceans Conf., Montreal, 1974, Dunbar, M.J., Editor.
- Lloyd, G.J., Mc Elroy, R.J., 1976**, Creep recovery, internal friction and stress relaxation, *Acta Metallurgica*, Vol.24, No.2, p.111-115.
- Mellor, M., Cole, D.M., 1983**, Stress / strain / time relations for ice under uniaxial compression, *Cold Regions Science and Technology*, Vol.6, p.207-230.
- Michel, B., 1978**, A mechanical model of creep of polycrystalline ice, *Canadian Geotechnical Journal*, Vol.15, p.155-170.
- Mittenecker, E., 1970**, *Planung und statistische Auswertung von Experimenten*, Franz Deuticke Verlag, Wien.
- Nakawo, M., Sinha, N.K., 1981**, Growth rate and salinity profile of first-year sea ice in the high Arctic, *Journal of Glaciology*, Vol.27, No.96, p.99-105.
- Nakawo, M., Sinha, N.K., 1984**, A note of brine layer spacing of first-year sea ice, *Atmosphere - Ocean*, Vol.22 (2), p.193-206.
- Nixon, W.A., Schulson, E.M., 1987**, A micromechanical view of the fracture toughness of ice, *Jour. de Phys.*, No.3, Tome 48.
- Nowick, A.S., Berry, B.S., 1972**, *Anelastic relaxation in crystalline solids*, Academic Press, New York.
- Pounder, E.R., Langleben, M.P., 1964**, Artic sea ice of various ages, II. elastic properties, *Journal of Glaciology*, Vol.5, No.37, p.99-105.
- Pounder, E.R., Langleben, M.P., 1968**, Acoustic attenuation in sea ice, *Union de Geodesie et Geophysique Int., Ass. Int. d'Hydrologie Sc., Assemblee generale de Berne*, p.161-169.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., 1986**, *Numerical Recipes*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Ranalli, G., 1987**, *Rheology of the earth*, Allen u. Unwin Ltd., Wellington.

- Readey, D.W., Kingery, W.D., 1964**, Plastic deformation of single crystal ice, *Acta Metall.*, Vol.12, p.171-178.
- Richter-Menge, Jacqueline A., 1984**, Static determination of Young's modulus in sea ice, *Cold Regions Science and Technology*, Vol.9, p.283-286.
- Richter-Menge, J.A., Cox, G.F.N., Gordon, F.N., Perron, N.M., 1987**, Mechanical properties of multi-year sea ice, Phase I: Ice structure analysis, CRREL Report No.87-3.
- Riehl, N., Bullemer, B., Engelhardt, H., 1969**, *Physics of Ice*, Plenum Press, New York.
- Röthlisberger, H., 1972**, Seismic Exploration in Cold Regions, CRREL Monograph II-A2a.
- Rüter, H., 1967**, Berechnung der Richtungsabhängigkeit der P-Wellen-Geschwindigkeit in polykristallinen Eisproben mit vorgegebener C-Achsen-Verteilung aus den elastischen Konstanten des Eiskristalls, *Polarforschung*, Bd.VI, Heft 1/2, p.175-178.
- Rummel, F., 1982**, Bruch und Inelastizität von Gesteinen und Mineralien, *Landolt-Börnstein*, Springer-Verlag, Berlin, Bd.1, Kap.3.
- Saeki, H., Ono, T., Nakazawa, N., Izumi, K., Sakai, M., 1984**, Determination of compressive strength of sea ice by using ultrasonic pulse, *IAHS-Publ.*, Hamburg, p.339-348.
- Schulson, E.M., 1979**, An analysis of the brittle to ductile transition in polycrystalline ice under tension, *Cold Regions Science and Technology*, Vol.1 p.87-91.
- Schulson, E.M., 1987a**, The fracture of ice Ih, *Journal de Physique*, No.3, Tome 48, p.207-220.
- Schulson, E.M., 1987b**, The mechanical properties of ice: an overview, in: *Advances in Materials Science and Engineering*, ed. Cahn, R.
- Schwarz, J., Weeks, W.F., 1977**, Engineering properties of sea ice, *Journal of Glaciology*, Vol.19, No.81, p.499-531.
- Schwarz, J., 1984**, Advancement in icebreaker technology, *Proc. IAHR*, Hamburg, Vol.IV, p.347-364.
- Sinha, N.K., 1978a**, Short-term rheology of polycrystalline ice, *Journal of Glaciology*, Vol.21, No.85.
- Sinha, N.K., 1978b**, Rheology of columnar-grained ice, *Exper. Mech.*, Vol.18, No.12, p.464-470.
- Sinha, N.K., 1981**, Deformation behaviour of ice-like materials in engineering applications, *Mech. of struc. Media, Proc. Int. Sym. Mech. Behaviour of Structured Media*, Ottawa, Canada, Part A, p.419-430.
- Sinha, N.K., 1982**, Constant strain- and stress-rate compressive strength of columnar-grained ice, *J. of Mat. Sc.*, Vol.17, p.785-802.
- Sinha, N.K., 1983**, Creep model of ice for monotonically increasing stress, *Cold Regions Science and Technology*, Vol.8, p.25-33.
- Steinemann, S., 1958**, Experimentelle Untersuchungen zur Plastizität von Eis, *Beiträge zur Geologie der Schweiz, Hydrogeologie*, Nr.10.

Szyszkowski, W., Dost, S., Glockner, P.G., 1984a, A nonlinear constitutive model for ice, *Int. J. of Solids and Structures*, Vol.20.

Szyszkowski, W., Glockner, P.G., 1984b, An improved rheological model for ice, *Proc. IX Int. Congress on Rheology, Mexico*.

Szyszkowski, W., Glockner, P.G., 1985, Modelling the time - dependent behaviour of ice, *Cold Regions Science and Technology*, Vol.11, p.3-21.

Tatibouet, J., Vassoille, R., Perez, J., 1975, Ultrasonic properties of plastically deformed ice, *Journal of Glaciology*, Vol.15, No.73.

Tegart, W.J.McG., 1964, Non-basal slip as a major deformation process in the creep of polycrystalline ice, *Journal of Glaciology*, Vol.5, No.38, p.251-254.

Timco, G.W., 1984, *Proc. IAHR Ice Symposium, Hamburg*, p.117.

Tryde, P., 1986, East Greenland current - ice studies, *Int. Con. Ice Tech., MIT, Cambridge USA*, abstract.

Wakahama, G., 1962, On the plastic deformation of single crystal of ice, *Cont. No.803, Inst. Low Temp. Science*, p.292-311.

Weeks, W.F., Hamilton, W.L., 1962, Petrographic characteristics of young sea ice, Point Barrow, Alaska, *CRREL Research Rep., No.101*.

Weeks, W.F., Assur, A., 1967, The mechanical properties of sea ice, *CRREL Monograph*.

Weeks, W.F., Assur, A., 1972, Fracture of lake and sea ice, in: *Fracture*, Ed. Liebowitz, H., Akademic Press, New York.

Weeks, W.F., Ackley, S.F., 1982, The growth, structure, and properties of sea ice, *CRREL Monograph, No.82-1*.

Weeks, W.F., Cox, G.F.N., 1984, The mechanical properties of sea ice: a status report, *Ocean Sc. and Eng., 9(2)*, p.135-198.

Weertman, J., 1973, Creep of ice, *Physics and Chemistry of Ice*, Ed., Whalley, E., Jones, S.J., Gold, L.W., Royal Soc. Can., Ottawa, p.320-337.

Westphal, J.A., 1965, In situ attenuation measurements in glacial ice, *Jour. Geoph. Res., Vol.70, No.8*, p.1849-1853.

Williams, G.P., 1959, Frazil ice: A review of its properties with a selected bibliography, *Engineering Jour., Vol.42(11)*, p.55-60.

Zwally, H.J., 1984, Observing polar ice variability, *Annals of Glaciology, Vol.5*, p.191-198.

10. Anhang

Zusammenstellung der verwendeten Symbole und deren Bedeutung

Meßgrößen sind mit einem 'M' gekennzeichnet.

Symbol	Einheit	Bedeutung
Angaben unter den Diagrammen		
N		Anzahl der für die Berechnungen verwendeten Werte
R		Korrelationskoeffizient
R_U		unterer Grenzwert des Konfidenzintervalls für den Korrelationskoeffizienten
R_S		Signifikanzwert für den Korrelationskoeffizienten
Δm		Steigungsfehler
Geschwindigkeiten		
$V_p(12)$	M km/s	P-Wellengeschwindigkeit bei -12°C
$V_p(28)$	M km/s	P-Wellengeschwindigkeit bei -28°C
$V_s(12)$	M km/s	S-Wellengeschwindigkeit bei -12 °C
$V_s(28)$	M km/s	S-Wellengeschwindigkeit bei -28 °C
V_{Pred}	km/s	auf $P_{ges} = 0$ reduzierte P-Wellengeschw. (-12°C)
V_{Sred}	km/s	auf $P_{ges} = 0$ reduzierte S-Wellengeschw. (-12°C)
Moduln		
E_1	M GPa	statischer E-Modul, Anstieg der Spannung
E_2	M GPa	statischer E-Modul, Abfall der Spannung
E_{el}	GPa	berechneter E-Modul: S_{ent}/D_{el}
E_{on}	GPa	berechneter E-Modul: S_{ent}/D_{on}
$E_d(12)$	GPa	dynamischer E-Modul bei -12°C
$E_d(28)$	GPa	dynamischer E-Modul bei -28°C
G(12)	GPa	Schermodul bei -12°C
G(28)	GPa	Schermodul bei -28°C
K(12)	GPa	Kompressionsmodul bei -12°C
K(28)	GPa	Kompressionsmodul bei -28°C
$\nu(12)$	-	Poissonkonstante bei -12°C
$\nu(28)$	-	Poissonkonstante bei -28°C
E_{red}	GPa	auf $P_{ges} = 0$ reduzierter dyn. E-Modul (-12°C)
G_{red}	GPa	auf $P_{ges} = 0$ reduzierter Schermodul (-12°C)

Zusammenstellung der verwendeten Symbole und deren Bedeutung - Fortsetzung

Symbol	Einheit	Bedeutung
Gefüge		
S_a	M	10^{-3} Salzgehalt
ρ	M	g/cm^3 Dichte
$P_a(12)$		% Luftporosität bei $-12^\circ C$
$P_a(28)$		% Luftporosität bei $-28^\circ C$
$P_h(12)$		% Laugenporosität bei $-12^\circ C$
$P_h(28)$		% Laugenporosität bei $-28^\circ C$
$P_{ges}(12)$		% Gesamtporosität bei $-12^\circ C$
$P_{ges}(28)$		% Gesamtporosität bei $-28^\circ C$
C_h	M	mm^2 im horizontalen Dünnschnitt bestimmte Korngröße
C_v	M	mm^2 im vertikalen Dünnschnitt bestimmte Korngröße
β		Verhältnis C_v/C_h
Spannungen		
S_F	M	MPa Festigkeit
S_{el}	M	MPa <i>Elastizitätsgrenze</i>
S_{ent}	M	MPa Spannung bei Entlastung der Probe
Deformationen		
D_F	M	10^{-3} <i>Festigkeitsdeformation</i>
D_{ges}	M	10^{-3} Gesamtdeformation
D_{el}	M	10^{-3} elastische Deformation
D_{an}	M	10^{-3} anelastische Deformation
D_{rev}		10^{-3} reversible Deformation
D_{pl}	M	10^{-3} plastische Deformation
$D_{el}(I)$		10^{-3} elastische Deformation im <i>linearen Deformationsbereich</i>
$D_{an}(I)$		10^{-3} anelastische Deformation im <i>linearen Deformationsbereich</i>
$D_{el}(II)$		10^{-3} elastische Def. im <i>nicht linearen Deformationsbereich</i>
$D_{an}(II)$		10^{-3} anelastische Def. im <i>nicht linearen Deformationsbereich</i>
Verhältnisse		
γ	-	Verhältnis D_{an}/D_{el}
$\gamma(I)$	-	Verhältnis $D_{an}(I)/D_{el}(I)$
$\gamma(II)$	-	Verhältnis $D_{an}(II)/D_{el}(II)$

Tabelle A 1. Übersicht über die Mittelwerte \bar{x} , Standardabweichungen S und Wertebereiche der betrachteten Meßgrößen und der berechneten Größen für Eisproben mit körniger und brekzienartiger Textur. (N - Anzahl der Werte).

Größe	körnige Textur				brekzienartige Textur			
	\bar{x}	S	N	Wertebereich	\bar{x}	S	N	Wertebereich
Gefüge								
Sa [10^{-3}]	3.27	1.82	35	2.2 - 6.9	1.22	1.09	20	0.1 - 4.2
ρ [g/cm^3]	0.903	0.016	35	0.858 - 0.920	0.909	0.007	20	0.885 - 0.917
$P_a(12)$ [%]	2.10	1.79	35	0.28 - 6.98	1.28	0.82	20	0.43 - 3.72
$P_a(28)$ [%]	2.21	1.79	35	0.40 - 7.08	1.47	0.81	21	0.76 - 3.94
$P_b(12)$ [%]	1.53	0.33	35	1.04 - 3.21	0.58	0.51	20	0.05 - 1.75
$P_b(28)$ [%]	0.35	0.07	35	0.24 - 0.72	0.13	0.12	20	0.01 - 0.44
$P_{ges}(12)$ [%]	3.63	1.82	35	1.57 - 8.54	1.85	1.03	20	0.63 - 4.90
$P_{ges}(28)$ [%]	2.55	1.79	35	0.70 - 6.76	1.60	0.83	20	0.79 - 3.99
C_h [mm^2]	2.96	0.42	27	2.23 - 3.99	--	--	0	--
C_v [mm^2]	4.62	0.96	28	2.64 - 6.61	--	--	0	--
β [-]	1.56	0.25	26	1.05 - 2.26	--	--	0	--
Geschwindigkeiten [km/s]								
$V_p(12)$	3.73	0.039	35	3.60 - 3.77	3.75	0.026	20	3.70 - 3.79
$V_p(28)$	3.79	0.027	30	3.71 - 3.83	3.78	0.027	20	3.74 - 3.81
$V_s(12)$	1.85	0.044	35	1.60 - 1.92	1.92	0.043	20	1.79 - 1.96
$V_s(28)$	1.90	0.043	30	1.81 - 1.96	1.95	0.044	19	1.85 - 2.01
V_{Pred}	3.77	0.030	35	3.69 - 3.83	3.78	0.024	20	3.72 - 3.81
V_{Sred}	1.94	0.033	35	1.76 - 2.02	1.96	0.027	20	1.89 - 1.99
Moduln [GPa]								
$E_d(12)$	8.28	0.46	35	6.28 - 8.85	8.83	0.40	20	7.71 - 9.22
$E_d(28)$	8.69	0.43	30	7.65 - 9.24	9.11	0.37	19	8.18 - 9.63
$G(12)$	3.10	0.19	35	2.28 - 3.35	3.34	0.17	20	2.86 - 3.50
$G(28)$	3.26	0.18	30	2.84 - 3.49	3.46	0.16	19	3.05 - 3.69
$K(12)$	8.41	0.30	35	7.73 - 9.03	8.33	0.19	20	7.97 - 8.71
$K(28)$	8.63	0.31	30	7.99 - 9.25	8.31	0.18	19	8.11 - 8.78
$\nu(12)$ [-]	0.336	0.009	35	0.328 - 0.378	0.323	0.010	20	0.31 - 0.35
$\nu(28)$ [-]	0.332	0.010	30	0.317 - 0.357	0.317	0.009	19	0.307 - 0.340
E_{red}	9.18	0.24	35	7.90 - 9.64	9.29	0.19	20	8.76 - 9.52
G_{red}	3.47	0.10	35	2.95 - 3.67	3.53	0.09	20	3.28 - 3.63

Tabelle A 1. Fortsetzung

Größe	körnige Textur				brekzienartige Textur			
	\bar{x}	S	N	Wertebereich	\bar{x}	S	N	Wertebereich
Spannungen [MPa]								
S_F	4.34	0.76	34	3.00 - 6.89	4.15	1.08	17	3.02 - 7.49
S_{el}	1.80	0.61	34	0.92 - 3.10	1.74	0.45	17	1.14 - 2.80
S_{ent}	3.87	0.50	20	2.76 - 4.84	3.80	0.78	17	2.20 - 5.17
Deformationen [10^{-3}]								
D_F	1.26	0.28	28	0.82 - 2.93	1.62	0.76	17	0.65 - 2.90
D_{ges}	1.93	0.57	20	1.73 - 3.58	1.92	0.70	17	0.98 - 2.90
D_{el}	0.56	0.07	20	0.39 - 0.65	0.56	0.16	17	0.24 - 0.83
D_{an}	0.66	0.12	20	0.49 - 1.02	0.64	0.25	17	0.20 - 1.21
D_{rev}	1.22	0.13	20	0.98 - 1.54	1.21	0.28	17	0.76 - 1.83
D_{pl}	0.70	0.47	20	0.31 - 2.04	0.71	0.52	17	0.02 - 1.67
$D_{el}(I)$	0.21	0.07	20	0.11 - 0.37	0.20	0.05	17	0.12 - 0.31
$D_{an}(I)$	0.06	0.07	20	-0.10 - 0.29	0.09	0.06	17	-0.02 - 0.22
$D_{el}(II)$	0.35	0.11	20	0.15 - 0.50	0.37	0.14	17	0.06 - 0.59
$D_{an}(II)$	0.61	0.13	20	0.43 - 0.96	0.56	0.22	17	0.14 - 1.03
E - Moduln [GPa]								
E_1	6.66	1.48	34	4.3 - 13.0	6.39	1.45	19	4.3 - 8.9
E_2	7.77	1.04	27	6.2 - 10.5	7.65	0.82	11	6.1 - 12.5
E_{el}	6.95	0.99	20	5.26 - 9.42	6.55	1.25	15	4.76 - 12.0
E_{an}	6.02	1.27	20	3.64 - 8.41	5.76	2.30	15	2.37 - 24.7
Verhältnisse [-]								
γ	1.20	0.29	20	0.89 - 1.79	1.26	0.64	17	0.26 - 2.75
$\gamma(I)$	0.27	0.23	20	0.0 - 0.79	0.49	0.35	17	0.06 - 1.16
$\gamma(II)$	1.95	0.78	20	1.04 - 3.41	1.54	0.68	16	0.52 - 10.5

Tabelle A2. Korrelationstabelle für $P_{ges}(12)$.

Unter N ist jeweils die Anzahl der für die Berechnung des t-Wertes zur Verfügung stehenden Meßwerte angegeben. Die nachgestellten Buchstaben bedeuten:

- g - gesamt (alle untersuchten Eisproben),
- k - Eisproben mit körniger Textur,
- b - Eisproben mit brekzienartiger Textur.

Korrelationsanalyse Y-File: $P_{ges}(12)$ Seite: 7

Größe	N	t-Wert	Größe	N	t-Wert	Größe	N	t-Wert	Größe	N	t-Wert
Sa	60g	5.9	$V_{pred}(12)$	58g	0	E_{red}	58g	0	D_{el}	37g	0
	35k	0		35k	0		35k	0		20k	0
	20b	3.4		20b	0		20b	-2.8		17b	0
ρ	60g	-14.9	$V_p(12)$	58g	-6.5	$E_d(12)$	58g	-13.8	$D_{el}(I)$	37g	0
	35k	-24.9		35k	-4.9		35k	-10		20k	0
	20b	-5.4		20b	0		20b	-9.5		17b	0
$P_a(12)$	60g	19.8	$V_p(28)$	53g	0	$E_d(28)$	51g	-9.3	$D_{el}(II)$	37g	0
	35k	31.2		30k	-2.9		30k	-5.7		20k	0
	20b	7.6		20b	-2.4		19b	-5.9		17b	0
$P_a(28)$	60g	17.9	V_{Sred}	58g	0	E_1	58g	0	$D_{an}(II)$	37g	0
	35k	28.7		35k	2.6		31k	0		20k	0
	20b	6.7		20b	-2.6		19b	0		17b	0
$P_b(12)$	60g	5.5	$V_S(12)$	58g	-9.7	E_2	39g	0	$D_{an}(I)$	37g	0
	35k	0		35k	-6.2		27k	0		20k	0
	20b	-3.4		20b	-7.3		11b	0		17b	0
$P_b(28)$	60g	5.5	$V_S(28)$	49g	-5.7	E_{el}	37g	0	$D_{an}(I)$	37g	0
	35k	0		30k	-2.6		20k	0		20k	0
	20b	3.4		19b	-4.3		15b	0		17b	0
$P_{ges}(12)$	60g	xx	G_{red}	58g	0	E_{on}	37g	0	γ	37g	0
	35k	xx		35k	0		20k	0		20k	0
	20b	xx		20b	-2.9		15b	0		17b	0
$P_{ges}(28)$	60g	24.1	G (12)	58g	-13.2	S_f	54g	-2.4	$\gamma(I)$	37g	0
	35k	36.5		35k	-9.2		34k	-3.5		20k	0
	20b	9.4		20b	-9.1		17b	0		17b	0
C_h	27g	2.4	G (28)	51g	-8.6	S_{ent}	37g	0	$\gamma(II)$	36g	0
	27k	2.4		30k	-5.0		20k	-3.0		20k	0
	0 b	x		19b	-5.5		17b	0		16b	0
C_v	28g	0	K (12)	58g	0	S_{el}	51g	0	D_{pl}	37g	0
	28k	0		35k	-4.2		34k	0		20k	0
	0 b	x		20b	0		17b	0		17b	0
β	26g	0	K (28)	51g	0	D_f	46g	0			
	26k	0		30k	-3.1		20k	0			
	0 b	x		19b	0		17b	0			
			v(12)	58g	7.6	D_{rev}	37g	0			
			35k	3.6	28k		0				
			20b	5.9	17b		0				
			v(28)	49g	4.8	D_{ges}	37g	0			
			30k	0	20k		0				
			19b	3.7	17b		0				

Danksagung

Bei meinem Betreuer Dr. M.A. Lange möchte ich mich herzlich für die Themenstellung und die zahlreichen Anregungen bedanken. Erst durch seine hilfreiche Unterstützung konnte die vorliegende Arbeit mit den zahlreichen Messungen in vollem Umfang durchgeführt werden.

Herrn Prof. Dr. H. Miller danke ich für die Betreuung der Arbeit, seine Diskussionsbereitschaft und Anregungen.

Für die Unterstützung der Forschungsarbeiten am Alfred-Wegener-Institut und die Möglichkeit zur Teilnahme an einer Polarexpedition möchte ich Herrn Prof. Dr. D. Fütterer danken.

Für Hilfestellungen bei der Polarexpedition und der Möglichkeit zur Durchführung von Belastungsversuchen bei der Hamburger Schiffsbau Versuchsanstalt (HSVA) möchte ich mich bei Herrn Dr. J. Schwarz bedanken.

Die Belastungsversuche konnten erst durch die Unterstützung der Mitarbeiter der HSVA realisiert werden. Besonders möchte ich mich bei U. Häusler bedanken, der wesentlich zum Erfolg und zur schnellen Durchführung der Messungen beitrug.

Mein Dank gilt Herrn Dr. G. Grabe und Herrn Prof. P. Tryde, sowie der Schiffsbesatzung der Polarstern, die mir während der Probennahme auf dem Fahrtabschnitt ARK III/1 behilflich waren und mich tatkräftig unterstützten.

Für die Beratung bei technischen Fragen und die Durchführung zahlreicher Arbeiten in der Werkstatt des AWI möchte ich mich bei Herrn Mante und Herrn Dunker bedanken.

Bei Herrn Prof. Dr. O. Brockamp und Herrn Dipl. Geophys. J. Springer bedanke ich mich für wertvolle Diskussionen und Anregungen.

Dank schulde ich auch Herrn Dipl. Phys. H. Kochan, der mir die Fertigstellung der Arbeit am Institut für Raumsimulation in Köln ermöglichte.

Den Mitarbeitern aller Abteilungen des AWI gebührt ein herzliches Dankeschön für die gute Atmosphäre im Institut.