

Diplomarbeit

**ROV basierte Untersuchung der räumlichen
Variabilität der Lichttransmission durch
arktisches Meereis im Sommer**

vorgelegt von

Christian Katlein *,[⊙]

Betreuer: Prof. Dr. R. Gerdes*

Prof. Dr. K. Werner[⊙]

Dr. M. Nicolaus*

Eberhard Karls Universität Tübingen[⊙]

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät

Fachbereich Physik

Institut für Astronomie und Astrophysik

Sand 1, 72076 Tübingen

Alfred-Wegener-Institut

für Polar- und Meeresforschung*

in der Helmholtz-Gemeinschaft

Fachbereich Klimawissenschaften

Sektion Meereisphysik

Bussestr. 24, 27570 Bremerhaven

Bremerhaven, Juli 2012

Zusammenfassung

Die Energiebilanz des Arktischen Ozean spielt eine Schlüsselrolle im globalen Klimasystem, also auch weit über die Grenzen der Arktis hinaus. Hierbei ist insbesondere die Meereisdecke als Grenzschicht zwischen Atmosphäre und Ozean für die Verteilung der von der Sonne einfallenden Energie auf die verschiedenen Teile des Klimasystems von großer Bedeutung. Das Meereis reflektiert einen Großteil der einfallenden Strahlungsenergie. Ein gewisser Teil dringt jedoch in das Eis ein bzw. hindurch. Sowohl die Ausdehnung und Dicke des Eises, als auch dessen Albedo werden seit vielen Jahren beobachtet. Im Vergleich dazu existieren nur relativ wenige Messungen des transmittierten Lichtes, da hierfür ein Zugang unter das Eis benötigt wird. Insbesondere über die räumliche Variabilität der Transmission existieren deshalb bisher nur wenige Messdaten.

In dieser Arbeit werden die ersten Messungen des durch das Meereis transmittierten Lichtes an Bord eines ferngesteuerten Unterwasser-Roboters (ROV) in der zentralen Arktis vorgestellt. Im Rahmen der Reise ARK-XXVI/3 (TransArc 2011) des deutschen Forschungseisbrechers FS POLARSTERN wurden an neun Stationen (beginnend im eurasischen Becken, über den Nordpol ins Kanadische Becken, bis auf die Russischen Schelfe) jeweils mehrere Profile des transmittierten Lichtes gemessen. Für die Messungen wurden erstmalig zeitgleich zwei Spektralradiometer mit unterschiedlicher Winkelcharakteristik verwendet. Die große Menge an Datenpunkten ist repräsentativ für sommerliche arktische Meereisbedingungen und ermöglicht statistisch signifikante Aussagen über die räumliche Variabilität der Lichtbedingungen unter Meereis. Hieraus konnten Transmissivitäten für verschiedene Eistypen abgeleitet werden und auch eine Aussage über die Variabilität innerhalb einzelner Eistypen gemacht werden.

Eines der Hauptergebnisse der vorliegenden Arbeit ist, dass einjähriges Eis in etwa drei mal so viel Licht transmittiert wie mehrjähriges Eis. Die räumliche Variabilität auf einzelnen Eisschollen übersteigt eine Größenordnung und wird hauptsächlich durch die Oberflächeneigenschaften bestimmt. Durch Schmelztümpel wird aufgrund der fehlenden Oberflächenschicht deutlich mehr Licht transmittiert als durch das umliegende Eis. Aus dem Verhältnis der Messwerte der beiden verschiedenen Sensoren lassen sich neue Erkenntnisse über den Streukoeffizienten von Meereis ableiten, insbesondere dass dieser richtungsabhängig und das Lichtfeld unter dem Eis entgegen bisheriger Annahmen nicht isotrop ist.

Abstract

The energy balance of the Arctic is of high importance to the climate system of our planet also outside the arctic. The sea ice cover as boundary layer between ocean and atmosphere plays a crucial role in the partitioning of incident energy between different compartments of the climate system. While sea ice reflects most of the incident light, some part is penetrating through the ice. Extent, thickness and albedo of sea ice have been observed for many years. In contrast, there exist only few measurements of transmitted light, as access under the ice is difficult. Few data exist especially on the spatial variability of transmitted light.

This work presents the first measurements of transmitted light onboard a remotely operated vehicle (ROV) under sea ice in the central Arctic. Several profiles of transmitted light were measured during the cruise ARK-XXVI/3 (TransArc 2011) of the german research icebreaker Polarstern in 2011 (beginning in the eurasian basin, over the pole to the canadian basin and towards russian shelf seas). Two spectroradiometers with different angular response characteristics were used for the first time for simultaneous measurements. The amount of data enables statistically significant conclusions on a huge databasis and an approach to spatial variability of the light conditions under sea ice. Transmittances for different ice types could be derived and the variability within an ice type described.

One of the main results of the work is that first year sea ice transmits three times more light than multi year sea ice. Spatial variability on single floes exceeds one order of magnitude, but is mainly influenced by surface properties. Due to the lack of a surface scattering layer melt ponds transmit considerably more light than the surrounding bare ice. From the ratio between the two different sensors we can deduce, that the scattering-coefficient of sea ice is dependent on direction and that the light field under the ice is not isotropic, as it was assumed earlier.

Inhaltsverzeichnis

0.1	Verzeichnis verwendeter Abkürzungen und Symbole	8
1	Einführung und Motivation	9
1.1	Historie	9
1.2	Meereis im Zeitalter des Klimawandels	12
1.3	Motivation und Hintergrund dieser Arbeit	12
2	Physikalische Grundlagen	15
2.1	Optische Eigenschaften von Meereis	15
2.2	Einfallendes Licht	15
2.3	Physikalische Größen	17
2.4	Inhärente optische Eigenschaften von Meereis	19
2.5	Scheinbare optische Eigenschaften	23
2.6	Meereis und seine Variabilität	30
3	Angewandte Methoden	37
3.1	Polarsternfahrt	37
3.2	Stationsablauf	39
3.3	ROV-System	42
3.4	Optische Sensoren	46
3.5	Weitere Messungen	52
3.6	Datenverarbeitung	53

3.7	Datenpublikation	65
3.8	Modellierung des Lichtfeldes	65
4	Ergebnisse	72
4.1	Ergebnisse der einzelnen Stationen	72
4.2	Gesamter Datensatz	93
4.3	Schnee-Experiment	115
4.4	Verbindung zur Biologie	119
4.5	Neue Details über den Strahlungstransport im Eis	123
5	Zusammenfassung und Diskussion	137
5.1	Vorteile der neuen Mess- und Auswertungsmethode	137
5.2	Erkenntnisse über die optischen Eigenschaften von Meereis	138
5.3	Bedeutung der Messungen im Bezug auf das Klimasystem	140
5.4	Messfehler	143
5.5	Vergleich mit vorhergehenden Messungen	144
6	Schlussfolgerungen	148
	Literaturverzeichnis	149

0.1 Verzeichnis verwendeter Abkürzungen und Symbole

Die folgende Tabelle gibt einen Überblick über alle in dieser Arbeit verwendeten Abkürzungen, Symbole und deren Einheiten.

Symbol	Bedeutung	Einheit
A	Fläche	m^2
α	Albedo	% oder $\in [0, 1]$
C	Irradianz/Radianz-Verhältnis	-
D	Abstand vom Eis	m
F	Irradianz	W/m^2
$f(\theta)$	Winkelabhängigkeit der Radianz	-
F_d	abwärtsgerichtete Irradianz	W/m^2
F_u	aufwärtsgerichtete Irradianz	W/m^2
$\mathcal{F}(\theta)$	$f(\theta) \cdot \cos \theta$	-
g	Anisotropieparameter der Phasenfunktion	-
γ	Anisotropiefaktor nach Trodahl et al. (1989)	-
I	Radianz	$W/(m^2 \cdot sr)$
k	Absorptionskoeffizient	$1/m^{-1}$
K_0	Austrittsfunktion	-
κ	Extinktionskoeffizient	$1/m^{-1}$
λ	Wellenlänge	nm
μ	$\cos(\theta_{obs})$	-
Ω	Raumwinkel	sr
P	Leistung	W
ϕ	Azimutwinkel	°
π	Kreiszahl 3.1415	-
R	Reflektanz	-
σ	Streukoeffizient oder Standardabweichung	$1/m^{-1}$
σ_h	horizontaler Streukoeffizient	$1/m^{-1}$
σ_v	vertikaler Streukoeffizient	$1/m^{-1}$
sr	Steradian (Einheit des Raumwinkels)	-
T_F	Transmittanz	% oder $\in [0, 1]$
T_F^{PAR}	PAR-Transmittanz	% oder $\in [0, 1]$
T_I	Transflektanz	-
θ	Polarwinkel	°
Θ	Streuwinkel	°
Δx	Positionsunterschied	m
z	vertikale Maßangabe	m
z_i	Eisdicke	m
z_s	Schneedicke	m

Abkürzung	Bedeutung
<i>AUV</i>	Autonomous Underwater Vehicle (Autonomes Unterwasserfahrzeug)
<i>FYI</i>	einjähriges Eis
<i>MYI</i>	mehnjähriges Eis
<i>PAR</i>	Photosynthetic Active Radiation (400-700 nm)
<i>ROV</i>	Remotely Operated Vehicle (Ferngesteuertes Unterwasserfahrzeug)

Kapitel 1

Einführung und Motivation

1.1 Historie

Große Teile des Nordpolarmeers sind ganzjährig mit Meereis bedeckt. Bereits seit Jahrhunderten versucht der Mensch in die Arktis vorzustoßen und sie zu untersuchen. Waren es im 16. und 17. Jahrhundert hauptsächlich wirtschaftliche Interessen wie Jagd und mögliche Handelsrouten, so führte gegen Ende des 19. Jahrhunderts der wachsende Entdeckergeist zu einer wissenschaftlichen Beschäftigung mit der Arktis. Das Erreichen von Nord- und Südpol durch Expeditionen leitete eine erste Welle der Polarforschung ein. Die mit einzigartigem Wagemut und großer Kühnheit durchgeführten Expeditionen lieferten zahlreiche noch heute wichtige Erkenntnisse über die Arktis und die angrenzenden Küsten. Als eine der bekanntesten und umfangreichsten Unternehmungen dieser Zeit ging die Transpolardrift der FRAM (1893-1896) unter der Leitung von *Fridtjof Nansen* in die Geschichte ein. Sie widerlegte die damals vorherrschende Theorie einer eisfreien Zentralarktis, bestätigte die Transpolardrift - die kontinuierliche Drift des Meereises von der russischen Arktis in Richtung Atlantik - und ermöglichte mit ihren zahlreichen Messungen einen ersten Einblick in den Arktischen Ozean und seine Eisdecke.

Seither gab es viele Forschungsexpeditionen, die heutzutage mit modernen Forschungseisbrechern wesentlich einfacher und bequemer durchführbar sind. Dennoch sind die Arktis und ihre Eisdecke noch lange nicht vollständig erforscht und in vielen Fällen sind aufgrund des schwierigen Zugangs und der harten klimatischen Bedingungen grundlegende Eigenschaften und Prozesse nicht oder nur sehr mangelhaft untersucht.

Die Untersuchung der Meereisdecke beschränkte sich zunächst auf dessen Dicke und Ausdehnung, auf Eigenschaften wie Temperatur und Salzgehalt des Eises sowie der Beschreibung seiner morphologischen Entwicklung. Erst nach dem zweiten Weltkrieg ermöglichten neue Technologien (Roulet et al., 1974) die umfangreiche optische Untersuchung des Meereises, die sich in den 70er Jahren des 20. Jahrhunderts zu einem ersten allgemeinen Blick auf die optischen Eigenschaften von arktischem Meereis zusammensetzen ließ (Grenfell, 1977; Maykut und Grenfell, 1975). Danach gab es zahlreiche weitere Veröffentlichungen, welche die optischen Eigenschaften von Meereis beschreiben (z.B. Perovich, 1996; Light et al., 2008; Nicolaus et al., 2010a). Perovich (1996) gibt eine umfangreiche Zusammenfassung der Forschungsergebnisse, auf der auch weite Teile von Kapitel 2.1 basieren.

Viele theoretische und experimentelle Arbeiten beschäftigen sich mit der räumlichen und zeitlichen Variation optischer Parameter. Vor allem die räumliche und zeitliche Variabilität der Albedo wurde zahlreich untersucht (z.B. Perovich et al., 2002). Aufgrund des hohen Aufwandes für Transmissionsmessungen basierten die ersten Abschätzungen zur räumlichen und zeitlichen Variation der Lichttransmission auf Modellen, die leichter zu messende variable Eisgeometrien als Eingangsdaten verwenden (Perovich, 1990). Erst in den letzten Jahren wurden Sensoren entwickelt, die aufgrund von gesteigerter Effektivität und besserer Automatisierung eine größere Anzahl an Messungen und somit eine Abschätzung der Variabilität der Lichttransmission ermöglichen (Perovich et al., 1998; Mundy et al., 2005; Nicolaus et al., 2010a,b). Darauf basierend beschäftigen sich Untersuchungen mit dem Verständnis der Lichttransportprozesse in einer

inhomogenen Eisdecke (Ehn et al., 2011; Petrich et al., 2012) und deren Auswirkungen auf das Lichtfeld unter dem Eis (Frey et al., 2011; Nicolaus et al., 2012, submitted). Es lässt sich zusammenfassend sagen, dass selbst bei einer dem Betrachter oberflächlich homogen erscheinenden Meereisdecke die optischen Eigenschaften sehr stark variieren können. Auch die Messung von mikroskopischen optischen Eigenschaften kann bei gleichem Aussehen der Oberfläche an zwei verschiedenen Stellen deutlich unterschiedliche Ergebnisse ergeben (Voss und Schoonmaker, 1992).

In den letzten Jahren rücken die Polargebiete im Rahmen der Diskussion um die Erderwärmung ganz besonders in den Fokus der Wissenschaften, da sich hier Veränderungen des Klimasystems sehr deutlich zeigen und insbesondere die Ausdehnung des arktischen Meereises seit Jahren schrumpft. Auch der vom Weltklimarat herausgegebene IPCC-Bericht (Solomon et al., 2007) prognostiziert für die Arktis die höchsten Temperaturanstiege und somit eine Verstärkung des globalen Klimageschehens in der Arktis. Um die Polarmeere und ihre Eisdecke als Teil des Klimasystems Erde zu verstehen, wird jedoch ein noch besseres Verständnis der relevanten Prozesse benötigt. Die Meereisphysik widmet sich daher der Beobachtung und Modellierung von Meereiswachstum, seiner Bewegung sowie der Messung seiner physikalischen Eigenschaften und leistet somit einen wichtigen Beitrag zur interdisziplinären Erforschung des Meereises. Hierbei sind auch die optischen Eigenschaften des Meereises von Interesse, da sowohl die Reflektion und Absorption von einfallendem Sonnenlicht als auch dessen Transmission in den Ozean wichtige Parameter im Klimasystem darstellen. Während die Reflektionseigenschaften des Meereises recht gut bekannt und verstanden sind, existieren weitaus weniger Daten für die Transmission durch das Eis hindurch, da hierzu die Notwendigkeit besteht für die Messung unter das Eis zu kommen. Diese Arbeit soll dabei helfen, mehr über die Menge an Licht unter dem arktischen Meereis zu lernen und als notwendige Grundlage jeglicher Modellierung insbesondere dessen räumliche Variation zu erfassen.

1.2 Meereis im Zeitalter des Klimawandels

Die Ausdehnung des arktischen Meereises wird seit den 70er Jahren kontinuierlich von Satelliten beobachtet. Hierbei wird ein deutlicher Rückgang der Eisausdehnung beobachtet (z.B. Serreze et al., 2007). Satelliten können bisher nur bedingt die Dicke des Eises bestimmen (Kwok und Rothrock, 2009), aber Daten von U-Booten (Rothrock et al., 2008) und elektromagnetischen Messmethoden (Haas et al., 2008) zeigen eine starke Abnahme der Eisdicke. Es wird also insgesamt eine Abnahme des Eisvolumens beobachtet. Die Ursachen für diesen Rückgang sind vielfältig, lassen sich jedoch auf großskalige klimatische Prozesse wie globale Erwärmung, geänderte Einstrahlung und veränderte Ozean-Zirkulation zurückführen (z.B. Serreze et al., 2007). Eine weitere Beobachtung ist die Veränderung des Eisalters. Während noch in den 80er Jahren des 20. Jahrhunderts große Teile des arktischen Packeises aus dickem mehrjährigem Eis bestanden, gibt es in den letzten Jahren vor allem dünneres einjähriges Eis (Maslanik et al., 2007).

Der beobachtete Rückgang des Eises führt zu einer verstärkten Schmelze des Eises durch den Eis-Albedo-Effekt (Perovich, 2011). Inwieweit diese Veränderungen Auswirkungen auf Primärproduktion (Arrigo et al., 2008) und die marine Nahrungskette (Lee et al., 2011; Leu et al., 2010, 2011) haben ist bisher unklar, da sich verschiedene Prozesse überlagern. Eine begrenzte Verfügbarkeit von Nährstoffen sowie die Störung der zeitlichen Abfolge in der Nahrungskette könnten trotz erhöhter Verfügbarkeit von Licht zu geringerer Produktivität führen.

1.3 Motivation und Hintergrund dieser Arbeit

Die Wichtigkeit des Meereises als Grenzschicht zwischen Atmosphäre und Ozean in den Polargebieten ist weithin bekannt. Ein bekanntes Beispiel hierfür ist insbesondere mit Blick auf den Klimawandel die Eis-Albedo-Rückkopplung, bei der ein Rückzug des Eises über eine verringerte Reflektion einfallender Strah-

lung zu verstärkter Erwärmung des Ozeans und damit wiederum zu weiterem Abschmelzen des Eises führt (Curry et al., 1995; Perovich, 2011). Daher ist eine korrekte Berücksichtigung des Meereises für Klimamodelle essentiell um den Energiehaushalt der Polargebiete abzubilden. Aus diesem Grund wird seit vielen Jahren die Reflektivität (Albedo) von Meereis intensiv untersucht, lässt sich doch mit ihr ein bilanzierender Blick auf den Energiehaushalt der Ozeane werfen (Perovich et al., 2011). Aufgrund der Energieerhaltung gilt zunächst

$$\text{Transmittierte Energie} = \text{Einfallende Energie} - \text{Reflektierte Energie.}$$

Diese einfache Betrachtung liefert jedoch keinerlei Aufschluss über die Verteilung der Energie auf die Untersysteme Meereis und Ozean. Es ist aber sehr wichtig, welcher Anteil der Energie vom Eis selber absorbiert wird und damit zur Erwärmung und direkten Schmelze des Eises führt. Auch Energie, die an den Ozean weitergeführt wird, kann - muss aber nicht - zum Abschmelzen des Eises durch wärmeres Wasser führen. Die Verteilung der Energie auf verschiedene Untersysteme hat also einen großen Einfluss auf räumliche und zeitliche Variationen im Energietransport und der Massenbilanz des Eises sowie auf die Ozeanzirkulation.

Ein weiterer Punkt ist, dass Licht die wichtigste Energiequelle für Photosynthese und somit Primärproduktion ist. Hierbei ist es entscheidend, wieviel Licht welcher Wellenlänge in welcher Tiefe unter und im Eis für biologische Prozesse zur Verfügung steht. Die Primärproduktion in der Arktis ist wichtiger Bestandteil der marinen Nahrungskette. Eine Änderung des verfügbaren Lichtes kann große Auswirkungen auf die Nahrungskette haben, da insbesondere das Licht den Zeitpunkt von Algenblüten bestimmt (Mundy et al., 2005; Leu et al., 2011).

Eine weitere Anwendung von Transmissionsmessungen kann die spektroskopische Bestimmung von Eiseigenschaften bzw. von im Eis enthaltenen Verunreinigungen und vor allem Biomasse sein. Dies ist allerdings aufgrund der Kom-

plexität des Systemes keine einfache Aufgabe und kann bisher nur für begrenzte Bereiche zufriedenstellend gelöst werden (Mundy et al., 2007; Nicolaus et al., 2012 eingereicht).

Auch die physikalische Beschreibung des Strahlungstransportes durch das Eis steht zwar auf einem soliden theoretischen Fundament (Chandrasekhar, 1960; Maykut und Grenfell, 1975; Grenfell, 1977; Light et al., 2008) ist aber im Detail nicht komplett verstanden, da aufgrund der starken räumlichen Variabilität auf unterschiedlichen Größenskalen eine Lösung der Strahlungstransportgleichungen beliebig kompliziert ist. Daher ist es notwendig auch die mikroskopischen optischen Eigenschaften besser zu untersuchen, um ihre Auswirkungen auf die makroskopischen scheinbaren optischen Eigenschaften zu verstehen und dadurch z.B. durch Anbringen geeigneter Korrekturen das dreidimensionale Problem mithilfe angepasster eindimensionaler Modelle zufriedenstellend zu lösen, wie das bei der Fernerkundung der Atmosphäre durch Satelliten bereits teilweise eingesetzt wird (Nikolaeva et al., 2010).

Die Verwendung eines ferngesteuerten Unterwasserfahrzeuges (im Folgenden ROV genannt, engl. *Remotely Operated Vehicle*) ermöglicht eine effektive Messung des transmittierten Lichtes. Im Gegensatz zu bisherigen Methoden, bei denen der Sensor mithilfe eines Faltarmes durch ein Bohrloch unter das Eis gebracht wird, ist der Aufwand pro Datenpunkt mit einem ROV als Sensorträger deutlich geringer und es können räumlich sehr umfangreiche Untersuchungen von langen Profilen in moderater Zeit aufgenommen werden. Hierzu bietet ein modernes Polarforschungsschiff eine perfekte Basis, da dieses auch in den abgelegenen Polargebieten die notwendigen Ressourcen für den Einsatz komplizierter Großgeräte bereithält.

Folgende Fragestellungen sollen daher in der Arbeit bearbeitet werden:

- Wieviel Licht wird durch verschiedene Eistypen transmittiert?
- Wie groß ist die räumliche Variabilität des transmittierten Lichtes?
- Wie und in welcher Konfiguration kann ein ROV-System erfolgreich für diese Messungen eingesetzt werden?

Kapitel 2

Physikalische Grundlagen

2.1 Optische Eigenschaften von Meereis

Im Folgenden werden die physikalischen Grundlagen der Meereisoptik kurz erläutert. Eine gute Zusammenfassung stellt hier die Monographie „*The optical properties of Sea Ice*“ von *Donald K. Perovich (1996)* dar, aus der einige Teile der folgenden Ausführungen übernommen wurden.

2.2 Einfallendes Licht

In den Geowissenschaften wird unter dem Strahlungsbegriff (engl. *Radiation*) meist nur die elektromagnetische Strahlung verstanden. In der Physik wird jedoch für den sichtbaren und die daran angrenzenden Spektralbereiche zumeist der allgemein bekannte Begriff *Licht* verwendet, da hier im Gegensatz zur Meteorologie die Verwendung des Begriffs „kurzwellige Strahlung“ (engl. *shortwave radiation*) unnötig kompliziert, verwirrend und zudem wenig präzise ist. Deshalb soll auch hier meist der Begriff *Licht* verwendet werden. Auch in der Meereisoptik geht es um den Transport elektromagnetischer Strahlung - also von Licht - im Meereis, wobei insbesondere der sichtbare Spektralbereich (ca. 400-800 nm), teilweise auch UV-(ca. 250-400 nm) und Infrarotstrahlung (ca. 800-2500 nm)

untersucht wird. Im Bereich des sichtbaren Lichtes spielt insbesondere die *photosynthetisch aktive Strahlung* (400-700 nm) eine wichtige Rolle. Sie wird nach dem englischen Begriff „*Photosynthetically Active Radiation*“ auch kurz PAR genannt und ist ein entscheidendes Merkmal zur Beurteilung des für die Photosynthese verfügbaren Lichtes. Diese Arbeit bezieht sich aufgrund der Sensorik auf Wellenlängen von 320-950 nm , sowie auf den Wellenlängenbereich von PAR, da insbesondere unter dem Meereis nur in diesem Bereich noch Licht vorhanden ist.

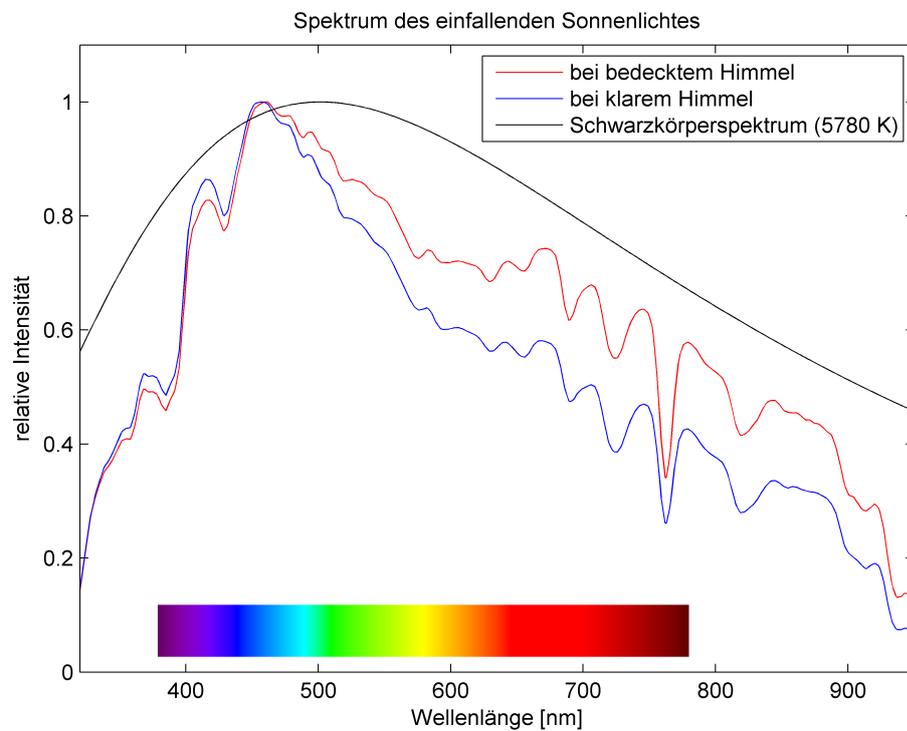


Abbildung 2.1: Spektrum des einfallenden Sonnenlichtes (Irradianz) für bedeckten (rot) sowie klaren Himmel (blau), gemessen während der Eisstationen am 9. und 16. September 2011 (Stationen 78-245 & 78-267). Die Spektren wurden auf ihre Maximalwerte normiert. In schwarz wird das Spektrum eines idealen schwarzen Strahlers mit einer Temperatur von 5780 K gezeigt.

Quelle des auf die Erde einfallenden Lichtes ist die Sonne, deren Lichtspektrum in etwa dem Spektrum eines schwarzen Strahlers mit einer Temperatur von ca. 5780 K entspricht. Durch Absorption sowohl in der Sonnen- wie der

Erdatmosphäre verändert sich das Spektrum des einfallenden Lichtes. Somit variiert die auf dem Eis gemessene Einstrahlung zeitlich mit dem Sonnenstand (Tageszeit) sowie der Wolkenbedeckung. Neben der Variation der Absolutwerte - zwischen etwa 1 und 200 W/m^2 in der sommerlichen Arktis (Grenfell und Perovich, 2008; Nicolaus et al., 2010a) - variiert auch die spektrale Zusammensetzung des einfallenden Lichtes. Zwei Beispiele gibt Abbildung 2.1. Bei bedecktem Himmel erreicht relativ gesehen mehr rötliches Licht (mit einer Wellenlänge von $\lambda > 460$ nm) die Erdoberfläche, während bei klarem Himmel mehr bläuliches Licht ($\lambda < 460$ nm) die Erdoberfläche erreicht. Ein weiterer großer Unterschied besteht darin, dass bei klarem Himmel das einfallende Lichtfeld aus einer direkten („Sonnenstrahlen“) und einer diffusen Komponente („Himmelshelligkeit“) zusammengesetzt ist. Während die direkte Komponente mit den Gesetzen der einfachen Strahlenoptik beschrieben werden kann und unter anderem zu direkter Reflektion an Grenzschichten führt, enthält die diffuse Komponente keine klare Information über die Richtung aus der sie kommt. Mit zunehmender Bewölkung reduziert sich die direkte Komponente und der Sonnenstand kann aufgrund der komplett diffusen Lichtverhältnisse nicht mehr beobachtet werden. Gleichmäßig starke Bewölkung bietet daher für optische Feldmessungen beste Bedingungen, da schnelle Änderungen der Lichtverhältnisse durch vorbeiziehende Wolken nicht stattfinden und das einfallende Lichtfeld nur sehr schwach zeitlich veränderlich und fast immer vollständig diffus ist.

2.3 Physikalische Größen

Die Beschreibung des Lichtfeldes erfolgt zunächst mit Hilfe der Radianz I , die auch Strahldichte genannt wird:

$$\text{Radianz: } I(\theta, \phi) = \frac{P}{A \cdot \Omega}$$

Hierbei ist die Radianz I die Leistung P in einem Lichtstrahl pro Raumwinkelement Ω und bestrahlter Fläche A , woraus sich die Einheit [$W/m^2 \cdot sr$]

ergibt. ϕ ist der Azimuth- und θ der Polarwinkel in Kugelkoordinaten. Die Radianz kann auch spektral in Abhängigkeit von der Wellenlänge mit der Einheit $[W/m^2 \cdot sr \cdot nm]$ angegeben werden:

$$\text{spektrale Radianz: } I(\theta, \phi, \lambda)$$

Die Beschreibung der Radianz gibt zwar eine sehr genaue Beschreibung der Winkelabhängigkeit der auf die Erde eintreffenden Strahlung, aber für den generellen Helligkeitseindruck und insbesondere für die Menge der vom Licht zur Verfügung gestellten Energie ist eine Berücksichtigung aller möglichen Raumwinkel notwendig. Hierzu wird die Irradianz (auch Bestrahlungsstärke oder Strahlungsstromdichte genannt) als Integral über die auf die Senkrechte projizierten Radianzen eines Halbraumes eingeführt:

$$\text{abwärtsgerichtete Irradianz: } F_d = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} I(\theta, \phi) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi \quad (2.1)$$

$$\text{aufwärtsgerichtete Irradianz: } F_u = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=\pi/2}^{\pi} I(\theta, \phi) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi$$

Wobei $\sin \theta d\theta d\phi$ das infinitesimale Raumwinkelement in Kugelkoordinaten ist und $\theta = 0$ dem Zenit entspricht. Abbildung 2.2 zeigt die auftretenden Winkel. Es ergibt sich somit die Einheit $[W/m^2]$. Auch die Irradianz kann natürlich als spektrale Irradianz in ihrer Wellenlängenabhängigkeit beschrieben werden.

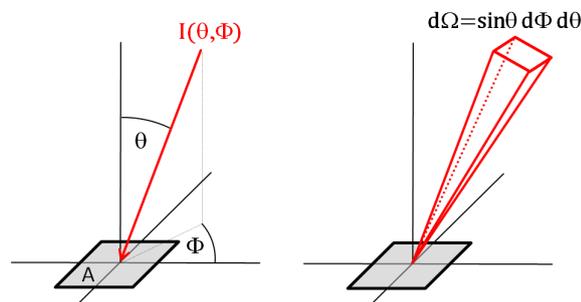


Abbildung 2.2: Grundlegende Geometrie für die Definitionen von Radianz und Irradianz. Die linke Skizze zeigt die mit den Winkeln θ und ϕ auf die Fläche A auftreffende Radianz, die rechte skizziert das dazugehörige Raumwinkelsegment $d\Omega$

Im Falle eines vollkommen isotropen Lichtfeldes, also der diffusen Beleuchtung bei stark bedecktem Himmel (insbesondere bei sog. *White-out* Bedingungen), kann Gleichung (2.1) einfach integriert werden, da die Radianz I in dem Fall unabhängig von den Winkeln θ und ϕ ist. Man erhält:

$$F_d = I \cdot \iint \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi = 2\pi \cdot I \cdot \int \cos \theta \sin \theta d\theta = \pi \cdot I \quad (2.2)$$

Es sei noch einmal darauf hingewiesen, dass diese Beziehung im Allgemeinen nur im Falle eines perfekt isotropen Lichtfeldes, also innerhalb eines stark streuenden Mediums gilt. Sobald die eintreffende Strahlung irgendeine Information über ihre Ursprungsrichtung enthält, ist sie nicht mehr isotrop und somit ist

$$F_d \neq \pi \cdot I. \quad (2.3)$$

2.4 Inhärente optische Eigenschaften von Meereis

Die optischen Eigenschaften von Meereis lassen sich in tatsächliche (inhärente) Materialeigenschaften des Eises und scheinbare (apparente) Eigenschaften der Meereisdecke als Ganzes unterteilen. Abbildung 2.3 gibt eine Übersicht über die für den Strahlungstransport im Eis relevanten Prozesse. Zunächst sollen die Materialeigenschaften von Eis näher betrachtet werden.

2.4.1 Absorption

Wie jedes Material absorbiert Meereis einen Teil der einfallenden Strahlung entlang ihres Weges durch das Eis. Die Radianz I nimmt exponentiell mit der Tiefe z , in welche die Strahlung eindringt, ab. Dies kann durch das bekannte Lambert-Beer'sche Gesetz beschrieben werden:

$$I(z, \lambda) = I(z = 0, \lambda) \cdot e^{-k(\lambda) \cdot z} \quad (2.4)$$

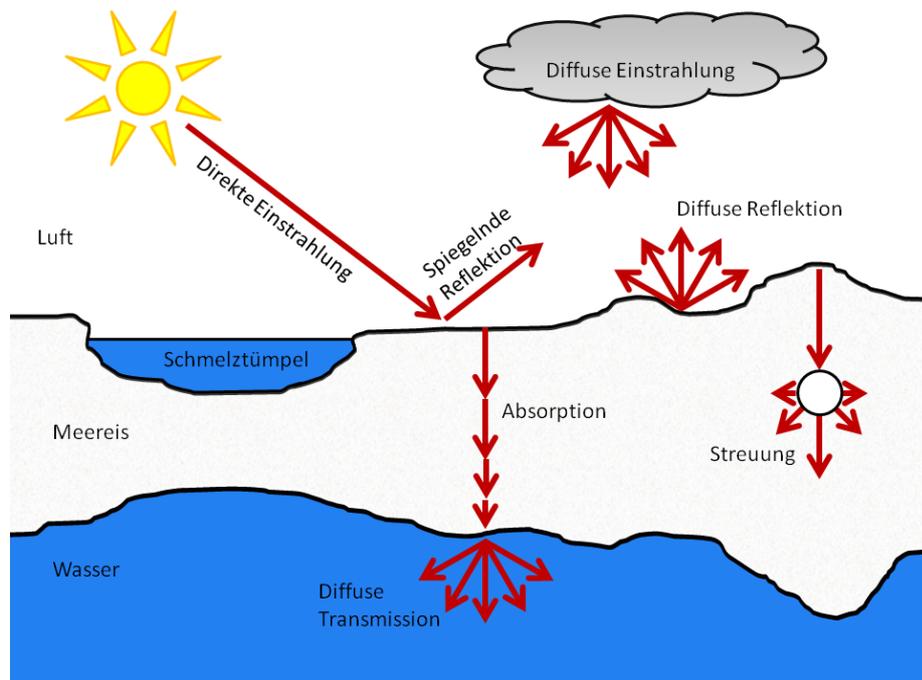


Abbildung 2.3: Zusammenfassung der für den Strahlungstransport durch die Meereisdicke wichtigsten Prozesse

Diese Absorption ist stark wellenlängenabhängig. Der Absorptionskoeffizient von blasenfreiem Eis wird bei ca. 470 nm minimal, weshalb in diesem Wellenlängenbereich das meiste Licht transmittiert wird (siehe Abbildung 2.4). Meereis ist jedoch kein klares Süßwassereis, sondern enthält vor allem mit Salzwasser (Sole) gefüllte eingelagerte Kammern sowie zahlreiche weitere Verunreinigungen wie Sedimente, Ruß, Algen, eingelagerte Luftblasen und ausgefällte Salze. Diese Verunreinigungen können zu einer merklichen Veränderung des spektralen Absorptionskoeffizienten k führen, die durch eine einfache Formel beschrieben werden kann:

$$k_{\text{Meereis}}(\lambda) = v_{\text{Eis}} \cdot k_{\text{Eis}}(\lambda) + v_{\text{Sole}} \cdot k_{\text{Sole}}(\lambda) + v_{\text{Algen}} \cdot k_{\text{Algen}}(\lambda) + \dots \quad (2.5)$$

Hierbei bezeichnet v den jeweiligen Volumenanteil und $k(\lambda)$ den jeweiligen spektralen Absorptionskoeffizienten.

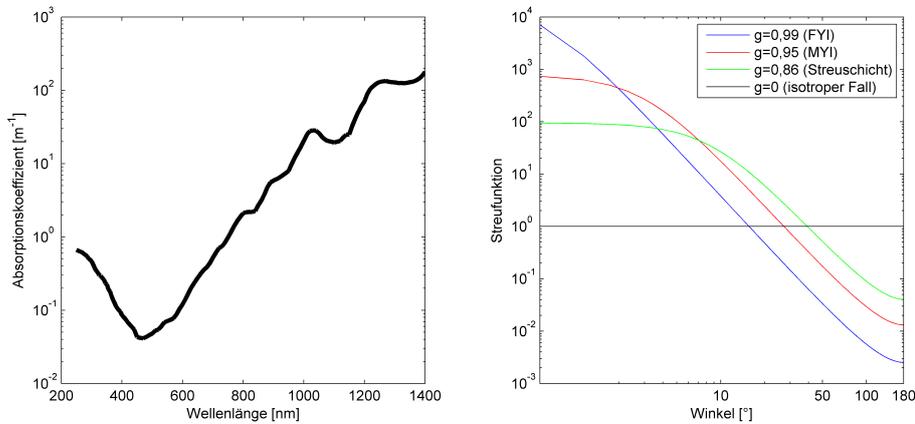


Abbildung 2.4: links: Absorptionskoeffizient von blasenfreiem Eis nach (Grenfell und Perovich, 1981; Perovich und Govoni, 1991); rechts: Phasenfunktion der Streuung. Gezeigt sind die Henyey-Greenstein Phasenfunktionen für typische im Meereis auftretende g -Faktoren nach Petrich et al. (2012)

2.4.2 Streuung

Die komplexe Struktur von Meereis führt dazu, dass Streuung eine große Rolle für den Strahlungstransport spielt. Streuung basiert auf Unterschieden des realen Brechungsindex n der verschiedenen Komponenten. Der Kontrast im Brechungsindex zwischen Luftblasen ($n \sim 1,0$) und Eis ($n \sim 1,31$) ist sehr viel größer als der zwischen Sole-Kanälen ($n \sim 1,34$) und Eis, weshalb Luftblasen im Eis und der Übergang an der Eisoberfläche sehr wichtig für die Streuungseigenschaften von Meereis sind. Mit abnehmender Temperatur steigt der Brechungsindex der Sole ($n \sim 1,4$ bei -32°C) sowie der Gehalt an ausgefallenen Salzen ($n \sim 1,54$ für NaCl), weshalb kaltes Eis stärker streut. Da die streuenden Einlagerungen alle weitaus größer sind als die Wellenlänge des einfallenden Lichtes, sind die Streueigenschaften von Meereis weitgehend unabhängig von der Wellenlänge des einfallenden Lichtes.

Physikalisch wird die Streuung durch zwei Parameter beschrieben: den Streukoeffizienten und die Phasenfunktion. Der Streukoeffizient beschreibt analog zum Absorptionskoeffizienten den Energieverlust eines Lichtstrahles durch Streuung pro zurückgelegter Wegstrecke. Je mehr Streuzentren (Solebläschen, Kris-

tallfehler und Lufteinschlüsse) das Meereis enthält, desto höher ist der Streukoeffizient. Die Phasenfunktion gibt die Winkelverteilung der gestreuten Strahlung nach einem einzelnen Streuprozess an. Zur mathematischen Beschreibung der Phasenfunktion $p(\Theta)$ in Meereis wird oft die Henyey-Greenstein Phasenfunktion mit dem Asymmetrieparameter g und dem Streuwinkel Θ ($\Theta = 0^\circ$ für Vorwärtsstreuung, $\Theta = 180^\circ$ für Rückwärtsstreuung) verwendet (Henyey, 1941):

$$p(\Theta) = \frac{1}{4\pi} \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos \Theta)^{3/2}} \quad (2.6)$$

Der Parameter g beschreibt dabei den gemittelten Kosinus des Streuwinkels und ist somit für komplette Vorwärtsstreuung 1, für Rückwärtsstreuung -1 und im isotropen Fall ist $g = 0$. Beispiele für die Phasenfunktion bei verschiedenen Werten von g zeigt Abbildung 2.4.

Durch Mehrfachstreuung flacht die effektive Phasenfunktion mit der Anzahl der Streueignisse ab, weshalb in Schnee und Eis bereits nach wenigen Zentimetern ein isotrop verteiltes Lichtfeld vorliegt (Petrich et al., 2012), obwohl die Einzel-Streuung im Meereis stark vorwärts gerichtet ist. Es existieren jedoch nur wenige Studien, die explizit die Phasenfunktionen im Eis untersuchen (Trodahl et al., 1987; Maffione et al., 1998). Andere elektromagnetische Parameter, wie zum Beispiel die elektrische Leitfähigkeit von Meereis sind aufgrund der Wachstumsprozesse und der daraus folgenden Kristallstruktur stark anisotrop, so dass die Vermutung besteht, dass auch die Streuung von Licht zumindestens in den unteren Eisschichten stark anisotrop ist und auch unter großem Winkel auftreffende Sonnenstrahlen deutlich senkrechter durch das Eis hindurchgeleitet werden, als man dies bei rein isotroper Streuung vorhersagen würde (Trodahl et al., 1987). Eine weitere Untersuchung dieser Anisotropie ist in Abschnitt 4.5 zu finden.

2.5 Scheinbare optische Eigenschaften

Aus den im letzten Abschnitt beschriebenen mikroskopischen Materialeigenschaften ergeben sich makroskopische beobachtbare optische Eigenschaften von Meereis, die wesentlich leichter zu erfassen sind als die mikroskopischen Parameter. Diese bestimmen die Energiebilanz, Morphologie und den Lebensraum in und direkt unter der Eisdecke.

2.5.1 Albedo

Die Albedo (lateinisch für „Weißheit“) beschreibt das Reflektionsvermögen einer Oberfläche und ist durch die Messung von auf- und abwärtsgerichteter Irradianz zu beobachten. Da die Albedo wellenlängenabhängig ist, wird die spektrale Albedo wie folgt definiert:

$$\alpha(\lambda) = \frac{F_u(\lambda)}{F_d(\lambda)} \quad (2.7)$$

Hierbei ist F_u die aufwärtsgerichtete und F_d die abwärtsgerichtete Irradianz für Licht der Wellenlänge λ (siehe Gleichung 2.1). Die Tatsache, dass frisch gefallener Schnee weiß ist, spiegelt sich darin wider, dass seine spektrale Albedo relativ unabhängig von der Wellenlänge ist. Schmelzendes Eis hingegen erscheint blau, da dessen spektrale Albedo zu größeren Wellenlängen („im roten“) hin abnimmt. Oft ist jedoch keine spektrale Betrachtung erwünscht, sondern eine wellenlängenintegrierte totale (auch Breitband-) Albedo:

$$\alpha_t = \frac{\int F_u(\lambda) d\lambda}{\int F_d(\lambda) d\lambda}$$

Der Wert dieser totalen Albedo ist natürlich von der spektralen Albedo der Oberfläche und vom verwendeten Wellenlängenbereich abhängig. Typische Albedo-Werte ($\lambda \approx 250 - 2500 \text{ nm}$) für verschiedene Oberflächeneigenschaften von Meereis zeigt Abbildung 2.5. Bei dünnem Eis ist die Albedo eine Funktion der Eisdicke.

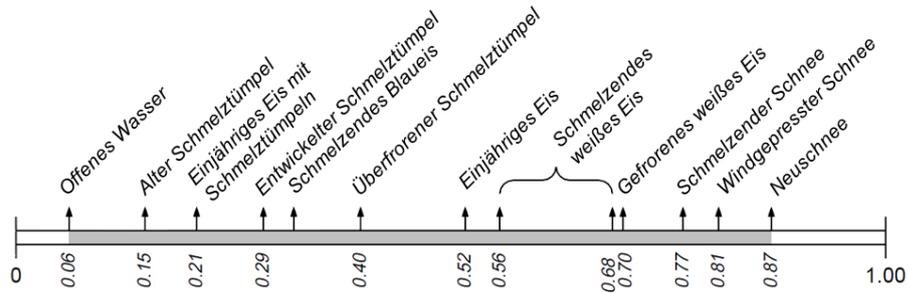


Abbildung 2.5: Werte der Breitband-Albedo für verschiedene Arten der Meeresoberfläche nach Perovich (1996).

Die Albedo der Meeresoberfläche wurde in vielen Arbeiten vielfältig untersucht, da ihre Messung konzeptionell einfach ist und ihr Wert eine große Bedeutung für das Klimasystem und somit auch für Klimamodelle hat, denn über die bekannte Eis-Albedo Rückkopplung kann das Abschmelzen der Eisdicke beschleunigt werden. In einigen Klimamodellen wird daher die Albedo auch als Tuning-Parameter zur Anpassung der Modelle verwendet. Schmelzendes Eis hinterlässt offenes Wasser, dessen Albedo nur 0,06 beträgt. Auf Grund dessen wird weniger der einfallenden Strahlung reflektiert und mehr absorbiert, was zu einer Erwärmung des Wassers und folglich weiterer Eisschmelze führt.

2.5.2 Reflektanz

Da insbesondere bei großräumigen flugzeuggestützten Studien und zur Fernerkundung die Verwendung von Irradianzsensoren wegen der zu geringen Empfindlichkeit gegenüber räumlichen Variationen nicht sinnvoll ist, wird z.B. an Bord von Satelliten nicht die reflektierte Irradianz F_u , sondern die reflektierte Radianz I_u gemessen. Somit definiert sich die (spektrale) Reflektanz als

$$R(\lambda) = \frac{I_u(\lambda)}{F_d(\lambda)}. \quad (2.8)$$

Um hieraus Werte zu erhalten, die mit Albedomessungen verglichen werden können, ist eine Kenntnis über die Winkelverteilung der reflektierten Radianz in

Abhängigkeit vom Sonnenstand unerlässlich. Diese Information kann aus einer formalen bidirektionalen Reflektanz-Verteilungsfunktion $R(\Theta_{\odot}, \Phi_{\odot}, \theta, \phi)$ (engl. „BRDF“) gewonnen werden. Diese wird meist im Rahmen von theoretischen Streuungs-Modellen wie der Mie-Theorie, oder der Photonendiffusionstheorie berechnet. In der Realität hängt diese jedoch stark von der Oberflächenbeschaffenheit der Meereisdecke ab.

2.5.3 Transmittanz

Analog zur Albedo ist die spektrale Transmittanz als Verhältnis von transmittierter und einfallender Irradianz definiert

$$T_F(\lambda) = \frac{F_{\text{Transmittiert}}(\lambda)}{F_{\text{einfallend}}(\lambda)} \quad (2.9)$$

Auch die Transmittanz kann wellenlängenintegriert als totale (Breitband) Transmittanz angegeben werden. Von besonderem Interesse ist hierbei auch die Beschränkung auf den Wellenlängenbereich der photosynthetisch aktiven Strahlung:

$$T_{F\text{PAR}} = \frac{\int_{\lambda=400 \text{ nm}}^{700 \text{ nm}} F_{\text{Transmittiert}}(\lambda) \, d\lambda}{\int_{\lambda=400 \text{ nm}}^{700 \text{ nm}} F_{\text{einfallend}}(\lambda) \, d\lambda}$$

Da die spektrale Transmittanz im Wellenlängenbereich von PAR deutlich größer ist als die Transmittanz bei Wellenlängen größer als 700 nm, ergeben sich für die PAR-Transmittanz oft höhere Werte als für die totale Transmittanz, deren Wert ebenfalls immer vom verwendeten Spektralbereich abhängt.

Zur Messung der Transmittanz muss ein Irradianz Sensor unter das Eis gebracht werden, was eine logistisch deutlich anspruchsvollere Messung ist, weshalb weit weniger Daten existieren. Dies erfolgt entweder mit Hilfe einer L-Arm-Konstruktion (siehe Abbildung 2.6), die durch ein Bohrloch geführt wird und danach ausgeklappt wird (Maykut und Grenfell, 1975), durch Tauchereinsatz (Ehn et al., 2011), mit Hilfe einer Schlittenkonstruktion zwischen zwei Bohr-

löchern (Nicolaus et.al 2012, eingereicht) oder mit Hilfe eines ferngesteuerten Unterwasserfahrzeuges (ROV = Remotely Operated Vehicle) (Perovich et al., 1998). Diese Arbeit stellt die erste Messkampagne von Transmittanzmessungen an Bord eines ROV in der zentralen Arktis vor.

Die Zahlenwerte aller hier vorgestellten Verhältnisse liegen zwischen null und eins, werden jedoch auch in diesem Text regelmäßig in Prozent angegeben. Hierbei entspricht z.B. eine Transmittanz von 0,5 der Transmission von 50% des einfallenden Lichtes.

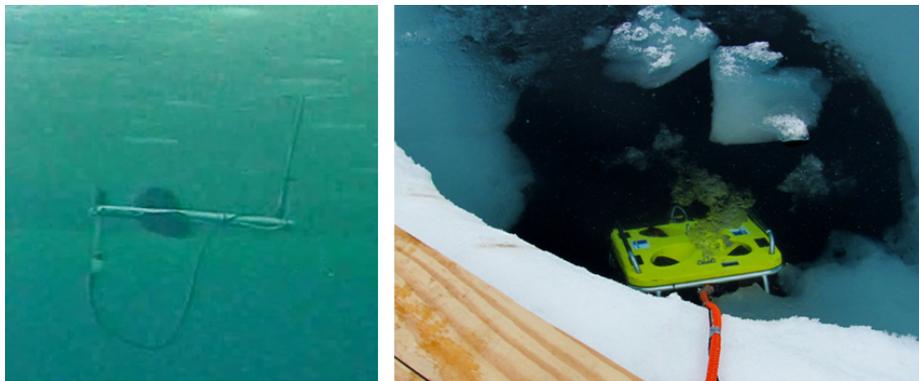


Abbildung 2.6: Mit dem ROV aufgenommener ausgeklappter L-Arm mit Irradianzsensor (links) und durch einen durchgeschmolzenen Schmelztümpel abtauchendes ROV zur Messung von Licht unter dem Meereis. Beide Fotos wurden während der TRANSARC-Expedition gemacht.

2.5.4 Transflektanz

Der Einsatz von Radianzsensoren unter dem Eis führt dazu, dass es nicht direkt möglich ist eine wie oben beschriebene Transmittanz zu berechnen, da an der Oberfläche nur die Aufstellung eines Irradianzsensors sinnvolle Ergebnisse bringt. Die Verwendung eines Radianzsensors an der Oberfläche würde insbesondere bei nicht vollständig isotrop einfallendem Lichtfeld zu starken Schwankungen der Messwerte führen, ist doch aufgrund des starken Streuereigenschaften von Meereis letztendlich immer die einfallende Irradianz für die Helligkeit unter dem Eis relevant. Um dieses Problem zu lösen gibt es zwei Ansätze:

Eine Möglichkeit ist, ein isotropes Lichtfeld anzunehmen und die gemessenen Radianz-Werte in Irradianzwerte zu transformieren (Roulet et al., 1974; Maykut und Grenfell, 1975). Unsere Ergebnisse sowie die von Trodahl et al. (1987) weisen jedoch darauf hin, dass die Annahme eines isotropen Lichtfeldes aufgrund von anisotroper Streuung im Eis selbst bei räumlich invarianter Eisdecke falsch ist und nicht verwendet werden sollte. Weiterhin sind die Messwerte aufgrund unterschiedlicher Sichtwinkel der Sensoren sehr stark von der Geometrie der Eisdecke in einem größeren Umkreis abhängig. Eine weitere Diskussion dieser Fragen findet sich in Abschnitt 4.5.3.

Daher soll hier ein neuer Weg beschritten werden: Es wird die von Geometrie und Lichtfeld unabhängige Größe der (spektralen) Transflektanz als Quotient aus transmittierter Radianz und einfallender Irradianz definiert:

$$T_I(\lambda) = \frac{I_{\text{Transmittiert}}(\lambda)}{F_{\text{einfallend}}(\lambda)}. \quad (2.10)$$

Diese Größe kann zu jedem Zeitpunkt an jeder Stelle berechnet werden. Sie ist gegenüber kurzfristigen Änderungen der einfallenden Radianz (z.B. durch Wolkenschatten) unempfindlich und, da kein weiterer Sensor benötigt wird, auch einfach zu realisieren. Um Transflektanz-Werte mit Transmittanz-Werten vergleichen zu können, können diese in erster Näherung durch Multiplikation mit einem empirisch bestimmten Faktor aufeinander skaliert werden. Es können selbstverständlich analog zu Albedo und Transmittanz auch totale, bzw. PAR-Transflektanzwerte angegeben werden.

Die Definition der Transflektanz erfolgt analog zur Reflektanz (siehe Abschnitt 2.5.2) als Quotient aus transmittierter Radianz und einfallender Irradianz. Daher wurde auch der Begriff Transflektanz (engl. „transflectance“) entsprechend gewählt. Der Begriff wurde früher teilweise in leicht anderer Weise für ein in Reflektion durchgeführtes Transmissionsexperiment verwendet, jedoch ist dessen Verwendung unüblich, da dort oft von „interactance“ geredet wird.

Somit sollte eine Verwendung des Begriffes im Rahmen der Meereisoptik nicht zu Verwirrung führen.

2.5.5 Irradianz-Extinktionskoeffizient

Um für die komplexen Prozesse von Absorption und Streuung eine handhabbare Messgröße zu erhalten, definiert man den spektralen Irradianz-Extinktionskoeffizient $\kappa(\lambda)$, der die Abschwächung der gemessenen Irradianz beschreibt. Das Lambert-Beer'sche Gesetz gilt zunächst nur für die Radianz und bei vernachlässigbarer Streuung. Dies wird in diesem Fall jedoch ignoriert und das Lambert-Beer'sche Gesetz mit einem effektiven, die Streuung berücksichtigenden Extinktionskoeffizienten verwendet:

$$F(z, \lambda) = F(z = 0, \lambda) \cdot e^{-\kappa(\lambda) \cdot z}$$

für homogene Materialien, bzw. differentiell

$$\kappa(\lambda, z) = -\frac{1}{F(z, \lambda)} \frac{dF(z, \lambda)}{dz}$$

für jede Schicht im Eis. Messungen von Irradianzprofilen im Eis sind relativ schwierig durchführbar ohne dass massiv die Eisstruktur verändert wird. Aus in einem Bohrloch gemessenen Profilen der Radianz in der Horizontalebene (Perovich et al., 1998) kann unter der Annahme isotroper Streuung dieser Extinktionskoeffizient direkt gemessen werden. Ansonsten ergibt er sich aus Modellierung des Strahlungstransportes im Eis, oder als über die gesamte Eisdicke gemittelter Extinktionskoeffizient aus Transmissionsmessungen. Dieser ist dann natürlich vom Dickenverhältnis der verschiedenen Eisschichten und deren Extinktionskoeffizienten abhängig (siehe auch Abschnitt 4.2.4).

Der Irradianz-Extinktionskoeffizient von Meereis ist stark vom Abstand von der Oberfläche und der Kristallstruktur abhängig. Insbesondere in der Oberflächenstreuenschicht ist er deutlich größer, als im Eisinneren. Typische Werte,

entnommen aus Perovich (1996), zeigt Tabelle 2.1. Wie alle hier verwendeten Breitband-Werte sind die jeweiligen Gesamt-Extinktionskoeffizienten natürlich auch vom Spektralbereich abhängig. Das zunächst einfache Konzept eines Extinktionskoeffizienten, das wichtig für die Modellierung des Strahlungstransports im Eis ist, wird in der realen Messung, aufgrund der vielen beeinflussenden Faktoren leicht verwirrend, da bereits die Anfangsannahme, dass die Irradianz exponential mit der Tiefe im Eis abnimmt, nicht vollständig der Realität entspricht (siehe auch Petrich et al. (2012)).

Tabelle 2.1: Werte des Irradianz-Extinktions-Koeffizienten nach (Perovich, 1996)

	$\kappa [m^{-1}]$
Meereis	1,1-1,5
Dichter Schnee	4,3
Neuschnee	40
Meerwasser	0,1-0,2

2.5.6 Strahlengang durch das Eis

Ein weiteres wenig untersuchtes Feld ist der tatsächliche Weg der Lichtstrahlen durch das Eis. Nur wenige Feldversuche (Voss und Schoonmaker, 1992; Trodahl et al., 1987) und einige Monte-Carlo-Modelle für den Strahlungstransport im Eis (Trodahl et al., 1987; Light et al., 2003; Petrich et al., 2012) beschreiben das Lichtfeld aufgrund einzelner Strahlen und machen eine Aussage über deren räumliche Ausbreitung. Aufgrund der starken Streuung kommt das Licht an einem Punkt der Eisunterseite von einer relativ großen Fläche an der Oberfläche. Die Größe dieser Fläche hängt sowohl von der Eisdicke als auch von den Streu- und Absorptionseigenschaften des Eises ab (siehe Abschnitt 3.4.2).

2.6 Meereis und seine Variabilität

Dieser Abschnitt soll die für diese Arbeit relevanten Grundlagen der Meereisphysik einführen. Alle diese Punkte, sowie zahlreiche weitere, sind in größter Genauigkeit in Thomas (Ed. 2010) dargestellt.

2.6.1 Geometrische Messgrößen

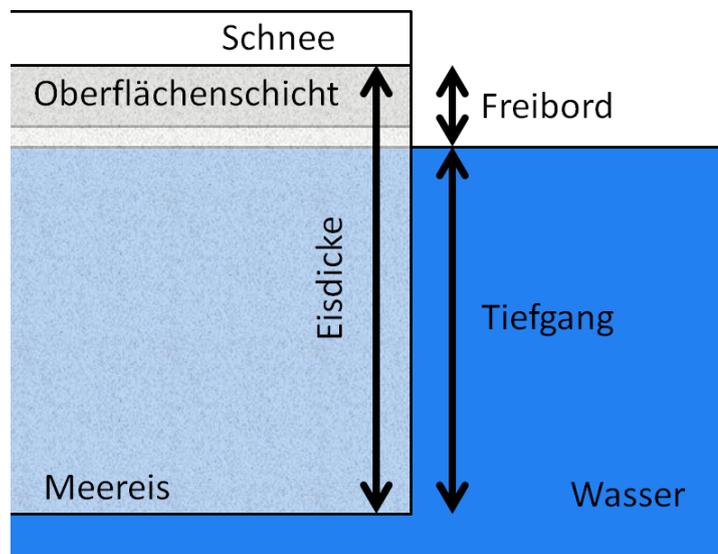


Abbildung 2.7: Skizze zur Definition der wichtigsten Messgrößen der Eisgeometrie.

Um etwaiger Verwirrung vorzubeugen, sollen die wichtigsten Bezeichnungen der Eisgeometrie für diese Arbeit definiert werden, die auch in Abbildung 2.7 gezeigt werden. Die Eisdicke z_i ist definiert als Abstand zwischen der Eisoberseite und der Eisunterseite. Den Anteil des Eises, der unter der Wasseroberfläche liegt, nennt man Tiefgang (engl. *draft*). Das Freibord (engl. *freeboard*) bezeichnet wie bei einem Schiff den Teil des Eises, der aus dem Wasser heraus steht. Da die Scholle schwimmt ist im schneefreien Fall das Verhältnis von Freibord und Tiefgang durch das isostatische Gleichgewicht gegeben. Lokal kann es jedoch Abweichungen davon geben. Alle drei Größen können mit Maßbändern bzw. Maßstäben direkt gemessen werden. Zusätzlich wird die Dicke der Oberflächen-

streuschicht z_{surf} als Bestandteil der Eisdicke angegeben. Falls auf dem Eis Schnee liegt, lässt sich dessen Dicke z_s ebenfalls mit Hilfe eines eingerammten Maßstabes bestimmen.

2.6.2 Meereiswachstum und Entwicklung

Meereis besteht im Gegensatz zu Seeeis aus gefrorenem salzhaltigem Meerwasser. Da das enthaltene Salz (hauptsächlich NaCl) aufgrund seiner Größe nicht in den Eiskristall mit eingebaut werden kann, hat Meereis eine deutlich andere Struktur als gefrorenes Süßwasser. Sobald das Meerwasser unter seinen Gefrierpunkt, der in etwa bei $-1,8\text{ }^\circ\text{C}$ liegt, abgekühlt wird, bilden sich an seiner Oberfläche kleine Eisplättchen. Wegen seines Aussehens wird dieses Eis „Eisbrei“ (engl. *grease ice*) genannt. Bei ruhigen Bedingungen frieren diese Plättchen sofort zu einer kompakten dünnen Eisschicht (Nilas) zusammen. Gibt es im Eisbildungsgebiet ausreichend Turbulenz (Wellengang, Wind), stoßen die Plättchen gegeneinander und formen mit der Zeit immer größer werdendes Pfannkuchen-Eis.

Sobald eine solide Oberfläche vorhanden ist, ändert sich jedoch die Art und Weise des Eiswachstums. Es beginnt das Wachstum von säuligem Meereis. Hierbei bilden sich vertikale Lamellen, da das Eis an der Spitze von Unebenheiten und senkrecht zur Hauptkristallachse deutlich schneller wächst. Während des Gefrierens werden zwischen den Lamellen Luft- und insbesondere Salzwasserblasen eingefroren. Diese mit Sole gefüllten Hohlräume (engl. *brine pockets*) sind ein wichtiger Bestandteil des Meereises. Diese typische Eistextur kann mit Hilfe von Dünnschnitten, die unter gekreuzten Polarisationsfolien beobachtet werden, sichtbar gemacht werden (siehe Abb. 2.8). Anhand der Form und Größe der einzelnen Eiskristalle kann die Art und Geschwindigkeit der Eisbildung abgeleitet werden. Durch den isolierenden Effekt der Eisdecke wird die thermodynamische Wachstumsgeschwindigkeit mit steigender Eisdicke kleiner. Eine weitere Steigerung der Eisdicke findet fast ausschließlich durch dynamische Eisbildungsprozesse statt. Werden nun zwei Eisschollen aufeinander getrieben, schieben sie sich

entweder übereinander (engl. *rafting*) oder zerbrechen, wobei sich die Bruchstücke aufeinander aufhäufen und einen Presseisrücken bilden (engl. *ridging*), der viele Meter dick werden kann. Reißt eine Scholle auseinander kann sich im entstandenen Riss aufgrund der kalten Umgebungstemperatur sehr schnell neues Eis bilden.

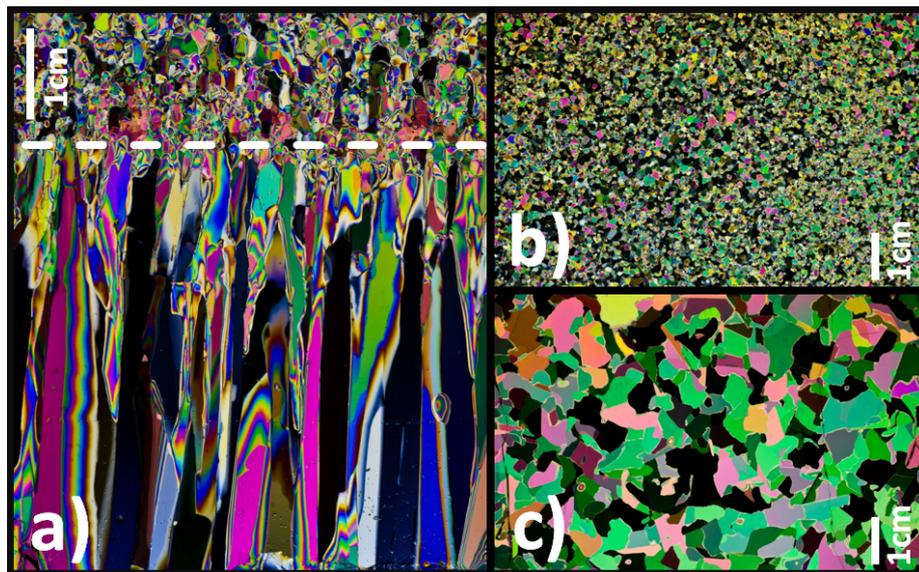


Abbildung 2.8: Dünnschnitte von unter ruhigen Bedingungen in einem spät-sommerlichen leicht salzigen Schmelztümpel gewachsenem 6 cm dicken Eis. a) Vertikaler Dünnschnitt; Die Grenzfläche zwischen granularem Eis und Säuleneis ist durch die gestrichelte Linie angedeutet; b) Horizontaler Dünnschnitt durch die Schicht mit granularem Eis. c) Horizontaler Dünnschnitt durch die Schicht mit Säuleneis. Vereinzelt sind kleine Einschlüsse zu sehen. Bild: AWI Meereisphysik

Die so veränderte Oberflächentopografie hat natürlich einen Einfluss auf die Ablagerung und Verwehung von Schnee. Beginnt das Eis zu schmelzen, so steigt zunächst der Feuchtigkeitsgehalt in den oberen Schneeschichten an und mit der Zeit bilden sich bei ausreichenden Oberflächentemperaturen an tiefergelegenen Stellen Schmelztümpel (engl. *melt ponds*) aus. Bei der Erwärmung des Eises dringt die im Eis enthaltene Sole weiter nach unten durch und aus dem Eis heraus. Somit verringert sich der Salzgehalt des Eises mit der Zeit deutlich.

Wenn das Eis dick genug ist und es eine Schmelzsaison überlebt hat, wird es zu mehrjährigem Eis. Oft wird zwischen einjährigem (engl. *first year ice, FYI*) und mehrjährigem Eis (engl. *multi year ice, MYI*) unterschieden. Einjähriges Eis weist typischerweise weniger Deformation auf, was zu einer höheren Bedeckung mit vielen flachen Schmelztümpeln führt. Mehrjähriges Eis ist oft -jedoch nicht immer- dicker und verfügt über ein größeres Freibord. Die Bestimmung des Eisalters vor Ort ist schwierig und nur bedingt möglich. Weiterhin ist insbesondere am Ende der Schmelzsaison die Klassifikation etwas unpräzise, da hier aus einjährigem Eis plötzlich mehrjähriges Eis wird, ohne dass sich an der Scholle selber etwas ändert. Um dieses Klassifikationsproblem zu umgehen betrachtet diese Arbeit Neueis (in den letzten Wochen gewachsenes Eis), einjähriges Eis (im vorhergehenden Winter gewachsenes Eis) und mehrjähriges Eis (älteres Eis).

Diese und zahlreiche weitere Prozesse der Eisbildung, Schmelze und Umformung führen dazu, dass Meereis eine hohe räumliche Variabilität auf unterschiedlichen Größenskalen aufweist und zahlreiche Eigenschaften auf sehr kurzen Strecken bereits stark variieren können. Abbildung 2.9 zeigt Luftbilder von arktischem Meereis im Sommer und Winter. Die starke kleinräumige Variabilität ist auch in Abbildung 3.5 deutlich zu erkennen.

2.6.3 Größenskalen der Variabilität

Abbildung 2.9 zeigt, dass das Meereis einer hohen räumlichen Variabilität unterliegt. Diese erstreckt sich über mehrere Größenskalen. Da diese Variabilität ursächlich für die Variation der Lichtbedingungen unter dem Eis ist, sollen diese verschiedenen Größenskalen kurz diskutiert werden.

Großskalige Variationen (> 100 km)

Die Eisverhältnisse sind in verschiedenen Regionen der Arktis sehr unterschiedlich. Die grundlegenden ozeanografischen Strömungen an der Oberfläche (siehe Abb. 2.10 links) bewegen das Eis durch die Arktis. Hierbei sind zwei Untersysteme von großer Bedeutung: Der Beaufortwirbel lässt das Meereis in der

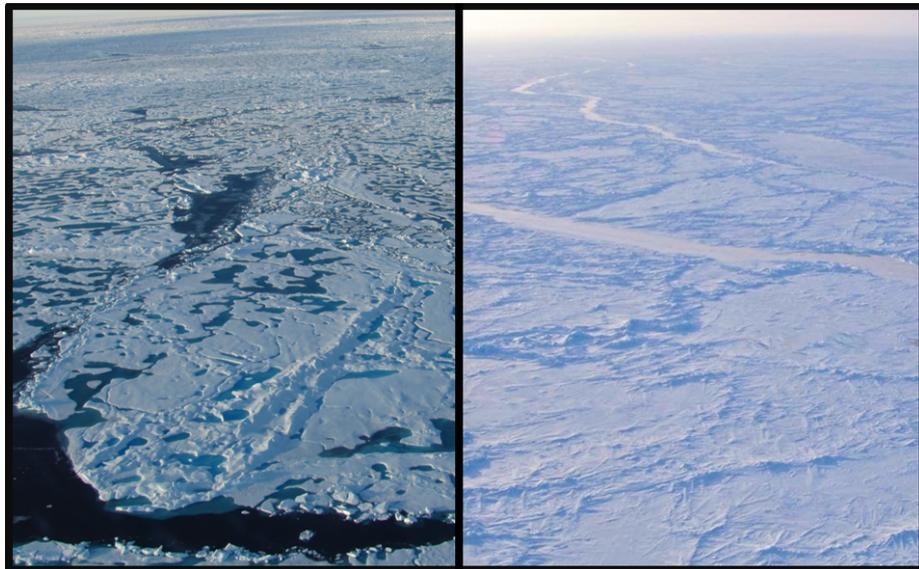


Abbildung 2.9: Luftaufnahmen des Meereises in der zentralen Arktis im Sommer (links) und im Winter (rechts, Bild: Andreas Umbreit)

kanadischen Arktis zirkulieren, während die Transpolardrift Eis aus der russischen Arktis über den Nordpol hinweg in die Framstraße zwischen Spitzbergen und Grönland transportiert. Die Ausprägungen der beiden Systeme variieren in Umfang und Geschwindigkeit abhängig von der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation. Dies führt dazu, dass mehrjähriges Eis vor allem im Beaufort-Wirbel und nördlich und östlich von Grönland zu finden ist, während das Eis in der Transpolardrift tendenziell jünger und somit auch dünner ist. Diese großskaligen Variationen lassen sich nur von Satelliten oder mit Hilfe zahlreicher koordinierter Schiffsexpeditionen erfassen.

Mittelskalige Variationen (1-100 km)

Diese großflächigen Variationsmuster werden überlagert von vielen lokalen Prozessen. So ist die Eisdicke stark von der Dynamik einzelner Eisschollen abhängig (siehe Abschnitt: 2.6.2). Oft findet sich eine Mischung verschiedener Eisklassen, also ältere Schollen, die von jüngerem Eis umgeben sind. Die entsprechende Variabilität lässt sich auf dieser Skala jedoch bereits auf einer längeren Expedi-

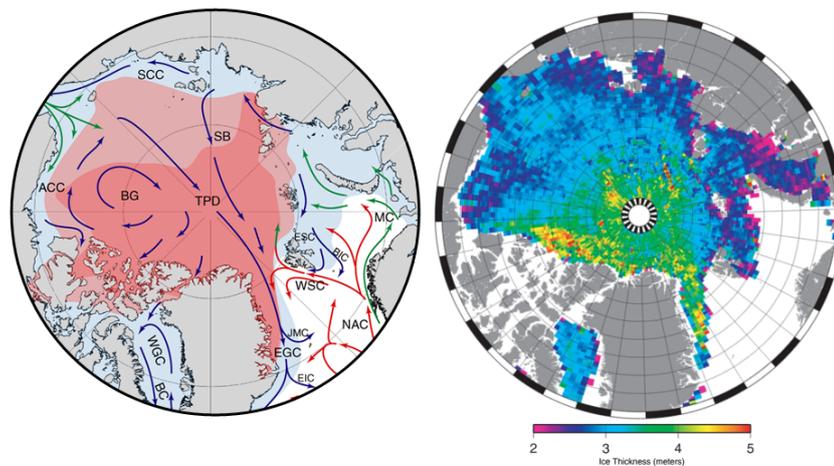


Abbildung 2.10: Links: Oberflächenzirkulation im arktischen Ozean (Rot: Meereisbeeckung im Sommer 2007, Hellrot: Mittlere Meereisbedeckung im Sommer, Hellblau: Mittlere Meereisbedeckung im Winter) aus Rudels et al. (2012); Rechts: Meereisdicke Januar/Februar 2011 aus CRYOSAT-2 Satellitendaten (Quelle: CPOM/UCL/ESA)

tionsfahrt durch Untersuchung verschiedener Eisschollen erfassen. Somit lassen sich zum Beispiel Verteilungsfunktionen für einzelne Parameter wie z.B. die Eisdicke angeben. Ziel dieser Arbeit ist es unter anderem, zum ersten Mal solche Verteilungseigenschaften auch für optische Parameter zu bestimmen.

Kleinskalige Variationen (1-1000 m)

Auch einzelne Meereisschollen sind keine homogenen Gebilde. Sie können Merkmale von Verformungen wie Presseisrücken oder Risse aufweisen, in der Dicke variieren und vor allem an verschiedenen Stellen unterschiedliche Oberflächeneigenschaften wie Schneebedeckung oder Schmelztümpel aufweisen. All diese Eigenschaften beeinflussen vor allem die optischen Parameter direkt, was ebenfalls zu einer hohen Variabilität der Lichttransmission führt. Diese auf einer besseren Datenbasis als bisher zu untersuchen ist ebenfalls wichtiger Bestandteil dieser Arbeit.

Mikroskalige Variationen (< 1 m)

Das Meereis weist wie oben beschrieben (siehe Abbildung 2.8) natürlich auch auf kleineren Skalen Variabilität (Kristallbau, Solekanäle, ...) auf. Diese sind grundlegend für die hier hauptsächlich betrachteten apparenten optischen Eigenschaften. Aufgrund der hohen Komplexität des Meereises auf dieser Skala werden jedoch zumeist nur die makroskopischen apparenten Eigenschaften im Feld untersucht.

Es ist eine große Herausforderung den Einfluss der auf einer Skala beobachteten Eigenschaften auf die Eigenschaften in der nächstkleineren oder -größeren Skala zu verstehen. Insbesondere in der Optik des Meereises begrenzt sich dieses Wissen großteils auf theoretische Modelle für die Zusammenhänge (z.B. Hamre et al., 2004).

Kapitel 3

Angewandte Methoden

Im folgenden Kapitel werden die verwendeten Geräte, Mess- und Auswertungsmethoden beschrieben sowie deren Eigenschaften diskutiert. Eine kurze Zusammenfassung (in englischer Sprache) der Feldarbeiten findet sich auch im Fahrtbericht der Polarsternfahrt (Schauer, 2012) sowie in Nicolaus und Katlein (2012a, eingereicht).

3.1 Polarsternfahrt

Alle Feldmessungen fanden während der Reise ARK-XXVI/3 vom 5. August bis 7. Oktober 2011 (TransArc 2011) des deutschen Forschungseisbrechers FS POLARSTERN statt. Auf 9 Eisstationen und 2 Teststationen von Bord Polarsterns konnten erfolgreiche Messungen mit dem ROV durchgeführt werden. Diese Stationen werden in Tabelle 3.1 aufgelistet und Abbildung 3.1 geben einen Überblick über die Eisstationen entlang der Route. Alle Zeitangaben beziehen sich auf UTC.

Die Stationen wurden entlang der durch das ozeanografische Schwerpunktprogramm an Bord festgelegten Fahrtroute (siehe Abb. 3.1) in Abständen von zwei bis drei Tagen ausgewählt. Sofern das Wetter einen Erkundungsflug ermöglichte, wurde am Tag der Eisstation eine Scholle mittels Helikopter ausgewählt.

Tabelle 3.1: Liste aller Stationen während ARK-XXVI/3 auf denen erfolgreich das ROV-System eingesetzt wurde. Die Stationsnummern, entsprechen den im offiziellen Stationsbuch bzw. Fahrtbericht (Schauer, 2012) verwendeten.

Station Datum	Breite [°] Länge [°]	dominanter Schnee Eistyp	Schnee	Tümpel	Datenqualität:
78-198 12.8.11	84,445 60,087	FYI	-	offen	Test
78-207 16.8.11	86,709 61,262	-	-	-	Test
78-209 17.8.11	86,988 58,470	FYI	-	offen	-
78-212 19.8.11	88,019 59,976	FYI	-	offen	-
78-218 23.8.11	89,964 148,289	MYI	-	überfrozen	Irradianzsensor defekt
78-230 31.8.11	85,058 -137,357	FYI	2-3 cm	überfrozen	Steuerungs- probleme
78-235 3.9.11	83,030 -130,039	MYI, FYI	2-3 cm	überfrozen	-
78-238 6.9.11	83,944 -164,193	FYI	3 cm	überfrozen	-
78-245 9.9.11	84,795 166,424	FYI, Neueis	10 cm	überfrozen	Schnee- Experiment
78-250 11.9.11	84,394 139,934	MYI,FYI	10 cm	überfrozen	Nachtstation
78-267 16.9.11	81,448 103,209	MYI	10 cm	überfrozen	-

Zahlreiche Kriterien machten die Auswahl einer geeigneten Scholle in der stark abgeschmolzenen Eisdecke schwierig. Eine geeignete Scholle muss über eine ausreichend lange gerade Kante verfügen, an der das Schiff mit seiner Backbordseite anlegen kann. Zugleich sollte auf der Steuerbordseite offenes Wasser vorhanden sein, um vom Arbeitsdeck weitere Geräte wie CTD, Wasserschöpfer und Netze in die Wassersäule hinabzulassen. Hinzu kommt, dass die Scholle stabil - also dick genug - sein muss um beim Anlegen des Schiffes nicht zu zerbrechen. Weiterhin muss der Wind von der Steuerbordseite kommen, damit eine stabile Lage des Schiffes während der gesamten Stationszeit garantiert werden kann. Sehr wichtig sind vor allem die wissenschaftlichen Auswahlkriterien wie vorhandene Eistypen oder Schmelztümpelkonzentrationen. Diese Auswahlprozedur verursacht

eine gewisse Abweichung gegenüber einer zufälligen Auswahl, da insbesondere in Gebieten mit dünnem Eis dickere Schollen ausgewählt werden müssen.

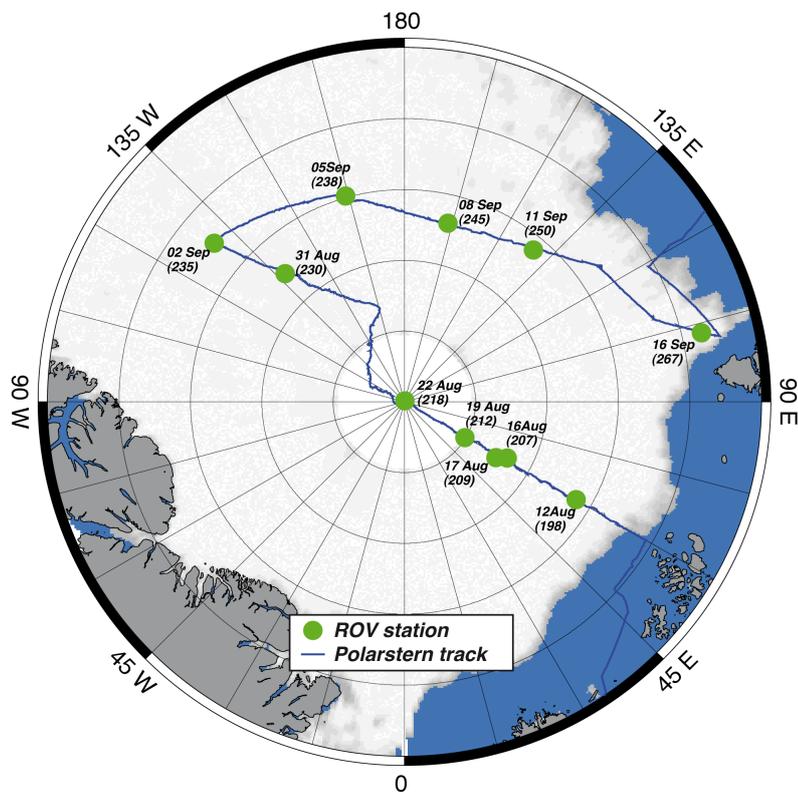


Abbildung 3.1: Fahrtroute von FS POLARSTERN während ARKXXVI/3 (blaue Linie) sowie die ROV Stationen mit Datum und Stationsnummer. Gezeigt wird die Meereiskonzentration für den 15. September 2011

3.2 Stationsablauf

Nach Erreichen der Eisstation wurde auf der Scholle eine Möglichkeit gesucht ein Loch zu schaffen um das ROV ins Wasser zu lassen. In einigen Fällen war dies sehr einfach in durchgeschmolzenen Schmelztümpeln möglich. War dies nicht möglich, konnte ein geeignetes Zugangsloch meist sehr leicht im dünnen und sehr porösen Eis in Schmelztümpeln oder in neu gebildetem Eis mit einer Eissäge geschaffen werden. Lediglich bei der letzten Station am 16.9. war ein Zugang nur über die Schollenkante möglich. Anschließend wurden Holzbretter mit Eis-

schrauben an der Kante befestigt, um eine solide und sichere Arbeitsplattform am Zugangsloch zu erstellen. Diese Auswahl des Zugangsloches führt wiederum zu einer leichten Abweichung im Vergleich zu einer zufälligen Platzierung, da tendenziell dünnere Teile der Schollen für die Untersuchung ausgewählt wurden. Zusätzlich war die Navigation unter sehr dickem (> 5 m) und unebenem Eis wegen schlechterer Sichtbarkeit der Markierungsstangen schwieriger und das Unterfahren von großen Presseisrücken wurde wegen der Gefahr, sich mit dem Verbindungskabel zum ROV (engl. *tether*) an Eisstrukturen zu verfangen, weitgehend vermieden.

Zwischen den Stationen am 23.8. und 31.8. konnte das ROV aufgrund von Schwierigkeiten mit dessen Steuerung wegen zu schwacher horizontaler Magnetfeldstärke nicht erfolgreich eingesetzt werden. Für die Messungen wurde die gesamte Messelektronik in einem beheizbaren Zelt aufgebaut. Die Stromversorgung erfolgte über bis zu 150 m langes Verlängerungskabel vom Schiff, da der mitgebrachte Generator sich trotz nominell ausreichender Leistung als ungeeignet für das ROV erwies. Dies begrenzte zusätzlich die Anzahl der auf einer Eischolle verfügbaren Zugangslöcher. Im Zelt wurde die Oberflächenversorgungseinheit für das ROV aufgestellt. Auch die Steuerungseinheit sowie zwei Monitore zur Überwachung der ROV-Tauchfahrt und die Sensorelektronik wurden auf einem Tisch aufgestellt. Ein weiterer Irradianzsensor wurde als Referenzsensor in ausreichender Entfernung vom Zelt (ca. 15 m) auf einem stabilen Stativ in etwa 1,5-2 m Höhe aufgestellt und mit Hilfe einer Wasserwaage ausgerichtet. Während der Tauchfahrten steuerte ein Wissenschaftler das ROV während ein zweiter die Funktionalität der Sensoren im Blick behielt und wichtige Ereignisse, wie zum Beispiel die Zeit der Vorbeifahrt an Markierungsstangen (s.u.) protokollierte.

Am Zugangsloch stand eine weitere Person, die je nach Bedarf das zuvor auf dem Eis in großen Buchten ausgelegte Verbindungskabel zum ROV ausgab oder einzog. Eine Funkverbindung ermöglichte direkte Kommunikation zwischen



Abbildung 3.2: Links: Zelt mit Mess- und Steuerelektronik, Referenzsensor auf gelbem Stativ im Hintergrund; Rechts: Eine Person am Zugangsloch überwacht die ausgegebene Kabellänge. Beide Fotos wurden während der Station am 17. August aufgenommen.

ROV-Pilot und dem Kabelverantwortlichen. Eine vierte Person assistierte beim Handling des Kabels und beobachtete die Umgebung zum Schutz vor Eisbären.

Nach einem ersten Funktionscheck des ROV, jedoch vor Beginn der Messungen wurde das Profil vorbereitet. Bei Schneeauflage wurde bestmöglichst darauf geachtet, die Schneedecke entlang des Profiles nicht zu beeinflussen. War keine Schneeauflage vorhanden, stellte dies kein Problem dar. Entlang des Profiles wurden in regelmäßigen Abständen (je nach Sichtbedingungen unter Wasser 7-15 m) mithilfe eines Eisdickenbohrers (*Kovacs Enterprises*, Durchmesser 5 cm) die Eisdicke, Schneedicke sowie Freibord gemessen und anschließend eine rot-weiß gestreifte Markierungsstange zu Orientierungszwecken durch das Loch unter dem Eis befestigt (Abbildung 3.3). Diese Markierungsstangen waren mithilfe von weißen Klebebandstreifen auf den roten Abschnitten binär nummeriert, um während der Tauchfahrten feststellen zu können, vor welcher der Markierungsstangen sich das ROV befand. Zusätzlich wurden die Oberflächeneigenschaften notiert, insbesondere die Positionen der Übergänge zwischen Schmelztümpeln und Blankeis. Nach Abschluss der Vorbereitungen wurde mit den Tauchfahrten begonnen.



Abbildung 3.3: Vorbereitung und Markierung des Messprofils, sowie Messung der Eisgeometrie entlang des Profils auf der Station am 19. August

3.3 ROV-System

Das hier verwendete ROV V8ii (Ocean Modules, Åtvidaberg, Sweden) besteht aus dem eigentlichen ROV (Abbildung 3.4), dem Verbindungskabel und einer Oberflächeneinheit. Über einen angeschlossenen Monitor können die Tauchgänge im Zelt überwacht und auf einem Standardlaptop mit Hilfe der Software *Seanet Pro* (Tritech, Aberdeen, UK) aufgezeichnet werden. Die Steuerung übernimmt ein Pilot an der Steuerungseinheit (engl. *pilot control unit*). Das ROV wird von 8 Propellern angetrieben und verfügt über eine besondere Steuerungssoftware, die eine für ROVs seltene freie Beweglichkeit in allen drei Raumrichtungen ermöglicht. Ein internes Kontrollmodul (engl. *inertial navigation system, INS*) überwacht die Lage des ROV im Wasser und führt automatisch alle nötigen Korrekturen durch, um das Fahrzeug in einer stabilen Lage zu halten. Hierbei wird die Kursrichtung, die Tauchtiefe sowie Roll- und Neigungswinkel konstant gehalten. Es stehen drei Stabilisierungsmethoden zur Verfügung: In den meisten Fällen wurde das ROV im Modus „normal“ gesteuert, hierbei werden die Kursinformationen des magnetischen Kompasses verwendet. Da in der Nähe von

Schiffen oder bei schwachem Magnetfeld diese Informationen unzuverlässig sind, kann im „VG“-Modus ein Kreiselkompass verwendet werden, der allerdings nur wenige Minuten stabil läuft und danach stark zu driften beginnt. Aufgrund der unmittelbaren Nähe zum magnetischen Pol konnte am 31. August das ROV nur im komplett unstabilierten „deck“-Modus betrieben werden. Leider waren hierbei deutliche Abstriche in der Datenqualität hinzunehmen.

Die Maximalgeschwindigkeit des ROV beträgt ca. 1 m/s , für die Profile wurde aber meist mit einer möglichst konstanten Geschwindigkeit von ca. 0.25 m/s gemessen. Strömungen unter dem Eis beeinflussen natürlich diese Geschwindigkeit und folglich die Navigation. Eine Tauchfahrt mit konstanter Geschwindigkeit in konstanter Tiefe entlang eines Profiles erwies sich als die beste Möglichkeit der Datenaufnahme, da es sehr schwierig ist das ROV in einer definierten Position konstant an der Eisunterseite zu halten und danach zum nächsten Messpunkt weiter zu fahren. Direkt an der Eisunterseite war die Strömung meist am stärksten.

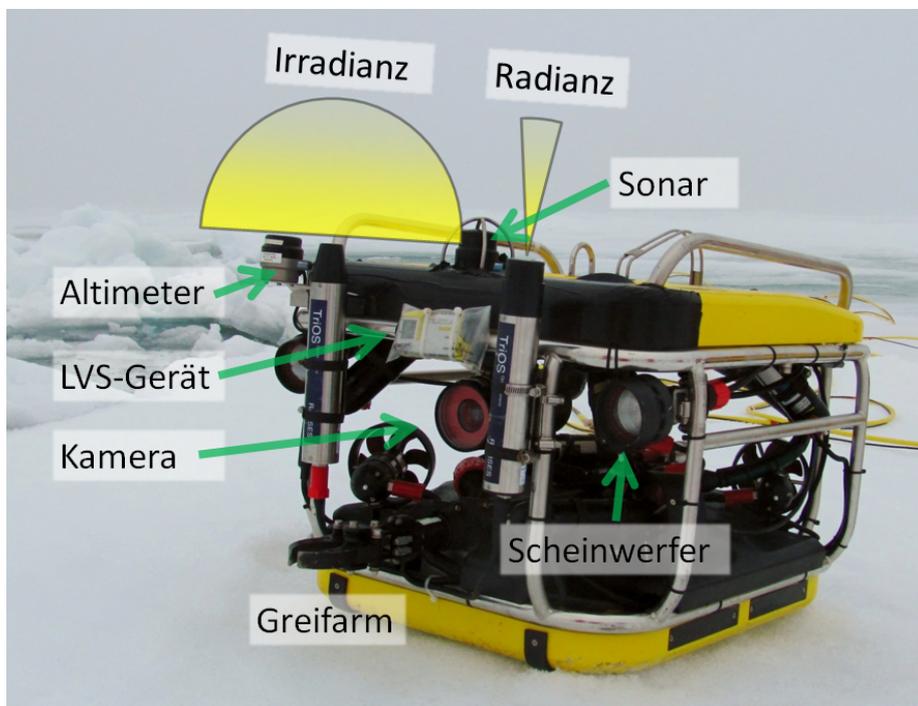


Abbildung 3.4: Das verwendete ROV und einige der vorhandenen Sensoren.

Die beiden Strahlungssensoren (siehe 3.4) wurden wie in Abbildung 3.4 an der Vorderseite des ROV montiert. Hierbei wurde sichergestellt, dass die Sensoren ein freies Sichtfeld hatten und trotzdem ausreichend gegen mechanische Schädigung geschützt waren. Um einen möglichen Einfluss des gelben Auftriebskörpers zu minimieren, wurde dieser im vorderen Abschnitt mit schwarzem Klebeband abgeklebt.

Für den Einsatz unter dem Eis war eine spezielle Tarierung des ROV nötig. Um ein Verhängen mit Eisstrukturen weitestgehend zu vermeiden, wurde das Verbindungskabel leicht sinkend ausbalanciert. Auch das ROV wurde leicht sinkend eingestellt, damit es im Falle eines Kontrollverlustes senkrecht unter das Loch absinkt und von Hand herausgezogen werden kann. Diese Einstellungen widersprechen denen beim normalen ROV-Einsatz am Meeresboden. Leichte Unterschiede im Salzgehalt des Wassers führten an einigen Stationen zu leicht abweichendem Verhalten, was aber die Handhabung und Steuerung des ROV nicht beeinträchtigte.

3.3.1 Sensorbestückung

Neben den beiden Spektralradiometern (siehe Abschnitt 3.4) verfügt das ROV über weitere Sensoren. Das eingebaute INS überwacht Neigungswinkel, Rollwinkel, Tauchtiefe und Kursrichtung und zeigt diese Daten in einem Overlay auf dem Kontrollbildschirm zusammen mit Zeit und Datum an (siehe Abbildung 3.5). Leider war ein direktes Auslesen dieser Daten nicht möglich. Zur Orientierung ist auf dem ROV ein Sonar (*Micron DST MK2*, Tritech, Aberdeen, UK) angebracht. Ein Altimeter (*DST Micron Echosounder*, Tritech, Aberdeen, UK) misst den Abstand vom ROV zur Wasseroberfläche bzw. zur Eisunterseite. Zur Dokumentation der Tauchfahrten ist an der Vorderseite eine Zoom-Kamera (*Typhoon*, Tritech, Aberdeen, UK) und am Heck eine einfache Rückfahrkamera (*Ospray*, Tritech, Aberdeen, UK) installiert. Anfänglich wurde am ROV noch ein Lawinenverschüttetensuchgerät (kurz LVS, *Pieps Freeride*, Pieps GmbH, Lebring, Österreich) zur Positionierung angebracht. Diese Methode erwies sich ge-

genüber vorhergehenden Erfahrungen bei winterlichem Eis, in der sommerlichen zentralen Arktis aufgrund des hohen Salzwassergehaltes des sehr porösen Eises als unbrauchbar.

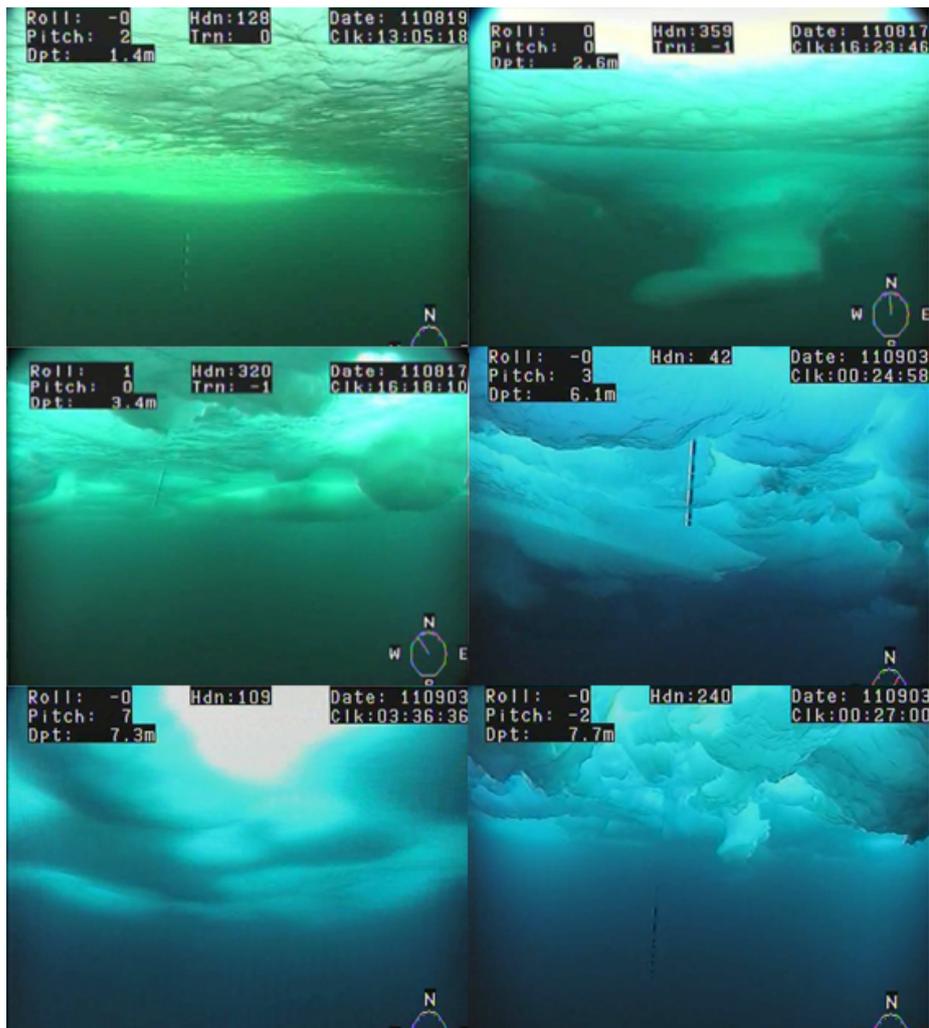


Abbildung 3.5: Aufnahmen aus den gespeicherten Dokumentationsvideos der Tauchfahrten auf verschiedenen Eisstationen während TRANSARC. Gezeigt sind sechs Beispiele von verschiedenen Stationen, mit unterschiedlicher Eistopographie und klar erkennbaren Unterschieden in Helligkeit und Farbe. Die Markierungsstangen sind 1 m lang und in 10 cm Abschnitten rot-weiß markiert.

3.3.2 Datenerfassung

Die Datenerfassung erfolgte über einen Standard-Laptop, von dem aus mit der Software *MSDA_XE* (TriOs GmbH, Rastede, Deutschland) die optischen Sensoren gesteuert und die anlaufenden Daten gespeichert wurden. Das Signal des Irradianzsensors wurde durch das letzte freie Litzenpaar im Verbindungskabel geführt und über eine PS-Box (TriOs GmbH, Rastede, Deutschland) an den Computer weitergegeben. Da kein weiteres Litzenpaar zur Verfügung stand, wurde der Radianzsensor direkt über ein 150 m langes Sensorkabel zusammen mit dem Referenzsensor über eine IPS-Box (TriOs, Rastede, Deutschland) an den Computer angeschlossen.

Da die Integrationszeiten des Irradianzsensors unter dem Eis deutlich größer als die der beiden anderen Sensoren waren, wurden die Messungen von Radianz- und Referenzsensor mit höherer Frequenz ausgelöst als die Irradianzmessungen, um eine korrekte Datenerfassung zu gewährleisten. Das Messintervall betrug hierbei je nach Eisbedingungen zwischen 2 und 10 Sekunden. Bei einer mittleren Messgeschwindigkeit von ca. $0,25\text{ m/s}$ ergibt sich eine räumliche Auflösung von $0,5\text{ m} - 2,5\text{ m}$. Eine genauere Betrachtung der Auflösung folgt in Abschnitt 3.4.2.

3.4 Optische Sensoren

3.4.1 TriOS Ramses-Sensoren

Für die Lichtmessung wurden RAMSES-ACC/ARC Spektralradiometer (TriOs GmbH, Rastede, Deutschland) verwendet. Diese Sensoren haben sich bereits im arktischen Feldeinsatz bewährt und erfüllen mit ihrem kompaktem und robusten Aufbau alle für diese Zwecke notwendigen Kriterien. Die technischen Details wurden von Nicolaus et al. (2010b) bereits umfangreich beschrieben, weshalb hier nur eine kurze Darstellung erfolgt.

Das einfallende Licht wird über eine Optik in eine Glasfaser eingekoppelt, die das Licht an die MMS1-Spektrometereinheit (Zeiss GmbH, Jena, Deutschland) weitergibt. Dort wird das Licht in einem Prisma in seine Spektralanteile zerlegt und in einem Photodiodenarray registriert.

Der Irradianzsensor (ACC - Advanced Cosine Collector) verfügt als Einlassoptik über ein Kosinus-Diffusor-Plättchen aus *Spektralon*, dessen Winkelcharakteristik bis auf wenige Prozent einem Kosinus entspricht. Beim Radianzsensor (ARC - Advanced Radiance Collector) ist als Einlassoptik eine Sammellinse eingebaut, die nur Strahlen bis ca. $3,5^\circ$ Abweichung von der optischen Achse in die Glasfaser einkoppelt. Es ergibt sich somit ein Sichtfeld von ca. 7° für diesen Sensortyp.

Der Irradianzsensor bietet somit eine Messung der aus dem gesamten Halbraum eintreffenden Energie, was sowohl für biologische Prozesse als auch insbesondere für den Energiehaushalt der Meereisdecke die entscheidende Messgröße ist. Der Radianzsensor hingegen ermöglicht durch sein geringeres Sichtfeld eine räumlich besser aufgelöste Untersuchung der optischen Eigenschaften des Meereises.

3.4.2 Räumliche Auflösung der Sensoren

Um eine Beurteilung der räumlichen Auflösung der durchgeführten Lichtmessungen zu ermöglichen ist es wichtig zu untersuchen, wo das im Sensor registrierte Licht überhaupt her kommt.

Hierfür spielt zunächst die Winkelcharakteristik des jeweiligen Sensors (s.o.) eine entscheidende Rolle. Der Radianzsensor verfügt über ein Sichtfeld von ca. 7° Vollwinkel. Somit kann der Radius R der Kreisfläche, aus welcher der Sensor Licht von einem lambert'schen Strahler im Abstand D empfängt, sehr einfach geometrisch durch die folgende Gleichung angegeben werden:

$$R = D \cdot \arctan 3,5^\circ \quad (3.1)$$

Für die Kosinuscharakteristik des Irradianzsensor kann nicht direkt ein solcher Radius angegeben werden. Es kann jedoch ein Radius R für die Fläche angegeben werden, aus der ein bestimmter Anteil f des registrierten Flusses stammt. Nach Nicolaus et al. (2010b) gilt für einen Abstand D von einem Lambert'schen Strahler:

$$f(R, D) = \sin^2 \arctan \frac{R}{D}$$

Hieraus ergibt sich, dass 60% des gemessenen Flusses aus einer Lambert'sch strahlenden Fläche mit dem Radius R im Abstand D stammen:

$$R = D \cdot \tan \arcsin \sqrt{f} = D \cdot 1,22 \quad (3.2)$$

Die oben genannten Formeln gelten für einen Sensor, der im Abstand D von einer Fläche misst - also zum Beispiel für den nach unten gerichteten Sensor bei einer Albedomessung. Im Falle der Transmissionsmessung geben Gleichungen 3.1 und 3.2 den Radius der Fläche an der Eisunterseite, aus der Licht in den Sensor fällt, an. Dies ist jedoch nur bedingt von Interesse, da für die räumliche Variation der Lichtbedingungen insbesondere die Oberflächeneigenschaften wichtig sind. Aufgrund der Streuung im Meereis, breitet sich - trotz stark vorwärts gerichteter Einzelstreuung - das Licht auch horizontal aus, so dass das im Sensor registrierte Licht nicht von einem Punkt, sondern einer größeren Fläche an der Eisoberseite kommt.

Um die Größe dieser Fläche zu bestimmen, wurden Daten aus einem Monte-Carlo-Modell zur Modellierung des Strahlungstransportes im Eis (Petrich et al., 2012) verwendet. Aus den Modelldaten (Anzahl der Strahlen $N = 10^6$), lässt sich die Herkunft der auf den Sensor eintreffenden Strahlen berechnen. Zusätzlich zu den von Petrich et al. (2012) bereits berechneten Daten für einen Irradianzsensor direkt an der Eisunterseite wurde hieraus die Herkunft des auf den Sensor einfallenden Lichtes für den Radianzsensor, sowie Sensoren mit einem Abstand von 1 m zur Eisunterseite (Eisdicke=1 m) berechnet (Abbildungen 3.6 und

3.7). Der Streukoeffizient im Wasser kann hierbei in guter Näherung vernachlässigt werden. Da in einem späteren Teil der Arbeit auch anisotrope Streuung im Eis diskutiert wird, werden die Abbildungen auch für den anisotropen Fall ($\gamma = 0,66$) gezeigt.

Es zeigt sich klar, dass der Fußabdruck des Sensors bei steigendem Abstand vom Eis wächst, so steigert sich der 50%-Radius für den Irradianzsensor von 0,91 m auf 1,17 m bei einer Entfernung um 1 m von der Eisunterseite. Für den Radianzsensor bleibt dieser Radius jedoch bei 0,77 m in etwa konstant. Interessanterweise bleibt der 90%-Radius jedoch in beiden Fällen etwa konstant bei 2,0 m, weshalb für unsere Messungen davon ausgegangen werden kann, dass unabhängig vom Abstand vom Eis 90% des gemessenen Lichtes aus einem Radius von etwa 2.0 m um den Sensor herum stammt. Im Falle von anisotroper Streuung im Eis werden die Unterschiede der Ursprungsflächen des gemessenen Lichtes zwischen Radianz- und Irradianzsensor kleiner. Tabelle 3.2 zeigt die aus dem Modell berechneten Radien der Ursprungsflächen. Diese Rechnungen beziehen sich nur auf Streuung. Betrachtet man zusätzlich Absorption, führt dies zu einer weiteren Verringerung der Ursprungsfläche.

Tabelle 3.2: Radien der Kreisflächen [m], aus denen in bestimmten Situationen 50%,70% oder 90% des vom Detektor gemessenen Lichtes stammt. γ bezeichnet die Anisotropie und D den Abstand des Detektors von der Eisunterseite.

*Daten für den Radianzsensor sind aufgrund von numerischem Rauschen einem höheren Fehler unterworfen.

Irradianzsensor:	50%	70%	90%
$\gamma = 0; D = 0 m$	0,91	1,31	2,09
$\gamma = 0; D = 1 m$	1,17	1,71	2,09
$\gamma = 0,66; D = 0 m$	0,71	1,03	1,68
$\gamma = 0,66; D = 1 m$	0,91	1,37	2,09
Radianzsensor*:	50%	70%	90%
$\gamma = 0; D = 0 m$	0,77	1,21	2,03
$\gamma = 0; D = 1 m$	0,77	1,20	2,02
$\gamma = 0,66; D = 0 m$	0,57	0,90	1,52
$\gamma = 0,66; D = 1 m$	0,57	0,90	1,52

Eine weitere Vergrößerung der Fläche, die eine einzelne Messung beeinflusst, entsteht durch die Eigenbewegung des ROV, da sich dieses während der In-

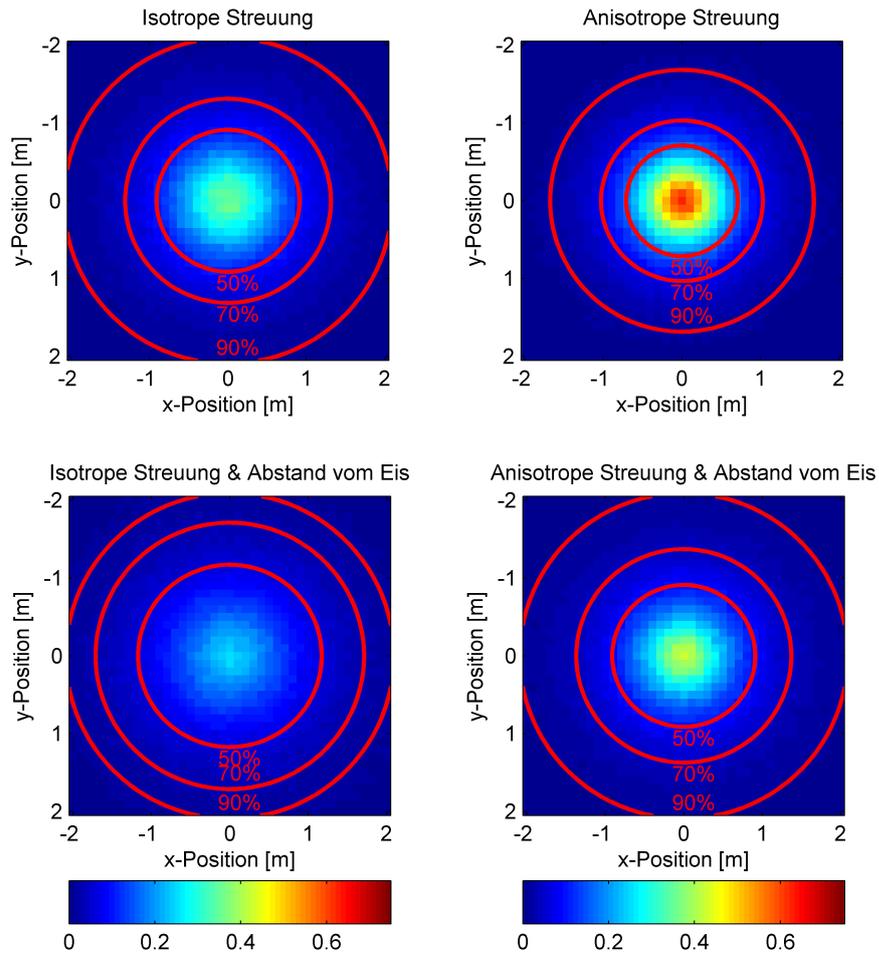


Abbildung 3.6: Herkunft des im Irradianzdetektor registrierten Lichtes [m^{-2}]. Die roten Kreise zeigen die Radien, aus denen 50%,70% bzw. 90% des im Detektor registrierten Lichtes stammen. In der oberen Reihe befindet sich der Sensor direkt an der Eisunterseite, während er in der unteren Reihe einen Abstand von 1m von der Eisunterseite hat. Die linke Spalte zeigt isotrope Bedingungen, die rechte Spalte ergibt sich für anisotrope Bedingungen mit $\sigma_h/\sigma_v = 3$

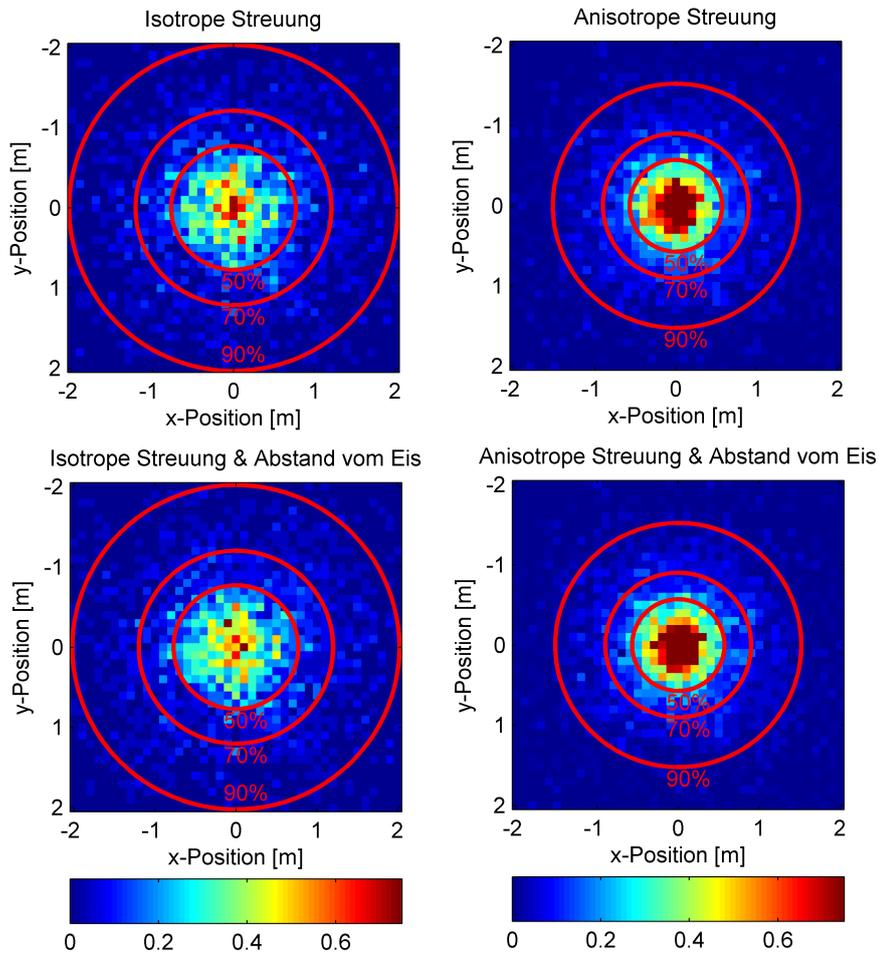


Abbildung 3.7: Herkunft des im Radianzdetektor registrierten Lichtes [m^{-2}]. Die roten Kreise zeigen die Radien, aus denen 50%,70% bzw. 90% des im Detektor registrierten Lichtes stammen. In der oberen Reihe befindet sich der Sensor direkt an der Eisunterseite, während er in der unteren Reihe einen Abstand von 1m von der Eisunterseite hat. Die linke Spalte zeigt isotrope Bedingungen, die rechte Spalte ergibt sich für $\sigma_h/\sigma_v = 3$. Da der Radianzsensor nur einen kleinen Raumwinkelanteil beobachtet, führt die begrenzte Anzahl berechneter Strahlen zu numerischem Rauschen.

tegrationszeit bewegt. Tabelle 3.3 gibt eine Übersicht über die während der Feldmessungen auftretenden Integrationszeiten der beiden am ROV befestigten Sensoren ($t_{\text{Irradianz}}$ und t_{Radianz}). Im Mittel liegt die Integrationszeit des Irradianzsensores aufgrund der geringeren Transmission der Kosinus-Diffusorplatte doppelt so hoch wie beim Radianzsensor, obwohl das Licht aus dem gesamten Halbraum aufgezeichnet wird. Während der meisten Profile fuhr das ROV in etwa mit einer Geschwindigkeit von $0,25 \text{ m/s}$. Somit wird der Sensor während der Messung in den meisten Fällen weniger als 25 cm (Radianzsensor) bzw. 50 cm (Irradianzsensor) bewegt, was im Verhältnis zum Radius der Ursprungsfläche von $\approx 2,0 \text{ m}$ nur einen kleinen Beitrag liefert.

Tabelle 3.3: Integrationszeiten (in s) für Radianz- und Irradianzsensor, basierend auf allen während Transarc gemessenen Daten

	Max.	Min.	Mittel	Median
$t_{\text{Irradianz}}$	4,10	0,12	1,92	1,02
t_{Radianz}	4,10	0,03	0,98	0,51

3.5 Weitere Messungen

Zusätzlich zu diesen optischen Messungen wurden während der gesamten Fahrt und insbesondere während der Eisstationen weitere Messungen durchgeführt. Eine detaillierte Darstellung findet sich in Schauer (2012). Während der gesamten Fahrt wurden tagsüber im Stundentakt die Eis- und Wetterbedingungen beobachtet und nach internationalem Standard erfasst. Hierbei wurden unter anderem die verschiedenen Eisklassen, Eisdicke sowie die Schmelztümpelbedeckung notiert. Auf jeder Eisstation wurde ein Platz ausgewählt, an dem das Eis durch Kernbohrungen untersucht wurde. Es wurden Temperatur und Salzgehalt gemessen, sowie anschließend im Eislabor die Eisstruktur untersucht und Dünnschnitte angefertigt (siehe Abb. 2.8). Andere Arbeitsgruppen führten an Eiskernen von diesem Platz zahlreiche geochemische und biologische Untersuchungen durch.

Auf jeder Eisscholle wurde mit einem EM31-Eisdickensensor (Geonics Limited, Mississauga, Ontario Canada) eine Eisdickenkarte erstellt. In den meisten Fällen war es möglich auch entlang des ROV-Profiles mit dem EM31 die Eisdicke zu vermessen. Diese Daten wurden jedoch bisher nicht in die Auswertung mit einbezogen.

Zusätzlich zu den ROV-Messungen wurden Messungen mit einem faltbaren L-Arm (siehe Abb. 2.6) durchgeführt. Dies ermöglicht eine präzise Positionierung der Sensoren, um an dieser Stelle bio-optische Proben zu nehmen. Diese sind bisher ebenfalls noch nicht ausgewertet worden.

3.6 Datenverarbeitung

3.6.1 Datenimport

Während der Messung wurden die Daten der drei Sensoren mit der Software *MSDA_XE* von *TriOS* aufgezeichnet und anschließend mit Hilfe vorhandener Skripten in MATLAB importiert.

3.6.2 Nachkalibrierung der Sensoren

Um die Kalibrierung der Sensoren zu überprüfen, wurden alle verwendeten RAMSES-Sensoren nach Abschluss der Messungen in der Zeit vom 21.9.-23.9.2011 auf dem Peildeck von Polarstern aufgebaut (siehe Abbildung 3.8). Am ersten der beiden Tage herrschten vollständig bewölkte Bedingungen, die sich gut zur Untersuchung der Sensorunterschiede eigneten, da eine teilweise Bewölkung zu starker Variation der Messwerte und komplett klarer Himmel zu einer zu großen Abhängigkeit der Messwerte von Sonnenstand und Sensorausrichtung führt. Ein Vergleich mit den standardmäßig vom Krähenest aus (ca. 10 m über dem Peildeck) gemessenen Werten zur einfallenden Globalstrahlung (300-2000 nm) ergab, dass die RAMSES-Sensoren leicht niedrigere Werte zeigten und sich auch deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen RAMSES-Sensoren ergaben. Hierzu wurden die Globalstrahlungsdaten anhand von Referenzspektren auf

den Wellenlängenbereich der RAMSES-Sensoren skaliert. Vermutlich auf Grund von Ungenauigkeiten in der Kosinuscharakteristik des Diffusorplättchens unterschieden sich trotz Kalibration von Seiten des Herstellers (lediglich frontale Kalibration) die gemessenen Werte um bis zu 10%. Die Globalstrahlungsdaten der Polarstern-Sensoren im Krähenest wurden anhand von Referenzspektren (Perovich, 1996) auf den von uns gemessenen Wellenlängenbereich herunterkaliert und daraufhin die für die Prozessierung notwendigen Korrekturfaktoren berechnet. Eine Analyse der Abweichungen ergab, dass diese sich gut durch Multiplikation mit einem Korrekturfaktor berücksichtigen ließen und es sich nicht um einen konstanten Offset zwischen den Sensoren handelte.



Abbildung 3.8: Verwendete RAMSES-Sensoren während der Nachkalibrierung auf dem Peildeck an Bord FS POLARSTERN (links) und auf dem Dach des Institutsgebäudes in Bremerhaven (rechts)

In Bremerhaven erfolgte Anfang Februar 2012 ein erneutes Vergleichsexperiment, bei dem die Sensoren auf dem Institutsdach aufgebaut wurden. Die auf Polarstern bereits ermittelten Korrekturfaktoren konnten bestätigt werden. Auch hier trat eine starke Streuung der Messwerte untereinander auf. Aufgrund der variablen einfallenden Strahlung konnte im Gegensatz zu einer Kalibrierung im Labor nicht für jeden Sensor eine unabhängige spezifische Streuung

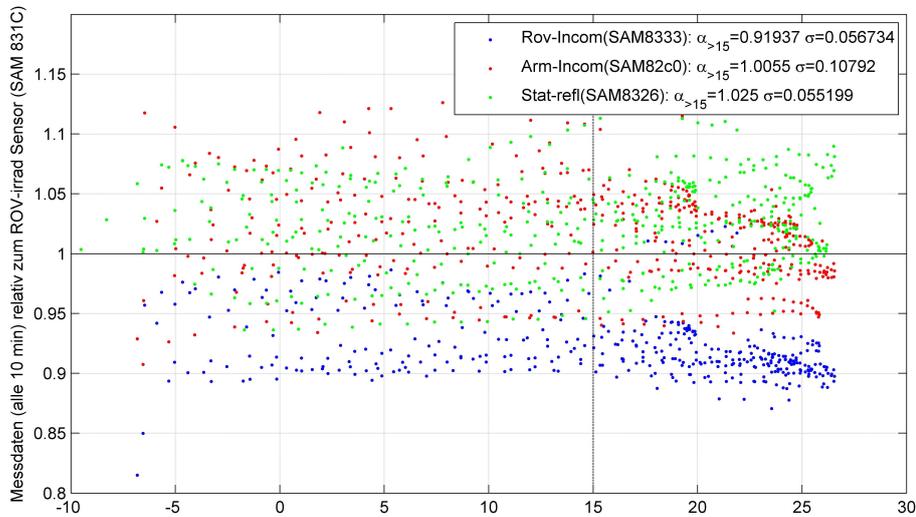


Abbildung 3.9: Verhältnis verschiedener RAMSES-Spektroradiometer zu einem Referenzsensor in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe. Angegeben sind gemittelte Abweichungen $\alpha_{>15}$ für Sonnenstände über 15° sowie die Standardabweichung σ für das jeweilige Verhältnis

der Werte angegeben werden, sondern nur für die Verhältnisse zu einem Referenzsensor. Diese beläuft sich auf ca. 5-10% des Messwertes (siehe Abbildung 3.9). Größere Unsicherheiten bis zu 20% treten teilweise bei niedrigen Sonnenständen aufgrund von Ungenauigkeiten im Kosinus-Kollektor der Sensoren auf. Diese Messfehler treten für sehr niedrige Sonnenstände teilweise auch bei sehr präzisen Photometern in der meteorologischen Strahlungsmessung auf. Um diese Ungenauigkeiten so klein wie möglich zu halten, wurde bei möglichst hohem Sonnenstand gemessen. Bei den Messungen unter dem Eis trifft der relevante Anteil des Lichtes sowieso von oben (siehe auch Abschnitt 3.4.2) meist von oben auf die Sensoren.

3.6.3 Verarbeitung der Spektren

Die im Feld mit der Software *MSDA_XE* von *TriOS* aufgezeichneten Daten wurden an Bord aus der Software-Datenbank exportiert und anschließend mit Hilfe vorhandener Skripten in MATLAB importiert und prozessiert. Hierbei wurden die Rohdaten anhand der Kalibrierungsdateien des Herstellers kalibriert und auf

ein regelmäßiges Wellenlängenraster mit einer Auflösung von 1 nm interpoliert. Dies ist notwendig, da das Wellenlängenraster verschiedener Sensoren bei einer Auflösung von ca. 3 nm verschieden ist und eine Berechnung von spektralen Transmissionswerten nur für identische Wellenlängen sinnvoll ist. Details zu dieser auch bisher verwendeten Art der Datenverarbeitung finden sich in Nicolaus et al. (2010b). Weiterhin wurden spektrale sowie PAR- und totale Transmissionswerte berechnet und zahlreiche weitere Parameter wie geografische Position, Datum, berechnete Sonnenstände etc. in den Datensatz eingefügt.

In einem zweiten Schritt wurde der so bearbeitete Datensatz prozessiert und somit an die neuen Anforderungen dieser speziellen Messungen angepasst. Diese für die ROV-Messungen spezifischen und damit neuen Prozessierungsschritte sollen im Folgenden erläutert werden:

3.6.4 Bearbeitung der Radianzspektren

Während für die Irradianzspektren die Bearbeitung durch bereits bewährte Routinen sich als ausreichend erwies, benötigten die Spektren des Radianzsensors zusätzliche Korrektur. Die meisten Radianzspektren zeigen deutliches Rauschen an verschiedenen Stellen im Spektrum. In fast allen Radianzspektren findet sich starkes Rauschen oberhalb von 750 nm sowie unterhalb von 350 nm. In einigen Spektren tritt mitten in einem sonst fehlerfreien Spektrum plötzliches starkes Rauschen auf (siehe Abbildung 3.10). Der Vergleich zwischen direkt nacheinander gemessenen Spektren zeigt, dass dieses Rauschen ein Effekt des Sensors und keine reale starke Schwankung der Spektralform ist. Als Grund für das Auftreten dieses Rauschens kommen insbesondere Einstreuung elektrischer Störungen sowie Effekte des mit 150 m sehr langen Sensorkabels oder eine mangelnde Erdung in Frage.

Um die Radianzspektren dennoch qualitativ hochwertig auswerten zu können, wurden die Spektren in mehreren Schritten nachbearbeitet: Zunächst wurden die gemessenen Rohspektren bei 350 nm und 800 nm abgeschnitten, womit sich der Rauschanteil an den Rändern der Spektren entfernen ließ. Die untere

Grenze wurde hierbei bei 350 nm gesetzt, da dies der ursprünglichen Kalibrierungsgrenze des im RAMSES-Sensor verbauten MMS1-Spektrometers entspricht (Nicolaus et al., 2010b). Im Wasser und unter dem Eis wird oberhalb von 750 nm das meiste Licht sehr schnell absorbiert, weshalb das Spektrum ohnehin zum Großteil Messrauschen enthält. Bei einigen Datensätzen wäre ein Schnitt bereits bei 750 nm ohne Informationsverlust möglich, dennoch wurde hier 800 nm als obere Grenze gewählt, um auch unter dünnem Eis und dicht unter der Wasseroberfläche genug spektrale Information zu erhalten.

Ein weiterer Schritt bearbeitet das spontane Rauschen mitten im Spektrum, dass sich bei einigen Spektren zeigte. Hierzu wurde das beschnittene Rohspektrum mit einem drei Datenpunkte umfassenden gleitenden Mittel geglättet und die relative Abweichung $t = \Delta I / I$ mit $\Delta I = I_{\text{roh}} - I_{\text{geglättet}}$ berechnet. An den Stellen an denen die relative Abweichung t gegenüber dem geglätteten Spektrum den festgelegten Schwellenwert überschreitet, wurde der Datenpunkt mit einem aus einem über 7 Datenpunkte (ca. 23 nm) gemittelten Spektrum ersetzt. Als günstiger Schwellenwert ergab sich 3%, da es für geringere Schwellenwerte ($\leq 1\%$) zu einem Informationsverlust insbesondere in den Spektrallinien sowie der ansteigenden Flanke kommt und höhere Schwellenwerte ($\geq 4\%$) bereits einige verrauschte Stellen unbehandelt lassen (siehe Abb. 3.10).

Die so korrigierten Spektren wurden anschließend analog zu den Irradianzspektren auf ein gleichmäßiges Gitter mit einer Auflösung von 1 nm interpoliert und eine Berechnung der spektralen Transmission durchgeführt. Auch die Bandbreitenwerte wurden aus den korrigierten Daten berechnet.

3.6.5 Verarbeitung der Altimeterdaten

Die Altimeterdaten wurden während der Tauchfahrten automatisch in der Steuerungssoftware für Sonar und Kamera (*Seanet Pro*, Tritech, Aberdeen, UK) abgespeichert und anschließend mithilfe von *Seanet Dumplog* (Tritech, Aberdeen, UK) als ASCII Daten exportiert. Die Daten wurden von der MATLAB-Routine eingelesen und über den Zeitvektor den einzelnen Spektren zugeordnet. Hierzu

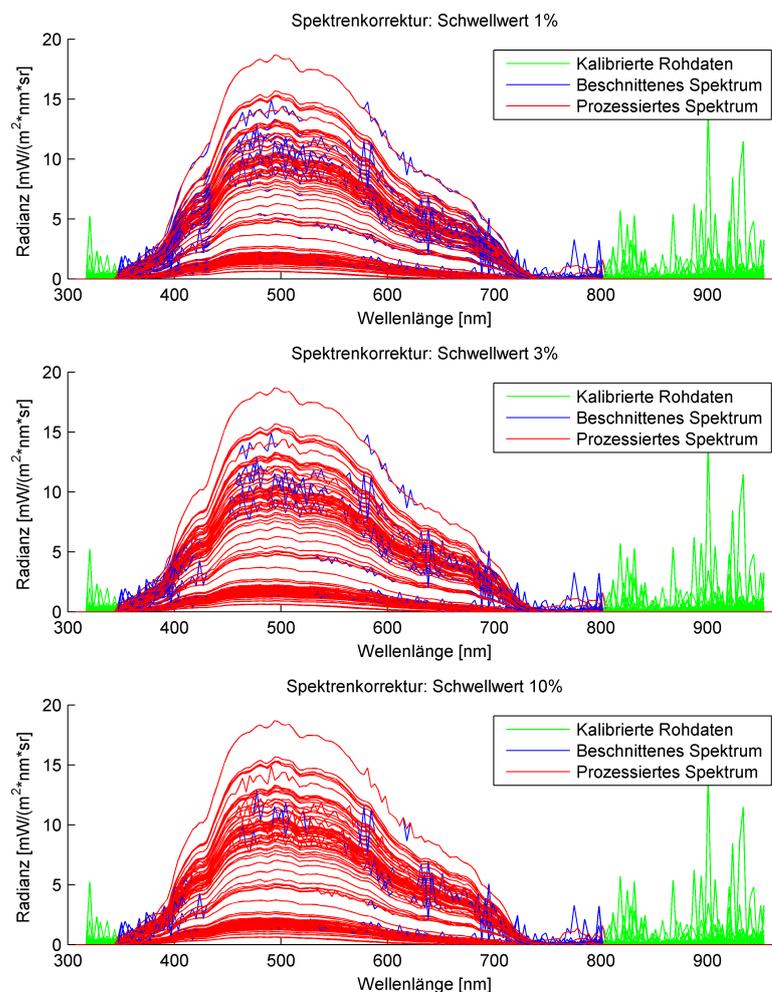


Abbildung 3.10: Durchgeführte Spektralkorrektur für verschiedene Schwellenwerte an einem Beispieldatensatz. An Stellen, die unbearbeitet blieben überdeckt das prozessierte Spektrum (rot) die Linie der Rohdaten (blau). Beim zu geringem Schwellenwert von 1% (oben) geht insbesondere in der ansteigenden Flanke Information verloren, während für zu großen Schwellenwert von 10% bereits zuviel Rauschen unkorrigiert bleibt (unten). Die bestmögliche Korrektur ergibt sich bei einem Schwellenwert von 3% (Mitte)

musste der aufgrund von asynchron laufenden Systemuhren entstehende Zeit-Offset von wenigen Sekunden für jede Eisstation kompensiert werden.

3.6.6 Positionierung der Messungen

Um die optischen Daten entlang der Profile positionieren zu können, wurden im Feld die Positionen der Markierungsstangen per GPS oder Maßband in einem lokalen schollenfesten Koordinatensystem bestimmt. Der Ursprung des Koordinatensystemes wurde hierbei entweder auf die erste Markierungsstange oder die GPS Antenne von Polarstern gelegt. GPS Daten wurden bezüglich Eisdrift und Rotation der Scholle korrigiert. Bei mit Maßband gemessenen Profilen wurde die x-Achse in Richtung des Hauptprofils festgelegt. Nach der Stationsarbeit wurden an Bord alle Zeiten aus dem Videomaterial extrahiert, bei denen eine Markierungsstange passiert wurde. Hierbei war deren Verschwinden aus dem Blickwinkel der in Fahrtrichtung blickenden Kamera entscheidend.

Die Zuweisung einer Position zu den einzelnen Licht-Messungen erfolgte dann über eine lineare Interpolation zwischen zwei Markierungsstangen. Aus diesem Grund wurden alle Messungen bei einer möglichst konstanten Geschwindigkeit durchgeführt. Wurde eine zu große Abweichung von einer gleichmäßigen Geschwindigkeit in einem Abschnitt während des Tauchganges festgestellt, wurden die entsprechenden Daten nicht zur Berechnung einer Position herangezogen. Solche Messungen und Messungen außerhalb abgesteckter Profillinien wurden ohne Positionsangabe im Datensatz belassen, um die Daten trotzdem zur statistischen Analyse heranziehen zu können.

Werden die Markierungsstangen nicht auf gleicher Höhe oder leicht seitlich passiert, ergibt sich durch den begrenzten Sichtwinkel der Kamera ein Fehler in der Positionierung. Diese Situation wird in Abbildung 3.11 dargestellt. Dieser aus dem Sichtwinkel resultierende Fehler der Position ist von der relativen Lage des ROV im Verhältnis zur Markierungsstange abhängig. Taucht das ROV in einer größeren Tiefe, so wird die Markierungsstange scheinbar früher passiert. Aus diesem Grund wurden die Markierungsstangen soweit wie möglich in der

vorgesehenen Tauchtiefe angebracht. Die genaue Positionierung variiert jedoch zwischen den Markierungsstangen stark, weshalb dieser Fehler nicht durch eine einfache globale Korrektur berücksichtigt werden kann. Lediglich für einzelne Auswertungen (siehe Abschnitt 4.3), bei denen Tauchgänge in gleichen Tiefen aber unterschiedlichen Fahrrichtungen aufgenommen wurden, kann dieser Fehler berücksichtigt werden. In diesem Fall kann an markanten genau lokalisierbaren Änderungen der optischen Eigenschaften (z.B. Übergang zwischen einjährigem und neu gebildetem Eis) der Positionsfehler bestimmt werden. Dieser ergibt sich dann zur Hälfte der scheinbaren Distanz des markanten Punktes in beiden Tauchrichtungen.

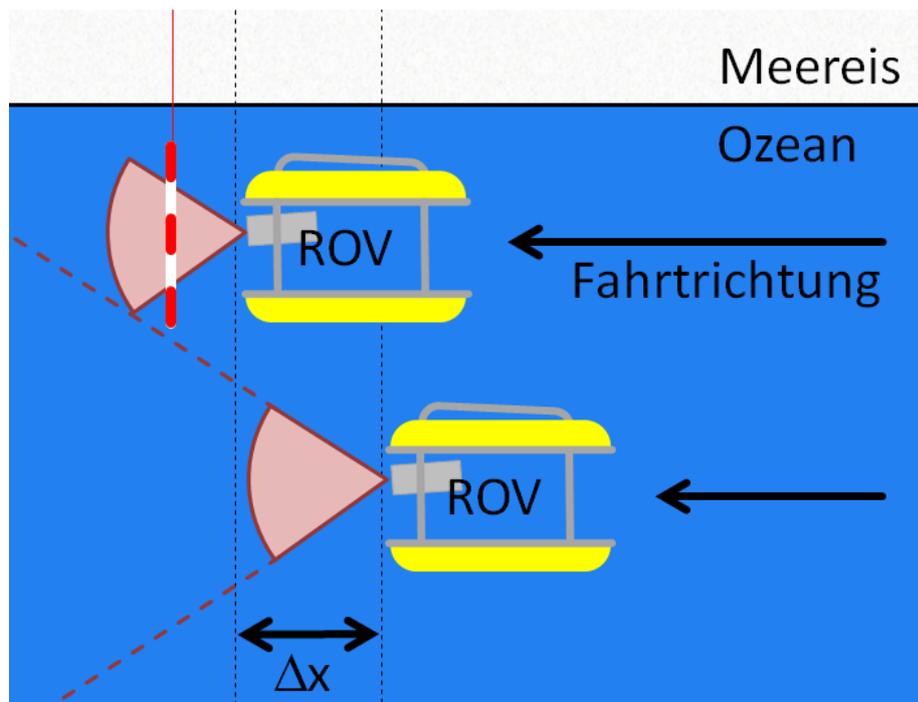


Abbildung 3.11: Skizze zur Verdeutlichung des durch unterschiedliche Tauchtiefe entstehenden Positionierungsfehler.

3.6.7 Verarbeitung der Eisgeometriedaten

Um jedem Spektrum eine Eisgeometrie zuzuordnen, wurden die während der Vorbereitung des Profils gemessenen Werte zwischen den Bohrlöchern linear in-

terpoliert und über die im vorigen Abschnitt bestimmte Position dem Spektrum zugeordnet.

Die so zugeordneten Werte für die Geometrieparameter berücksichtigen natürlich nicht mögliche kleinräumige Strukturen des Eises, stellen aber einen guten Kompromiss zwischen Messgenauigkeit und Zeitaufwand dar.

Zusätzlich zu den aus Bohrungen interpolierten Werten lässt sich der Tiefgang des Eises auch über die Werte der ROV-Tiefe und des Altimeterwertes (also dem Abstand vom Eis) berechnen.

$$\text{Tiefgang} = \text{Tauchtiefe} - \text{Abstand vom Eis} \quad (3.3)$$

Dieser Wert unterliegt jedoch ebenfalls einigen Messfehlern, da sowohl der Abstand vom Eis aufgrund von Reichweitenproblemen sowie nicht perfekter Lageausrichtung des Sensors in manchen Situationen, als auch die Tauchtiefe des ROV fehlerbehaftet sind. Die Fehler beim Wert der ROV-Tauchtiefe ergeben sich hauptsächlich durch eine als konstant angenommene Tauchtiefe, da die Tiefendaten des ROV leider nur im Video angezeigt, aber nicht elektronisch gespeichert werden konnten. Für Tauchgänge mit stark variabler Tauchtiefe wurden die Tiefenwerte zu allen Messzeiten manuell aus dem Video herausgelesen und abgespeichert.

Diese beiden mit unterschiedlichen Messfehlern behafteten Wege der Tiefgangbestimmung ermöglichen eine grobe Überprüfung der gemachten Annahmen. Abb. 3.12 zeigt die Korrelation zwischen beiden Methoden und bestätigt - wenn auch bei sehr starker Streuung der Messwerte - im Mittel eine ausreichend gute Übereinstimmung der beiden Messmethoden im gesamten Datensatz.

3.6.8 Tiefenkorrektur

Bei den meisten Lichtmessungen unter dem Eis ist es nicht möglich, den Sensor unmittelbar an der Eisunterseite zu platzieren. Auch mit einem ROV ist es nicht - bzw. nur sehr schwer - möglich den Sensor direkt am Eis zu platzieren.

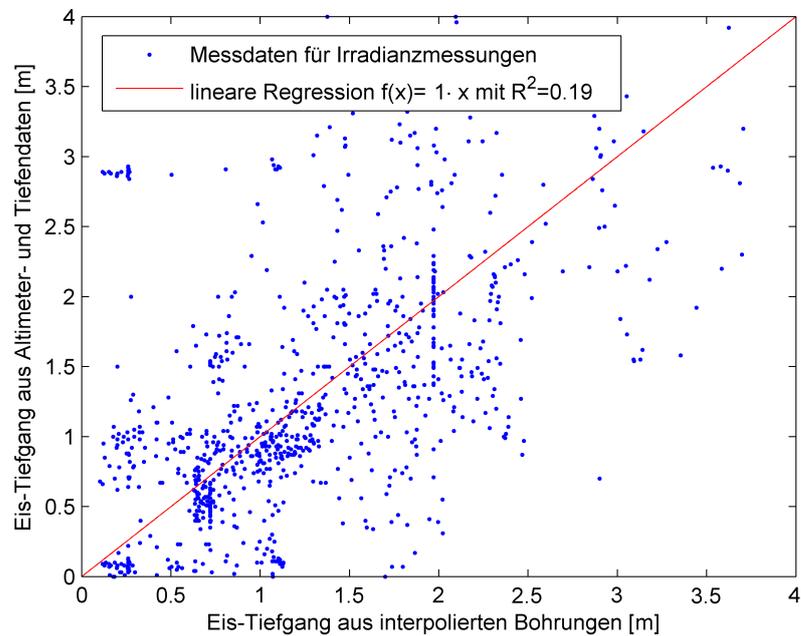


Abbildung 3.12: Vergleich beider Methoden zur Ermittlung des Tiefgang des Eises.

Das zwischen Sensor und Eis liegende Wasser beeinflusst durch seine spektrale Absorption die im Sensor gemessene Lichtmenge. In unserem Fall befindet sich während der Tauchfahrten an jedem Ort unterschiedlich viel Wasser zwischen Sensor und Eis. Um ein gleichmäßiges von den Wassereigenschaften unabhängiges Bild zu erhalten, mussten alle gemessenen Daten entsprechend korrigiert werden.

Hierzu wurden soweit möglich auf jeder Station Tiefenprofile bis in 50 m, teils sogar 100 m Wassertiefe gemessen und analysiert. Zur Auswertung wurden die Irradianzmessungen verwendet, da die Radianzmessungen sehr sensitiv auf unvermeidbare horizontale Positionierungsfehler sind. In einigen Fällen waren deutlich verschiedene Schichten mit unterschiedlichen Absorptionscharakteristiken zu erkennen. Abbildung 3.13 zeigt ein Beispiel von der Station am 17. August. Die Abgrenzungen der dort gezeigten Wasserschichten fallen jedoch nicht mit Veränderungen in den Werten von Temperatur, Salzgehalt sowie

Chlorophyll-Fluoreszenz zusammen. Daher könnte es sich hierbei auch um den Effekt eines naheliegenden Schmelztümpels zusammen mit einer Positionsverschiebung des ROV handeln. Allerdings findet sich eine ähnliche Struktur auch im Tiefenprofil der Station am 19. August. Bei dieser, sowie allen weiteren Stationen wurde die horizontale Positionierungsgenauigkeit während Tiefenprofilen durch Abtauchen entlang eines mit einem Gewicht beschwerten Seiles deutlich verbessert. Dies spricht dafür, dass es sich um reale Unterschiede im Extinktionskoeffizienten handelt, die durch von der CTD-Sonde gemessene Größen nicht abgebildet werden können.

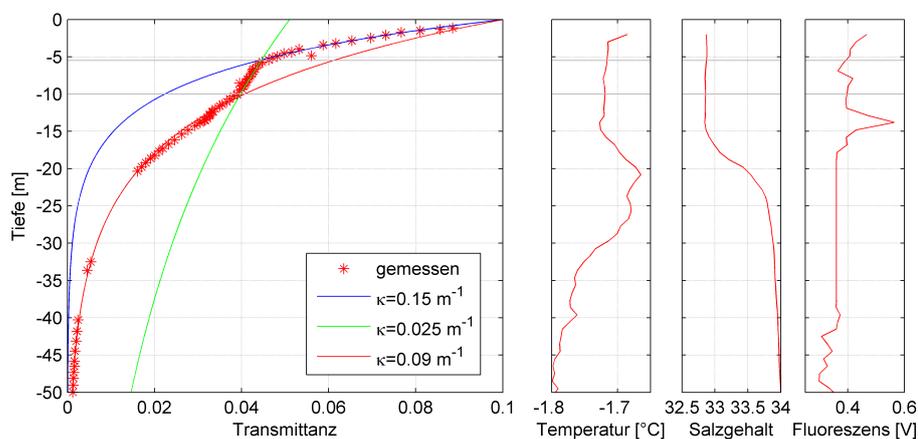


Abbildung 3.13: Links: Irradianz-Tiefenprofil (Breitband-Werte) von der Station am 17. August. Es sind verschiedene Wasserschichten mit unterschiedlichen Absorptionscharakteristiken zu sehen. Rechts: An der gleichen Station mit der CTD-Rosette gemessene Temperatur-, Salzgehalt- und Chlorophyll-Fluoreszenz Profile (Schauer et al., 2012)

Um nun die spektralen Exxtinktionseigenschaften zu berechnen, wurde für jede Wellenlänge der spektrale Extinktionskoeffizient $\kappa(\lambda)$ durch Anfitzen an das einfache Exponentialmodell (siehe Gleichung 3.4) bestimmt. Um Schwankungen der einfallenden Strahlung zu berücksichtigen wurden hierzu Transmittanz-Werte verwendet:

$$T(\lambda, z) = T(\lambda, z_0) \cdot \exp(-\kappa(\lambda) \cdot z) \quad (3.4)$$

Hierzu wurden lediglich die Daten aus der obersten Wasserschicht zwischen 0 m und 8 m verwendet, da alle horizontalen Profile innerhalb dieser Wasserschicht gemessen wurden. Der so bestimmte Wert von κ wurde nur verwendet, wenn das R^2 des Fits größer als 0,9 war. Aufgrund der geringen Lichtmenge an den Rändern des Spektrums war der Fit dort nicht gut genug bestimmt, um die Werte übernehmen zu können. Diese Wellenlängen wurden entsprechend nicht bezüglich Wasserextinktion korrigiert, was jedoch aufgrund des allgemein nur sehr geringen Beitrags zum Signal vernachlässigbar ist. Am 23. August und 31. August konnten aufgrund technischer Probleme keine Irradianz-Tiefenprofile aufgenommen werden, weshalb zur Korrektur die Extinktionsspektren der jeweils benachbarten Stationen am 19. August und 2. September verwendet wurden.

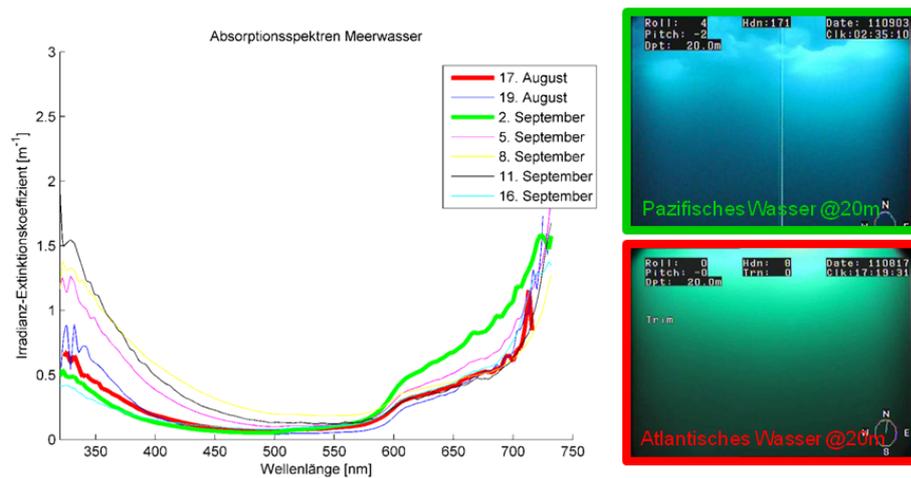


Abbildung 3.14: Irradianz-Extinktionsspektren für alle gemessenen Stationen, sowie Bilder der ROV Kamera in pazifisch und atlantisch beeinflusstem Wasser zur Illustration der Unterschiede.

Die berechneten Extinktionsspektren sind in Abbildung 3.14 gezeigt. Es sind deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Stationen sichtbar. Im pazifisch beeinflussten Wasser der Station am 2. September (in grün Abbildung 3.14 hervorgehoben) wurden im Gegensatz zum atlantisch beeinflussten Wasser der Station am 17. August (grün hervorgehoben) im roten ($\lambda > 600$ nm) Spektralbereich höhere Extinktionskoeffizienten gemessen, somit erscheint das Bild blauer. Im Spektralbereich in dem der größte Anteil des Lichtes durch das Eis transmittiert

tiert wird (400-500 nm), ist der Extinktionskoeffizient kleiner als im atlantisch beeinflussten Wasser, weshalb es insgesamt im pazifischen Wasser heller ist. Die Form des Extinktionsspektrums hängt also von den unterschiedlichen Wassermassen ab. Der absolute Wert des spektralen Extinktionskoeffizienten variiert jedoch auch innerhalb der beiden Wassermassen aufgrund unterschiedlicher Partikel- und Planktonkonzentrationen deutlich.

Mit diesen Extinktionsspektren wurden nun alle Messungen bezüglich Wasser zwischen Sensor und Eis korrigiert. Aus dem Exponentialgesetz (Gleichung 3.4) folgt für die korrigierten Flüsse $F_{\text{korrigiert}}$:

$$F_{\text{korrigiert}}(\lambda) = \frac{F_{\text{gemessen}}(\lambda)}{\exp(-\kappa(\lambda) \cdot d)} \quad (3.5)$$

Hierbei ist d der vom Altimeter ermittelte Abstand zwischen Eis und Sensor.

3.7 Datenpublikation

Die so bearbeiteten Daten aller Stationen wurden für eine Veröffentlichung aufbereitet (Nicolaus und Katlein, 2012b, eingereicht). Hierzu wurden alle notwendigen Daten in einer Tabelle zusammengestellt und die jeweiligen Metadaten getrennt zur Verfügung gestellt. Der Datensatz wird nach erfolgter Veröffentlichung der Arbeit in der Datenbank PANGAEA unter <http://www.pangaea.de> zu finden sein. Tabelle 3.4 zeigt eine Übersicht, über die dort vorhandenen Daten.

3.8 Modellierung des Lichtfeldes

Zur Beschreibung des Lichtfeldes unter dem Eis anhand von gemessenen Transmittanzen wurde ein einfaches geometrisches zweidimensionales Modell entwickelt, welches unter Berücksichtigung der Wasserabsorption das Lichtfeld entlang eines Profils berechnet. Das Modell ist ähnlich zu dem von Frey et al. (2011), basiert aber auf tatsächlichen Eisgeometrien ohne Vereinfachung auf großflächige Oberflächenparameter wie Schmelztümpelgröße sowie relative Be-

Tabelle 3.4: Übersicht, über die in PANGAEA veröffentlichten Datenfelder

Variable	Einheit
Lichtdaten	
Irradianz, einfallend (spektral)	W/m^2nm
Irradianz, einfallend (PAR)	W/m^2
Irradianz, einfallend (Breitband)	W/m^2
Irradianz, transmittiert (spektral)	W/m^2nm
Irradianz, transmittiert (PAR)	W/m^2
Irradianz, transmittiert (Breitband)	W/m^2
Radianz, transmittiert (spektral)	W/m^2nm
Radianz, transmittiert (PAR)	W/m^2
Radianz, transmittiert (Breitband)	W/m^2
Transmittanz (spektral)	-
Transmittanz (PAR)	-
Transmittanz (Breitband)	-
Transflektanz (spektral)	-
Transflektanz (PAR)	-
Transflektanz (Breitband)	-
Meta-Daten	
Datum / Zeit	Zeichenkette
x-Koordinate	m
y-Koordinate	m
z-Koordinate = Tiefe	m
Eisdicke	m
Schneedicke	m
Freibord	m
Oberflächenstreichschicht	m

deckung mit Schmelztümpeln und berücksichtigt ebenfalls die Lichtabsorption im Wasser. Dies ermöglicht den Vergleich gemessener Daten mit der Theorie.

3.8.1 Beschreibung des Modells

Für die Modellierung werden zunächst einige grundlegende Annahmen gemacht:

- Dem Eis werden je nach Typ bestimmte Transmissionswerte zugeordnet. Diese ergeben sich aus den Messungen (siehe 4.2.3) und können beliebig festgelegt werden.

- Die Eisdecke wird innerhalb der verschiedenen Eistypen als homogen und mit gleichförmiger infinitesimaler Dicke angenommen. Die Tiefe entspricht hierbei also dem Abstand von der Eisunterseite.
- Horizontale Ausbreitung von Licht innerhalb des Eises wird vernachlässigt. An den notierten Übergängen zwischen den Eistypen ändert sich die Transmittanz abrupt.
- Die Eisunterseite sei ein Lambert'scher Strahler, der in jede betrachtete Richtung die gleiche Radianz abstrahlt.

Zu Beginn wird ein Oberflächenvektor anhand der vorgegebenen Eisgeometrie generiert. Dieser enthält die anhand des Eistyp zugewiesenen Transmittanzen in einer Auflösung, die 10 mal höher ist, als die Grundauflösung des zu berechnenden Gitters (im Normalfall 1 m). Zusätzlich wird ein Rand aus einjährigem Eis ohne Schmelztümpel hinzugefügt, damit sich numerische Effekte des Randes möglichst wenig auf die berechneten Werte auswirken. Nun wird an jedem Gitterpunkt die Irradianz berechnet. Hierzu wird unter Berücksichtigung der Wasserabsorption das Integral aus Gleichung 2.1 ausgeführt, indem über alle Oberflächenpunkte summiert wird:

$$F_d(x, z) = \sum_{x=0}^N I_T(\alpha) \cdot \exp(-\kappa \cdot D) \cdot \cos(\alpha) \cdot \delta\alpha$$

Hierbei ist I_T die unter dem Winkel α aus dem Winkelement $\delta\alpha$ von der Eisunterseite einfallende Radianz. Im hier vorliegenden zweidimensionalen Fall gilt für einen Lambert'schen Strahler dabei $F = 2 \cdot I$. Der Exponentialterm berücksichtigt den Energieverlust durch Extinktion. Dabei ist D der Abstand vom aktuellen Oberflächenelement zum Gitterpunkt, an dem die Irradianz berechnet wird und κ der Extinktionskoeffizient des Wassers. Radianzwerte wurden analog berechnet, wobei hier die Winkelempfindlichkeit des Kosinusdetektors $\cos(\alpha)$ durch die auf Radianten normierte Winkelempfindlichkeit des Radianzkollektors $f(\alpha, \beta)/2 \cdot \beta$ mit dem Sensorsichtwinkel $\beta=7^\circ$ ersetzt wurde. Diese Berechnun-

gen lassen sich somit für beliebige Oberflächengeometrien mit verschiedenen Transmissionseigenschaften für beliebige Tiefen durchführen.

3.8.2 Validierung

Um die korrekte numerische Umsetzung zu überprüfen wurde jeweils ein Tiefenprofil unter blankem bzw. von einem Schmelztümpel bedecktem einjährigem Eis berechnet. Unter der Annahme von räumlich unbegrenzter Ausdehnung der Oberfläche sollte für Radianz und Irradianz ein exponentieller Abfall mit dem eingegebenen Extinktionskoeffizienten κ eintreten, der bei 0 m Abstand von der Eisunterseite bei dem eingegebenen Transmittanz- bzw. Transflektanzwert beginnt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 3.15 dargestellt. Die Ergebnisse stehen in guter Übereinstimmung mit der Theorie. Lediglich die unter dem Schmelztümpel berechneten Transmissionswerte sind leicht zu gering. Dies liegt jedoch an der endlichen räumlichen Ausdehnung der Testgeometrie, bei der Beiträge von sehr flach einfallendem Licht in der numerischen Realisierung fehlen.

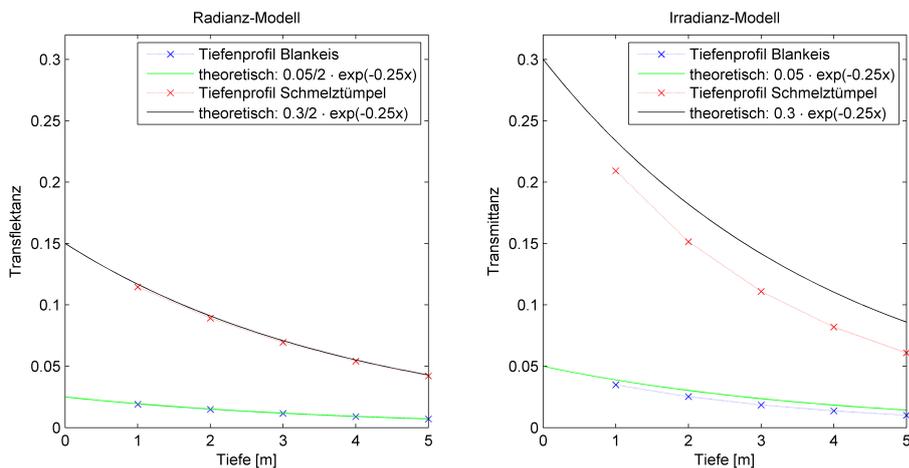


Abbildung 3.15: Vergleich der Modellergebnisse mit einem theoretisch vorhergesagten Exponentialgesetz. Die Daten stimmen für den Radianzensor sehr gut überein. Beim Irradianzensor macht sich die endliche räumliche Ausdehnung der im Test berechneten Eisfläche durch leicht zu geringe Werte bemerkbar.

3.8.3 Modellierung eines Messprofils

Für einen weiteren Validierungsschritt wurde mit diesem Modell das Irradianzfeld unter einem der ROV-Profile berechnet. Hierzu eignete sich die Station vom 8. September am besten, da dort auf dem gleichen Profil Tauchfahrten in drei unterschiedlichen Tiefen vorliegen. Das Ergebnis ist in Abbildung 3.16 dargestellt. Mit entsprechend gewählten Parametern für die Transmittanzen der verschiedenen Eistypen und dem aus dem Tiefenprofil ermittelten Breitband-Absorptionskoeffizienten konnte das Modell - im Rahmen der Erwartungen an ein solch einfaches Modell - die Messdaten reproduzieren. Nicht auflösbar sind natürlich Variationen, die durch im Modell nicht dargestellte Eigenschaften, wie Eisdicke oder variierende Schneeauflage, entstehen. Hierbei zeigt sich aus den zwei Tauchfahrten in entgegengesetzter Richtung in 2 m Tiefe auch der Positionierungsfehler der Messungen. Es zeigt sich somit, dass das Modell für einfache Anwendungen gewinnbringend eingesetzt werden kann.

3.8.4 Variabilität in größeren Messtiefen

Im Folgenden soll das Modell zur Simulation des Lichtfeldes unter verschiedenen Meeresoberflächen angewendet werden. Dies ermöglicht eine Beurteilung sinnvoller Tauchtiefen für Irradianzmessungen. Bei zu großer Tauchtiefe geht aufgrund des großen Sichtwinkels des Irradianzsensor (siehe 3.4.2) die räumliche Auflösung verloren und die Messung führt mehr zu einem räumlichen Mittelwert als einer Punktmessung. Daher soll im folgenden abgeschätzt werden, bis zu welcher Tiefe eine Irradianzmessung über genügend Information über die räumliche Variabilität enthält. Im sommerlichen einjährigen Meereis sind diese Variationen hauptsächlich durch die Bedeckung mit Schmelztümpeln gegeben, die gemachten Aussagen treffen aber auch auf jede andere Variation der Transmittanz wie z.B. wasserfreie Stellen oder Presseisrücken zu. Es wurden Tiefenprofile ($\kappa = 0,15 \text{ m}^{-1}$) unter verschiedenen Kombinationen von Schmelztümpelgröße und relativer Schmelztümpelbedeckung berechnet und ausgewertet. Abbildung

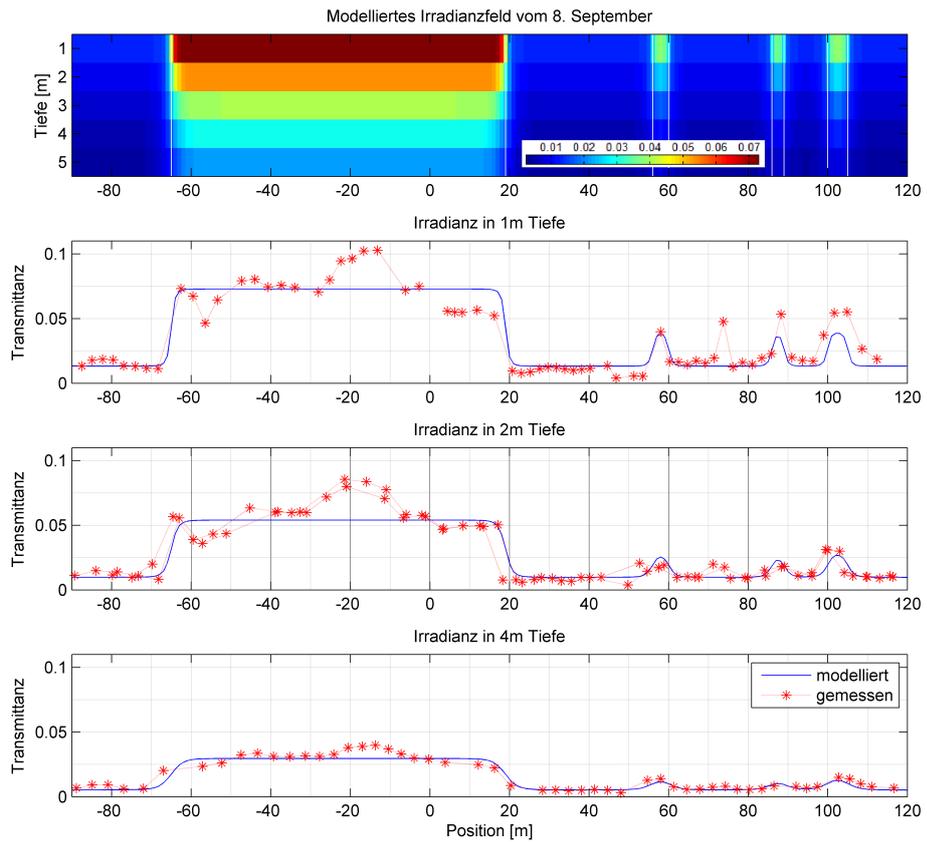


Abbildung 3.16: Messung und Modellierung des Profiles vom 8. September. Die oberste Grafik zeigt das berechnete Irradianzfeld entlang des Profiles. Grenzen zwischen schneebedeckten Schmelztümpeln ($T=6\%$), Eis mit Schneeeauflage ($T=2\%$) und neu gebildetem Eis mit Schneeeauflage ($T=11\%$) sind mit weißen Linien angedeutet. Die unteren drei Grafiken zeigen gemessene (rot) sowie unter Berücksichtigung der Wasserextinktion ($\kappa = 0,25 \text{ m}^{-1}$) berechnete (blau) Breitband-Transmittanzen (350-950 nm) in drei verschiedenen Tiefenstufen.

3.17 zeigt den Anteil der registrierten Oberflächenvariabilität in Abhängigkeit von Tiefe und Schmelztümpelbedeckung. Beträgt dieser Anteil weniger als 10%, so bedeutet dies in etwa die Grenze der noch messbaren Variabilität. Beträgt also die Transmittanz im helleren Teil 20% und in den dunkleren Abschnitten 10%, so entsprechen 10% der registrierten Oberflächenvariabilität einer Variation des gemessenen Transmittanzwertes von nur 1%. Aus Abbildung 3.17 geht hervor, dass diese Grenze in den meisten Fällen bei einer Tiefe von 10 m bzw. einem gleich großen Abstand von der Eisunterseite erreicht wird.

Hieraus folgt, dass Irradianzmessungen unter dem Eis nur eine ausreichende Aussage über die Variabilität der Lichtbedingungen direkt an der Eisunterseite machen können, wenn diese mit einem kleineren Abstand als 10 m von der Eisunterseite durchgeführt werden. Dies schließt einen Einsatz von Irradianzsensoren zur Erfassung der Variabilität der Lichtbedingungen an Bord eines autonomen Unterwasserfahrzeuges (AUV, engl. *automated underwater vehicle*) bzw. U-Bootes aus, da diese zumeist einen größeren Sicherheitsabstand zum Eis einhalten müssen. Presseisrücken, die regelmäßig Tiefen von 6-10 m und teilweise sogar mehr erreichen, verhindern meist eine solche Fahrt, da das Kollisionsrisiko zu hoch ist. Mit einem Radianzsensor lassen sich die Oberflächenvariationen auch in einem größeren Abstand zum Eis hingegen sicher vermessen.

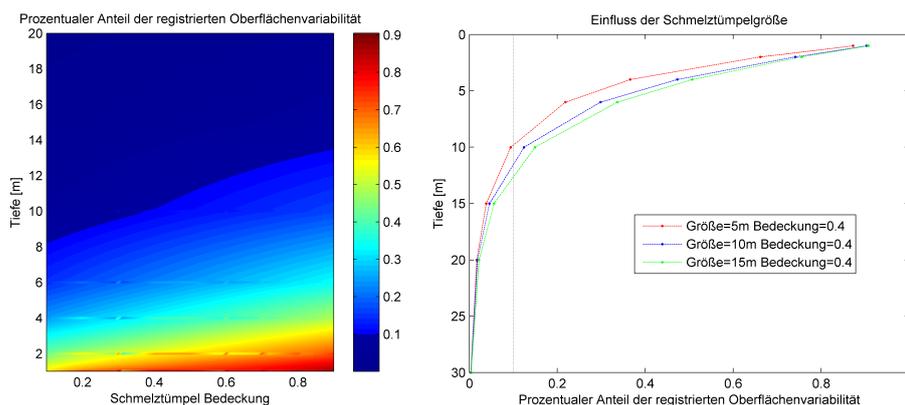


Abbildung 3.17: Anteil der von einem Irradianzsensor registrierten Oberflächenvariabilität in Abhängigkeit von Tiefe und Schmelztümpelbedeckung(links) sowie Schmelztümpelgröße (rechts).

Kapitel 4

Ergebnisse

4.1 Ergebnisse der einzelnen Stationen

In diesem Abschnitt werden alle Eisstationen der Polarsternfahrt ARK-XXVI/3, auf denen das ROV eingesetzt wurde (siehe auch Abbildung 3.1 und Übersichtstabelle 3.1), kurz vorgestellt sowie ihre Ergebnisse gezeigt. Übersichtsskizzen und Fotos aller Profile werden in den Abbildungen 4.1, 4.7 und 4.12 zusammengefasst. Die genannten Daten und Zeiten beziehen sich lediglich auf die reinen Messzeiten. Aufbau und Abbau sind hierbei nicht enthalten. Wurde bei Stationen über Nacht gearbeitet, liegt der in vielen Auflistungen verwendete Stationsanfang bereits einen Tag früher.

Gezeigt wird jeweils eine Tabelle mit einer Übersicht über die Messwerte, sowie ein oder mehrere Diagramme der Lichtmessungen. Totale Werte gelten für den Wellenlängenbereich von 320-950 nm, PAR-Werte für den Wellenlängenbereich von 400-700 nm. Soweit nicht anders angegeben, handelt es sich um totale Werte an der Eisunterseite. Sofern die Tiefe der Schmelztümpel nicht gemessen werden konnte, wurden sie in den folgenden Diagrammen zur übersichtlicheren Darstellung mit einer konstanten Tiefe von 10 cm eingezeichnet.

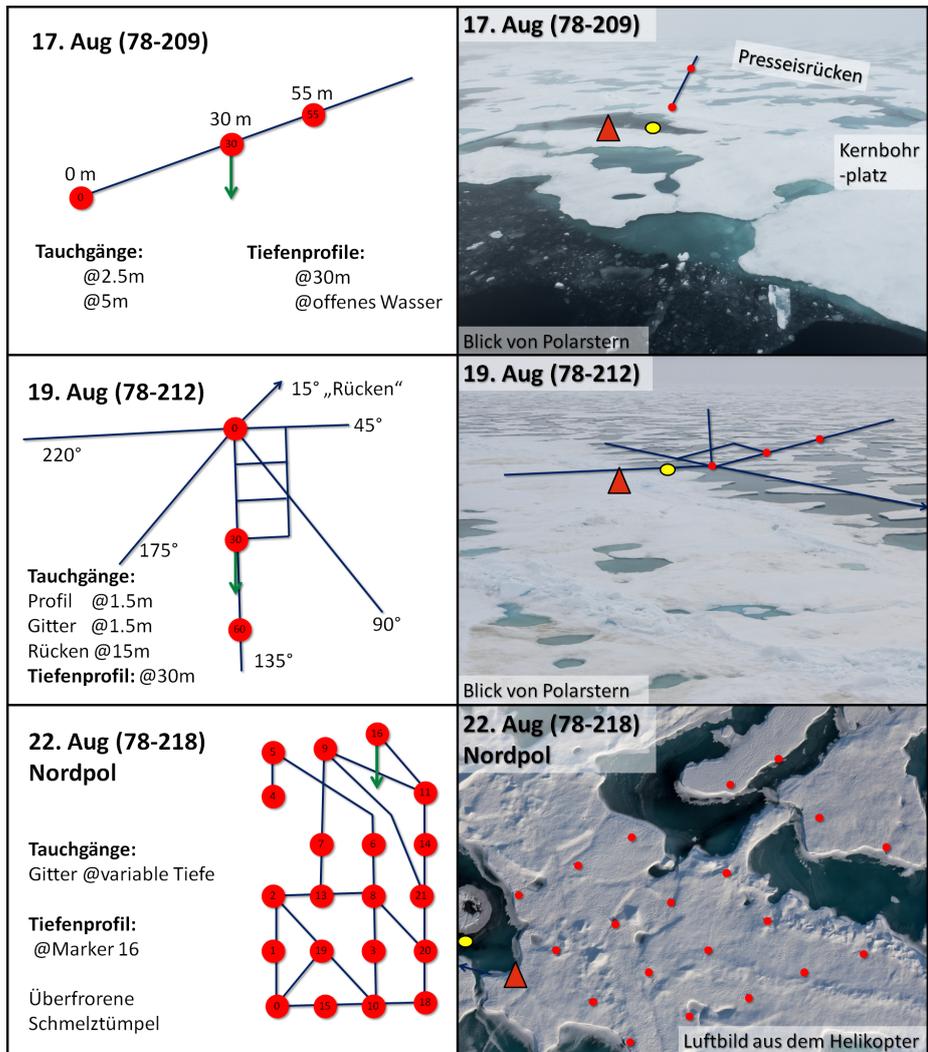


Abbildung 4.1: Skizzen und Übersichtsbilder der ROV-Eisstationen (1) mit Profillinien (dunkelblau), wichtigen Markierungspunkten (rote Punkte), Tiefenprofilen (grüne Pfeile), biooptischen Eiskernen (hellgrüne Zylinder) und der Tiefe wichtiger Tauchgänge. Die gelbe Ellipse symbolisiert das ROV Zugangsloch und das rote Dreieck den Standort des Kontrollzertes.

4.1.1 Station 78-209 am 17. August 2011

Datum:	17.08.2011
Zeit(UTC):	16:18 - 18:45
Position:	86,988° N 58,470° W
Wetter:	komplett bedeckter Himmel, teilweise leichter Nieselregen
Eistyp:	einjähriges Eis
Schmelztümpel:	teilweise durchgeschmolzene offene Schmelztümpel
Oberfläche:	kein Schnee, ca. 5cm Streuschicht
Schwerpunkt:	Umgang mit dem ROV-System und Verbesserung der Methodik

Diese Eisstation war die erste, bei der erfolgreich Lichtmessungen mit dem ROV durchgeführt werden konnten. Hierbei lag der Schwerpunkt insbesondere auf dem Kennenlernen des Handlings auf dem Eis, sowie dem Test verschiedener methodischer Ansätze zur Datenaufnahme mit dem ROV-System.

In Abbildung 4.2 ist deutlich zu sehen, dass Tauchgänge in verschiedene Richtungen aufgrund des Sichtwinkelfehlers (siehe Abschnitt 3.6.6) verschiedene Messwerte ergeben. Auf den folgenden Stationen wurde versucht, diese Abweichung durch eine bessere Position der Markierungsstangen zu verringern. Auf dieser Station kam es zudem zu größeren Datenlücken in den Irradianzprofilen, da ein zu kurzes Messintervall die korrekte Auslesung der Sensordaten verhinderte. Es konnte viel Erfahrung gesammelt werden und damit die Basis für die kommenden Eisstationen gelegt werden.

In zahlreichen Versuchen stellte sich heraus, dass von einer Messfahrt mit konstanter Geschwindigkeit entlang des Profils die beste Datenqualität zu erwarten war. Das Anfahren einzelner Messpunkte und die exakte Positionierung dabei erwies sich aufgrund der Strömungen unter dem Eis als unpraktikabel.

Tabelle 4.1: Messwerte der Station am 17. August

Messwerte:	\varnothing	Median	Max	Min	σ	Einheit	N
Eisdicke:	146	151	168	105	15	[cm]	143
Schneedicke:	0	0	0	0	0	[cm]	143
Freibord:	26	17	79	-18	27	[cm]	143
Streuschicht:	5	5	15	0	5	[cm]	143
Einfallend:	82,3	83,4	105,6	62,0	13,1	[W/m ²]	159
Transmittiert:	8,3	7,2	20,4	0,6	5,3	[W/m ²]	119
Transmittanz:	0,143	0,111	0,388	0,009	0,097		119
T_F (PAR):	0,197	0,154	0,510	0,012	0,131		119
Transflektanz:	0,060	0,035	0,180	0,003	0,055		143
T_I (PAR):	0,083	0,049	0,241	0,004	0,076		143
κ_{Wasser} :	0,122					[m ⁻¹]	
κ_{Wasser} (PAR):	0,109					[m ⁻¹]	

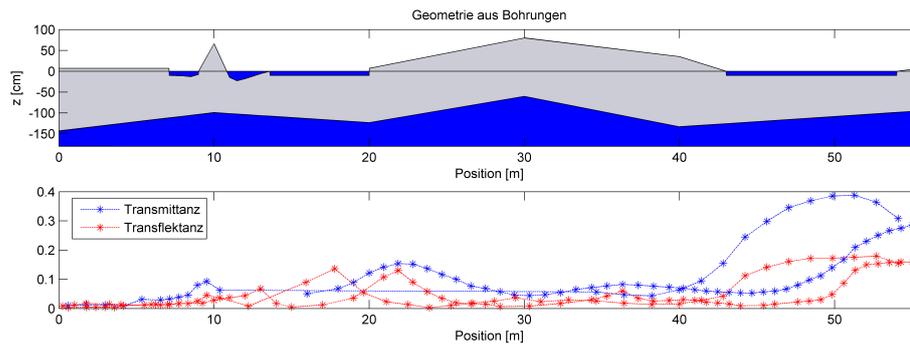


Abbildung 4.2: Die gemessene Transmittanz und Transflektanz, sowie wie die Eisgeometrie entlang des Profiles auf der Station am 17. August. Gezeigt werden Daten von zwei Tauchfahrten in jeweils entgegengesetzte Richtungen.

4.1.2 Station 78-212 am 19. August 2011

Datum:	19.08.2011
Zeit(UTC):	13:00 - 18:00
Position:	88,019° N 59,976° W
Wetter:	komplett bedeckter Himmel
Eistyp:	einjähriges Eis
Schmelztümpel:	teilweise durchgeschmolzene offene Schmelztümpel, Schmelztümpelbedeckung ca. 60
Oberfläche:	kein Schnee, ca. 5cm Streuschicht%
Schwerpunkt:	Messungen im Raster und lange Fahrten in verschiedene Richtungen, Erfassung der großflächigen Variabilität

Auf dieser Station konnten zusätzlich zu den Tauchfahrten innerhalb eines markierten Rasters und dem abgesteckten Profil auch umfangreiche Messungen abseits abgesteckter Profillinien durchgeführt werden. Hierzu wurde das ROV dem Kompass folgend vom Zugangsloch aus in eine Richtung gefahren, bis die maximale Reichweite erreicht wurde. Dies ermöglichte die Untersuchung einer sehr großen Fläche sowie die bessere statistische Auswertung der Daten. Gezeigt sind die gemessenen und daraus interpolierten Transmissionswerte auf dem kleinskaligen Raster (Abbildung 4.3) sowie den großflächigen Tauchfahrten (Abbildung 4.4). Hierzu wird auch ein Histogramm (Klassenbreite $\Delta \approx 6\sigma/\sqrt{N} = 0,025$) der Messwerte gezeigt. Im Histogramm sind deutlich zwei Moden zu erkennen. Während eine Mode mit Transmittanzen von weniger als 15% dem blanken Eis zugeordnet werden kann, weisen die Schmelztümpel Transmittanzen von mehr als 15% auf. Die beiden Oberflächentypen führen also zu deutlich unterscheidbaren Moden im Histogramm. Teilt man das Histogramm am Minimum in zwei Teile ($T_F > 15\%$ bzw. $T_F < 15\%$) und berechnet die Anzahl der im

jeweiligen Teil enthaltenen Messungen ergibt sich aus den optischen Messungen die Schmelztümpelkonzentration zu

$$C = \frac{N(T_F > 15\%)}{N} = 0,57$$

was den visuellen Beobachtungen entspricht.

Tabelle 4.2: Messwerte der Station am 19. August

Messwerte:	\varnothing	Median	Max	Min	σ	Einheit	N
Eisdicke:	90	92	148	33	33	[cm]	947
Schneedicke:	0	0	0	0	0	[cm]	947
Freibord:	-2	5	100	-65	45	[cm]	947
Streuschicht:	5	5	9	5	1	[cm]	947
Einfallend:	59,7	48,7	99,6	33,1	18,6	[W/m ²]	994
Transmittiert:	11,0	10,2	31,2	0,1	6,6	[W/m ²]	669
Transmittanz:	0,184	0,193	0,436	0,002	0,093		667
T_F (PAR):	0,246	0,258	0,580	0,003	0,124		667
Transflektaanz:	0,075	0,064	0,325	0,000	0,056		946
T_I (PAR):	0,101	0,085	0,437	0,000	0,075		946
κ_{Wasser} :	0,069					[m ⁻¹]	
κ_{Wasser} (PAR):	0,065					[m ⁻¹]	

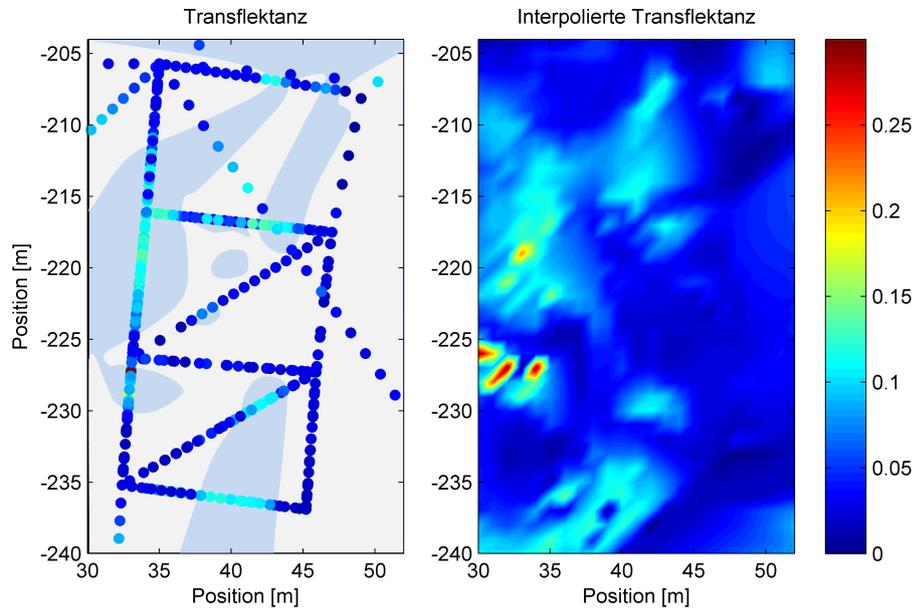


Abbildung 4.3: Transflektanz-Messungen im Raster, dahinter ist schematisch die aus verschiedenen Aufzeichnungen und Fotos rekonstruierte Oberflächenstruktur mit Schmelztümpeln (hellblau) und Blankeis dargestellt (links). Interpolation der Messdaten (rechts). Die Übereinstimmung mit der Oberflächenstruktur ist zu erkennen. Positionsangaben relativ zur GPS-Antenne von FS POLARSTERN

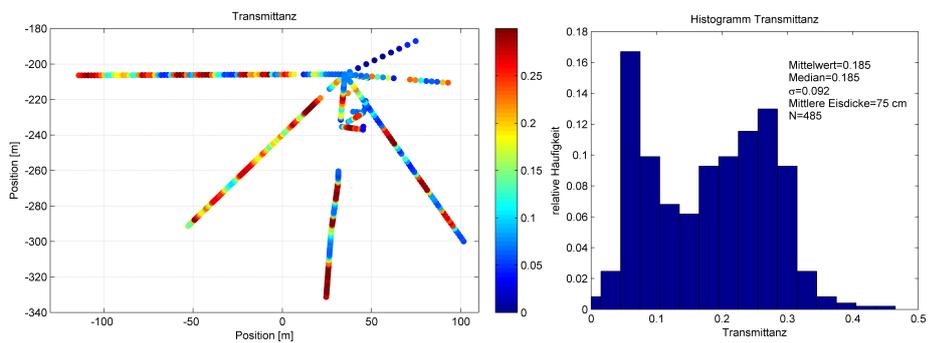


Abbildung 4.4: Großräumige Transmittanz Messungen (links) sowie ein Histogramm der Messwerte vom 19. August (rechts).

4.1.3 Station 78-218 am 23. August 2011

Datum:	23.08.2011
Zeit(UTC):	10:00 - 12:30
Position:	89,964° N 148,289° W
Wetter:	bewölkt bis sonnig, windig, wenige Stunden nach Beginn des Wiedergefrierens
Eistyp:	mehrfähriges Eis
Schmelztümpel:	dünn zugefrorene Schmelztümpel
Oberfläche:	kein Schnee, überfrorene Oberfläche %
Schwerpunkt:	großflächige Messungen im Raster zur Bestimmung der kleinräumigen Variabilität

Während dieser Station in unmittelbarer Nähe des geographischen Nordpols konnte ein großes Raster von ca. 30 m mal 50 m unter teilweise sehr dickem mehrjährigem Eis gemessen werden. Trotz der relativ homogenen Oberflächentopographie wies das Eis große unerwartete Rückenstrukturen auf. Leider konnten aufgrund eines gebrochenen Kabels keine Irradianzdaten aufgezeichnet werden. Daten zur Wasserextinktion wurden daher von der vorherigen Station übernommen.

Aufgrund der großen Stationsdauer konnte zusätzlich mit dem Helikopter ein Luftbild aufgenommen werden. Dies ermöglicht eine gemeinsame Betrachtung von Messdaten und Oberflächeneigenschaften (siehe Abbildung 4.5). Aus den auf dem Raster aufgenommenen Daten lassen sich interpolierte Werte für die gesamte Fläche berechnen, die natürlich in Bereichen ohne Messungen nur bedingte Aussagekraft haben. Auch bei dieser Station zeigen sich im Histogramm wieder zwei deutliche Moden (siehe Abbildung 4.6).

Aus den Daten dieser Station wurden die später verwendeten Transmittanzwerte für mehrjähriges mit Schmelztümpeln bedecktes Eis abgeleitet. Diese treten auf dieser Station als deutliche Mode mit einer Transflektanz von 8% auf (Abbildung 4.6). Unter Berücksichtigung des empirischen Konversionsfaktor (siehe auch Abbildung 4.31) von 2,313 ergibt sich eine Transmittanz von 18,5%

für Schmelztümpel auf mehrjährigem Eis. Analog zur vorherigen Station kann aus dem Histogramm die Schmelztümpelkonzentration zu $C = 0,26$ bestimmt werden.

Tabelle 4.3: Messwerte der Station am 23. August

Messwerte:	\varnothing	Median	Max	Min	σ	Einheit	N
Eisdicke:	187	190	345	75	58	[cm]	928
Schneedicke:	0	0	0	0	0	[cm]	928
Freibord:	25	24	47	6	9	[cm]	928
Streuschicht:	2	2	2	2	0	[cm]	928
Einfallend:	131,0	133,4	159,2	78,5	7,4	[W/m ²]	1183
Transmittiert:	-	-	-	-	-	[W/m ²]	0
Transmittanz:	-	-	-	-	-		0
T_F (PAR):	-	-	-	-	-		0
Transflektanz:	0,029	0,015	0,172	0,001	0,033		928
T_I (PAR):	0,043	0,022	0,235	0,001	0,048		928
κ_{Wasser} :	(0,069)					[m ⁻¹]	
κ_{Wasser} (PAR):	(0,065)					[m ⁻¹]	

Diese Station ist die einzige Station, bei der auf mehrjährigem Eis Schmelztümpel ohne dicke Eisschicht angetroffen wurden. Deshalb wurden aus dem Transflektanz-Histogramm durch Skalierung mit dem empirischen Faktor 2,313 (siehe Abschnitt 4.5) die später verwendeten Transmittanzen abgeleitet. Es ergibt sich für offene Schmelztümpel auf sommerlichem mehrjährigem Eis $T_I = 18,5 \pm 5\%$ bzw. $T_I \text{ PAR} = 27,7 \pm 7\%$.

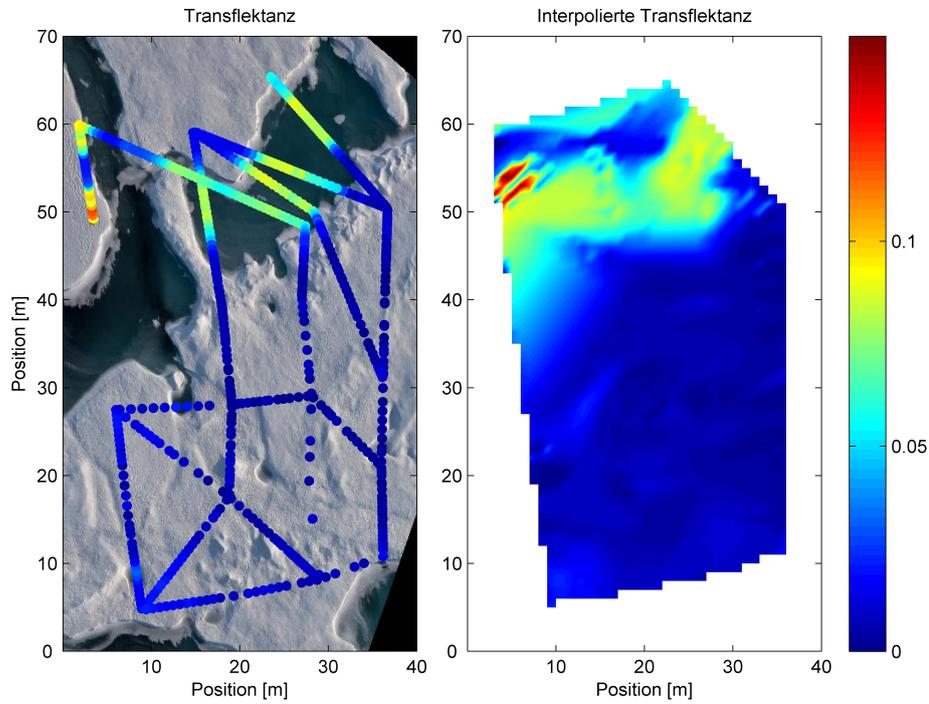


Abbildung 4.5: Transflectanz-Messungen im Raster am 23. August, dahinter ein Luftbild der untersuchten Fläche (links). Interpolierte Transflectanz (rechts).

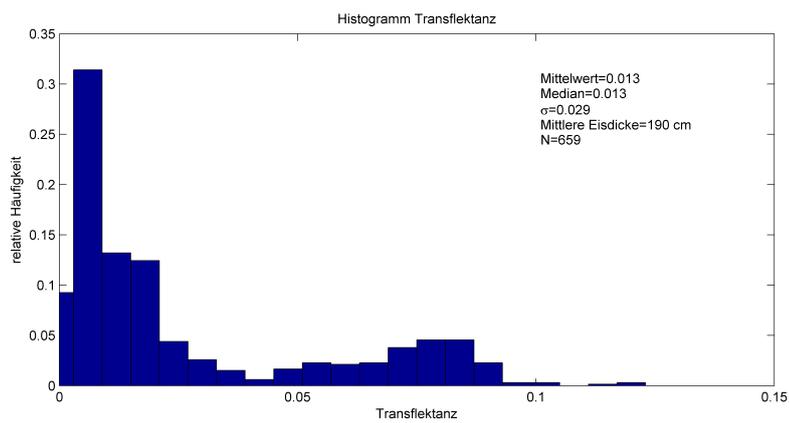


Abbildung 4.6: Histogramm der Transflectanz Messungen am 23. August.

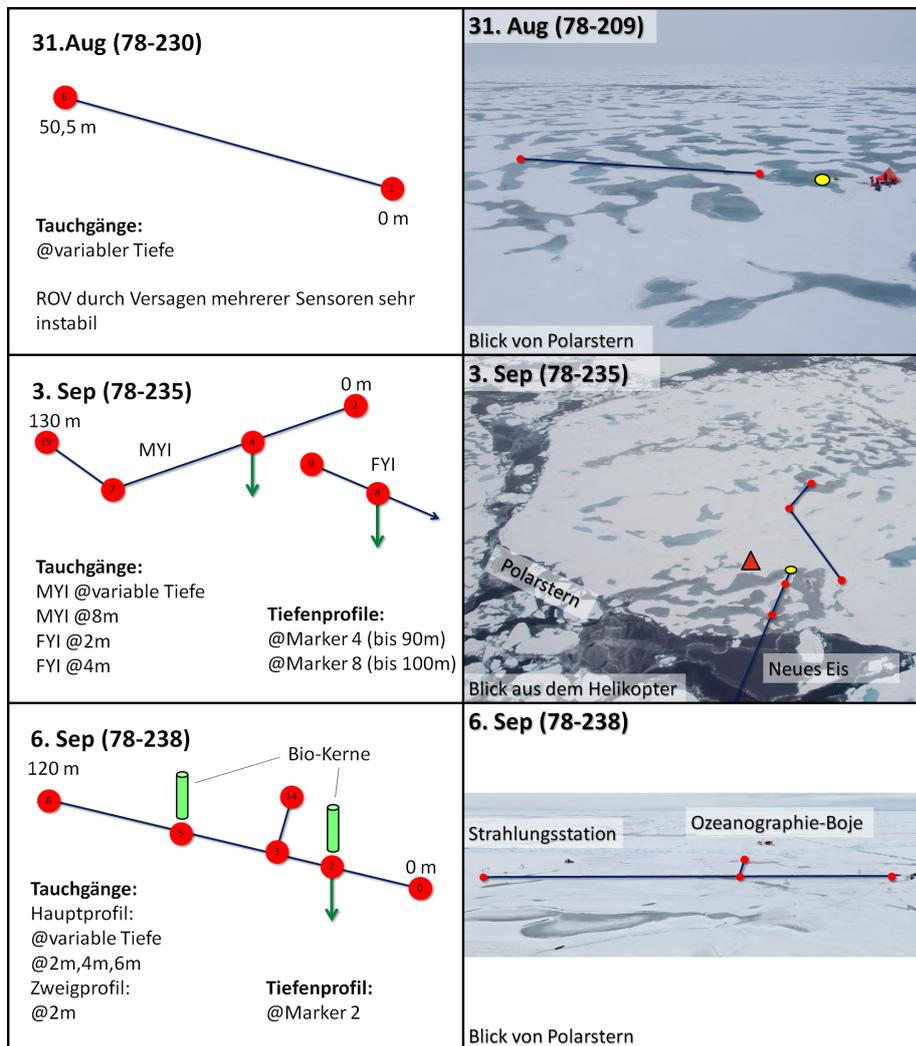


Abbildung 4.7: Skizzen und Übersichtsbilder der ROV-Eisstationen (2) mit Profillinien (dunkelblau), wichtigen Markierungspunkten (rote Punkte), Tiefenprofilen (grüne Pfeile), biooptischen Eiskernen (hellgrüne Zylinder) und der Tiefe wichtiger Tauchgänge. Die gelbe Ellipse symbolisiert das ROV Zugangslloch und das rote Dreieck den Standort des Kontrollzertes.

4.1.4 Station 78-230 am 31. August 2011

Datum:	31.08.2011
Zeit(UTC):	22:00 - 23:00
Position:	85,058° N 137,357° O
Wetter:	bewölkt, windig, starke Drift
Eistyp:	einjähriges Eis
Schmelztümpel:	zugefrorene Schmelztümpel
Oberfläche:	dünne Schneeauflage %
Bemerkung:	Steuerungsprobleme wegen Nähe zum magnetischen Pol

Auf den Stationen am 26. und 29. August konnte das ROV aufgrund der Nähe zum Magnetpol und daraus folgender Steuerungsschwierigkeiten nicht eingesetzt werden. Für diese Station wurde das ROV neu austariert, um eine Steuerung im komplett unstabilierten „Deck mode“ zu ermöglichen. Hierzu wurden Bleigewichte aus den oberen Ballastkammern in die unteren verlagert, um eine relativ stabile aufrechte Lage auch ohne permanente Stabilisierung zu erreichen.

Zusätzlich fiel der Tiefensensor des ROV aus, so dass die Tiefe nur anhand der in geringer Frequenz übermittelten Angabe des Drucksensors im RAMSES-IP-Modul kontrolliert werden konnte. Es konnten nur wenige stabile Fahrten unter dem Eis durchgeführt werden. Auch die Daten dieser relativ stabilen Fahrten sind aufgrund der schlechten Positionierung kaum für eine räumliche Auswertung geeignet (weshalb hier keine Diagramme gezeigt werden), für eine statistische Betrachtung jedoch trotzdem verwendbar. Ein Tiefenprofil konnte nicht aufgenommen werden, deshalb wurden für die Tiefenkorrektur die optischen Eigenschaften der Station am 3. September verwendet, da diese ebenfalls im pazifisch beeinflussten Wasser lag und somit die optischen Eigenschaften ähnlich sind. Diese unterscheiden sich deutlich von denen in atlantisch beeinflusstem Wasser (siehe Abschnitte 3.6.8 und 4.2.7).

Tabelle 4.4: Messwerte der Station am 31. August

Messwerte:	\varnothing	Median	Max	Min	σ	Einheit	N
Eisdicke:	118	119	139	84	16	[cm]	247
Schneedicke:	2	2	2	2	0	[cm]	247
Freibord:	10	12	24	-14	9	[cm]	247
Streuschicht:	2	2	2	2	0	[cm]	247
Einfallend:	69,0	68,8	72,1	64,4	1,8	[W/m ²]	247
Transmittiert:	8,8	7,2	21,3	1,9	5,9	[W/m ²]	195
Transmittanz:	0,147	0,121	0,418	0,029	0,101		195
T_F (PAR):	0,192	0,157	0,533	0,038	0,130		195
Transfektanz:	0,061	0,038	0,196	0,009	0,049		246
T_I (PAR):	0,081	0,052	0,254	0,013	0,065		246
κ_{Wasser} :	(0,110)					[m ⁻¹]	
κ_{Wasser} (PAR):	(0,097)					[m ⁻¹]	

4.1.5 Station 78-235 am 3. September 2011

Datum:	3.09.2011
Zeit(UTC):	00:20 - 4:10
Position:	83,030° N 130,039° O
Wetter:	bewölkt, sonnige Abschnitte
Eistyp:	einjähriges Eis
Schmelztümpel:	zugefrorene Schmelztümpel
Oberfläche:	dünne Schneeauflage %
Schwerpunkt:	Mesungen entlang eines 140 m Profil

Auf dieser Station konnte das ROV wieder in vollem Funktionsumfang eingesetzt werden. Es wurden zwei Profile auf der Scholle markiert. Das eine Profil ($x > 0$ m) kreuzt einen mehrjährigen Presseisrücken und endet unter Schmelztümpeln in der Schollenmitte (siehe Abbildung 4.8). Das zweite Profil ($x < 0$ m) verläuft unter einjährigem und neu gebildetem Eis.

Während der Tauchgänge unter dem zweiten Profil ($x < 0$ m) fiel der Oberflächenreferenzsensor aus, weshalb hier keine auswertbaren Daten aufgenommen werden konnten. Eine Approximation des einfallenden Lichtes ist leider nicht möglich, da sich während der ca. zwei Stunden ohne Referenzdaten der einfallende Fluss zwischen knapp 70 W/m^2 und 20 W/m^2 variierte.

Tabelle 4.5: Messwerte der Station am 3. September

Messwerte:	\varnothing	Median	Max	Min	σ	Einheit	N
Eisdicke:	237	217	380	148	74	[cm]	454
Schneedicke:	1	2	2	0	1	[cm]	454
Freibord:	19	13	65	1	18	[cm]	454
Streuschicht:	1	2	2	0	1	[cm]	454
Einfallend:	51,8	66,7	68,8	19,3	21,5	$[W/m^2]$	848
Transmittiert:	2,2	0,7	15,0	0,0	3,5	$[W/m^2]$	226
Transmittanz:	0,059	0,023	0,302	0,002	0,078		224
T_F (PAR):	0,077	0,030	0,392	0,002	0,102		224
Transflektanz:	0,033	0,012	0,185	0,000	0,047		454
T_I (PAR):	0,043	0,016	0,234	0,000	0,061		454
κ_{Wasser} :	0,110					$[m^{-1}]$	
κ_{Wasser} (PAR):	0,097					$[m^{-1}]$	

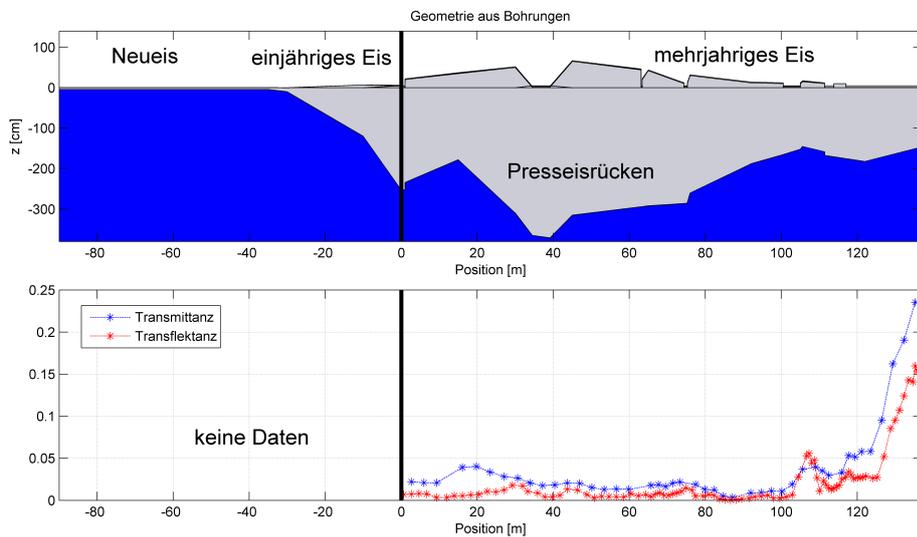


Abbildung 4.8: Eisgeometrie (oben) sowie Transmittanz und Transflektanz (unten) vom 3. September.

4.1.6 Station 78-238 am 6. September 2011

Datum:	6.09.2011
Zeit(UTC):	02:00 - 4:30
Position:	83,944° <i>N</i> 164,193° <i>O</i>
Wetter:	bewölkt
Eistyp:	einjähriges Eis
Schmelztümpel:	zugefrorene Schmelztümpel
Oberfläche:	dünne Schneeauflage %
Schwerpunkt:	Messungen entlang eines 130 m Profil

Während der Station am 6. September konnte erneut ein ca. 120 m langes Profil gemessen werden. Aufgrund der begrenzten Kabellänge des Radianzensensors konnte leider nicht das gesamte abgesteckte Profil mit dem ROV erreicht werden (siehe Abbildung 4.9). Es wurde versucht, ein vom Hauptprofil senkrecht abzweigendes Profil zu messen. Dieser Versuch war allerdings aufgrund von Orientierungsschwierigkeiten nicht erfolgreich. Der auf diesem Profil liegende Presseisrücken war sehr dick. In einer Tiefe von 10 m war der Rücken noch nicht unterfahrbar und fehlendes Licht verhinderte die Orientierung. Auf dieser Station waren zum ersten Mal auch die Schmelztümpel deutlich mit Schnee bedeckt.

Tabelle 4.6: Messwerte der Station am 6. September

Messwerte:	\varnothing	Median	Max	Min	σ	Einheit	N
Eisdicke:	114	90	251	65	49	[cm]	825
Schneedicke:	4	4	15	0	3	[cm]	825
Freibord:	11	11	24	1	6	[cm]	825
Streuschicht:	1	1	1	1	0	[cm]	825
Einfallend:	58,9	55,3	80,7	45,8	11,8	$[W/m^2]$	870
Transmittiert:	2,6	1,9	48,1	0,1	4,4	$[W/m^2]$	312
Transmittanz:	0,062	0,048	0,941	0,002	0,080		310
T_F (PAR):	0,083	0,067	0,968	0,002	0,093		310
Transflektanz:	0,032	0,020	0,741	0,000	0,060		825
T_I (PAR):	0,042	0,028	0,803	0,001	0,068		825
κ_{Wasser} :	0,207					$[m^{-1}]$	
κ_{Wasser} (PAR):	0,180					$[m^{-1}]$	

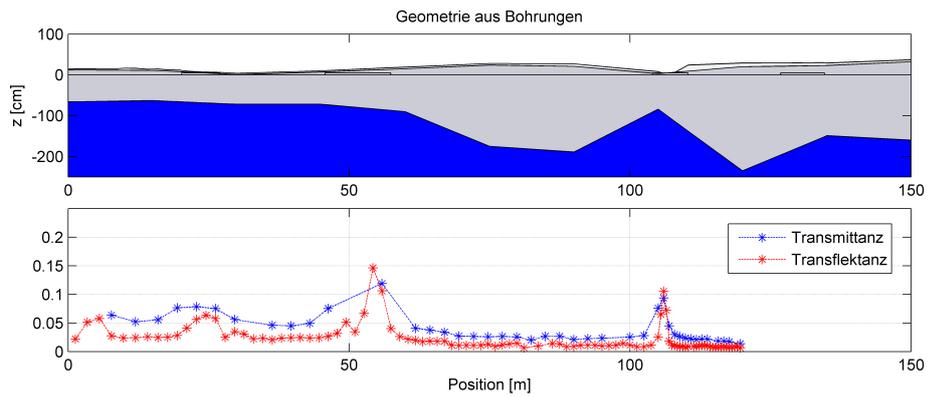


Abbildung 4.9: Eisgeometrie (oben) sowie Transmittanz und Transflektanz (unten) vom 6. September.

4.1.7 Station 78-245 am 9. September 2011

Datum:	9.09.2011
Zeit(UTC):	01:50 - 4:50
Position:	84,795° N 166,424° W
Wetter:	3cm Schneefall, windig
Eistyp:	einjähriges Eis, Neueis
Schmelztümpel:	zugefrorene Schmelztümpel
Oberfläche:	Schneeauflage %
Schwerpunkt:	Messungen in drei verschiedenen Tiefen entlang eines 210 m langen Profils, Schnee-Experiment

Auf dieser Station konnte ein Profil mit einer Gesamtlänge von 210 m gemessen werden (siehe Abbildung 4.10). Das gesamte Profil wurde in verschiedenen Tauchtiefen von 1 m, 2 m und 4 m gemessen (siehe Abbildung 3.16). Diese Daten ermöglichten eine Validierung der Tiefenkorrektur und einen Einblick in die Tiefenabhängigkeit der gemessenen Variabilität. Wie bereits in Abschnitt 3.8.3 zu erkennen, werden bei Messung in größeren Tiefen die Unterschiede stark geglättet. Zusätzlich wurde ein Schnee-Experiment durchgeführt, bei dem auf der Oberfläche vorhandener Schnee in bestimmten Bereichen entfernt wurde. Die Ergebnisse hiervon sind in Abschnitt 4.3 dargestellt. Teilweise starker Schneefall führt insbesondere im Bereich des dünnen Eises zu deutlichen Abweichungen zwischen den einzelnen Tauchfahrten.

Tabelle 4.7: Messwerte der Station am 9. September

Messwerte:	\varnothing	Median	Max	Min	σ	Einheit	N
Eisdicke:	60	31	158	12	41	[cm]	884
Schneedicke:	5	1	14	0	5	[cm]	884
Freibord:	10	7	49	1	10	[cm]	884
Streuschicht:	0	1	1	0	0	[cm]	884
Einfallend:	61,8	64,2	78,8	35,5	11,1	[W/m ²]	1159
Transmittiert:	2,5	1,1	26,4	0,1	3,1	[W/m ²]	317
Transmittanz:	0,060	0,033	0,391	0,004	0,059		317
T_F (PAR):	0,082	0,044	0,501	0,006	0,079		317
Transflektanz:	0,041	0,034	0,399	0,002	0,044		884
T_I (PAR):	0,055	0,046	0,496	0,002	0,058		884
κ_{Wasser} :	0,330					[m ⁻¹]	
$\kappa_{\text{Wasser}}(\text{PAR})$:	0,284					[m ⁻¹]	

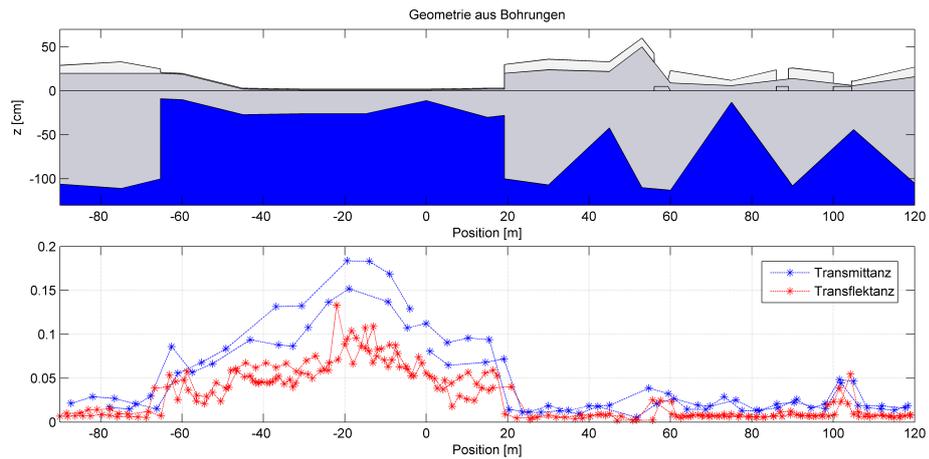


Abbildung 4.10: Eisgeometrie (oben) sowie Transmittanz und Transflektanz (unten) vom zwei Tauchfahrten in unterschiedliche Richtungen in 2 m Tiefe am 9. September. Unterschiede zwischen den beiden Messfahrten ergeben sich aus Positionierungs- und Sichtwinkelfehler sowie dem starken Schneefall an der Oberfläche.

4.1.8 Station 78-250 am 11. September 2011

Datum:	11.09.2011
Zeit(UTC):	13:10 - 14:10
Position:	84,394° N 139,934° W
Wetter:	bedeckt, starker Wind
Eistyp:	mehrfähriges Eis
Schmelztümpel:	zugefrorene Schmelztümpel
Oberfläche:	Schneeauflage %
Bemerkung:	Nachtstation

Aufgrund der Anforderungen anderer Wissenschaftler an den Stationsplan fand diese Station bei einem Sonnenstand unterhalb des Horizontes statt. Während auf allen anderen Stationen mind ca. 60 W/m² einfallender Strahlung gemessen wurden, betrug hier der totale Fluss lediglich knapp 2 W/m². Da weiterhin die Scholle hauptsächlich aus dickem mehrjährigem Eis mit Schneeauflage bestand, war es insgesamt sehr dunkel unter dem Eis. Aufgrund dieser schlechten Lichtverhältnisse war das Auffinden der Markierungsstangen nur in Teilen des abgesteckten Profiles möglich. Die Daten werden hier nicht einzeln ausgewertet, wurden aber zur statistischen Auswertung im Datensatz behalten.

Tabelle 4.8: Messwerte der Station am 11. September

Messwerte:	\varnothing	Median	Max	Min	σ	Einheit	N
Eisdicke:	115	99	227	12	69	[cm]	112
Schneedicke:	4	4	8	2	2	[cm]	112
Freibord:	15	6	47	2	14	[cm]	112
Streuschicht:	0	0	0	0	0	[cm]	112
Einfallend:	1,9	1,8	2,1	1,7	0,1	[W/m ²]	160
Transmittiert:	0,1	0,0	1,5	0,0	0,2	[W/m ²]	76
Transmittanz:	0,074	0,041	0,897	0,006	0,116		75
T_F (PAR):	0,074	0,036	0,869	0,003	0,125		75
Transflektanz:	0,054	0,016	0,741	0,001	0,125		112
T_I (PAR):	0,056	0,016	0,616	0,001	0,120		112
κ_{Wasser} :	0,426					[m ⁻¹]	
κ_{Wasser} (PAR):	0,156					[m ⁻¹]	

4.1.9 Station 78-267 am 17. September 2011

Datum:	17.09.2011
Zeit(UTC):	2:00 - 7:10
Position:	81,448° N 103,209° W
Wetter:	sonnig, leicht bewölkt
Eistyp:	mehrfähriges Eis
Schmelztümpel:	zugefrorene Schmelztümpel
Oberfläche:	Schneeauflage %
Bemerkung:	-

Die dicke mehrjährige Eisscholle bot nur über den Schollenrand einen einfachen Zugang für das ROV. Die Sichtweite unter dem Eis war sehr gering, weshalb die Markierungsstangen in Abständen von nur 7 m angebracht werden mussten. Auch auf dieser Station war es möglich, aus dem Helikopter ein Luftbild aufzunehmen, um optische Messungen und visuellen Eindruck der Oberfläche direkt miteinander vergleichen zu können (Abbildung 4.11).

Tabelle 4.9: Messwerte der Station am 17. September

Messwerte:	\varnothing	Median	Max	Min	σ	Einheit	N
Eisdicke:	215	235	273	137	37	[cm]	560
Schneedicke:	7	8	10	3	2	[cm]	560
Freibord:	31	32	65	8	14	[cm]	560
Streuschicht:	0	0	0	0	0	[cm]	560
Einfallend:	78,2	78,3	123,7	46,3	16,7	[W/m ²]	780
Transmittiert:	6,0	0,9	77,3	0,1	13,6	[W/m ²]	234
Transmittanz:	0,063	0,019	0,634	0,004	0,122		220
T_F (PAR):	0,079	0,022	0,816	0,004	0,155		221
Transflektanz:	0,114	0,013	1,000	0,001	0,214		551
T_I (PAR):	0,124	0,015	0,923	0,001	0,207		558
κ_{Wasser} :	0,268					[m ⁻¹]	
κ_{Wasser} (PAR):	0,160					[m ⁻¹]	

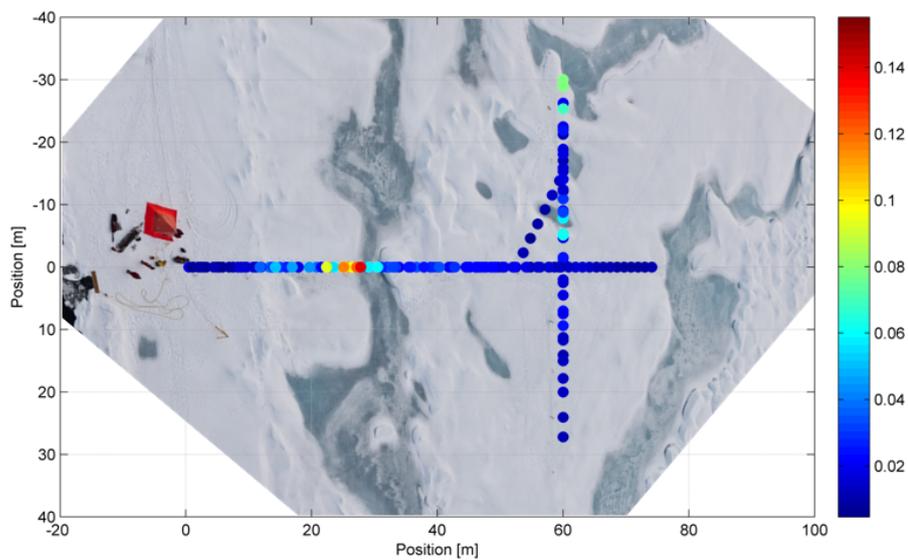


Abbildung 4.11: Die gemessene Transmittanz während der Station am 17. September. Unterlegt ist ein Luftbild, das aus dem Helikopter aufgenommen wurde.

4.2 Gesamter Datensatz

4.2.1 Mittelwerte

Alle Stationen wurden nach der Einzelauswertung in einen großen Datensatz zusammengefügt um einen möglichst umfangreichen Datensatz, der sich aus möglichst vielen Bereichen der zentralen Arktis zusammensetzt, zu erhalten. Die folgende Tabelle gibt auch hier eine Übersicht über die gemessenen Werte:

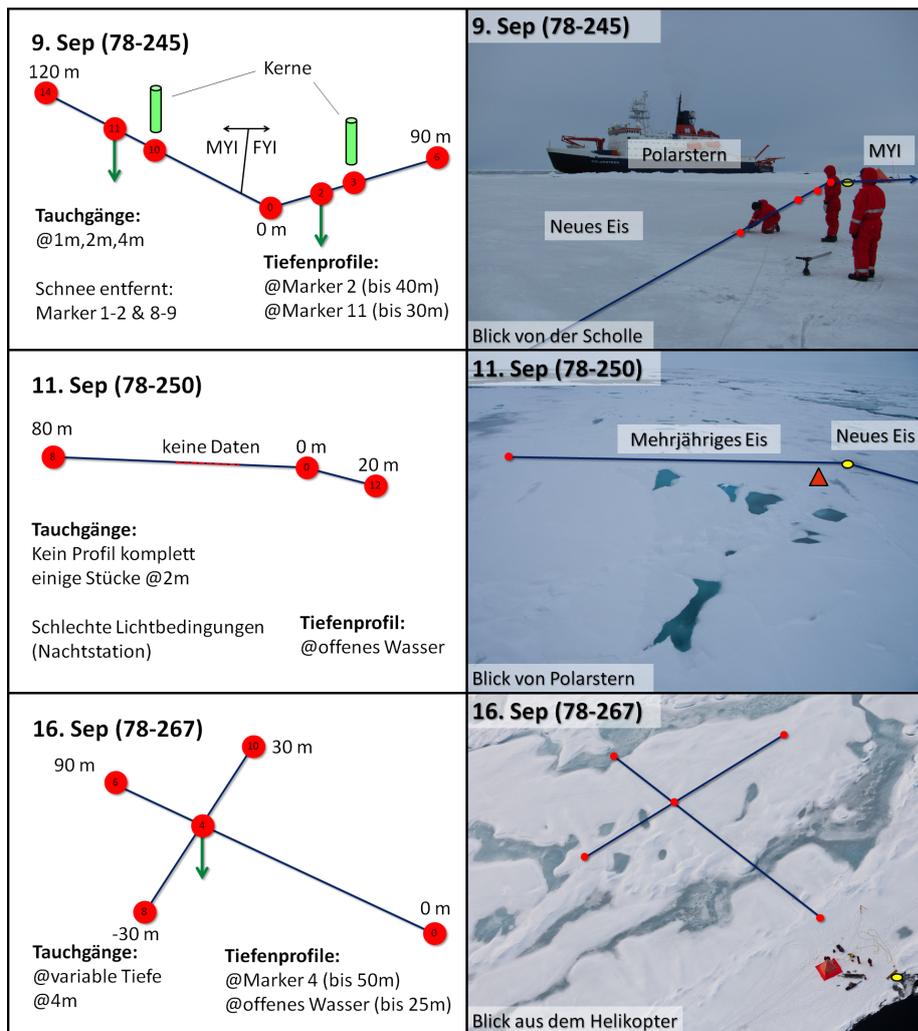


Abbildung 4.12: Skizzen und Übersichtsbilder der ROV-Eisstationen (3) mit Profillinien (dunkelblau), wichtigen Markierungspunkten (rote Punkte), Tiefenprofilen (grüne Pfeile), biooptischen Eiskernen (hellgrüne Zylinder) und der Tiefe wichtiger Tauchgänge. Die gelbe Ellipse symbolisiert das ROV Zugangsloch und das rote Dreieck den Standort des Kontrollzertes.

Tabelle 4.10: Messwerte des gesamten alle Eisstationen der TRANSARC-Expedition umfassenden Datensatz

Messwerte:	\varnothing	Median	Max	Min	σ	Einheit	N
Eisdicke:	145	137	380	12	80	[cm]	5100
Schneedicke:	3	2	15	0	4	[cm]	5100
Freibord:	17	15	100	-65	18	[cm]	5100
Streuschicht:	1	1	15	0	2	[cm]	5100
Einfallend:	73,9	67,4	159,2	1,7	33,1	[W/m^2]	6400
Transmittiert:	6,3	3,5	77,3	0,0	7,7	[W/m^2]	2148
Transmittanz:	0,112	0,071	0,941	0,002	0,107		2127
T_F (PAR):	0,149	0,095	0,968	0,002	0,140		2128
Transflektanz:	0,053	0,025	1,000	0,000	0,090		5089
T_I (PAR):	0,068	0,033	0,923	0,000	0,097		5096

Im arktisweiten Mittel ist also die untersuchte Eisdecke 145 cm dick. Eine genauere Betrachtung der Eisdickendaten in Abschnitt 4.2.6 zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit den elektromagnetischen Eisdickenmessungen. Somit ist auch der optische Datensatz repräsentativ für die gesamte zentrale Arktis. Der oberste Zentimeter des Eises ist die stark poröse Oberflächen-Streuschicht, auf der eine Schneedecke von 3 cm aufliegt. Das durchschnittliche Freibord beträgt 17 cm. Von den auf die Oberfläche auftreffenden $74 W/m^2$ werden im Mittel 11% durch das Eis hindurch transmittiert. Arktisweite Schmelztümpelkonzentrationen können auf Basis dieser Daten nicht korrekt abgeleitet werden.

4.2.2 Typische Transmissions Spektren

Aus der Gesamtheit der gemessenen Daten lassen sich gemittelte Spektren berechnen. Abbildung 4.13 zeigt mittlere Transflektanz- und Transmittanzspektren nach Eisklassen getrennt. Hierbei fällt natürlich zunächst die durchweg größere Transmittanz von mit Schmelztümpeln bedecktes Eis auf. Dies wird durch die fehlende Oberflächenstreuschicht verursacht. Lediglich im Bereich oberhalb von 600 nm wird durch Schmelztümpel bedecktes Eis weniger Licht transmittiert. Bei diesen Wellenlängen spielt vermutlich die spektrale Absorption des Wassers eine größere Rolle. Mehrjähriges Eis transmittiert deutlich we-

niger Licht. Zudem ist der unter mehrjährigem Eis verfügbare Spektralbereich deutlich schmaler, als bei einjährigem Eis.

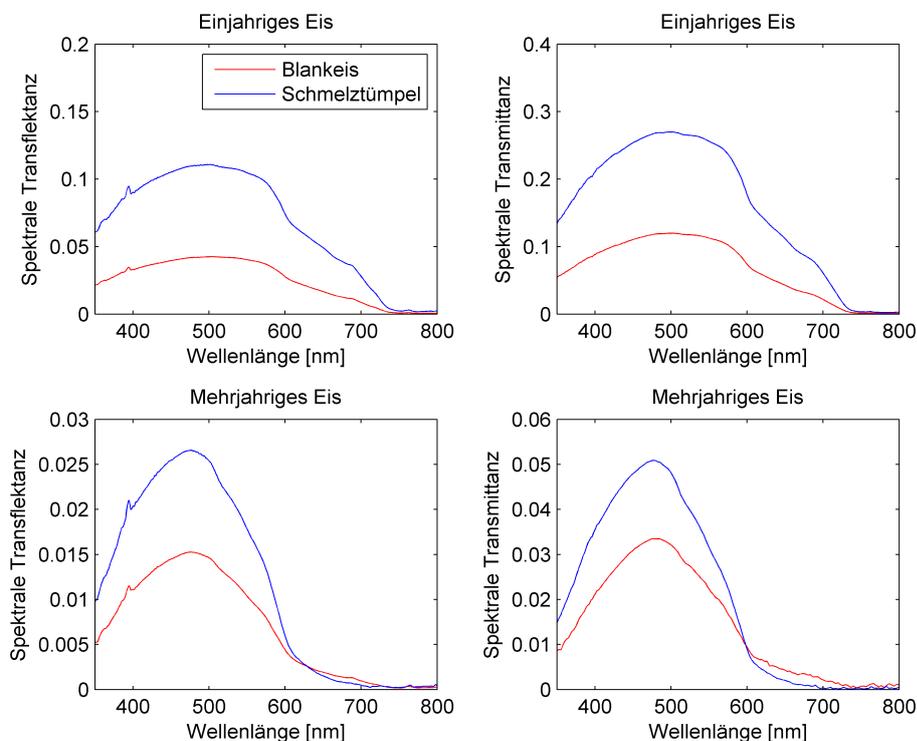


Abbildung 4.13: Gemittelte Transmittanz- (rechts) und Transflektanzspektren (links) direkt unter einjährigem (oben) und mehrjährigem Eis (unten) für von Schmelztümpeln bedecktem Eis und Blankeis. Die Skalen wurden so gewählt, dass Transflektanz und Transmittanzwerte direkt miteinander verglichen werden können.

In Abbildung 4.14 werden ebenfalls gemittelte Spektren gezeigt. Hierbei wurde jedoch nicht nach Eistyp, sondern über verschiedene Dickenklassen gemittelt. Bereits an dieser Stelle ist erkennbar, dass die Transmittanz unterhalb von 500 nm nicht direkt von der Eisdicke abhängig ist, da sich hier die Spektren der ersten drei Dickenklassen kreuzen. Mit zunehmender Eisdicke verschiebt sich das Transmittanzmaximum zu niedrigeren Wellenlängen. Das Transmittanzmaximum für Eisdicken zwischen 0 und 50 cm liegt bei ca. 540 nm, während es für Eisdicken zwischen 300 und 400 cm nur noch bei ca. 470 nm liegt. Eine Verschiebung des Maximums kann neben dem Eisdickenunterschied auch durch

lichtabsorbierende Biomasse sowie weitere Effekte verursacht werden (Nicolaus et al., 2010a).

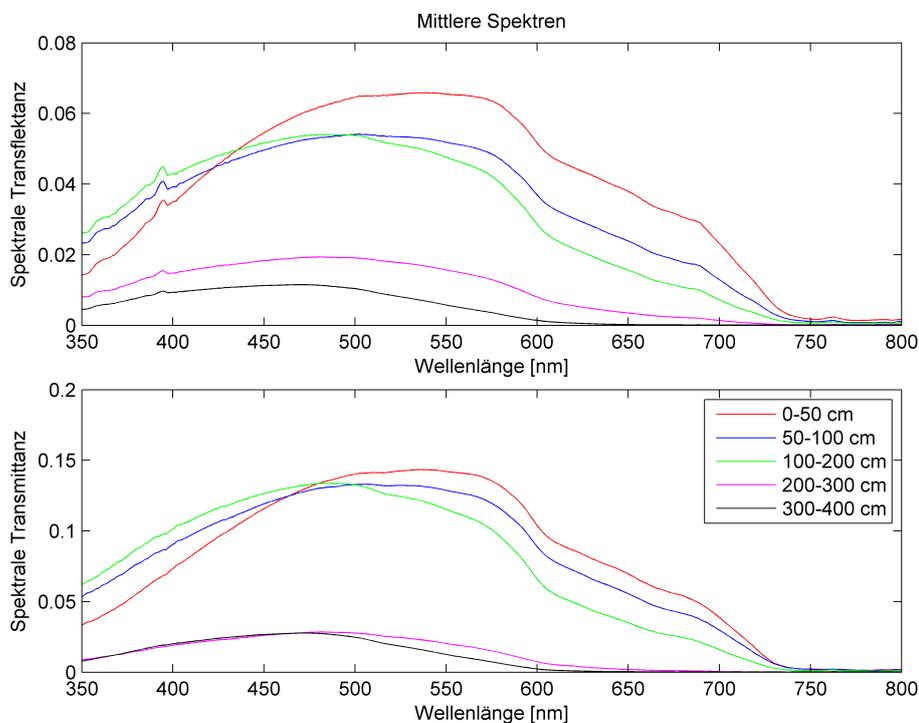


Abbildung 4.14: Gemittelte Transmittanz- (rechts) und Transfektanzspektren (links) direkt unter dem Eis für verschiedene Eisdickenklassen.

Entgegen der Erwartung sind leichte Unterschiede zwischen den Transfektanz- und Transmittanzspektren erkennbar. Dieser Unterschied ergibt sich hauptsächlich aus dem Ausfall des Irradianzsensors am 23. August und somit leicht verschiedenen Datensätzen für Radianz und Irradianz. Da diese Station vollständig aus mehrjährigem Eis bestand, treten in Abbildung 4.13 oben nur geringe Unterschiede auf.

In allen gemittelten Transfektanzspektren fällt bei ca. 395 nm ein Peak auf, der in den Transmittanzspektren nicht erscheint. Der Peak ist so prominent, und statistisch signifikant, dass wir ihn näher untersuchen müssen. Zunächst scheint es so, dass das Eis in diesem Wellenlängenfenster transparenter ist, als erwartet. Warum sich dies auf die Transfektanzspektren beschränkt ist hier-

bei jedoch unklar. Es müsste sich folglich um einen stark richtungsabhängigen Prozess handeln. Im Bereich um 395 nm arbeiten zahlreiche Fluorometer. Das mehr an Licht könnte also beispielsweise durch Bio-Floureszenz erklärt werden. Dieser Prozess sollte jedoch eigentlich nicht stark richtungsabhängig sein. Ein stark richtungsabhängiger Prozess könnte mit der Kristallstruktur zusammenhängen. Beispielsweise könnte Licht an senkrechten Grenzflächen wie in einem Lichtleiter bevorzugt transportiert werden. Hierbei wäre jedoch unklar, wieso dies nur für einen sehr begrenzten Wellenlängenbereich zutrifft.

Ein weiterer Grund könnte natürlich ein konstanter Meßfehler sein. Jedoch weisen weder die Spektren des Referenzsensors, noch die Spektren des Radianzsensors ungewöhnliche Strukturen auf, die auf Lichtlecks oder heiße Pixel schließen lassen würden. In dem fraglichen Wellenlängenbereich befindet sich keine von den verwendeten Sensoren auflösbare Spektrallinie. Somit ist ein durch mangelhafte Abbildung dieser Spektrallinie entstehender Effekt (wie von Nicolaus et al. (2010b) beschrieben) unwahrscheinlich. Zusätzlich wird der Peak von 2-3 Pixeln des Photodiodenarrays abgedeckt. Wenn dann handelt es sich also um mehrere fehlerhafte Pixel.

Da es sich hierbei um unsere ersten Messungen mit einem Radianzsensor dieser Art unter Meereis handelt, müssen Vergleichstests und weitere Messungen abgewartet werden, um den Ursprung des Peaks zu identifizieren. Entweder es handelt sich schlicht um einen Messfehler oder um einen bisher nicht bekannten Prozess.

4.2.3 Transmission und ihre Variabilität

Mit über 2100 Irradianz- und 5100 Radianzspektren handelt es sich bei die gezeigten Daten um den umfangreichsten uns bekannten Datensatz über die Lichtbedingungen unter der Eisdecke der zentralen Arktis. Diese Datenmenge ermöglicht eine Auswertung der Daten insbesondere in Form von Histogrammen. Trägt man die direkt unter dem Eis gemessenen Transmittanzen des gesamten Datensatzes in ein Histogramm auf (Abbildung 4.15) werden deutliche Moden

sichtbar. Die Moden lassen sich bestimmten Eisklassen zuordnen. Im ersten Schritt erfolgt diese Zuordnung empirisch entsprechend der auf den einzelnen Stationen vorgefundenen Eistypen.

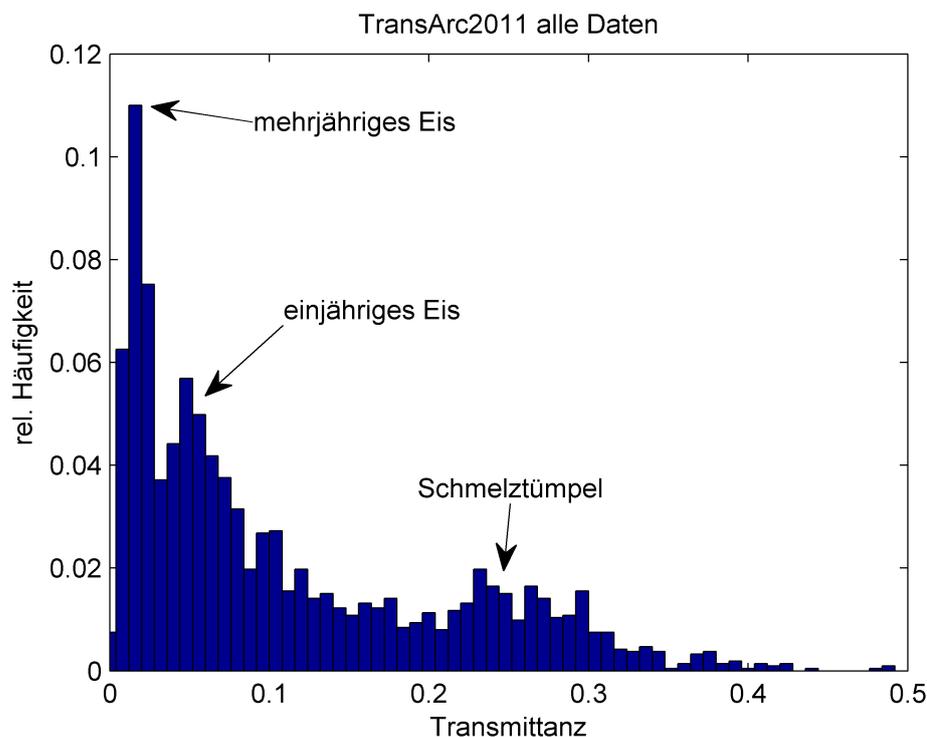


Abbildung 4.15: Histogramm der Transmittanz auf allen Stationen.

Es treten drei deutliche Moden hervor. Die Mode bei ca. 1-2% kann mehrjährigem Eis zugeordnet werden. Zwischen 5 und 7% beträgt die Transmittanz von einjährigem Eis, während die von Schmelztümpeln dominierte Mode zwischen 20 und 30% zu finden ist. Aufgrund der verschiedenen Eisdicken, sind diese Moden ausgeschmiert und überlagern sich gegenseitig.

4.2.3.1 Zeitliche Variabilität

Neben der großskaligen räumlichen Variabilität geben die Unterschiede zwischen den in Abbildung 4.16 gezeigten Histogrammen jeder einzelnen Station auch einen Einblick in die zeitliche Entwicklung der optischen Eigenschaften des Eises. Die beiden ersten Stationen Mitte September zeigen im Histogramm

zwei deutliche Moden von einjährigem Eis (ca. 7% Transmittanz) und von mit Schmelztümpeln bedecktem Eis (ca. 20-30% Transmittanz). An der Station vom 23. August (wegen Sensorausfall keine Irradianzdaten) begann das Wiedergefrieren der Oberfläche. Aufgrund des geringeren Wasseranteils in der Oberflächenschicht und der dünnen Eisschicht auf den Schmelztümpeln, verändert sich die Lage der Moden und ihre Ausprägungen deutlich. Die Unterschiede zwischen beiden Moden werden mit der Zeit geringer und ihr absoluter Wert deutlich verringert. So sind am 9. September die Transmittanz-Moden bei 10% für mit Schmelztümpeln bedecktes Eis und ca. 2% für einjähriges Eis, dass streng genommen nach dem Beginn der Frostperiode bereits zum mehrjährigen Eis zählt. Mit zunehmender Schneebedeckung verschwindet der Unterschied zwischen Schmelztümpeln und Blankeis vollständig.

4.2.3.2 Eigenschaften der verschiedenen Eisklassen

Um die Transmittanz-Moden in Abbildung 4.15 tatsächlich mit den verschiedenen Eistypen zu verbinden, wurden Histogramme für jede einzelne Eisklasse berechnet. Aus diesen in Abbildung 4.17 zu sehenden Histogrammen, können die Eistypen sicher einzelnen Moden zugeordnet werden und Aussagen über die innerhalb dieser Klasse häufigste Transmittanz und die Variabilität innerhalb einer Klasse gemacht werden. Hierbei fällt zunächst eine Uneindeutigkeit im Histogramm des einjährigen Eises auf. Es sind hier zwei Moden beobachtbar, wobei eine scheinbar dem mehrjährigen Eis zuzuordnen ist. Dies wird dadurch hervorgerufen, dass für die optischen Eigenschaften das Alter des Eises nur eine untergeordnete Rolle spielt und insbesondere dickes und deformiertes einjähriges Eis dem mehrjährigen Eis sehr ähnelt. Zusätzlich ist bereits im Feld eine Unterscheidung zwischen beiden Klassen oft nicht oder nur sehr schwer möglich.

Aus Abbildung 4.17 können nun die modalen Transmittanzen sowie deren Variabilität abgelesen werden. Die Ergebnisse werden in Tabelle 4.11 gezeigt. Innerhalb der einzelnen Eisklassen ergibt sich eine Standardabweichung von 4 bis 8%. Für neu gebildetes Eis ergibt sich also zum Beispiel eine modale Transmittanz

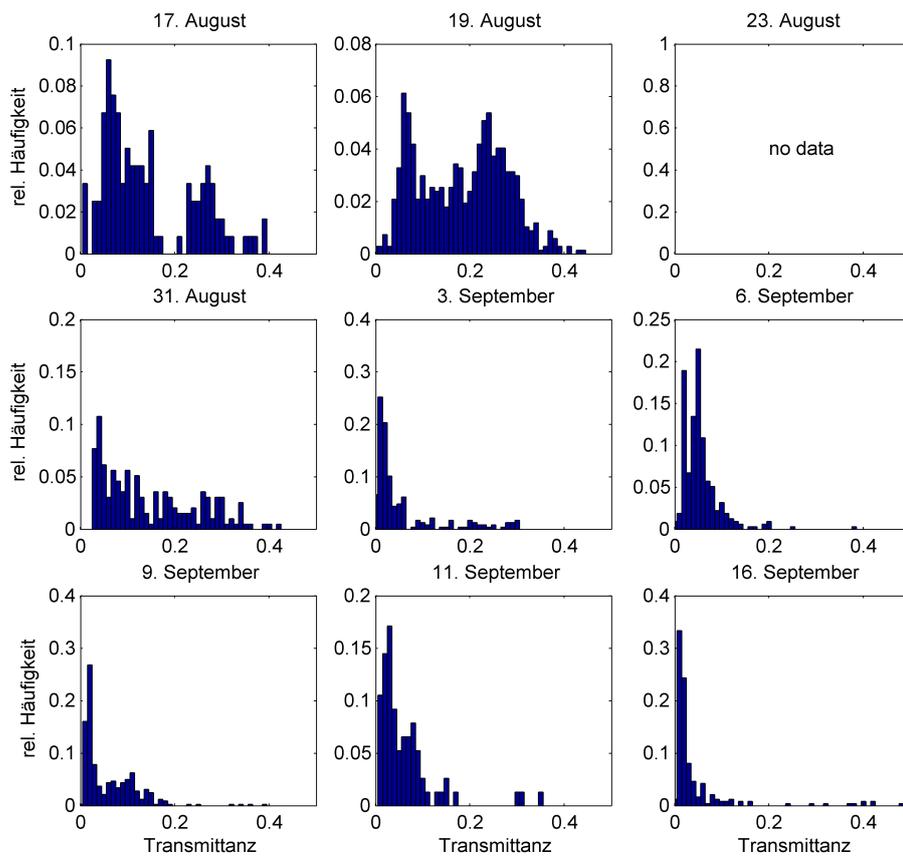


Abbildung 4.16: Transmittanz-Histogramm für alle Stationen der TRANSARC-Expedition

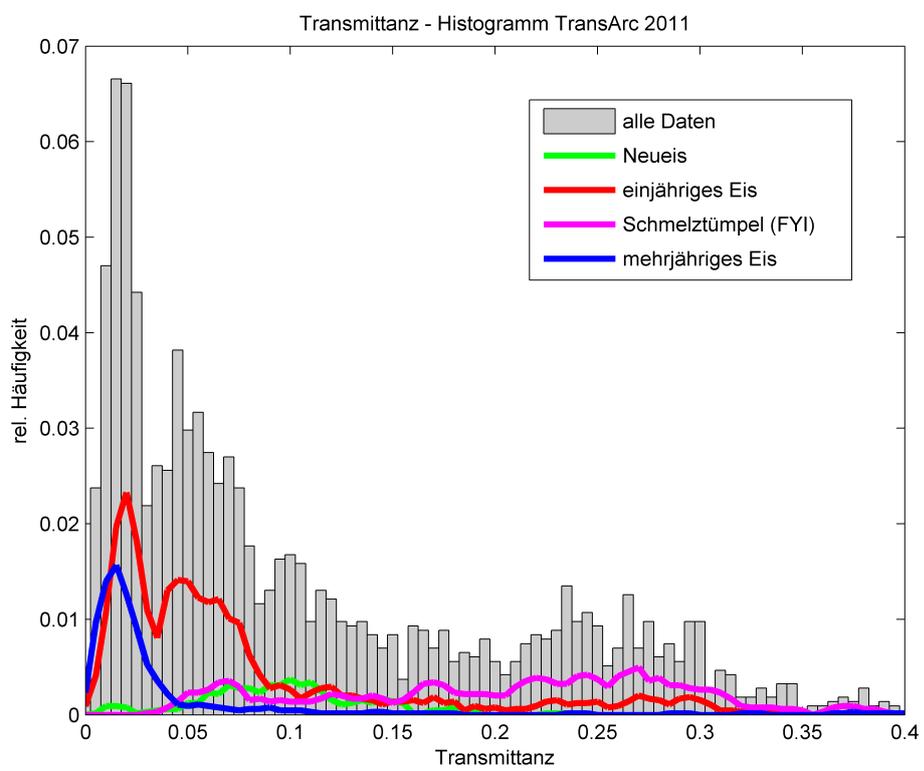


Abbildung 4.17: Transmittanz-Histogramm der verschiedenen Eisklassen

tanz von $10 \pm 4,7\%$. Diese Verteilungsbreite gibt Auskunft über die Variabilität innerhalb der einzelnen Eisklassen. Hierbei zeigt neugebildetes Eis die geringste räumliche Variabilität, da es in großen gleichmäßigen Flächen gebildet wird. Bei einjährigem Eis mit und ohne Schmelztümpelbedeckung ist diese Variabilität sehr hoch, da die Transmittanz von vielen Details beeinflusst wird. Mehrjähriges Eis weist ebenfalls eine Variabilität auf. Diese ist jedoch aufgrund seiner größeren Dicke geringer, da einzelne Oberflächenstrukturen einen geringeren Einfluss auf die gesamte Transmittanz haben. Da lediglich auf der Station am 23. August (dort fehlen Irradianz-Daten) offene Schmelztümpel auf mehrjährigem Eis angetroffen wurden, wurde dieser Wert aus deren Transflektaanz-Histogramm direkt abgeleitet. Im Gesamthistogramm lässt sich im Gegensatz zu den anderen Eis-typen aufgrund der geringen Datenmenge keine signifikante Mode ausmachen. Die hier gezeigten Transmittanzen beziehen sich wie beschrieben auf den Wellenlängenbereich von 320 bis 950 nm. Für andere Wellenlängenbereiche ergeben sich teilweise andere Werte. Im Bereich der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) ergeben sich teilweise leicht höhere Werte (siehe auch Tabelle 5.1).

Tabelle 4.11: Übersicht über die modalen Transmittanz-Werte der verschiedenen Eis-typen in verschiedenen Wellenlängenbereichen.

Eistyp:	Mode:	Median:	σ:	mittlere Eisdicke [cm]:
<i>320-950 nm</i>				
mehrjähriges Eis	1,5%	1,8%	6,0%	245
einjähriges Eis	5,0%	5,2%	7,7%	113
Neueis	10,0%	9,6%	4,7%	28
Schmelztümpel auf einjährigem Eis	27,0%	21,8%	8,7%	80
Schmelztümpel auf mehrjährigem Eis	18,5%	17,7%	5,1%	161
<i>400-700 nm (PAR)</i>				
mehrjähriges Eis	2,0%	2,1%	3,6%	245
einjähriges Eis	6,5%	7,1%	10,4%	113
Neueis	15,0%	12,8%	6,4%	28
Schmelztümpel auf einjährigem Eis	33,5%	29,1%	11,6%	80
Schmelztümpel auf mehrjährigem Eis	27,7%	26,2%	7,2%	161

4.2.3.3 Räumliche Variabilität

Zur über die Betrachtung der Standardabweichung hinausgehenden statistischen Auswertung der räumlichen Variabilität von Messgrößen werden oft Variogramme verwendet. Sie geben Auskunft darüber, über welche Entfernung die gemessenen Werte voneinander abhängen. Hierzu wird die Varianz der Differenz zwischen zwei Messpunkten in Abhängigkeit vom Abstand d berechnet:

$$\hat{v}(d) = \frac{1}{|N(d)|} \sum_{(i,j) \in N(d)} |z_i - z_j|^2$$

Hierbei ist $|N(d)|$ die Anzahl der möglichen Punktepaare (i, j) mit den Transmittanz-Werten z_i und z_j , die im Abstand d voneinander liegen. Ein theoretisches Beispiel für ein solches Variogramm ist in Abbildung 4.18 (links oben) gezeigt. In diesem Fall steigt das Variogramm gegen einen Grenzwert an, die Abhängigkeit der Punkte voneinander nimmt also mit der Distanz ab. Ab einer bestimmten Distanz steigt der Variogramm-Wert nicht weiter an, da die Reichweite des räumlichen Zusammenhangs überschritten ist. Aus Variogrammen lässt sich also eine Aussage über die Größenskala der räumlichen Variabilität machen.

In Abbildung 4.18 sind empirische Variogramme für die Eisstationen gezeigt, bei denen erfolgreich Variogramme berechnet werden konnten. Zusätzlich wurde die Distanz markiert, bei der der Schwellwert erreicht wurde. Es zeigt sich, dass die Aussageweite und damit die Größenskala der Variabilität durch die Größe der Schmelztümpel im Bereich von 6-16 m liegt. Dies erscheint einleuchtend, da die Oberflächenvariation aufgrund der Schmelztümpel der wichtigste Faktor für die räumliche Variabilität der Transmittanz ist.

Weiter bestätigen lässt sich dieser Zusammenhang anhand des Variogrammes vom 19. August (Abbildung 4.19). Die periodische Struktur des Variogrammes deutet auf die sehr periodische Geometrie der Schmelztümpel auf dieser Station hin. Das empirische Variogramm deckt sich sehr gut mit dem aus einer syn-

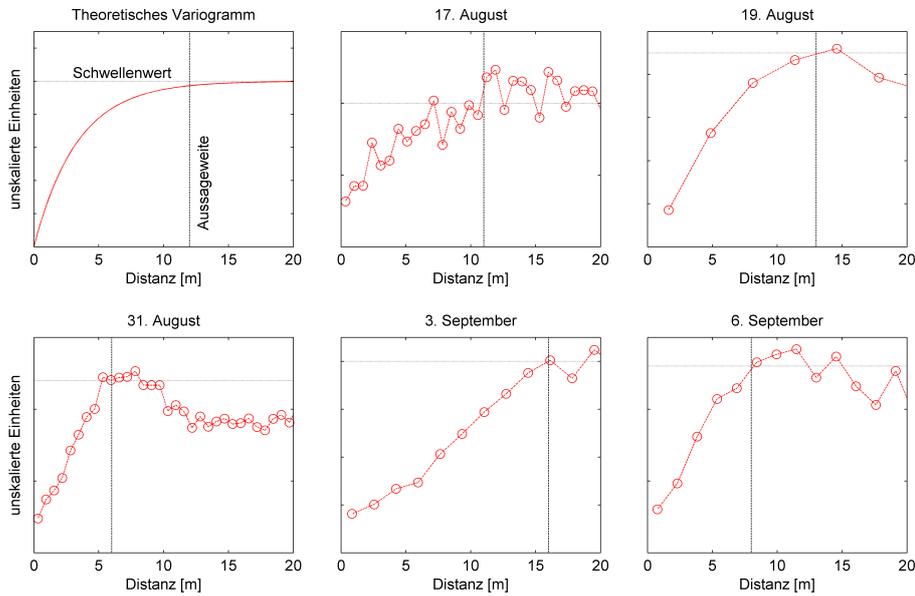


Abbildung 4.18: Theoretisches Variogramm mit eingezeichnetem Schwellwert und Aussageweite (oben links) sowie empirische Variogramme verschiedener Eisstationen.

thetischen regelmäßigen Schmelztümpelgeometrie (Tümpeldurchmesser 13 m, Tümpelbedeckung 50%) berechneten Variogramm.

4.2.4 Extinktionskoeffizienten

Aus den Transmittanzwerten T_F können direkt - unter Annahme einer planparallelen homogenen Eisdecke (Eisdicke z_i) - Irradianz-Extinktionskoeffizienten κ abgeleitet werden:

$$\kappa = \frac{\ln T_F}{-z_i} \quad (4.1)$$

Natürlich sind diese Annahmen nur stark eingeschränkt gültig. Auch der verwendete Spektralbereich sowie die Art des einfallenden Lichtfeldes beeinflussen die absoluten Werte (Grenfell, 1977). Insbesondere im Hinblick auf mögliche Parametrisierungen für Meereis- und Klimamodelle sind die Aussagen dennoch relevant. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass im Allgemeinen verschiedene Eisschichten stark unterschiedliche Extinktionskoeffizienten aufweisen. Der

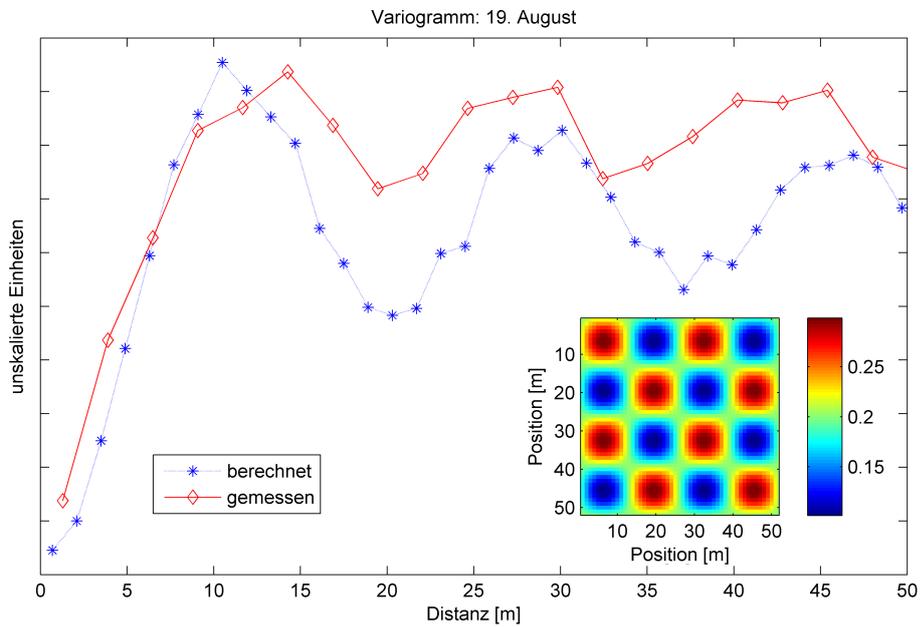


Abbildung 4.19: Variogramme für die Station am 19. August. Die rote Kurve basiert auf den Transmittanz-Messungen mit dem ROV, während die blaue Kurve aus der in der kleinen Grafik gezeigten regelmäßigen Geometrie (Tümpeldurchmesser 13 m, Tümpelbedeckung 50%) berechnet wurde.

berechnete Wert ist von den anteiligen Dicken der einzelnen Schichten, sowie den Werten der Extinktionskoeffizienten in den einzelnen Schichten abhängig. Beispielsweise ist der Effekt der stark streuenden Oberflächenstreichschicht für dünnes einjähriges Eis höher als für dickeres mehrjähriges Eis.

Analog zum Abschnitt 4.2.3.2 wurden die Extinktionskoeffizienten aus den Transmittanzdaten berechnet und in Abbildung 4.20 nach Eisklassen getrennt in einem Histogramm aufgetragen. Tabelle 4.12 zeigt eine Zusammenstellung der so bestimmten Werte.

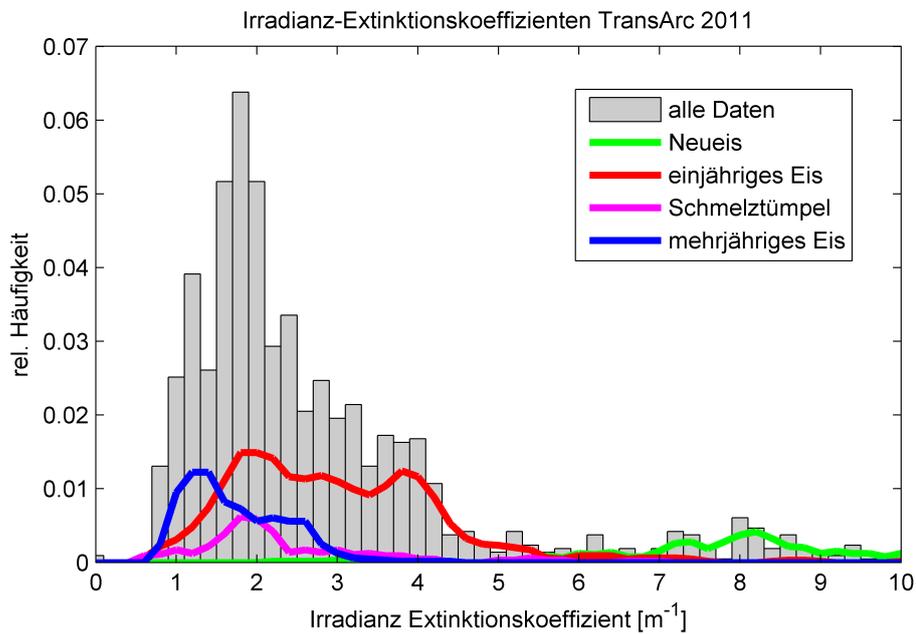


Abbildung 4.20: Histogramm der berechneten Irradianz-Extinktionskoeffizienten

Tabelle 4.12: Übersicht über die modalen Werte des Irradianz-Extinktionskoeffizienten der verschiedenen Eistypen in verschiedenen Wellenlängenbereichen.

Eistyp:	Mode [m^{-1}]:	Median [m^{-1}]:
mehrjähriges Eis	1,2	1,6
einjähriges Eis	1,8	2,8
Neueis	8,2	8,1
Schmelztümpel auf einjährigem Eis	1,8	1,9

Um die Extinktionskoeffizienten der einzelnen Komponenten zu bestimmen, wurde die Transmittanz in Abhängigkeit von Eis- und Schneedicke, sowie Freibord aufgetragen (siehe Abbildung 4.21). Trotz der enormen Streuung der einzelnen Werte, lassen sich durch anfitzen von Exponentialmodellen so die Extinktionskoeffizienten der einzelnen Komponenten grob bestimmen. Für Meeresis wurde so ein Extinktionskoeffizient von $\kappa = 0,57 \pm 0,08 m^{-1}$ bestimmt. Für die hauptsächlich durch das Freibord beeinflusste Oberflächenstreichung

ergibt sich wie erwartet mit $\kappa = 3,5 \pm 0,67 \text{ m}^{-1}$ ein deutlich höherer Wert. Für Schnee wurde $\kappa = 23 \pm 2,8 \text{ m}^{-1}$ bestimmt. Selbstverständlich erreichen diese Messungen nicht die Genauigkeit von direkten Messungen. Die große Datenbasis ermöglicht jedoch im Gegensatz zu Einzelmessungen einen guten Überblick über die mittleren Werte.

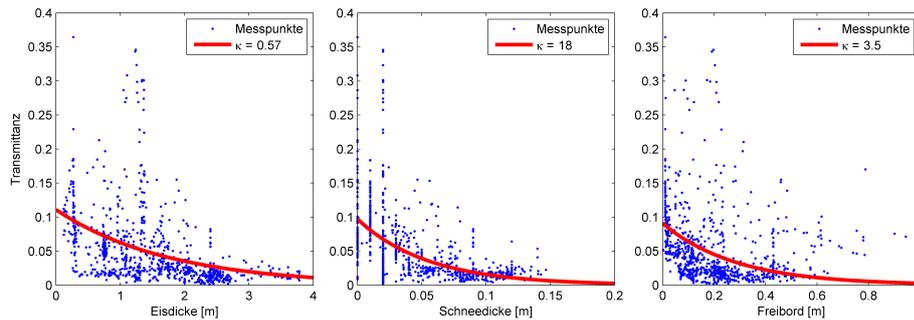


Abbildung 4.21: Gemessene Transmittanzen in Abhängigkeit von Eisdicke (links), Schneedicke (mitte) und Freibord (rechts). Die blauen Punkte sind alle Messwerte von nicht mit Schmelztümpeln bedecktem Eis, die roten Kurven angefitete Exponentialfunktionen, aus denen Extinktionskoeffizienten bestimmt wurden.

Ein weiterer Ansatz zur Bestimmung der einzelnen Extinktionskoeffizienten ist die Anpassung eines einfachen Zweischichtmodelles an die gemessenen „scheinbaren“ Extinktionskoeffizienten. Im einfachen Zweischichtfall lässt sich die Transmittanz T_F wie folgt schreiben:

$$T_F = (1 - \alpha) \cdot \exp(-\kappa_s z_s) \cdot \exp(-\kappa_i z_i)$$

Hierbei ist α die Albedo und die Indizes s und i bezeichnen die Eigenschaften der Oberflächenschicht sowie des Eisinneren. Einsetzen in Gleichung 4.1 liefert für den „scheinbaren“ Extinktionskoeffizienten:

$$\kappa_{\text{scheinbar}} = \kappa_i + \kappa_s \frac{z_s}{z_i} - \frac{\ln(1 - \alpha)}{z_i}$$

In Abbildung 4.22 werden die aus dem gesamten Datensatz berechneten („scheinbaren“) Extinktionskoeffizienten aller nicht von Schmelztümpeln beeinflussten

Messungen in Abhängigkeit der Eisdicke gezeigt. Es wurde eine Kurve nach dem oben beschriebenen Zweischichtmodell angepasst. Aus den Parametern bestimmt sich der Extinktionskoeffizient der unteren Eisschicht zu $\kappa = 0,86 \pm 0,08 \text{ m}^{-1}$ und $\kappa = 27,12 \pm 7,8 \text{ m}^{-1}$ für die Oberflächenschicht. Durch die vier hierbei anzupassenden Parameter und die große Streuung sind die Parameter hier ebenfalls nur mit relativ geringer Genauigkeit zu bestimmen.

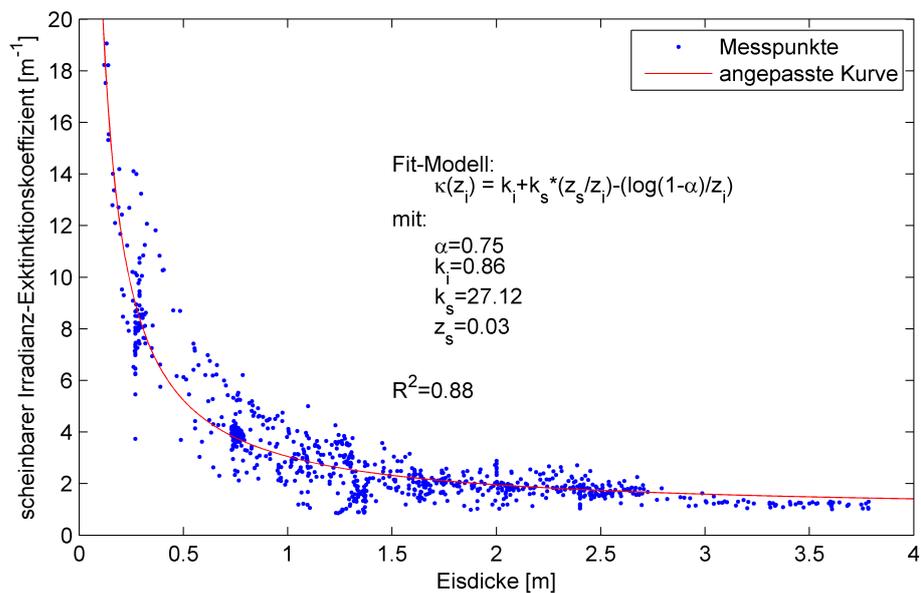


Abbildung 4.22: Abhängigkeit des scheinbaren Irradianz-Extinktionskoeffizienten in Abhängigkeit von der Eisdicke. Messdaten (blau) sowie angepasstes Zweischichtmodell.

4.2.5 Parameterisierung

Eine wichtige Anwendung der zuvor bestimmten Irradianz-Extinktions-Koeffizienten ist die Verwendung in Meereismodellen. Hierzu wird die Transmittanz in einer mehr oder weniger komplizierten Form in Abhängigkeit von der Eisdicke und ggf. weiteren Parametern ausgedrückt. Eine sehr einfache und oft verwendete Parameterisierung ist die von Grenfell (1977) (im Folgenden mit GM77 ab-

gekürzt). Hierbei wird die Transmittanz T_F durch ein Exponentialgesetz mit empirisch bestimmten Faktoren in Abhängigkeit von der Eisdicke z_i berechnet:

$$T_F = 0,35 \cdot \exp(-1,5 \cdot z_i)$$

Aus den von uns bestimmten Irradianz-Extinktionskoeffizienten, lässt sich eine Parameterisierung durch ein einfaches Zweischichtmodell aufbauen. Hierbei wird eine Oberflächenschicht von 3 cm (durchschnittlicher Wert im gesamten Datensatz) mit einem Extinktionskoeffizienten von $\kappa_s = 25 \text{ m}^{-1}$ berücksichtigt. Zudem wird zwischen Eis mit (Albedo 0,1, keine Oberflächenschicht) und ohne Schmelztümpelbedeckung (Albedo 0,7) unterschieden. Als Extinktionskoeffizient wurde der zuvor bestimmte Modalwert für einjähriges Eis $\kappa_i = 1,2 \text{ m}^{-1}$ verwendet. Somit ergibt sich für die Transmittanz

$$T_F = (1 - \alpha) \cdot \exp(-25 \cdot 0,03 \cdot \delta_{pond}) \cdot \exp(-1,2 \cdot z_i).$$

Hierbei ist α die Albedo, z_i die Eisdicke und $\delta_{pond} = 0$ für Schmelztümpel und $\delta_{pond} = 1$ sonst.

Beide Parameterisierungen werden in Abbildung 4.23 zusammen mit den Messdaten gezeigt. Zunächst fällt auf, dass die Messpunkte eine sehr große Streuung aufweisen und somit eine Vielzahl von Parameterisierungen möglich sind. Im Rahmen dessen verläuft die GM77-Parameterisierung mittig durch die Punktwolke stellt also im Mittel eine relativ gute Parameterisierung dar. Im Detail jedoch gibt es starke Unter- und Überschätzungen der Transmittanz, insbesondere durch die fehlende Berücksichtigung der Schmelztümpel. Das Zweischichtmodell liefert ähnlich gute (bzw. schlechte) Ergebnisse, wobei hier die Unterscheidung zwischen Schmelztümpeln und Blankeis realisiert wird. Es ist zu beachten, dass die Klassifizierung der beiden Eistypen aufgrund des Positionierungsfehlers nicht perfekt ist und einige der dunklen Messpunkte unter Schmelztümpeln eigentlich unter Blankeis liegen und umgekehrt. Im Großen und Ganzen erzielen beide Parameterisierungen aber ähnlich gute (bzw. schlechte) Ergebnisse.

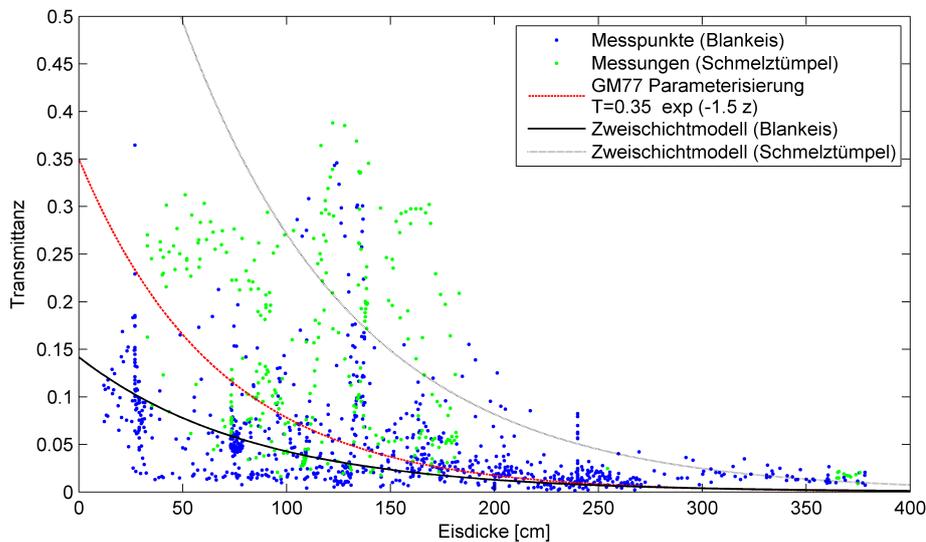


Abbildung 4.23: Transmittanz-Messungen und die zwei vorgestellten Parameterisierungen

Um die Fähigkeiten der beiden Parameterisierungen auf kleinräumiger Skala zu untersuchen, wurden sie auf die Eisgeometrie des am 23. August gemessenen Rasters angewendet. Abbildung 4.24 zeigt die gemessenen Daten, sowie die mithilfe beider Parameterisierungen berechneten Werte. Die GM77 Parameterisierung reproduziert natürlich nicht die Schmelztümpel und weist dadurch insgesamt eine deutlich zu geringe Transmittanz auf. Das Zweischicht-Modell liegt in allen Bereichen näher an der gemessenen Transmittanz, weist aber dennoch deutliche Abweichungen auf. Hierbei werden die Fehler durch die gemachten Annahmen deutlich. Aufgrund der fehlenden Berücksichtigung von horizontaler Ausbreitung des Lichtes im Eis erscheinen die Kanten zwischen den verschiedenen Bereichen zu scharf. Zudem entspricht die Annahme der Eisschicht als planparallele Platte insbesondere auf dieser Station nicht der Realität. Auch das Wasser in den Schmelztümpeln, sowie die dünne Eisschicht an ihrer Oberfläche werden in den Parameterisierungen nicht ausreichend berücksichtigt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Anwendung solcher Parameterisierungen auf großer Skala berechtigt ist. Ihre Fähigkeiten reichen jedoch bisher

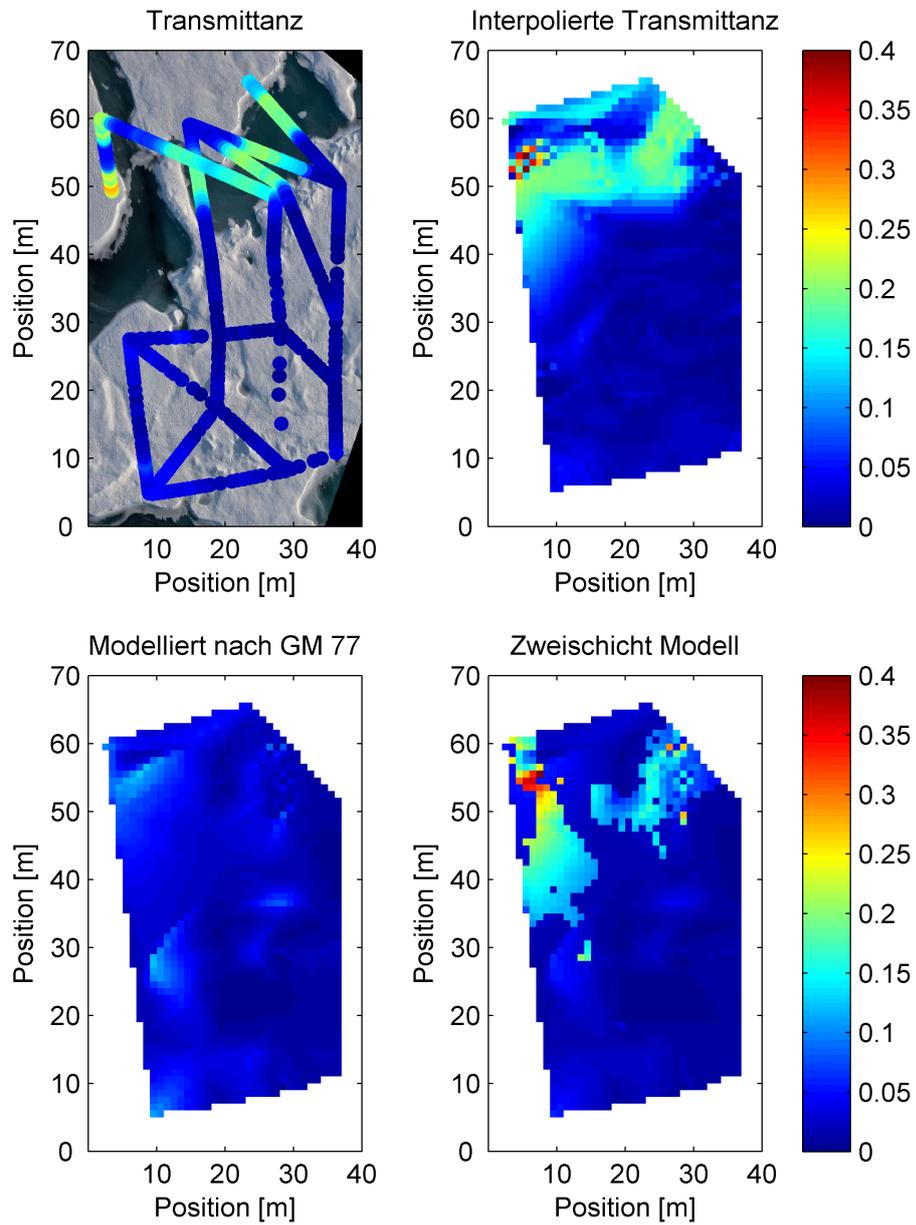


Abbildung 4.24: Gemessene und mit Hilfe der verschiedenen Parameterisierungen berechnete Transmittanzen für das Raster auf der Station am 23. August.

nicht dazu aus ein realistisches kleinräumiges Abbild der Lichtbedingungen unter dem Eis zu geben.

4.2.6 Eisdicke

Zusätzlich zu den optischen Daten, gibt die ROV-Methode auch Aufschluss über die auftretenden Eisdicken. Die Untersuchung der Eisdicke ist von zentraler Bedeutung für die Beurteilung des Gesamtzustandes des arktischen Meereises. Zwar existieren Methoden zur weitaus großflächigeren Untersuchung der Meereisdicke mit elektromagnetischen Methoden (z.B. EM-Bird bzw. EM31). Die Bestimmung der Eisdicke durch kombinierte Abstands- und Tiefenmessung von Bord von Tauchfahrzeugen bietet jedoch insbesondere bei Presseisrücken genauere Angaben. Im Weiteren gibt ein Vergleich der vom ROV gemessenen Eisdickenverteilung mit der von großflächigen Methoden eine Beurteilung über die Repräsentativität der optischen Messungen.

Abbildung 4.25 zeigt die Eisdickenverteilung (Schauer, 2012), wie sie während der TRANSARC-Fahrt mittels EM-Bird ermittelt wurde im Vergleich mit den ROV Daten. Die modale Eisdicke ist bei beiden Verteilungen identisch. Die beiden Verteilungen ähneln sich sehr stark, so dass auch die Verteilung der optischen Eigenschaften im Gesamtdatensatz als repräsentativ für die gesamte zentrale Arktis gewertet werden kann.

4.2.7 Tiefenprofile

Die gemessenen Tiefenprofile werden in Abbildung 4.26 gezeigt. Hierbei fällt zunächst auf, dass aufgrund der horizontalen Variabilität und der problematischen horizontalen Positionierung die Transflektanz-Profile stärkere Schwankungen aufweisen. Ein Vergleich mit den Irradianzprofilen zeigt deutlich, dass es sich hierbei nicht um Änderungen der Wassereigenschaften, sondern um eine horizontale Verschiebung des ROV und somit Unterschiede in den Oberflächeneigenschaften handelt. Die Transflektanz-Profile sind aufgrund der weiten Winkelcharakteristik des Irradianz-Sensors deutlich unempfindlicher gegen sol-

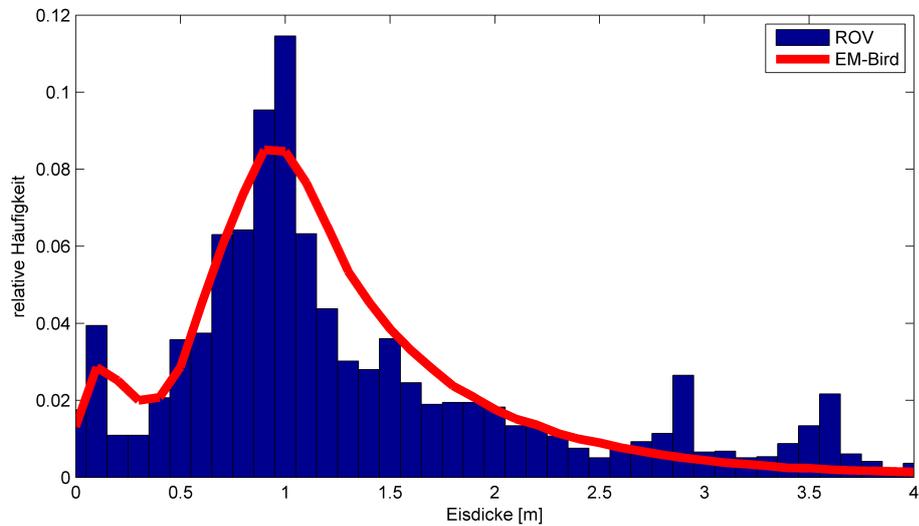


Abbildung 4.25: Während TRANSARC gemessene Eisdickenverteilungen von ROV (rot) und EM-Bird (blau).

che horizontalen Positionierungsfehler, weshalb sie bereits zur Tiefenkorrektur herangezogen wurden (siehe Abschnitt 3.6.8).

Die Darstellung der Tiefenprofile mit logarithmischer Transmittanz-Achse ermöglicht eine direkte Beurteilung der exponentiellen Lichtabnahme mit der Tiefe. Folgen die Datenpunkte einer Geraden, so kann das Tiefenprofil durch eine Exponentialfunktion mit tiefenunabhängigem Irradianz-Extinktionskoeffizienten beschrieben werden. Für die Station am 9. September zeigt sich jedoch eine deutliche Abhängigkeit des Irradianz-Extinktionskoeffizienten von der Tiefe. Auch am 6. September weichen die Messpunkte deutlich von einer Gerade ab. Dies wird vermutlich dadurch verursacht, dass absorbierendes Material in verschiedenen Tiefen in unterschiedlichen Konzentrationen vorliegt. Bei einigen der Profile lässt sich dieser Verlauf anhand der von anderen Arbeitsgruppen gemessenen Chlorophyll-Profile erklären. In den oberen Schichten wird das Licht hierbei aufgrund der höheren Partikelkonzentrationen schneller gedämpft, als in tieferen Wasserschichten. Es lässt sich jedoch keine direkte generelle Korrelation des Irradianz-Extinktionskoeffizienten mit der Chlorophyll-Konzentration oder der Konzentration von partikulärem organischem Kohlenstoff (POC) finden. Hier-

bei spielen vermutlich zahlreiche weitere bisher nicht in die Analyse einbezogene Parameter eine wichtige Rolle.

Zwischen den Stationen sind deutliche Unterschiede im Irradianz-Extinktionskoeffizienten zu erkennen. Die geringsten Extinktionskoeffizienten wurden während der Station am 3. September gemessen. Um diese Unterschiede zu betrachten eignet sich das Konzept der euphotischen Zone. Diese Zone gilt als der Bereich in dem ausreichend Licht für signifikante Photosynthese vorhanden ist. Allgemein definiert sich die euphotische Zone als der Bereich in den mindestens 1% des an der Oberfläche einfallenden Lichtes durchdringt. Dabei fällt zunächst auf, dass diese Grenze unter mehrjährigem Eis bereits knapp unter der Eisdecke erreicht ist. Unter einjährigem Eis dehnt sich die euphotische Zone jedoch in Tiefen von 10 bis 20 m aus - im stark pazifisch beeinflussten Wasser der Station am 3. September sogar bis in eine Tiefe von 45 m. Dies verdeutlicht, dass der Wechsel von mehrjährigem zu einjährigem Eis nicht nur für mehr Licht unter dem Eis sorgt, sondern auch das potentiell produktive Wasservolumen um ein vielfaches vergrößert.

4.3 Schnee-Experiment

Während der Station am 9. September wurden zwei Experimente durchgeführt, bei denen der auf dem Profil vorhandene Schnee nach einer ersten Messung zwischen zwei Markierungsstangen entfernt wurde und anschließend eine zweite Messung durchgeführt wurde. Leider beeinflusste starker Schneefall die Qualität der aufgenommenen Daten beträchtlich, weshalb zukünftige Experimente dieser Art auf keinen Fall bei Schneefall durchgeführt werden sollten.

Durch die Existenz mehrerer Tauchfahrten in verschiedenen Richtungen, sowie klar erkennbaren Unterschieden in den optischen Eigenschaften an genau bestimmbaren Stellen, war für diese Station eine nachträgliche Korrektur des Sichtwinkelfehlers möglich.

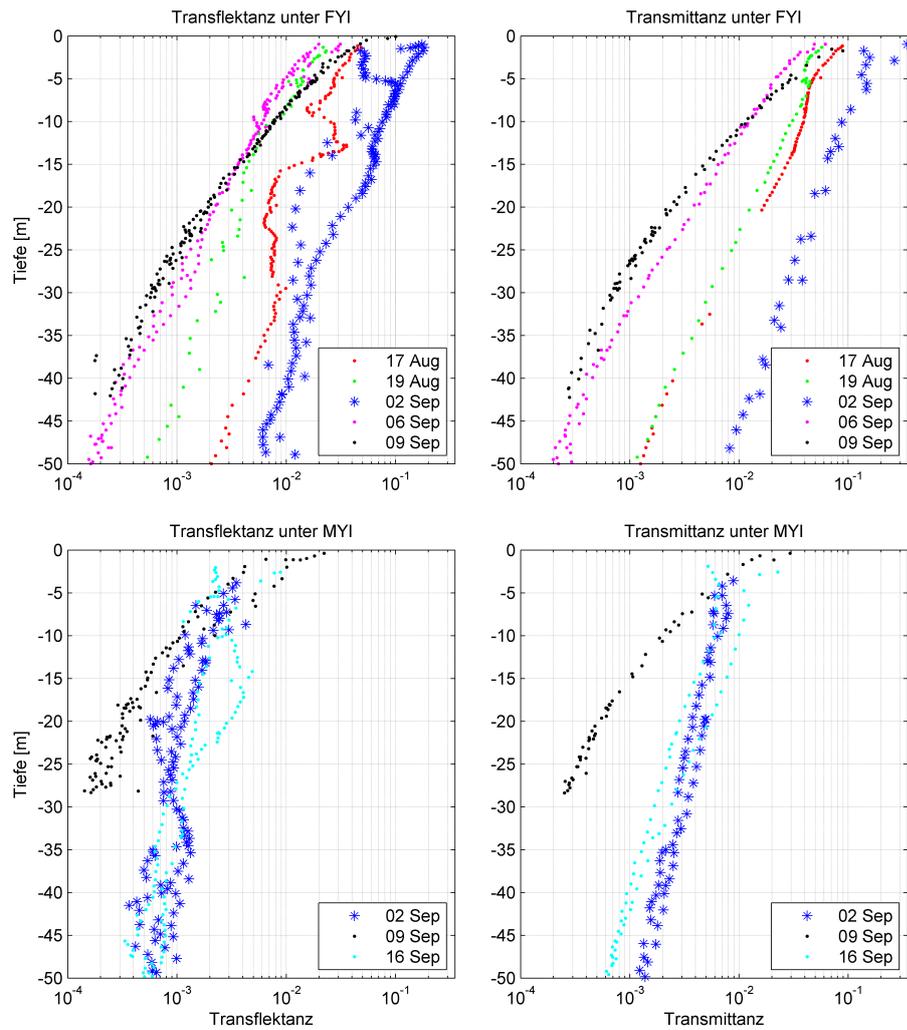


Abbildung 4.26: Tiefenprofile der Transmittanz- und Transflectanz-Messungen unter einjährigem (oben) und mehrjährigem Eis (unten). Die Messungen in deutlich pazifisch beeinflusstem Wasser sind mit Sternen dargestellt.

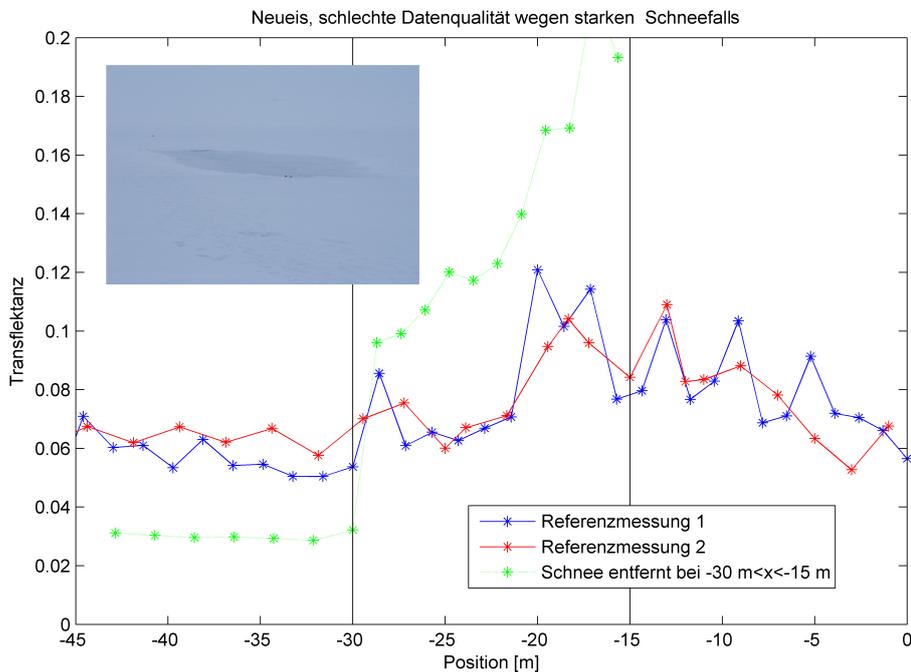


Abbildung 4.27: Ergebnisse des Schnee-Experiments auf neu gebildetem Eis. Das kleine Bild zeigt die vom Schnee gereinigte Versuchsfläche.

Die erste Versuchsfläche war ein Bereich mit neu gebildetem 30 cm dickem Eis, auf dem ca. 3 cm Schnee lagen. Der starke Schneefall beeinflusste auch den Referenzsensor stark, so dass die absoluten Transfektanz-Werte in Abbildung 4.27 nicht direkt verglichen werden können. Die Referenzmessungen zeigen jedoch eine einigermaßen homogene Eisfläche, während bei entferntem Schnee an der Übergangsstelle die Transfektanz deutlich - in etwa um den Faktor 3 - ansteigt.

Die zweite Versuchsfläche auf mehrjährigem Eis (Abbildung 4.28) wies bereits zu Messbeginn eine deutlich höhere Schneedicke von ca. 10 cm auf, so dass der relative Schneezuwachs und damit die Abweichungen zwischen den einzelnen Messungen geringer ausfielen. In den unveränderten Bereichen stimmen die Messwerte aller Messungen gut überein. An den Markierungsstangen ist die Eisgeometrie bekannt. Die Eisdicke bei 30 m beträgt 131 cm, während an der zweiten Markierungsstange lediglich 64 cm gemessen wurde. Dieser Unterschied

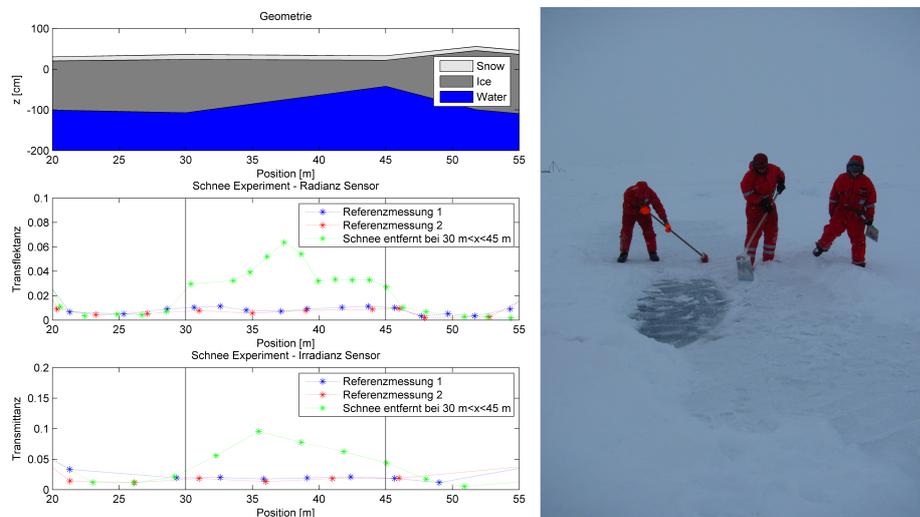


Abbildung 4.28: Ergebnisse des Schnee-Experiments auf mehrjährigem Eis: Eisgeometrie sowie Daten der beiden Sensoren (links) und ein Bild der Versuchsfläche (rechts).

macht sich jedoch in den optischen Eigenschaften nur wenig bemerkbar. An beiden Rändern steigt nach Entfernung des Schnees die Transflektaanz ebenfalls in etwa auf den dreifachen Wert. Nach Entfernung des Schnees wurde in der Mitte des schneefreien Abschnittes ein zugefrorener Schmelztümpel entdeckt, dessen glatte Eisoberfläche im Gegensatz zum umliegenden Eis nicht über eine ausgeprägte Oberflächenstreichschicht verfügte. Dies erklärt den weiteren Anstieg von Transmittanz- und Transflektaanzmessungen in der Mitte des schneefreien Abschnittes. Dort stiegen die Werte auf das zehnfache gegenüber den Referenzmessungen.

Wie erwartet zeigen die Daten des Irradianzsensors deutlich weniger Variabilität, da der Sensor Licht aus einem größeren Winkelbereich aufnimmt.

In Hinblick auf Abschnitt 4.4 wurde das Verhalten des NDI (engl. *normalized difference Index*) (Beschreibung siehe Abschnitt 4.4) an den Übergängen untersucht. Hierbei konnte die von Mundy et al. (2007) beschriebene, weitgehende Unabhängigkeit von der Schneeaufgabe bestätigt werden.

Die Kenntnis der Eis- und Schneegeometrie, sowie der Spektren mit und ohne Schneeaufgabe ermöglichte unter Annahme des exponentiellen Extinkti-

ongesetztes die Berechnung von Extinktionsspektren. Abbildung 4.29 zeigt die berechneten Spektren für Schnee und Eis im Bereich von 400 bis 700 nm. In den angrenzenden Spektralbereichen sinkt aufgrund der geringen vorhandenen Lichtmenge das Verhältnis zwischen Signal und Rauschen sehr stark ab.

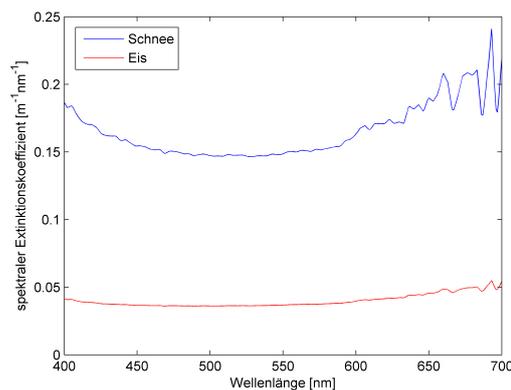


Abbildung 4.29: Irradianz-Extinktionsspektren für Schnee und Eis, berechnet aus dem Schnee-Experiment.

4.4 Verbindung zur Biologie

Licht ist ein entscheidender Faktor für Photosynthese und Primärproduktion unter dem Meereis. Um Photosynthese betreiben zu können, absorbieren Mikroorganismen im Eis einen Teil des Lichtes. Hierbei sorgt das auch als Blattgrün bekannte Pigment Chlorophyll für die Absorption des Lichtes als Energiequelle für die Photosynthese. Bereits das grüne Aussehen deutet darauf hin, dass die Chlorophyll-Absorption stark wellenlängenabhängig ist. Daher kam bereits frühzeitig die Idee auf, spektrale Lichtmessungen unter dem Eis zur Bestimmung der Chlorophyll-Konzentration zu verwenden um die aufwändige klassische Bestimmung durch Filtration zumindest teilweise durch relativ schnelle optische Verfahren zu ersetzen. Arrigo et al. (1991) und andere wiesen einen deutlichen Zusammenhang zwischen spektraler Transmittanz und Chlorophyll-Konzentration nach, jedoch wurden die Ergebnisse auch stark von Faktoren wie Eisdicke und Schneeauflage beeinflusst. Mundy et al. (2007) konnte auf der Basis von um-

fangreichen Feldmessungen in Kombination mit biooptischer Modellierung eine neue Methode vorschlagen, die eine von Schnee- und Eisdicke unabhängige Bestimmung der Chlorophyll-Konzentration ermöglichen soll. Diese Methode soll auf unsere Daten angewendet werden und dabei auf Anwendbarkeit überprüft werden. Eine Auswertung der

4.4.1 Die Mundy-Methode

Nach Mundy et al. (2007) bestimmt sich die Chlorophyll-Konzentration aus dem normalisierten Differenzen Index (NDI, engl. *normalized difference index*), der wie folgt definiert wird:

$$NDI = \frac{T_F(\lambda_1) - T_F(\lambda_2)}{T_F(\lambda_1) + T_F(\lambda_2)}$$

Hierbei sind T_F die gemessenen Transmittanzen bei den Wellenlängen λ_1 und λ_2 , eine Vertauschung der Wellenlänge führt lediglich zu einem Vorzeichenwechsel des NDI. Diese Wellenlängen wurden in einem komplizierten Prozess aus allen möglichen Wellenlängenpaaren als diejenigen ausgewählt, die am besten mit der Chlorophyll-Konzentration korrelieren aber am wenigsten von Eis- und Schneedicke abhängig sind. Mundy et al. (2007) schlägt vier mögliche Wellenlängenpaare vor, für die sich die eisdickenintegrierte Chlorophyll-Konzentration dann aus dem NDI wie folgt berechnet:

- a) 415 nm/400 nm : $Chl_a[mg/m^2] = -588,2352 \cdot NDI - 0,1364$
- b) 485 nm/472 nm : $Chl_a[mg/m^2] = 1000 \cdot NDI - 0,0083$
- c) 663 nm/655 nm : $Chl_a[mg/m^2] = -344,8275 \cdot NDI + 0,0775$
- d) 685 nm/675 nm : $Chl_a[mg/m^2] = 204,0816 \cdot NDI + 0,215$

Hierbei wird Variante b) als die genannt, bei der Messungen und Modellierung am besten übereinstimmen und somit ein prinzipieller ortsunabhängiger Zusammenhang gegeben sein sollte.

4.4.1.1 Anwendungsbeispiel

Diese vier Relationen wurden zunächst direkt auf die gemessenen Spektren angewendet um Chlorophyll-Konzentrationen zu berechnen. Beispielhaft werden in Abbildung 4.30 die nach allen vier Relationen berechneten Chlorophyll-Konzentrationen für die Station am 23. August gezeigt. Zunächst fällt auf, dass alle vier Methoden zu deutlich unterschiedlichen Zahlenwerten führen. Teilweise treten positive und negative Werte für die Chlorophyll-Konzentrationen auf. Dies ist natürlich weder physikalisch noch biologisch sinnvoll. Weiterhin widersprechen sich die Aussagen der vier Relationen teilweise gegenseitig. So lässt sich nicht eindeutig zuordnen, ob in dem von Schmelztümpeln bedeckten oder dem blanken Eis mehr Biomasse vorhanden ist. Keine der vier Relationen gibt somit zuverlässig die reale Chlorophyll-Verteilung wieder.

4.4.1.2 Methodische Probleme

Die Beobachtungen im vorigen Abschnitt zeigen, dass die Methodik einige Probleme aufweist. Hierbei ist zunächst die Tatsache zu nennen, dass die Methode lediglich anhand von Proben aus einjährigem Eis in der Nähe von Resolute Bay (Nunavut, Kanada) entwickelt und kalibriert wurde. Zudem stammen alle von Mundy et al. (2007) untersuchten Proben aus dem Frühjahr. Im Gegensatz zur auf TRANSARC beobachteten Sommer-Situation enthält das Eis im Frühjahr mehr Biomasse, die somit einen stärkeren Einfluss auf die spektrale Lichttransmission hat. Für geringe Chlorophyll-Konzentrationen sind jedoch auch die den obigen Relationen zugrunde liegenden Korrelationen sehr schlecht.

Bereits eine einfache Fehlerabschätzung der oben gegebenen Gleichungen zeigt, dass die Abhängigkeit vom NDI extrem stark ist. Soll die Chlorophyll-Konzentration auf 10 mg/m^2 genau bestimmt werden - was für die Sommersituation bereits einem relativ hohen Wert entspricht, ist es notwendig den NDI auf 0,017(a), 0,01(b), 0,028(c) bzw. 0,047(d) genau zu bestimmen. Somit müsste die Transmittanz bei den gegebenen Wellenlängen genauer als 1-2% gemessen werden. Die Genauigkeiten der verwendeten Spektralradiometer liegen jedoch

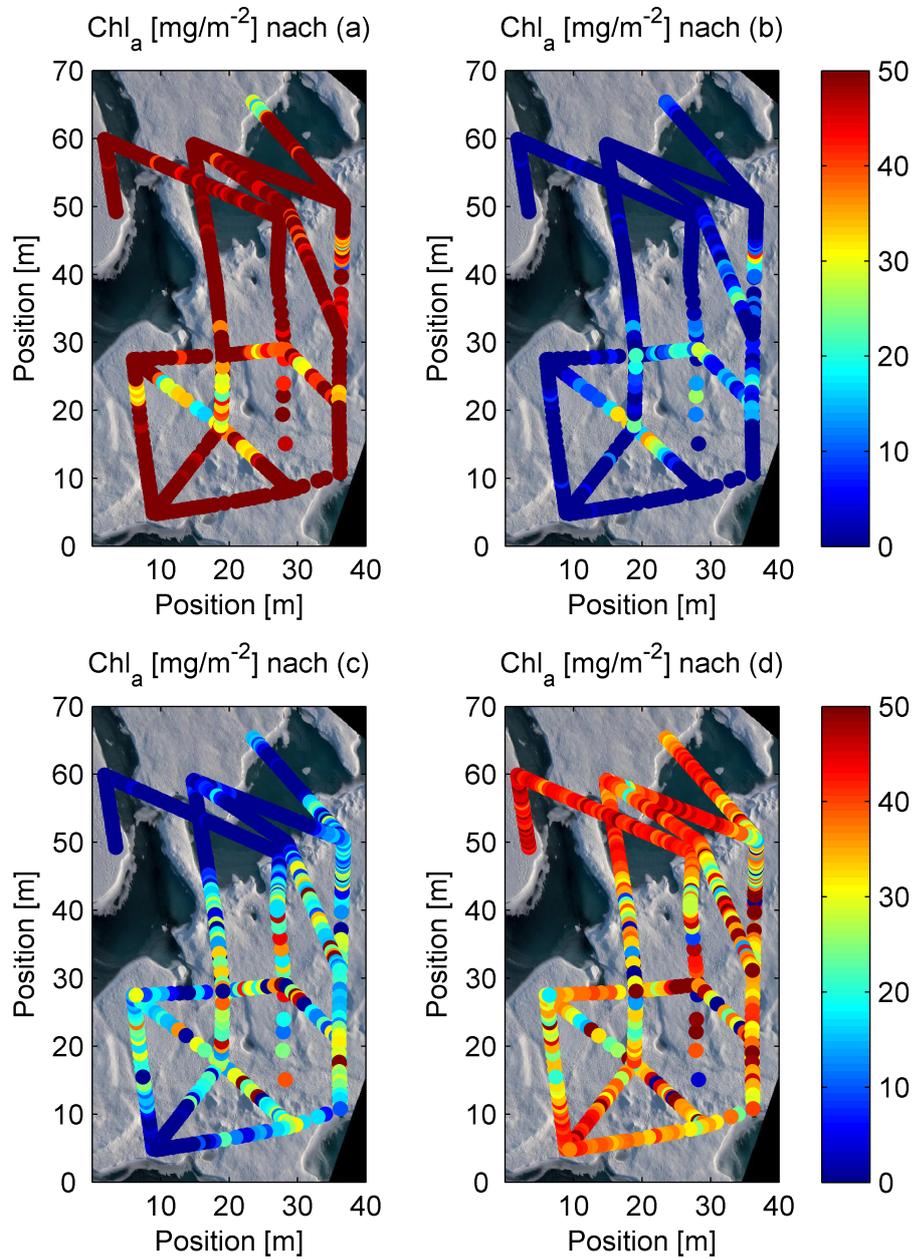


Abbildung 4.30: Nach Mundy et al. (2007) berechnete Chlorophyll-Konzentrationen für die Station am 23. August. Gezeigt sind die Werte für alle vier Relationen (a-d).

im Bereich von ca. 5% (siehe Abschnitt 3.6.2). Die Anwendung der von Mundy et al. (2007) vorgeschlagenen Relationen sind also bereits aus messtechnischer Sicht höchstens für extrem hohe Chlorophyll-Konzentrationen im Bereich von 50 mg/m^2 sinnvoll.

Ein weiteres Problem ist die im Allgemeinen sehr flache Form des Transmittanzspektrums. Hierbei ist zumeist keine klare spektrale Signatur der Chlorophyll-Absorption zu erkennen. Die Bestimmung der Chlorophyll-Konzentration aus den Transmittanz-Werten zweier Wellenlängen scheint daher im Allgemeinen - unabhängig von der exakten Wahl dieser Wellenlängen - nicht möglich zu sein.

Eine mögliche Lösung wäre die Einbeziehung der Transmittanzen bei weiteren Wellenlängen, die Adaption komplexerer Verfahren wie DOAS (engl. *differential optical absorption spectroscopy*) aus der Satelliten-Fernerkundung, oder die Einbeziehung weiterer Informationen wie z.B. der Eisdicke. Die Entwicklung einer zuverlässigen Methode zur Bestimmung der Chlorophyll-Konzentration aus optischen Daten ist für die großflächige Charakterisierung des arktischen Ökosystems von herausragender Bedeutung.

4.5 Neue Details über den Strahlungstransport im Eis

Während der ersten Auswertung stellte sich die Frage, wie die Messungen von Irradianz- und Radianzsensor ausgewertet werden können. Wichtig ist dies, da eine Messung mit Radianzsensoren eine Erfassung der räumlichen Variabilität noch in größerem Abstand von der Eisunterseite ermöglicht. Für zukünftige Messungen an Bord von ROVs, U-Booten oder AUVs ist es daher wichtig die Radianzdaten korrekt in Irradianzdaten zu überführen. Aufgrund der starken Mehrfachstreuung ging man bisher von einem sehr isotropen Lichtfeld unter dem Eis aus. Somit sollten Radianz- und Irradianz-Messung durch Multiplikation mit π ineinander überführt werden können. Dies erwies sich jedoch als nicht so einfach.

Bei den ersten Strahlungsmessungen unter dem Eis von Roulet et al. (1974) sowie Maykut und Grenfell (1975) standen keine Irradianzkollektoren zur Verfügung, weshalb Irradianzwerte unter Annahme vollständig isotroper Bedingungen durch Multiplikation der gemessenen Radianz mit π errechnet wurden. Die vorliegende Arbeit zeigt den Vergleich von direkter Radianzmessung mit geringem Öffnungswinkel und räumlich integrierender Irradianzmessung. Ein ähnlicher Ansatz von Trodahl et al. (1987) mit zwei Sensoren verschiedener Winkelcharakteristik ermöglichte bereits erste Einblicke in die Zusammenhänge zwischen Kristallstruktur und Eigenschaften des Strahlungstransportes im Meereis. Die dort verwendeten Winkelcharakteristiken lagen jedoch mit Öffnungswinkeln von ca. 20° und 80° deutlich näher zusammen, als die hier verwendeten Öffnungswinkel von 7° und 180° . Somit waren keine direkten Rückschlüsse auf den Wert des Proportionalitätsfaktors zwischen Irradianz und Radianz möglich.

Abbildung 4.31 zeigt das Verhältnis zwischen Irradianz- und dazugehörigen Radianzmessungen im gesamten TRANSARC Datensatz. Die Streuung der Werte ist aufgrund von Geometrieeffekten (siehe nächster Abschnitt) sehr stark. Um Radianz und Irradianzdaten dennoch miteinander vergleichen zu können und Fehler durch falsches Skalieren zukünftig zu vermeiden, wurde bereits die Transflektanz eingeführt (siehe Abschnitt 2.5.4). Im folgenden soll die Problematik detailliert untersucht werden. Ziel dabei ist es unter Einbeziehung von Zusatzinformationen eine direkte Umrechnung von Radianz in Irradianz zu ermöglichen.

4.5.1 Effekt der Messgeometrie

Der wichtigste Effekt, der das Verhältnis

$$C = \frac{\text{Irradianz}}{\text{Radianz}} = \frac{\text{Transmittanz}}{\text{Transflektanz}} \quad (4.2)$$

beeinflusst, ist die Messgeometrie. Befinden sich die Sensoren unter einer homogenen Eisdecke, so ist dieses Verhältnis ein konstanter Wert. Verhält sich die

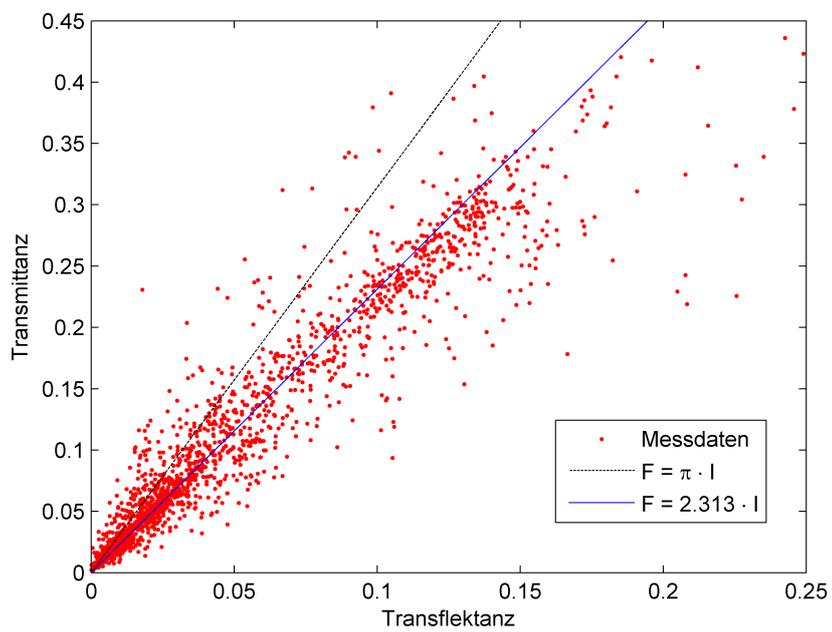


Abbildung 4.31: Transmittanz in Abhängigkeit der Transflektanz aller während TRANSARC gemessenen Untereis-Lichtmessungen (rot). Die schwarz gestrichelte Linie zeigt den Zusammenhang $F = \pi \cdot I = 3,1415 \cdot I$ unter isotropen Bedingungen, während die blaue Linie einen durch lineare Regression bestimmten Zusammenhang $F = 2,313 \cdot I$ darstellt.

Eisunterseite wie ein perfekt isotroper lambert'scher Strahler, bei dem die austretende Radianz nur vom Kosinus des Winkels zur Flächennormalen abhängt, so gilt $\mathcal{C} = \pi$ (Gleichung 2.2). Abbildung 4.32 illustriert den geometrischen Effekt einer inhomogenen Eisdecke. Befindet sich die Sensoranordnung unter einer kleinräumig lichtdurchlässigeren Stelle des Eises (z.B. Schmelztümpel, Riss im Eis oder dünneres Eis), so registriert der Radianzsensoren relativ betrachtet mehr Licht, da er die dunkleren vom Irradianzsensoren mit erfassten Bereiche nicht erfasst. Der Irradianzsensoren hingegen erhält nur aus den vom Schmelztümpel beeinflussten Sichtwinkeln mehr Licht, während aus den anderen Sichtwinkeln relativ gesehen weniger Licht in den Sensor einfällt. Somit nimmt das Verhältnis \mathcal{C} aus den Messwerten von Irradianzsensoren und Radianzsensoren ab ($\mathcal{C} < \pi$). Unter dunkleren Stellen (dickeres Eis, Schneeauflage, Presseisrücken) steigt analog das Verhältnis an, da in den Irradianzsensoren relativ gesehen mehr Licht einfällt ($\mathcal{C} > \pi$).

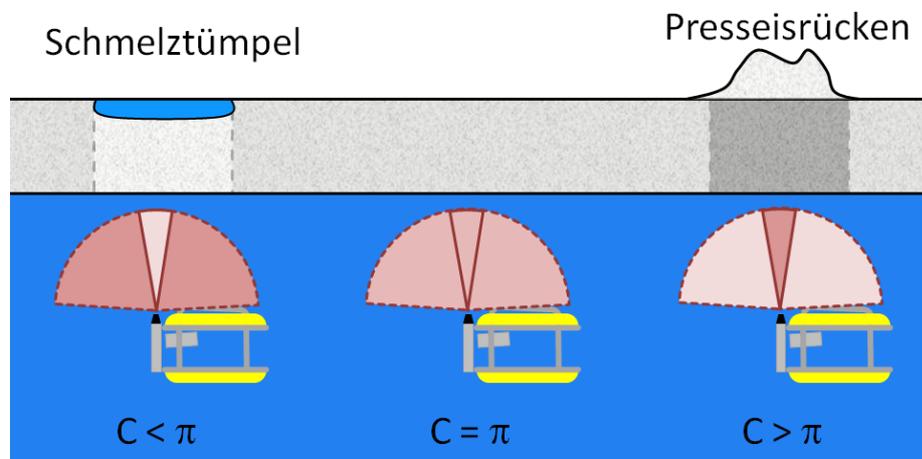


Abbildung 4.32: Auswirkung von Inhomogenitäten der Eisdecke auf das Verhältnis zwischen Irradianz und Radianz. Hellere Farben stehen hierbei für mehr Licht.

Diese Unterschiede heben sich bei Mittelwertbildung über das gesamte Profil gegenseitig auf. Deshalb kann aus einem aus vielen Messungen entlang eines Profils berechneten Mittelwertes die Übereinstimmung mit dem isotropen Fall ($\mathcal{C} = \pi$) überprüft werden, bzw. können Rückschlüsse auf den Strahlungstrans-

port durch das Eis gezogen werden. Dasselbe gilt auch für Messungen unter möglichst großflächig homogenem Eis.

Die Mittelung über den gesamten aufgenommenen Datensatz ergibt $\mathcal{C} = 2,313 \pm 0,115$ (siehe Abbildung 4.31), was eine deutliche Abweichung vom isotropen Fall ($\mathcal{C} = \pi$) bedeutet. Im Folgenden sollen die Ursachen für dieses Ergebnis untersucht werden. Aufgrund des erklärten geometrischen Effektes hat nur der Mittelwert und nicht seine Standardabweichung eine physikalische Bedeutung. Der Fehler ergibt sich direkt aus der Genauigkeit der Sensoren zu ca. 5%.

4.5.2 Mögliche Ursachen

Eine naheliegende Erklärung liegt in einem nicht vollständig isotropen Radianzfeld im Eis. Die Phasenfunktion der einzelnen Streueignisse (Einzelstreuung) im Meereis wird zumeist als anisotrop angenommen (siehe Abschnitt 2.4.2). Simulationen von Petrich et al. (2012) zeigen jedoch, dass Mehrfachstreuung unabhängig vom verwendeten Asymmetrieparameter g der Phasenfunktion bereits nach kurzer Wegstrecke zu einer effektiv isotropen Streuung und einem isotropen Lichtfeld im Meereis führt. Es gibt experimentelle Hinweise sowohl für ein isotropes (France und King, 2012) als auch ein anisotropes (Pegau und Zaneveld, 2000) Radianzfeld in Eis und Schnee.

Um die Ursachen weiter einzuschränken, wurde das Irradianz/Radianz-Verhältnis \mathcal{C} in Abhängigkeit von der Eisdicke und dem Abstand der Messung von der Eisunterseite untersucht (Abbildung 4.33). Die mangelnde Abhängigkeit des Verhältnisses vom Abstand der Sensoren zum Eis deutet darauf hin, dass es sich nicht um einen reinen Geometrie-Effekt handelt.

Das Verhältnis von Irradianz zu Radianz \mathcal{C} zeigt in den gemessenen Daten keine deutliche Abhängigkeit von der Wellenlänge. Dies lässt den Schluss zu, dass Absorption als stark wellenlängenabhängiges Phänomen nur eine geringe Rolle spielt. Streuprozesse von Licht im Eis sind hingegen hinreichend unabhängig von der Wellenlänge. Das deutet darauf hin, dass die Streueigenschaften des

Eises \mathcal{C} entscheidend beeinflussen. Da der Streukoeffizient von Wasser deutlich geringer als der von Eis ist, wird das Radianzfeld im Wasser nur noch gering verändert.

Auch zeigt sich keine deutliche Abhängigkeit von der Eisdicke. Wäre dies der Fall, könnte die Abweichung direkt darauf zurückgeführt werden, dass das Radianzfeld noch nicht den asymptotischen isotropen Endzustand erreicht hat. Dieses Ergebnis deutet darauf hin, dass ein asymptotischer eisdickenunabhängiger Zustand, wie von Petrich et al. (2012) vorgeschlagen, bereits nach wenigen Zentimetern erreicht ist, dieser jedoch keine isotrope Verteilung der Radianz im Eis verursacht. Es muss sich also um ein Phänomen handeln, das auch im unteren Teil des Eises für ein anisotropes Radianzfeld sorgt. Die lamellenartige Struktur des säuligen Meereises könnte ein Grund hierfür sein.

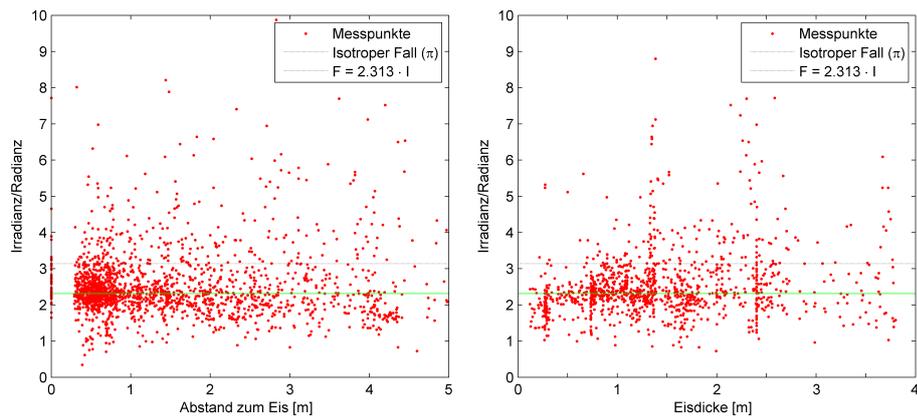


Abbildung 4.33: Irradianz/Radianz-Verhältnis \mathcal{C} in Abhängigkeit von Entfernung zur Eisunterseite (links) und Eisdicke (rechts). Es zeigt sich keine erkennbare Abhängigkeit von beiden Parametern.

4.5.3 Anisotrope Streuung im Meereis

Die anisotrope Kristallstruktur von säuligem Meereis (siehe Abschnitt 2.6) lässt bereits vermuten, dass Anisotropie für viele physikalische Eigenschaften im Eis eine wichtige Rolle spielt. Sie gilt auch als Ursache für die Anisotropie anderer physikalischer Eigenschaften von Meereis, wie z.B. der Leitfähigkeit (Jones et al., 2012) oder der Druckfestigkeit (Timco und Weeks, 2010). Dies betrifft

jedoch nicht den in der Phasenfunktion auftretenden Asymmetrie-Parameter g , sondern viel mehr die räumliche Anordnung der Streuzentren. Die Theorie des Strahlungstransfers geht davon aus, dass die Streuzentren zufällig und relativ gleichmäßig im Medium verteilt sind. Streuung im Eis findet hauptsächlich an Luft- und Soleblasen statt. Diese sind jedoch oft in einer gewissen Regelmäßigkeit entlang der einzelnen Kristallsäulen angeordnet.

Trodahl et al. (1989) und Haines et al. (1997) haben dies in ihrem Strahlungstransfermodell durch einen richtungsabhängigen Streukoeffizienten dargestellt. Nur mit diesem erweiterten Modell konnten sie ihre Ergebnisse für den Strahlungstransport im Eis reproduzieren. Hierbei wird zwischen einem horizontalen Streukoeffizienten σ_h und einem vertikalen Streukoeffizienten σ_v unterschieden. Die Experimente von Grenfell und Hedrick (1983) bestätigen bei genauer Analyse die Vermutung, dass es Unterschiede zwischen horizontalem und vertikalem Streukoeffizienten gibt. Leider wird dieser nicht quantifiziert und es existieren keine weiteren Veröffentlichungen zur Größe dieser Parameter. Zudem werden von Grenfell und Hedrick (1983) lediglich sehr kleine Proben ($1 - 2 \text{ cm}$) verwendet um möglichst nur Einfachstreuung zu messen. Auswirkungen der regelmäßigen Anordnung von Streuzentren in der Kristallstruktur würden sich jedoch erst bei größeren Proben deutlich zeigen.

Bisherige Messungen der Strahlaufweitungsfunktion (engl. *beam spread function*) (Voss und Schoonmaker, 1992; Maffione et al., 1998) vernachlässigen aufgrund der Messgeometrie die Unterschiede zwischen vertikaler und horizontaler Ausbreitungsrichtung. Untersuchungen von horizontaler Lichtextinktion (Zhao et al., 2010; Ehn et al., 2011) wurden bisher nur rein empirisch und nicht unter Berücksichtigung von inherenten optischen Eigenschaften ausgewertet. Eine Messung von σ_h und σ_v an Proben verschiedener Kristallstrukturen würde zum weiteren Verständnis der Lichtausbreitung durch das Eis beitragen können.

Eine Anisotropie des Streukoeffizienten σ könnte erklären, warum das Radianzfeld im Eis trotz starker Mehrfachstreuung nicht isotrop ist. So führt die geordnete ungleich verteilte Anordnung der Streuzentren entlang der vertikalen

Kristallstruktur zu einer verstärkten Streuung nach unten und unterdrückter horizontaler Ausbreitung unabhängig von den Eigenschaften der Phasenfunktion der Einzelstreuung.

4.5.4 Winkelabhängigkeit der Radianz

Einen direkten Zugang zum Wert von \mathcal{C} bietet die Winkelabhängigkeit $f(\theta)$ der aus der Eisunterseite austretenden Radianz. Aus der Definition der Irradianz F und der Radianz I_0 im Zenit

$$\begin{aligned} F &= \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} I(\theta, \phi) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi \\ &= \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} I_0 \cdot f(\theta, \phi) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi \end{aligned}$$

folgt für azimuthale Symmetrie

$$F = 2\pi \cdot I_0 \int_{\theta=0}^{\pi/2} f(\theta) \cos \theta \sin \theta d\theta$$

Somit ergibt sich für das Verhältnis von Irradianz und Radianz:

$$\mathcal{C} = \frac{F}{I_0} = 2\pi \cdot \int_{\theta=0}^{\pi/2} f(\theta) \cos \theta \sin \theta d\theta$$

Ist also die Winkelabhängigkeit der aus der Eisunterseite austretenden Radianz bekannt, kann das zu erwartende Verhältnis von Irradianz und Radianz berechnet werden. Da es sich bei Eis um ein stark streuendes Medium handelt, braucht insbesondere bei dickem Eis der Sonnenstand nicht weiter berücksichtigt zu werden. Diese Winkelabhängigkeit kann prinzipiell mit der hier vorgestellten ROV-Methode untersucht werden, da das verwendete ROV auch Drehbewegungen in alle drei Raumrichtungen ausführen kann. Solche Messungen sollen deshalb während der kommenden Feldarbeiten durchgeführt werden. Ähnliche Messungen sind bereits von antarktischem Festeis veröffentlicht worden (Trodahl et al., 1989). Diese werden in Abbildung 4.34 zusammen mit den Vorhersagen der

Photonen-Diffusionstheorie (Kokhanovsky, 2006) dargestellt. Diese entsprechen in etwa der in der Theorie des Strahlungstransfers oft verwendeten Eddington-Näherung (Chandrasekhar, 1960; Trodahl et al., 1989).

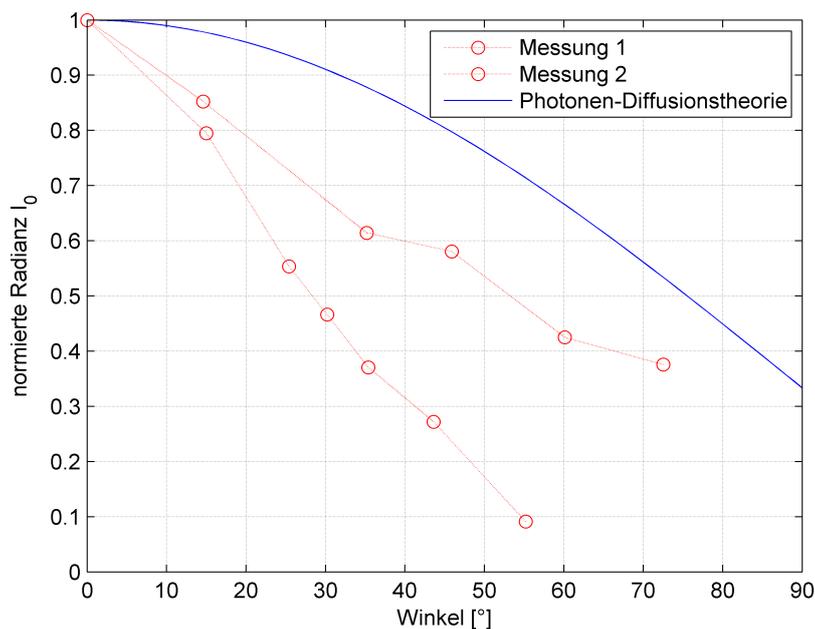


Abbildung 4.34: Winkelabhängigkeit der aus der Eisunterseite austretenden Radianz. Gezeigt werden Messdaten von Trodahl et al. (1989) an zwei unterschiedlichen Stationen (rot) sowie die Vorhersage der Photon-Diffusionstheorie (blau).

Aus der Photon-Diffusionstheorie ergibt sich nach Kokhanovsky (2006) für den Fall eines optisch dichten durch Streuung dominierten Mediums für die Winkelabhängigkeit der aus der Unterseite austretenden Radianz unter Berücksichtigung der Lambert'schen Kosinus-Charakteristik das Folgende:

$$\mathcal{F}(\theta) = f(\theta) \cos \theta = \frac{T_I(\mu)}{T_I(\mu = 1)} = \frac{K_0(\mu)}{K_0(\mu = 1)} = \frac{1 + 2\mu}{3} = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \cos \theta$$

Hierbei sind μ der Kosinus des Beobachtungswinkel ($\mu = \cos \theta_{\text{obs}}$) relativ zum Lot und K_0 die Austrittsfunktionen (engl. *escape functions*) für die wiederum gilt:

$$K_0(\mu) = \frac{3}{7}(1 + 2\mu)$$

4.5.4.1 Berechnung nach Voss und Schoonmaker (1992)

Schoonmaker et al. (1989) sowie Voss und Schoonmaker (1992) haben die Winkelverteilung der aus dem Eis austretenden Radianz untersucht. Hierbei wurde jedoch nur sehr dünnes im Labor gewachsenes Eis untersucht. Außerdem wurde eine Versuchsanordnung verwendet, bei der ein Strahl - entgegen der natürlichen Situation - von unten auf das Eis trifft. Somit ist das Ergebnis sehr von der stark streuenden Oberflächenschicht und weniger von der lamellaren Kristallstruktur abhängig. Aus der Analyse ihrer Daten schlagen sie die folgende empirische Formel für die Winkelabhängigkeit vor:

$$f(\theta) = \cos^{n(z)}(\theta)$$

mit

$$n(z) = 8,022 \cdot z^{-0,705}$$

Ein geringer Wert von n ergibt sich also für eine große Eisdicke. Die sich hieraus ergebenden Winkelabhängigkeiten werden in Abbildung 4.35 gezeigt. Hieraus lässt sich der Wert von \mathcal{C} in Abhängigkeit von der Eisdicke berechnen. Abbildung 4.35 (links) zeigt den Vergleich zwischen diesem theoretischen Zusammenhang und den gemessenen Daten. Hierbei ist festzustellen, dass die Kurve ebenfalls die Bereiche der höchsten Punktdichten im Diagramm verfehlt. In der Untersuchung von Voss und Schoonmaker (1992) wurden nur Eisdicken bis 20 cm betrachtet. Eine Verallgemeinerung auf die großen Eisdicken in der zentralen

Arktis ist daher nur nicht möglich. Aufgrund der unterschiedlichen Messgeometrie und offensichtlicher Abweichungen von den auf TRANSARC gemessenen Daten, wird diese Berechnungsmethode hier nicht weiter für die Interpretation des Verhältnisses von Irradianz und Radianz verwendet.

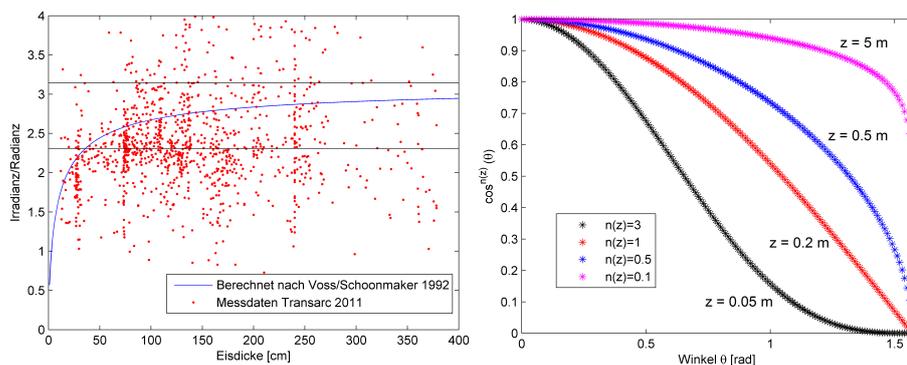


Abbildung 4.35: Irradianz/Radianz-Verhältnis in Abhängigkeit von der Eisdicke. Messdaten (rot), sowie der nach Schoonmaker et al. (1989) zu erwartende Wert (blau). Die schwarzen Linien zeigen den Isotropen Fall $C = \pi$ sowie den Mittelwert der Messungen $C = 2, 31$ (links). Winkelabhängigkeit der aus dem Eis austretenden Radianz nach Voss und Schoonmaker (1992) für unterschiedliche n , die Eisdicken von $z \approx 500; 50; 20; 5 \text{ cm}$ entsprechen (rechts).

4.5.4.2 Berechnung aus Monte-Carlo-Simulationen

Eine weitere Möglichkeit, die Winkelabhängigkeit der Radianzverteilung zu berechnen, sind Monte-Carlo-Modelle für den Strahlungstransport im Meereis (Light et al., 2003; Petrich et al., 2012). Aus Modelldaten von Petrich et al. (2012), die bereits in Abschnitt 3.4.2 verwendet wurden, konnten entsprechende Diagramme erstellt werden. Das Modell gibt für jeden austretenden Strahl Azimuth- und Zenitwinkel aus. Diese wurden zunächst in zwölf Azimutwinkel-Sektoren von je 30° aufgeteilt um später die numerische Ungenauigkeit quantifizieren zu können. Für jeden Sektor wurde ein Histogramm der auftretenden Zenitwinkel mit einer Klassenbreite von 5° erstellt. Um die unterschiedlichen Raumwinkelanteile der Zenitwinkel zu kompensieren, wurde diese Verteilung durch den innerhalb der Klasse abgedeckten Raumwinkel geteilt. Abschließend führte eine Mittelwertbildung über alle Sektoren zur endgültigen Form von $\mathcal{F}(\theta)$.

Die Standardabweichung stellt hier ein Maß für die Simulationsgenauigkeit dar. Aufgrund der Geometrie ergibt sich für senkrecht austretendes Licht eine deutlich größere Unsicherheit als für Strahlen, die sehr flach aus dem Eis austreten. Abbildung 4.36 zeigt die berechneten Winkelabhängigkeiten in Kombination mit verschiedenen Mess- und Theoriedaten. Um aus diesen Daten nun \mathcal{C} berechnen zu können, muss beachtet werden, dass der rein geometrische Effekt eines Lambert'schen Strahlers bereits enthalten ist und die zuvor verwendete Winkelabhängigkeit als $f(\theta) = \mathcal{F} / \cos(\theta)$ gegeben ist.

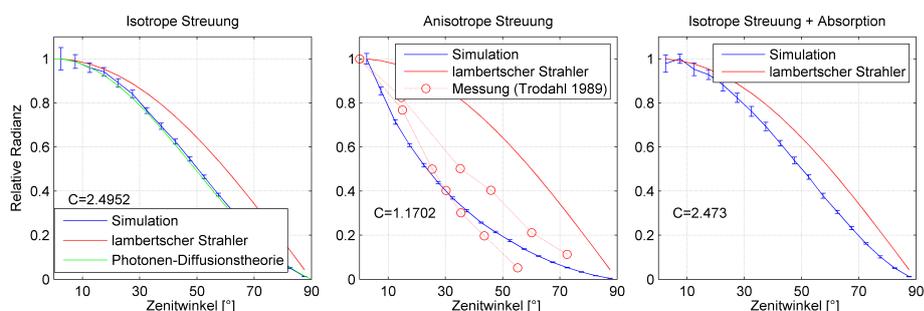


Abbildung 4.36: Winkelabhängigkeit $f(\theta)$ der vom Eis emittierten Radianz für verschiedene Simulations-Szenarien. Zusätzlich werden Messdaten von Trodehl et al. (1989) ($\sigma_H/\sigma_V = 3$) sowie theoretische Werte der Diffusionstheorie gezeigt und die aus den Kurven berechneten Werte für \mathcal{C} angegeben.

Die Vorhersagen der Diffusionstheorie werden durch die Monte-Carlo Simulationen für den isotropen Fall ($\sigma_H/\sigma_V = 1$) bis auf wenige Prozent genau reproduziert. Der anisotrope Fall ($\sigma_H/\sigma_V = 3$) kann nicht im Rahmen der Diffusionstheorie bearbeitet werden, deshalb werden zum Vergleich die Messdaten von Trodehl et al. (1989) gezeigt. Im Rahmen der damaligen Experimentiertechnik stimmen diese mit den berechneten Kurven überein. Weiterhin zeigt sich in Abbildung 4.36 auch der geringe Einfluss von Absorption auf die Winkelverteilung der Radianz, da die Streuung im Meereis dominiert (Perovich, 1996; Petrich et al., 2012).

4.5.4.3 Vergleich von Messungen und Modellen

Aus diesen Überlegungen lässt sich ein Zusammenhang zwischen Anisotropie des Streukoeffizienten und Irradianz-Radianz-Verhältnis bestätigen. Weiterhin zeigt das Eis eindeutig nicht die Charakteristik eines Lambert'schen Strahlers, womit sich die anfängliche Vermutung $\mathcal{C} \neq \pi$ bestätigt. Ausgehend vom gesamten TRANSARC-Datensatz lässt sich nun für verschiedene Eistypen ein mittlerer Wert von \mathcal{C} berechnen. Die gesammelten Werte für \mathcal{C} sind in Tabelle 4.13 zusammengefasst:

Tabelle 4.13: Übersicht über in dieser Arbeit auftretende Werte von \mathcal{C} aus Theorie und Messungen

\mathcal{C}	Situation	Bemerkung
π	Lambert'scher Strahler	-
2,49	isotrope Streuung	Simulation & Diffusionstheorie
2,31	Gesamtdatensatz	TRANSARC
2,57	mehrfähriges Eis	TRANSARC
2,29	einjähriges Eis	TRANSARC
1,97	neu gebildetes Eis	TRANSARC
1,17	$\sigma_H/\sigma_V = 3$	Simulation
1,78	2.Nov Trodahl et al. (1989)	einjähriges Eis (Antarktis)
0,96	18.Nov Trodahl et al. (1989)	s.o., von Absorption durch Algen beeinflusst

Es ergibt sich also eine große Bandbreite möglicher Werte. Die auf TRANSARC gemessenen Werte der verschiedenen Eisklassen deuten darauf hin, dass \mathcal{C} mit dem Eistyp variiert. Hierbei sieht es so aus, als dürfte insbesondere der relative Anteil von säuligem Meereis und dessen Ausprägung in den untersten Eisschichten eine entscheidende Rolle spielen. Bereits wenige Zentimeter des Eises prägen dem Radianzfeld die der jeweiligen Kristallstruktur entsprechenden Winkelverteilung auf.

Dieser Annahme gemäß sollte junges säuliges Meereis, das über eine klare sehr einheitliche Säulenstruktur verfügt, anisotroper sein und somit geringere Werte von \mathcal{C} aufweisen als älteres einjähriges Eis, bei dem verschiedene Wachstumsperioden zu einer komplizierteren Kristallstruktur führen. Auch Umformungsprozesse wie Sole-Drainage, Temperaturänderung und Verformung

verringern die Ausprägung der säuligen Struktur (Timco und Weeks, 2010). Entsprechend wurden auf TRANSARC im mehrjährigen Eis die höchsten Werte ($\mathcal{C} = 2,57$) gemessen.

Im Vergleich zu den aus den Messungen von Trodahl et al. (1989) ermittelten Werten ($\mathcal{C} = 1,78$ bzw. $0,96$) deuten die TRANSARC-Messungen auf eine deutlich geringere Anisotropie. Dies kann durch drei Faktoren erklärt werden. Zum Einen handelt es sich bei den Messungen von Trodahl et al. (1989) um antarktisches Festeis, das unter deutlich ruhigeren Bedingungen wächst und dadurch eine einheitlicher Kristallstruktur und somit eine höhere Anisotropie aufweist. Zum Anderen dürften die kalten Temperaturen in der Antarktis zu einem schnellen Eiswachstum und damit sehr langen Eiskristallen, also hoher Anisotropie führen. Auch die Tatsache, dass auf TRANSARC das Eis in einem wesentlich späteren Schmelzzustand untersucht wurde, deutet auf stark transformiertes Eis hin, bei dem die Säulenstruktur bereits großteils zerstört ist. Oft ähnelte das Eis eher einem sehr porösen Schwamm als einem festen Medium.

Es ergeben sich somit die folgenden neuen Erkenntnisse für den Strahlungstransport im Eis:

- Das Verhältnis von Irradianz und Radianz \mathcal{C} unter der Meereisdecke ist entgegen früherer Annahmen ungleich π .
- \mathcal{C} hängt von der Kristallstruktur in den untersten Eisschichten ab.
- Trotz der starken Mehrfachstreuung, ist das Radianzfeld aufgrund der Anordnung der Streuzentren anisotrop. Die Anordnung der Streuzentren entlang von Kristallgrenzen führt bei säuligem Meereis zu einem anisotropen Streukoeffizienten.

Kapitel 5

Zusammenfassung und Diskussion

5.1 Vorteile der neuen Mess- und Auswertungsmethode

Die neue Methode zur Messung transmittierten Lichtes unter dem Eis mit Hilfe eines ROV bietet insbesondere den Vorteil einer sehr hohen Datenausbeute in Kombination mit guter Kenntnis der Eisgeometrie. Zur Messung haben sich Tauchfahrten in konstanter Tiefe (z.B. 2 m) bei gleichbleibender Geschwindigkeit aufgrund der Strömungsverhältnisse unter dem Eis als am günstigsten herausgestellt. Die Positionsermittlung anhand von Markierungsstangen erreicht eine in Bezug auf die räumliche Sensorauflösung ausreichende Genauigkeit. Der Einsatz des verwendeten ROV-Systems ist auf Eisstationen von mindestens sechs Stunden Dauer mit einem Team aus vier Helfern sehr flexibel und effizient möglich. Die räumliche Variabilität der optischen Eigenschaften des Meereises kann auf diese Weise effizienter als bisher erfasst werden. Langsame Tauchfahrten entlang eines gut vermessenen Profils bieten die Möglichkeit zur detaillierten Auswertung mithilfe von Modellen, während lange Tauchfahrten abseits

markierter Profile die räumliche Variabilität auf Schollenskala ideal beproben. Tiefenprofile ermöglichen eine direkte Erfassung der Wassereigenschaften zur Korrektur der Messergebnisse sowie der Untersuchung geo-bio-chemischer Prozesse unter dem Eis. Während der verwendete Irradianzsensor gut für die Abschätzung der Energieflüsse geeignet ist, bietet ein Radianzsensor einen räumlich höher aufgelösten Blick auf die optischen Eigenschaften des Meereises.

Ein kritischer Punkt ist die Orientierung unter dem Eis. Ausfälle und Abweichungen der Kompasssysteme im Bereich des magnetischen Poles erschweren dies zusätzlich. Für eine sichere und kontrollierte Tauchfahrt ist somit ausreichend Helligkeit unter dem Eis notwendig. Dies limitiert die Einsatzmöglichkeiten der Methode je nach Eisbedingungen auf Zeiten, in denen ausreichend Licht an der Oberfläche ($>10 \text{ W/m}^2$) zur Verfügung steht.

Der Schritt weg von Strahlungstransfermodellen auf der Basis mikroskopischer Eigenschaften hin zur Betrachtung makroskopischer Eisklassen ermöglicht eine direkte Anwendung der Messdaten in Meereismodellen unter Einbeziehung der dazugehörigen Variabilität. Der zukünftige Einsatz der Methode wird auf einer vergrößerten Datenbasis eine noch genauere Klassifikation ermöglichen. Die zahlreichen erfassten Meta- und Eisgeometriedaten ermöglichen in Kombination mit wiederholten Messungen auch einen Einblick in den Einfluss des Schnees sowie von Gefrier- und Schmelzprozessen auf die optischen Eigenschaften des Meereises. Die simultane Messung der Eisdicke ermöglicht anhand von anderen Eisdickenmessungen (z.B. EM-Bird) eine Evaluation der Repräsentativität der aufgenommenen optischen Daten.

5.2 Erkenntnisse über die optischen Eigenschaften von Meereis

Abbildung 5.1 vereinigt die im Laufe dieser Arbeit bestimmten Transmittanzen (Abschnitt 4.2.3) ähnlich der von Perovich (1996) für Albedo-Werte erstellten Abbildung 2.5. Die räumliche Variabilität ist groß, jedoch im Sommer größten-

teils durch die Größenskala der Schmelztümpelbildung bestimmt und innerhalb der einzelnen Eistypen deutlich begrenzt. Erste Messungen zeigen dass bereits eine dünne Schneeeauflage die Transmittanz des Meereises in etwa auf ein Drittel reduziert (Abschnitt 4.3).

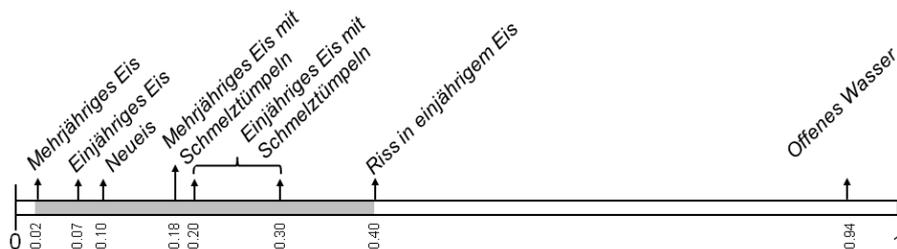


Abbildung 5.1: Aus dem TRANSARC-Datensatz bestimmte Transmittanz-Werte für verschiedene Eistypen und den Wellenlängenbereich 320-950 nm.

Die starke Streuung im Meereis führt dazu, dass der Großteil des Lichts, das in einem Sensor direkt unter dem Eis registriert wird von einer Fläche an der Eisoberfläche mit Radius von 1 m bis 1,5 m kommt. Für den Irradianzsensor vergrößert sich diese Fläche deutlich, wenn der Sensor mit Abstand zum Eis misst. Für Radianzsensoren ergibt sich jedoch nur eine unwesentliche Vergrößerung der Ursprungsfläche bei Messung mit Abstand zum Eis, weshalb diese auch bei Messungen aus größeren Tiefen (>10 m) an Bord von U-Booten oder AUV die Oberflächenvariabilität erfassen können (Abschnitt 3.4.2).

Aus dem Vergleich der Daten beider Sensoren konnte geschlossen werden, dass das Verhältnis von Irradianz und Radianz \mathcal{C} unter der Meereisdecke entgegen früherer Annahmen ungleich π ist und von der Kristallstruktur in den untersten Eisschichten abhängt. Somit ergibt sich, dass trotz starker Mehrfachstreuung das Radianzfeld in und unter dem Eis aufgrund der Anordnung der Streuzentren anisotrop ist. Die Anordnung der Streuzentren entlang von Kristallgrenzen führt bei säuligem Meereis zu einem anisotropen Streukoeffizienten (Abschnitt 4.5).

Eine direkte Bestimmung des Chlorophyll-Gehaltes nach Mundy et al. (2007) aus den optischen Messungen erwies sich aufgrund methodischer Probleme als

nicht aussagekräftig. Die Auswertung der während der Polarsternfahrt gewonnenen bio-optischen Eiskernproben ist zum jetzigen Zeitpunkt noch nicht weit genug fortgeschritten, um auf Basis dieser Daten eine neue Methode zu entwickeln die auch für sommerliche Verhältnisse in der zentralen Arktis zuverlässige Ergebnisse liefert.

5.3 Bedeutung der Messungen im Bezug auf das Klimasystem

In den letzten Jahrzehnten hat sich das Meereis der Arktis drastisch verändert (Perovich, 2011). Die Ausdehnung des Eises und dessen Dicke geht stark zurück (Serreze et al., 2007; Haas et al., 2008). Zusätzlich verschwindet das mehrjährige Eis in weiten Teilen der Arktis und wird durch dünneres einjähriges Eis ersetzt (Maslanik et al., 2007). Aus unseren Messungen konnten wir repräsentative modale Transmittanzen für das Meereis in der zentralen Arktis und den Spektralbereich der gesamten kurzwelligen Strahlung (250-2500 nm) ableiten. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5.2 gemeinsam mit Albedowerten nach Perovich (1996) dargestellt. Gewichtet man die Transmittanzen der einzelnen Komponenten für einjähriges und mehrjähriges Eis mit der jeweils typischen Schmelztümpelbedeckung (50 bzw. 20 %), erhält man mittlere Transmittanzen der beiden Eistypen. Hierbei werden durch einjähriges Eis im Mittel 13% des einfallenden Sonnenlichtes transmittiert, während durch mehrjähriges Eis nur ca. 4% transmittiert werden. Es dringt also mehr als dreimal so viel Licht durch jüngeres Eis.

Aufgrund des beobachteten Wechsels von mehrjährigem zu einjährigem Eis dringen daher in großen Teilen der Arktis bereits etwa dreimal so viel Licht durch das Eis hindurch als vor wenigen Jahrzehnten. Dieser Trend könnte sich in den nächsten Jahren fortsetzen. Dieses Licht trägt einerseits zur Erwärmung der obersten Ozeanschicht bei. Andererseits steht bedeutend mehr Licht für biologische Prozesse zur Verfügung. Zum einen steht ein breiterer Wellenlängenbe-

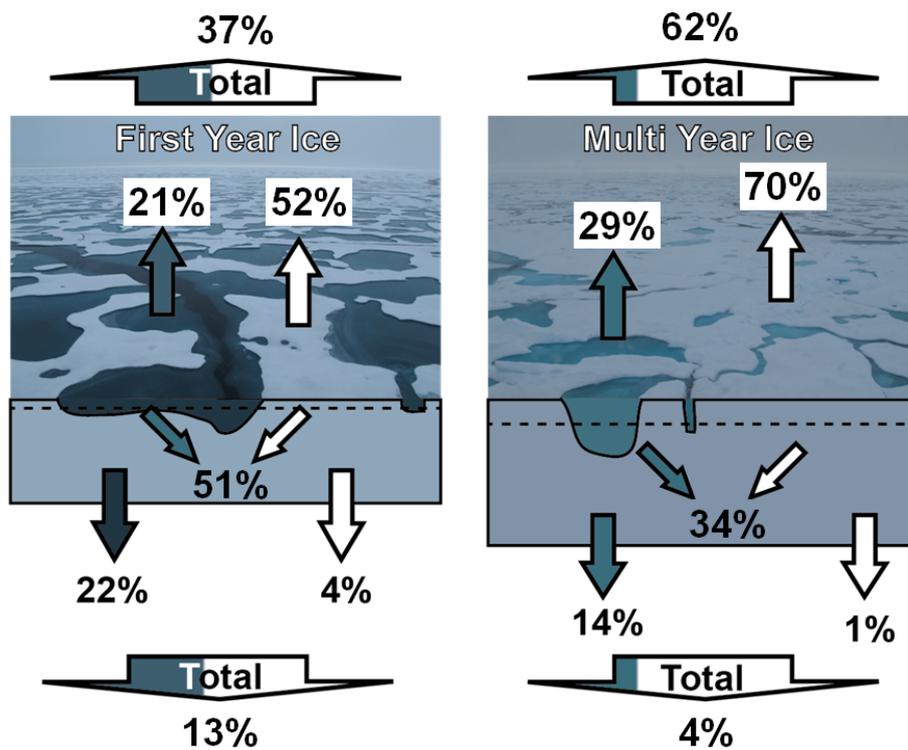


Abbildung 5.2: Transmittanz und Albedo von ein- und mehrjährigem Meereis. Zusätzlich werden mit der jeweiligen Schmelztümpelkonzentration gewichtete mittlere Transmittanzen für beide Eistypen gezeigt. Alle Werte gelten für den Spektralbereich der gesamten kurzwelligen Strahlung (250-2500 nm)

reich zur Verfügung, zum anderen vergrößert sich das Ausmaß der euphotischen (potentiell produktiven) Zone. Je nach Beschaffenheit des Ökosystems in und unter dem Eis könnte es hierbei bei ausreichender Nährstoffverfügbarkeit zu einer Vervielfachung der Primärproduktion kommen. Wie genau das Ökosystem auf diese Änderungen reagiert ist jedoch bisher nur unzureichend bekannt.

Berechnet man den mittleren Anteil absorbierten Lichtes für beide Eistypen, so stellt man fest, dass einjähriges Eis nicht nur mehr Licht transmittiert, sondern auch insgesamt mehr Licht absorbiert. Mehrjähriges Eis absorbiert ca. 34% der einfallenden Sonnenstrahlung, während einjähriges sogar ca. 51% absorbiert. Einjähriges Eis schmilzt somit nicht nur aufgrund seiner geringeren Dicke, sondern auch aufgrund seiner optischen Eigenschaften schneller als mehrjähriges Eis. Im Sommer ist dieser Unterschied am ausgeprägtesten, da bei Schneeaufgabe und gefrorener Oberfläche die Transmissionsunterschiede geringer ausfallen. Die hier genannten Zahlen sind natürlich vom betrachteten Wellenlängenbereich abhängig, weshalb Tabelle 5.1 die Transmittanzwerte auch für andere Wellenlängenbereiche angibt.

Tabelle 5.1: Transmittanzen für einjähriges und mehrjähriges Eis in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen. Die Werte für den Bereich der kurzwelligigen Globalstrahlung (250-2500 nm) ergeben sich durch Skalierung des RAMSESBereiches (320-950 nm) mit 0,7951 anhand von Referenzspektren.

Spektralbereich	FYI			MYI		
	Total	Blankeis	Tümpel	Total	Blankeis	Tümpel
PAR	20,0%	6,5%	33,5%	7,1%	2,0%	27,7%
RAMSES	16,0%	5,0%	27,0%	4,9%	1,5%	18,5%
Globalstrahlung	12,7%	4,0%	21,5%	3,9%	1,2%	14,7%

Die Transmissionseigenschaften stellen somit einen wichtigen Baustein im arktischen Klimasystem dar. Sie haben sowohl direkten Einfluss auf die Massenbilanz des Eises und die Energieflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre als auch große Auswirkungen auf das Ökosystem im und unter dem Eis.

5.4 Messfehler

Die vorgestellten Messungen sind wie bereits in Kapitel 3 beschrieben mit verschiedenen Messfehlern behaftet. Abschnitt 3.6.2 hat dabei gezeigt, dass die Fehler der Sensoren wie fehlerhafte Kalibration und leichte Abweichungen von der senkrechten Messrichtung nur von untergeordneter Bedeutung sind. Hieraus ergeben sich Fehler von ca. 5% der Messswerte.

Die weitaus größere Unsicherheit liegt in der Verknüpfung der Spektren mit Zusatzinformationen wie Position und Eisgeometrie. Für die Position ergeben sich bei dem verwendeten Positionierungsverfahren Ungenauigkeiten im Bereich von ± 1 m (siehe Abschnitt 3.6.6). Auf dieser Strecke können jedoch die Eisgeometrie und vor allem die Oberflächeneigenschaften bereits stark variieren. So werden den Messpunkten teilweise falsche Eis- und Oberflächen-Eigenschaften zugeordnet. Auch die lineare Interpolation der Eisgeometrie zwischen den einzelnen Bohrungen führt zu teilweise beträchtlichen Fehlern. Die Daten des Altimeters konnten leider ebenfalls nicht für eine Verbesserung der räumlichen Auflösung der Eisgeometrie herangezogen werden. Dies führt ebenfalls bei der Tiefenkorrektur zu Ungenauigkeiten.

Im Gesamtbild spielen diese Detailfehler nur eine sehr geringe Rolle, so dass die aus dem gesamten Datensatz abgeleiteten Aussagen ihre volle Gültigkeit behalten. Die Genauigkeit der Zusatzinformationen einzelner Datenpunkte ist jedoch stark unterschiedlich und nur für das jeweilige Profil einzeln beurteilbar. Diese Informationen sollten daher stets mit der nötigen Vorsicht verwendet werden. Ist die für alle bisherigen Modelle nötige Annahme einer planparallelen Platte ausreichend gut erfüllt sollte jedoch auch die lineare Interpolation zwischen den Bohrlöchern ein ausreichend genaues Abbild der Realität sein.

Während der Messungen zeigte sich, dass weder die Bohrlöcher selbst, noch das vorsichtige Betreten der Profillinien zu bedeutenden Unterschieden in den Messergebnissen führten.

Aufgrund der Tatsache, dass zur Steuerung des ROV eine ausreichende Helligkeit vorhanden sein muss, fehlen teilweise Messdaten der dunklen Teilbereiche weniger Profile (6. und 11. September). Insgesamt bedeutet daher ein Fehlen von geringen Transmittanzwerten insbesondere im Bereich großer Eisdicken nicht, dass diese nicht vorkommen. Sie sind lediglich nicht bzw. nur schwer zu messen.

Die Übereinstimmung der ROV-Daten mit den großräumigen Eisdickenmessungen (Schauer, 2012) bestätigt die Repräsentativität und somit Allgemeingültigkeit der erworbenen Daten für die zentrale Arktis. Dennoch können aufgrund regionaler Unterschiede in der Eismorphologie nicht alle Ergebnisse direkt in andere Regionen der Arktis übertragen werden.

5.5 Vergleich mit vorhergehenden Messungen

Messungen der totalen Transmittanz finden sich nur bei Perovich et al. (1998). Light et al. (2008) stellt lediglich anhand von Meßergebnissen berechnete totale Transmittanzwerte vor. Während Perovich et al. (1998) eine Transmittanz von 2,1% für Blankeis sowie 14,4% für Schmelztümpel angibt, leitet Light et al. (2008) aus theoretischen Rechnungen höhere Transmittanzen ab. Für 3 m dickes einjähriges Eis werden 3%, für 1 m dickes 15% und für Schmelztümpel bis zu 47% genannt. Unsere Messungen stimmen somit besser mit denen von Perovich et al. (1998) überein.

Spektrale Transmittanzen sind öfter zu finden (Grenfell, 1977; Perovich et al., 1998; Light et al., 2008) jedoch können diese Werte ohne Angabe des einfallenden Spektrums nicht in totale Transmittanzen umgerechnet werden.

Für die Irradianz-Extinktionskoeffizienten finden sich ebenfalls nur wenige totale Werte. Unsere Ergebnisse stimmen gut mit den in Abschnitt 2.5.5 bereits genannten Zahlen von Perovich (1996) überein. Im Gegensatz zu den Messungen von Perovich et al. (1998) und Light et al. (2008) finden wir in einjährigem Eis die höheren Extinktionskoeffizienten, während dort die Extinktionskoeffizienten für mehrjähriges Eis als in etwa doppelt so hoch wie für einjähriges Eis angege-

ben werden. Dies könnte daran liegen, dass am dortigen Untersuchungsort noch älteres mit Sedimenten verunreinigtes mehrjähriges Eis vorhanden war. Für das Eisinnere werden in allen genannten Studien Werte zwischen $0,6$ und $0,8 \text{ m}^{-1}$ genannt, was sich ebenfalls mit unseren Ergebnissen ($0,57$ - $0,86 \text{ m}^{-1}$) deckt. Auch die bestimmten Werte für die Oberflächenschicht und Schnee stimmen mit den bereits veröffentlichten Werten überein.

Aussagen zur räumlichen Variabilität werden nur von Perovich et al. (1998) und (Nicolaus et al. 2012, eingereicht) gemacht. Während in unserem Datensatz die Transmittanz zwischen $0,01$ und $0,4$ variiert, beschreibt Perovich et al. (1998) lediglich eine Variabilität, bei der die Transmittanz in hellen Gebieten um einen Faktor zwei höher liegt als in dunklen Gebieten. Dies liegt hierbei sicherlich daran, dass diese Messungen aus dem Frühjahr (April) stammen und die Oberflächenvariabilität im Vergleich zum Sommer viel geringer ist. Perovich et al. (1998) beschreibt weiterhin die mit Hilfe von Autokorrelation bestimmte Größenskala der Variation mit ca. $3,75 \text{ m}$. Laut seiner Beschreibung ergibt sich dieser Wert hauptsächlich aufgrund der Winkelcharakteristik des Irradiansensors, was mittelweile dank Untersuchungen von Ehn et al. (2011) und Petrich et al. (2012) bestätigt werden kann. In unserem Fall wird im Gegensatz zu den Sommerdaten die Größenskala der Variabilität eindeutig durch die Schmelztümpelgeometrie festgelegt.

Insgesamt kann gesagt werden, dass unsere Ergebnisse mit den bestehenden Untersuchungen in den meisten Punkten sehr gut übereinstimmen. Unser Datensatz beschreibt jedoch die räumliche Variabilität besser als andere Studien und bestätigt deren Ergebnisse auf einer sehr großen Datenbasis. Der umfangreiche Datensatz ist für die Region und Jahreszeit einmalig und stellt so eine wertvolle Erweiterung der bisherigen Datenbasis dar. Insbesondere die Werte der totalen Transmittanzen des Sommermeereises stellen eine wichtige Beobachtung dessen dar, was bisher nur aufgrund einzelner Messpunkte und theoretischen Modellen erwartet wurde. Diese beobachteten totalen Transmittanz-Werte können erst-

mals direkt in theoretischen Anwendungen wie großräumigen Klima-Modellen eingesetzt werden.

5.5.1 zukünftige Messungen

Die begonnene Arbeit soll während der kommenden Polarsternfahrt im Sommer 2012 und danach fortgesetzt und auf eine noch breitere Datenbasis gestellt werden um weitere Regionen und Jahreszeiten abzudecken. Hierbei soll durch ein Unterwasser-Positionierungssystem sowie verbesserte Kamerasysteme insbesondere die Positionierungsgenauigkeit der einzelnen Messungen weiter verbessert werden. Optimierte Sensorpositionen und eine verbesserte Dokumentation der Lageparameter, sollen eine noch bessere Untersuchung des Verhältnisses zwischen Irradianz und Radianz ermöglichen.

Die Beziehungen zwischen Kristallstruktur und optischen Eigenschaften sollten in Zukunft weiter untersucht werden. Hierzu wäre insbesondere die Messung von \mathcal{C} bei verschiedenen Eistypen und bekannter Kristallstruktur notwendig. Messungen zur Winkelabhängigkeit der aus der Eisunterseite austretenden Radianz unter verschiedenen Eistypen bieten großes Potential für die weitere Untersuchung des Strahlungstransportes im Meereis.

Ein erster Schritt hierzu wären direkte Labormessungen der Anisotropie des Streukoeffizienten an ausreichend großen Proben ($\gtrsim 5\text{ cm}$), wie sie bisher nicht existieren. Auch die direkte Kombination von Mikrotomographie-Untersuchungen und Monte-Carlo-Modellen würde es ermöglichen, inherente optische Parameter, wie Phasenfunktion und richtungsabhängige Streukoeffizienten direkt zu bestimmen, anstatt sie lediglich als Eingangsparameter für Modelle grob zu schätzen.

Zunächst muss eine theoretische Beschreibung des Zusammenhangs zwischen anisotropem Streukoeffizienten und der Winkelabhängigkeit der emittierten Radianz gefunden werden, damit in einem zweiten Schritt die Auswirkungen der Kristallstruktur auf den Strahlungstransfer im Eis quantifiziert werden können.

Diese Einsichten könnten die Basis für Strahlungsmodellierung im Eis weiter verbessern und insbesondere die inherenten optischen Eigenschaften des Meereises besser eingrenzen. Wie in Abschnitt 3.4.2 zu sehen ist, hat der Grad der Anisotropie eine große Auswirkung auf die horizontale Variabilität der Lichttransmission. Insbesondere im Zeitalter einer steigenden Schmelztümpelbedeckung (Roesel und Kaleschke, 2012) ist auch die horizontale Variabilität für die gesamte transmittierte Lichtmenge entscheidend (Ehn et al., 2011; Frey et al., 2011).

Da Licht einer der wichtigsten Faktoren für Primärproduktion ist, bildet ein Verständnis des Lichtfeldes unter dem Eis den ersten Schritt zu einer erfolgreichen Modellierung der Primärproduktion in der Arktis. Es besteht die großartige Möglichkeit, basierend auf den umfangreichen biologischen und physikalischen Messdaten der Polarsternfahrten 2011 und 2012 in interdisziplinärer Zusammenarbeit zukünftig ein solches Modell zu entwickeln. Auch eine Verbesserung der bisher nur unzureichend funktionierenden optischen Bestimmung des Chlorophyll-Gehaltes bleibt eine wichtige interdisziplinäre Aufgabe. Zusätzlich bietet der Einsatz eines ROV zahlreiche weitere Ansätze für interdisziplinäre Untersuchungen.

Kapitel 6

Schlussfolgerungen

Die von uns mit einem ROV durchgeführten Messungen der Lichttransmission durch arktisches Meereis während der Reise ARK-XXVI/3 (TransArc) des deutschen Forschungseisbrechers FS POLARSTERN im August und September 2011 waren sehr erfolgreich. Das verwendete ROV bot viele neue Möglichkeiten zur Erforschung des Lichtfeldes unter dem Eis. Im Gegensatz zu vorherigen Studien, bei denen nur wenige Punktmessungen durchgeführt wurden, konnten über 6000 Spektren auf ca. 4,5 km Profillänge aufgenommen werden. Diese Datenmenge macht es möglich die räumliche Variabilität zu erfassen und auf ausreichend großer Datenbasis optische Eigenschaften für bestimmte Eistypen anzugeben.

Als Messmethode haben sich ROV Tauchfahrten in konstanten Tiefen entlang abgesteckter Profile sowohl im Feld als auch für die Auswertung bewährt. Während Irradianzsensoren eine Aussage über die Energiebilanz machen, ermöglicht die Verwendung von Radianzsensoren eine detaillierte Untersuchung der räumlichen Variabilität. Zu ihrem erfolgreichen Einsatz und richtiger Interpretation der Daten ist jedoch ein noch tieferes Verständnis des Verhältnisses von Irradianz und Radianz unter dem Meereis notwendig. Es hat sich gezeigt, dass das Verhältnis der Messwerte beider Sensoren beträchtlich vom bislang erwarteten Wert abweicht. Dies ließ sich aber durch die Berücksichtigung einer von der Kristallstruktur abhängigen Anisotropie des Streukoeffizienten erklären.

Ein Vergleich der vom ROV gemessenen Eisdickenverteilung mit Daten des EM-Bird zeigt, dass die Messungen repräsentativ für die zentrale Arktis sind. Im großflächigen Mittel transmittiert einjähriges Eis 13% des einfallenden Lichtes, während mehrjähriges Eis mit 4% im Vergleich dreimal weniger Licht transmittiert. Die räumliche Variabilität der Lichtverhältnisse ist hauptsächlich von den Oberflächeneigenschaften abhängig und es ließ sich bestätigen, dass diese durch die Schmelztümpelverteilung bestimmt wird. Der beobachtete arktisweite Wechsel von hauptsächlich mehrjährigem zu mehr einjährigem Eis führt somit zu einer deutlich größeren Verfügbarkeit von Licht unter dem Eis. Es darf angenommen werden, dass sich diese Veränderungen auch auf das Ökosystem auswirken.

Die vorliegende Arbeit legt ebenfalls einen soliden Grundstein für weitere Untersuchungen. Weitere Messungen mit dieser Methode ermöglichen eine noch umfangreichere Erfassung der optischen Eigenschaften von Meereis. Insbesondere die Ausweitung der Messungen auf weitere Eistypen, Regionen und Jahreszeiten ist ein wichtiger Schritt zu einem umfassenden Verständnis der Lichttransmission durch Meereis. Die Daten bieten auch in der Kombination mit Albedo- und Fernerkundungs-Daten eine gute Möglichkeit zur besseren quantitativen Berücksichtigung der Lichttransmission in der Klima- und Ökosystemmodellierung. Die neu gewonnenen Erkenntnisse über die Anisotropie des Streukoeffizienten von Meereis, sollten mit zukünftigen Feld- und Labormessungen eingehender untersucht werden, um in Kombination mit Computermodellen das Verständnis des Strahlungstransportes im Meereis voranzubringen. Mit dieser Arbeit und ihrer Weiterführung kann ein wertvoller Beitrag zum Verständnis der optischen Eigenschaften von Meereis und damit der Oberflächenenergiebilanz in der zentralen Arktis, einem wichtigen Puzzle-Teil des globalen Klimasystems, geliefert werden.

Literaturverzeichnis

- Arrigo, K. R., Sullivan, C. W., Kremer, J. N., 1991. A biooptical model of antarctic sea ice. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 96(C6): 10581–10592.
- Arrigo, K. R., van Dijken, G., Pabi, S., 2008. Impact of a shrinking arctic ice cover on marine primary production. *Geophysical Research Letters*, 35(19): L19603.
- Chandrasekhar, S., 1960. *Radiative transfer*. Dover Publications.
- Curry, J. A., Schramm, J. L., Ebert, E. E., 1995. Sea-ice albedo climate feedback mechanism. *Journal of Climate*, 8(2): 240–247.
- Ehn, J. K., Mundy, C. J., Barber, D. G., Hop, H., Rossnagel, A., Stewart, J., 2011. Impact of horizontal spreading on light propagation in melt pond covered seasonal sea ice in the canadian arctic. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 116.
- France, J. L., King, M. D., 2012. The effect of measurement geometry on recording solar radiation attenuation in snowpack (e-folding depth) using fibre-optic probes. *Journal of Glaciology*, 58(208): 417–418.
- Frey, K. E., Perovich, D. K., Light, B., 2011. The spatial distribution of solar radiation under a melting arctic sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, 38.
- Grenfell, T. C., 1977. The optical properties of ice and snow in the arctic basin. *Journal of Glaciology*, 18(80): 445–463.
- Grenfell, T. C., Hedrick, D., 1983. Scattering of visible and near infrared radiation by nacl ice and glacier ice. *Cold Regions Science and Technology*, 8(2): 119–127.
- Grenfell, T. C., Perovich, D. K., 1981. Radiation absorption-coefficients of polycrystalline ice from 400-1400 nm. *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 86(NC8): 7447–7450.
- Grenfell, T. C., Perovich, D. K., 2008. Incident spectral irradiance in the arctic basin during the summer and fall. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D12).

- Haas, C., Pfaffling, A., Hendricks, S., Rabenstein, L., Etienne, J.-L., Rigor, I., 2008. Reduced ice thickness in arctic transpolar drift favors rapid ice retreat. *Geophysical Research Letters*, 35(17): L17501.
- Haines, E. M., Buckley, R. G., Trodahl, H. J., 1997. Determination of the depth dependent scattering coefficient in sea ice. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102(C1): 1141–1151.
- Hamre, B., Winther, J. G., Gerland, S., Stamnes, J. J., Stamnes, K., 2004. Modeled and measured optical transmittance of snow-covered first-year sea ice in kongsfjorden, svalbard. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 109(C10).
- Heney, J. L., L. G.; Greenstein, 1941. Diffuse radiation in the galaxy. *Astrophysical Journal*, 93: 70–83.
- Jones, K. A., Ingham, M., Eicken, H., 2012. Modeling the anisotropic brine microstructure in first-year arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, 117(C2): C02005.
- Kokhanovsky, A. A., 2006. *Cloud Optics*, Bd. 34 von *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*. Springer Netherlands.
- Kwok, R., Rothrock, D. A., 2009. Decline in arctic sea ice thickness from submarine and icesat records: 1958-2008. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Lee, S. H., McRoy, C. P., Joo, H. M., Gradinger, R., Cui, X. H., Yun, M. S., Chung, K. H., Kang, S. H., Kang, C. K., Choy, E. J., Son, S. H., Carmack, E., Whitledge, T. E., 2011. Holes in progressively thinning arctic sea ice lead to new ice algae habitat. *Oceanography*, 24(3): 302–308.
- Leu, E., Soreide, J. E., Hessen, D. O., Falk-Petersen, S., Berge, J., 2011. Consequences of changing sea-ice cover for primary and secondary producers in the european arctic shelf seas: Timing, quantity, and quality. *Progress in Oceanography*, 90(1-4): 18–32.
- Leu, E., Wiktor, J., Soreide, J. E., Berge, J., Falk-Petersen, S., 2010. Increased irradiance reduces food quality of sea ice algae. *Marine Ecology-Progress Series*, 411: 49–60.
- Light, B., Grenfell, T. C., Perovich, D. K., 2008. Transmission and absorption of solar radiation by arctic sea ice during the melt season. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 113(C3).
- Light, B., Maykut, G. A., Grenfell, T. C., 2003. A two-dimensional monte carlo model of radiative transfer in sea ice. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 108(C7).
- Maffione, R. A., Voss, J. M., Mobley, C. D., 1998. Theory and measurements of the complete beam spread function of sea ice. *Limnology and Oceanography*, 43(1): 34–43.
- Maslanik, J. A., Fowler, C., Stroeve, J., Drobot, S., Zwally, J., Yi, D., Emery, W., 2007. A younger, thinner arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss. *Geophysical Research Letters*, 34(24): L24501.

- Maykut, G. A., Grenfell, T. C., 1975. Spectral distribution of light beneath 1st-year sea ice in arctic ocean. *Limnology and Oceanography*, 20(4): 554–563.
- Mundy, C. J., Barber, D. G., Michel, C., 2005. Variability of snow and ice thermal, physical and optical properties pertinent to sea ice algae biomass during spring. *Journal of Marine Systems*, 58(3-4): 107–120.
- Mundy, C. J., Ehn, J. K., Barber, D. G., Michel, C., 2007. Influence of snow cover and algae on the spectral dependence of transmitted irradiance through arctic landfast first-year sea ice. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 112(C3).
- Nicolaus, M., Gerland, S., Hudson, S. R., Hanson, S., Haapala, J., Perovich, D. K., 2010a. Seasonality of spectral albedo and transmittance as observed in the arctic transpolar drift in 2007. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 115.
- Nicolaus, M., Hudson, S. R., Gerland, S., Munderloh, K., 2010b. A modern concept for autonomous and continuous measurements of spectral albedo and transmittance of sea ice. *Cold Regions Science and Technology*, 62(1): 14–28.
- Nicolaus, M., Katlein, C., 2012a. Rov-based measurements of light under sea ice (in preparation). *The Cryosphere Discussion*.
- Nicolaus, M., Katlein, C., 2012b. Solar radiation over and under sea ice during the polarstern cruise ark-xxvi/3 (transarc) in summer 2011 (submitted). *Pangaea*.
- Nicolaus, M., Katlein, C., Maslanik, J., Hendricks, S., 2012a. Increased light transmission through arctic sea ice (in preparation). *Nature Geoscience*.
- Nicolaus, M., Petrich, C., Hudson, S. R., Granskog, M. A., 2012b. Variability of light transmission through arctic sea ice during spring (submitted). *Annals of Glaciology*.
- Nikolaeva, O. V., Bass, L. P., Kuznetsov, V. S., Kokhanovsky, A. A., 2010. A new 1d approximation for the solution of 2d radiative transfer problems. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 111(4): 634–642.
- Pegau, W. S., Zaneveld, J. R. V., 2000. Field measurements of in-ice radiance. *Cold Regions Science and Technology*, 31(1): 33–46.
- Perovich, D. K., 1990. Theoretical estimates of light-reflection and transmission by spatially complex and temporally varying sea ice covers. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 95(C6): 9557–9567.
- Perovich, D. K., 1996. The optical properties of sea ice. *Monograph*, 96-1.
- Perovich, D. K., 2011. The changing arctic sea ice cover. *Oceanography*, 24(3): 162–173.
- Perovich, D. K., Govoni, J. W., 1991. Absorption-coefficients of ice from 250 to 400 nm. *Geophysical Research Letters*, 18(7): 1233–1235.

- Perovich, D. K., Grenfell, T. C., Light, B., Hobbs, P. V., 2002. Seasonal evolution of the albedo of multiyear arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 107(C10).
- Perovich, D. K., Jones, K. F., Light, B., Eicken, H., Markus, T., Stroeve, J., Lindsay, R., 2011. Solar partitioning in a changing arctic sea-ice cover. *Annals of Glaciology*, 52(57): 192–196.
- Perovich, D. K., Roesler, C. S., Pegau, W. S., 1998. Variability in arctic sea ice optical properties. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 103(C1): 1193–1208.
- Petrich, C., Nicolaus, M., Gradinger, R., 2012. Sensitivity of the light field under sea ice to spatially inhomogeneous optical properties and incident light assessed with three-dimensional monte carlo radiative transfer simulations. *Cold Regions Science and Technology*, 73(0): 1–11.
- Roesel, A., Kaleschke, L., 2012. Exceptional melt pond occurrence in the years 2007 and 2011 on the arctic sea ice revealed from modis satellite data. *J. Geophys. Res.*, 117(C5): C05018.
- Rothrock, D. A., Percival, D. B., Wensnahan, M., 2008. The decline in arctic sea-ice thickness: Separating the spatial, annual, and interannual variability in a quarter century of submarine data. *J. Geophys. Res.*, 113(C5): C05003.
- Roulet, R. R., Maykut, G. A., Grenfell, I. C., 1974. Spectrophotometers for measurement of light in polar ice and snow. *Applied Optics*, 13(7): 1652–1659.
- Rudels, B., Anderson, L., Eriksson, P., Fahrbach, E., Jakobsson, M., Jones, E. P., Melling, H., Prinsenberg, S., Schauer, U., Yao, T., 2012. *Observations in the Ocean Arctic Climate Change*, Bd. 43 von *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, S. 117–198. Springer Netherlands.
- Schauer, U., 2012. The expedition arktis-xxvi/3 of the research vessel "polarstern" 2011.
- Schauer, U., Rabe, B., Wisotzki, A., 2012. Physical oceanography during polarstern cruise ark-xxvi/3.
- Schoonmaker, J. S., Voss, K. J., Gilbert, G. D., 1989. Laboratory measurements of optical beams in young sea ice. *Limnology and Oceanography*, 34(8): 1606–1613.
- Serreze, M. C., Holland, M. M., Stroeve, J., 2007. Perspectives on the arctic's shrinking sea-ice cover. *Science*, 315(5818): 1533–1536.
- Solomon, S., Change, I. P. o. C., I., I. P. o. C. C. W. G., 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis : Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Timco, G. W., Weeks, W. F., 2010. A review of the engineering properties of sea ice. *Cold Regions Science and Technology*, 60(2): 107–129.

- Trodahl, H. J., Buckley, R. G., Brown, S., 1987. Diffusive transport of light in sea ice. *Applied Optics*, 26(15): 3005–3011.
- Trodahl, H. J., Buckley, R. G., Vignaux, M., 1989. Anisotropic light radiance in and under sea ice. *Cold Regions Science and Technology*, 16(3): 305–308.
- Voss, K. J., Schoonmaker, J. S., 1992. Temperature-dependence of beam scattering in young sea ice. *Applied Optics*, 31(18): 3388–3389.
- Zhao, J. P., Li, T., Barber, D., Ren, J. P., Pucko, M., Li, S. J., Li, X., 2010. Attenuation of lateral propagating light in sea ice measured with an artificial lamp in winter arctic. *Cold Regions Science and Technology*, 61(1): 6–12.

Danksagung

Ich bedanke mich recht herzlich für die freundliche und vielfältige Unterstützung meiner Diplomarbeit bei:

- Professor Dr. Rüdiger Gerdes und Professor Dr. Klaus Werner für die Betreuung meiner Diplomarbeit.
- Professor Dr. Heinz Clement für die Offenheit mir diese externe Diplomarbeit zu ermöglichen.
- Dr. Marcel Nicolaus für die umfangreiche und stets aufgeschlossene Betreuung meiner Diplomarbeit sowie die fruchtbaren wissenschaftlichen Diskussionen.
- Dr. Stefan Hendricks, Priska Hunkeler, Mario Hoppmann und Robert Ricker für die Gemeinschaft in Bremerhaven und an Bord der Polarstern sowie tausend kleine Hilfestellungen und Anregungen.
- Martin Schiller für die Hilfe bei den Nachkalibrierungen in Bremerhaven.
- Der gesamten Arbeitsgruppe Meereisphysik am Alfred-Wegener-Institut für die gute Arbeitsatmosphäre, die Bereitstellung der Arbeitsmittel und Ressourcen sowie die freundliche Aufnahme in Bremerhaven.
- Mar Fernández Méndez für zahlreiche interdisziplinäre Diskussionen und alles andere.
- Dr. Chris Petrich für die Daten der Monte-Carlo-Modelle sowie die freundliche Hilfe bei deren Interpretation.
- Dr. Alexander Kokhanovsky für die geduldigen Erklärungen zur Photodiffusionstheorie.
- Der Crew und allen Wissenschaftlern des Fahrtabschnittes ARK-XXVI/3 von FS Polarstern für die unkomplizierte Soforthilfe vor Ort und die lehr- und erlebnisreiche Expedition in die zentrale Arktis.
- Ocean Modules für die Unterstützung mit dem ROV und den Kunden-Support am Nordpol.
- TriOs für ihre Geduld mit einem so anspruchsvollen Kunden wie uns.
- Allen Arbeitskollegen, Freunden und Bekannten, die ihren Teil zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben...

Erklärung

Hiermit wird bestätigt, dass die Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt wurden.

Bremerhaven, den 19.7.2012

Christian Katlein