

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades

Validierung von altimetrischen
Meereisdickenmessungen mit einem
helikopter-basierten elektromagnetischen
Induktionsverfahren

3D Finite-Elemente Simulation des Induktionsverfahrens und
Vergleich mit Freibordmessungen von Laser- und
Radaraltimetern in der Arktis

vorgelegt von

Stefan Hendricks

am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen

Dezember 2008

Gutachter

Prof. Dr. H. Miller

Prof. Dr. P. Lemke

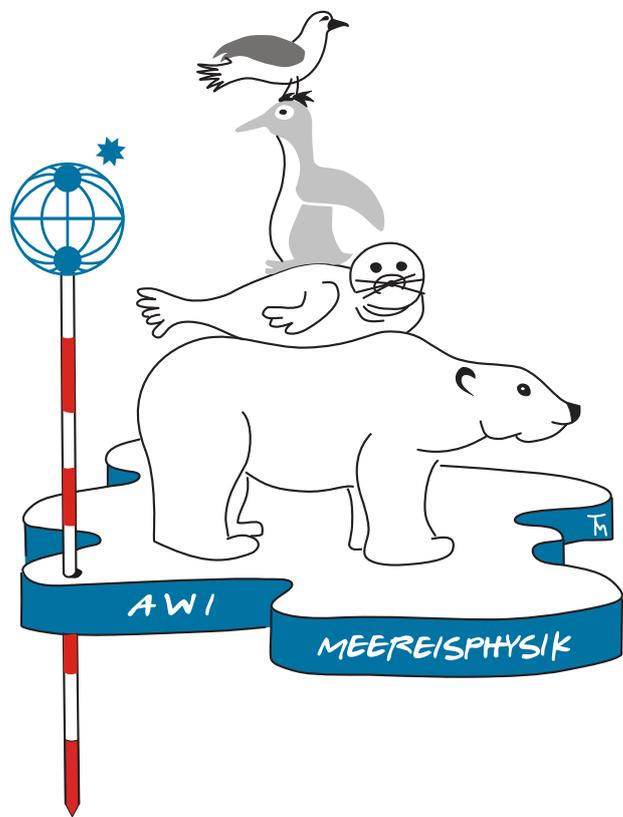
Prüfer

Prof. Dr. T. von Dobeneck

Prof. Dr. U. Bleil

Promotionskolloquium

am 17. März 2009



Zusammenfassung

Das Meereis ist ein wesentlicher Faktor für die Wechselwirkung von Ozean und Atmosphäre in den polaren Regionen, wobei die räumliche und zeitliche Präsenz weitestgehend von dessen Dicke bestimmt wird. Die Kenntnis der Eisdickenverteilung ist daher notwendig für die Einschätzung und Vorhersage von klimatischen Änderungen in Arktis und Antarktis. Das Meereis bedeckt eine große Fläche des Planeten, daher kann eine hohe räumliche und zeitliche Messabdeckung nur mit Satelliten gewährleistet werden. Mit einem Altimeter wird die Erhebung des Meereises über dem Meeresspiegel (Freibord) gemessen, die mit der Annahme des hydrostatischen Gleichgewichts und der Dicke der Schneeauflage in Eisdicke umgerechnet werden kann. Die Untersuchung der Eigenschaften und erreichbaren Genauigkeit dieses indirekten Verfahrens zur Bestimmung der Meereisdicke ist Ziel dieser Arbeit.

Die Dicke des Meereises kann direkt mit einem helikopter-basierten elektromagnetischen Induktionsverfahren bestimmt werden. Diese geophysikalische Methode basiert auf dem Kontrast der elektrischen Leitfähigkeit von Meereis und Meerwasser und dient als Referenz für Freibordmessungen mit einem Laser- und Radaraltimeter.

Das Induktionsverfahren basiert auf der Annahme, dass das Meereis im Einflussbereich einer Messung als ebene Platte beschrieben werden kann und eine vernachlässigbare elektrische Leitfähigkeit aufweist. Die Auswirkungen dieser beiden Annahmen auf häufig vorhandenes deformiertes Meereis werden mit einem dreidimensionalen Vorwärtsmodell untersucht. Simulationen von Presserücken mit unterschiedlicher Geometrie zeigen, dass das Induktionsverfahren lokal nur 40 bis 80 % der Dicke des deformierten Meereises wiedergibt. Die Verwendung von realistischen Eisdickenprofilen für das Vorwärtsmodell ergibt aber ebenfalls, dass die durch das Induktionsverfahren bestimmte mittlere Eisdicke nur geringfügig von der Abweichung der 1D Annahme betroffen ist. Die Mehrdeutigkeit der EM-Antwort über deformierten Eis verhindert eine Bestimmung des tatsächlichen Eisunterseitenprofils durch ein 1-Frequenz Induktionssystem.

Mit einem Flugzeug wurden 2005 und 2006 Freibordmessungen mit einem Laser- und Radaraltimeter in der eisbedeckten nördlichen Ostsee und in den westlichen Randmeeren des arktischen Ozeans vorgenommen. Der Vergleich beider Wellenlängen zeigt ein variables Eindringverhalten der Radarwellen in die Schneeauflage des Meereises in verschiedenen Bereichen der Arktis. In der Ostsee kann aus der Differenz beider Höhenmessungen die Dicke der Schneeauflage abgeleitet werden. In der nördlichen Framstrasse entspricht der Unterschied zwischen Laser- und Radaraltimeter über ebenen Meereis der zu erwartenden klimatologischen Schneedicke. Im Gegensatz dazu kann in Freibordmessungen in der Lincolnsee kein signifikanter Unterschied in den Höhenmessungen zwischen Laser- und Radaraltimeter festgestellt werden. Mit einem Strahlungstransfermodell wird nachgewiesen, dass eine Kruste an der Schneeoberfläche die Rückstreuung im K_u -Radarband dominiert und die vernachlässigbare Eindringung der Radarwelle verursacht. Die geographische Verteilung des Eindringverhaltens kann anhand von *QuikScat* Scatterometerdaten nachvollzogen werden.

In der Ostsee kann die Eisdickenverteilung, gemessen durch das Induktionsverfahren, gut durch Umrechnung der Freiborddaten reproduziert werden. Der Fehler der mittleren Eisdicke variiert für zwei exemplarische Profile zwischen 20 und > 1%. In der Lincolnsee wird für die Umrechnung der Höhenmessungen in Eisdicke eine Parametrisierung der Schneedicke in Abhängigkeit des gemessenen Freibords verwendet. Der Fehler der mittleren Dicke, berechnet aus beiden Freiborddaten, nimmt Werte kleiner als 20 % an. Die aus den Radardaten berechnete mittlere Eisdicke liegt 8 bis 11 Prozentpunkte unterhalb den entsprechenden Werten des Laseraltimeters, da innerhalb der vom Radar ausgeleuchteten Fläche eisfreie Bereiche den größten Beitrag der zurück gestreuten Leistung liefern. In diesen Bereichen nimmt das Radarfreibord systematisch kleinere Werte als das Laserfreibord an.

Der direkte Zusammenhang zwischen Freibord und Eisdicke von verschiedenen Meereistypen wird anhand eines 300 km langen Messprofiles in der Lincolnsee untersucht. In diesem Profil wurde aus den Laserhöhendaten des Induktionsgerätes das Freibord mittels differentielltem GPS bestimmt. Aus einer Mittelwertbildung des Freibordes über verschiedene Längen konnte innerhalb des Profiles keine prinzipielle Änderung des Verhältnisses zwischen Freibord und Eisdicke mit der Skala festgestellt werden. Daher wird geschlossen, dass Satellitenaltimeter in der Lage sind, auch mit Ausleuchtflächen von einigen hundert Metern die Eisdicke zu messen, solange die Einzelmessungen einem repräsentativen Mittelwert des Freibords entsprechen. Eine Sensitivitätsanalyse zeigt, dass die Berechnung der Eisdicke aus den Freiborddaten neben der Schneedicke auch deutlich von der Dichte des Meereises abhängt. Für zukünftige Messungen der Eisdicke mit Satellitenalimetern sind zuletzt genannten Größen daher mit entscheidend.

Abstract

Sea ice is an important factor for the interaction of oceans and atmosphere in the polar regions. The regional presence of sea ice in the annual cycle is mainly controlled by its thickness. Therefore the ice thickness distribution is a key factor for the assessment and prediction of climate changes in the Arctic and Antarctic. Sea ice covers a large area of the planet's surface, hence global measurements can only be obtained by satellite platforms. An altimeter is used to measure the elevation of sea ice (freeboard) above the sea surface elevation. With the depth of the snow layer and the assumption of isostatic equilibrium, this parameter can be converted into ice thickness. The goal of this study is to investigate the characteristics and accuracy of this indirect method for the estimation of sea ice thickness.

Sea ice thickness can be measured with helicopter-based electromagnetic induction sounding directly. This geophysical method is based on the contrast of electrical conductivity between sea ice and sea water. Thickness data sets obtained with airborne induction sounding serve as a reference for freeboard measurements with a laser and a radar altimeter.

The induction method is based on the assumption, that sea ice can be described as a level plate of negligible electrical conductivity within the footprint of a single measurement. The implications of these assumptions on common deformed ice are assessed with a 3D forward model. Model simulations of pressure ridges with varying geometries show, that the induction method underestimates the true thickness of deformed sea ice locally between 40 and 80%. But the use of realistic ice thickness profiles gives evidence, that the mean ice thickness is not affected by deviations from the 1D geometry assumption. The ambiguity of the electromagnetic response of deformed sea ice prevents a detection of the true ice thickness profile with a single frequency instrument.

Freeboard measurements with a laser- and a radar altimeter onboard an airplane have been carried out in the northern Baltic Sea and the marginal seas of the Arctic Ocean in 2005 and 2006. The comparison of both wavelengths show a varying penetration depth of the radar waves into the snow layer in different regions of arctic sea ice. Over Baltic sea ice, the difference between the laser and radar freeboard measurements can be used to estimate snow depth. The difference of both measurements in the northern Fram Strait results in an average snow depth on level ice, which is expected by climatological considerations. In opposite, results of measurements of laser- and radar freeboard show no significant penetration of radar waves in the Lincoln Sea. A radiation transfer model is used to verify the dominating high backscatter of a radiation crust on the snow surface, which is responsible for the negligible penetration of the K_u -band radar waves into the snow layer. The regional pattern of the radar penetration is retraced with *QuikScat* scatterometer maps.

The ice thickness distribution obtained by the induction method is accurately reproduced by the converted freeboard measurements in the Baltic sea. The error of the mean ice thickness varies between 20 and > 1%. In the Lincoln Sea a parametric snow depth based on the freeboard is necessary

for the successive conversion into ice thickness. The error of calculated mean sea ice thickness is generally below 20%. The mean ice thickness, based on the radar freeboard, is 8 to 11 percentage points lower than the laser freeboard counterpart, because of preferential sampling of thin ice and open water in the backscatter power of the radar altimeter footprint. In areas with small open water sites the radar freeboard gives systematically lower values than the laser freeboard.

The direct relationship between freeboard and ice thickness of different ice types is investigated on the basis of a 300 km long measurement profile in the Lincoln Sea. Along this profile, freeboard values were calculated from laser height data of the airborne induction device with differential GPS postprocessing. Spatial averaging of freeboard values at different scales resulted in an insignificant change of the freeboard to ice thickness ratio. This leads to the conclusion that spaceborne altimeters are capable of measuring sea ice thickness remotely, if a single freeboard measurement gives a representative mean value in the large footprint. A sensitivity study shows, that the calculation of ice thickness from freeboard data is very dependent on the density of sea ice and the depth of the snow layer. The better understanding of these parameters is therefore important for future satellite measurements of sea ice thickness.

Weitere Veröffentlichungen

Haas, C., S. Göbell, S. Hendricks, T. Martin, A. Pfaffling und C. von Saldern, Airborne Electromagnetic Measurements of Sea Ice Thickness: Methods and Applications, in *Arctic sea ice thickness: Past, present and future*, herausgegeben von P. Wadhams und G. Amanatidis, European Commission, 2005.

Haas, C., S. Hendricks und M. Doble, Comparison of sea-ice thickness distribution in the Lincoln Sea and adjacent Arctic Ocean in 2004 and 2005, *Annals of Glaciology*, 44, 247–252, 2006.

Haas, C., J. Lobach, S. Hendricks, L. Rabenstein und A. Pfaffling, Helicopter-borne measurements of sea ice thickness, using a small and lightweight, digital EM bird, *Journal of Applied Geophysics (Im Druck)*, 2007.

Haas, C., A. Pfaffling, S. Hendricks, L. Rabenstein, J.-L. Etienne und I. Rigor, Reduced ice thickness in Arctic Transpolar Drift favors rapid ice retreat, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L17501, 2008.

Inhaltsverzeichnis

| | |
|----------------------------------------------------------------------------|------|
| Zusammenfassung | iv |
| Abstract | vi |
| Weitere Veröffentlichungen | viii |
| 1. Einleitung | 1 |
| 1.1. Bedeutung von Meereis | 1 |
| 1.1.1. Dicke des Meereises | 2 |
| 1.2. Übersicht und Ziel der Arbeit | 3 |
| 2. Grundlagen | 5 |
| 2.1. Physikalische Eigenschaften von Meereis, Meerwasser und Schnee | 5 |
| 2.1.1. Elektrische Leitfähigkeit | 5 |
| 2.1.2. Dichte | 6 |
| 2.1.3. Eisdickenverteilung | 6 |
| 2.2. Elektromagnetisch-Induktives Verfahren | 9 |
| 2.2.1. Geschichteter Halbraum | 10 |
| 2.2.2. Anwendung auf Meereis | 11 |
| 2.3. Altimetrisches Verfahren | 12 |
| 2.3.1. Eindringtiefe einer elektromagnetischen Welle in die Schneeeauflage | 13 |
| 2.3.2. Einfluss der Dicke der Schneeschicht | 13 |
| 2.3.3. Bestimmung des Höhenmodells | 14 |
| 2.3.4. Radaraltimetrie | 15 |
| Synthetische Apertur | 17 |
| Retracker | 18 |
| 2.4. Satellitenaltimeter | 18 |
| 2.5. Weitere Verfahren zur Bestimmung der Meereisdicke | 19 |
| 3. Helikopter-basiertes Messgerät zur Bestimmung der Meereisdicke | 23 |
| 3.1. Instrument | 23 |
| 3.2. Kalibrierungsverfahren im Flug | 26 |
| 3.3. Driftkorrektur | 30 |
| 3.4. Bestimmung und Rekalibrierung der Meereisdicke | 31 |
| 3.5. Genauigkeit und Anwendung von Filtern | 36 |

| | |
|-------------------------------------------------------------------------|-----|
| 3.6. Bestimmung von Freibord | 38 |
| 4. Finite Elemente Simulation der EM Messungen über Meereis | 43 |
| 4.1. Einführung | 43 |
| 4.2. Modellphysik | 44 |
| 4.3. Modellaufbau | 45 |
| 4.3.1. Geometrie | 46 |
| 4.3.2. Modellrand | 46 |
| 4.3.3. Gittergenerierung | 48 |
| 4.3.4. Ablauf | 49 |
| 4.3.5. Symmetrie | 51 |
| 4.4. Modellgenauigkeit | 52 |
| 4.4.1. Primärfeld | 52 |
| 4.4.2. Relatives Sekundärfeld | 54 |
| 4.5. Leitfähigkeit von mit Meerwasser durchsetzten Eisblöcken | 56 |
| 4.5.1. Berechnung der Gleichstromleitfähigkeit | 56 |
| 4.5.2. Umsetzung im Modell | 57 |
| 4.5.3. Beziehung Leitfähigkeit – Porosität | 59 |
| 4.6. Lateraler Einfluss von Meereisstrukturen | 61 |
| 4.7. Presseisrücken | 63 |
| 4.7.1. Geometrie | 64 |
| 4.7.2. Größe des Kiels | 65 |
| 4.7.3. Form des Kiels | 70 |
| 4.7.4. Höhe des Sensors | 72 |
| 4.7.5. Poröser Rückenkiel | 73 |
| 4.7.6. Winkel zur Streichrichtung | 77 |
| 4.8. Tiefgangsprofil aus In-Situ Daten | 79 |
| 4.9. Realistisches Eisunterseitenprofil | 81 |
| 4.10. Vergleich mit Felddaten | 88 |
| 4.11. Zusammenfassung und Ausblick | 92 |
| 5. Freibordbestimmung mit Flugzeug-Altimetrie | 93 |
| 5.1. Datenquellen | 94 |
| 5.1.1. CryoVEx 2005 | 95 |
| 5.1.2. CryoVEx 2006 | 98 |
| 5.2. Datenkalibrierung | 99 |
| 5.2.1. Trägheitsnavigation | 99 |
| 5.2.2. Laserscanner | 100 |
| Zeitfehler | 101 |
| Interne Winkelfehler | 101 |
| Ausrichtung des Instruments | 104 |
| Rauschminimierung | 106 |
| 5.2.3. Radaraltimeter | 108 |
| Zeitfehler | 109 |

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Interne Verzögerungen | 109 |
| Einfluss der Flugzeuglage | 111 |
| 5.3. Bestimmung von Freibord | 112 |
| 5.3.1. Methode | 112 |
| 5.3.2. Ergebnis | 115 |
| 5.4. Eindringtiefe des Radarsignals | 118 |
| 5.5. Auswirkungen verschiedener Meereisoberflächen | 121 |
| 5.5.1. Kleine Eisschollen | 121 |
| 5.5.2. Ebenes Eis | 122 |
| 5.6. Modellierung der Radarrückstreuung mit einem Strahlungstransfermodell | 126 |
| 5.7. Fernerkundungsdaten der Meereisoberfläche zur Untersuchung von regionalen Unterschieden | 128 |
| 5.8. Zusammenfassung | 131 |
| 6. Vergleich von Freibord- und Eisdickendaten | 133 |
| 6.1. Bestimmung der Meereisdicke mit Flugzeug-Altimetriedaten | 133 |
| 6.1.1. Ostsee | 134 |
| 6.1.2. Lincolnsee | 137 |
| Parametrisierung der Schneedicke | 138 |
| Ergebnis | 141 |
| 6.2. Freiborddaten des EM-Birds | 144 |
| 6.2.1. Datengrundlage | 144 |
| 6.2.2. Punktweiser Vergleich | 147 |
| 6.2.3. Einfluss von Mittelwertbildung | 151 |
| 6.2.4. Berechnung der Gesamtdicke mittels Annahme des hydrostatischen Gleichgewichts | 153 |
| Berechnung mit gemittelten Freibordwerten | 156 |
| 6.2.5. Sensitivitätsstudie der beteiligten Parameter | 158 |
| 6.3. Zusammenfassung und Diskussion | 159 |
| 7. Zusammenfassung und Ausblick | 161 |
| A. Physikalische Größen, Symbole und Akronyme | 167 |
| B. Kreuzkorrelation INS–GPS | 171 |
| C. Koinzidente Laser- und Radarf Freibordprofile | 173 |
| Abbildungsverzeichnis | 187 |
| Tabellenverzeichnis | 191 |
| Literaturverzeichnis | 191 |
| Danksagung | 201 |

Einleitung

1.1. Bedeutung von Meereis

Meereis bedeckt einen Großteil der Ozeanflächen in den polaren Gebieten. In der Arktis schwankt im Laufe des Jahres die eisbedeckte Fläche zwischen 9.3×10^6 und 15.7×10^6 Quadratkilometer (Comiso, 2003). Die Meereisausdehnung am Ende des arktischen Sommers und Winters ist für die Jahre 2007/2008 exemplarisch in Abbildung 1.1 dargestellt. Im Winter umschließt die Eisbedeckung vollständig den Arktischen Ozean, Teile des europäischen Nordmeeres, der Labradorsee aber auch den nördlichen Teil der Ostsee und des Ochotskischen Meeres im Pazifischen Ozean. Im Sommer reduziert sich diese Fläche auf den Bereich des arktischen Ozeans. Der Anteil des Meereseis, welcher die sommerliche Schmelzperiode übersteht, bedeckt noch eine bedeutende Fläche des arktischen Ozeans, jedoch ist dieser Anteil in den letzten Jahren starken Änderungen unterworfen. In der Antarktis variiert die Ausdehnung des Meereis zwischen 3.6×10^6 und 18.8×10^6 Quadratkilometer (Comiso, 2003). Im Gegensatz zur Arktis ist die eisbedeckte Fläche in der südlichen Hemisphäre offen zu den Regionen des atlantischen, pazifischen und indischen Ozeans. Daher können im Winter große eisbedeckte Flächen entstehen, welche am Ende der Schmelzperiode jedoch weitestgehend frei von Meereis sind.

Im Winter machen die eisbedeckten Bereiche etwa 7% der Erdoberfläche aus und haben einen großen Einfluss auf den Ozean, die Atmosphäre und die Fauna der Polarregionen. Durch die hohe Albedo der Meereisoberfläche gegenüber dem dunklen Meerwasser, hängt die Strahlungsbilanz sehr stark von dem Grad der Eisbedeckung ab. Im Sommer absorbiert die dunkle Ozeanoberfläche mehr Energie aus solarer Einstrahlung, welche in der oberen Wassersäule für das Schmelzen von Meereis zur Verfügung steht. Da diese Energiemenge mit dem Anteil von eisfreien Bereichen zunimmt, kann eine positive Rückkopplung der Meereisschmelze entstehen. Man spricht in diesem Zusammenhang daher vom *Temperatur-Eis-Albedo Feedback* (Perovich et al., 2007). Zudem bildet das Meereis aufgrund der geringen thermischen Leitfähigkeit eine isolierende Schicht zwischen Ozean und Atmosphäre und trägt zur Regulierung des Wärmeflusses zwischen beiden Medien bei.

Bei dem Gefrierprozess von Meerwasser entsteht eine salzhaltige Sole, da in die Eiskristallstruktur keine Salze eingebaut werden (Notz et al., 2005). Daher sind Bereiche mit hoher Eisproduktion die Quelle einer dichten Wasserschicht, welche sich als bedeutsam für ozeanographische Zirkulationssysteme herausgestellt hat. Neben den physikalischen Auswirkungen auf Ozean und Atmosphäre

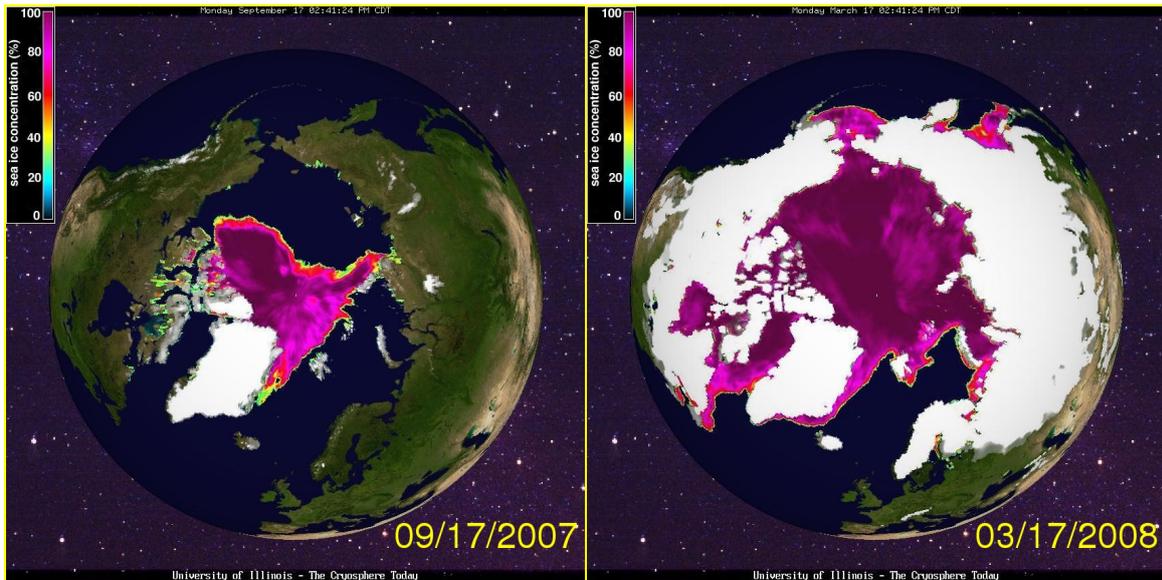


Abbildung 1.1.: Meereisaußenstreckung und schneebedeckte Regionen in der Arktis am Ende des Sommers (17. September 2007) und des Winters (17. März 2008). Farbliche Kodierung entspricht der Meereiskonzentration. Bildquelle: *The Cryosphere Today*, Universität Illinois (<http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere>).

re, bildet das Meereis auch ein großes Habitat für eine Vielzahl von Lebensformen. Dazu zählen auch Säugetiere, welche das Meereis als Brut- und Jagdrevier nutzen, Vögel, Eisalgen und andere aquatische Lebensformen, welche von der Eisunterseite im Ozean abhängig sind. Die Fauna unterscheidet sich in beiden Hemisphären deutlich voneinander, wobei im öffentlichen Bewusstsein der Eisbär in der Arktis und die Pinguine in der Antarktis am stärksten verankert sind.

Das Meereis wurde erst spät mit dem Aufkommen von Expeditionen in die polaren Regionen wissenschaftlich untersucht. So beschrieb Kapitän William Parry noch 1819 das Meereis als ein Medium mit großer Zerstörungskraft aber als prinzipiell ‚uninteressant‘. Dabei bildet das Meereis eine ökonomische Grundlage für viele Menschen, insbesondere für die indigenen Völker Grönlands, Nordamerikas und Sibiriens. Diese Gemeinschaften nutzen das Meereis als Basis für Fisch- und Walfang und für die Robbenjagd. In der Wirtschaft spielen die eisbedeckten Bereiche für die Schifffahrt eine große Rolle. Bisher verhindert das Meereis die Nutzung von kurzen Routen, beispielsweise zwischen Europa und Asien auch für eisgängige Schiffe.

Die polaren Gebiete wurden in den letzten Jahren stärker in den wissenschaftlichen Vordergrund gerückt. Im Rahmen des Internationalen Polarjahres 2007/2008 werden unter anderem die Eigenschaften des Meereis im globalen Klimasystem untersucht. Dies begründet sich in der Tatsache, dass die Meereisbedeckung Anfang des 21. Jahrhunderts starken Veränderungen unterworfen ist.

1.1.1. Dicke des Meereises

Die meisten der im vorherigen Abschnitt genannten Einflussfaktoren des Meereises hängen mit der Dicke zusammen. Über diesen einfachen Parameter ist im Gegensatz zu der Ausdehnung und Konzentration nur wenig bekannt. Für die Vorhersage der zukünftigen Entwicklung der Meereisbedeckung ist jedoch eine genaue Bestandsaufnahme und Untersuchung des derzeitigen Volumens notwendig. Insbesondere für die Validierung von Modellen, welche Eigenschaften der eis-

bedeckten Ozeane simulieren, fehlen diese wichtigen experimentellen Daten. Zwar existiert eine Vielzahl verschiedener Methoden, welche zuverlässig die Dicke des Meereises bestimmen können, die klimatischen Eigenschaften der Polarregionen stellen jedoch besondere Ansprüche an die Forschungsarbeiten, so dass kontinuierliche Beobachtung der Eisdicke bisher nicht umgesetzt werden konnten. Daher existieren Anstrengungen, diesen Parameter großflächig mit Satelliten zu bestimmen (*Kwok und Cunningham (2008)*, *Wingham et al. (2006)*). In der Relation zu der Ausdehnung besteht das Meereis mit einer mittleren Dicke von etwa 3 Meter (Arktis) und 0.6 Meter (Antarktis) (*Wadhams, 2000*) nur aus einer sehr dünnen Schicht, welche hohe Anforderungen an die Messgenauigkeit stellt. Die verwendeten Verfahren werden im Laufe dieser Arbeit ausführlich beschrieben und diskutiert.

1.2. Übersicht und Ziel der Arbeit

Diese Arbeit beschäftigt sich mit geophysikalischen Messverfahren zur Bestimmung der Meereisdicke. Ziel ist die Untersuchung und der bisher ausstehende Vergleich zweier Methoden, dem elektromagnetischen Induktionsverfahren und der Freibordmessung mit Laser- und Radaraltimetern, hinsichtlich Genauigkeit und Einfluss der Eigenschaften der Meereisoberfläche auf das Messergebnis. Beide Methoden sind vor dieser Arbeit bereits operationell erfolgreich eingesetzt worden und sind Gegenstand zahlreicher wissenschaftlicher Veröffentlichungen. Neue Aspekte bietet diese Arbeit durch die Untersuchung von Messungen mit neuen Sensoren im Bereich der Radaraltimetrie, und die systematische Auswertungen einer Vielzahl von Messprofilen in Teilen der Arktis und der Ostsee mit unterschiedlichen Eigenschaften der Meereisoberfläche. Im Bereich des elektromagnetischen Induktionsverfahrens wurde in dieser Arbeit zum ersten Mal ein 3D Vorwärtsmodell zur Modellierung des Einflusses der tatsächlichen Geometrie der Eisunterseite erstellt.

Kapitel 2 gibt eine Übersicht über die physikalischen Eigenschaften des Meereises und die Grundlagen der in dieser Arbeit verwendeten Messverfahren. Zusammenfassend wird eine Übersicht über alle verfügbaren Methoden zur Bestimmung der Dicke von Meereis gegeben.

In Kapitel 3 wird ein helikopter-basiertes elektromagnetisches Induktionsverfahren beschrieben. Dazu zählt die technische Realisierung der Instrumentierung, das Vorgehen im Feld und die Prozessierung der aufgezeichneten Daten. Im Rahmen dieser Arbeit wurden neue Algorithmen zur Prozessierung der Elektromagnetik-Daten (EM) entwickelt, welche die Ergebnisse bei starker elektronischer Drift des Messsystems verbessern. Zudem wird eine Methode beschrieben, wie aus den Messungen Freibordinformationen gewonnen werden können.

Für den Vergleich beider Messverfahren dienen die Eisdickenmessungen des Induktionsverfahrens als Referenz. Daher wird zunächst das EM-Verfahren in Kapitel 4 näher beleuchtet. Dieser Methode liegt die Annahme zugrunde, dass Meereis in guter Näherung durch eine unendlich ausgedehnte Schicht beschrieben werden kann. Durch die variable Topographie ist diese Annahme jedoch nur selten erfüllt. Daher wurde ein 3D Vorwärtsmodell basierend auf der Methode der Finiten Elemente verwendet, um den Einfluss von Abweichungen dieser Annahme auf das Messergebnis zu quantifizieren. Abschließend wird ein Verfahren beschrieben, mit dem die Höhenvariation in rea-

len Daten korrigiert werden kann, so dass diese mit den Ergebnissen des 3D Vorwärtsmodell vergleichbar sind. Für das EM-Messverfahren wurde diese Analyse zum ersten Mal durchgeführt.

Im zweiten Abschnitt der Arbeit wird das altimetrische Verfahren zur Bestimmung der Dicke von Meereis untersucht. In Kapitel 5 wird die Durchführung von Radar- und Laseraltimetermessungen, sowie deren Besonderheiten über Meereis erläutert. Im Laufe dieser Arbeit wurden verschiedene Fehler in den Datenströmen aufgedeckt, welche durch eigens entwickelte Algorithmen korrigiert werden mussten. Eine wichtige Fragestellung für die Verwendung von Radaraltimetern über Meereis ist die Eindringtiefe des Radarsignals in die Schneeauflage. Dieser Parameter konnte durch den Vergleich von Höhenmessungen des Radar- und Laseraltimeters über Schneeauflagen mit unterschiedlichen Eigenschaften anhand einer Vielzahl von Messprofilen untersucht werden. Ein wichtiges Ergebnis dieser Arbeit ist, dass in Teilen der Arktis keine Eindringung des Radarsignals in die Schneeauflage zu beobachten war. Die geographischen Muster des Eindringverhaltens werden mit Fernerkundungsdaten untersucht.

In Kapitel 6 wird die Umrechnung von Freiborddaten in Eisdicke mit Flugzeugaltimetriemessungen und Freiborddaten des EM-Birds beschrieben und untersucht. In einigen Regionen stand kein Wert für die Schneedicke zur Verfügung. Diese Größe ist jedoch für die Berechnung der Eisdicke aus den Altimeterdaten notwendig. Daher wurde ein probabilistisches Modell der Schneedicke entwickelt, welches auch für lateral hochaufgelöste Altimeterdaten eingesetzt werden kann. Mit diesem Schneedickenmodell wurde die Meereisdicke aus Laser- und Radardaten berechnet und statistisch mit EM-Eisdickendaten verglichen.

Einen punktwisen Vergleich von Freibord und Eisdicke wurden Daten von EM-Bird Messungen in der Lincolnsee verwendet. Für die Analyse wurde die hohe Auflösung der Daten verwendet, um den Einfluss der Mittelwertbildung über laterale Bereiche zu untersuchen. Mit den Ergebnissen wird die zu erwartende Genauigkeit von satelliten-gestützten Plattformen diskutiert, welche durch die große Entfernung zur Meereisoberfläche eine deutlich geringere laterale Auflösung aufweisen.

Abschließend werden die Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefasst und die Bedeutung für zukünftige Messungen der Meereisdicke diskutiert. Die Arbeit schließt mit der Skizzierung von logischen Anknüpfungspunkten für anschließende Forschungsvorhaben.

2

Grundlagen

2.1. Physikalische Eigenschaften von Meereis, Meerwasser und Schnee

Für die Bestimmung der Meereisdicke sind verschiedene physikalische Parameter von Bedeutung. Das elektromagnetische Induktionsverfahren basiert auf dem Kontrast der elektrischen Leitfähigkeit zwischen Meereis und Meerwasser. Für das altimetrische Verfahren sind besonders die Dichten von Schnee, Meereis und Meerwasser relevant.

2.1.1. Elektrische Leitfähigkeit

Meereis besteht aus einem Gemisch von reinem kristallinem Eis und einer flüssigen Solephase. Die Eisphase ist charakterisiert durch eine sehr geringe elektrische Leitfähigkeit, während die Solephase einen außerordentlich guten Leiter darstellt. Die elektrische Gleichstromleitfähigkeit dieser beiden Phasen kann daher ähnlich einer Gesteinsmatrix durch das Gesetz von Archie (Archie, 1942) beschrieben werden.

$$\sigma = \sigma_s \cdot \phi^m \quad (2.1)$$

Die Gesamtleitfähigkeit σ hängt von der Soleleitfähigkeit σ_s und der Porosität ϕ ab. Der Exponent m ist dabei ein empirischer Faktor, welcher experimentell für verschiedene Meereistypen bestimmt wurde (Thyssen et al., 1974; Morey et al., 1984). Die Ergebnisse zeigen, dass der Wertebereich für m zwischen 1.55 und 2.2 schwanken kann. Die Leitfähigkeit der Sole ist nach Stogryn und Desargant (1985) von der Temperatur und dem Salzgehalt abhängig und kann Werte bis 7 S/m erreichen. Messungen anhand von Eiskernen in der Arktis zeigen Leitfähigkeiten von 0.023 ± 0.015 S/m (Haas, 1997).

Die Leitfähigkeit hängt neben dem Soleanteil aber auch von der Konnektivität der mit Sole gefüllten Poren ab. Verbundene Poren resultieren aufgrund der verstärkten elektrolytischen Leitfähigkeit in einer größeren Gesamtleitfähigkeit der Eis-Poren Matrix gegenüber dem Fall von isolierten Poren. Die Verbundenheit der Poren bei dem Vorhandensein von Schmelzkanälen wird von dem Archie-Prinzip nicht berücksichtigt. Die vertikale Anordnung der Solekanäle in Schmelzkanälen kann eine signifikante Anisotropie der Leitfähigkeit im Meereis hervorrufen (Timco, 1979; Kohnen, 1982; Reid et al., 2006a; Ingham et al., 2008). In Messungen in der östlichen Antarktis wurde mit ei-

nem elektrischen Gleichstromverfahren der Anisotropiekoeffizient des Meereises bestimmt (*Reid et al.*, 2006a). Die mittlere horizontale Leitfähigkeit der Messungen betrug 0.017 S/m und die mittlere vertikale Leitfähigkeit 0.073 S/m.

Die angegebenen Werte für die Leitfähigkeit des Meereises sind allerdings gering gegenüber der elektrischen Leitfähigkeit des Meerwassers. Der auf der elektrolytischen Leitfähigkeit basierende Wert kann numerisch anhand von Temperatur und Salzgehalt des Wasser berechnet werden (*UNESCO*, 1983). Für den arktischen Ozean ergeben sich oberflächennah Werte der Leitfähigkeit zwischen 2.2 und 2.9 S/m (*Coachman und Aagaard*, 1974). Diese liegen damit bis zu zwei Dekaden über der Leitfähigkeit des Meereises. Die elektrische Leitfähigkeit der Schneeschicht ist aufgrund des geringen Anteils einer flüssigen Phase vernachlässigbar.

2.1.2. Dichte

Die Dichte des Meereises unterscheidet sich, im Gegensatz zur elektrischen Gleichstromleitfähigkeit, nur wenig von der Dichte des Meerwassers. Der Dichtewert wird meist anhand eines Teils eines Eiskernes mit gemessenem Volumen und Gewicht bestimmt. Es kann jedoch vorkommen, dass während der Probennahme Porenwasser verloren geht, so dass bei dem nachträglichen Wiegen das Gewicht verfälscht gemessen wird. In der Arbeit von *Timco und Frederking* (1996) wird eine Großzahl von Meereis-Dichtemessungen miteinander verglichen. Der Wertebereich variiert dabei von 720 kg/m^3 bis 940 kg/m^3 mit einem Mittelwert von 910 kg/m^3 . Akkurate Messungen während verschiedener Messkampagnen ergaben Dichten von einjährigem Meereis oberhalb der Wasserlinie zwischen $840 \text{ kg/m}^3 - 910 \text{ kg/m}^3$ und $900 \text{ kg/m}^3 - 940 \text{ kg/m}^3$ unterhalb der Wasserlinie. In weiteren Arbeiten fanden *Weeks und Lee* (1958) und *Schwarz und Weeks* (1977) eine mittlere Eisdichte von 925 kg/m^3 . Eine indirekte Bestimmung der Dichte des Meereises kann durch die gleichzeitige Messung von dem Anteil des Meereises oberhalb und unterhalb der Wasserlinie durchgeführt werden. Mit der Annahme von isostatischem Gleichgewicht kann ein Dichtewert berechnet werden, welcher allerdings die kombinierte Eis und Schneeschicht beschreibt. In der Arktis bestimmen *Wadhams et al.* (1992) für diese Gesamtdichte einen Wert von 900 kg/m^3 bis 920 kg/m^3 . Da die Dichte der Schneeschicht deutlich unterhalb der Dichte von Meereis liegt, ist dieser Wertebereich als absolut unterste Grenze für die Dichte von Meereis anzusehen.

Die Dichte der Schneeschicht in der Arktis wurde von *Warren et al.* (1999) untersucht. Die Dichte nimmt durch Kompaktion im Laufe der Akkumulationszeit von 250 kg/m^3 im September bis 320 kg/m^3 im Frühjahr zu. Der Mittelwert ergibt sich zu 300 kg/m^3 mit geringer geographischer Variation in der Arktis. Die Dichte des Meerwassers hängt von der Temperatur und dem Salzgehalt des Meerwassers ab. Bei einer Temperatur nahe dem Gefrierpunkt und einer Salinität von 30 ‰ ergibt sich eine Dichte von 1024 kg/m^3 (*UNESCO*, 1983).

2.1.3. Eisdickenverteilung

Zu der statistischen Verteilung der Meereisdicke tragen verschiedene Prozesse bei. Durch die Abgabe von Wärme des Ozeans an die Atmosphäre kann Meereis bei entsprechender Lufttemperatur thermodynamisch wachsen. Neben dem Wachstum durch Gefrierprozesse, spielen auch dynamische Prozesse eine Rolle. Konvergente Bewegungen können Schollen an den Rändern brechen lassen. Die entstehenden Eisblöcke türmen sich über und unter dem angrenzenden Meereis auf

und bilden sogenannte *Presseisrücken*.

Generell setzt sich die zeitliche Veränderung der Eisdickenverteilung g mit der Eisdicke h aus drei Komponenten zusammen (Thorndike et al., 1975).

$$\frac{\partial g}{\partial t} = -\frac{\partial f g}{\partial h} + \text{div}(\vec{v} g) + \Phi \quad (2.2)$$

Die Funktion f beschreibt das thermodynamische Wachstum in Abhängigkeit des Ortes und des Zeitpunktes. Der Prozess des Wachstums ist wegen der isolierenden Wirkung des Meereises von dessen Dicke abhängig. Generell verringert sich das Wachstum mit zunehmender Eisdicke, bis ein Gleichgewichtswert erreicht wird (Eicken, 2003). Die Anwesenheit von Schnee wirkt aufgrund der geringen thermischen Leitfähigkeit reduzierend auf das Eiswachstum (Haas, 2003). Ein negativer thermodynamischer Term beschreibt einen Schmelzvorgang. Es existieren prinzipiell vier unterschiedliche Arten von Eisschmelze. Solare Einstrahlung und eine Lufttemperatur über 0°C führen zu Schmelzprozessen an der Oberfläche des Meereises. Die Einstrahlung kann zudem internes Schmelzen verursachen. Positive Wärmeflüsse aus dem Meerwasser führen zu Schmelzvorgängen an der Eisunterseite und lateralen Schmelzen an Schollenrändern. In der Arktis liefern Schmelzvorgänge an der Oberfläche den größten Beitrag zur Abnahme der Eisdicke, wenn auch in den letzten Jahren teilweise starke Schmelzvorgänge an der Eisunterseite beobachtet wurden (Perovich et al., 2008).

Der zweite Term auf der rechten Seite in Gleichung 2.2 beschreibt die Divergenz des Eisfeldes, welche durch den räumlichen Gradienten des Geschwindigkeitsvektors \vec{v} hervorgerufen wird. Die Drift des Meereises ist weitestgehend durch die vorherrschenden Winde bestimmt. Die mittlere Driftgeschwindigkeit in der Arktis beträgt 1% der Windgeschwindigkeit mit einem rechtsweisenden Winkel von 18° zur Windrichtung (Haas, 2003). Dies gilt allerdings nur, wenn die Bewegung des Meereises nicht durch Küstenlinien eingeschränkt ist.

Die Funktion Φ beschreibt die mechanische Umverteilung bei konvergenter Eisbewegung. Insbesondere dünnes Eis kann aufgrund von mechanischem Stress durch Deformation in dickeres Eis transformiert werden. Der Grad der Deformation einer Eisfläche hängt dabei von den rheologischen Eigenschaften des Meereises ab.

Die Anteile der drei Komponenten auf eine idealisierte Eisdickenverteilung $g(h)$ ist in Abbildung 2.1 dargestellt. Die Eisdickenverteilung wird als Histogramm dargestellt, welches die jeweilige Häufigkeit eines Dickenbereichs h bis $h + dh$ angibt. Das thermodynamische Wachstum führt zu einer Dicke des ebenen Eises, welche sich als Maximum (Mode) in der Eisdickenverteilung äußert. Durch Deformation wird das ebene Eis zu größeren Eisdicken hin umverteilt, so dass der Mittelwert der Eisdicke meist größere Werte als die modale Dicke einnimmt. Der Anteil von offenem Wasser, oder Eisdicke $h = 0$, wird durch die Divergenz des Eisfeldes bestimmt. Innerhalb der Gefrierperiode entsteht in diesem Bereich durch thermodynamisches Wachstum neues Eis, so dass in der Verteilung meist Eisdicken kontinuierlich über einen großen Wertebereich beobachtet werden können.

In der Arktis übersteht ein bedeutender Anteil des Meereises die sommerliche Schmelzperiode. Dieses mehrjährige Eis weist in der Regel eine größere Eisdicke als das einjährige Eis auf (Haas, 2003). In einem Gebiet mit mehreren Eisklassen zeigt die Eisdickenverteilung daher typischerwei-

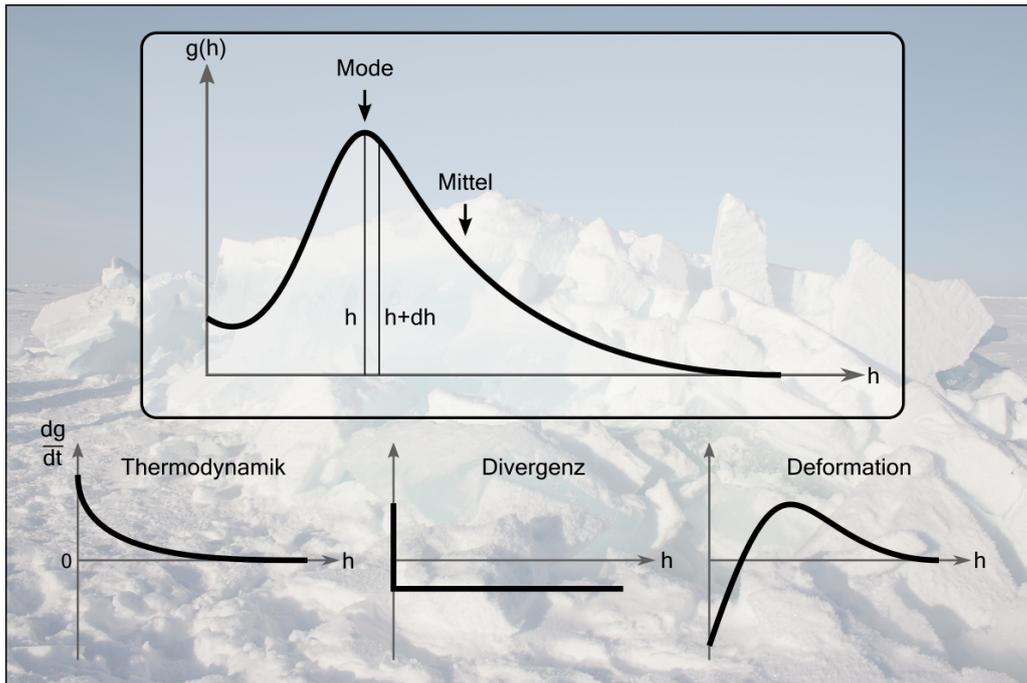


Abbildung 2.1.: Beitrag verschiedener Prozesse zu der statistischen Verteilung $g(h)$ von Meereisdicke h .
Abbildung ähnlich in Haas (2003).

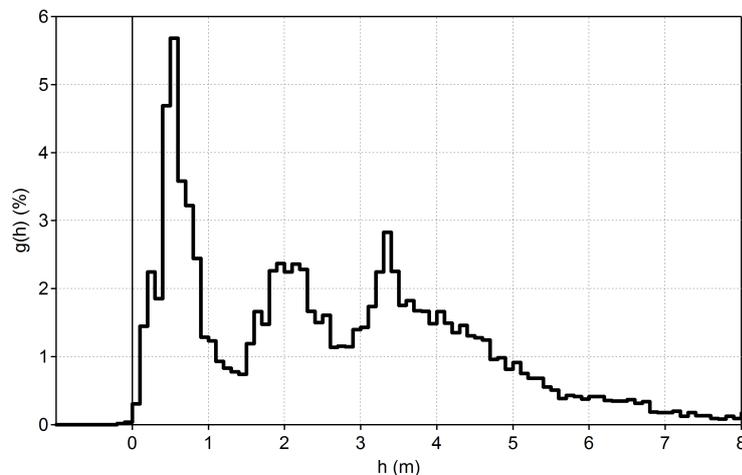


Abbildung 2.2.: Beispielhafte Verteilung der Eisdicke h in einem Messprofil in der Beaufortsee im April 2008. Die Eisdickenverteilung $g(h)$ ($dh = 10$ cm) zeigt drei markante Moden: 50 cm für jungen einjähriges Eis, 2 m für altes einjähriges Eis und 3.3 m für mehrjähriges Eis.

se mehrere Moden. Ein reales Beispiel ist in Abbildung 2.2 dargestellt. In dem Profil befinden sich drei Eisklassen, welche durch ihre individuellen Moden identifiziert werden können. Die Messung der Eisdicke wurde nördlich der Küste von Alaska in der Beaufortsee im April 2008 vorgenommen. Durch ablandige Winde entstehen in dieser Region häufig eisfreie Bereiche, in denen ständig neues Eis gebildet wird. In der Eisdickenverteilung ist daher ein großer Anteil von etwa 50 cm dicken Eis zu beobachten. Die zwei weiteren Moden beschreiben die typische Dicke von älterem einjährigem und mehrjährigem Eis. Das Beispiel zeigt, dass die Eisdickenverteilung in der Realität komplexe Formen annehmen kann.

2.2. Elektromagnetisch-Induktives Verfahren

Unter *Elektromagnetischer Induktion* versteht man einen physikalischen Effekt, der für ein geophysikalisches Verfahren zur Untersuchung des Untergrundes genutzt werden kann (*West und Macnae*, 1991). Induktion in einem elektrisch leitfähigen Körper tritt bei zeitlich veränderlichen magnetischen Feldern auf. Für die Quelle der Messungen kommen harmonische, transiente und natürliche Signale, z.B. durch erdmagnetische Variationen in Frage. Als Messgröße dienen je nach Methode die Vektorkomponenten des magnetischen und elektrischen Feldes der im Untergrund induzierten Ströme. Als Resultat der Messungen lässt sich die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund bestimmen.

Im Rahmen dieser Arbeit wird ein Verfahren angewendet, bei dem mit einer Sendespule ein harmonisches elektromagnetisches Signal generiert wird. In diesem Zusammenhang spricht man auch von *Frequenzbereich-Elektromagnetik*. Das von der Sendespule erzeugte Feld wird im folgenden Primärfeld genannt. Das Primärfeld H_p induziert im leitfähigen Untergrund elektrische Wirbelströme, welche aufgrund ihrer harmonischen Natur die Quelle eines weiteren elektromagnetischen Feldes, des Sekundärfeldes H_s darstellen. In einem festen Abstand r zur Sendespule wird durch eine Empfangsspule das Gesamtmagnetfeld gemessen, welches durch Überlagerung der magnetischen Potentiale von Primär- und Sekundärkomponente gebildet wird. Für die Orientierung beider Spulen zueinander sind beliebige Kombinationen möglich und werden auch in verschiedenen Geräten angewendet. Dabei sind Spulenabstand und -größe soweit bemessen, dass die Quelle in guter Näherung durch einen Dipol beschrieben werden kann. Bei den hier verwendeten Instrumenten befinden sich die Spulen in einer horizontal koplanaren Anordnung, d.h. beide Spulen befinden sich in der gleichen Ebene mit einer vertikalen Spulenachse. Als Messgröße dient daher die jeweiligen z -Komponenten des Gesamtfeldes.

Das Prinzip des elektromagnetischen Induktionsverfahrens mit einer horizontalen Spulenordnung in einem homogenen Halbraum ist schematisch in Abb. 2.3 dargestellt. Dieser Raum besteht zur Hälfte aus einem elektrisch leitfähigen und zur anderen Hälfte aus einem resistiven Körper. Die Ebene der Spulen befindet sich in einem bestimmten Abstand zur Halbraumgrenze im resistiven Raum. Die horizontal verlaufenden Wirbelströme verhindern ein tieferes Eindringen des primären Feldes in den leitfähigen Körper. Daher nimmt aufgrund der abnehmenden Induktion ihre Intensität mit der Tiefe ab. Als häufig verwendetes Maß für die Eindringung eines zeit-harmonischen elektromagnetischen Feldes dient die Skin-Tiefe, bei der das Signal um den Faktor $1/e$ abgeklungen ist (*Telford et al.*, 1990). Die Skin-Tiefe ist abhängig von der verwendeten Frequenz und elektrischer Leitfähigkeit des Untergrundes. Beispielsweise beträgt die Skin-Tiefe für eine Frequenz von 4 kHz und eine Ozeanleitfähigkeit von 2400 mS/m circa 5 Meter. Die horizontale Ausdehnung der Wirbelströme gibt ein Maß für das laterale Auflösungsvermögen der Methode. Als Maß gilt hier der sogenannte *Footprint* oder laterale Einflussbereich, welcher als Box definiert ist, in der 90% des Induktionsvorganges stattfinden (*Liu und Becker*, 1990; *Reid et al.*, 2006b). Dieser Parameter ist abhängig von den Systemparametern des eingesetzten Instruments (*Liu und Becker*, 1990).

Aufgrund der zeit-harmonischen Anregung durch das primäre Feld, bilden die Wirbelströme die Quelle eines weiteren harmonischen magnetischen Potentials. Der Induktionsvorgang führt da-

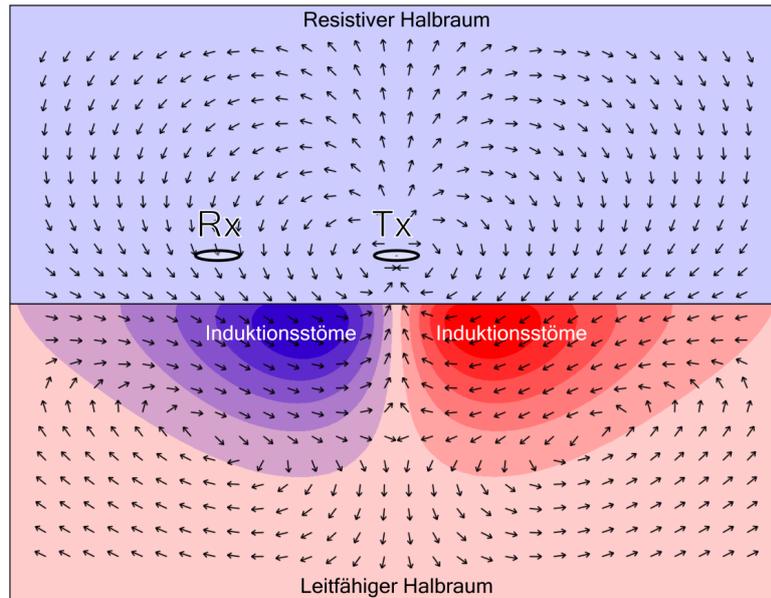


Abbildung 2.3.: Prinzip des EM Induktionsverfahrens. Das an der Empfängerspule Rx gemessene Feld ist ein Produkt der sich überlagernden magnetischen Potentiale der Sendespule Tx und der im leitfähigen Untergrund induzierten Wirbelströme. Pfeile zeigen die Richtung des Gesamtfeldes ($H_p + H_s$) an. Die Stärke der Induktionsströme ist farblich kodiert.

bei zu einer Phasenverschiebung dieses Potentials verglichen mit dem primären Feld. Am Ort der Sendespule weist das sekundäre Feld daher relativ zum primären Feld eine Phasenverschiebung und einen Amplitudenunterschied aufgrund der geringeren Stärke auf. Allgemein lässt sich der Quotient aus beiden Feldern am Ort der Empfängerspule als eine komplexe Zahl beschreiben:

$$\frac{H_s}{H_p} = I + j \cdot Q \quad (2.3)$$

In Anlehnung an Begriffe aus der Elektrotechnik wird der Realteil I als *Inphase* und der Imaginärteil Q als *Quadratur* bezeichnet. In der Polardarstellung ergibt sich aus den beiden Vektorkomponenten von Inphase und Quadratur die Amplitudendifferenz ΔA und Phasenverschiebung $\Delta\phi$ zwischen Primär- und Sekundärfeld.

2.2.1. Geschichteter Halbraum

Das Verhältnis zwischen Primär- und Sekundärfeld lässt sich für einfache Geometrien berechnen. Unter der Annahme, dass der Untergrund aus einer Serie von lateral unendlich ausgedehnten Schichten mit unterschiedlicher Leitfähigkeit besteht, gilt für das komplexe Verhältnis beider Felder (Mundry, 1984):

$$\frac{H_s}{H_p} = -r^2 \int_0^{\infty} \lambda R_1 \cdot e^{-2\lambda h_0} \cdot f(\lambda r) d\lambda \quad (2.4)$$

mit der Integrationskonstantem λ , dem Spulenabstand r und der Höhe h_0 des Instruments über der Halbraumgrenze. Die Funktion f hängt von der Anordnung der Spulen ab. In der klassischen Geophysik existieren viele verschiedene relative Anordnungen der Sende- und Empfangsspule

(Frischknecht et al., 1991). Die beiden wichtigsten Konfigurationen für die Messung der Dicke von Meereis stellen die horizontal koplanare (HCP) und vertikal koplanare Spulenordnung (VCP) dar.

$$f(\lambda r) = \begin{cases} \lambda r J_0(\lambda r) & \text{HCP} \\ J_1(\lambda r) & \text{VCP} \end{cases} \quad (2.5)$$

In dieser Arbeit wurde eine horizontal koplanare Spulenordnung verwendet. Da die Funktion f für diesen Fall proportional zum Spulenabstand ist, ergibt sich eine Abhängigkeit des gemessenen Signals von der dritten Potenz des Spulenabstands ($H_s/H_p \propto r^3$). Die Funktion R_0 ist rekursiv über alle Schichten i zu berechnen:

$$R_{i-1} = \frac{K_{i-1} + R_i u_i}{1 + K_{i-1} R_i u_i} \quad (2.6)$$

$$u_i = e^{-2h_i v_i} \quad (2.7)$$

$$v_i = \sqrt{\lambda^2 + i\omega\mu_0\sigma_i} \quad (2.8)$$

$$K_i = \frac{v_i - v_{i+1}}{v_i + v_{i+1}} \quad (2.9)$$

wobei wegen $u_n \rightarrow 0$ für $h_n \rightarrow \infty$ gilt:

$$R_{n-1} = K_{n-1} \quad (2.10)$$

Notwendige Parameter sind die jeweilige Schichtmächtigkeit h_i , die Schichtleitfähigkeit σ_i , sowie Kreisfrequenz $\omega = 2\pi f$ der anregenden Frequenz f und der Abstand r der beiden Spulen. Die Funktion J_i beschreibt die Besselfunktion i -ter Ordnung.

Die Gleichung 2.4 stellt eine sog. Hankeltransformation dar. Diese Transformation der n -ten Ordnung wird im allgemeinen beschrieben durch:

$$K(b) = \int_0^{\infty} k(\lambda) J_n(b\lambda) d\lambda \quad (2.11)$$

Dabei ist $k(\lambda)$ eine sog. *Kernelfunktion*. Eine Hankeltransformation erster oder zweiter Ordnung kann mithilfe der digitalen Filtertheorie (Anderson, 1979) numerisch berechnet werden.

2.2.2. Anwendung auf Meereis

Maßgeblich für die Anwendung des elektromagnetischen Verfahrens auf das Meereis sind die Werte für die elektrische Gleichstromleitfähigkeit von Meerwasser, Meereis und Schnee. Wie in Abschnitt 2.1.1 dargestellt wurde, übertrifft die Leitfähigkeit des Meerwassers die Werte für das Meereis und die Schneeschicht um bis zu zwei Größenordnungen. Daher kann der Einfluss des Meereseis und der Schneeschicht auf das EM Signal vernachlässigt werden, da der Hauptinduktionsvorgang im äußerst leitfähigen Meerwasser stattfindet. Unter der zusätzlichen Annahme, dass im

Rahmen der Messung des Meereis als eine ebene Platte beschrieben werden kann, vereinfacht sich die Problemstellung zu einem homogenen Halbraum. Der obere Teil besteht aus einem Bereich mit vernachlässigbarer Leitfähigkeit und setzt sich aus der Luft-, Schnee- und Meereisschicht zusammen. Der untere Halbraum besteht aus dem leitfähigen Meerwasser. In diesem Fall ist das mit Gleichung 2.4 bestimmte relative Sekundärfeld über einen sehr weiten Höhenbereich eine direkt mit dem Abstand der Spulenebene zur Halbraumsgrenze zusammenhängende Größe. Daher kann die Dicke des Meereises einfach berechnet werden, wenn der Abstand der Spulenebene zur Eisoberseite bekannt ist. Für die praktische Umsetzung der Messungen können sowohl Induktionsmessgeräte am Boden und in der Luft zum Einsatz kommen, z.B. (Kovacs et al., 1987; Prinsenberg und Holladay, 1993; Multala et al., 1996; Haas et al., 1997, 2008b).

Für das Messgerät des Alfred-Wegener Instituts wird die praktische Bestimmung der Meereisdicke detailliert in Kapitel 3 beschrieben. Abweichungen von der durch Gleichung 2.4 formulierten Gültigkeit der 1D Geometrie werden in Kapitel 4 diskutiert.

2.3. Altimetrisches Verfahren

Unter einem altimetrischen Verfahren versteht man eine geodätische Höhenmessung. Diese Messungen können in polaren Gebieten für eine indirekte Bestimmung der Meereisdicke verwendet werden (Wadhams et al., 1992; Hvidegaard und Forsberg, 2002; Kwok und Cunningham, 2008). Die Methode basiert auf der Annahme, dass das Meereis sich im hydrostatischen Gleichgewicht befindet. In diesem Fall kann von der Erhebung über dem Meeresspiegel mit bekannten Dichten auf die Meereisdicke geschlossen werden. Die Erhebung des Meereises über der Wasseroberfläche wird, in Anlehnung an Begriffe der Nautik, als *Freibord* bezeichnet. Durch die Schneeauflage muss jedoch unterschieden werden auf welche Grenzfläche das Freibord bezogen wird. In anderen Arbeiten ist mit dem Begriff *Freibord* stets der Abstand der Eisoberseite zum Meeresspiegel bezeichnet, während für die Höhe der Schneeoberfläche der Begriff *Oberflächenhöhe* verwendet wird. In dieser Arbeit werden stattdessen die Begriffe *Eisfreibord* und *Schneefreibord* verwendet, welche eine leicht verständliche Zuordnung erlauben. Die Begriffsdefinition ist graphisch in Abbildung 2.4 illustriert.

Für die Berechnung der Eisdicke z_e muss entweder das Eisfreibord f_e oder das Schneefreibord f_s , die Schneedicke z_s sowie die Dichten ρ_s , ρ_e und ρ_w des Schnees, des Meereises und des Meerwassers bekannt sein.

$$z_e = z_s \cdot \frac{\rho_w - \rho_s}{\rho_w - \rho_e} + f_s \cdot \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_e} \quad (2.12)$$

$$z_e = z_s \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w - \rho_e} + f_e \cdot \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_e} \quad (2.13)$$

Für die Annahme des Schwimmgleichgewichts ist die Größenskala entscheidend. Verwitterungsprozesse an der Ober- und Unterseite des Meereises können dazu führen, dass der Tiefgang lokal nicht direkt dem Freibord korreliert ist. Auf der Skala von Eisschollengrößen muss diese Annahme jedoch erfüllt sein.

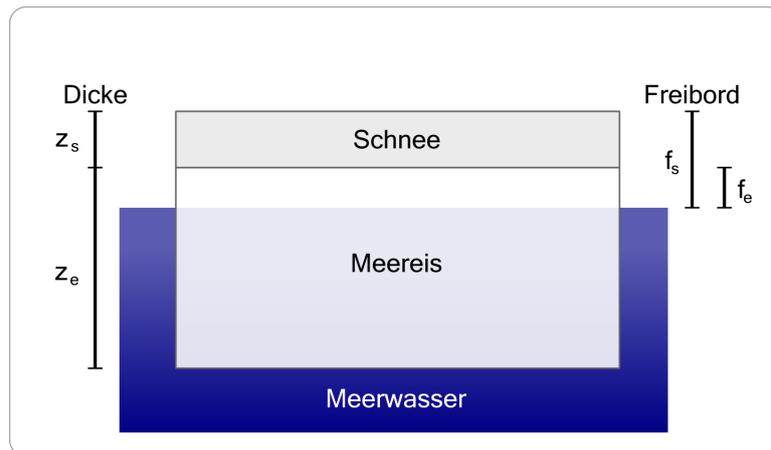


Abbildung 2.4.: Definition von Eisfreibord f_e und Schneefreibord f_s .

2.3.1. Eindringtiefe einer elektromagnetischen Welle in die Schneeeauflage

Für Höhenmessungen werden fast ausschließlich Abstandsmessgeräte verwendet, welche Laufzeitmessungen mit elektromagnetischen Wellen vornehmen. Zu den am häufigsten verwendeten Wellenlängen zählen Laser im Nahinfrarot-Bereich und Radaraltimeter. Elektromagnetische Wellen im Nahinfrarot-Bereich werden an der Schneeoberfläche gestreut und können daher zur Messung des Schneefreibords eingesetzt werden. Durch die größere Wellenlänge bei Radaraltimetern ist der Reflektionshorizont hier von den physikalischen Eigenschaften der Schneeoberfläche abhängig. Die Eindringtiefe δ einer elektromagnetischen Welle lässt sich in erster Näherung von der Kreisfrequenz ω , der elektrischen Leitfähigkeit σ , sowie dem Realteil der komplexen dielektrischen Konstante ϵ beschreiben. In homogenen Medien, unter Vernachlässigung von Streuung, gilt (Eicken, 2003):

$$\delta = \frac{\epsilon_0 \omega}{\sigma} \cdot \frac{\sqrt{\epsilon'}}{k_0} \quad (2.14)$$

Der Quotient aus Kreisfrequenz, der elektrischen Feldkonstanten ϵ_0 und der Leitfähigkeit entsprechen dabei dem Imaginärteil der dielektrischen Konstanten. Der Realteil ϵ' beschreibt die Permittivität einer elektromagnetischen Welle relativ zum Vakuum und wird durch die Dichte, Temperatur, Salzgehalt und Feuchte der Schneesicht beeinflusst. Für die vollständige Dämpfung muss noch die Streuung berücksichtigt werden. Durch diese Abhängigkeiten können elektromagnetische Wellen für die Erkundung der Eigenschaften der Meereisoberfläche verwendet werden (Eicken, 2003). Bei Radarwellen besteht jedoch das Problem, dass der Reflektionshorizont von Freibordmessungen nicht genau bekannt ist. Vergleichsmessungen von Radar-Freibordmessungen mit Laserdaten zeigen jedoch, dass in der Arktis in Bereichen mit trockenem Schnee mit einem Radarsignal im Ku-Band (13.6 GHz) das Eisfreibord gemessen werden kann (Giles et al., 2007; Leuschen et al., 2008). Im Rahmen dieser Arbeit wird dieser Parameter in Kapitel 5 ausführlich untersucht.

2.3.2. Einfluss der Dicke der Schneeschicht

Die meisten Altimeter arbeiten mit einer bestimmten Wellenlänge, so dass eine Information über die Dicke der Schneeschicht aus diesen Messungen alleine nicht entnommen werden kann. Wie in

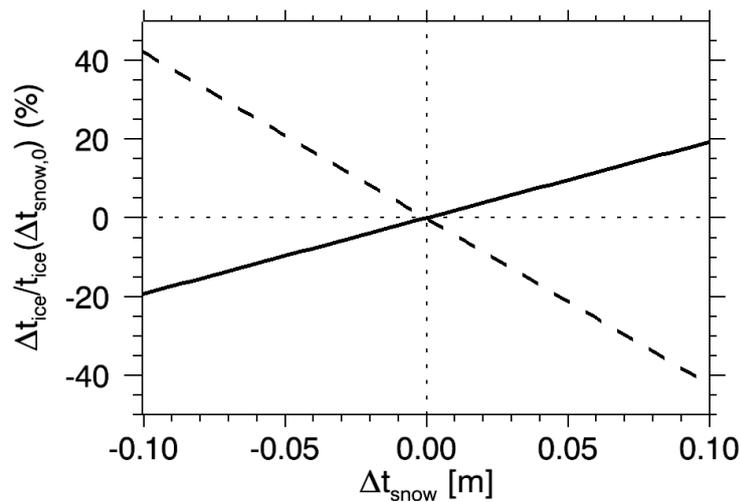


Abbildung 2.5.: Sensitivität der altimetrisch mit Eis- und Schneefreibord (f_e , f_s) bestimmten Eisdicke von Abweichungen Δz_s von der Schneedicke. Dargestellt ist die Abweichung der Eisdicke Δz_e in Einheiten der Eisdicke ohne Störung der Schneedicke Δz_s .

Abschnitt 2.1.2 beschrieben, weisen die Dichten von Meereis und Meerwasser nur einen geringen Unterschied auf. Dies führt dazu, dass ein Großteil der Eismasse sich unterhalb der Wasserlinie befindet. Durch diesen Umstand ist die berechnete Eisdicke sehr sensitiv gegenüber der Schneedicke (Göbell, 2007). Der entstehende Fehler der Eisdicke durch eine ungenaue Schneedickeninformation wirkt sich bei Messungen des Eis- und Schneefreibords unterschiedlich aus. Eisdicken, berechnet aus dem Schneefreibord, sind insbesondere anfällig gegenüber fehlerbehafteten Werten der Schneedicke, da das Schneefreibord direkt von der Schneedicke abhängt.

In Abbildung 2.5 ist eine einfache Sensitivitätsanalyse für die Eisdicke, berechnet aus Eis- und Schneefreibord, in Abhängigkeit von einem Fehler in der Schneedicke dargestellt. Zunächst wurde die Eisdicke für ein Eisfreibord von 10 cm und eine Schneefreibord von 30 cm berechnet. Die verwendeten Dichten betragen $\rho_w = 1020 \text{ kg/m}^3$, $\rho_e = 915 \text{ kg/m}^3$ und $\rho_s = 320 \text{ kg/m}^3$. Danach wurde die Schneedicke in der Berechnung mit Gleichung 2.13 und 2.13 schrittweise in einem Bereich von $\pm 10 \text{ cm}$ variiert, während die Freibordwert nicht angepasst wurden. Dargestellt ist die relative Abweichung der Eisdicke von dem Wert ohne Störung der Schneedicke.

Für die gewählten Parameter ist die aus dem Schneefreibord berechnete Schneedicke doppelt so stark fehlerbehaftet ($\approx \pm 40\%$) wie der Wert aus dem Eisfreibord ($\approx \pm 20\%$). Auf dünnem Eis mit dicker Schneeauflage kann der Fehler leicht die Größenordnung der Eisdicke selbst erreichen. Daher ist die Bestimmung der Schneedicke ein vorrangiges Problem bei der altimetrischen Bestimmung der Meereisdicke.

2.3.3. Bestimmung des Höhenmodells

Mit Altimetern wird durch Laufzeitmessung der Abstand des Instrumentes zu einem Reflektor bestimmt. Um aus diesen Messungen ein Höhenmodell des Meereises zu berechnen, muss die Lage des Instrumentes im Raum genau bekannt sein. Prinzipiell werden für den Fall von altimetrischen Messungen mit einem Flugzeug verschiedene Bezugssysteme verwendet (Helm, 2008).

Instrumentenfestes Referenzsystem: Einige Altimeter führen Abstandsmessungen unter verschiedenen Winkeln durch. Häufig werden Laserscanner verwendet, um ein 3D Höhenmodell des Untergrundes zu erstellen. Bei diesen Systemen wird der Laserstrahl durch einen rotierenden Spiegel abgelenkt. Durch die Beschaffenheit des Spiegels können streifenartige Abtastmuster seitwärts zur Flugrichtung, als auch elliptische Bahnen des Lasers am Boden realisiert werden (*Wehr und Lohr*, 1999). Der entsprechende Winkel wird durch eine Rotationsmatrix beschrieben. In dem Fall eines Laserabstandsmessgerätes ohne seitliche Abtastung vereinfacht sich die Matrix zu der Einheitsmatrix.

Flugzeugfestes Referenzsystem: Dieses Bezugssystem beschreibt die Positionen und Ausrichtung der Instrumente im Flugzeug. Bei der Einrüstung werden die Instrumente bezüglich eines meist willkürlich gewählten Ursprungspunkt eingemessen. Neben der Lage des Altimeters müssen zudem die Positionen der GPS Antennen bekannt sein.

Bewegtes Flugzeugreferenzsystem: Während der Messungen besitzt das Flugzeug drei Freiheitsgrade der Rotation. Dieses Bezugssystem entspricht daher dem um den Neigungs-, Roll- und Richtungswinkel verkippten flugzeugfestem Referenzsystem. Diese drei Winkel werden im Flug mit einem Trägheitsnavigationssystem (INS¹) gemessen.

Geodätisches Referenzsystem: Ein geodätisches Referenzsystem beschreibt die geographische Position eines Punkts bezüglich eines Modells der Erdoberfläche. Positionsbestimmungen mit einem GPS Empfänger werden auf Grundlage des WGS84² Referenzellipsoiden mit polaren Koordinaten (Länge, Breite und Höhe) durchgeführt. Da die Berechnung von Rotationsmatrizen aber auf ein kartesisches Koordinatensystem beruht, wird für die Berechnung das ITRF³ verwendet. Dabei handelt es sich um ein kartesisches Koordinatensystem mit dem Ursprung im Massezentrum der Erde.

Eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Bezugssysteme und der Berechnung des Reflexionspunktes am Boden ist in der Arbeit von *Helm* (2008) gegeben. Für die korrekte Berechnung ist die Reihenfolge der Translations- und Rotationsoperationen wichtig. Generell wird die Abstandsmessung zuerst von dem Instrumenten- in das Flugzeug- und dann in das geodätische Referenzsystem überführt. Für Messungen des Radaraltimeters, das sich aufgrund der Abstrahlcharakteristik stets auf den Nadir-Bereich bezieht, vereinfacht sich die Berechnung entsprechend.

2.3.4. Radaraltimetrie

Neben der Wellenlänge unterscheiden sich Radaraltimeter hauptsächlich durch die Strahlgeometrie der elektromagnetischen Wellen. Laseraltimeter weisen meist nur eine sehr geringe Strahldivergenz von einigen Mikrorad auf und können daher in erster Näherung als Punktmessungen betrachtet werden. Bei Radaraltimetern erfolgt die Messung mit einem wesentlich größeren Öffnungswinkel. Die Abstrahlcharakteristik, auch Antennenkeule genannt, ist von den Eigenschaften der Radarantenne abhängig. Diese Größe bestimmt, zusammen mit der Höhe des Altimeters, die ausgeleuchtete Fläche. Innerhalb dieser Fläche entspricht die Radarhöhe dem geringsten Abstand

¹Inertial Navigation System

²World Geodetic System, Index 84

³International Terrestrial Reference Frame

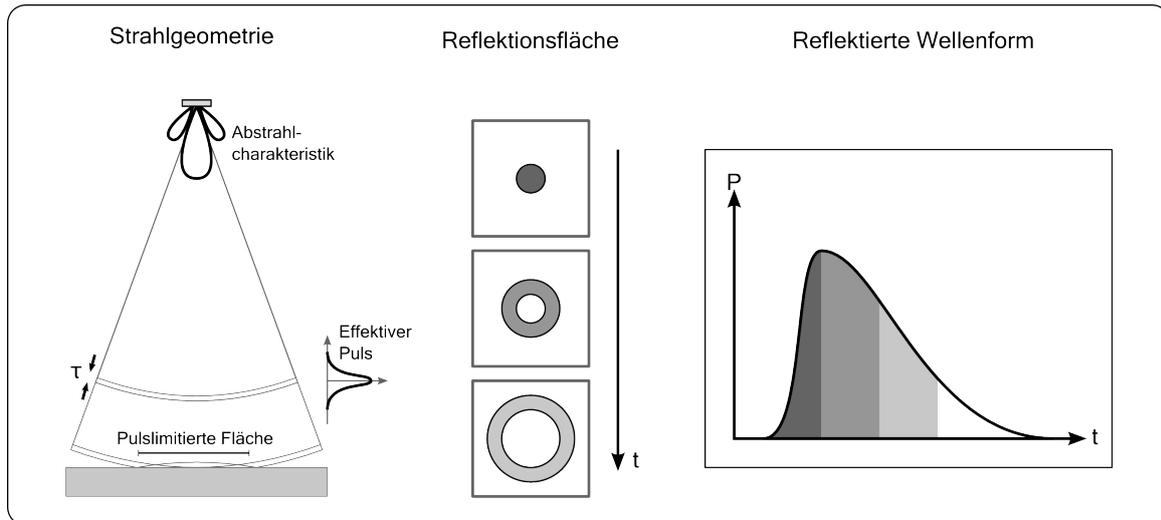


Abbildung 2.6.: Schematische Darstellung des Prinzips des Puls-limitierten Radars. Abbildung ähnlich in *Drinkwater* (1991).

zwischen Antenne und Streuzentrum. Bei ebenem horizontalen Untergrund wird daher stets der Abstand zum Nadir-Bereich des Instruments gemessen.

Die Genauigkeit dieser Höhenmessung ist von der Länge τ des emittierten Radarpulses abhängig. Man spricht daher auch von einem Puls-limitierten Radarsystem. Das Grundprinzip ist in Abbildung 2.6 illustriert. Die Breite des Pulses bestimmt die Fläche, welche nach der Zeit $t_0 + \tau$ beleuchtet ist, wobei t_0 den Zeitpunkt des ersten Eintreffens der Welle auf der Oberfläche darstellt. Die zurückgestrahlte Energie aus diesem inneren Bereich der ausgeleuchteten Fläche erreicht den Detektor zuerst und bildet ein Maximum in der zurückgestreuten Leistung P . Die Wellenform wird mit zunehmender Zeit von Reflexionen in den Randbereichen der Ausleuchtfläche bestimmt. Durch die Gewichtung der Abstrahlcharakteristik nimmt die Energie der Wellenform für diesen Bereich wieder ab. Die genaue Form ist abhängig von der Wellenlänge und den Oberflächeneigenschaften. Des weiteren liefert Volumenstreuung einen Beitrag zum Radarecho an der abnehmenden Flanke der Echoenergie. Über Meereis nimmt die Rückstrahlung mit zunehmendem Winkel vom Nadir schnell ab, so dass in der Regel sehr scharfe Wellenformen entstehen (*Drinkwater*, 1991).

Die Entfernungsauflösung δ_p ist proportional zur Pulsbreite τ ,

$$\delta_p = \frac{c_0 \tau}{2} \quad (2.15)$$

wobei c_0 die Vakuumlichtgeschwindigkeit darstellt. Um diese Größe zu optimieren, müsste die Sendeimpulsdauer verringert werden. Dies führt aber auch zu einer Verringerung der Signalenergie. Stattdessen können frequenz-modulierte Signale (sogenannte *Chirps*) verwendet werden, welche durch eine Pulskompression eine kurze effektive Pulsdauer aber hohe Signalenergie besitzen. Dabei wird mit verschiedenen Filtern die Verzögerung eines Signals mit einem bekannten Frequenzgang mit dem gesendetem Referenzsignal mit hoher Genauigkeit bestimmt (*Raney*, 1998; *Wingham et al.*, 2006).

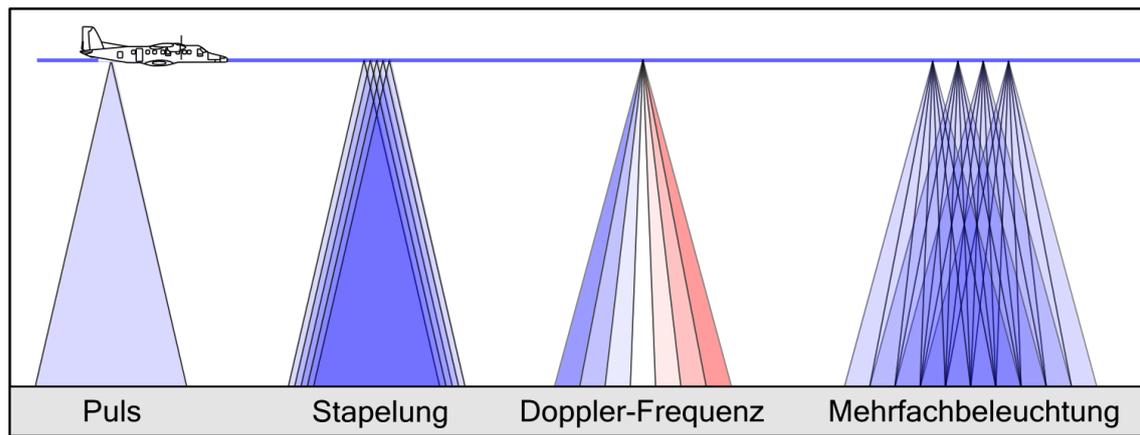


Abbildung 2.7.: Schematische Darstellung des SAR-Prinzips von Flugzeug-Radaraltimeterdaten.

Synthetische Apertur

Durch typische Abstrahlcharakteristiken von Radarantennen werden meist große Flächen beleuchtet. Eine Verbesserung der lateralen Auflösung bietet das Verfahren der Synthetischen Apertur (SAR⁴). Durch eine reale Apertur d kann eine Winkelauflösung $\delta_w = d/2$ erreicht werden. Eine Verbesserung der lateralen Auflösung am Boden erfordert daher eine Vergrößerung der Apertur. In der Praxis ist aber der Größe eines Radaraltimeters Grenzen gesetzt. Daher wird durch Verwendung von mehreren kohärenten Pulsen entlang der Flugrichtung des Altimeters die Apertur synthetisch vergrößert. Die Länge dieser synthetischen Apertur ist abhängig von der Beleuchtungsdauer eines Punktes auf der Oberfläche. Das Prinzip der SAR-Prozessierung von Flugzeug-Radaraltimeterdaten ist schematisch in Abbildung 2.7 dargestellt.

Voraussetzung für das Verfahren ist eine hohe Rate von Radarpulsen. Zunächst werden benachbarte Pulse zur Verbesserung des Signal-zu-Rausch Verhältnisses gestapelt. Durch die Bewegung des Altimeters in Flugrichtung (Azimuthrichtung) besitzen Messungen in einem bestimmten Winkel eine charakteristische Dopplerverschiebung. Daher kann die empfangene Energie rechnerisch in sogenannte Bereiche mit Mehrfachausleuchtung aufgespalten werden. In diesen Bereichen werden die Signale aus den verschiedenen gemittelten Pulsen zu einer einzigen Wellenform gestapelt. Dafür muss jedoch eine Phasenkorrektur vorgenommen werden, da sich die Messungen in einem Bereich aus unterschiedlichen Dopplerverschiebungen zusammensetzen und für die Stapelung kohärente Signale notwendig sind. In diesem Fall spricht man von fokussierter SAR-Prozessierung. Diese gestapelte Wellenform hat eine sehr ähnliche Gestalt wie das Echo des Puls-limitierten Radars ohne SAR-Prozessierung.

⁴Synthetic Aperture Radar

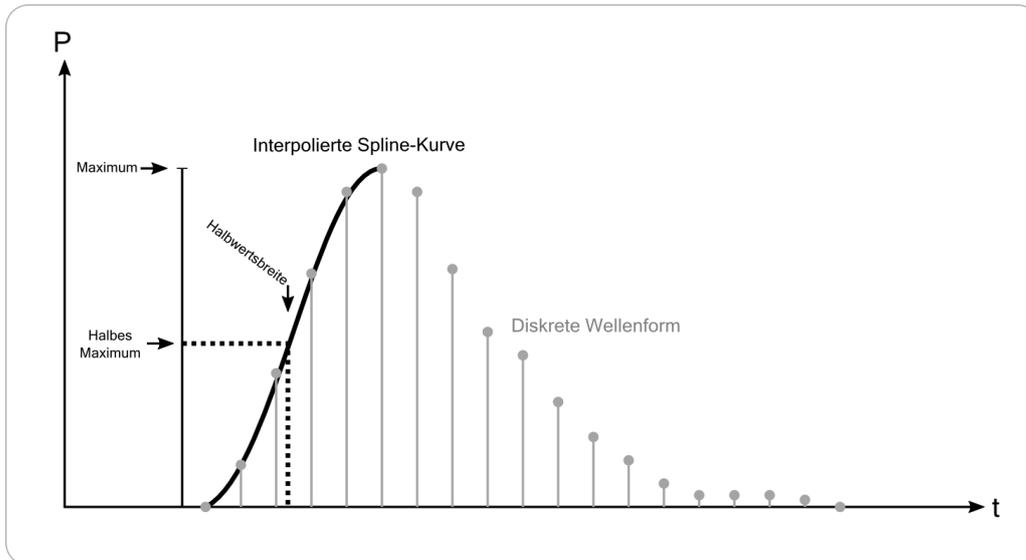


Abbildung 2.8.: Schematische Darstellung des TSRA.

Retracker

Unter dem Begriff *Retracker* versteht man einen Algorithmus, welcher aus der SAR-prozessierten Wellenform die Position der führenden Wellenfront der Oberfläche bestimmt. Dabei werden theoretische Funktionen an die Wellenform angenähert, welche teilweise neben der Abstandsmessung auch Informationen über die Eigenschaften der Oberfläche liefern können. Eine gute Übersicht über verfügbare Retracker in der Flugzeug-Radaraltimetrie wurde durch *Helm* (2008) gegeben. In dieser Arbeit wurde mit dem TSRA⁵ ein robustes Verfahren zur Bestimmung der Oberflächenhöhe über Meereis verwendet. Dieser Retracker wurde ursprünglich für Radarmessungen über dem grönländischen Eisschild entwickelt und hat sich in diesem Einsatzgebiet durch ein niedriges Rauschen und durch eine geringe Abhängigkeit von dem Streumechanismus ausgezeichnet (*Ferraro und Swift*, 1995).

Der Retracker modelliert die ansteigende Flanke des Echos mit einer geglätteten kubischen Spline-Kurve. Von dieser Kurve wird die einseitige Halbwertsbreite an der ansteigenden Flanke bestimmt (siehe Abbildung 2.8). Mit dem resultierenden Verzögerungswert kann über die Lichtgeschwindigkeit der Abstand zur Oberfläche berechnet werden.

2.4. Satellitenaltimeter

Höhenmessungen von einer Satellitenplattform werden seit der amerikanischen Skylab-Mission in den 70er Jahren operational durchgeführt. Für Freibordmessungen wurden aber erst die ERS-1 und ERS-2 Satelliten der Europäischen Weltraumagentur ESA in dem Zeitbereich von 1991 bis 2003 in der Arktis (*Laxon et al.*, 2003) und von 1995 bis 2002 in der Antarktis (*Giles et al.*, 2008b) eingesetzt. Beide Satelliten sind mit dem RA Instrument, ein 13.8 GHz Radaraltimeter (K_u -Band), ausgerüstet. Das nachfolgende Radaraltimeter RA-2 wird auf dem, im Jahr 2002 gestarteten, europäischen Satelliten ENVISAT zur Freibordbestimmung eingesetzt (*Giles et al.*, 2008a). Seit 2003

⁵Threshold Spline Retracker Algorithm

Tabelle 2.1.: Übersicht verschiedener Satellitenaltimeter. Quelle: ESA, NASA (*: geplant)

| | ERS-1 | ERS-2 | ENVISAT | ICESat | CryoSat 2 |
|---------------------|-------------------|-------------------|--------------------|-----------------|-----------------|
| Start | 1991 | 1995 | 2002 | 2003 | 2009* |
| Instrument | RA | RA | RA-2 | GLAS | SIRAL |
| Typ | Radar | Radar | Radar | Laser | Radar |
| Band | K_u | K_u | K_u | Nahinfrarot | K_u |
| Breitenbeschränkung | $\leq 81.5^\circ$ | $\leq 81.5^\circ$ | $\leq 81.45^\circ$ | $\leq 86^\circ$ | $\leq 88^\circ$ |

ist auch das Laseraltimetersystem *GLAS*⁶ auf dem Satelliten ICESat der amerikanischen Weltraumagentur NASA im Einsatz (*Kwok et al.*, 2006, 2007; *Kwok und Cunningham*, 2008). Das GLAS zeichnet sich durch eine geringere Ausleuchtfläche von 70 Metern aus, die Messungen im Nahinfrarotbereich (NIR) werden aber durch Wolken beeinflusst. Im Herbst 2005 wurde im Rahmen der *Earth Explorer Missions* der europäische Satellit CryoSat gestartet, der durch eine Fehlfunktion während der Startphase zerstört wurde. Dieser Satellit hatte das SIRAL⁷ Instrument an Bord, welches Höhenmessungen über Land- und Meereis ausführen sollte (*Wingham et al.*, 2006). Als Weiterentwicklung bestehender K_u -Band Radaraltimeter sollte ein interferometrischer Modus auch akkurate Messungen über geneigten Eisoberflächen ermöglichen. Nach dem Absturz wurde der Neubau der CryoSat 2 Mission bewilligt, deren Start für Ende des Jahres 2009 angesetzt ist. Durch SAR Prozessierung kann eine Auflösung von 300 Meter in, und 1000 Meter senkrecht zur Profilrichtung erreicht werden (*Wingham et al.*, 2006). Die Ausleuchtfläche von puls-limitierten Radaraltimetern liegt dagegen in der Größenordnung von 10 km (*Wingham et al.*, 2006). Ein weiterer Vorteil der CryoSat 2 Mission ist die hohe Orbitinklination von 92° und der damit verbundenen besseren geographischen Abdeckung von arktischem Meereis.

Eine Übersicht aller zur Freibordmessungen eingesetzten Satellitenaltimeter ist in Tabelle 2.1 gegeben.

2.5. Weitere Verfahren zur Bestimmung der Meereisdicke

Neben den hier vorgestellten Verfahren zur Bestimmung der Meereisdicke wurden zahlreiche Methoden zur Bestimmung der lokalen und regionalen Eisdickenverteilung entwickelt. Diese sollen hier kurz vorgestellt werden.

Bohrungen: Mit Bohrungen kann auf lokaler Skala eine einfache Punktmessung der Eisdicke vorgenommen werden. Mit einem Lot wird in einem Bohrloch der Abstand zur Eisunterseite bestimmt. Zusätzlich werden Größen wie Schneedicke und Eisfreibord notiert, so dass diese Methode häufig zur Validierung von großräumigen Messungen der Eisdicke eingesetzt wird. Durch den bedeutenden Arbeitsaufwand bleiben diese Messungen jedoch räumlich sehr limitiert.

⁶Geoscience Laser Altimeter System

⁷SAR/Interferometric Radar Altimeter

Sonar: Ähnlich zu altimetrischen Meereisdickenmessungen wird mit Sonaren das Tiefgangprofil des Meereises bestimmt. Die ersten Daten regionaler Eisdickenverteilungen wurden von militärischen Unterseebooten in der Arktis in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts gemessen. Eine Übersicht ist z.B. in *Wilkinson et al.* (2005) und *Rothrock et al.* (2008) gegeben. Neben Linienmessungen kann durch die Verwendung von seitwärts scannenden oder Multi-beam Sonaren auch ein dreidimensionales Abbild der Eisunterseite erstellt werden (*Wadhams*, 1988). Zudem werden heutzutage durch die fortschreitende technische Entwicklung meist kleine autonome Drohnen für Tiefgangsmessungen eingesetzt (*Wadhams und Doble*, 2008).

Neben beweglichen Plattformen können Sonarmessungen auch von Verankerungen an festen Positionen durchgeführt werden (*Strass*, 1998; *Harms et al.*, 2001). Diese Methode besitzt den Vorteil einer ganzjährigen Bestimmung der Meereisdicke an einem festen Ort.

Boden-Radar: Mit Reflexionen von Radarwellen an der Grenze zwischen Meereis und Meerwasser kann die Dicke des Meereises bestimmt werden (*Kovacs*, 1978; *Holt et al.*, 2008). Diese Methode ist jedoch limitiert durch die Präsenz von Inhomogenität im Meereis, welche starke Streuungen der Radarwellen hervorrufen. Daher wird diese Methode meist auf einjährigem Eis eingesetzt (*Holt et al.*, 2008).

Gleichstrom-Verfahren: Wie die Frequenzbereich-Elektromagnetik basiert dieses Verfahren auf der Erstellung eines Leitfähigkeitmodells des Untergrundes. Allerdings wird in der sog. *Geoelektrik* mit zwei Elektroden ein Gleichstrom in den Untergrund eingespeist und die Potentialdifferenz an zwei weiteren Elektroden gemessen. Zwar ist es möglich mit dieser Methode trotz schwacher Ankopplung der Elektroden auf dem Meereis die Dicke zu bestimmen (z.B. *Flinspach* (2005)), für einen operativen Einsatz ist die Geoelektrik jedoch mit einem hohen Aufwand verbunden. Als großer Vorteil kann jedoch mit dem Gleichstromverfahren zerstörungsfrei die internen elektrischen Eigenschaften des Meereises untersucht werden (*Reid et al.*, 2006a; *Ingham et al.*, 2008).

Massenbilanz-Bojen: Zur Veränderungen der Eisdicke tragen Prozesse an der Oberfläche und Unterseite des Meereises bei. Die zeitliche Veränderung der Eisdicke kann mit Eismassenbilanzbojen (IMB⁸) bestimmt werden (*Richter-Menge et al.*, 2005). Mit zwei Abstandsmessungen wird die Veränderung des Eistiefgangs und der Oberfläche zu einem fixen Referenzpunkt gemessen, so dass z.B. zwischen Schmelzvorgängen an der Oberfläche und Unterseite des Meereises unterschieden werden kann. Zudem wird der interne Temperaturverlauf des Meereises aufgezeichnet. Die Boje wird auf einer geeigneten Stelle auf dem Meereis installiert und übermittelt die aufgezeichneten Daten über eine Satellitenverbindung. Die verwendeten Batterien erlauben eine Lebenszeit von einigen Jahren.

Tiltmeter-Bojen: Von der Meereiskante bewegt sich eine langwellige Dünung durch ein eisbedecktes Gebiet. Auf einer Eisscholle können diese Wellenbewegungen von geringer Amplitude mit genauen Tiltmetern registriert werden. Aus dem Frequenzspektrum kann eine Information über die modale Eisdicke von der Eiskante bis zum Messpunkt berechnet werden (*Nagurny et al.*, 1994; *Doble et al.*, 2006).

⁸Ice Mass Balance

Mikrowellen-Radiometer: Die Strahlungstemperatur von dünnem Eis im Mikrowellenbereich kann dazu verwendet werden, die Dicke abzuleiten (*Yu und Rothrock*, 1996). Hierfür kommen Satelliten mit Mikrowellen-Radiometern in Frage, welche einen Großteil der Meereisregionen in den Polregionen abdecken können. Das Auflösungsvermögen der Eisdicke ist jedoch auf Werte unterhalb 1 Meter begrenzt.

LIDAR: Eine experimentelle Methode die Dicke der Schnee- und Meereisschicht mit LIDAR⁹ zu bestimmen, wird von *Várnai und Cahalan* (2007) beschrieben. Das Verfahren macht sich den durch Volumenstreuung entstehenden Halo von Laserpulsen im Meereis zunutze. Dieser ist abhängig von der Dicke der streuenden Schicht. Daher wird die Echoenergie relativ zum Winkel der Strahlgeometrie gemessen. Durch die geringe Amplitude des erwarteten Halos müssen die Messungen aber in der Nacht durchgeführt werden um die Eisdicke auflösen zu können.

⁹Light Detection And Ranging

3

Helikopter-basiertes Messgerät zur Bestimmung der Meereisdicke

Im vorherigen Kapitel wurde das elektromagnetische Induktionsverfahren beschrieben, mit dem die Mächtigkeit von Meereis bestimmt werden kann. Für die Anwendung dieses geophysikalischen Verfahrens wurden verschiedene Instrumente entwickelt. Häufige Verwendung finden kommerzielle Leitfähigkeitsmeter (Geonics EM31), welche von Schiffen oder direkt auf dem Eis (*Haas et al.*, 1997) zum Einsatz gebracht werden. Durch diese Untersuchungen kann keine repräsentative Eisdickenverteilung gewonnen werden, da aus Sicherheitsgründen Personen kein dünnes Eis betreten können. Ebenfalls muss für die Methode eine exakte Ausrichtung der Spulenchse gegeben sein, was in großräumig deformierten Eisfeldern zu einem hohen Arbeitsaufwand führt. Zum anderen werden bei der Navigation von Schiffen Bereiche mit dünnem Eis bevorzugt.

Diese Einschränkungen können mit luftgestützten Instrumenten umgangen werden. In den letzten 25 Jahren wurden verschiedene Systeme konstruiert und zum Einsatz gebracht (*Kovacs et al.*, 1987; *Prinsenbergh und Holladay*, 1993; *Multala et al.*, 1996). Die Konzepte umfassten von Helikoptern geschleppte Systeme mit Spulenabständen von einigen Metern, sowie am Helikopter und Flugzeug fest montierte Sende- und Empfängerspulen. Am Alfred-Wegener Institut wird seit 2001 eine helikopter-geschleppte Sonde verwendet (*Haas et al.*, 2008a). In diesem Abschnitt wird die Akquisition und Prozessierung der EM-Daten für dieses System beschrieben. Dazu zählen der Aufbau des Instrumentes, das Vorgehen im Feld, die einzelnen Bearbeitungsschritte der Rohdaten und die Berechnung der Gesamtdicke. Die grundlegenden Bearbeitungsschritte wurden vor dieser Arbeit am Alfred-Wegener Institut entwickelt und implementiert. Die im Rahmen dieser Arbeit eingeführten Änderungen werden bei der Beschreibung gesondert gekennzeichnet.

3.1. Instrument

Für die Bestimmung des relativen Sekundärfeldes in einer bestimmten Höhe sind zunächst eine Empfänger- und Sendespule sowie ein Altimeter notwendig. Wie in Gleichung 2.4 beschrieben, ist die Messgröße für eine horizontale koplanare Spulenanordnung von der dritten Potenz des Spulenabstandes abhängig ($H_s/H_p \propto r^3$), so dass möglichst große Spulenabstände für die Messgenauigkeit wünschenswert sind. Der Größe des Instrumentes sind aufgrund logistischer Einschränkungen Grenzen gesetzt. Der Einsatz von Helikopterdecks und die Transportfähigkeit auch in kleinen Flugzeugen zu abgelegenen Orten, erfordert eine möglichst geringe Ausdehnung und Gewicht. Als Kompromiss zwischen beiden Randbedingungen wurde ein Spulenabstand von 2.77 Meter bei einer

Gesamtlänge des Instruments von 3.6 Meter gewählt. Das Gesamtgewicht des Systems beträgt etwa 100 kg. Aufgrund der für ein luftgestütztes EM-System vergleichbar kleinen Ausmaße kann jeder Helikoptertyp verwendet werden, welcher eine Zertifizierung für eine externe Last besitzt. Ein solches Gerät wird generell als *EM-Bird* bezeichnet. Der Begriff *Bird* entstammt dem englischen Sprachgebrauch für eine von einem Flugzeug geschleppte Außenlast. Die Silbe *EM* beschreibt das elektromagnetische Verfahren. Eine schematische Darstellung des Aufbaus des EM-Birds ist in Abbildung 3.1 dargestellt.

Neben dem Sende-Empfänger Spulenpaar müssen für den praktischen Einsatz noch weitere Spulen in das Messsystem integriert werden. Da der Anteil des sekundären Feldes am Empfänger sehr klein gegenüber dem primären Feld ausfällt, wird für die akkurate Aufzeichnung des sekundären Feldes eine Kompensationsspule benötigt, welche das Primärfeld am Ort der Empfängerspule minimiert. Dazu wird an einem berechneten Ort eine kleinere Spule platziert, die ein zum Primärfeld gegenpoliges Magnetfeld erzeugt. Das verbleibende Magnetfeld, bzw. die in der Spule induzierten Spannungen, werden verstärkt und digitalisiert. Danach wird mit dem bekannten primären Signal mit einer Abtastfrequenz von 10 Hz die Inphase und Quadratur Komponente des relativen Sekundärfeldes berechnet. Für die Kalibrierung dieser internen Bearbeitung des Signals enthält das Instrument eine Eichspule, die ein nach Amplitude und Phase bekanntes Sekundärfeld erzeugen kann. Zudem wird das gesendete Signal durch induktive Kopplung an der Sendespule durch eine aus einer Windung bestehenden Referenzspule in der Datenerfassung aufgezeichnet. Die Beschreibung der Spulen bezieht sich auf ein System mit einer Frequenz. Bei einem Mehrfrequenzsystem wird für jede einzelne Frequenz der beschriebene Satz von Spulen benötigt. Diese werden typischerweise versetzt zueinander angeordnet um induktive Kopplungen zu vermeiden. Als Form für die Spulen werden Rechtecke gewählt, welche sich durch eine größere Fläche als Kreisspulen bei gleichem Durchmesser auszeichnen. Für die Messung ist der Abstand der Spulen eine kritische Größe. Daher sind diese auf einer sehr rigiden Platte im Inneren eines aerodynamischen Zylinders angebracht. Ein Leitwerk stabilisiert diesen Zylinder während des Fluges und gewährleistet die horizontale Spulenausrichtung.

Zur Bestimmung der Höhe des Instruments ist im Frontbereich ein Laseraltimeter angebracht. Dieses Gerät bestimmt den Abstand des Instruments zur Oberfläche mit einer Rate von 100 Hz. Für die Positionsbestimmung ist an der Oberseite des Birds eine GPS Antenne montiert. Die interne GPS Elektronik zeichnet das Signal mit einer Rate von 1 Hz auf. Je nach Ausführung erlaubt die verwendete Elektronik auch die nachträgliche verbesserte Positionsbestimmung durch Differential GPS (DGPS). Die Datenströme des EM Systems des Laseraltimeters und des GPS Empfangssystems werden durch einen Computer im EM-Bird gebündelt und gespeichert. Zusätzlich zur Speicherung werden die Daten in Echtzeit an den Operator im Helikopter über ein drahtloses Netzwerk übertragen. Neben Inphase und Quadratur steht dem Operator vor allem die Höheninformation zur Verfügung, die auch durch eine Avionik-Anzeige für den Piloten des Helikopters sichtbar ist. Die Energieversorgung wird durch die Stromgeneratoren des Helikopter realisiert. Die in der Kabine zur Verfügung stehenden 28 V werden transformiert und entlang eines ca. 20 Meter langen Schleppkabels zum EM-Bird geführt. Die Verwendung von drahtloser Übertragung minimiert die Probleme, welche durch statische Aufladung auftreten können. Insbesondere beim Start muss die

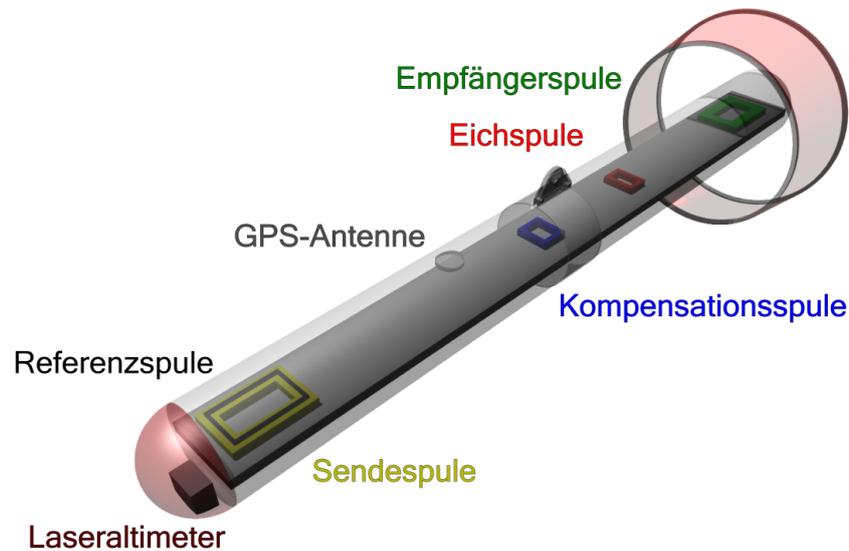


Abbildung 3.1.: Schematische Darstellung des Spulensystems des EM-Birds als 1-Frequenzsystem. Notwendig sind die Empfänger- und Sendespule, sowie eine Kompensationsspule zur Unterdrückung des primären Feldes am Ort der Empfängerspule. Mit der Eichspule kann für die Kalibrierung des Systems ein definiertes Signal erzeugt werden.

Elektronik gegen Entladungen geschützt werden, da sich durch die schnell drehenden Rotorblätter elektrische Leiter statisch aufladen können. Durch die Länge des Schleppkabels können daher große Spannungen entstehen. Aus diesem Grund wird während des Starts dem Bird kein Strom zugeführt und das Schleppkabel ist gegen den Metallrahmen des Helikopters geerdet. Dennoch können im Flug bei widrigen Wetterbedingungen statische Aufladung, z.B. durch Vorbeistreichen von Eiskristallen am Birdrumpf, die Messung empfindlich stören, da das System Helikopter-Bird im Flug keine elektrische Ladung abführen kann.

Während der Messungen wird der EM-Bird in einer typischen Höhe von 10-15 Meter über der Meeresoberfläche gehalten (Siehe Abbildung 3.2). Zwar nimmt die Stärke des Signals mit abnehmender Höhe exponentiell zu, dieser Höhenbereich stellt jedoch einen guten Kompromiss zwischen Signalstärke und Sicherheit dar. Variationen in diesem Höhenbereich sind für die später beschriebene Kalibrierung des EM Signals aber durchaus erwünscht. Die Fluggeschwindigkeit während der Messung liegt typischerweise zwischen 70 und 80 Knoten. Die 10 Hz Messrate des Bird entspricht daher etwa einem Messpunktabstand von ca. 3-4 Meter entlang des Profils. Die maximale Länge des Messprofils hängt vom Typ des Helikopters ab. Üblicherweise ist ein Messprofil zwischen 200 und 300 km lang.

Das Alfred-Wegener Institut besitzt bis zum Zeitpunkt dieser Arbeit drei EM-Birds. Diese unterscheiden sich marginal in ihrer Ausrüstung sowie den gewählten Frequenzen. Das erste Instru-

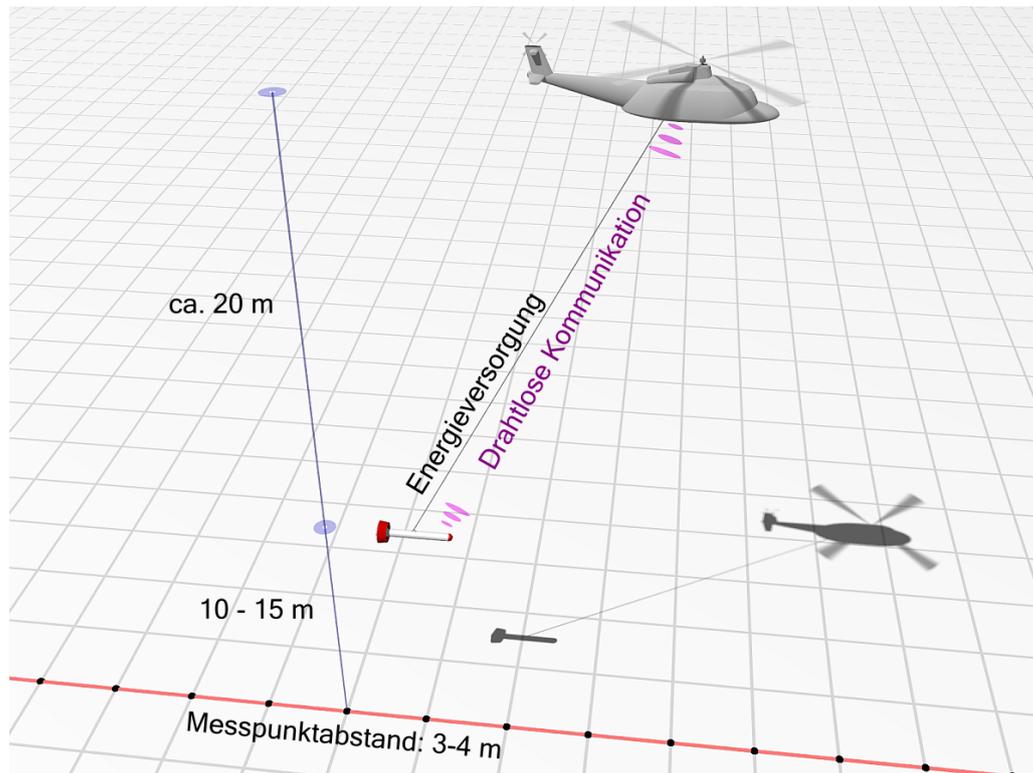


Abbildung 3.2.: Einsatz des EM Bird im Feld durch einen Helikopter. Das Gerät wird an einem typischerweise 20 Meter langen Kabel in einer Höhe von 10 bis 15 Meter über die Oberfläche. Die Energieversorgung liefert der Stromgenerator des Helikopters über eine Kabelverbindung zum Bird, während die Datenkommunikation über ein drahtloses Netzwerk realisiert wird.

ment wurde zunächst als Zweifrequenzsystem konzipiert. Eine tiefe Frequenz von etwa 3600 Hz wird für die Abstandsbestimmung zur Eis-Wasser Grenze verwendet, während eine höhere Frequenz von ca. 110 kHz für die Sondierung der elektrischen Eigenschaften des Meereis verwendet werden sollte. Diese Daten werden in dieser Arbeit aufgrund von geringer Genauigkeit nicht verwendet. Alle in dieser Arbeit gemessenen Eisdicken wurden stattdessen mit der tiefen Frequenz des jeweiligen Instrumentes berechnet. Die Eigenschaften der einzelnen Birds sind abschließend in Tabelle 3.1 zusammengefasst.

3.2. Kalibrierungsverfahren im Flug

Die Kalibrierung der EM Daten gliedert sich in mehrere Schritte. Während des Fluges müssen das Nullniveau der gemessenen Spannung und die korrekte Amplitude und Phase bestimmt werden. Diese Parameter unterliegen einer temperaturbedingten Drift der elektronischen Komponenten, die von der Außentemperatur und der Flugdauer abhängt. Als erste Maßnahme wird das Instrument bereits eine Stunde vor dem Start des Helikopters im Messmodus betrieben. In dieser Phase können die internen Komponenten eine Gleichgewichtstemperatur entwickeln. Als Sicherheitsvorkehrung wird die Stromzufuhr für den Startvorgang unterbrochen, so dass in der anfänglichen Messphase mit verstärkter elektronischer Drift zu rechnen ist. Damit diese Drift nachträglich rekonstruiert werden kann, werden die Messprofile alle 20 Minuten unterbrochen und das Instru-

Tabelle 3.1.: Systemparameter der drei benannten EM-Birds des Alfred Wegener Instituts.

| | | <i>Birdie</i> | <i>Leo</i> | <i>Total</i> |
|----------------------|----|----------------------------|-----------------|--------------|
| Tiefe Frequenz f_1 | Hz | 3680 | 4060 | 4060 |
| Spulenabstand f_1 | m | 2.77 | 2.77 | 2.77 |
| Hohe Frequenz f_2 | Hz | 112000 | – | – |
| Spulenabstand r_2 | m | 2.049 | – | – |
| Baujahr | | 2001 | 2004 | 2008 |
| Gewicht | kg | | 100 | |
| Ausmaße | m | | 3.6 × 1.0 × 1.0 | |
| Messfrequenz | Hz | | 10 | |
| Laseraltimeter | | Riegl LD90 HS3100 (100 Hz) | | |
| GPS Antenne | | Trimble/NovaTel (1 Hz) | | |
| DGPS Fähigkeit | | – | ✓ | – |

ment in eine größere Höhe gebracht. Ab einem Abstand von mehr als 100 Meter zur Meeresoberfläche, ist das gemessene Sekundärfeld so schwach, dass die Annahme des nicht leitfähigen Vollraums gegeben ist. Anhand dieser Nullmessungen kann nachträglich eine Korrektur der Drift vorgenommen werden.

Während der Messung in großer Höhe wird aber auch eine vollständige Eichung des Signals vorgenommen. Dazu wird zunächst in einem 2 Sekunden langen Intervall für die Inphase- U_i und Quadraturkomponente U_q der aufgezeichneten Spannung U_x^0 ein neues Nullniveau bestimmt (*Ferra Dynamics*, 2001). Dieses neue Nullniveau $U_{x,0}$ wird von der gemessenen Spannung subtrahiert (Vergleiche Abbildung 3.3a und 3.3b). Die gebräuchliche Einheit für die geringen Spannungen ist Mikrovolt (μV).

$$U_x^0 = \frac{1}{n+1} \cdot \sum_{j=0}^n U_x(j) \quad \text{mit } n = 20 \quad (3.1)$$

$$U_{x,0} = U_x - U_x^0 \quad (3.2)$$

$$x = i, q$$

Je nach Art der Kalibrierung werden die Korrekturen auf den Inphase- und Quadratur Kanal oder im Amplitude-Phasen Raum angewandt. Beide Koordinatensysteme werden über die Beziehung zwischen Polar- und kartesischen Koordinaten in einander transformiert.

Neben den Induktionsvorgängen im Untergrund ruft auch die elektronische Prozessierung des Signals der Empfängerspule eine Phasenverschiebung relativ zum Primärfeld hervor. Mit dem Signal der Eichspule mit bekannter Phase kann der Einfluss des Systems Φ_{system} berechnet werden.

$$U_x^{\Delta\Phi} = \underbrace{\frac{1}{n+1} \cdot \sum_{j=0}^n U_x(j)}_{\text{mit Phasensignal}} - \underbrace{\frac{1}{n+1} \cdot \sum_{j=0}^n U_x(j)}_{\text{ohne Phasensignal}} \quad \text{mit } n = 20, x = i, q \quad (3.3)$$

$$\Phi_{system} = \tan^{-1} \left(\frac{U_q^{\Delta\Phi}}{U_i^{\Delta\Phi}} \right) \quad (3.4)$$

$$A = \sqrt{U_{i,0}^2 + U_{q,0}^2} \quad (3.5)$$

$$\Phi = \tan^{-1} \left(\frac{U_{q,0}}{U_{i,0}} \right) \quad (3.6)$$

$$U_{i,0,\Delta\Phi} = A \cdot \cos(\Phi - \Phi_{system}) \quad (3.7)$$

$$U_{q,0,\Delta\Phi} = A \cdot \sin(\Phi - \Phi_{system}) \quad (3.8)$$

($U_x^{\Delta\Phi}$: Phasenreferenzspannung, A : Amplitude, Φ : Phase, $U_{x,0,\Delta\Phi}$: Um Nullspannung und Systemphase korrigierte Inphase und Quadratur)

Die Spannungen für Inphase und Quadratur können mit den Beziehungen 3.7 und 3.8 um den Wert der Systemphase korrigiert werden. Nach der Korrektur ist der Phasenpuls nur noch auf dem Quadratur-Kanal vorhanden (Abbildung 3.3c).

Abschließend wird ein Umrechnungsfaktor F zwischen den gemessenen Einheiten Mikrovolt und der dimensionslosen Größe des relativen Sekundärfeldes berechnet. Aufgrund der geringen Stärke des Sekundärfeldes wird diese in ppm (parts per million $\equiv 10^{-6}$) angegeben. Für die Umrechnung wird mit der Eichspule ein Signal generiert, dessen Größe in ppm, aufgrund der gewählten Geometrie und Signalstärke für Inphase und Quadratur, bekannt ist. In beiden Kanälen wird die Änderung in Mikrovolt gemessen und diese in Beziehung zu der theoretischen Änderung gesetzt.

$$U_{x,diff} = \underbrace{\frac{1}{n+1} \cdot \sum_{j=0}^n U_x(j)}_{\text{mit Amplitudensignal}} - \underbrace{\frac{1}{n+1} \cdot \sum_{j=0}^n U_x(j)}_{\text{ohne Amplitudensignal}} \quad \text{mit } n = 20 \quad (3.9)$$

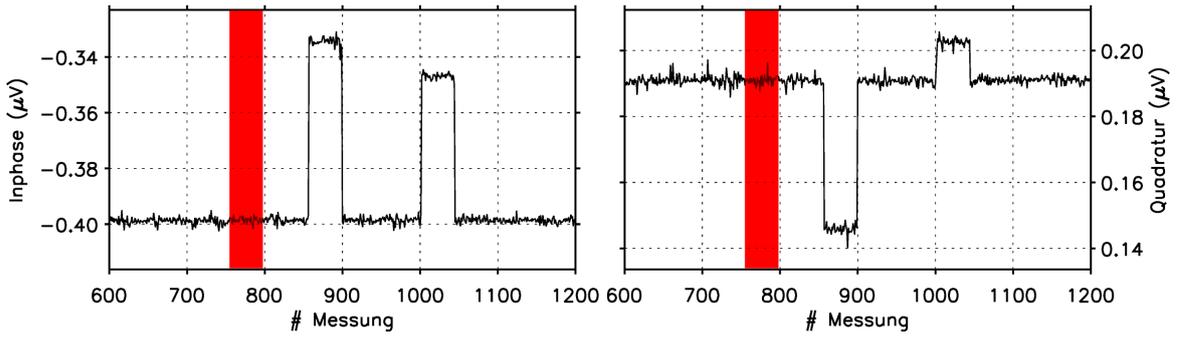
$$F_x = \frac{PPM_{x,ref}}{U_{x,diff}} \quad (3.10)$$

$$x = i, q \quad (3.11)$$

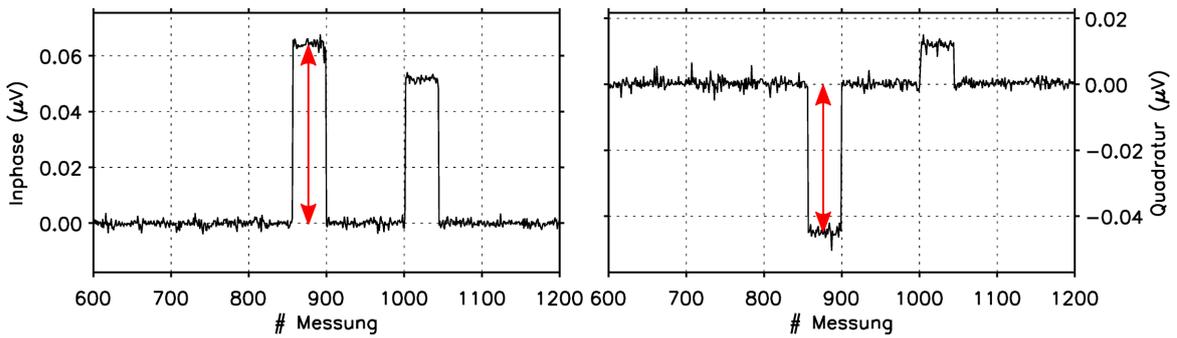
$$I(ppm) = U_{i,0,\Delta\Phi} / F_i \quad (3.12)$$

$$Q(ppm) = U_{q,0,\Delta\Phi} / F_q \quad (3.13)$$

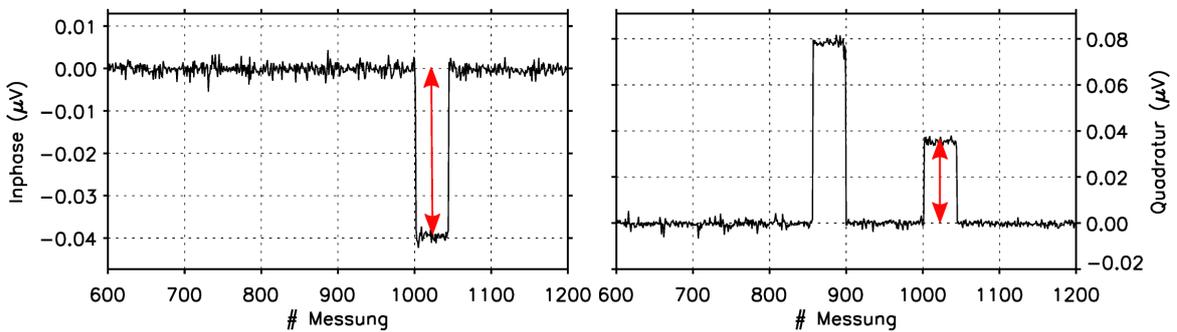
Durch die getrennte Umrechnung des Inphase und Quadratur-Kanals in ppm wird streng genommen eine weitere Phasenkorrektur vorgenommen, wenn die Umrechnungsfaktoren für beide Kanäle



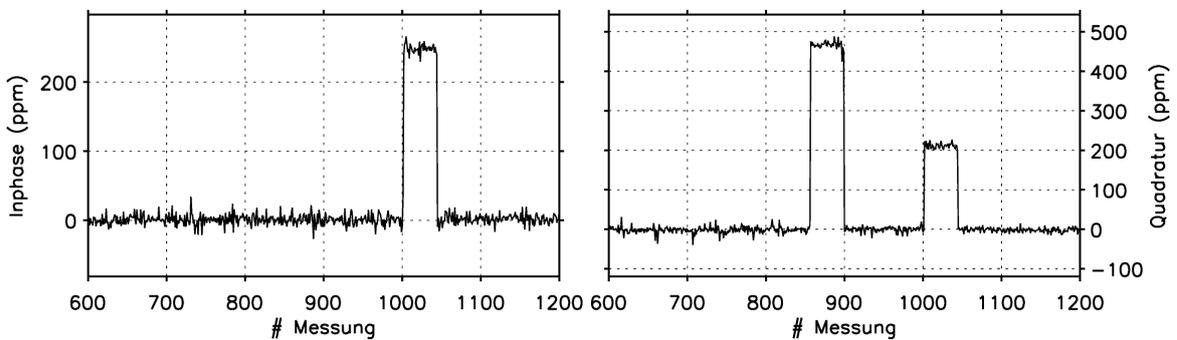
(a) Aufgezeichnetes Signal U_i, U_q . Bestimmung des Nullniveaus anhand eines 2 Sekunden Fensters.



(b) Auf Nullniveau bezogenes Messung Signal $U_{i,0}, U_{q,0}$. Bestimmung der Systemphase anhand des Phasensignals der Eichspule



(c) Um Systemphase korrigiertes Signal $U_{i,0,\Delta\Phi}, U_{q,0,\Delta\Phi}$. Bestimmung des Umrechnungsfaktors von μV in ppm anhand des Kalibrierungspulses der Eichspule



(d) Inphase und Quadratur in ppm

Abbildung 3.3.: Kalibrierungsschritte des EM Signals im nicht-leitfähigen Vollraum: (a) Gemessenes Rohsignal (b) Auf Nullniveau bezogenes Signal (c) Um Systemphase korrigiertes Signal und (d) Inphase und Quadratur in ppm.

le unterschiedlich sind. Das Ergebnis dieser Kalibrierung während des Fluges ist die aus den an der Empfängerspule gemessenen Spannung berechnete Inphase I und Quadratur Q des relativen Sekundärfeldes in ppm. Für die Berechnung der Gesamtdicke sind aber weitere nachträgliche Korrekturen nötig.

3.3. Driftkorrektur

Am Anfang vor jedem etwa 20 Minuten langen Messprofil werden, wie im vorherigen Abschnitt beschrieben, Nullmessungen vorgenommen. Innerhalb der einzelnen Messprofile kann sich das Nullniveau jedoch durch die Temperaturentwicklung des Instrumentes verschieben. Die Ursache ist eine Veränderung des emittierten Signals der Sendespule, da die Drift bereits in der Referenzspule an der Sendespule messbar ist. Dies führt zu einem kontinuierlichen Driftverhalten der Inphase und Quadratur Kanäle während der Messungen. Die Größenordnung der Drift variiert je nach Instrument und Außentemperatur von < 10 ppm bis 1000 ppm. Diese Größenordnung übersteigt die Änderungen des EM Signals durch die variierende Eisdicke. In Abbildung 3.4 ist die Drift des Inphase und Quadratur Kanals in Mikrovolt für einen Flug zusammen mit der Flughöhe dargestellt. In beiden Kanälen ist in den Abschnitten mit niedriger Höhe das Signal des Meerwassers zu erkennen. In den Abschnitten in denen die Flughöhe des EM-Birds den Schwellwert von 100 Meter zur Meereisoberfläche überschritt, wurden Nullmessungen im Vollraum durchgeführt. Die lineare Driftrekonstruktion entlang dieser Nullmessungen zeigt, dass die Richtung der Drift durchaus Veränderungen unterliegen kann.

Zwischen den einzelnen Messprofilen können in der praktischen Umsetzung unterschiedliche Zeiträume zwischen den Datenaufzeichnungen liegen. Zudem ist selten aus technischen Gründen ein Neustart der Kontrollsoftware notwendig. Dies führt zu einem diskontinuierlichen Driftverhalten der Datenaufzeichnung im gesamten Flug. Daher wird die Drift jeweils für einzelne Abschnitte zwischen den Nullmessungen rekonstruiert.

Das Driftverhalten ist abhängig von den verwendeten elektronischen Komponenten und der Außentemperatur während der Messungen. Typischerweise können zwei verschiedene Fälle angenommen werden. Im Fall von geringer Drift kann die Rekonstruktion als linear ($y = a_0 \cdot x + a_1$) im Profilschnitt angenommen werden. Im zweiten Fall wird die Driftrekonstruktion mittels eines Polynom zweiten Grades vorgenommen ($y = a_0 \cdot x^2 + a_1 \cdot x + a_2$). Für beide Fälle ist ein Beispiel in Abbildung 3.5 dargestellt. Die Methode zur Rekonstruktion des nichtlinearen Driftverhaltens wurde im Rahmen dieser Arbeit zur Prozessierung der EM Daten hinzugefügt. Für die Rekonstruktion werden die in großer Höhe aufgezeichneten Messwerte am Anfang und Ende des Profils durch die entsprechende Funktion an den Inphase Kanal angepasst (Abbildung 3.5a & b). Ist bereits im Flug eine starkes Driftverhalten sichtbar, so wird meist in der Mitte des Messprofils das Instrument auf eine entsprechende Höhe gebracht, da sonst die Rekonstruktion des nichtlinearen Driftverhaltens zu ungenau bestimmt wäre.

Die Wahl eines Polynom zweiten Grades als Beschreibung für das nichtlineare Driftverhalten wurde anhand von gemessenen Driftbeispielen getroffen. In Abbildung 3.5c ist ein solches Beispiel einer etwa 15 Minuten langen Messreihe am Boden dargestellt. Für diesen Test wurde der Bird weit

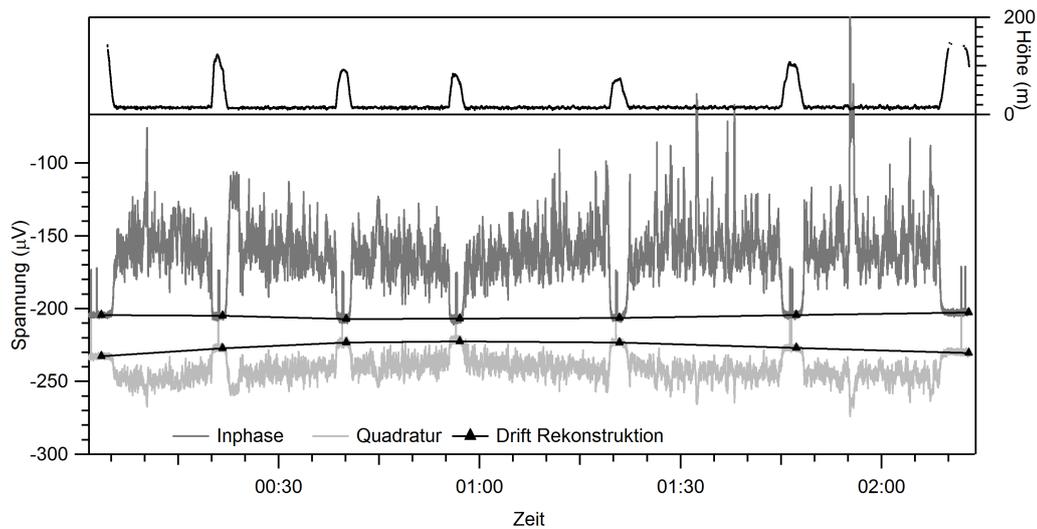


Abbildung 3.4.: Beispiel des Driftverhaltens des Systems in Mikrovolt für Inphase und Quadratur während eines Fluges. Darüber dargestellt ist die Höhe des EM-Birds gemessen mit dem Laser-Altimeter. In größerer Höhe (> 100 m) wird das Nullniveau neu bestimmt. Abbildung aus *Haas et al. (2008a)*.

entfernt von metallischen Störkörpern über resistivem Boden unter typischen arktischen Temperaturen außerhalb von Gebäuden aufgestellt. Durch eine Nullmessung wurde der Einfluss des nur gering leitfähigen Untergrundes aus den Messungen beseitigt. Dargestellt ist das aufgezeichnete Signal, die Driftrekonstruktion und das korrigierte Signal. Bis auf eine durch ein metallenes Objekt hervorgerufene Störung am Anfang der Messreihe, kann die nichtlineare Driftrekonstruktion das tatsächliche Driftverhalten mit hoher Genauigkeit wiedergeben. In der Umsetzung bei den Daten über Meereis existieren jedoch größere Unsicherheiten, da im Gegensatz zu diesem Test wesentlich weniger Messpunkte zur Verfügung stehen um die drei Variablen des Polynoms zu bestimmen.

Die Anpassung der entsprechenden Funktionen wird getrennt für Inphase und Quadratur vorgenommen. Die Auswahl der Bereiche, welche als Datenbasis für die automatische Anpassung dienen, wird manuell getroffen. In der Umsetzung in der Prozessierungssoftware ist auch die Möglichkeit von nachträglichen Änderungen der Funktionsparameter durch den Anwender vorgesehen. Dadurch kann auch für die Driftrekonstruktion ein gutes Ergebnis erzielt werden, wenn aufgrund der Datenlage die automatische Berechnung der Koeffizienten zu ungenauen Ergebnissen führt. Die um die Drift bereinigten Kanäle werden im nächsten Schritt für die Berechnung der Eisdicke aus den EM- und Laseraltimeter Daten verwendet.

3.4. Bestimmung und Rekalibrierung der Meereisdicke

Die Inphase und Quadratur liegen in einer Auflösung von 10 Hz, die Daten des Laser-Altimeters mit 100 Hz vor. Für die Bestimmung der Meereisdicke müssen beide Zeitreihen auf einen einheitlichen Messpunktabstand abgetastet werden. Dazu werden die Altimeterdaten mit einer Fensterbreite von 10 Werten an den EM Messpunkten gleitend gemittelt. Diese Vorgehensweise entspricht einer Tiefpass-Filterung der Laserdaten über den Einflussbereich der einzelnen EM Messung. Unter Umständen existieren Ausfälle in den Altimeterdaten aufgrund geringer Reflektivität der Ober-

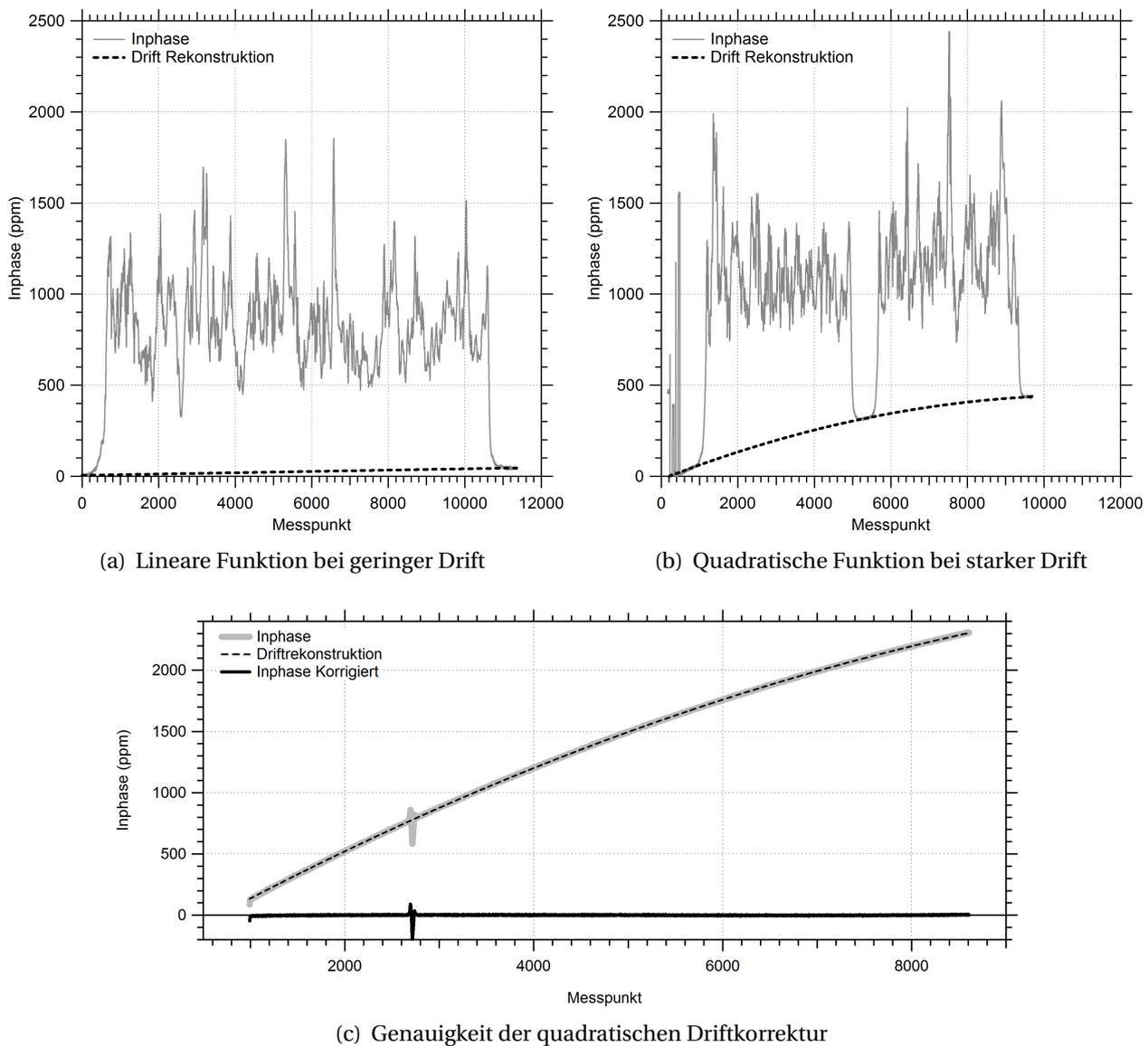


Abbildung 3.5.: Korrektur der Drift des EM Systems. (a) Beispiel eines Messprofils mit linearer Drift (b) Beispiel eines Messprofils mit quadratischer Drift (c) Überprüfung des quadratischen Driftverhaltens anhand einer kontinuierlichen Messung ohne Störeinflüsse.

fläche. Für diese meist sehr kurzen Zeitbereiche kann keine Eisdicke berechnet werden.

Für die Berechnung der Dicke von Meereis wird das gemessene EM- und Altimetersignal mit der numerischen Lösung vom relativen Sekundärfeld in Abhängigkeit zum Abstand zur Halbraumgrenze (Gleichung 2.4) in Beziehung gesetzt. Vereinfacht ausgedrückt, wird mit dem EM Signal der Abstand zur Halbraumgrenze (Eis-Wasser Grenze) bestimmt, und mit dem Laser-Altimeter der Abstand zur Eisoberseite. Aus der Differenz ergibt sich die Summe aus Schnee- und Eisdicke, da der Reflexionshorizont des Infrarot-Lasers durch die Schneeoberfläche gegeben ist. Die Summe dieser beiden Dicken wird im folgenden als *Gesamtdicke* bezeichnet.

Die Schritte für die Berechnung der Gesamtdicke aus den EM Daten werden im folgenden anhand

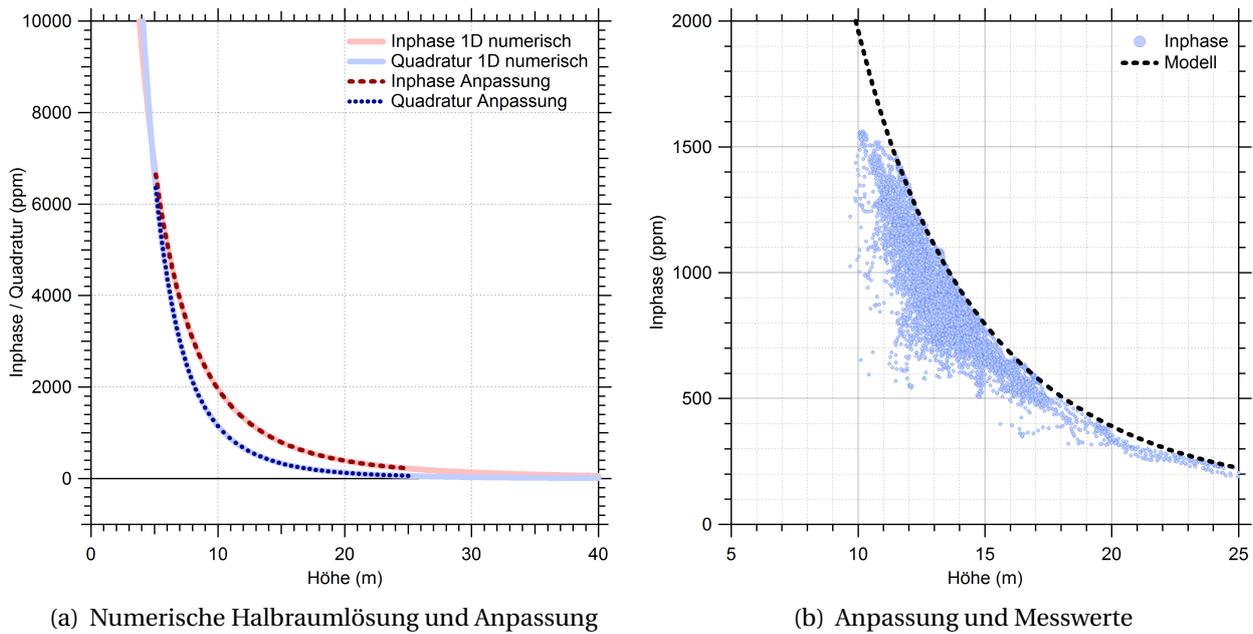


Abbildung 3.6.: Abhängigkeit von Inphase und Quadratur vom Abstand zur Halbraumgrenze bei einer Meerwasserleitfähigkeit von 2600 mS/m. (a) Numerische Lösung der Hankeltransformation und Anpassung durch eine Doppel exponentialfunktion in einem Fenster von 5 bis 25 Meter (b) Gemessene Inphase Abhängigkeit zur Laserabstandsmessung und Halbraumlösung.

eines Beispiels illustriert. Die Daten wurden am 16. September 2007 im zentralen arktischen Ozean aufgezeichnet und spiegeln die sommerliche Meereisdickenverteilung in diesem Gebiet wieder. Als Basis für diese Messungen diente der Forschungseisbrecher *Polarstern*.

Als Vorinformation wird die Leitfähigkeit des Meerwassers benötigt. In dem gewählten Beispiel wurde das Kielsalinometer des Schiffes verwendet, mit dem eine Leitfähigkeit von 2600 mS/m ermittelt wurde. Für die Datenverarbeitung des Messprofils muss zunächst die für die entsprechende Leitfähigkeit an diskreten Abständen zur Halbraumgrenze gelöste Gleichung 2.4 durch einen funktionalen Zusammenhang dargestellt werden. In den im Flug auftretenden typischen Abständen h des EM-Birds zur Wasseroberfläche können die Lösungen Z für die Inphase und Quadratur durch eine Doppel-Exponentialfunktion (auch 1D Modellfunktion genannt) hinreichend genau beschrieben werden.

$$Z(h) = a_1 + a_2 \cdot e^{-a_3 \cdot h} + a_4 \cdot e^{-a_5 \cdot h} \quad (3.14)$$

In Abbildung 3.6a ist die Lösung der Hankeltransformation (Gleichung 2.4) für die gewählte Leitfähigkeit für den Inphase- und Quadratur-Kanal und die entsprechende Anpassung aufgetragen. Die Stärke des Inphase-Signals ist für typische Abstände zur Halbraumgrenze (10-30 Meter) größer als das Quadratur-Signal. Das Rauschverhalten beider Kanäle verhält sich jedoch ähnlich (*Haas et al., 2008a*), daher wird aufgrund des besseren Signal-Rausch-Verhältnisses die Inphase für das endgültige Datenprodukt gewählt. Die Anpassung der Modellfunktion wurde nur in einem Abstandsbereich von 5 bis 20 Meter vorgenommen. Außerhalb dieser Bereiche verhält sich die numerische Lösung nicht exakt wie die gewählte Funktion und verfälscht die bestimmten Koeffizienten a_i in

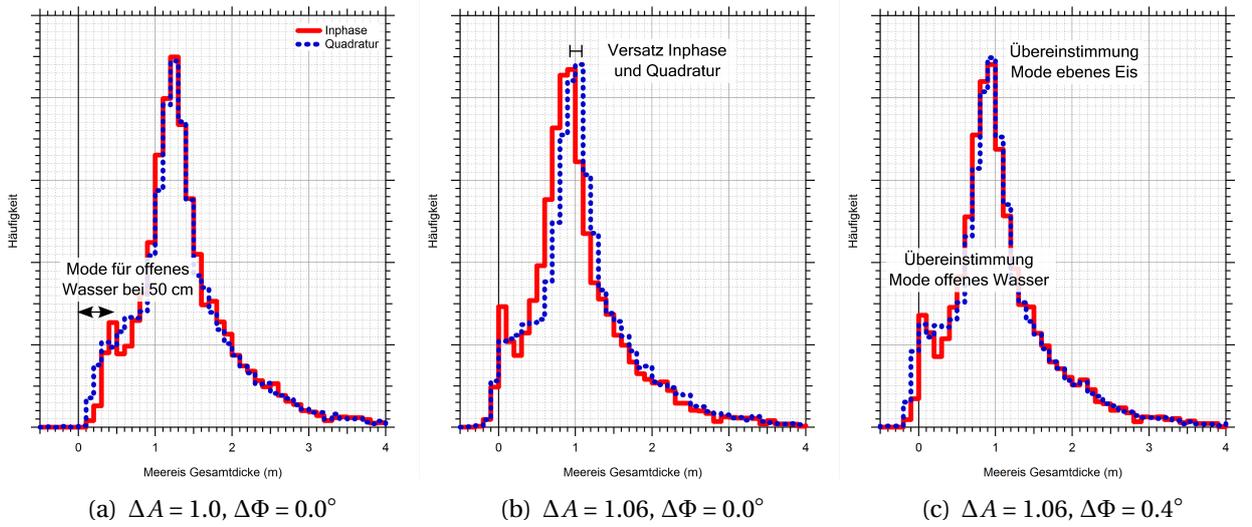


Abbildung 3.7.: Einfluss von Amplituden- und Phasenrekalibrierung auf die Verteilungen der Gesamtdicke, berechnet aus der Inphase (rot) und Quadratur (blau). (a) Ohne Kalibrierungsfaktoren (b) Mit Amplitudenkorrektur (a) Mit Amplituden- und Phasenkorrektor.

dem für die EM Messungen relevanten Höhenbereich.

Trägt man die gemessenen Inphase gegen die Laserabstandsmessung gemeinsam mit der 1D Modellfunktion auf, so liegen in Abbildung 3.6 alle Messwerte ‚links‘ der Modellkurve. Dies ist anschaulich dadurch begründet, dass die Laserabstandsmessung um den Betrag der Gesamtdicke zum Abstand zur Wasseroberfläche herabgesetzt sind. Bei Messungen über eisfreien Bereichen stimmen die Laserabstandsmessungen und der Abstand zur Halbraumgrenze überein. Als Konsequenz liegen die Messwerte auf der 1D Modellfunktion. Daher entspricht in Abbildung 3.6b die Gesamtdicke z_g dem horizontalen Abstand eines Messwerts zur 1D Modellfunktion. Für die Berechnung des Abstands zum Halbraum d durch die gemessene Inphase und Quadratur muss Beziehung 3.14 invertiert werden. Dies ist analytisch nicht möglich, die Lösung d ist allerdings eine Nullstelle der Gleichung (Beispiel Inphase I):

$$0 = a_1 + a_2 \cdot e^{-a_3 \cdot d} + a_4 \cdot e^{-a_5 \cdot d} - I \quad (3.15)$$

Für die Bestimmung von Nullstellen beliebiger Funktionen stehen schnelle numerische Verfahren zur Verfügung. Daher wird für jeden Messwert eine Nullstellenbestimmung durchgeführt. Die Gesamtdicke ergibt sich aus der Differenz des Halbraumabstands und der Laserabstandsmessung h :

$$z_g = d - h \quad (3.16)$$

Die Berechnung der Nullstellen von Gleichung 3.15 wurde für das Beispielprofil an jedem einzelnen Messpunkt vorgenommen. Die entsprechenden Histogramme der Gesamtdicke aus dem Inphase und Quadratur Kanal sind in Abbildung 3.7a dargestellt.

Die beiden Histogramme stimmen miteinander überein, in den Verteilungen sind jedoch keine eisfreien Bereiche ($z_g = 0$) und dünnes Eis vorhanden. Während der Messungen im Flug wurden al-

lerdings an zahlreichen Positionen eisfreie Bereiche im Datenstrom markiert, welche nach der vorläufigen Berechnung der Gesamtdicke einen von Null verschiedenen Wert zeigen. Die Ursachen hierfür liegen in einer geringfügigen Ungenauigkeit der Amplituden- und Phasenwerte bezüglich der Modellfunktion. Zu den Ursachen zählen eine ungenaue Kalibrierung der EM Daten während des Fluges, und eine möglicherweise fehlerhafte Annahme der Leitfähigkeit des Meerwassers. Anhand der während des Flugs protokollierten Messungen über offenen Wasser kann jedoch eine Amplituden- und Phasenkorrektur der Inphase und Quadratur vorgenommen werden (*Pfaffling und Reid, 2008*).

$$I_{rk} = (A \Delta A) \cdot \cos(\Phi + \Delta\Phi) \quad (3.17)$$

$$Q_{rk} = (A \Delta A) \cdot \sin(\Phi + \Delta\Phi) \quad (3.18)$$

Dafür wird zunächst aus der Inphase und Quadratur die Amplitude A und Phase Φ der einzelnen Messpunkte berechnet. Die Amplitude wird mit einem multiplikativen Faktor ΔA korrigiert, während die Phase mit einem additiven Faktor $\Delta\Phi$ verändert wird. Mit der rekalibrierten Inphase I_{rk} und Quadratur Q_{rk} wird gemäß Gleichung 3.15 und 3.16 die Gesamtdicke neu berechnet.

Diese Rekalibrierung der EM Daten anhand des Ergebnisses der Gesamtdicke wird interaktiv in mehreren Iterationen durchgeführt. Neben den Histogrammen ist die Abbildung 3.6a eine nützliche Darstellung. Die beiden Parameter ΔA und $\Delta\Phi$ werden solange variiert, bis markierte Punkte über offenem Wasser mit der Modellfunktion übereinstimmen. Daher sind für die Rekalibrierung Höhenänderungen des EM-Birds über eisfreien Bereichen durchaus erwünscht. Im umgekehrten Fall, wenn keine eisfreie Bereiche im Profil vorhanden sind, wird die Rekalibrierung schwieriger. In Abbildung 3.7 sind zwei Zwischenschritte dargestellt. Mit einem Amplitudenkorrekturfaktor von $\Delta A = 1.06$ werden die Stellen offenem Wassers nun korrekt wiedergegeben, es zeigt sich jedoch eine Diskrepanz zwischen den Moden des ebenen Eises für die beiden Kanäle. Diese Diskrepanz wird durch eine Veränderung der Phase um $\Delta\Phi = 0.4^\circ$ eliminiert. Als Ergebnis der Rekalibrierung zeigt sich in Abbildung 3.7c eine Übereinstimmung der Histogramme zwischen Inphase und Quadratur sowie die korrekte Wiedergabe der Eisdicke dünnen Eises, bzw. eisfreier Bereiche. Mit einer modalen Gesamtdicke von 90 cm besteht das in Abbildung 3.8 dargestellte Profil aus, für die zentrale Arktis dünnem Eis, welches gerade die sommerliche Schmelzperiode überstanden hat.

In dem Histogramm (Abb. 3.7c) der Gesamtdicke sind die Verteilungen von Inphase und Quadratur weitestgehend ähnlich. Bei der Gegenüberstellung im Profil (Abb. 3.8) zeigen sich jedoch einige wenige Unterschiede. Aufgrund des besseren Signal-Rausch-Verhältnisses zeigt der Inphase-Kanal im Dünneisbereich (um Messpunkt 7000) ein deutlicheres Signal. Zudem ist die Gesamtdicke, berechnet aus der Inphase, weniger anfällig für Störungen, etwa in der Nähe von Messpunkt 3000. Diese Störung wurde verursacht durch eine kurze Höhenänderung des EM-Birds mit einem Abstand größer als 20 Meter zur Meereisoberfläche. Die resultierende Abschwächung wirkt sich besonders auf das Quadratur Signal aus. Für das Endergebnis dieses Eisdickenprofils wird daher die aus der Inphase berechnete Gesamtdicke verwendet.

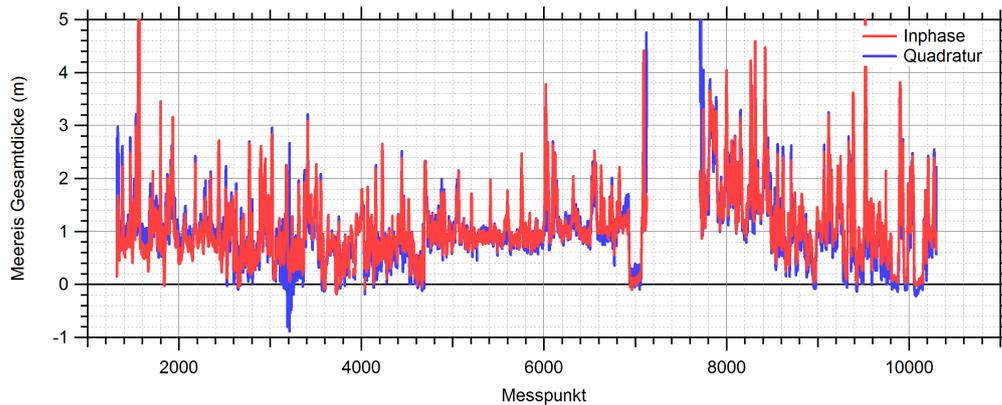


Abbildung 3.8.: Berechnete Gesamtdicke aus rekalierten Inphase und Quadratur Daten. Dargestellt ist eine etwa 15 Minuten langes Messprofil in der zentralen Arktis vom 16. September 2007. Die Gesamtdicke ist aufgetragen gegen die Anzahl der Messpunkte.

3.5. Genauigkeit und Anwendung von Filtern

Neben dem Rauschverhalten der elektronischen Komponenten sind die Umstände der Messungen für die Genauigkeit der berechneten Gesamtdicke bedeutend. Zu den Faktoren zählt die Stärke des Signals, welche weitestgehend von der Höhe des Instrumentes bestimmt wird. In der Umsetzung hat sich eine Flughöhe von etwa 12 Meter (40 Fuß) als ein guter Kompromiss zwischen Messgenauigkeit und Sicherheit durchgesetzt. Messungen in zu großem Abstand zur Halbraumgrenze führen zu einem zu schwachem Messsignal. Aufgrund des exponentiellen Abfalls und der damit verbundenen geringeren Veränderung der Inphase und Quadratur mit zunehmenden Abstand zur Halbraumgrenze, entsteht wegen des konstanten elektronischen Rauschens von ± 8.5 ppm (Haas *et al.*, 2008a) eine abnehmende Genauigkeit der resultierenden Gesamtdicke. Daher werden Messpunkte in dem finalen Datenprodukt nicht berücksichtigt, deren Laserabstandsmessung einen Grenzwert übersteigt. Die Wahl dieses Grenzwertes hängt von der Leitfähigkeit des Meerwassers ab. Für typische Leitfähigkeiten im Arktischen Ozean (2200 – 2900 ms/m) (Coachman und Aagaard, 1974) wird ein Grenzwert von 25 Meter in der Laserabstandsmessung für die Gültigkeit des Messwerts veranschlagt. Bei Messungen in Gebieten mit einer deutlich geringeren Leitfähigkeit, z.B. in eisbedeckten Gebieten der Ostsee mit einer Leitfähigkeit von 300 mS/m, wird dieser Grenzwert auf 20 Meter herabgesetzt.

Neben der Höhe beeinflusst auch die räumliche Orientierung der Spulen das Messergebnis. Durch das 20 Meter lange Schleppkabel können Pendelbewegungen entstehen, durch welche die Annahme der horizontalen Spulenausrichtung nicht mehr gegeben ist. Unter normalen Bedingungen wirkt das Leitwerk diesen Bewegungen entgegen. Zudem ist das Kabel in Flugrichtung des Instrumentes beweglich aufgehängt, so dass Neigungsbewegungen mit der Ausnahme von starken Flugmanövern auszuschließen sind. Seitlich zur Flugrichtung können bei Seitenwind oder Kurskorrekturen des Helikopters Rollbewegungen entstehen. Über die Auswirkungen der Spulenorientierung für luftgestützte EM Systeme existieren spezielle Abschätzungen für die Bestimmung von Meereisdicke (Holladay *et al.*, 1997) sowie Korrekturalgorithmen (Fittermann und Yin, 2004). Eine Korrektur kann nicht durchgeführt werden, da die genaue Lage des Instrumentes nicht gemessen wird

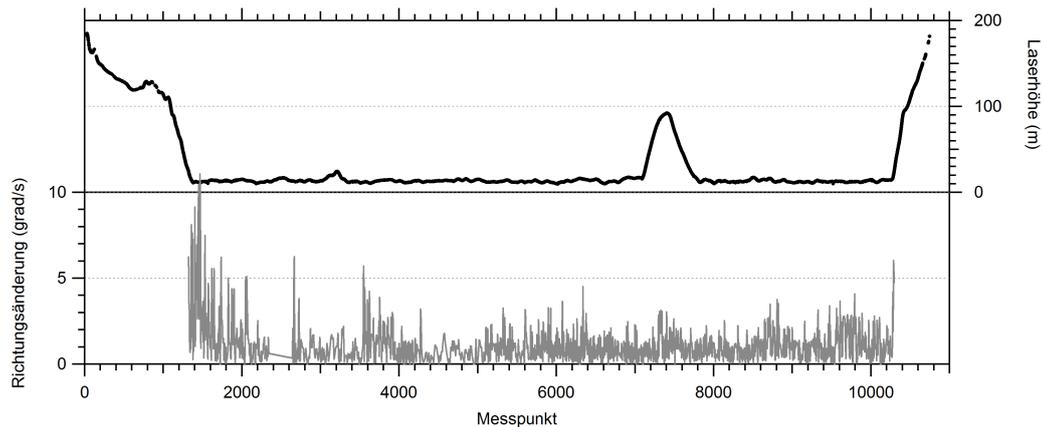


Abbildung 3.9.: Identifizierung von Pendelbewegungen des EM-Birds durch die zeitliche Änderung des Azimuths zwischen benachbarten GPS Messungen. Dargestellt ist der Laserhöhenmessung (oben) und die berechneten Richtungsänderung (unten) in Grad pro Sekunde. Der für Messungen als zulässig definierte Grenzwert beträgt 5 Grad/Sekunde.

und die Auswirkungen auf das Ergebnis gering sind (-1.5% für 10° Rollauslenkung, *Holladay et al.* (1997)). In einigen Profilen konnte jedoch die negative Auswirkung der Auslenkung des Instrumentes aus der horizontalen Lage nachgewiesen werden. Aus diesem Grund wurde im Rahmen dieser Arbeit ein Algorithmus entwickelt, welcher der Identifizierung von zu großen Auslenkungen des EM-Birds dient.

Da kein Lagesensor und nur eine GPS Antenne zur Verfügung steht, besteht keine Möglichkeit die aktuelle Ausrichtung des EM-Birds zu bestimmen. Stattdessen wird davon ausgegangen, dass starke Auslenkungen durch entsprechend deutliche Pendelbewegungen begleitet werden. Mit zwei aufeinander folgenden GPS Positionsbestimmungen kann der Azimuthwinkel des Instruments im Flug bestimmt werden. Die zeitliche Änderung dieser Größe ist in den normalerweise geraden Messprofilen eine Indikator für die Pendelbewegung des Instruments.

In Abbildung 3.9 ist für das im vorherigen Abschnitt erwähnte Beispielprofil die Richtungsänderung und die Laserabstandsmessung aufgetragen. Insbesondere nach dem Abstieg am Anfang des Profils zeigen sich noch deutliche Richtungsänderungen durch die Flugmanöver. In Bereichen mit großer Flughöhe wird dieser Filter nicht angewendet. Aus Erfahrungen mit Daten, welche unter deutlichen Kurvenlagen des EM-Birds gewonnen wurden, wurde der Grenzwert für zulässige Messpunkte auf 5 Grad pro Sekunde festgelegt. Dieser Wert wird in dem Beispielprofil nur an wenigen Messpunkten überschritten. Generell wird dieser Filter nur in geringen Fällen angewandt, z.B. wenn schnelle Kurskorrekturen notwendig sind. In üblichen Messprofilen spielen Pendelbewegungen nur eine geringe Rolle.

Das Rauschverhalten des EM-Birds erlaubt eine Genauigkeit einer Einzelmessung über ebenem Eis von etwa 10 cm (*Haas et al.*, 2008a). Die Lage der Moden in der Eisdickenverteilung werden von dem einer Normalverteilung folgenden Rauschen nicht beeinflusst (*Pfaffling*, 2006). Eine Bewertung der Genauigkeit der Messungen muss demnach aufgrund der Eisverhältnisse erfolgen. Die hier beschriebene Methode zur Berechnung der Dicke der Schnee- und Meereisschicht nimmt an, dass sich im Einflussbereich der Induktionsströme im Meerwasser die Topographie der Eisun-

terseite nicht ändert. Dies ist notwendig für die Annahme des homogenen Halbraums. Die Auswirkungen der realen Meereisgeometrie auf diesen Ansatz der Berechnung von Gesamtdicke ist ein Ziel dieser Arbeit und wird ausführlich im nächsten Kapitel behandelt.

3.6. Bestimmung von Freibord

Das Laseraltimeter des EM-Birds wird zwar für die Prozessierung der EM-Daten genutzt, kann aber auch für eigenständige Datenprodukte verwendet werden. Die hohe Auflösung von 100 Hz erlaubt unter Anderem die Bestimmung der Rauigkeit der Meereisoberfläche (*von Saldern, 2006*). Dafür werden die Laserabstandsmessungen durch eine geeignete Wahl von Tief- und Hochpassfiltern von der Höhenvariation des EM-Birds im Flug gereinigt (*Hibler, 1972*).

Eine weitere Methode, die Laserdaten des EM-Birds auszuwerten, wurde durch *Göbell (2007)* vorgestellt. Die Positionsbestimmung der GPS Antenne des EM-Birds kann unter bestimmten Voraussetzungen dazu genutzt werden, die Höhenänderungen unabhängig zu berechnen und die Laserabstandsmessung zu korrigieren. Das Resultat ist die Oberflächenhöhe des Meereises bezüglich des GPS Bezugssystems. Ist in diesem Bezugssystem auch die Höhe des Meeresspiegels bekannt, kann eine Bestimmung des Schneefreibords erfolgen. Diese Methode ist wissenschaftlich sehr bedeutsam, da sie eine gleichzeitige Bestimmung von Schneefreibord und Gesamtdicke durch den EM-Bird liefern kann. Für die Bestimmung der Höhenvariationen des EM-Birds während des Fluges ist das herkömmliche GPS-Signal jedoch nicht genau genug. Durch die Verwendung einer positionsfesten GPS Basisstation, können Störungen am Ort des EM-Birds berechnet und korrigiert werden. Man spricht in diesem Fall von kinematischer Postprozessierung. Die einzelnen dafür nötigen Schritte wurden für polare Gebiete durch *Göbell (2007)* detailliert beschrieben.

In Abbildung 3.10 ist die schematische Bestimmung von Schneefreibord durch den EM-Bird dargestellt. Nach der Korrektur der GPS Positions- und Höhendaten des EM-Birds wird die Laserabstandsmessung d um die berechnete Höhe z_{gps} des Instruments korrigiert.

$$s = z_{gps} - d \quad (3.19)$$

Die Oberflächenhöhe s wird zunächst bezüglich des, für die Satellitennavigation üblichen, Referenzsystems WGS 84 angegeben. Dieses System beschreibt die Gestalt der Erde durch ein Rotationsellipsoid. Zur Bestimmung der Oberflächenhöhe ist ein Datenbeispiel in Abbildung 3.11 dargestellt. Es zeigt, dass die mittlere Oberflächenhöhe etwa bei 20 Metern bezüglich des GPS Ellipsoids liegt. Für die Bestimmung des Freibords ist daher noch die Kenntnis des Meeresspiegels in diesem Bezugssystem notwendig.

Der Meeresspiegel folgt dem Schwerefeld der Erde und wird durch Meeresströmungen, Gezeiten und atmosphärische Drucksysteme verändert. Das GPS Bezugssystem stellt allerdings keine gute Darstellung des tatsächlichen Schwerefelds der Erde da. Mit den anderen Einflüssen zeigen sich daher deutliche Höhenänderungen des Meeresspiegels im GPS Bezugssystem. Da die anderen Einflüsse nicht zeitlich und räumlich konstant sind, muss eine Rekonstruktion des Meeresspiegels anhand der gemessenen Oberflächenhöhe vorgenommen werden. Dazu dienen Messungen über eisfreien Bereichen, welche durch eine glatte Interpolation miteinander verknüpft werden.

Die Genauigkeit dieser Methode hängt von der Häufigkeit eisfreier Bereiche ab. Bei entsprechend

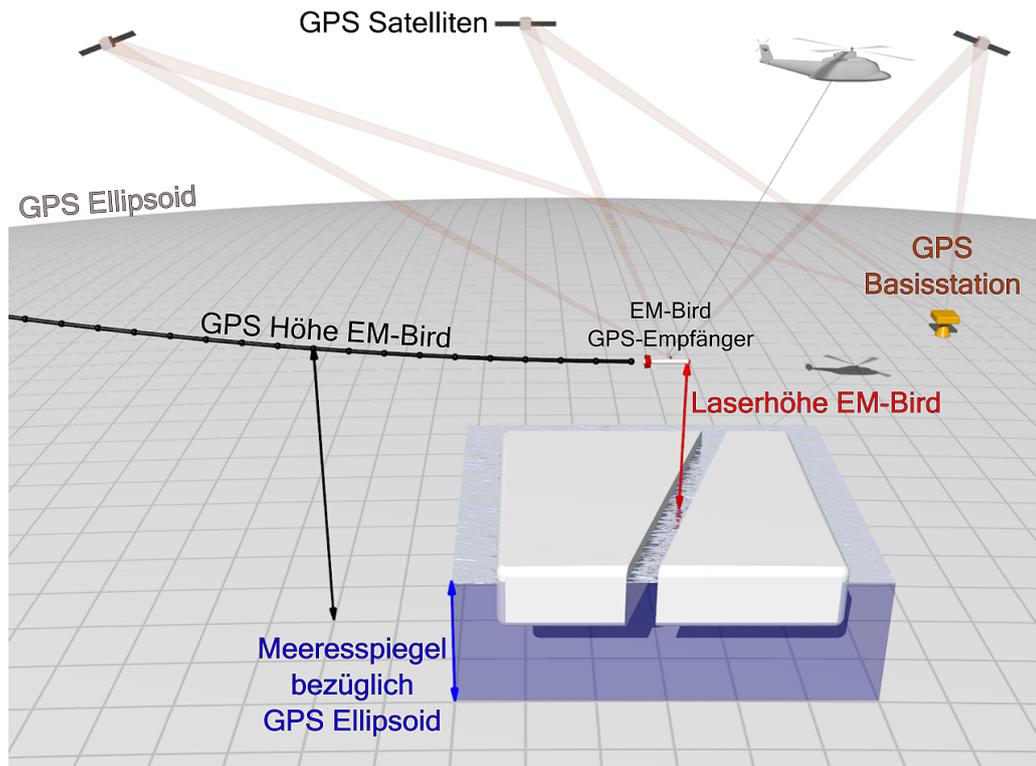


Abbildung 3.10.: Schematische Darstellung der Bestimmung von Schneefreibord mit dem EM-Bird. Neben der Position und Höhe des Instruments wird an einer ortsfesten Basisstation die Variationen des GPS-Signals aufgezeichnet. Die Höhe des Meeresspiegels als Referenzhöhe für das Schneefreibord wird anhand von Messungen über eisfreien Bereichen bestimmt.

geringer Meereiskonzentration können mit der Referenzierung auf den Meeresspiegel auch langwellige Schwankungen in der GPS Positionsbestimmung eliminiert werden. In dem gewählten Beispiel existieren eisfreie Stellen im Messprofil in Intervallen zwischen 1 und 6 km. Für die akkurate Rekonstruktion des Meeresspiegels ist dies ausreichend.

Typischerweise werden eisfreie Bereiche in der Oberflächenhöhe als lokale Minima identifiziert. Durch die gleichzeitige Bestimmung der Eisdicke durch den EM-Bird können in diesem Fall eisfreie Bereiche wesentlich einfacher identifiziert werden. Dennoch ist eine automatische Klassifizierung mit erheblichem Aufwand verbunden. Daher wird die Bestimmung von eisfreien Bereichen manuell durchgeführt. Im Rahmen dieser Arbeit wurde basierend auf *IDL* für diesen Zweck wurde eigens eine Anwenderoberfläche entwickelt (Siehe Abbildung 3.12). In der Darstellung der Oberflächenhöhe können direkt Knotenpunkte gewählt werden. Die Rekonstruktion des Meeresspiegels ergibt sich dann aus der Interpolation dieser Knotenpunkte. Das Schneefreibord f_s ergibt sich entsprechend aus der Oberflächenhöhe s und dem Meeresspiegel z_m :

$$f_s = s - z_m \quad (3.20)$$

Freibordmessungen mit dem EM-Bird wurden bis zu dem Zeitpunkt dieser Arbeit noch nicht routinemäßig durchgeführt. Dies liegt zumeist an den großen Abständen zwischen dem Bird und dem

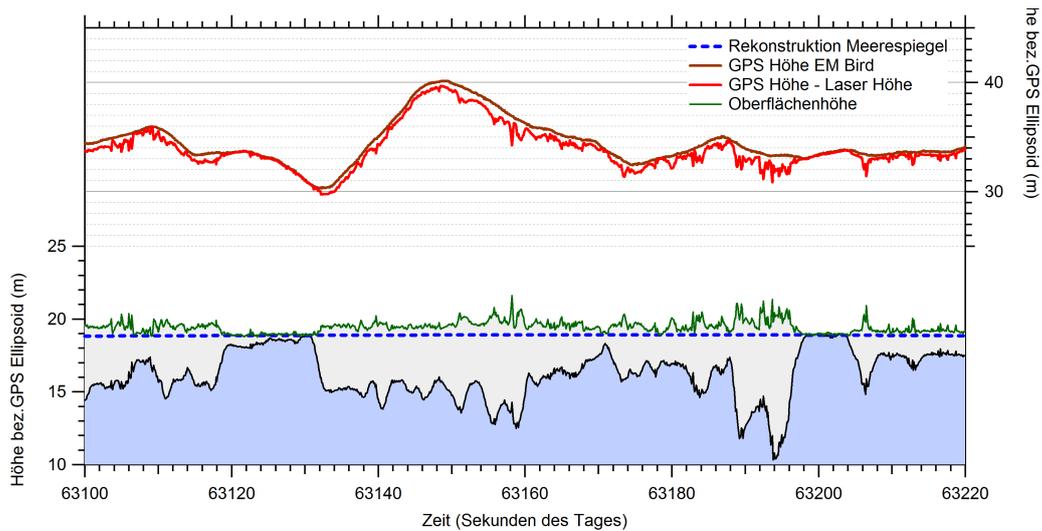


Abbildung 3.11.: Datenbeispiel von GPS Höhenbestimmung und Oberflächenhöhe bezüglich des GPS Bezugssystems. Dargestellt ist die GPS Höhe des EM-Birds das Residuum zwischen GPS Höhe und Laserabstandsmessung und die berechnete Oberflächenhöhe. Mit der Eisdickeninformation kann ein Tiefgangprofil erstellt werden. Entlang von eisfreien Bereichen wurde die Lage des Meeresspiegels im GPS Bezugssystem rekonstruiert.

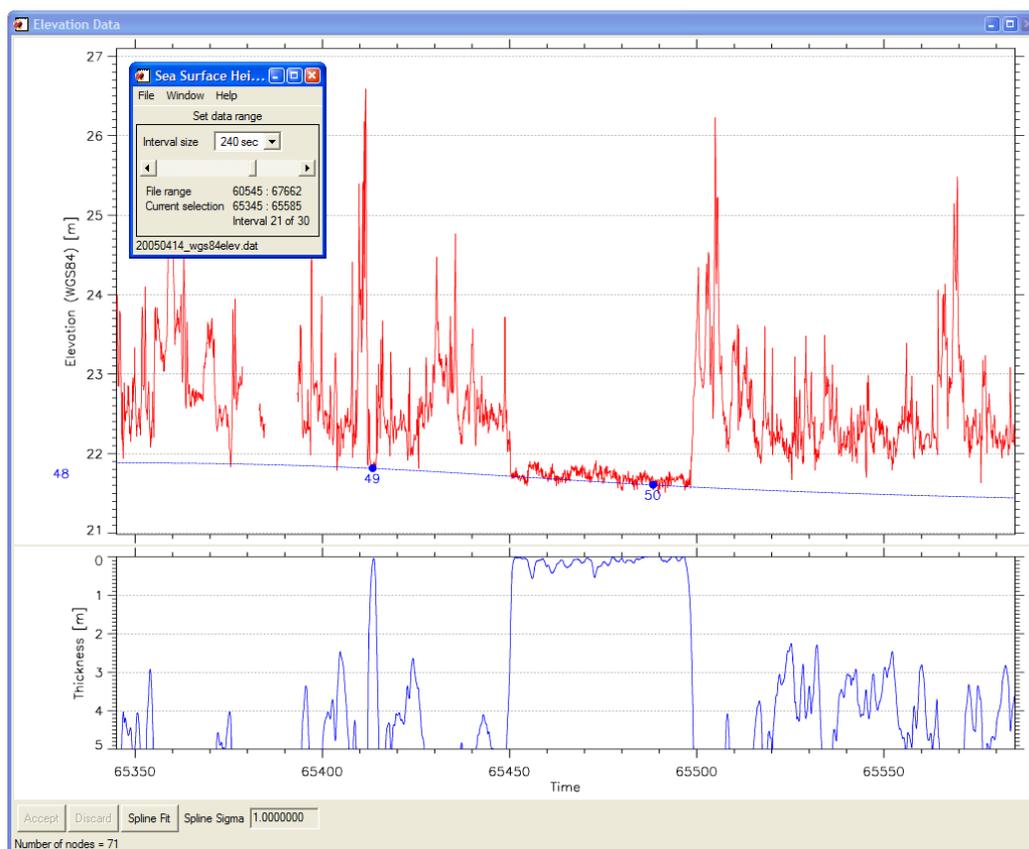


Abbildung 3.12.: Softwareoberfläche (basierend auf IDL) zur manuellen Bestimmung des Meeresspiegels bezüglich der GPS Bezugssystems. Dargestellt ist ein Ausschnitt von Oberflächenhöhen- und Eisdickendaten sowie die Rekonstruktion der Meeresspiegel anhand von zwei Knotenpunkten.

nächstgelegenen Ort für eine Basisstation abseits des dynamisch driftenden Meereises (*Göbell, 2007*). Exemplarische Messungen von Freibord und Eisdicke werden dennoch in Kapitel 6 ausführlich diskutiert.

Finite Elemente Simulation der EM Messungen über Meereis

4.1. Einführung

Durch Integration der statistischen Verteilung der gemessenen Dicke des Meereises lässt sich eine Aussage über die mittlere Eisdicke, bzw. das Eisvolumen treffen. Dazu muss berücksichtigt werden, dass die Genauigkeit der Dickenmessung vom Deformationsgrad des Meereises abhängt. Neben Intrusion von leitfähigem Meerwasser in das Meereis führt insbesondere die Mittlung über den lateralen Einflussbereich der EM Messung (*eng. footprint*) zu einer Glättung des Eisdickenprofils. Systematisch vergleichende Messungen von EM- und ULS-Daten (Upward looking sonar) im nördlichen, eisbedeckten Teil der Ostsee zeigten eine Unterschätzung von rund 50% der maximalen Eisdicke von Deformationsstrukturen (*Haas und Jochmann, 2003*). Dies kann jedoch nicht direkt auf die Fehlinterpretation der mittleren Eisdicke übertragen werden, da neben der Unterschätzung der maximalen Eisdicke auch eine Überschätzung der lateralen Ausbreitung einer Deformationsstruktur durch den Einflussbereich mit einbezogen werden muss. Untersuchungen der mittleren Eisdicke mit elektromagnetischen Induktionsgeräten direkt auf dem Eis zeigen keine nennenswerte Abweichung der mittleren Eisdicke von einem durch Bohrungen bestimmten Referenzwert (*Haas et al., 1997*).

Für die Interpretation der Eisdickendaten von Presseisrücken wurden für luftgestützte Elektromagnetiksysteme in der Vergangenheit Ansätze für 2D Inversionsverfahren entwickelt (*Liu und Becker (1990), Liu et al. (1991), Multala et al. (1996)*). Unter der Annahme, dass es sich bei Meerwasser um einen perfekt leitfähigen Körper handelt ($\sigma = \infty$) und die Leitfähigkeit des Meereises im Kiel des Rückens vernachlässigt werden kann, wird die Berechnung des EM Problems einer 2D Struktur auf die Antwort einer dünnen Platte zurückgeführt. Ein Beitrag des gemessenen EM Signals aus dem leitfähigen Körper ist nicht vorgesehen, da die Eindringung des EM Signals in diesem induktiven Grenzbereich vernachlässigt werden kann. Für einfache Geometrien kann daher ein Vorwärtsmodell numerisch schnell berechnet werden, welches für eine 2D Inversion der Eisdickendaten eingesetzt wird (*Liu et al., 1991*).

Für die hier verwendeten Frequenzen des Elektromagnetiksystems des Alfred-Wegener Instituts ist die Annahme eines perfekt leitfähigen Ozeankörpers nicht erfüllt. Erforderlich wäre eine Frequenz größer als 100 kHz (*Liu et al., 1991*). Des weiteren muss bei Presseisrücken mit Salzwass-

serintrusion gerechnet werden, insbesondere bei unkonsolidierten jungen Rücken, welche aus einer Ansammlung von Eisblöcken bestehen. Da zudem im Gegensatz zu früheren Studien ein 1-Frequenz-System zum Einsatz kommt, wird keine Inversionsstrategie verwendet. Stattdessen soll hier numerisch der Einfluss von möglichst realen Deformationsstrukturen auf die Meereisdickenstrukturen untersucht werden, so dass gegebenenfalls eine nachträgliche probabilistische Korrektur vorgenommen werden kann.

Zur Berechnung der EM Antwort für dreidimensionale Strukturen wurde für diese Arbeit das kommerzielle Softwarepaket *Comsol Multiphysics* verwendet. Es handelt sich dabei um ein Programmpaket, welches beliebige partielle Differentialgleichungen (PDE) auf unstrukturierten Gittern lösen kann. In der geophysikalischen Anwendung wird diese Software auch für andere Fragestellungen der Frequenzbereich-Elektromagnetik verwendet (z.B. *Löhken* (2007)). Die Entscheidung *Comsol Multiphysics* als 3D EM Modell einzusetzen, erfolgte aufgrund folgender Vorzüge:

- Darstellbarkeit beliebiger geometrischer Körper in 2D und 3D
- Verwendung eines unstrukturierten Finite-Elemente Gitters erlaubt eine Optimierung der Knotenanzahl und damit der aufzuwendenden Rechenzeit
- Partielle Differentialgleichungen für verschiedene elektromagnetische Anwendungsmodi sind implementiert

In diesem Kapitel wird daher zunächst der Modellaufbau zur Berechnung der EM Antwort von zwei- und dreidimensionalen Geometrien erläutert. Des Weiteren folgt eine Analyse der numerischen Genauigkeit anhand vergleichbarer analytischer Rechnungen sowie die Modellergebnisse mehrdimensionaler Strukturen im Meereis.

4.2. Modellphysik

Durch die verwendeten niedrigen Frequenzen der klassischen geophysikalischen Methoden können Annahmen getroffen werden, welche die numerische Lösung des EM Problems vereinfachen.

Vernachlässigung von Verschiebungsströmen: Für Frequenzen kleiner als 10^5 Hz spielen Verschiebungsströme, welche auf dielektrischer Leitfähigkeit beruhen, in auf der Erdoberfläche anzutreffenden Medien keine Rolle. (*Ward und Hohmann*, 1987; *Telford et al.*, 1990)

Annahme der quasistatischen Näherung: Die Quasistatische Näherung ist gültig, wenn die typischen Abstände zwischen Spulen und Körper wesentlich kleiner sind als die verwendete Wellenlänge (*Ward und Hohmann*, 1987). Bei verwendeten Frequenzen um 4 kHz entspricht die Wellenlänge etwa 75 km. In diesem Fall können die zugrundeliegenden Maxwellgleichungen vereinfacht werden.

Induktionsströme: Das Problem kann unter der Annahme weiter vereinfacht werden, dass lediglich schwache Induktionsströme relevant sind. In diesem Fall wird die Kopplung zwischen elektrischen und magnetischen Feldern vernachlässigt.

Unter den oben genannten Annahmen kann das EM Problem durch eine einzelne partielle Differentialgleichung (PDE) beschrieben werden:

$$(j\omega\sigma - \omega^2\epsilon_0\epsilon_r)\mathcal{A} + \nabla \times (\mu_0^{-1}\mu_r^{-1}\nabla \times \mathcal{A}) = \mathcal{J}^e \quad (4.1)$$

Gleichung 4.1 verbindet das magnetische Vektorpotential \mathcal{A} mit der externen Stromdichte $\mathcal{J}^e = 0$. Als weitere Parameter dienen die Gleichstromleitfähigkeit σ und die Kreisfrequenz ω . Zur Lösung von Gleichung 4.1 im Modell werden die relative elektrische Permittivität ϵ_r und die relative magnetische Permeabilität μ_r nicht berücksichtigt ($\epsilon_r, \mu_r = 1$). Als Anwendungsmodus für das 3D Modell wurde hier die zeitharmonische Analyse für magnetische Potentiale mit quasistatischer Näherung gewählt (*Comsol Multiphysics*, 2006).

Das Potential \mathcal{A} wird in *Comsol* durch eine diskrete Approximation ersetzt. Die Diskretisierung wird durch finite Elemente (Tetraeder) vorgenommen. Der Modellraum wird unter Berücksichtigung der Geometrie und der Randbedingungen vollständig in Tetraeder zerlegt. Mit den Randbedingungen der finite Elemente ergibt sich ein Gleichungssystem, welches numerisch gelöst wird. Die Methode der finiten Elemente für den Bereich der Elektromagnetik und die numerischen Lösungsverfahren sind in *Comsol Multiphysics* (2006) beschrieben.

4.3. Modellaufbau

Der Aufbau eines Modells in *Comsol Multiphysics* erfolgt über grundlegende geometrische Objekte. Jedes dieser Objekte besteht dabei aus Unterobjekten mit entsprechender geometrischer Ordnung. So können zum Beispiel für einen Würfel dem Innenraum, den Kantenflächen, den Kantenlinien und den Eckpunkten der Kantenlinien physikalische Eigenschaften zugeordnet werden. Die äußere Grenze aller Objekte definiert den Rand des Modells. An diesen Randflächen gelten andere Bedingungen, als für Ränder von Objekten im Inneren des Modells. Für Magnetfelder und elektrische Ströme gilt im Inneren des Modells die Kontinuität. Der äußere Rand des Modells in *Comsol* ist als magnetischer Isolator definiert, d.h. es dürfen am Rand nur tangentielle Magnetfelder existieren. Damit ist garantiert, dass Feldlinien stets geschlossen bleiben. Bei einem Dipolfeld existieren allerdings nicht-tangentiale Komponenten. Die Randbedingung führt daher zu einer Deformation des Magnetfeldes, und entsprechend zu einer Störung der Simulation, sollte der Modellbereich zu klein gewählt sein. Da ein großer Modellraum zu einer hohen Anzahl von Gitterelementen und damit zu einer aufwendigen Simulationen führt, wird dieses Problem mit einer physikalischen Annahme umgangen. Der Vorgang ist in Abschnitt 4.3.2 genauer erläutert.

Nach der Definition aller Objekte wird ein unstrukturiertes Gitter generiert, welches Knotenpunkte über Tetraeder verbindet. Dieses sogenannte *Mesh* kann weitestgehend beliebig in der Auflösung über den Modellbereich variieren. Eine genauere Beschreibung der Gittergenerierung ist in Abschnitt 4.3.3 gegeben.

Auf dem Gitter wird die Modellgleichung nach der Methode der finiten Elemente gelöst. Dazu stehen verschiedene numerische Algorithmen zur Verfügung, welche sich in Genauigkeit, aber auch in Geschwindigkeit und Speicherbedarf unterscheiden. Eine Analyse zur Genauigkeit des Simulationsergebnisses wird daher in Abschnitt 4.4 untersucht.

4.3.1. Geometrie

Der dreidimensionale Modellraum ist in zwei horizontal getrennte Bereiche gleicher Größe aufgeteilt. Der obere Bereich repräsentiert die nicht leitfähigen Medien, wie Luft, Schnee und Meereis, bei dem die elektrische Leitfähigkeit vernachlässigt wurde. Der untere Bereich entspricht dem leitfähigen Meerwasser. Die Geometrie der Grenzschicht zwischen beiden Bereichen entspricht daher der Untereistopographie. Auf eine realistische Beschreibung der Eisoberseite wird verzichtet, da diese keinen Einfluss auf das modellierte EM Signal hat. Aus Gründen der Anschaulichkeit bildet die Eisunterseite des undeformierten Eises die Referenzhöhe ($z = 0$). Werden andere Körper hinzugefügt, welche mit einer geringeren Leitfähigkeit einen porösen Eisblock simulieren, so ist deren obere Grenze durch die Referenzhöhe limitiert. Für das Beispiel eines Presseisrückens bedeutet dies, dass die Leitfähigkeit des porösen Rückens erst ab der Dicke des umgebenden Eises berücksichtigt wird.

Neben den leitfähigen und resistiven Domänen sind lediglich die Transmitterspule Rx und die Empfängerspule Tx als geometrische Objekte im Modell enthalten. Beide Spulen sind als flache horizontale rechteckige Körper parametrisiert, die jeweilige Windungszahl wird nicht berücksichtigt. Das Zentrum beider Spulen wird in einem definierten Abstand zum Eis-Wasser Horizont in der Mitte des Modellraums gehalten. Wird die EM Antwort in verschiedenen Abständen zum Spulenpaar berechnet, so wird die Eisstruktur im Modellraum verschoben und nicht das Spulenpaar. So ist gewährleistet, dass Randeffekte durch den begrenzten Modellraum einen möglichst geringen Einfluss auf das Ergebnis haben.

Tabelle 4.1.: Geometrische Parameter des Modellaufbaus einer 3D EM Simulation. Positionen in (x, y, z) ¹. Die Spulengeometrie entspricht dem EM-Bird *Birdie*

| Parameter | Wert |
|-----------------------|---------------------|
| Kantenlänge Modell | 200 m |
| Breite Randskalierung | 10 m |
| Spulenposition RX | (-1.385, 0, 10) |
| Spulengeometrie RX | 0.4226 m × 0.2624 m |
| Spulenposition TX | (1.385, 0, 10) |
| Spulengeometrie TX | 0.386 m × 0.285 m |

4.3.2. Modellrand

Wie bereits zuvor erwähnt, benötigt die äußere Grenze des Modellraumes spezielle Randbedingungen. Für den gewählten Anwendungsmodus von *Comsol Multiphysics* entsprechen diese Randbedingungen der magnetischen Isolierung, d.h. am Rand dürfen in *Comsol* keine Magnetfelder mit Normalkomponente am äußeren Rand existieren. Dadurch ist die Geschlossenheit des Systems gewährleistet. Für das 3D EM Vorwärtsmodell ist aber streng genommen ein offener oder sehr großer Modellraum erforderlich. Sehr große Abstände der Spulen zu den Rändern sind nötig, damit die

¹ $z = 10$ gewählter Standardabstand, kann als Modellparameter variiert werden

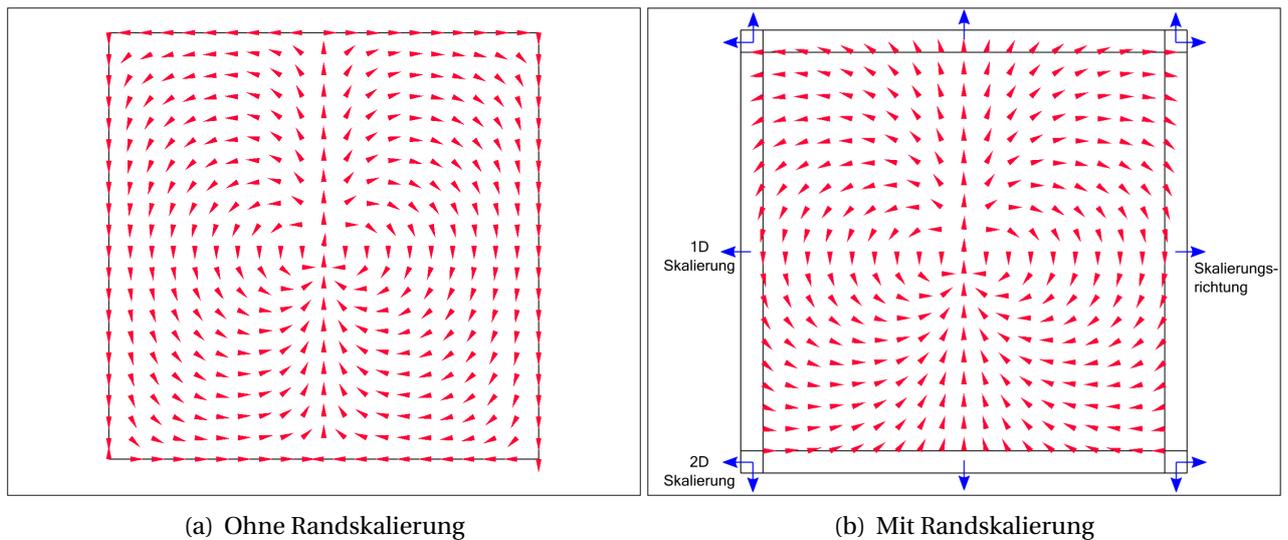


Abbildung 4.1.: Einfluss von Randbedingungen auf ein Dipolfeld. Rechts : Magnetische Isolierung, Links: skalierte Randbedingung, die Richtung der Skalierung innerhalb der äußeren Bereiche in Normalenrichtung nach Außen.

Störung des Dipolfeldes des Senders durch die Randbedingungen sich in einem akzeptablen Verhältnis zu dem sehr schwach ausfallenden relativen Sekundärfeld verhält. Ein genügend großer Modellraum wäre aber mit hohen Kosten bezüglich Speicherbedarf und Rechenzeit verbunden. Daher wurde die Methode von skalierten Randbedingungen im Rahmen dieser Arbeit verwendet (*mapped infinite elements, Comsol Multiphysics* (2006)). Dabei wird um den Modellraum eine dünne Schicht hinzugefügt, in welcher die Modellkoordinaten zu sehr großen Abständen skaliert werden. Vorgegeben werden muss lediglich die Richtung der Skalierung. In Abbildung 4.1a ist der Einfluss der Randbedingung auf ein Dipolfeld skizziert. Durch die äußeren Randbedingungen existieren am Modellrand keine Normalenkomponenten des magnetischen Feldes, dessen Richtung durch Pfeile dargestellt ist. In Abbildung 4.1b ist der Fall skizziert, in dem Bereiche mit Koordinatenskalierung hinzugefügt wurden. Der eigentliche Modellraum ist zwar in der Größe verringert worden, an dem neuen Modellrand entspricht das magnetische Feld aber nun einem Dipolfeld. Die äußerste Randbedingung ist weiterhin durch den Zustand der magnetische Isolierung gegeben.

In der Umsetzung werden an das Modell an jede Kantenseite zusätzliche Quader angefügt. Die Skalierungsrichtung ergibt sich aus der nach außen gerichteten Normalenrichtung, da ein kartesisches Koordinatensystem verwendet wurde. Eine komplette Abdeckung erfordert eine Überlappung der äußeren Bereiche. Innerhalb dieser Überlappung gilt die Skalierung in verschiedene Richtungen. Diesen Bereichen müssen jedoch auch physikalische Eigenschaften zugewiesen werden. Dies ist vor allen durch die Trennung des Modells in einen resistiven und einen leitfähigen Halbraum vorgegeben. Die endgültige Anordnung der skalierten Randbereiche im 3D Modellraum mit entsprechender Skalierungsrichtung ist in Abbildung 4.2 skizziert.

Durch diese Anordnung konnte der Modellraum von 600 Meter auf 200 Meter verkleinert werden, entsprechend einer deutlichen Reduzierung der notwendigen Gitterelemente. Eine weitere Verkleinerung des Modellraumes ist wegen der Ausdehnung der Induktionsströme im Modell nicht

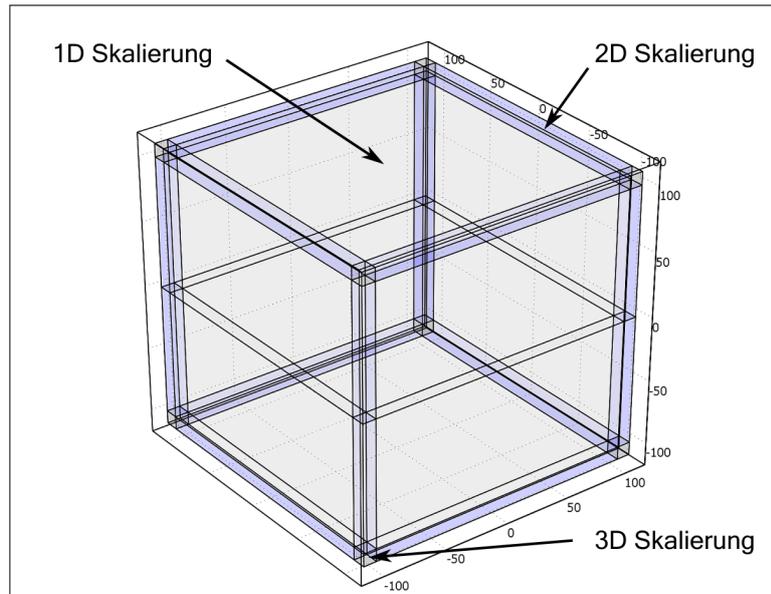


Abbildung 4.2.: Äußere Begrenzung des Modellraumes mit in die Unendlichkeit ausgedehnten Elementen. In dem kartesischen Koordinatensystem existieren Bereiche mit Skalierung in eine, zwei oder drei Richtungen (Siehe Abb. 4.1).

möglich.

4.3.3. Gittergenerierung

Wie die physikalischen Parameter können auch die Gitterparameter für einzelne Objekte verschiedener geometrischer Ordnung manuell festgesetzt werden. Dabei ist durch die Verwendung der Methode der finiten Elemente eine hohe Spannweite von räumlicher Auflösung möglich. Konfigurierbar sind verschiedene Parameter, die Gittergenerierung kann allerdings auch weitestgehend automatisch erfolgen. Für das EM Problem ist allerdings ein manueller Eingriff in die Gittergenerierung sinnvoll. Unter anderem ist für die Flächenintegration des Magnetfeldes über die Empfängerspule Rx eine hohe Auflösung erforderlich, ebenso ist der Bereich des Induktionsvorgangs an der Eis-Wasser Grenze von hohem Interesse. Für die Genauigkeit des Simulationsergebnisses ist daher in diesen Bereichen eine hohe Anzahl von Gitterpunkten erforderlich, welche nicht im Rest des Modellraumes aufrecht erhalten werden muss. Eine Angabe zu den Gitterparametern ist immer an ein geometrisches Objekt oder an dessen Kanten gebunden. Daher werden im Bereich der Induktionsströme Flächen eingesetzt, deren Aufgabe die Kontrolle der Gitterauflösung ist (Vergleich Abbildung 4.3). Ansonsten besitzen diese Flächen keinerlei physikalische Bedeutung. Je nach Anwendung wird eine Kreisfläche oder eine Quadrat verwendet. Der Durchmesser bzw. die Kantenlänge liegen dabei bei 50 Meter. Ein Kreisfläche benötigt weniger Elemente als ein Quadrat und repräsentiert besser die Form der Induktionsströme. Für eine unregelmäßige Eisunterseite ist jedoch ein Quadrat sinnvoller, da es in einfachere Teilstücke zerlegt werden kann.

Im speziellen werden an die Gittergeneration folgende Bedingungen geknüpft:

Maximale Größe: Kein Gitterelement darf größer als $4/10$ des maximalen Abstands im Modellraum werden. In speziellen Bereichen des Modells gelten feste Obergrenzen: Im Bereich der

induzierten Ströme an der Eisunterseite 1 Meter, innerhalb der Fläche der Empfängerspule: 0.02 Meter, entlang der Transmitterspule: 0.4 Meter.

Gitterwachstum: Benachbarte Tetraeder des Gitters können keine beliebige unterschiedliche Größe aufweisen. Daher kann das Wachstum von Bereichen mit hoher zu Bereichen mit niedriger Auflösung festgelegt werden. Sensitivitätsstudien haben gezeigt, dass dieser Parameter eine hohe Bedeutung für die Genauigkeit des Simulationsergebnisses besitzt. Andererseits kontrolliert das Gitterwachstum auch zum großen Maße die Gesamtanzahl von Gitterpunkten. Ein Wert von 1.425, d.h. ein Element kann höchstens um 42.5 % größer als sein Nachbar sein, entspricht dem Kompromiss zwischen Rechenzeit und Rechengenauigkeit.

Eine typische Simulation nutzt 150 000 bis 250 000 Gitterpunkten. Dies führt zu einer Zeitspanne von 30 Minuten bis mehr als 1 Stunde für eine vollständige Simulation. Für die Berechnungen wird eine Workstation mit 64bit fähigen Dual-Xeonprozessor und 6 Gigabyte Hauptspeicher verwendet.

4.3.4. Ablauf

Die Modellierung der EM Antwort über verschiedenen Modellgeometrien erfolgt skript-gesteuert. Für jedes 3D Vorwärtsmodell sind zwei Berechnungen notwendig. Im ersten Lauf wird das primäre Feld ($\sigma = 0$ für alle Objekte) bestimmt, im darauf folgenden Lauf die Summe von primärem und sekundärem Feld. Diese Vorgehensweise ist nötig, da das numerische Ergebnis einer Simulation geringfügig von dem gewählten Gitter abhängt. Die automatische Bestimmung der Knotenpunkte der finiten Elemente erfolgt zuerst an den Kanten der gewählten Geometrien. Danach folgt die Gittergeneration in dem gesamten Modellraum. Durch die Verschiebung der Kanten zwischen verschiedenen Simulationen, z.B. bei der Bestimmung der EM Antwort in verschiedenen Abständen zu einer Meereisstruktur, kann sich die Lage der finiten Elemente, auch in Bereichen mit konstanter Geometrie, geringfügig ändern. Durch die Neubestimmung des primären Feldes für das aktuelle Gitter wird der Fehler durch eine geringe Gitterabhängigkeit des Flächenintegrals der Empfängerspule minimiert (Vergleiche Abschnitt 4.4). Die Verwendung eines mittleren Wertes für die eigentlich konstante Stärke des primären Feldes am Ort der Empfängerspule würde zu inakzeptablen Ungenauigkeiten führen. Da allerdings das Gitter für beide Berechnungen mit konstanter Geometrie identisch ist, wird diese Ungenauigkeit durch Berechnung der relativen Feldstärke eliminiert. Dieses Vorgehen hat allerdings eine Verdopplung der Rechenzeit zur Folge.

Ein Diagramm zum Ablauf jeder Simulation ist in Abbildung 4.4 dargestellt. Meist wird ein Modell für variierende Parameter mehrfach berechnet, beispielsweise für verschiedene Abstände des EM Sensors zu einem Presseisrücken. In jedes Modell werden zunächst alle notwendigen geometrischen Objekte eingefügt. Entsprechend der Konfiguration wird danach der Bereich festgelegt, in welchem das Modell für die induzierten Ströme eine höhere Auflösung aufweisen soll. Dieser Bereich liegt standardmäßig unterhalb der Sendespule an der Grenze zwischen leitfähigem und resistivem Material ($-25 \text{ Meter} < x < 25 \text{ Meter}$, $-25 \text{ Meter} < y < 25 \text{ Meter}$). Die nächsten Schritte bestehen aus der Zuweisung der physikalischen Parameter, in Abhängigkeit davon, ob nur das Primärfeld oder Primär- und Sekundärfeld bestimmt werden sollen, und der Generierung des Gitters. Als letzter Schritt der 3D Modellierung wird das EM Problem auf dem Gitter gelöst und der magnetische Fluss durch Flächenintegration über die Empfängerspule bestimmt. Die Werte für Inphase

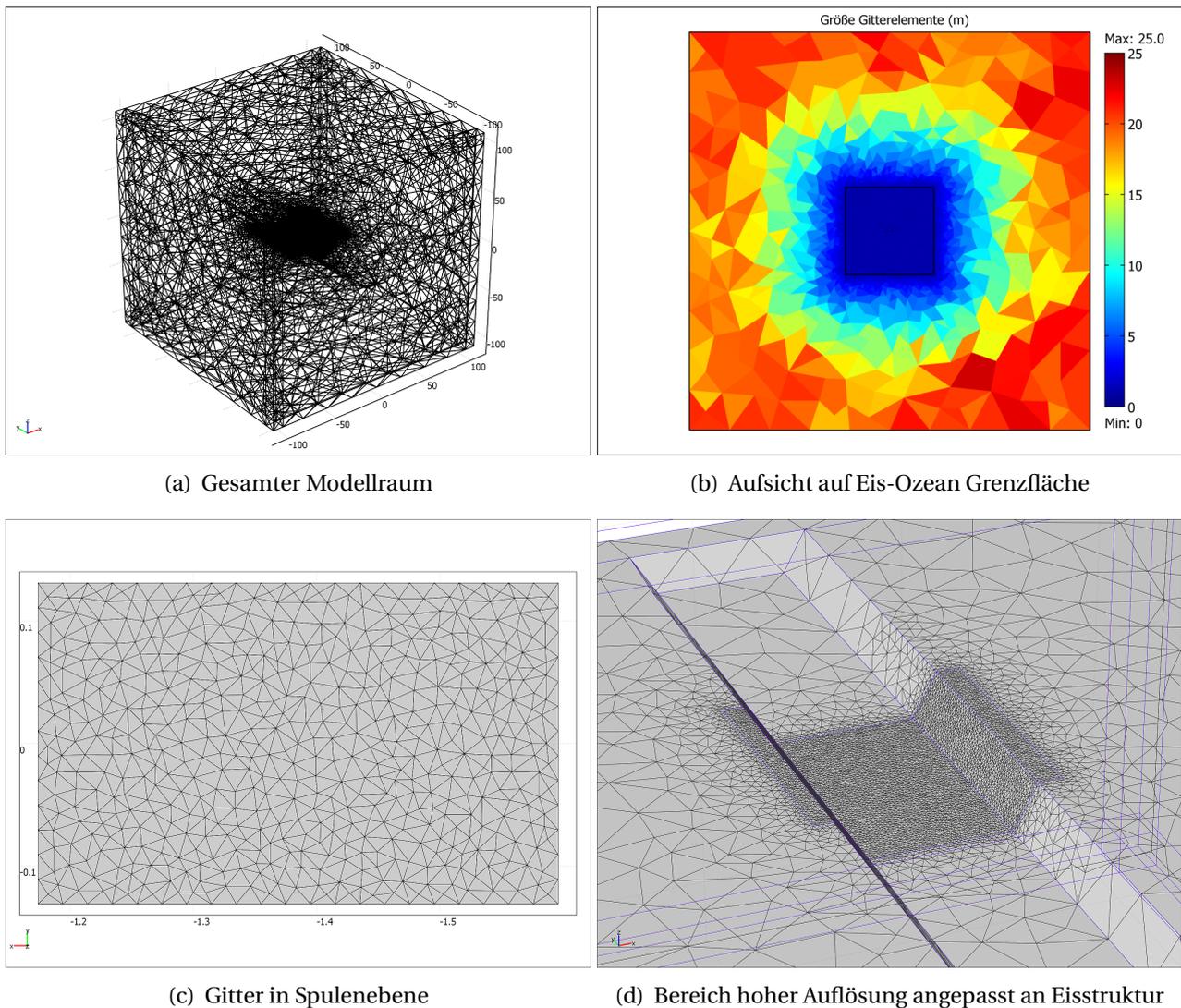


Abbildung 4.3.: Gitterkonfiguration einer typischen Simulation mit *Comsol Multiphysics*. Zentriert unterhalb der Spulen wird die Auflösung auf ca. 1 meter heraufgesetzt, siehe farbliche Kodierung in (b). Im Bereich der Spulen beträgt die Auflösung wenige Zentimeter.

I und Quadratur Q ergeben sich dann aus dem Verhältnis der Ergebnisse der beiden Simulationen Z_{Hp} und Z_{Hp+Hs} :

$$I + iQ = \frac{Z_{Hp+Hs} - Z_{Hp}}{Z_{Hp}} \quad (4.2)$$

Nach der Berechnung der EM-Antwort des 3D Modells, wird aus den Inphase Werten ein entsprechender Wert für die Eisdicke berechnet. Die Berechnung erfolgt analog zur der eindimensionalen Bestimmung der Gesamtdicke aus realen EM Daten. Dazu werden die modellierten Inphase-Werte mit dem theoretischen Verlauf der Abhängigkeit des Abstandes zur Halbraumgrenze, für die gewählte Leitfähigkeit des Meerwassers, verglichen (Siehe Abschnitt 3.4).

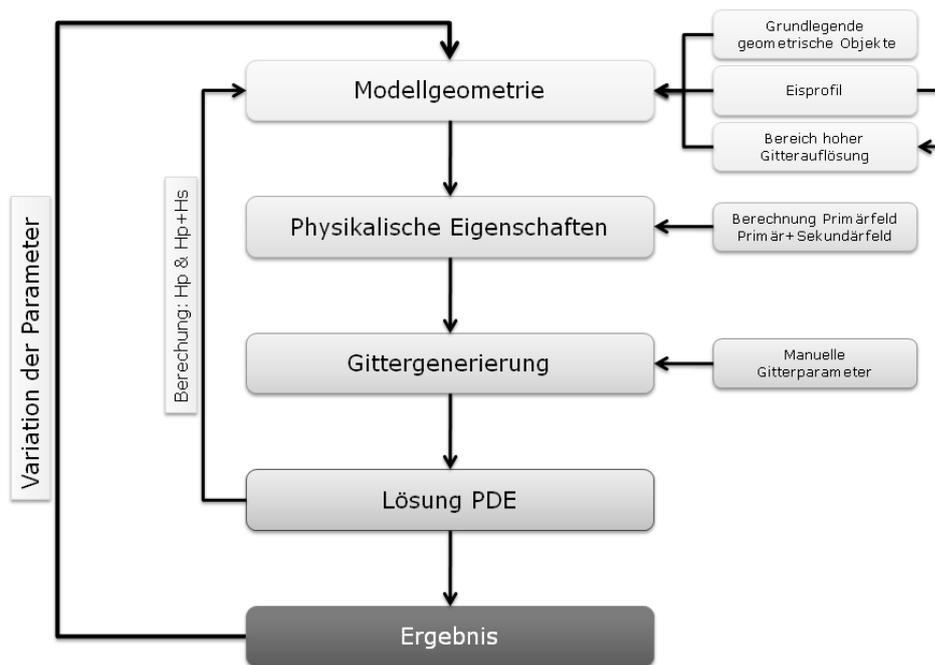


Abbildung 4.4.: Schematischer Ablauf der Simulation eines EM Problems mit Comsol Multiphysics

4.3.5. Symmetrie

Nach dem Reziprozitätstheorem der Elektromagnetik (*Frischknecht et al.*, 1991) können Sender und Transmitter in ihrer Position ohne Veränderung des Ergebnisses vertauscht werden. Daher bezieht sich jede Messung auf den Mittelpunkt zwischen beiden Spulen und nicht etwa auf die Transmitterspule, deren Position für die Lage der induzierten Wirbelströme maßgeblich ist. Des Weiteren weisen die Wirbelströme eine Radialsymmetrie bezüglich der z -Achse des Modells auf, so dass das Messergebnis unabhängig von dem Azimuthwinkel der horizontal ausgerichteten Spulen ist. Im Gegensatz dazu hat eine Rotation um die Verbindungsachse der Spulen einen Einfluss auf das Messergebnis. Zusammengefasst ergibt sich an einem bestimmten Punkt über einer Meer eisstruktur der gleiche Messwert, unabhängig von Kurs und Flugrichtung des Instruments.

Diese Eigenschaft der Elektromagnetik kann für die Reduktion der Anzahl notwendiger Simulationen genutzt werden. Zum einen ist bei einem simulierten Überflug nur die Berechnung ab dem Zentrum der Struktur notwendig. Die im folgenden dargestellten Abbildungen ergeben sich aus einer Spiegelung um diesen Referenzpunkt. Zum anderen lassen sich verschiedene Streichrichtungen über eine 2D Struktur einfach aus einem vertikalen Überflug ableiten.

Der Streichwinkel der Flugrichtung α sei definiert als 0° für eine senkrechte Querung einer 2D Struktur, beispielsweise eines Presseisrückens und entsprechend 90° längs der Struktur (Vergleiche Abbildung 4.5). Der modellierte Abstand $d_{\alpha=0}$ für den senkrechten Fall kann dabei durch die Transformation $d_\alpha = d_{\alpha=0} \cdot \cos^{-1} \alpha$ in eine beliebige Streichrichtung α überführt werden. Für einen Winkel von $\alpha = 90^\circ$ gilt der ermittelte Wert für das Zentrum der Struktur für das gesamte Flugprofil.

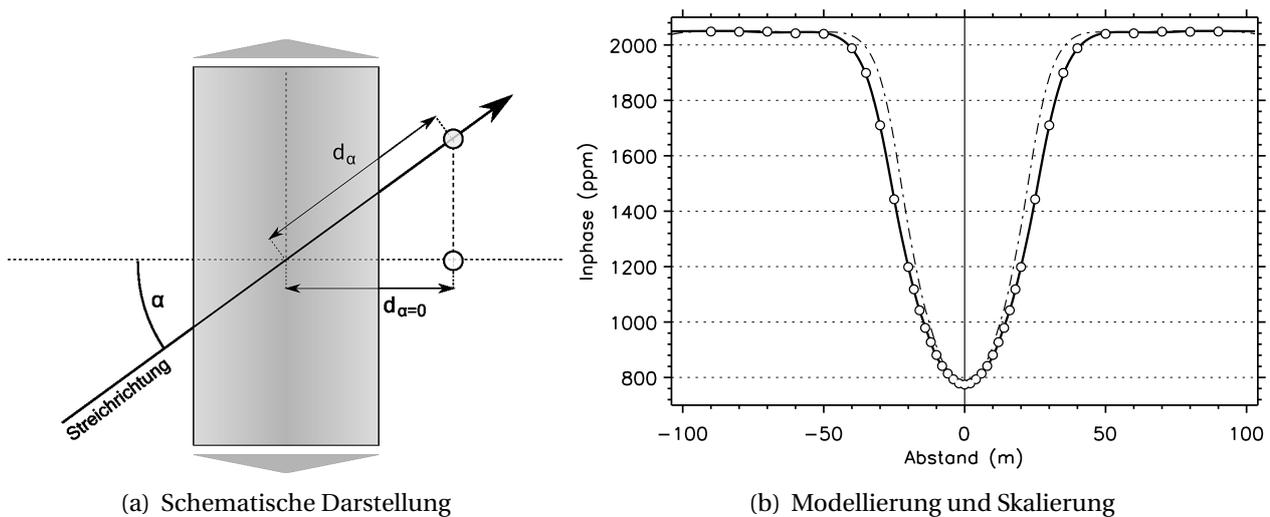


Abbildung 4.5.: Inphase-Komponente (rechts) für einen Überflug eines Presseisrückens in verschiedenen Streichrichtungen mit schematischer Darstellung (links). (Markierungen: Modell 30° Streichrichtung, Durchgezogene Linie: Skalierung aus vertikaler Streichrichtung (gestrichelte Linie))

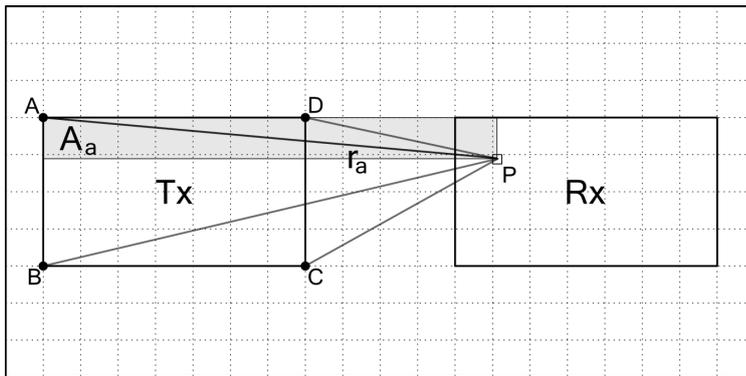
Ein Vergleich zwischen Berechnung aus einem senkrechten Überflug und exemplarischer Modellierung eines Überfluges mit einem Winkel von 30° quer zur Streichrichtung ist in Abbildung 4.5 dargestellt. Als Beispiel wurde ein typischer 2D Presseisrücken gewählt (Vergleich Abschnitt 4.7). Die Abweichung zwischen dem Modell mit rotiertem Presseisrücken und der Skalierung aus dem 2D Modell liegt innerhalb der numerischen Genauigkeit. Diese Methode erlaubt eine sehr effiziente Abschätzung des Einfluss verschiedener Orientierungen von Deformationsstrukturen bezüglich der Flugrichtung des EM Systems.

4.4. Modellgenauigkeit

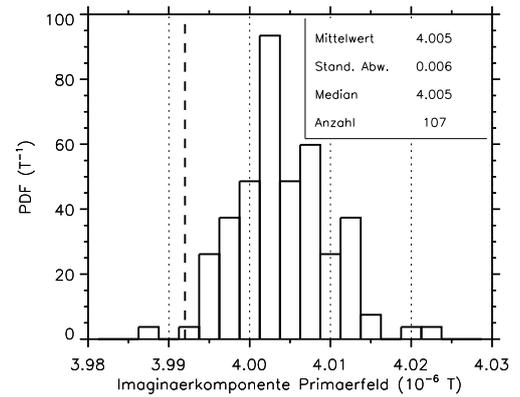
Die Genauigkeit des Simulationsergebnisses unterliegt zwei Faktoren, zum einem der Fähigkeit des Gitters kleinräumige Änderungen der physikalischen Größen nahe der Spulen und im Bereich der Induktionsströme aufzulösen und zweitens der numerischen Genauigkeit der verwendeten Lösungsalgorithmen. Zur Überprüfung der zu erwartenden Genauigkeit des Modellergebnisses wurden zwei Tests herangezogen. Der erste untersucht die Genauigkeit des primären Feldes, welche einfach als Vergleich numerisch berechnet werden kann. Der zweite Test berechnet das relative Sekundärfeld für einen sehr einfachen Fall, für den ebenfalls ein Vergleich mit einer numerischen Lösung gezogen werden kann. Mit dem ersten Test kann die Genauigkeit der Methode der finiten Elemente bestimmt werden, im zweiten Test geht die Umsetzung des Instrumentes und die Gittergeneration mit ein.

4.4.1. Primärfeld

Das magnetische Feld einer Rechteckspule im freien Raum kann mit einer Biot-Savart Integration (Telford *et al.*, 1990) berechnet werden. Mittels einer Flächenintegration über den Bereich der Emp-



(a) Schematische Bestimmung nach Biot-Savart Integration



(b) Histogramm der Flächenintegration in Comsol

Abbildung 4.6.: Schematische Darstellung der Berechnung des magnetischen Flusses durch die Empfängerspule im freien Raum (links). Rechts die Verteilung der in Comsol numerisch bestimmten Werte für den imaginären Anteil des primären Feldes verglichen mit dem theoretisch ermittelten Wert (vertikale Linie)

fängerspule kann der theoretische Wert für die Stärke des primären Feldes H_p mit dem Ergebnis des Modells verglichen werden.

An einem Punkt P ausserhalb einer rechteckigen Leiterschleife mit der Stromstärke I gilt für das magnetische Feld (Vergleich Abbildung 4.6):

$$H = \frac{I}{4\pi} \cdot (r_a A_a + r_b A_B - r_c A_c - r_d A_d) \quad (4.3)$$

Dabei gibt zum Beispiel r_a die Strecke \overline{AP} an und A_a die Fläche des zwischen Punkt A und P eingeschlossenen Rechtecks.

Der magnetische Fluss durch die Empfängerspule R_x ergibt sich dabei aus Flächenintegration von Gleichung 4.3 über den Spulenquerschnitt F und Einbeziehung der Materialgleichung im Frequenzbereich ($B = j\mu_0\omega H$):

$$B_{Rx} = j\mu_0\omega \int_{Rx} H dF \quad (4.4)$$

Für die im Modell verwendete Stromstärke von $I = 2.942$ Ampere ergibt sich für den imaginären Anteil des primären Feldes ein Wert $-3.992 \cdot 10^{-6}$ Tesla. Dieser theoretisch ermittelte Wert wird mit dem durch Integration über die Fläche der Empfängerspule bestimmten Wert für den Imaginärteil des primären Feldes aus Comsol verglichen. Zu dem Vergleich wird das Ergebnis von 107 Simulationen verwendet, die entsprechende Verteilung ist im rechten Teil der Abbildung 4.6 dargestellt.

Die Streuung der Verteilung ist durch numerische Ungenauigkeit bedingt. Der Mittelwert der Verteilung liegt bei $(4.005 \pm 0.006) \cdot 10^{-6}$ Tesla, der theoretische Wert wird daher nicht im Bereich einer Standardabweichung wiedergegeben. Eine kurze Sensitivitätsanalyse bezüglich der Gitterdiskretisierung der Empfängerspule brachte keine Verbesserung. Eine mögliche Ursache liegt daher in der Genauigkeit der verwendeten numerischen Lösungsverfahren, welche innerhalb Comsol

verwendet werden. Es stehen verschiedene Lösungsalgorithmen zur Verfügung, auf einen genaueren Vergleich wurde jedoch verzichtet, da der Fehler von 0.3% im akzeptablen Bereich liegt.

Die beobachtete Variation des magnetischen Feldes entsteht durch die leicht unterschiedlichen Gitterparameter der entsprechenden Simulationen. Da die Stärke des sekundären Feldes für typische Modellkonfigurationen nur einen geringen Bruchteil ($\approx 1\%$) des gesamten Feldes ausmacht, ist eine Variation des Integrationsergebnisses für die Genauigkeit der Messung sehr bedeutsam. Diese Fehlerquelle wird durch die Berechnung des primären Feldes und der Superposition von Primär- und Sekundärfeld auf dem gleichen Gitter minimiert. Dann ist davon auszugehen, dass sich der Gittereinfluss als Konstante durch die Bildung des Verhältnisses von Sekundär- zu Primärfeld minimiert. Dies hat allerdings gegenüber einem konstant angenommenen Primärfeld die doppelte Rechenzeit zur Folge.

Die untersuchte numerische Genauigkeit von *Comsol Multiphysics* für elektromagnetische Anwendungen entspricht den Anforderungen für die Simulation der EM Antwort über Meereis. Von dem Vergleich zwischen berechneter und modellierter Stärke des Primärfeldes ist eine Ungenauigkeit besser als 1% zu erwarten. Das bestimmte relative Sekundärfeld hängt jedoch unter Anderem von der Spulengeometrie ab und wird ausführlich in Abschnitt 4.4.2 untersucht.

4.4.2. Relatives Sekundärfeld

Für den einfachen Fall eines homogenen Halbraums kann ein direkter Vergleich zwischen eindimensionaler numerischer Lösung des EM-Problems und Modellergebnis vorgenommen werden. Im Modell werden die Spulen in einer variablen Höhe über der Halbraumgrenze platziert für die mit Beziehung 2.4 die numerisch Inphase- und Quadraturwerte bestimmt werden.

Als Modellparameter wird eine Leitfähigkeit von 2.7 mS/m gewählt, die Höhe des Instrumentes wird in einem Bereich von 5 bis 25 Meter über der Wasseroberfläche in 1 Metern Schritten variiert. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.7 dargestellt.

Die numerischen 1D Werte werden durch das 3D Modell gut wieder gegeben. Zu beobachten ist jedoch eine systematische Abweichung der Parameter Amplitude und Phase bzw. Inphase und Quadratur. So wird die Amplitude durch das Modell generell unterschätzt und die Phase überschätzt. Dies führt bei der Inphase-Komponente zu einem Fehler zwischen 2% und 3% und bei der Quadratur zu einem Fehler kleiner als 2%. Die Größenordnung des Fehlers übersteigt die zu erwartende Genauigkeit des Modells (vergleiche Abschnitt 4.4). Ebenfalls führte eine Verfeinerung des Gitters zu keiner Veränderung. Daher ist nach anderen Gründen zu suchen. Eine Möglichkeit zur Erklärung der beobachteten Abweichung ergibt sich aus der Annahme, dass es sich bei beiden Spulen um ideale Dipole handelt. Diese Grundannahme ist eine Voraussetzung für die Gültigkeit von Gleichung 2.4. Durch die Ausdehnung der beiden Rechteckspulen könnte diese Annahme verletzt sein. Die Abweichung ist jedoch klein und liegt im üblichen Rahmen der Rekalibrierung bei der EM Datenprozessierung.

Für die Auswertung der *Comsol* Simulationen wurden mit den modellierten Inphase-Werten, gemäß der 1D Annahme, eine scheinbare Eisdicke berechnet. Dazu ist ein vorgegebener Verlauf der Inphase in Abhängigkeit des Abstandes zur Halbraumgrenze im 1D Fall notwendig. Da sich die Lösung in *Comsol* von der numerischen Lösung im 1D Fall leicht unterscheidet, werden für

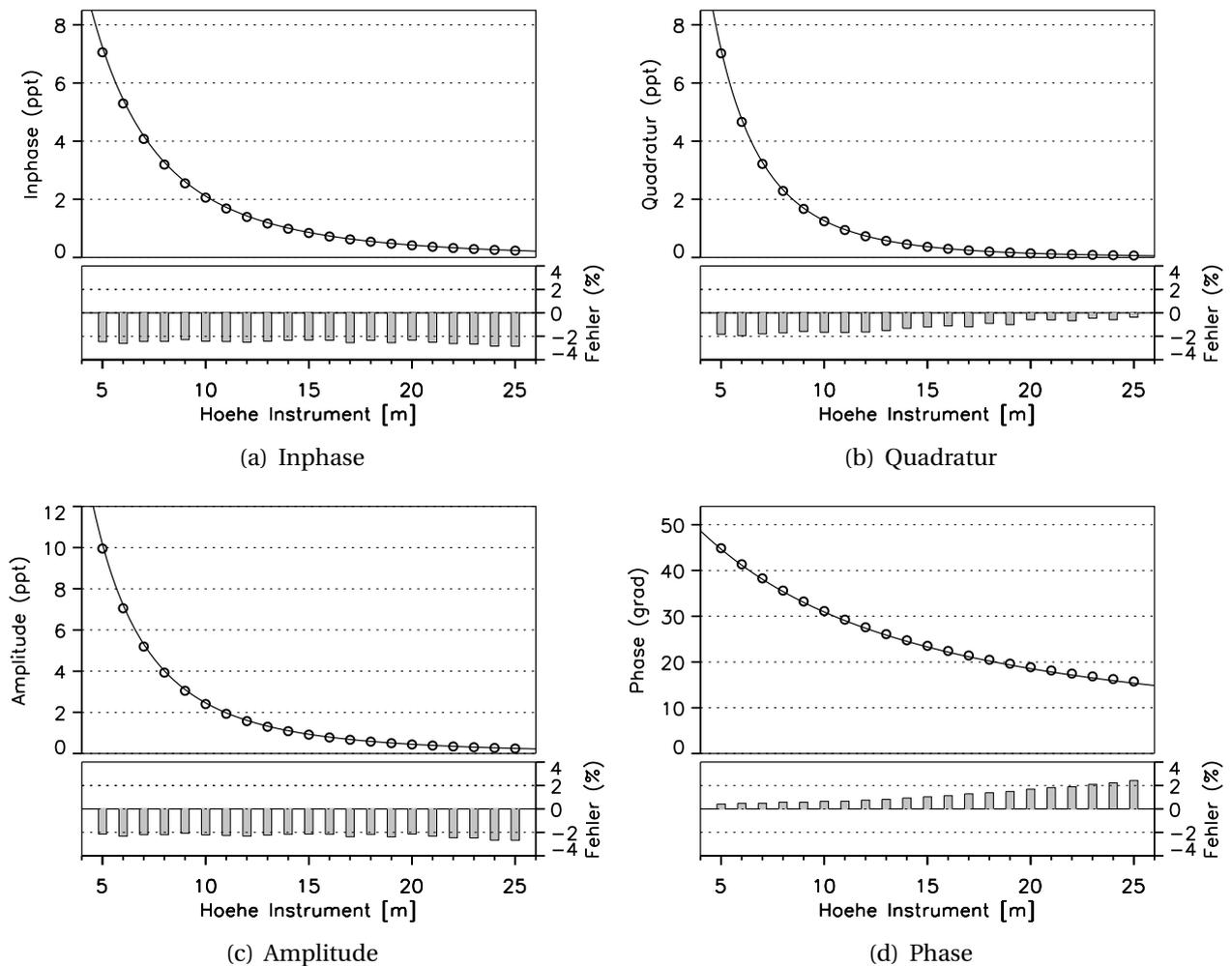


Abbildung 4.7.: Vergleich der analytischen und modellierten Lösung des EM-Problems eines homogenen Halbraums für verschiedene Höhen des Instrumentes über der Halbraumgrenze. Das analytische Ergebnis ist durch Linien dargestellt, das 3D Modellergebnis durch Punkte. Die Balken im unteren Teil der Abbildungen geben den Fehler in Prozent an.

Tabelle 4.2.: Modellierte Koeffizienten zur Berechnung der scheinbaren Eisdicke aus 3D Modellergebnissen.

| a_1 | a_2 | a_3 | a_4 | a_5 |
|---------|----------|-------|-----------|-------|
| 108.514 | 8793.255 | 0.169 | 31034.926 | 0.457 |

die weitere Berechnung der Eisdicke aus Gründen der Konsistenz die Ergebnisse der 3D Simulation von *Comsol* verwendet.

In Abschnitt 3.4 wurde die Methode zur Bestimmung der Eisdicke anhand einer Doppelsexponentialfunktion beschrieben. Die für die weitere Auswertung von 3D Simulationen notwendigen Koeffizienten dieser Funktion wurden, anhand der mit *Comsol* berechneten Abhängigkeit der Inphase vom Abstand zur Halbraumgrenze, durch eine Anpassung bestimmt. Die Koeffizienten für eine Leitfähigkeit von 2.7 S/m sind in Tabelle 4.2 dargestellt.

4.5. Leitfähigkeit von mit Meerwasser durchsetzten Eisblöcken

In meerwasserdurchsetzten Eisstrukturen, wie unkonsolidierten Presseisrücken, ist die elektrische Gleichstromleitfähigkeit der Parameter, mit dem die Porosität der Eisstruktur im Modell beschrieben werden kann. Dabei ist für die resultierende Gleichstromleitfähigkeit σ eines Volumens die Leitfähigkeit des Fluides σ_s , dessen Anteil am Gesamtvolumen und insbesondere die Konnektivität der einzelnen mit Meerwasser gefüllten Bereiche maßgebend. Klassische Modelle für Sedimentgesteine wie das Gesetz von *Archie* (*Archie*, 1942) verbinden diese Parameter zu einer einfachen Beziehung:

$$\sigma = \Phi^m \sigma_s \quad (4.5)$$

Der Exponent m der Porosität Φ ist dabei ein empirischer Faktor, welcher experimentell für verschiedene Meereistypen bestimmt wurde (*Thyssen et al.*, 1974; *Morey et al.*, 1984). Die entsprechenden Resultate beziehen sich allerdings auf verschiedene Meereistypen mit Soleeinschlüssen und nicht explizit auf eine deformierte Eisstruktur mit Meerwasser gefüllten Hohlräumen. Daher wurde in einer eigenen Modellstudie der Zusammenhang zwischen Porosität und Gleichstromleitfähigkeit eines makroskopischen Gemisches von Meerwasser und Eisblöcken ermittelt.

4.5.1. Berechnung der Gleichstromleitfähigkeit

Die elektrische Gleichstromleitfähigkeit σ setzt über das *Ohmsche Gesetz* die Stromdichte \vec{j} und die elektrische Feldstärke \vec{E} in Beziehung:

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad (4.6)$$

Da es sich bei Stromdichte und elektrischer Feldstärke um Vektoren handelt, kann die Leitfähigkeit auch die Form eines Tensors annehmen. In diesem Leitfähigkeitstensor ist die Anisotropieinformation der Leitfähigkeit enthalten. Für den Zweck dieser Studie wird allerdings eine isotrope Leitfähigkeit berechnet, unter der Annahme, dass es in deformierten Eis keine ausgezeichnete Vorzugsrichtung gibt.

In diesem Fall ergibt sich der Skalarwert von σ aus dem Quotienten der Stromdichte und des elektrischen Feldes, welches aus der Aufsummierung der Ströme und der elektrischen Felddichte des gesamten Modellraumes V bestimmt wird.

$$\sigma = \frac{\int_V j}{\int_V E} \quad (4.7)$$

Im Modellraum kann Meereis und Meerwasser beliebig verteilt werden. Die Porosität ϕ wird aus den Anteilen der beiden Phasen berechnet. Zwei verschiedene Beispiele sind in Abbildung 4.8 dargestellt. In einem Testfall wird eine isolierte mit Meerwasser gefüllte Tasche parametrisiert, in einem zweiten Fall ein Kanal, welcher eine Verbindung zwischen den Randbereichen des Eisblocks darstellt.

In Tabelle 4.3 sind die Ergebnisse beider Beispiele dargestellt. Es zeigt sich die hohe Bedeutung der Verbundenheit der Meerwasserphase durch Kanäle, da für einen Kanal mit $\phi = 0.1$ eine ähnliche Leitfähigkeit berechnet wird wie für einen viel poröseren Eiskörper ($\phi = 0.5$) ohne Verbindung

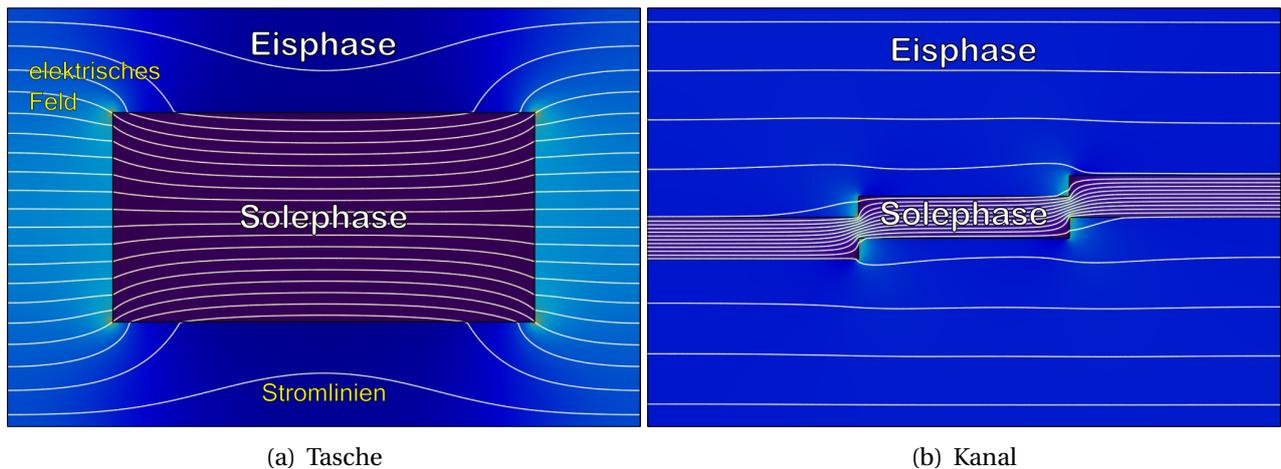


Abbildung 4.8.: Beispiele zweier unterschiedlicher Konfigurationen von mit leitfähiger Solephase gefülltem Meereis mit ähnlicher Gesamtleitfähigkeit. Farblich kodiert ist die Stärke des elektrischen Feldes, während die Linien die Richtung des elektrischen Stromes markieren

Tabelle 4.3.: Leitfähigkeit und Porosität für zwei beispielhaft ausgewählte Fälle von wassergefüllten Eisstrukturen (siehe Abb. 4.8)

| | ϕ | σ (S/m) |
|---------------------|--------|----------------|
| Beispiel 1 (Tasche) | 0.5 | 0.421 |
| Beispiel 2 (Kanal) | 0.1 | 0.439 |

zwischen Hohlraum und umgebenden Meerwasser.

4.5.2. Umsetzung im Modell

Zur Berechnung der Leitfähigkeit für verschiedene zufällig generierte Konfigurationen von Gemischen aus Meerwasser und Eisblöcken, wird in *Comsol* ein Modul für die elektrostatische Beschreibung leitfähiger Körper gewählt. Dieses Modul ermöglicht eine schnelle Berechnung, als Einschränkung kann jedoch eine Leitfähigkeit $\sigma = 0$ S/m nicht gewählt werden. Der Modellraum besteht aus einer Anordnung von quadratischen Blöcken, welche wahlweise mit der Leitfähigkeit von Meereis oder von Meerwasser besetzt werden können. An zwei gegenüberliegenden Seiten des Modellraumes wird als äußere Randbedingung ein konstantes elektrisches Potential von -1 Volt bzw. +1 Volt angelegt. Diese beiden konstanten Potentiale sind die Quelle eines elektrischen Feldes, welches in Abhängigkeit der Leitfähigkeit einen elektrischen Strom hervorruft. Die restlichen Ränder des Raumes beschreiben eine Isolierungsschicht, so dass keine weiteren Stromquellen oder -senken im Modell auftreten.

Es werden zwei Modellserien erstellt: Ein zweidimensionaler Raum mit 20×20 Blöcken und ein dreidimensionaler Raum mit $10 \times 10 \times 10$ Blöcken. Der erste Fall beschreibt den Fall einer, senkrecht zu Modellebene, isotropen Leitfähigkeit, während der zweite Fall die volle Anisotropie der Leitfähigkeit berücksichtigt. In Abbildung 4.9 ist ein Schema des 2D Modells dargestellt.

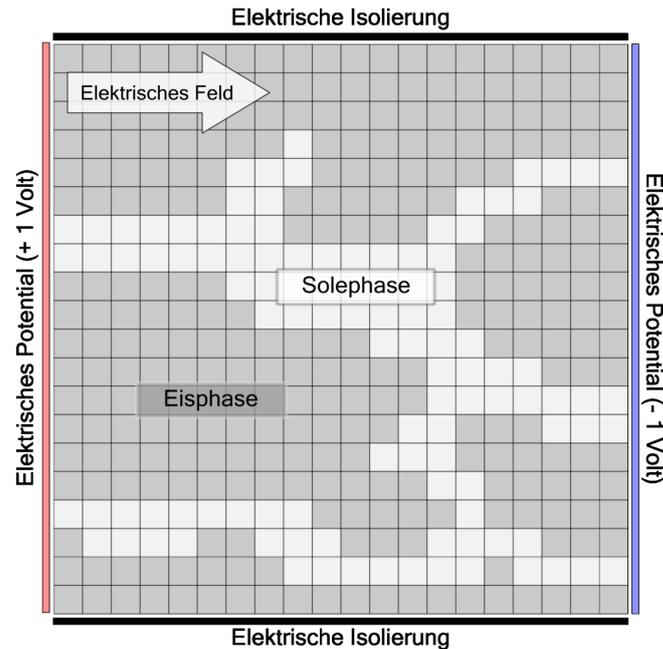


Abbildung 4.9.: Modellaufbau mit Randbedingungen zur Bestimmung der Leitfähigkeit eines Eis-Wasser Gemisches im zweidimensionalen Fall. Der Modellraum besteht aus einem 20×20 Gitter mit zufällig besetzter Leitfähigkeit

Die Klassifikation der einzelnen Blöcke als Eis oder Meerwasser wird zufällig generiert. Als Parameter dient dazu die Leitfähigkeit des Eises σ_0 und des Meerwassers σ_1 . Zu Beginn besteht der Modellraum vollständig aus einer Eisphase. Um die Struktur eines inhomogenen Kiels eines Presseisrückens wiederzugeben, werden im Modellraum eine bestimmte Anzahl zufälliger Kanäle eingefügt. Der Anfangspunkt der Kanäle liegt dabei beliebig im Modellraum verteilt, während der Endpunkt aus den vorhandenen Zellen am Rand des Modells zufällig ausgewählt wird. Ebenso zufällig wird der Weg zwischen Start- und Endpunkt ausgewählt. Die Gitterzellen entlang dieses Kanals erhalten die Leitfähigkeit des Meerwassers. Danach wird eine Anzahl von Einschlüssen von Meerwasser im Eis simuliert. Hierzu wurde zufällig eine bestimmte Anzahl von Bereichen ausgewählt.

Die Porosität ergibt sich direkt aus dem Verhältnis zwischen der Anzahl der als Eis bzw. Meerwasser klassifizierten Gitterzellen. Die Gesamtleitfähigkeit ergibt sich aus dem Verhältnis der Stromdichte zum elektrischem Feld. Im folgenden werden die Variablen beschrieben, mit denen die Porosität kontrolliert werden kann.

Anzahl der Kanäle: Die Anzahl der Kanäle beschreibt weitestgehend die Größe der Eisblöcke im Modellgebiet. Eine hohe Anzahl von Blöcken erhöht die Wahrscheinlichkeit, dass eine direkte Meerwasserverbindung zwischen beiden elektrischen Potentialen existiert und führt zu einer höheren Leitfähigkeit.

Breite der Kanäle: Die Breite der Kanäle in Einheiten von Blockanzahl kann separat in jede Koordinatenrichtung zwischen einem Minimal- und einem Maximalwert ausgewählt werden. Mit breiten Kanälen werden größere Lücken in Presseisrückenkien simuliert.

Anzahl von Einschlüssen: Die Anzahl von Einschlüssen als Parameter dient der Kontrolle der Po-

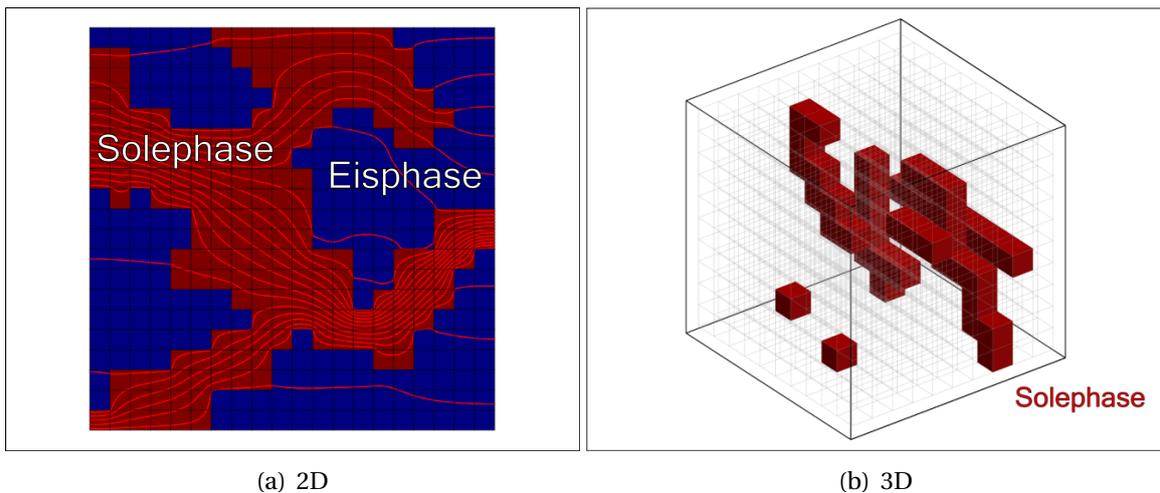


Abbildung 4.10.: Beispiele einer 2D (links) und 3D (rechts) Modellstruktur zur Bestimmung der Gleichstromleitfähigkeit einer wasserdurchsetzten Eisstruktur. Die Leitfähigkeit der einzelnen Blöcke ist farblich kodiert (blau: Eis, rot: Wasser). Die Abbildung des 2D Modells zeigt zusätzlich elektrische Stromlinien. Bei dem 3D Modell wird lediglich die Wasserphase als farbliche Blöcke gezeigt

rosität. Da die Einschlüsse nach der Besetzung der Kanäle erfolgt, kann eine Überlappung auftreten, welche angrenzende Kanäle verbindet.

Größe der Einschlüsse: Dieser Parameter dient dazu auch hohe Porositäten zu erreichen. Wie bei den Kanälen ist auch die Größe der Einschlüsse abhängig von der jeweiligen Koordinatenrichtung.

In wiederholten Modellrechnungen wurden diese Parameter so variiert, dass der ganze Bereich der Porosität zwischen 0 und 1 abgedeckt wird. Es wird jedoch angenommen, dass hohe Porositäten mit Werten größer als 0.5 in Presseisrücken nicht oder nur äußerst selten anzutreffen sind.

4.5.3. Beziehung Leitfähigkeit – Porosität

Insgesamt wurden 540 2D Simulationen und 333 3D Simulationen durchgeführt. Die elektrische Leitfähigkeit der Wasserphase wurde mit 2.7 S/m festgelegt, die Leitfähigkeit des Eises mit 0.1 S/m. Die Abkehr von dem Prinzip des Meereises als perfekt resistivem Medium liegt in der Restriktion des *Comsol* Anwendungsmodus ($\sigma > 0$) begründet. Zur besseren Übersicht wird die modellierte Leitfähigkeit so normiert, dass ein Wert 0 der Leitfähigkeit des Eises ($\phi = 0$) und 1 der Leitfähigkeit des Wassers ($\phi = 1$) entspricht. Es wird zudem angenommen, dass das prinzipielle Verhalten der normierten Beziehung von Leitfähigkeit und Porosität auf andere Werte für σ_{wasser} und σ_{eis} übertragbar ist.

$$\sigma_{norm} = \frac{\sigma - \sigma_{eis}}{\sigma_{wasser} - \sigma_{eis}} \quad (4.8)$$

Die Ergebnisse weisen bezüglich der Dimension des Modells nur geringe Unterschiede im Verhältnis von Leitfähigkeit zu Porosität auf (Vergleiche Abbildung 4.11). Im 2D Fall ist allerdings eine größere Streuung zu beobachten, welche auf eine höhere Wahrscheinlichkeit zur Perkolation,

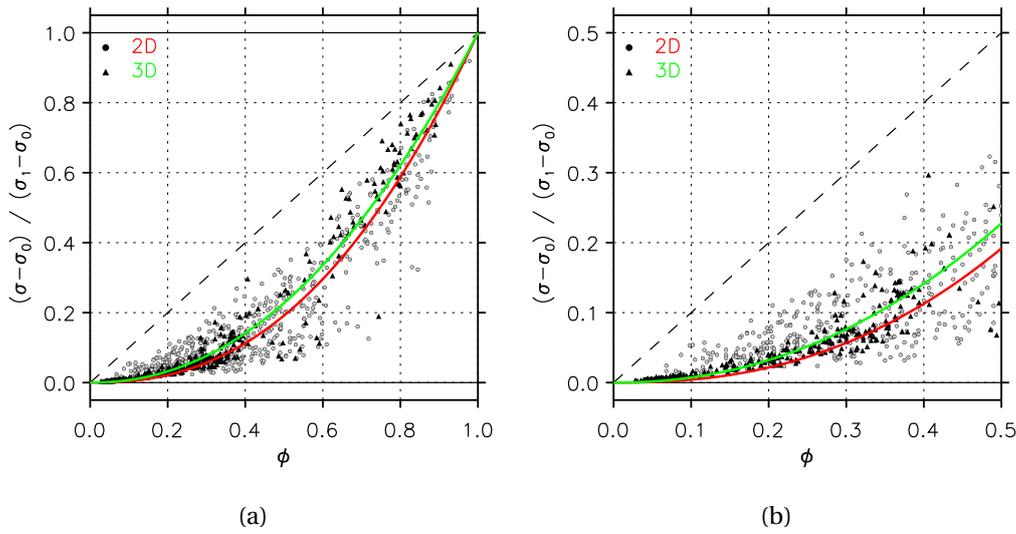


Abbildung 4.11.: Abhängigkeit der elektrischen Gleichstromleitfähigkeit σ von der Porosität, normiert auf die Leitfähigkeit des Eises σ_0 und des Meerwassers σ_1 . Aufgetragen sind Ergebnisse aus einem 2D (Kreise) und 3D (Dreiecke) Modell sowie deren Ausgleichskurven der Form $\sigma = \phi^a$. Die linke Abbildung zeigt den gesamten Porositätsbereich, die rechte Abbildung ist beschränkt auf den in Presseisrücken anzutreffenden Ausschnitt.

einer durchgängigen Verbindung beider elektrischer Potentiale an den Modellrändern durch die Wasserphase hinweist. Der generelle Verlauf ähnelt jedoch einem Verhalten, welches z.B. durch Archies Gesetz beschrieben wird.

Dementsprechend wird eine Anpassung durch eine geometrische Funktion der Art

$$\sigma_{\text{norm}} = \phi^a \quad (4.9)$$

$$\sigma_{\text{norm}}(\phi = 0) = 0 \equiv \sigma_{\text{eis}} \quad (4.10)$$

$$\sigma_{\text{norm}}(\phi = 1) = 1 \equiv \sigma_{\text{wasser}} \quad (4.11)$$

vorgenommen. Diese Beziehung garantiert die Randbedingungen 4.10 und 4.11. Die Exponenten a der Ausgleichsfunktion sind in Tabelle 4.4 angegeben. Die bestimmten Koeffizienten liegen in der Nähe des für die Archie Formel (Beziehung 4.5) aus Gleichstrommessungen bestimmten Wertes von $m = 2.2$ für einjähriges arktisches Meereis (*Thyssen et al.*, 1974).

Die Berechnung der Ausgleichsgeraden erfolgte über den gesamten Bereich möglicher Porositäten. Für die praktische Anwendung wird jedoch angenommen, dass hohe Porositäten $\phi > 0.5$ in Presseisrücken nicht anzutreffen sind. Daher zeigt der rechte Teil von Abbildung 4.11 den Ausschnitt für niedrige Porosität. Eine Anpassung unter Nichtberücksichtigung aller Simulationsergebnisse mit Porositäten größer als 0.5 ergibt für den Exponenten a leicht niedrigere Werte als für den gesamten Bereich. Des Weiteren nähert sich das Ergebnis für den 2D und 3D Fall weiter an (Tabelle 4.4). In diesem Bereich treten vereinzelte Werte für die normierte Leitfähigkeit von 0.3 auf, im Großteil bleibt die Leitfähigkeit jedoch unterhalb 20% der Leitfähigkeitsspanne zwischen Meereis und

Tabelle 4.4.: Exponent der Beziehung zwischen Leitfähigkeit und Porosität

| | $0 < \phi < 1$ | $0 < \phi < 0.5$ |
|---------|----------------|------------------|
| 2D Fall | $a = 2.383$ | $a = 2.169$ |
| 3D Fall | $a = 2.136$ | $a = 2.195$ |

Meerwasser.

Eine Parametrisierung der Leitfähigkeit eines Presseisrückenkiels aufgrund von Beziehung 4.9 kann nur als grobe Abschätzung dienen. Besonders beim Vergleich der Simulationsergebnisse zeigt sich, dass eine Beschreibung nach Beziehung 4.9 nur ein geringes Maß der Streuung der Leitfähigkeit wiedergeben kann. Insbesondere im 2D Fall, mit höherer Perkulationswahrscheinlichkeit, ergeben sich vereinzelt Leitfähigkeiten, welche den doppelten Wert der Anpassung für die gegebene Porosität erreichen.

Der Einfluss der Gesamtleitfähigkeit einer Meereisstruktur auf die EM-Antwort wird in Abschnitt 4.7.5 weiter untersucht. Es ist jedoch festzuhalten, dass der Leitfähigkeitskontrast zwischen Meerwasser und dem Eis-Wasser Gemisch für Porositäten $\phi < 0.5$ stets deutlich erhalten bleibt.

4.6. Lateraler Einfluss von Meereisstrukturen

Die laterale Ausdehnung der induzierten Ströme führt zu einer Mittelung der EM Messung über eine als Einflussbereich (engl. *footprint*) bezeichnete Fläche im Untergrund. Die Größe dieses Bereichs ist abhängig von der Spulengeometrie, der verwendeten Frequenz und dem Abstand des Instruments vom leitfähigen Medium. Allgemein wird der Einflussbereich definiert als die rechteckige Fläche, in deren vertikaler Säule 90% des Induktionsvorganges stattfindet (*Reid et al., 2006b*). Berechnungen für verschiedene Höhen zeigen, dass die Kantenlänge des Einflussbereichs für eine horizontale koplanare Spulenanordnung etwa dem 3.7 fachen der Flughöhe entspricht (*Reid und Vrbanich, 2004*).

Innerhalb dieses Einflussbereiches ergibt sich die gemessene EM Antwort durch eine ungleichmäßige Wichtung (siehe Abbildung 4.12), welche sich aus der Intensitätsverteilung der Induktionsströme ergibt. Diese Stärke erreicht ihr Maximum in einem Abstand vom Zentrum der Wirbelströme, welcher geringer als die Hälfte der Ausdehnung des Einflussbereiches ist. Nach außen fällt die Stärke dann exponentiell mit zunehmendem Radius ab. Durch die Dämpfung des elektromagnetischen Signals durch die Ströme nimmt die Intensität des Induktionsvorgangs rasch mit der Tiefe im leitfähigen Medium ab. Der Einfluss einer Meereisstruktur, welche sich in einem gewissen Abstand zum Instrument befindet, ist daher nicht ohne weiteres auf die 90% Begrenzung der Wirbelströme limitiert. Vielmehr erstreckt sich der Einfluss wesentlich darüber hinaus, wenn auch in geringer Größenordnung.

Um die tatsächliche laterale Ausdehnung der EM Antwort abzuschätzen, wird der Einfluss zweier Eisblöcke mit variablem Abstand modelliert. Die Spulen befinden sich zentriert im Zentrum des eisfreien Bereiches in verschiedenen Höhen über dem Meereisniveau. Die Mächtigkeit der Eis-

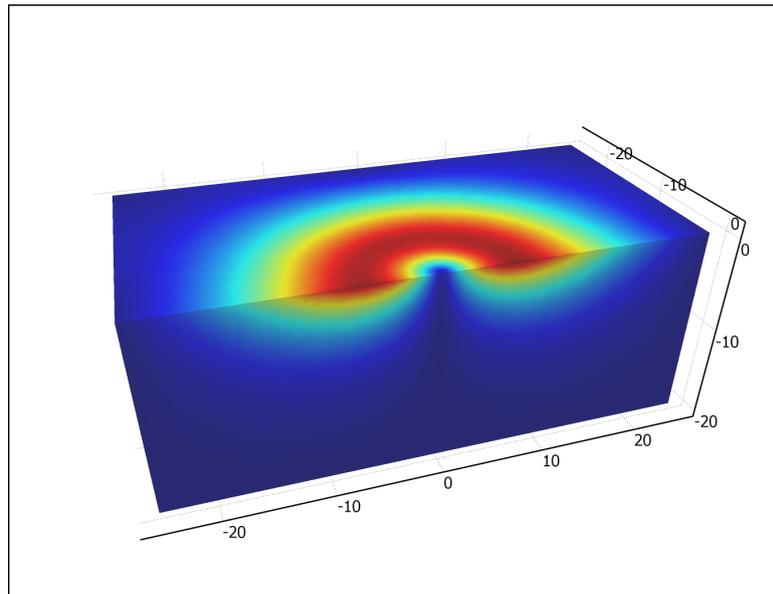


Abbildung 4.12.: Stärke der Induktionsströme im homogenen Halbraum (rot: hohe Intensität, blau: niedrige Intensität). Dargestellt ist ein vertikaler Schnitt, die Einheit der Achsen ist in Meter angegeben.

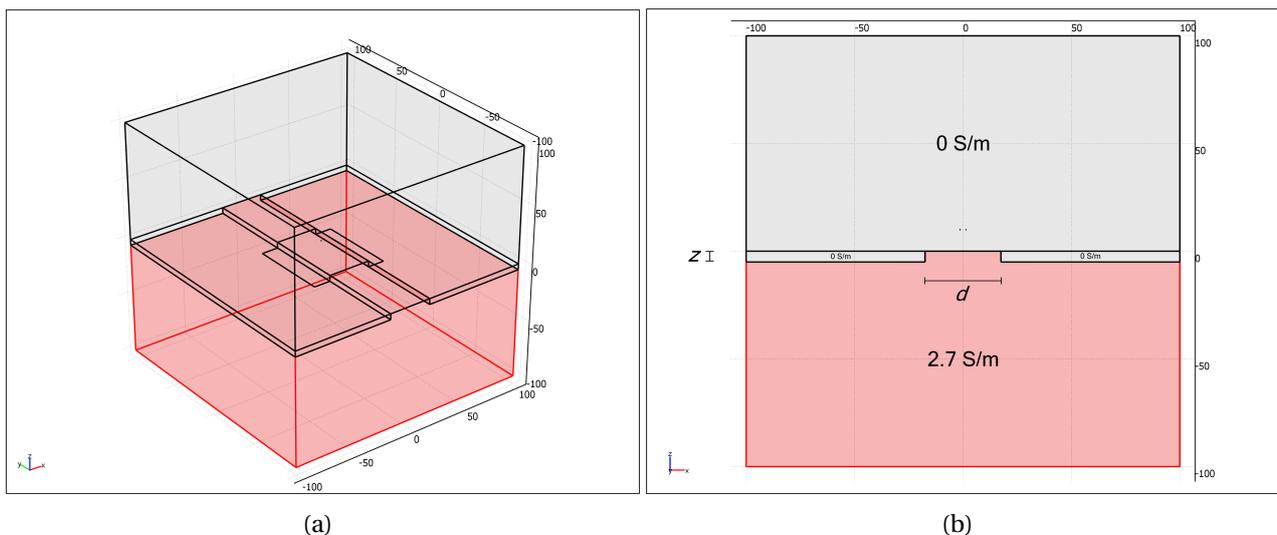


Abbildung 4.13.: Modellraum zur Bestimmung des lateralen Einflusses von Meereisstrukturen am Rand der Induktionsströme. Variable Parameter ist die Ausdehnung des zentralen Bereiches, sowie die Höhe des Instruments.

blöcke wird auf 5 Meter festgesetzt, die Höhe des Instrumentes variiert zwischen 5 und 15 Meter in 5 Meter Schritten. Die Modellgeometrie ist in Abbildung 4.13 dargestellt und entspricht einer in y -Richtung ausgedehnten Öffnung im Eis.

Wie erwartet, zeigt sich der Einfluss der seitlichen Eisschollen für größere Instrumentenhöhen bereits in einem größeren lateralen Abstand. Für die typische Flughöhe von 10 Meter fällt die scheinbare Eisdicke bereits bei einer Breite des eisfreien Bereiches von 36 Meter auf 5% der Eisdicke des umgebenden Meereis ab. Alle Werte sind in Tabelle 4.5 dargestellt.

Legt man die 90% Grenze wie bei der Definition des Einflussbereichs durch die reine Induktionswirkung zugrunde, so steht dem Faktor von 3.7 (*Reid et al., 2006b*) ein Faktor von 3.0, berechnet

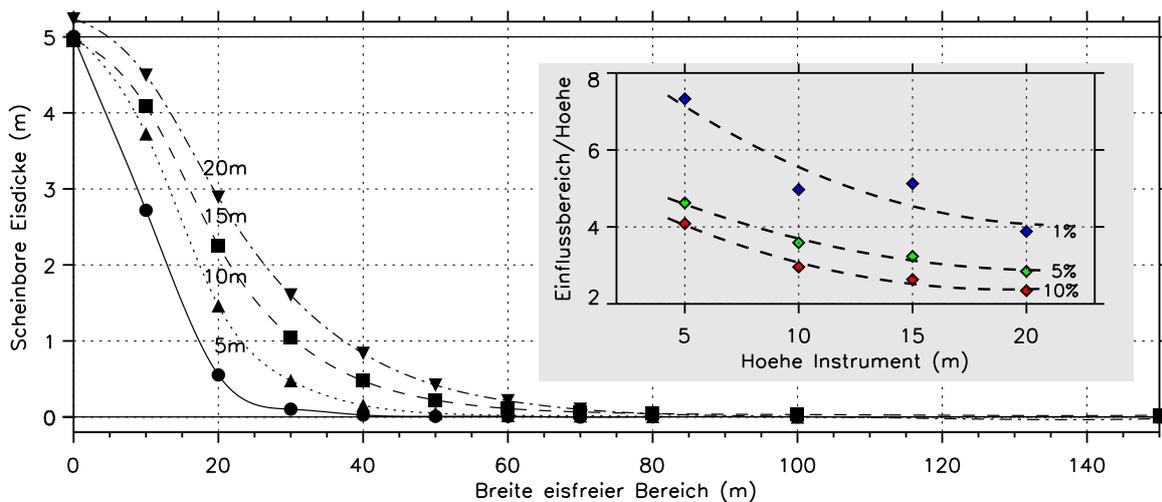


Abbildung 4.14.: Abschätzung des lateralen Einflussbereiches einer EM Messung. Aufgetragen ist das modellierte EM Signal eines mit 5 Meter dicken Eis umrandeten eisfreien Bereiches variabler Breite (siehe Abbildung 4.13). Unterschiedliche Symbole markieren die verschiedenen Höhen des Instrumentes. In dem kleinen Graphen ist für die verschiedenen Höhen das Verhältnis von Einflussbereich zu Höhe aufgetragen. Der Einflussbereich bestimmt sich aus dem Abstand der Eisschollen, bei dem die scheinbare Eisdicke auf 10%, 5% bzw. 1% der Dicke der Eisschollen abgefallen ist.

aus der 10% Grenze der scheinbaren Dicke, gegenüber. Bei einer Höhe von 10 Meter ist bei einem Faktor von ca. 3.7 der Wert der scheinbaren Eisdicke bereits auf 5% der umgebenden Eisschollen abgefallen. Bei typischen Dicken von Meereis liegt dies bereits in der durch elektronisches Rauschen verursachten Ungenauigkeit.

Prinzipiell zeigt sich jedoch, dass das Verhältnis zwischen Höhe des Instrumentes und Breite des lateralen Einflussgebiets beträchtlich variiert. Als grobe Regel gilt, dass der Faktor mit zunehmender Instrumentenhöhe kleiner wird. In Abbildung 4.14 ist eine Ausgleichsgerade durch das Verhältnis zwischen berechnetem Einflussbereich und Flughöhe entsprechend der zugrunde gelegten Grenzwerte dargestellt.

Für den gewählten Parameterbereich variiert der Faktor zwischen Höhe und Einflussbereich für eine Fehler von 5% zwischen 2.8 und 4.6. Für die weiteren Simulationen wird als Grenzwert die 5% Marke festgelegt. Da standardmäßig eine Instrumentenhöhe von 10 Meter verwendet wird, gelten alle Meereisstrukturen in der EM Antwort als getrennt, wenn ihre äußeren Ränder mehr als ca. 40 Meter auseinander liegen. Im folgenden werden jedoch 3D Modelle vorgestellt, welche unterschiedliche Höhen aufweisen. Die Bestimmung des Einflussbereichs erfolgt in diesem Fall durch die Ausgleichskurven und kann um einige Meter von den diskret bestimmten Werten abweichen.

4.7. Presseisrücken

Neben ebenen Eisschollen findet man in Meereisgebieten sehr häufig Presseisrücken, welche durch Umverteilung des undeformierten Eises, bedingt durch mechanischen Stress, in Stapel von Eisblöcken gebildet werden (*Thorndike et al., 1975; Wadhams und Davy, 1986*). Die Gebiete mit deformiertem Eis können dabei je nach Meereisbedingungen isoliert zwischen Bereichen von ebenen

Tabelle 4.5.: Lateraler Einflussbereich von Meereisstrukturen für verschiedene Instrumentenhöhen. Die Abstände geben die Breite eines ungestörten Bereiches an, in dem die scheinbare Eisdicke auf den Prozentsatz des umgebenden ebenen Eises abgefallen ist. Der Wert in den runden Klammern beschreibt den lateralen Einflussbereich in Einheiten der Instrumentenhöhe.

| Höhe | Abstand (m) | | |
|------|-------------|------------|------------|
| | 10 % | 5% | 1 % |
| 5.0 | 20.4 (4.1) | 23.1 (4.6) | 36.6 (7.3) |
| 10.0 | 29.6 (3.0) | 35.9 (3.6) | 49.7 (5.0) |
| 15.0 | 39.5 (2.6) | 48.5 (3.2) | 76.9 (5.1) |
| 20.0 | 46.8 (2.3) | 56.9 (2.8) | 77.6 (3.9) |

ein- oder mehrjährigen Eis auftreten, oder in großen Deformationsgebieten fließend in einander übergehen. Die Struktur der Rücken ist weitestgehend abhängig von ihrem Alter und der Mächtigkeit des umgebenden ebenen Eises bei der Entstehung. Junge Rücken bestehen sowohl auf der Ober- als auch an der Unterseite aus einer Ansammlung von Eisblöcken. Ältere Presseirücken sind durch Verwitterung meist konsolidiert. Durch ihre Häufigkeit und den teilweise sehr großen Tiefgang von bis zu 20 Meter (*Wadhams und Davy, 1986*) ist in diesen Strukturen mit 30 - 80% ein großes Eisvolumen in der Arktis und Antarktis gespeichert (*Haas, 2003*).

Aufgrund der typischen Größe stellen diese Deformationsstrukturen eine Abweichung von der Annahme des homogenen Halbraums dar. Da dies aber weiterhin Grundlage der Prozessierung der EM Daten darstellt, tritt an die Stelle der gemessenen Gesamtdicke eine scheinbare Dicke als Ergebnis der Prozessierung. Die Untersuchung der Abweichung dieser scheinbaren Dicke von dem realen Tiefgangprofil ist Ziel dieses Abschnitts.

4.7.1. Geometrie

Für die Modellierung der scheinbaren Eisdicke eines Presseisrückens in *Comsol* ist nur das Tiefgangprofil relevant. In dem über dem Meeresspiegel liegende Teil kann die Leitfähigkeit stets vernachlässigt werden. Als Vereinfachung wird auch das umgebende ebene Eis in dem Modellaufbau nicht berücksichtigt, da dieses lediglich einen konstant vertikalen Versatz des Tiefgangprofils darstellt. Daher stellt der Tiefgang des ebenen Eises im *Comsol* Modell die Halbraumgrenze dar. Der Kiel des Presseisrückens wird daher relativ zu dieser Grenze beschrieben. Durch diese Beschreibung sind Änderungen der Dicke des ebenen Eises und Variationen der Höhe der Spulen im Modell äquivalent.

Anhand von Sonardaten ist bekannt, dass Form und Größe von Presseisrückenkieneln beträchtlich variieren können (*Wadhams und Davy, 1986; Timco und Burden, 1997*). Eine prinzipielle Unterscheidung findet zunächst bezüglich des Alters statt. Kiele von jungen Presseisrückens weisen häufig eine keilförmige Dreieckstruktur auf, während alte verwitterter Rücken meistens trapezförmig erscheinen. Da in *Comsol* die Presseisrückens zunächst als 2D Anomalie beschrieben werden, wird ihre Geometrie durch 3 Parameter zusammengefasst, welche in Abbildung 4.15 dargestellt sind.

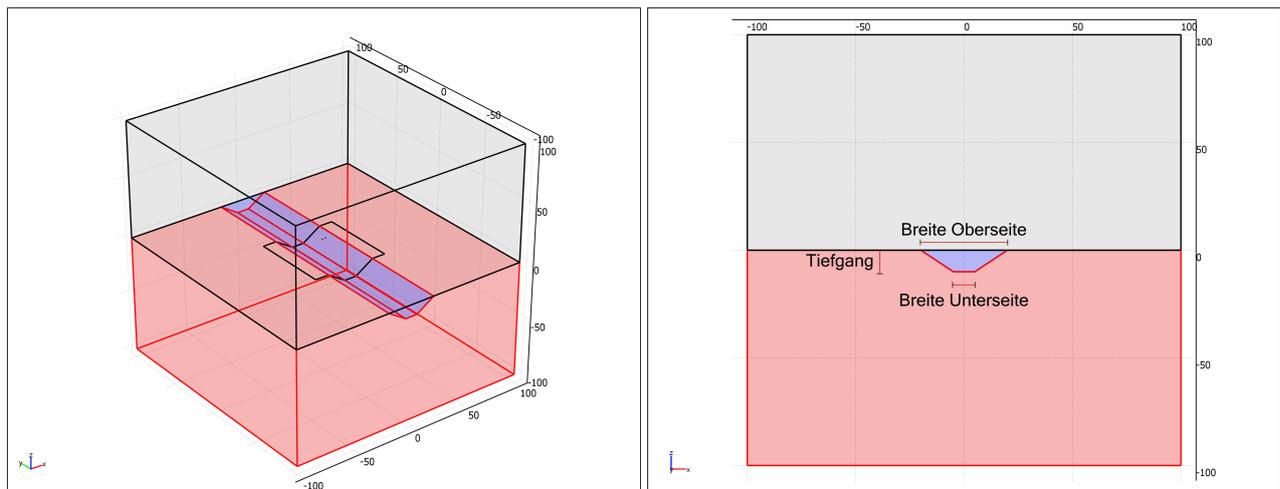


Abbildung 4.15.: Umsetzung der Modellierung eines Eisdickenprofils über einem Presseisrücken.

Der Kiel wird durch seinen Tiefgang relativ zum umgebenden ebenen Eis, seiner Breite an der Oberseite und an der Unterseite charakterisiert. In diesem Fall können die Begriffe Tiefgang und Dicke als Synonyme verwendet werden. Die Streichrichtung der Struktur liegt entlang der y -Achse, der Abstand zwischen Instrument und Rücken entlang der simulierten Flugrichtung ist durch das Zentrum des Rückens und das Zentrum beider Spulen in x -Richtung gegeben.

Als variable Parameter für die Berechnung der scheinbaren Eisdicke kommen die drei Geometrieparameter, die Höhe des Instruments und die Leitfähigkeit des Rückens für jeweils verschiedene laterale Abstände zum Rückenzentrum in Frage. Ein multivariabler Ansatz, der alle diese Parameter berücksichtigt, würde einen sehr hohen Rechenaufwand fordern. Die typische Berechnungsdauer für einen Messpunkt beträgt bei etwa 200 000 Gitterelementen rund 2 Stunden. Daher wird in verschiedenen Simulationen je ein Parameter variiert. Als Referenz dient dabei eine bestimmte Rückengeometrie. *Timco und Burden* (1997) beschreiben für Rücken, gebildet aus einjährigem Meereis, ein Verhältnis von Tiefgang zur Rückenbreite an der Oberseite mit einem Faktor 3.9. Bei *Timco und Burden* (1997) wird der Tiefgang relativ zum Meeresniveau und nicht zum ebenen Eis angegeben. Für die Standardgeometrie wird daher grob ein Verhältnis mit dem Wert 4 übernommen. Als Breite des Kiels an der Oberseite wird willkürlich ein Wert von 40 Meter festgesetzt. In der Arktis kann dieser Wert zwischen 10 und 100 Meter variieren (*Timco und Burden*, 1997). Es wird davon ausgegangen, dass die große Mehrzahl der Kiele keine perfekte Dreiecksstruktur aufweist. Diese Aussage stützt sich auf eine geringe Anzahl von Photographien und 2D Sonardaten (*Wadhams et al.*, 2006). Daher wird als Standard ein Breite des Rückens an der Unterseite von 10 Metern angenommen. Die mittlere Dicke dieses Rückens über seinen Querschnitt beträgt 6.25 Meter. Ein Rücken dieser Größenordnung ist häufig in den EM Datensätze der Meereisdicke anzutreffen.

4.7.2. Größe des Kiels

Da Presseisrücken in verschiedenen Größen auftreten, wird zuerst der Einfluss verschiedener Ausdehnungen auf die scheinbare Eisdicke untersucht. Als variabler Parameter wird die Breite an der Oberseite gewählt, der Tiefgang und die Breite an der Unterseite werden in einem festen Verhältnis

von 1/4 entsprechend angepasst. Für die Analyse des Einflusses der Größe einer Struktur wird ihre Leitfähigkeit nicht berücksichtigt. Insgesamt werden 5 Überflüge simuliert, in denen die obere Rückenbreite von 40 Meter bis 120 Meter in 20 Meter - Schritten vergrößert wird. Die Leitfähigkeit des Rückens wird für diese Untersuchung zunächst vernachlässigt ($\sigma_r = 0$).

Für jede Rückengröße wird ein Überflug simuliert. Dabei beträgt der Abstand der Spulenebene zur Halbraumgrenze 10 Meter. Jeder Überflug besteht aus einer Serie von 20 Simulationen mit geringem Messpunktabstand (2 Meter) nahe dem Zentrum des Rückens. Für größere Abstände wird der Abstand der Simulation bis zu 10 Meter schrittweise heraufgesetzt. Der maximale Abstand zum Rückenzentrum beträgt 120 Meter. In diesem Abstand ist der Einflussbereich des EM Signals auch durch den größten Rücken (Ausdehnung -60 – +60 Meter in x -Richtung) nicht mehr gestört.

In Abbildung 4.16 sind Beispiele der simulierten Stromdichte in einem Schnitt durch die x - z Ebene der Simulationen dargestellt. Gezeigt ist die y -Komponente der Stromdichte, daher weisen die Kreisströme auf beiden Seiten des Rückens unterschiedliche Vorzeichen auf. In den gewählten Beispielen sind die Spulen mittig über der Rückenstruktur angeordnet, eine leichte Asymmetrie der Stromverteilung basiert daher auf der Lage der Sendespule abseits der Mitte des Presseisrückens. Mit zunehmender Größe des Presseisrückens nimmt auch die Ausdehnung des induzierten Stromsystems zu, so dass das Maximum der Stromdichte stets an den Flanken des Rückenkiels zu finden ist. Daher ergibt sich auch für den größten Presseisrücken das sekundäre Feld aus dem gesamten Rückenquerschnitt.

Das Ergebnis der simulierten scheinbaren Dicke für die verschieden großen Presseisrückens ist in Abbildung 4.17 dargestellt. Zusätzlich ist das Referenzprofil der Eisdicke und ein gleitendes Mittel über diese Vorgabe des Modells in der Abbildung enthalten. Die Breite des Filters, mit welchem das gleitende Mittel bestimmt wird, berechnet sich aus dem Einflussbereich des Induktionsvorgangs (Vergleich Abschnitt 4.6). Der höhenabhängige Wert ist in den einzelnen Graphen angegeben.

Die Ergebnisse des Modells zeigen die erwartete Glättung des vorgegebenen Eisdickenprofils. So zeigt sich bereits abseits des Presseisrückens einer Veränderung der scheinbaren Dicke. Direkt über dem Rücken bleibt die berechnete Eisdicke unter der Vorgabe des Modells. Bei dem kleinsten Presseisrücken (Tiefgang: 10m) ist das Profil der modellierten Eisdicke dem gleitenden Mittel sehr ähnlich. Mit zunehmender Größe der Struktur weichen diese beiden Profile jedoch zunehmend voneinander ab.

Eine Ausnahme bildet der größte Rücken. Für diesen Fall zeigt das 3D Vorwärtsmodell eine größere Eisdicke als die Vorgabe. Die Ursache für diesen Fall ist allerdings zu einem großen Teil in der Genauigkeit der Simulation zu suchen. Es zeigt sich zwar, dass mit zunehmender Größe die Unterschätzung der maximalen Eisdicke abnimmt (Abbildung 4.19), bei dem größten Rücken wirken sich in der Modellierung allerdings zwei Faktoren ungünstig aus. Durch den sehr großen Abstand der Spulen über dem Rückenzentrum zum leitfähigen Meerwasser (40 Meter) ist die berechnete Inphase sehr klein (≈ 110 ppm). Dadurch ist die Berechnung der scheinbaren Eisdicke durch die numerische Ungenauigkeit des Modells mit deutlich größeren Fehlern behaftet als bei größerer

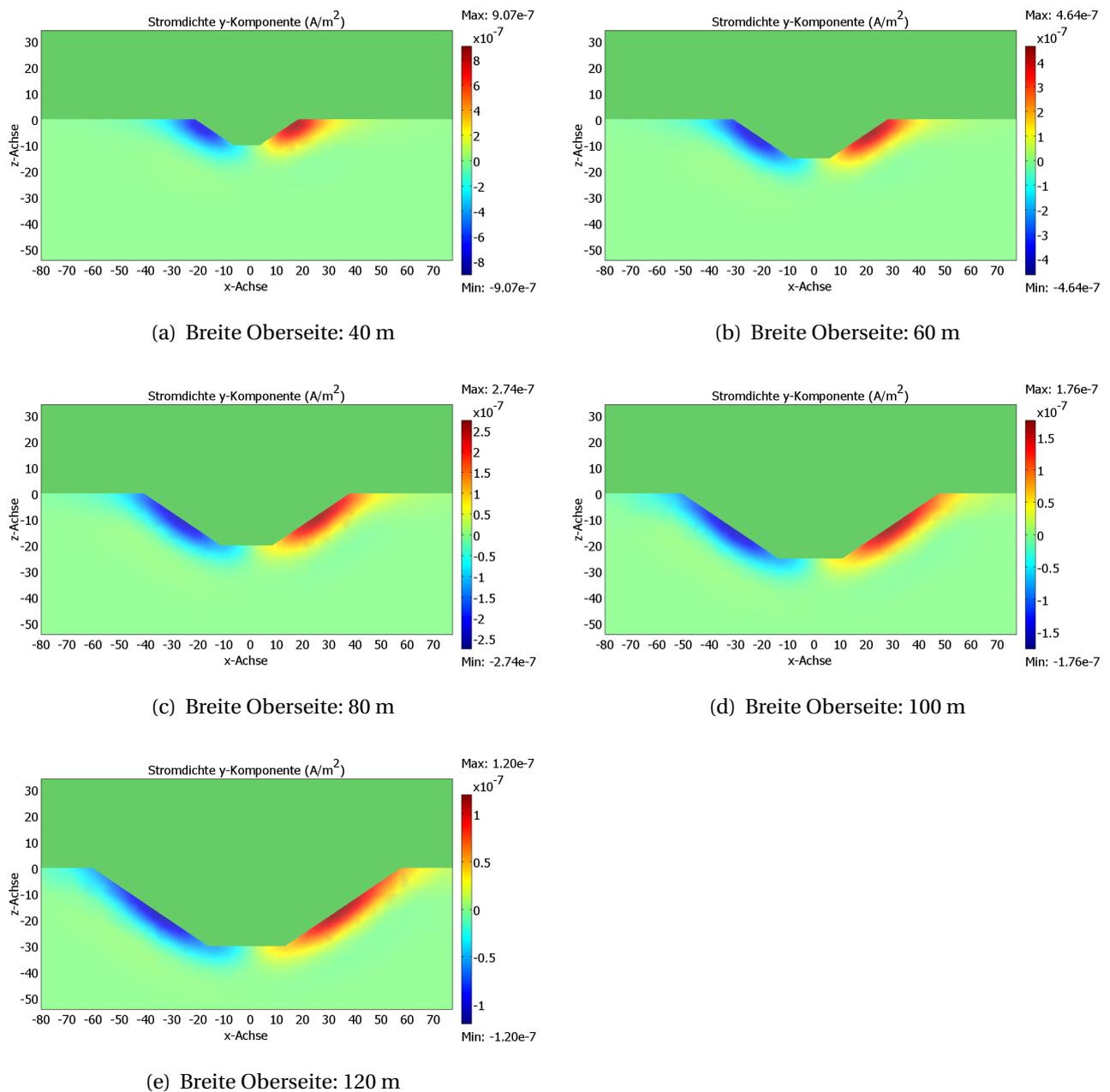


Abbildung 4.16.: Stromdichte (y -Komponente) der im leitfähigen Meerwasser Induktionsströme unter Presseisrücken variabler Größe. Breite Unterseite = $1/4$ Breite Oberseite, Tiefgang = $1/4$ Breite Oberseite, Abstand zum Spulenzentrum: 0 m

Signalstärke. Außerdem findet für diesen Fall die Induktion im Meerwasser in einem sehr großen Volumen statt, da sich das elektromagnetische Feld in dem resistiven Presseisrücken ungehindert ausbreiten kann. Die Möglichkeit diesen großen Bereich mit entsprechender Gitterauflösung zu berechnen ist jedoch begrenzt. Daher kann das induzierte Stromsystem nur mit geringerer Genauigkeit wiedergegeben werden, was sich ebenfalls negativ auf die berechnete Eisdicke auswirkt. Aus diesen Gründen wird angenommen, dass die Überschätzung der maximalen Eisdicke für den Presseisrücken mit einem Tiefgang von 30 Meter physikalisch nicht begründet ist, sondern in diesem Fall die Modellgenauigkeit widerspiegelt.

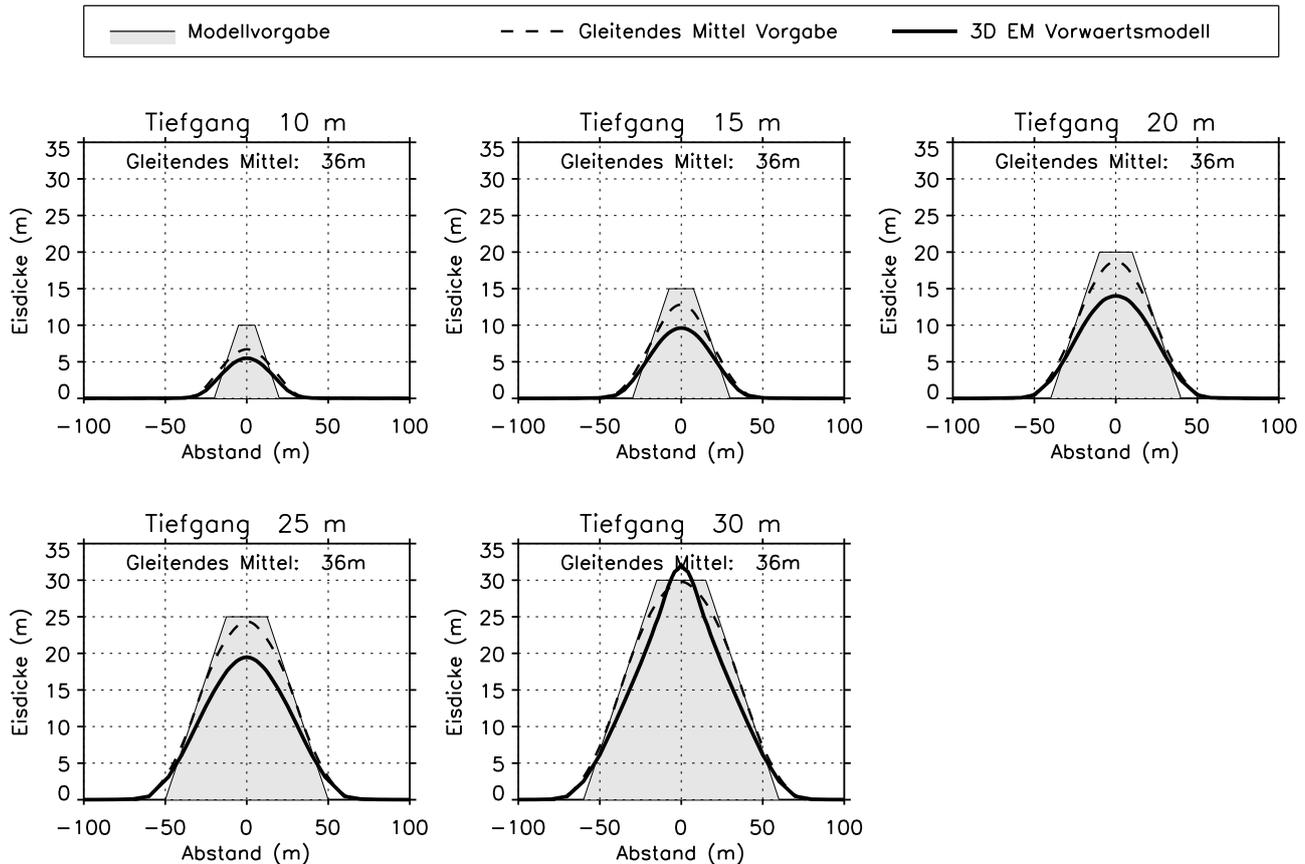


Abbildung 4.17.: Scheinbare Eisdicke eines simulierten Überfluges über Presseisrücken mit verschiedener Größe. Als Vergleich ist das vorgegebene Eisdickenprofil des Modells, sowie ein gleitendes Mittel über den lateralen Einflussbereich der EM Messung dargestellt. Die Breite des gleitenden Mittels ergibt sich aus der Flughöhe von 10 Metern.

Für die Bestimmung des Eisvolumens ist die scheinbare Dicke an einem bestimmten Messpunkt durch die Glättung des Profils nur geringfügig relevant. Ein besseres Maß für die mögliche Fehlinterpretation der mittleren Eisdicke \bar{z} ist das Verhältnis a der Mittelwerte des Profils der vorgegebenen und modellierten EM Eisdicke ($\bar{z}_{em} = a \cdot \bar{z}$). Da beide Informationen nur an unterschiedlichen diskreten Punkten vorliegen, wurde zunächst das Verhältnis der Flächen unter beiden Kurven bestimmt. Die diskreten Punkte wurden durch einen Polygonzug verbunden, und dessen Trapezelemente zur Gesamtfläche aufsummiert. Da abseits des Rückens nur ebenes Eis im Modell vorhanden ist, ist diese Methode unabhängig von der tatsächlichen Länge des Profils.

Beim Vergleich zwischen vorgegebenem und modelliertem Eisdickenprofil muss jedoch der Einflussbereich der EM Messung mit einbezogen werden. Besonders am Rand des Rückens fließt in die scheinbare EM Eisdicke auch das ebene Eis mit ein, welches in diesem Fall aber die Eisdicke $z_e = 0$ hat. Die Fläche unter dem vorgegebenen Eisdickenprofil berücksichtigt aber ausschließlich den Presseisrücken. Zur Berücksichtigung des EM Einflussbereiches wurden daher beide Eisdickenprofile auf einen gleichen Gitterabstand (1 Meter) interpoliert. Mit diesen Daten wurde dann auf unterschiedlichen Profillängen ein Mittelwert berechnet. Das Prinzip ist in Abbildung

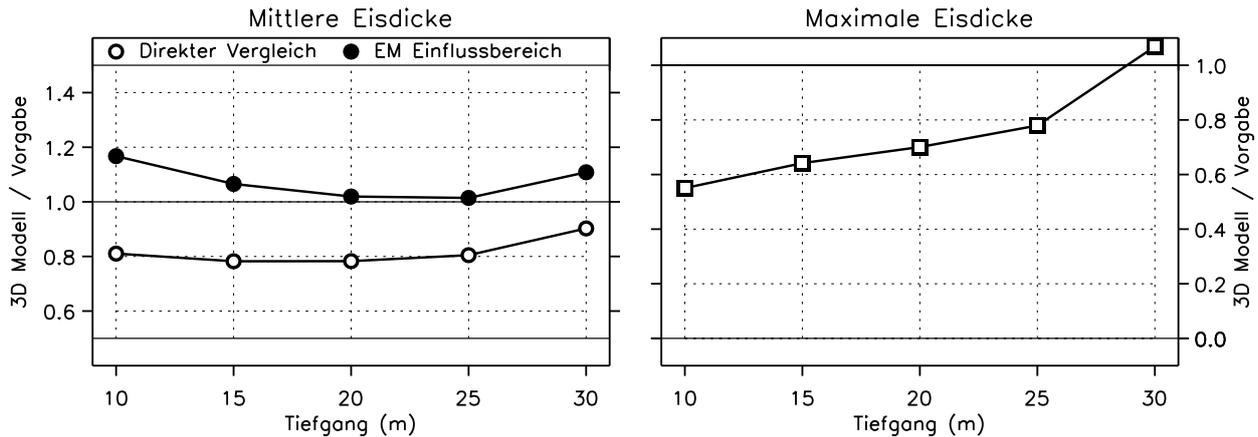


Abbildung 4.19.: Verhältnis von gemittelter Eisdicke (links) und Tiefgang (rechts) für Presseisrücken verschiedener Größe.

4.18 illustriert. Maßgeblich für die gewählte Profillänge ist die Breite des Rückens und der Einflussbereich EM der Induktionsströme. In der modellierten scheinbaren Eisdicke ist der Presseisrücken etwa in einem Abstand $EM/2$ zu erkennen. Diese Messungen beziehen sich auf den Bereich mit der Breite EM . Daher ergibt sich die äquivalente Breite der vorgegebenen Eisdicke aus der Breite des Rücken mit jeweils der Breite des Einflussbereichs auf beiden Seiten. Die Ergebnisse des direkten Vergleichs unter Berücksichtigung des EM Einflussbereichs sowie die Unterschätzung der maximalen Eisdicke ist in Abbildung 4.19 illustriert.

Der direkte Vergleich zeigt eine Unterschätzung des Eisvolumens von etwa 20%. Unter Berücksichtigung des EM Einflussbereiches ergibt sich eine Überschätzung der mittleren Eisdicke von bis zu 20%, welche mit zunehmendem Rückentiefgang abnimmt. Die Unterschätzung der maximalen Eisdicke im Rückenzentrum nimmt ebenfalls mit zunehmenden Tiefgang und Volumen des Rückens ab. Der Wert für den größten Rücken weicht in Abbildung 4.19 in allen Größen durch die Ungenauigkeit dieses Modells von den restlichen Werten ab.

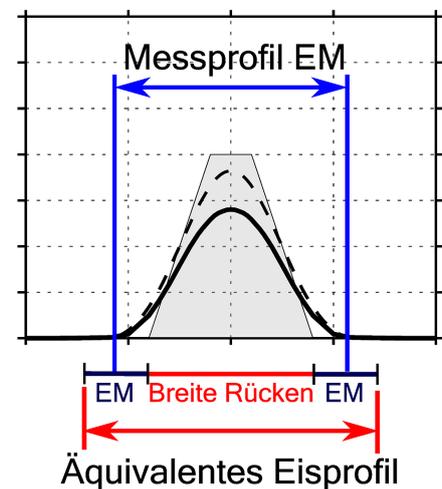


Abbildung 4.18.: Bestimmung der mittleren Eisdicke der Modellvorgabe und des Modellergebnisses mit Berücksichtigung des Einflussbereichs (EM) der Induktionsströme.

Das Verhältnis von realer zu scheinbarer mittleren Dicke zeigt sich ohne Berücksichtigung des Einflussbereichs der EM Messung weitestgehend konstant. Die Abnahme des Verhältnisses, unter Berücksichtigung des Einflussbereichs, ist dadurch begründet, dass die Bereiche neben dem Rücken mit zunehmender Größe des Rückens einen kleineren Anteil an dem für die Mittelwertbildung verwendeten Profil haben. Sensitivitätsanalysen haben gezeigt, dass die Breite des gewählten Einflussbereichs sehr entscheidend für das Verhältnis zwischen der im Modell vorgegebenen und der modellierten scheinbaren mittleren Eisdicke ist.

Aus Gründen der Konsistenz wurde daher der zuvor berechnete Wert gewählt. Unter der Annahme, dass die Eisdicke innerhalb des Einflussbereiches mit größerem Abstand schwächer gewichtet in die EM Messung eingeht, stellt diese Methode zur Bestimmung der Fehleinschätzung der mittleren Eisdicke eine obere Grenze dar. Die Nicht-Berücksichtigung des Einflussbereiches stellt im Gegensatz dazu eine untere Grenze dar. Die Unterschätzung der mittleren Eisdicke abseits dieses idealisierten Falles fällt daher deutlich geringer aus als die tatsächliche Unterschätzung der maximalen Eisdicke. Diese variiert über dem Rückenzenrum zwischen etwa 55% bis 80%. Die geringere Fehlinterpretation an einzelnen Punkten wird dadurch erklärt, dass größere Strukturen besser durch die 1D Annahme beschrieben werden können.

Die Mittelwertbildung über das vorgegebene Eisdickenprofil (Abbildung 4.17) zeigt insbesondere für den Presseisrücken von 10 Meter die beste Übereinstimmung mit dem Modellergebnis. Die stärkere Abweichung für größere Rücken wird dahingehend interpretiert, dass sich 2D Strukturen nicht durch eine reine Mittelwertbildung auf das EM Ergebnis auswirken, bzw. die Breite des Mittelwertfilters dynamisch an das Eisdickenprofil angepasst werden muss, um eine gute Übereinstimmung zu bekommen.

4.7.3. Form des Kiels

Neben Breite und Tiefgang des Rückenkiels kann auch dessen Form beträchtlich variieren (*Timco und Burden*, 1997). Daher wird die im vorherigen Abschnitt beschriebene Simulation wiederholt, wobei der Tiefgang des Kiels mit 10 Meter und die Breite des Kiels an der Oberseite mit 40 Meter konstant gehalten wird. Statt der gesamten Größe wird die Breite des Kiels an der Unterseite zwischen 0 Meter und 40 Meter in 10 Meter Schritten variiert. Im Fall von 0 Meter wird der Kiel im Querschnitt durch ein Dreieck beschrieben im anderen Grenzfall durch einen rechteckigen Block. Wie im vorherigen Abschnitt wird dem Rücken im Modell keine elektrische Leitfähigkeit zugewiesen.

In Abbildung 4.20 ist die scheinbare Eisdicke für die verschiedenen Formen des Presseisrückens, zusammen mit der Vorgabe des Modells, aufgetragen. Analog zum vorherigen Abschnitt wurde das Verhältnis der mittleren Eisdicke des Ergebnisses zur Vorgabe berechnet. Dieses Verhältnis ist, zusammen mit der Unterschätzung der maximalen Eisdicke über dem Rückenzenrum, in Abbildung 4.21 dargestellt.

Die scheinbare Breiten der Kiele unterscheiden sich trotz der unterschiedlichen Form in den 3D Vorwärtsmodellen nur unwesentlich voneinander. Die Anomalie in der scheinbaren Eisdicke ist durchgehend auf den Bereich ± 40 Meter begrenzt, gegenüber der tatsächlichen Ausdehnung von ± 20 Meter. Der Verlauf des berechneten Eisdickenprofils ist jedoch deutlich von der Form des Presseisrückens abhängig. Dies ist am besten in der der maximalen scheinbaren Eisdicke zu erkennen, welche etwa 50% für den Kiel mit Dreiecksform und etwa 80% für den quaderförmigen Kiel beträgt und zwischen diesen Werten linear zunimmt. Das Verhältnis der mittleren Eisdicken verhält sich gegenüber der Form des Presseisrückens weitestgehend invariant. Wie bei der Variation der Größe des Rückens im vorherigen Abschnitt, nimmt das Verhältnis für den direkten Vergleich Werte um 0.8 an, während die Berücksichtigung des EM Einflussbereiches zu einer Überschätzung mit einem Faktor um 1.2 führt. Ein ebenso wiederkehrendes Merkmal zeigt sich im Vergleich des Modellergebnisses mit dem gleitenden Mittel über die Modellvorgabe. Diese stimmt besser mit

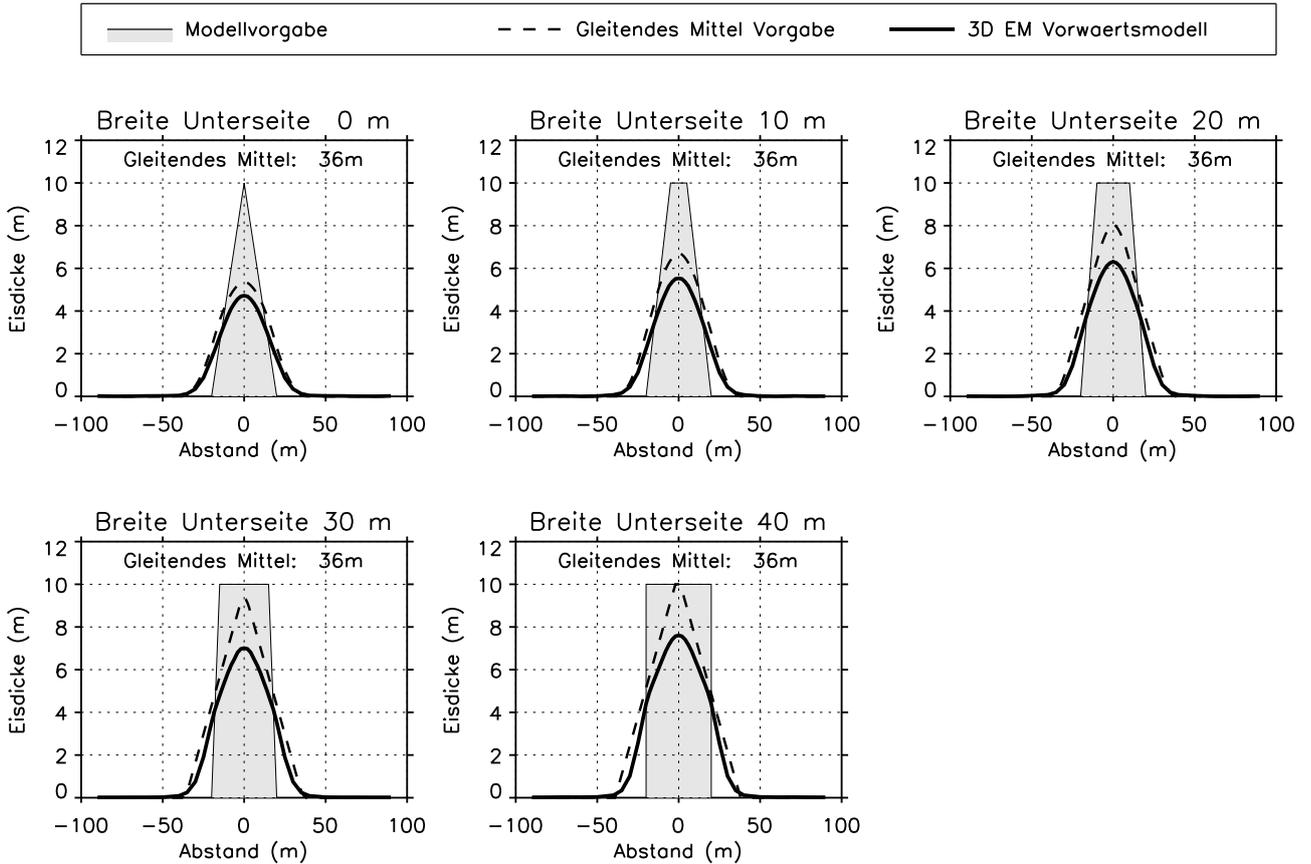


Abbildung 4.20.: Scheinbare Eisdicke eines simulierten Überfluges über Presseisrücken mit verschiedener Geometrie. Als Vergleich ist das vorgegebene Eisdickenprofil des Modells, sowie ein gleitendes Mittel über den lateralen Einflussbereich der EM Messung dargestellt. Die Breite des gleitenden Mittels ergibt sich aus der Flughöhe von 10 Metern.

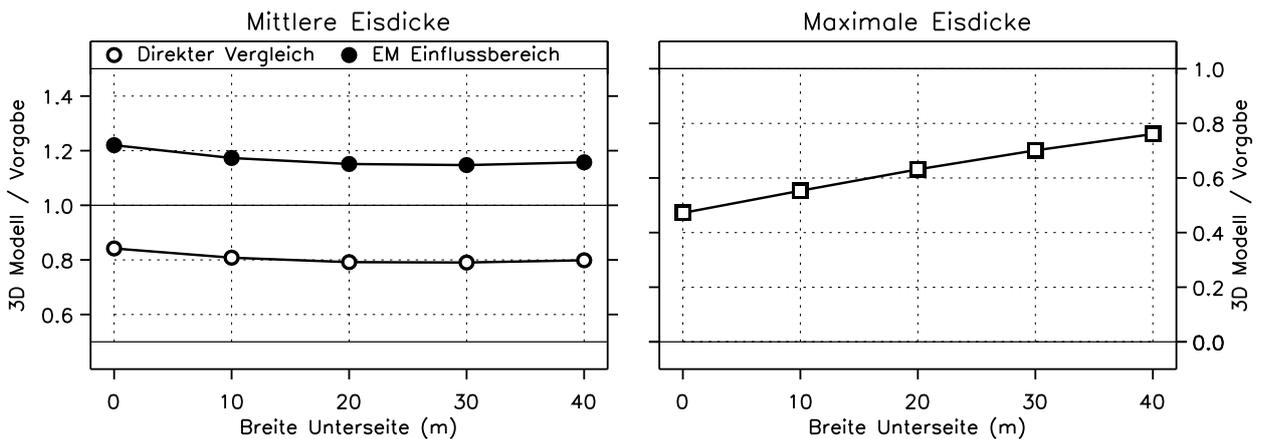


Abbildung 4.21.: Verhältnis von gemittelter Eisdicke (links) und Tiefgang (rechts) für Presseisrücken mit verschiedenem Tiefgangprofil.

dem 3D Vorwärtsmodell überein, wenn die Masse mehr in Bereichen mit niedrigen Tiefgang konzentriert ist. Dies ist der Fall bei Pressrücken mit einer ausgeprägten Dreiecksstruktur. Bei dem quaderförmigen Presseisrücken (Breite Unterseite 40m) ergibt sich aus dem Mittelwertfilter ein Dreiecksstruktur, während das Ergebnis des EM Vorwärtsmodell einen deutlich glatteren Verlauf

zeigt. Zwar weist dieser Fall die geringste Unterschätzung der maximalen Eisdicke auf, für die Fehlinterpretation der mittlere Eisdicke spielt die Form in den hier gewählten Parametern jedoch nur eine untergeordnete Rolle.

4.7.4. Höhe des Sensors

Neben der Geometrie des Presseisrückens hat auch die Höhe der Spulenebene einen Einfluss auf das Messergebnis. Wie bereits in Abschnitt 4.6 gezeigt, bedeutet ein größerer vertikaler Abstand des Sensors zu der Meereisstruktur einen größeren lateralen Einflussbereich, da sich der Durchmesser der Induktionszone überproportional vergrößert. Im weitesten Sinne entspricht dies einer Verkleinerung der Rückenstruktur in Einheiten des EM Einflussbereichs, und ist daher ähnlich zu der Simulationsserie in Abschnitt 4.7.2. Da die Größe des Einflussbereiches des Induktionsvorgangs nichtlinear von der Höhe der Spulen über der Halbraumgrenze abhängt, wird das Simulationsergebnis für einen Überflug über eine konstante Rückengeometrie mit verschiedenen Höhen von 5 bis 20 Meter in 2.5 Meter Schritten berechnet. Für die Simulation wird die Standardgeometrie verwendet (Breite der Oberseite: 40 m, Breite an der Unterseite: 10 m, Tiefgang 10 m, Leitfähigkeit 0 S/m).

Die Ergebnisse sind in Abbildung 4.22 und 4.23 illustriert. Durch die unterschiedliche Höhe ändert sich der Einflussbereich der EM Messungen, welcher zur Berechnung des Mittelwertfilters in Abbildung 4.22 verwendet wurde. Der jeweilige Wert ist in den entsprechenden Graphen angegeben. Wie zu erwarten, wird die Struktur in Ausdehnung und Tiefgang am besten von der niedrigsten Instrumentenhöhe wiedergegeben. Diese Flughöhe von 5 Meter über der Wasseroberfläche stellt aber eher einen unerwünschten operationalen Grenzfall der EM Messungen dar. Eine Höhe von 20 Meter zur Halbraumgrenze kann bei dickerem Eis indes häufiger vorkommen. Typischerweise schwankt die im Feld anzutreffende Spanne zwischen 10 und 15 Metern. Mit zunehmender Höhe gewinnt der Presseisrücken in den 3D EM Modellen an Breite und verliert an maximalem Tiefgang. Die Mittelwerte des vorgegebenen Eisdickenprofils zeigen durchgehend größere Dicken als das Modellergebnis. In dem Bereich der Höhenänderung der Spulenebene zeigt sich in der maximalen scheinbaren Dicke eine Veränderung von 55% bis 46%, die mittlere Eisdicke im direkten Vergleich variiert jedoch lediglich zwischen 80.6% und 79.2% und verhält sich damit fast invariant gegenüber der Veränderung der Flughöhe. Die Berücksichtigung des EM Einflussbereichs für die verschiedenen Flughöhen wirkt sich für geringere Höhen durch eine geringere Überschätzung der Eisdicke aus. Ab einer Höhe von 10 Metern zeigt sich kein nennenswerter Einfluss auf das Verhältnis der mittleren Eisdicken. Dieses bleibt für Höhen größer als 10 Meter konstant (1.2). Dies weist daraufhin, dass die Wichtung der Eisdicke innerhalb des Einflussbereichs eventuell auch von der Höhe des Instrumentes abhängt.

Aufgrund der Invarianz des direkten Vergleiches der mittleren Eisdicke wird für alle weiteren Überlegungen bezüglich der mittleren Eisdicke die Höhe des Instrumentes jedoch nicht weiter berücksichtigt und auf 10 Meter gesetzt. Auf das tatsächliche Eisdickenprofil hat diese Größe einen nicht zu vernachlässigenden Einfluss.

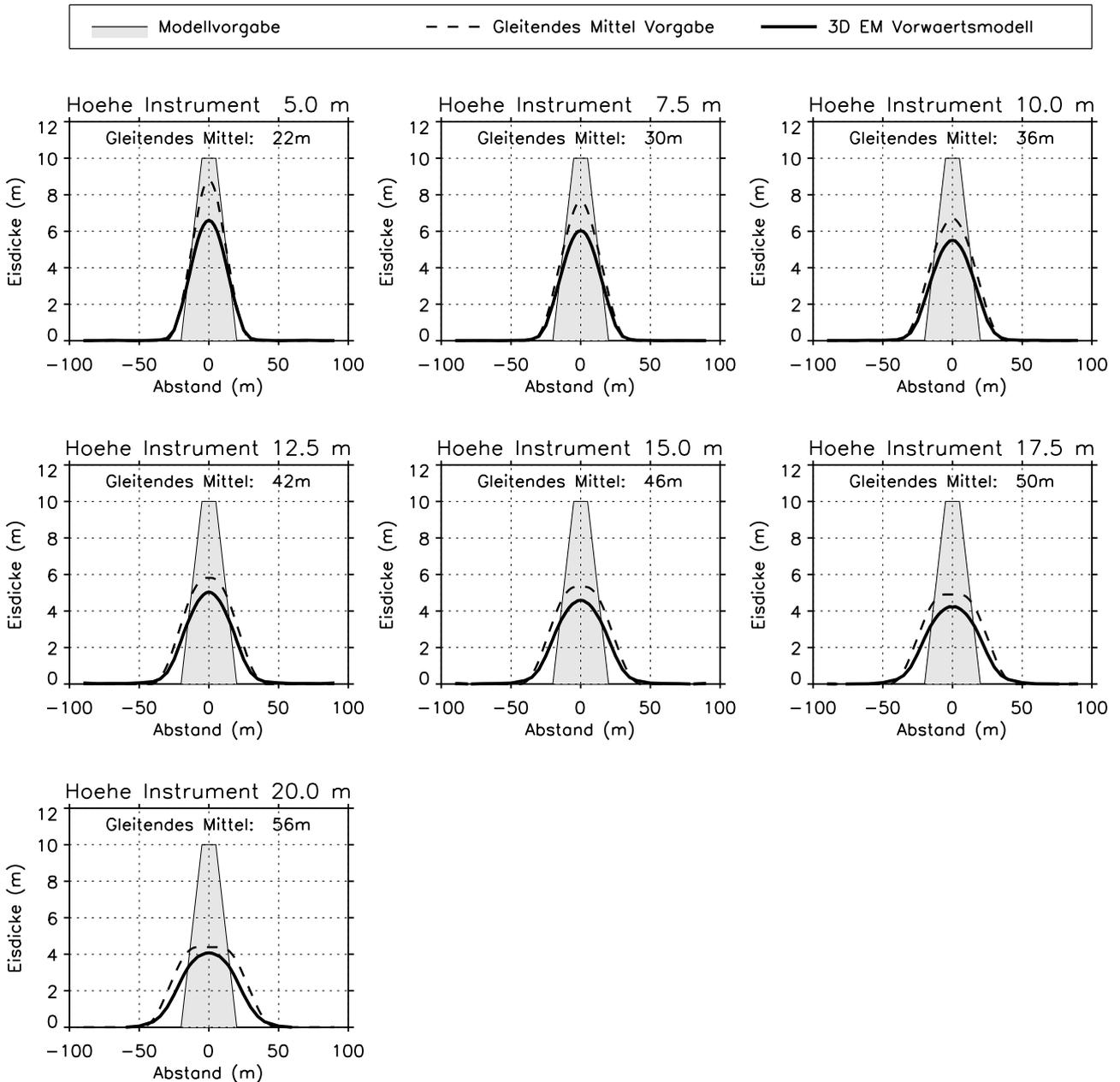


Abbildung 4.22.: Scheinbare Eisdicke eines simulierten Überfluges über Presseisrücken mit verschiedener Instrumentenhöhe. Als Vergleich ist das vorgegebene Eisdickenprofil des Modells, sowie ein gleitendes Mittel über den lateralen Einflussbereich der EM Messung dargestellt. Die Breite des gleitenden Mittels ergibt sich aus der variablen Flughöhe.

4.7.5. Poröser Rückenkiel

In Abschnitt 4.5.3 wurde der Einfluss eines Eis-Sole Gemisches auf die Gleichstromleitfähigkeit untersucht. Die gewonnenen Erkenntnisse sollen an dieser Stelle auf einen Presseisrückenkiel übertragen werden. Dafür wurde einem Presseisrücken mit der Standardgeometrie eine Porosität ϕ zwischen 0 und 0.5 zugewiesen. Im Modell wird diese Größe mit den Ergebnissen aus Abschnitt 4.5.3 in einen Wert für die Leitfähigkeit σ_r des Kiels umgerechnet ($\sigma_r = \sigma_w \cdot \phi^{2.195}$). Die Leitfähigkeit des Meerwassers beträgt im Modell $\sigma_w = 2.7 \text{ S/m}$, die entsprechenden Werte der berechneten

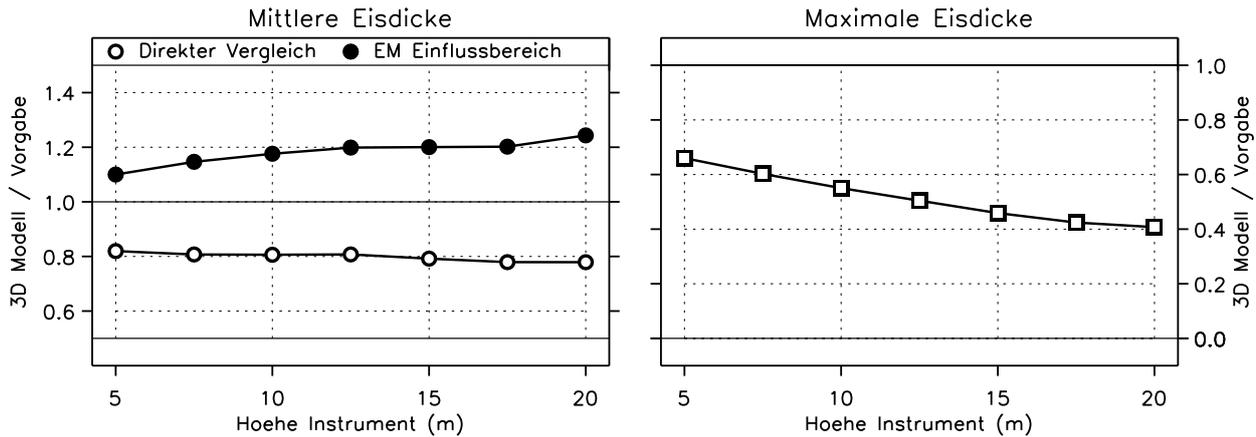


Abbildung 4.23.: Verhältnis von gemittelter Eisdicke (links) und Tiefgang (rechts) für einen Presseisrücken mit unterschiedlichen Höhe des Instruments.

Tabelle 4.6.: Beziehung Porosität–Leitfähigkeit für Presseisrückenkiele

| ϕ | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| σ_r (S/m) | 0.000 | 0.017 | 0.079 | 0.192 | 0.361 | 0.590 |

Leitfähigkeit sind in Tabelle 4.6 dargestellt. Wie bereits zuvor diskutiert, verursacht eine geringe Porosität keine nennenswerte Veränderung der Leitfähigkeit. Zudem erreicht auch bei einer sehr hohen Porosität von 0.5 die Leitfähigkeit des Rückens nur einen Bruchteil des Wertes des Meerwassers.

Maßgeblich für das Ziel dieser Simulationen ist die Abschätzung des vorhandenen Eisvolumens anhand der simulierten mittleren scheinbaren EM Eisdicke. Als Referenzwert wurde bisher das vorgegebene Tiefgangsprofil angegeben. Da es sich bei der Porosität um das Verhältnis zwischen von Eis und Meerwasser okkupiertem Volumen auf makroskopischer Skala in dem Presseisrücken handelt, geht die Größe der Porosität in das vorhandene Eisvolumen mit ein. Daher wird in dieser Simulation für den Vergleich mit der scheinbaren Eisdicke eine sogenannte effektive Eisdicke eingeführt. Diese Größe ist definiert als das Produkt aus tatsächlichem Tiefgang und Porosität des Presseisrückens. Der Querschnitt des Rückens mit der vorher definierten Standardgeometrie beträgt 350 m^2 und einer entsprechenden mittleren Eisdicke von 6.25 m. Die effektive Eisdicke mit einer Rückenporosität von z.B. 0.2 beträgt daher 80% von dem genannten Wert.

In Abbildung 4.24 ist das Simulationsergebnis der unterschiedlich porösen Rückenkiele bezüglich der scheinbaren Eisdicke dargestellt. Für die Berechnung des gleitenden Mittels über das vorgegebene Tiefgangsprofil wurde die Porosität ebenfalls berücksichtigt. Das Verhältnis zwischen mittlerer und maximaler Eisdicke ist in Abbildung 4.26 dargestellt. Die maximale Eisdicke des Modells ist mit 10 Metern konstant, da diese unabhängig von der Porosität die untere Grenze des Rückens beschreibt. Zusätzlich sind in Abbildung 4.25 die simulierten EM Parameter, repräsentiert durch Inphase, Quadratur, Amplitude und Phase dargestellt.

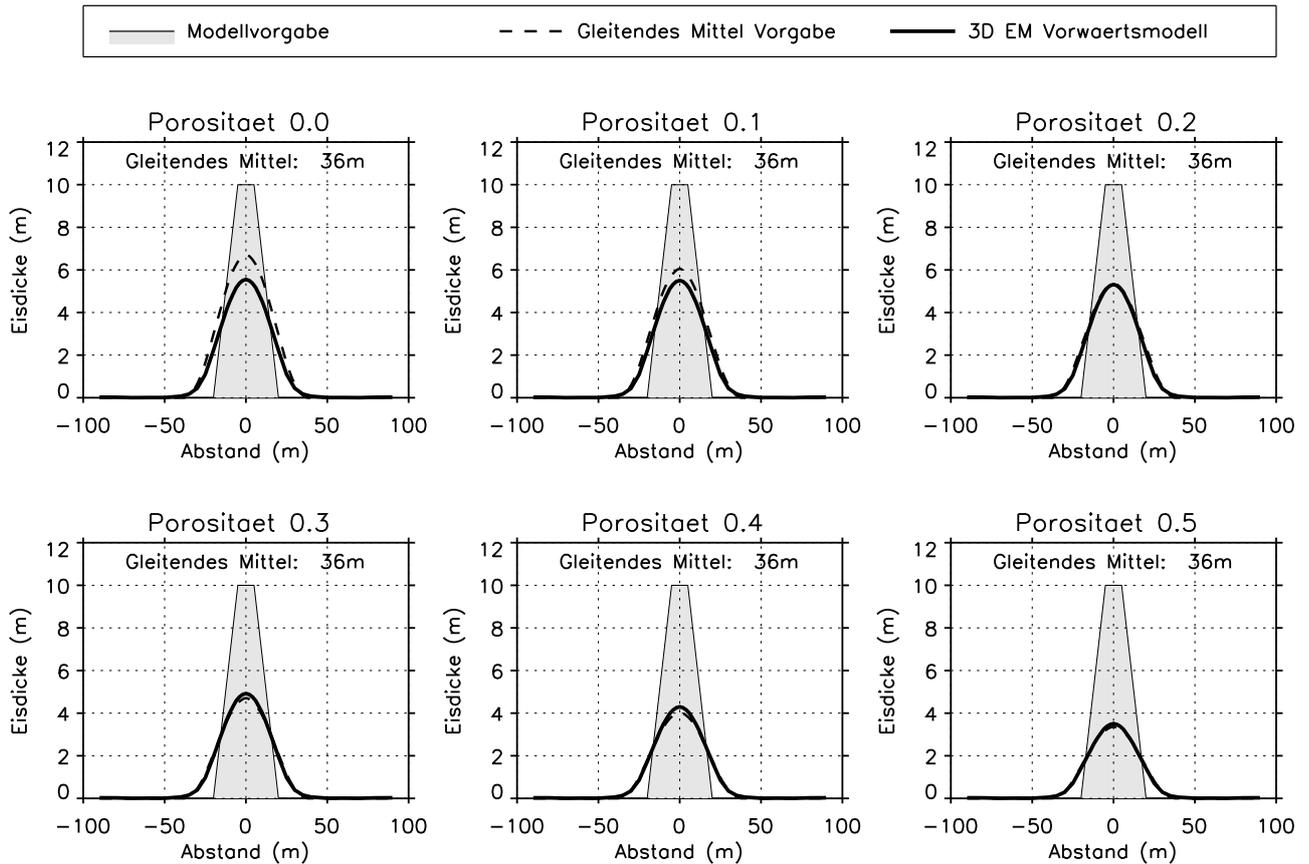


Abbildung 4.24.: Scheinbare Eisdicke eines simulierten Überfluges über Presseisrücken mit verschiedener Porosität. Als Vergleich ist das vorgegebene Eisdickenprofil des Modells, sowie ein gleitendes Mittel über den lateralen Einflussbereich der EM Messung dargestellt. Die Breite des gleitenden Mittels ergibt sich aus der Flughöhe von 10 Metern.

Das aus der Inphase berechnete Tiefgangprofil tendiert mit zunehmender Porosität zu einer geringeren Eisdicke. Die Vergleiche der mittleren Eisdicke zeigen jedoch, dass die Abnahme verhältnismäßig geringer ausfällt als die Abnahme des Eisvolumens durch die zunehmende Porosität (Abb. 4.26). Als Konsequenz steigt das Verhältnis zwischen Mittelwert der simulierten Eisdicke und der Vorgabe des Modells, sowohl im direkten Vergleich als auch mit Berücksichtigung des EM Einflussbereichs. Die letztere Größe nimmt mit Werten von bis zu 1.6 als obere Grenze der Fehlerinterpretation des Eisvolumens sehr große Werte an. Da aber auch die untere Grenze des Faktors zwischen mittlerer Eisdicke der EM Daten und Modelldaten ab einer Porosität von 0.3 größere Werte als 1 annimmt, ist eine Überschätzung des Eisvolumens von porösen Eisstrukturen äußerst wahrscheinlich.

Der Grund dafür liegt in den EM Parametern (Abb. 4.25). Abgesehen von der Phase zeigen alle Größen einen durchgehenden Abfall über dem Rückenzenrum mit unterschiedlicher Intensität in Abhängigkeit der Porosität. Die Inphase zeigt jedoch in Gegensatz zur Quadratur eine wesentlich geringere Veränderung in der maximalen Anomalie. Zwischen den Grenzwerten der Porosität ändert sich der Ausschlag über dem Rückenzenrum der Quadratur um etwa 50%, während die

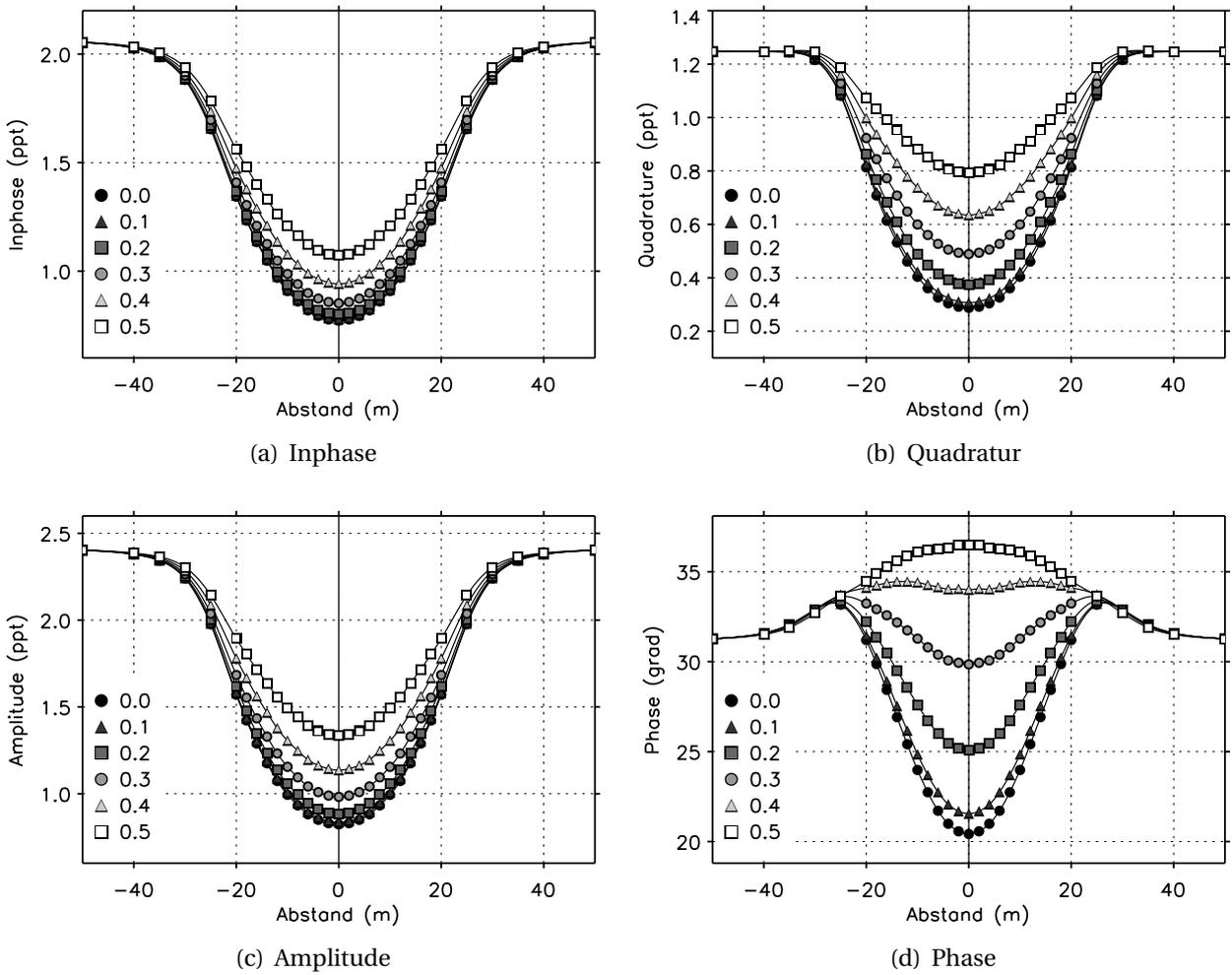


Abbildung 4.25.: EM Parameter aus 3D Vorwärtsmodellen, dargestellt durch Inphase, Quadratur, Amplitude und Phase für simulierte Überflüge eines Presseisrückens mit unterschiedlicher Porosität. Die Porosität ϕ variiert zwischen 0.0 und 0.5.

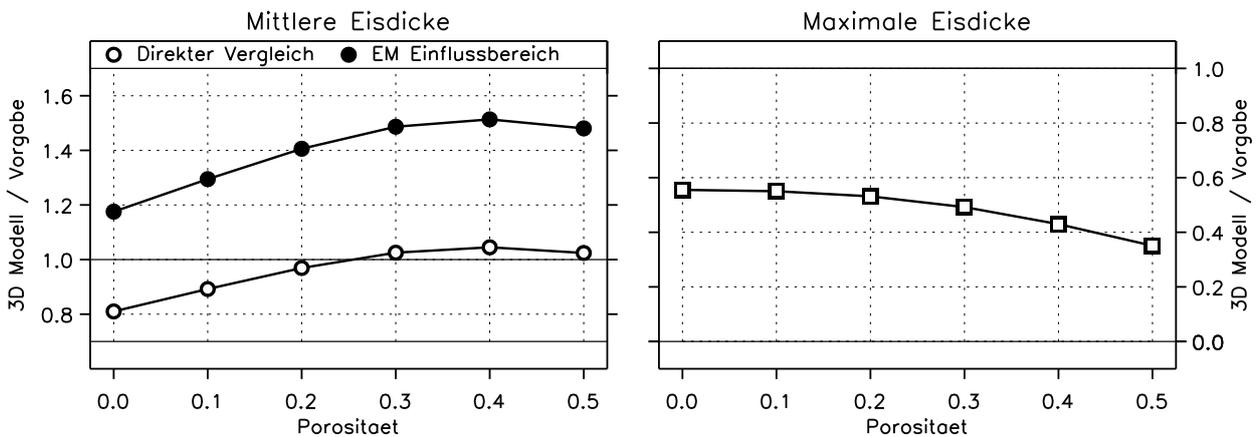


Abbildung 4.26.: Verhältnis von mittlerer (links) und maximaler (rechts) für einen Presseisrückens mit unterschiedlicher Porosität. Die unterbrochenen Linien markieren eine lineare (rot) und quadratische (blau) Anpassung

Inphase nur eine Variation um etwa 20% zeigt. Eine aus der Quadratur berechnete Eisdicke würde daher wesentlich sensitiver auf die Porosität reagieren als die herkömmlich aus der Inphase berechnete Dicke.

Die Unterschiede der Inphase und Quadratur zeigen sich im Amplituden-Phasen Raum hauptsächlich in dem Phasenwert. Da die Quadratur geringere Werte als die Inphase annimmt, ist das Verhalten der Amplitude weitestgehend von der Inphase dominiert. Die Phase jedoch zeigt eine sehr starke Abhängigkeit von der Porosität des Presseisrückens. In den 3D Modellen beträgt der Unterschied in der Phase über dem Zentrum in den Grenzen der gewählten Porosität deutlich über 15° . Während bei vernachlässigbarer Porosität die Phase über dem Rückenzentrum im Vergleich zu dem umgebenden ebenen Eis ein lokales Minimum darstellt, ergibt sich bei der höchsten Porosität eine deutlich positive Anomalie.

Dieser Effekt ist groß genug, um in realen Eisdickenprofilen des EM-Bird detektiert werden zu können. Die Ergebnisse der Modellierung eines porösen Rückenkiels weisen daher darauf hin, dass eine Klassifikation eines Rückens in stark porös oder schwach porös/konsolidiert vorgenommen werden könnte. Die Ergebnisse dieser Modellserie zeigen aber auch, dass die Eisdicke, berechnet durch die Inphase, näher an dem realen Eisunterseitenprofil liegt, als für die Quadratur oder Amplitude zu erwarten wäre. Unter der Berücksichtigung des Einflusses der makroskopischen Porosität auf das Eisvolumen, führt dieser Effekt allerdings sehr wahrscheinlich zu einer Überschätzung der mittleren Eisdicke von aus einzelnen Blöcken bestehenden Eisstrukturen.

Abschließend betrachtet, ergeben die simulierten Überflüge in einem idealisierten 2D Fall, dass die Form und Größe des Rückenquerschnitts für die Abschätzung des enthaltenen Eisvolumens nur eine geringe Rolle spielt. Die Fehleinschätzung des Eisvolumens bleibt gegenüber diesen Variablen bei einer senkrechten Querung der Streichrichtung des Rückens de facto invariant und bewegt sich in einem Bereich zwischen einem Faktor von 0.8 bis 1.2, je nach Berücksichtigung des EM Einflussbereichs. Als einziger Faktor hat die Porosität des Rückens und damit seine Leitfähigkeit eine nennenswerte Veränderung der scheinbaren vorhandenen Menge an Eis zur Folge. Generell führt dieser Parameter zu einer höheren mittleren Eisdicke in den simulierten EM Daten. Es muss allerdings berücksichtigt werden, dass die angegebenen Werte nur für eine senkrechte Querung des Rückens gelten, welche zudem in Streichrichtung sehr weit ausgedehnt ist. In der Realität dürfte dies nur auf einen Bruchteil der tatsächlichen Rücken in einem Messprofil zutreffen. Der Einfluss der Orientierung relativ zur Flugrichtung des EM-Birds auf die Bestimmung der mittleren Eisdicke wird daher im folgenden Abschnitt behandelt.

4.7.6. Winkel zur Streichrichtung

Für die Berechnung des Einflusses der Überflugrichtung wird das scheinbare Eisvolumen eines 200 Meter langen Profils für verschiedene Winkel relativ zu der Streichrichtung des Rückens berechnet. Durch die bereits vorhandene Symmetrie der Rückenstruktur müssen nur Winkel zwischen 0° und 90° berücksichtigt werden. Dieser Bereich wird durch 10° Schritte abgedeckt. Wie in Abschnitt 4.3.5 gezeigt lässt sich das Simulationsergebnis eines senkrechten Überfluges durch die Anwendung des Reziprozitätstheorem in einfacher Weise für eine 2D Struktur in jede beliebige Überflugrichtung α überführen. Da die Skalierung der Art $x' = x / \cos(\alpha)$ zu einer Verlängerung

führt, wird aufgrund der Vergleichbarkeit das skalierte Profil auf ein Profil mit konstanter Länge (200 m) begrenzt. Auf diese Weise steht für die Berechnung der mittlere Länge stets die gleiche Profillänge zur Verfügung. Auf die Berücksichtigung des Einflussbereichs der EM Messung wird an dieser Stelle jedoch verzichtet, da es sich bei dieser Analyse um einen qualitativen Vergleich handeln soll. Zudem schwächt sich die Auswirkung des EM Einflussbereichs auf die Länge des äquivalenten Eisdickenprofils mit abnehmenden Winkel zur Streichrichtung ab. Bei einem Winkel von 90° spielt dieser Faktor keine Rolle mehr, da keine Veränderung mehr im Eisdickenprofil auftritt. Bei der Analyse der Ergebnisse wird aber berücksichtigt, dass es sich bei dem Verhältnis zwischen modellierter und tatsächlicher Eisdicke um eine untere Grenze handelt.

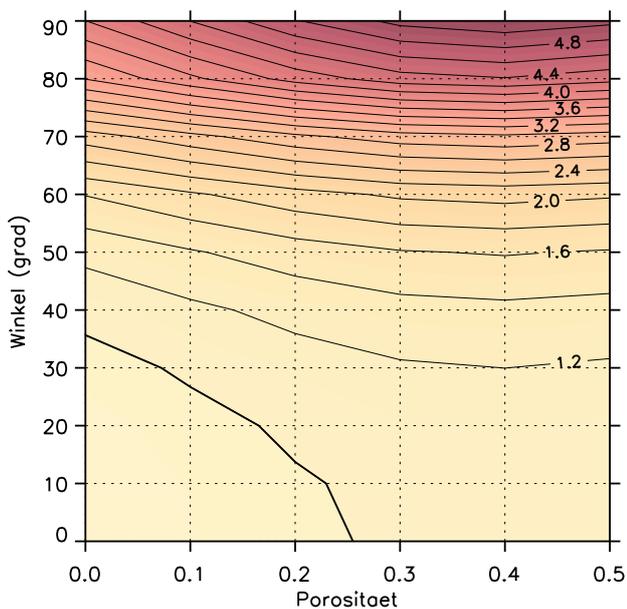


Abbildung 4.27.: Abweichung der scheinbaren mittleren Eisdicke eines Rückenkiels für verschiedene Porositäten und Überflugrichtungen bei einer Profillänge von 200 Meter in Einheiten der realen mittleren Eisdicke.

Für die verschiedenen Winkel wurde daher der Mittelwert der scheinbaren Eisdicke aus der Fläche unter dem berechneten Profil bestimmt. Dieser Wert wird in Relation zu dem Querschnitt des Modellkiels gesetzt, welcher das Referenzvolumen beschreibt. Das Verhältnis für verschiedene Überflugwinkel und Porositäten des Kiels ist in Abbildung 4.27 illustriert. Für einen Winkel $\alpha = 0^\circ$ entspricht das Ergebnis Abbildung 4.26. Es zeigt sich, dass im Modellraum der Effekt der Überflugrichtung deutlich überwiegt. Dies äußert sich durch die Tatsache, dass mit zunehmender Abweichung vom senkrechten Überflug die Isolinien weniger von den Linien mit konstanten Winkel abweichen. Die Überschätzung des Eisvolumens im Modellraum nimmt mit dem Winkel überproportional zu. Zwischen 0° und 60° liegt der Faktor der Überschätzung zwischen ca. 1 und 2, während er von 60° bis 90° von ca. 2 auf ca. 5 ansteigt.

Diese Analyse zeigt einen möglichen statistischen Fehler auf, welcher in einem kurzen Flugabschnitt durch die unbekannt orientierung des Flugprofils zu einem vereinzelt Presseisrücken auftreten kann. Für reale Messflüge ist davon auszugehen, dass die Rückenstruktur meist in einem von 0° verschiedenen Winkel gequert wird. Da jede Abweichung von der 0° -Richtung zu einer Erhöhung der mittleren Eisdicke in der direkten Umgebung des Presseisrückens führt, ist zunächst mit einer Überschätzung der mittleren Eisdicke zu rechnen. Dies gilt jedoch nur für den einzelnen idealisierten Presseisrücken.

Für die Abschätzung der Auswirkung auf ein reales Eisdickenprofil sind jedoch weitere Kenntnisse nötig. In den Laserdaten des EM-Birds können Presseisrücken zwar zuverlässig detektiert werden

(Martin, 2007), Rückschlüsse auf die Orientierung kann aus den Profilen jedoch nicht gezogen werden. Wichtig für die statistische Auswahl ist die Häufigkeit von Deformationszonen, ihre Ausdehnung und die Verteilung ihrer Ausrichtung. Großräumige Spannungsverteilungen in der Meereisdecke führen zu einer anisotropen Verteilung von Presseisrücken. Die weitestgehend runden Kanten von Schollen und deren Rotationsbewegung mit der Zeit können jedoch für eine Gleichverteilung der Winkel sorgen. Ebenso können nur wenige Rücken als echte 2D Strukturen parametrisiert werden. Der hohen Abweichung der scheinbaren mittleren Eisdicke beim Überflug längs des Rückens sind daher Grenzen gesetzt. Auf lokaler Skala kann es dennoch zu einer Fehleinschätzung der mittleren Eisdicke kommen. Für einen langes Messprofil ist dies aber eher in der statistischen Auswahl des Meereisoberfläche begründet. Die Mittelwertbildung über Presseisrücken zeigt, dass in dieser Auswahl die mittlere Eisdicke innerhalb wesentlich geringerer Fehlergrenzen durch die EM Methode wiedergegeben werden kann.

4.8. Tiefgangsprofil aus In-Situ Daten

Während einer Feldkampagne werden für Kalibrierung und Validierung der verwendeten Sensoren meist kurze Profile von einigen Hundert Metern an ausgesuchten Stellen auf der Meereisoberfläche angelegt. Entlang dieser Profile wird am Boden die Dicke des Meereises durch Bohrungen bestimmt. Zusätzlich wird an diesen Stellen die Dicke der Schneeschicht und das Eisfreibord aufgezeichnet. Basierend auf diesen Daten kann eine Vorwärtsmodellierung mit Comsol vorgenommen werden.

Als Vorlage wird ein Validierungsprofil der *CryoVEx 2008* Messkampagne einige Kilometer nördlich der Küste von Ellesmere Island in der Lincolnsee verwendet. Die In-Situ Daten bestehen aus einem 430 Meter langen Profil mit einem Messpunktabstand von 10 Metern auf einer mehrjährigen Eisscholle. Die gemessene Gesamtdicke zeigt eine deutliche Variation zwischen ca. 3 und 8 Meter mit einem sehr variablen Eisunterseitenprofil entlang der Validierungslinie. Da auf der Oberfläche keine offensichtlichen Deformationsprozesse zu erkennen waren, kann es als ein gutes Beispiel für ein typisches verwittertes 3D Tiefgangsprofil gesehen werden. Das Profil wurde zusätzlich mehrmals von dem EM-Bird überflogen, daher stellt es einen idealen Test für den Vergleich zwischen dem Vorwärtsmodell und realen Eisdickenergebnissen dar.

Neben der zentralen Linie stehen auch einige Messungen der Meereisdicke durch Bohrungen ca. 30 Meter abseits des Profils zur Verfügung. Diese sind jedoch so unregelmäßig verteilt, dass sie nicht in die Modellparametrisierung mit einbezogen wurden. Stattdessen wurde aus der Hauptlinie ein 2D Tiefgangsprofil modelliert. Die Bohrungen werden als Knotenpunkte eines linearen Polygonzugs in der x - z Ebene im Modell gewählt, welcher in y -Richtung über den gesamten Modellraum ausgedehnt wurde. Da die Größe des Simulationsgebietes kleiner als die Profillänge ist, wird das Tiefgangsprofil auf den gewünschten Messpunkt zentriert und für eine Berechnung auf den entsprechenden Modellraum begrenzt. Die elektrische Leitfähigkeit des Eises wurde vernachlässigt. Die Modellgeometrie ist exemplarisch in Abbildung 4.28 dargestellt. Damit der Induktionsvorgang nicht in einem Bereich berechnet werden muss, in dem keine Information über das Tiefgangsprofil durch Bohrungen vorhanden ist, werden die äußeren 50 Meter am Anfang und Ende

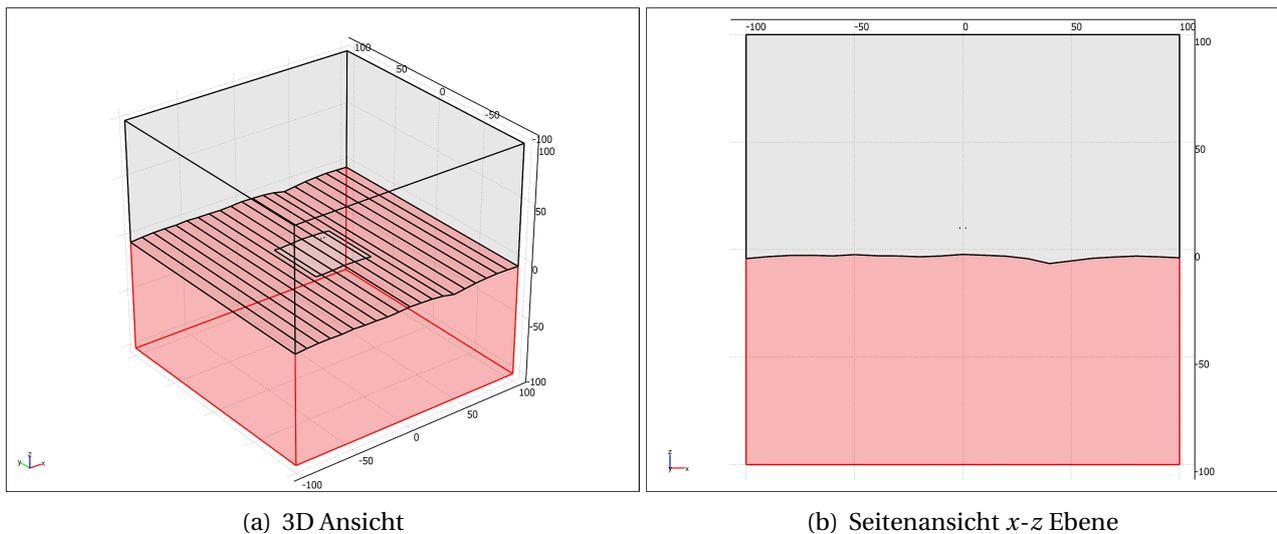


Abbildung 4.28.: Modellparametrisierung eines 2D Profils erstellt aus In-Situ Tiefganginformationen aus Bohrungen. Der Modellraum besteht aus einem leitfähigen (unten) und einem resistiven Bereich (oben), welche durch einen linearen Polygonzug (Tiefgangprofil) getrennt sind. Das Quadrat im Zentrum markiert den Bereich hoher Gitterauflösung.

des Profils ausgespart. Ansonsten wird eine Berechnung an jeder Bohrstelle durchgeführt.

Die Ergebnisse der scheinbaren Gesamtdicke aus dem 2D Vorwärtsmodell werden in Abbildung 4.29 mit den In-Situ Daten und den Ergebnissen der EM-Bird Messungen verglichen. Dazu wurden auf den Wert des Tiefgangs aus dem 2D Modell die jeweils im Feld gemessenen Größen des Eisfreibords und der Schneedicke hinzuaddiert. In dem Profil existiert eine Datenlücke bei 310 Meter. An dieser Stelle ist das Protokoll der Felddaten unvollständig. Für die Konstruktion des Tiefgangprofils im Modell wird an dieser Stelle eine lineare Interpolation der benachbarten Werte verwendet, der Wert jedoch nicht berücksichtigt.

Die scheinbare EM Eisdicke folgt erwartungsgemäß den Vorgaben der In-Situ Messungen. Die Gesamtdicke, gemessen mit dem EM-Bird, zeigt für die vier Überflüge konsistente Werte, welche aber an einigen Stellen von den restlichen Datensätzen abweichen. Während am Anfang des Profils (0–150 Meter) die Bird Daten die Dicke unterschätzen, tritt am Ende des Profils (350–400 Meter) der gegenteilige Fall ein. In diesem Bereich ist allerdings im Feldhandbuch vermerkt, dass die Bohrungen auf Lücken im vertikalen Eisprofil gestoßen sind. Tiefer liegende Blöcke sind zwar einfach zu durchbohren, es ist jedoch sehr schwer das Eisdickenlot in das tiefere Bohrloch einzufädeln. Daher stellen die angegebenen Werte lediglich die Dicke des ersten Blocks dar. Die tiefer gelegenen Blöcke spiegeln sich in den Bird Daten wieder, im Modell können sie aber aufgrund der ungenauen Tiefganginformation nicht wiedergegeben werden.

Der Vergleich der Datensätze lässt den Schluss zu, dass die Bird Daten weitestgehend durch die 3D Geometrie der Eisunterseite geprägt sind. Das Vorwärtsmodell kann die Daten zwar quantitativ reproduzieren, ist jedoch an die Dicke der einzelnen Bohrungen gebunden. Bei der Profillänge von rund 200 Meter zeigt sich eine gute Übereinstimmung zwischen Messdaten und Modell. Dass das

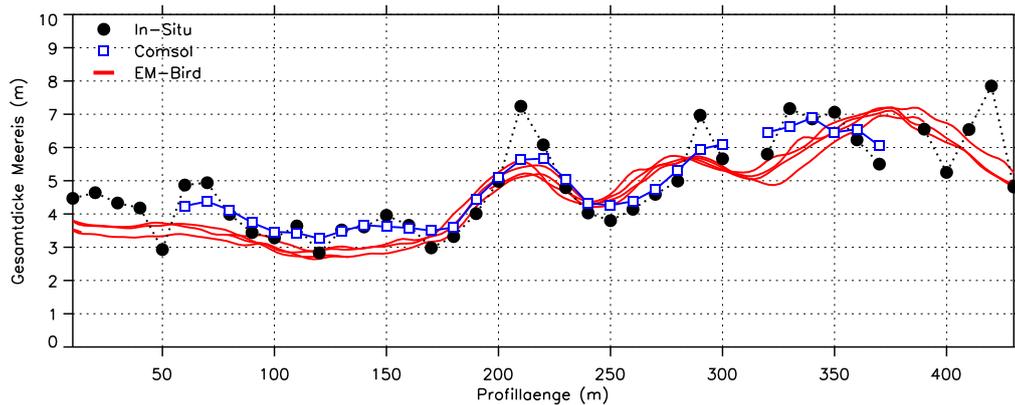


Abbildung 4.29.: Vergleich eines Bohrloch-Eisdickenprofils mit einem Comsol Vorwärtsmodell mit 2D Repräsentierung des Tiefgangprofils und den Resultat der EM-Bird Messungen.

Tabelle 4.7.: Mittelwert und Standardabweichung der Gesamtdicke eines kurzen Profils von In-Situ Daten, Modellergebnissen und EM-Bird Messungen.

| | Gesamtdicke (m) | |
|-----------|-----------------|---------|
| | Mittel | Stdabw. |
| In-Situ | 4.77 ± | 1.35 |
| 2D Modell | 4.78 ± | 1.16 |
| EM-Bird | 4.60 ± | 1.31 |

Modell einen geringfügig höheren Wert für das Maximum der lokalen Erhebung im Dickenprofil anzeigt, kann an der gewählte Flughöhe von 10 Metern liegen, welche vermutlich zu niedrig angesetzt wurde. Ein weiterer Grund ist allerdings auch das vereinfachte Tiefgangrelief im Modell.

In Tabelle 4.7 sind die Mittelwerte und die Standardabweichungen der Gesamtdicke für alle drei Datenquellen aufgetragen. Für die Berechnung wurden die Bohrloch- und EM-Bird Daten auf den Bereich der Modellergebnisse limitiert. Durch die Länge des Profils spielt der EM Einflussbereich nur eine untergeordnete Rolle. Alle Werte zeigen eine gute Übereinstimmung, insbesondere die Mittelwerte der direkt vergleichbaren In-Situ und Modelldaten weichen nur um 1 cm voneinander ab. Bei dem Mittelwert des EM-Birds muss berücksichtigt werden, dass der Berechnung deutlich mehr Datenpunkte zugrunde liegen. Obwohl in diesem Datensatz die dreidimensionale Struktur der Eisunterseite erfasst und von dem Modellergebnis auch an flacheren Stellen teilweise bis zu 1 Meter abweicht, beträgt die Differenz des Mittelwertes zu den übrigen Ergebnissen nur ca. 4%.

4.9. Realistisches Eisunterseitenprofil

In den vorherigen Abschnitten wurde mit synthetischen 2D Strukturen der Einfluss der Eisunterseite auf die scheinbare Dicke der EM-Methode untersucht. Diese idealisierten Strukturen können jedoch kaum ein realistisches Eisunterseitenprofil beschreiben. Daher soll an einem exemplarischen Beispiel die in diesem Kapitel erlangten Erkenntnisse überprüft werden.

In *Comsol Multiphysics* können zwar beliebige dreidimensionale Geometrien erstellt werden, dennoch muss ein 3D Eisunterseitenprofil teilweise simplifiziert werden um den Ansprüchen an den Speicherbedarf und die Rechenzeit der Simulationen zu genügen. Außerdem steht im Rahmen dieser Arbeit kein gemessenes Eisunterseitenprofil mit entsprechender Auflösung zur Verfügung. Stattdessen wurde ein Laserscanner-Höhenmodell verwendet, welches durch eine Skalierung in ein typisches Eisunterseitenprofil umgerechnet wurde. Diese Vorgehensweise ist gerechtfertigt, da das Freibord und der Tiefgang prinzipiell ähnliche Formen aufweisen, auch wenn diese lokal nicht korreliert sind. Für die Umsetzung wurde ein Beispiel eines Höhenmodells von der CryoVex 2006 Messkampagne in der nördlichen Framstrasse gewählt. Das 2 km lange Profil ist in Abbildung 4.30a dargestellt.

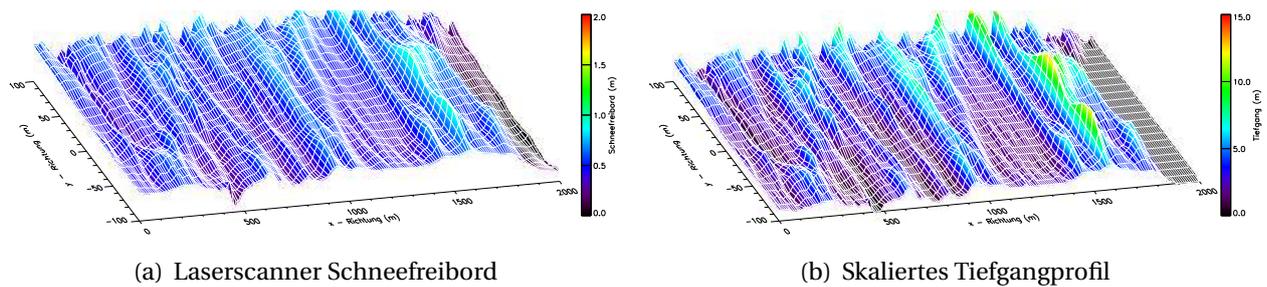
Entlang dieses Profils wird ein 200 Meter breiter Streifen im Zentrum extrahiert. Der Bereich wird auf ein reguläres 10×10 Meter Gitter interpoliert und geglättet. Diese relativ grobe Auflösung ist notwendig, um die Anzahl der Seitenflächen in der anschließenden Simulation durch *Comsol* zu limitieren. Aus dem Freibord f wird der Tiefgang t mit einer quadratischen Skalierung berechnet:

$$t = 12 \cdot f^2 + 2 \cdot f \quad (4.12)$$

Diese Art der Skalierung wurde willkürlich festgelegt, um ein typisches Eisunterseitenprofil aus der Erfahrung von Bohrlochmessungen zu generieren. Durch die gewählten Parameter besitzt das ebene Eis einen modalen Tiefgang von ca. 2 Meter, während die Presseisrücken zwischen 6 und 15 Meter variieren. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.30b dargestellt.

Durch die Interpolation auf ein regelmäßiges quadratisches Gitter mit der Auflösung von 10 Meter besteht das Eisunterseitenprofil aus 4221 Knotenpunkten. Für die Umsetzung dieser Information in ein geometrisches Objekt in *Comsol* werden benachbarte Punkte trianguliert, so dass sich die Eisunterseite aus dreieckigen Flächen zusammensetzt (Abbildung 4.30c). Durch die Verwendung von Dreiecksstrukturen konnten gekrümmte Flächen vermieden werden, welche im Modell mit einer hohen Anzahl von finiten Elementen und damit erhöhter Rechenzeit verbunden sind. Mit dieser Grenzfläche wird der Ozeanbereich des Modells festgelegt. Der Eiskomponente wird im Modell keine Leitfähigkeit zugewiesen, so dass der Modellraum über einen resistiven und einen leitfähigen Teil definiert ist, welche durch das 3D Eisunterseitenprofil voneinander getrennt sind. Die Seitenbreite des Profils (200 Meter) wurde so gewählt, dass sie der Breite der Simulationsbox entspricht. In der Simulation wird somit die Eisdickenmessung im Zentrum des Profils in 10 Meter Abständen, im jeweiligen 200 Meter langen Ausschnitt zwischen 100 und 1900 Meter, simuliert. Ein Beispiel des Modellaufbaus ist in Abbildung 4.31 illustriert. Der Abstand von 100 Meter an den Grenzen des Profils dient als Puffer für den lateralen Einflussbereich der EM-Methode. Als Parameter werden die Leitfähigkeit des Ozeans mit 2.7 S/m und die Instrumentenhöhe mit 10 Meter festgesetzt.

Die Ergebnisse der scheinbaren Eisdicke, bzw. des scheinbaren Tiefgangs sind in Abbildung 4.32 dargestellt. Diese werden mit dem Tiefgangswert im Modell an der Position der simulierten Messung, und einem Mittelwert von einer Fläche von $40 \text{ m} \times 40 \text{ m}$ (5×5 Knotenpunkte) um diesen Punkt verglichen. Diese Fläche entspricht grob dem lateralen Einflussbereich der EM Mes-



(a) Laserscanner Schneefreibord

(b) Skaliertes Tiefgangprofil

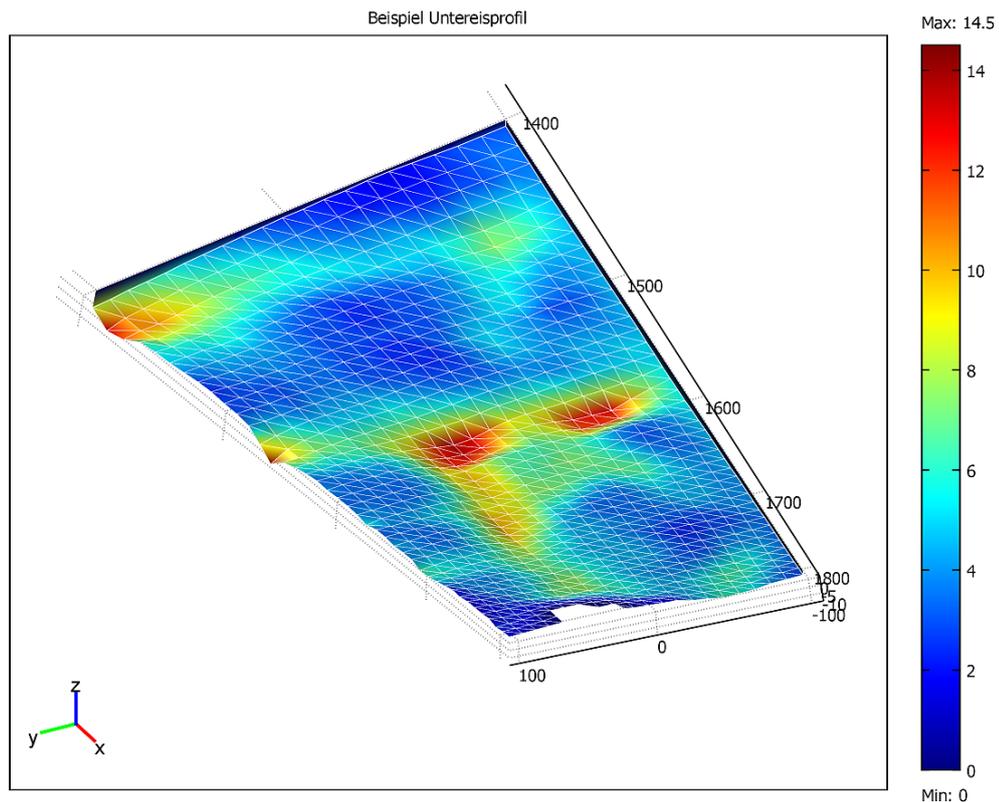
(c) Abschnitt Tiefgangprofil in *Comsol*

Abbildung 4.30.: Bestimmung eines 3D Tiefgangprofils aus einem Laserscanner-Höhenmodell. (a) Geplättetes und auf ein regelmässiges Gitter interpoliertes 2000×200 Meter langes Schneefreibordprofil aus Laserscannerdaten (b) Umrechnung in Tiefgang durch Skalierung des Freibords (c) Teilabschnitt in *Comsol* mit triangulierten Knotenpunkten.

sung und berücksichtigt die dreidimensionale Struktur der Eisunterseite. Das eindimensionale Tiefgangprofil entlang des simulierten Überfluges zeigt die erwartete Übereinstimmung mit den Simulationsergebnissen. Der generelle Verlauf wird gut wiedergegeben, der Tiefgang der Presseisrücken im Vergleich zum eindimensionalen Profil wird unterschätzt, wenn auch mit unterschiedlichem Faktor. Eine wesentlich bessere Übereinstimmung zeigt sich allerdings mit den Mittelwerten um die Simulationenpunkte. Für diese sind die beiden Profile nahezu identisch. In Abbildung 4.33 ist ein direkter Vergleich der drei Größen dargestellt. Über die 181 Simulationen ist der Zusammenhang zwischen Modelltieftgang und Simulationsergebnis sehr hoch. Dies beschreibt der

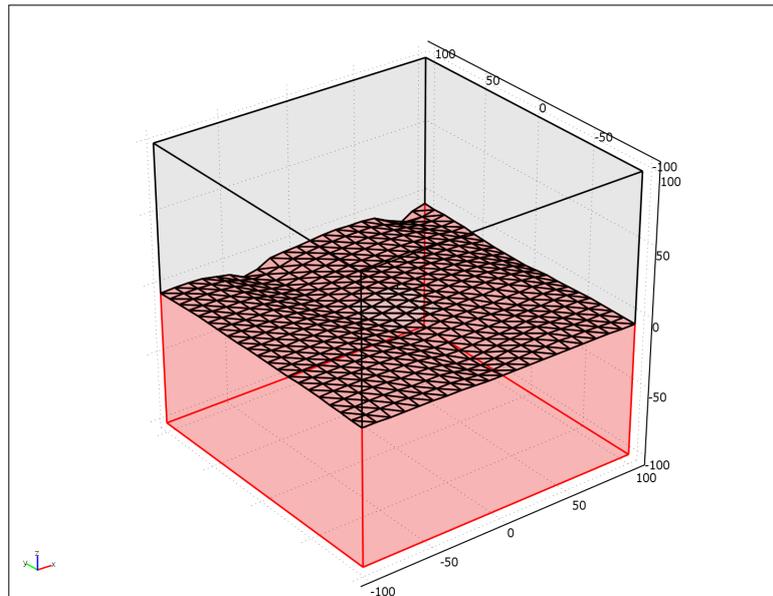


Abbildung 4.31.: Typische Modellgeometrie eines 3D Tiefgangprofils.

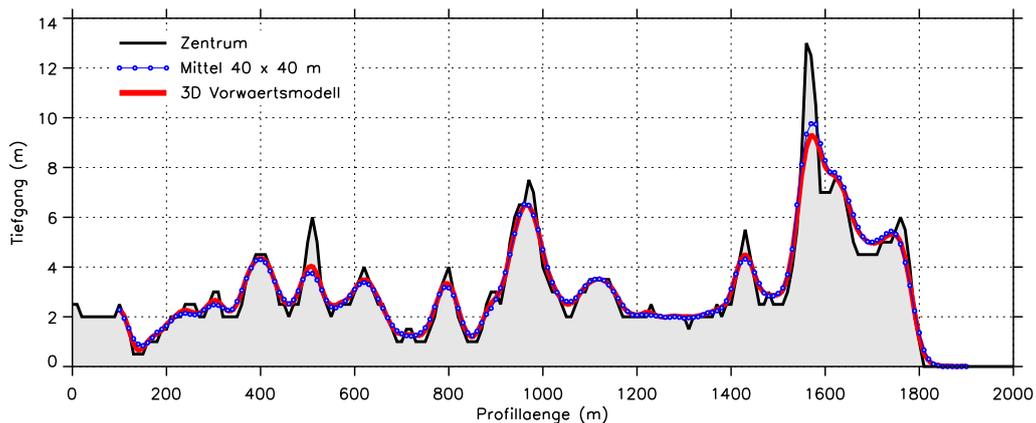


Abbildung 4.32.: Simulierter Tiefgang eines Eisunterseitenprofils mit Referenztiefgang: (schwarz) Parametrisierung im Zentrum an den simulierten Positionen (blau punktiert) 40 m × 40 m Mittelwert um die simulierten Positionen (rot).

R^2 -Wert von 0.9 für den eindimensionalen Vergleich und 0.995 für den Vergleich mit den gemittelten Tiefgangswerten. Lediglich für vereinzelte Presseisrücken ist ein Abknicken der Kurve zu unterschätzten EM Eisdicken zu beobachten. Der direkte Zusammenhang fällt deutlich stärker aus als erwartet. Die Fallbeispiele am Anfang dieses Kapitels haben gezeigt, dass die Fehlinterpretation des Tiefgangprofils lokal durchaus deutlich von der Geometrie abhängen kann. Die vorliegenden Ergebnisse des 3D Tiefgangprofils können teilweise auf die Glättung des Tiefgangprofils durch den hohen Abstand der Knotenpunkte zurückgeführt werden. Modellstudien des 2D Presseisrückens haben gezeigt, dass die scheinbare EM Eisdicke gut mit dem Mittelwert über dem Tiefgangprofil übereinstimmt, wenn die laterale Änderung der Eisdicke möglichst gering ist (Vergleiche z.B. Abb. 4.20). Dieser Effekt ist besonders bei den Presseisrücken mit dem größten Tiefgang zu beobachten.

Es sind jedoch auch Unterschiede für einzelne Rücken zu beobachten. Zwischen ca. 400 und 600

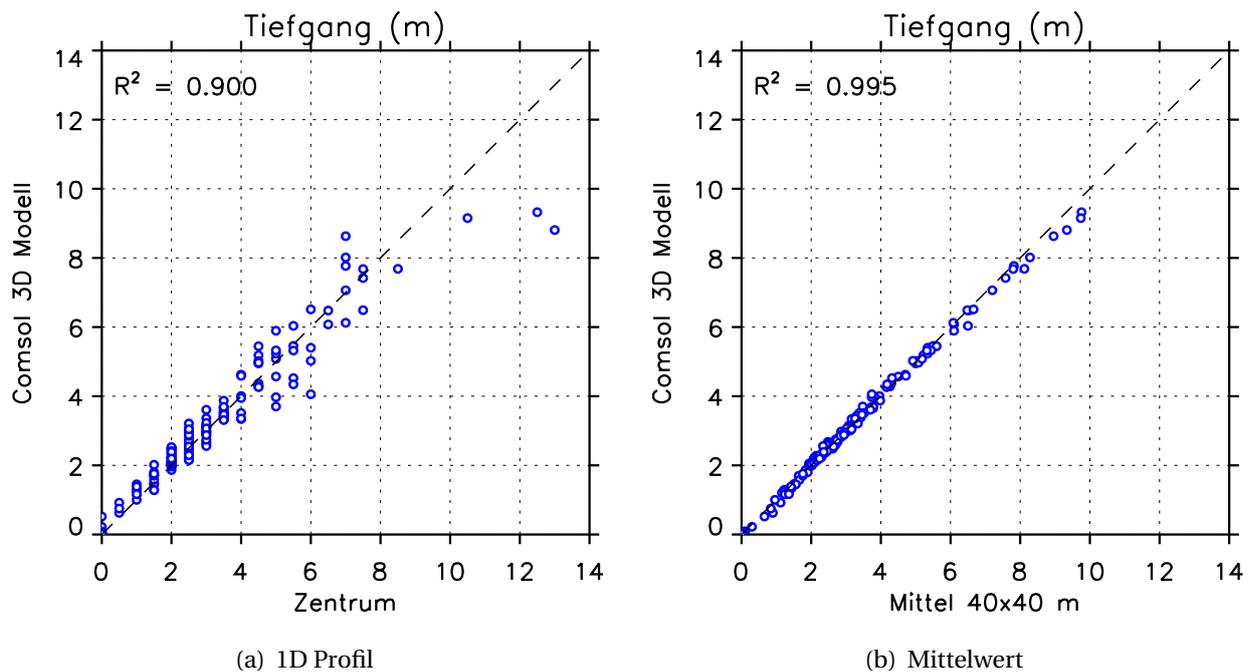


Abbildung 4.33.: Direkter Vergleich zwischen simulierten scheinbaren Tiefgang und parametrisierten Tiefgang im Modell. (a) Tiefgang im Simulationsspunkt (b) Mittelwert des Tiefgangs über eine 40 m × 40 m Fläche.

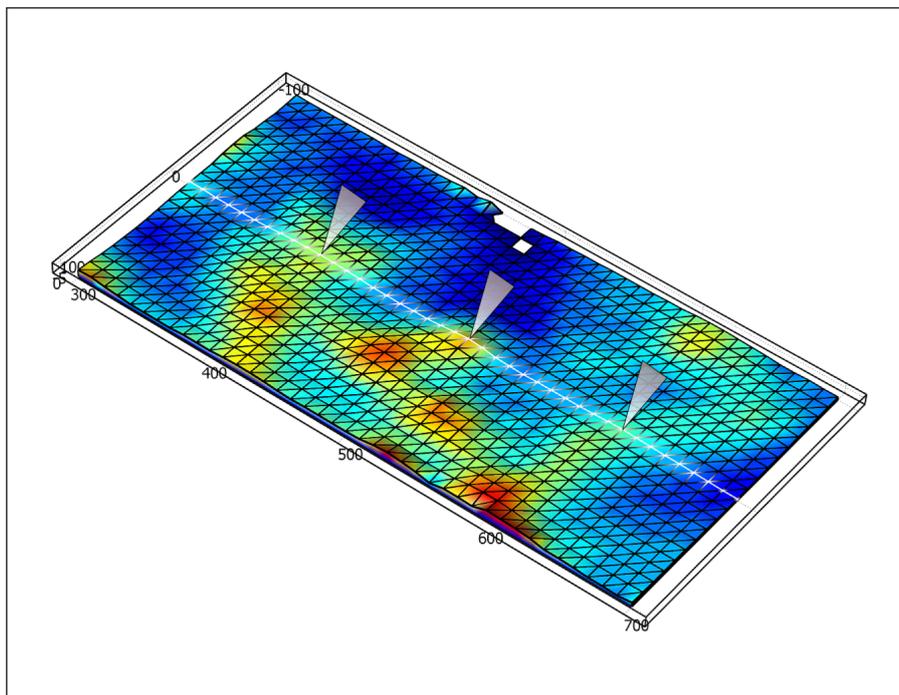


Abbildung 4.34.: Drei Deformationsstrukturen im 3D Tiefgangprofil mit unterschiedlicher Charakteristik im Simulationsergebnis (Vergleiche Abbildung 4.32 300-700 Meter).

Meter Profillänge existieren drei Deformationsstrukturen. Diese stellen sich im Simulationsergebnis mit dem gleichen scheinbaren Tiefgang dar, die modellierte Struktur zeigt jedoch einige Unterschiede. Das vollständige Tiefgangprofil dazu ist in Abbildung 4.34 illustriert. Die zentrale Struktur

bei etwa 500 Meter besitzt den größten Tiefgang ist aber auch lokal sehr begrenzt. Dadurch wird sie durch das EM Simulationsergebnis deutlicher unterschätzt als die benachbarten mehr ausgehenden Rückenkiele. Der direkte Vergleich mit den Mittelwerten zeigt an dieser Stelle allerdings, dass das Tiefgangprofil im Mittel trotz der Ungültigkeit der 1D Annahme von der EM Methode korrekt eingeschätzt wird.

Die gute Übereinstimmung der simulierten EM Daten mit dem gemittelten Tiefgangprofil zeigt sich ebenfalls in einem Histogramm (Abbildung 4.35). Das eindimensionale Profil, die Mittelwerte und das Simulationsergebnis zeigen eine sehr ähnliche Verteilung der Tiefgangswerte. Zusätzlich zu den vergleichbaren Tiefgangprofilen ist noch die Verteilung aller Tiefgangsknotenpunkte im Modell dargestellt. Der Vergleich zeigt, dass bereits eine kleine Stichprobe (181 Punkte) ausreicht, um aus einer mehr als 20 fach größeren Menge (4221 Punkte) eine repräsentative Tiefgangverteilung zu bestimmen. So wird durch das Simulationsergebnis dickeres Eis in der Verteilung leicht unterschätzt, da einige Presseisrücken am Rand des Modellgebiets liegen. Der modale Wert des Tiefgangs wird jedoch gut wiedergegeben.

Eine letztendliche Abschätzung des erfassten Eisvolumens lässt sich nur über den mittleren Tiefgang ermitteln. Dieser Wert ist für die verschiedenen Ausschnitte aus dem 3D Profil in Tabelle 4.8 dargestellt. Das vorgegebene 1D Profil weist den geringsten Mittelwert auf, die Summe aller verfügbaren Punkte den höchsten. Diese beiden Extrema liegen aber nur 9 cm auseinander. Die direkt vergleichbaren Werte der EM Simulation und der Mittelwertbildung über den EM Einflussbereich unterscheiden sich nur marginal um 2 cm oder 0.6%. Dadurch, dass sich diese geringe Fehleinschätzung des Eisvolumens nur auf das Tiefgangprofil bezieht, wird dieser Faktor noch um das Verhältnis zwischen dem Eis ober- und unterhalb der Wasseroberfläche reduziert. Aus diesen Ergebnissen wird daher geschlossen, dass keine nennenswerte Fehlinterpretation der mittleren Eisdicke durch die EM Methode eintritt. Dies gilt allerdings nur wenn das Meereis keine bedeutende Porosität aufweist. Für diesen Fall wird das Eisvolumen überschätzt.

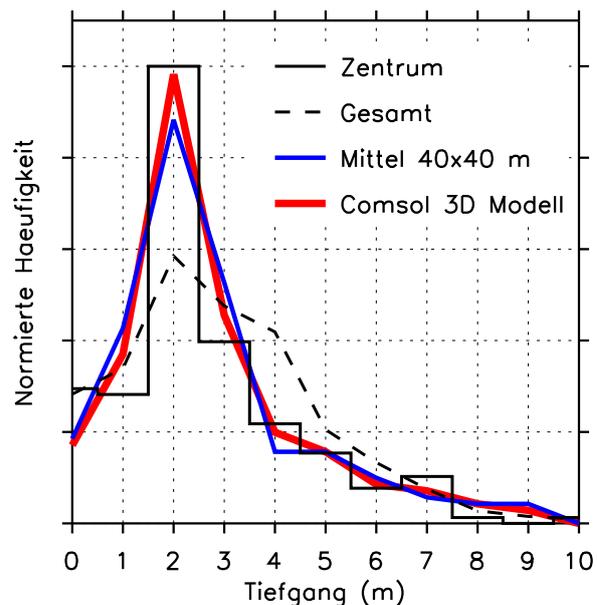


Abbildung 4.35.: Histogramme von simulierten Tiefgang und Tiefgang im Modell.

Aufgrund der relativ hohen Anzahl von simulierten Eisdickenmessungen können anhand dieses Beispiels auch die Eigenschaften der Komponenten der simulierten EM Antwort untersucht werden. Der Tiefgang wird aus dem Inphase-Kanal berechnet, die Quadratur ist in diesem Fall ein freier Parameter. Da der aus dem Inphase-Signal berechnete Tiefgang aber weitestgehend identisch mit dem Referenzmittelwert des Modells ist, kann auch das Simulationsergebnis für die Analyse

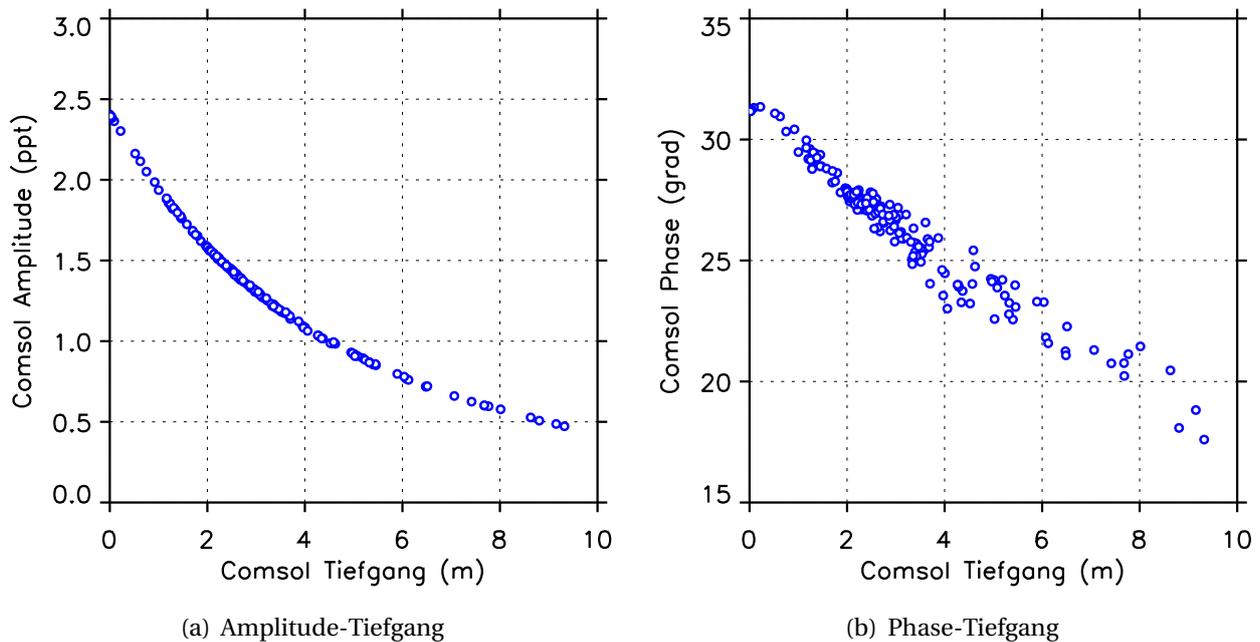


Abbildung 4.36.: Beziehung zwischen der EM Antwort, ausgedrückt durch Amplitude und Phase, und dem berechneten Tiefgang.

Tabelle 4.8.: Mittlere Tiefgang für ein simulierten Überflug über ein 3D Eisunterseitenprofil: Parametrisierung und Ergebnis.

| Profil | Tiefgang (m) |
|--------|--------------|
| | Mittelwert |
| 1D | 3.07 |
| Gesamt | 3.16 |
| Mittel | 3.11 |
| 3D EM | 3.09 |

der EM Antwort verwendet werden. Um die volle Information des komplexen Signals zu berücksichtigen, wurden die Parameter Amplitude und Phase gewählt. Diese Größen sind in Abbildung 4.36 in Abhängigkeit des Tiefgangprofils dargestellt. Die Amplitude zeigt einen deutlichen negativ exponentiellen Zusammenhang mit dem Tiefgang, wie es für einen homogenen Halbraum im 1D Fall zu erwarten wäre. Die Phase ist ebenfalls mit dem Tiefgang korreliert, der Zusammenhang ist aber weniger deutlich ausgeprägt und enthält daher im Gegensatz zur Amplitude eine Abhängigkeit von der tatsächlichen Geometrie des Tiefgangprofils. Wie bereits in Abschnitt 4.7.5 gesehen, bietet die Phaseninformation daher das Potential Rückschlüsse über die Art der 3D Struktur zu ziehen. Der Befund, dass die Amplitude über einer Fläche von 40×40 Meter nur marginal von tatsächlichen Form der Eisunterseite abhängt, rechtfertigt die Annahme der eindimensionalen Beschreibung des Meereises für die Datenprozessierung auch in Deformationszonen.

4.10. Vergleich mit Felddaten

In den im Feld aufgezeichneten Daten setzt sich das gemessene EM Signal aus der unterschiedlichen Eisdicke und den ständig auftretenden Höhenänderungen des Instrumentes zusammen. Für einen Vergleich mit den *Comsol* 3D Vorwärtsmodellen muss das Signal der Höhenänderung von dem Signal der Eisdickenänderung getrennt werden. Für dieses Vorhaben wurde das EM Signal auf eine einheitliche Höhe über der Meeresoberfläche skaliert. Dies ist möglich, wenn mit differentiellem GPS genügend genaue Informationen über die Höhenänderung des Instruments zur Verfügung stehen. Da die Position des GPS bezüglich des WGS Ellipsoides bestimmt wird, muss ein Zwischenschritt erfolgen, welche die Höhe des Meeresspiegels in diesem Referenzsystem bestimmt. Dazu wird aus den Bird-Laserdaten ein Freibordprofil erstellt, und anhand von Knotenpunkten an eisfreien Bereichen die Referenzhöhe für den Meeresspiegel entlang eines Profils bestimmt (Vergleich Abschnitt 3.6).

Diese Prozedur wurde für ein etwa 300 km langes Profil in der Lincolnsee, aufgenommen im Mai 2005 während der *GreenIce 2005*² Messkampagne, exemplarisch durchgeführt. Dieses Profil wird in Kapitel 6 näher erläutert. Es zeichnet sich durch die Präsenz von einjährigem und mehrjährigem Eis und damit durch eine hohe Variabilität der Eisdicke aus.

In dem Profil sind genügend eisfreie Bereiche für die Rekonstruktion des Meeresspiegels vorhanden. Der für einen Messpunkt aktuelle Abstand h zum Meeresspiegel ergibt sich aus der Summe der Laserabstandsmessungen d und dem Freibord f_s :

$$h = d + f_s \quad (4.13)$$

Als Referenzabstand zur Meeresoberfläche wird ein Wert von $h_r = 12$ Meter festgesetzt. Die Skalierung des EM Signals erfolgt dann für den eindimensionalen Fall. Für einen homogenen Halbraum wird die Abhängigkeit des Kanals Z (Inphase/Quadratur) vom Abstand zur Halbraumgrenze h' näherungsweise durch eine Doppelseponentialfunktion beschrieben:

$$Z(h') = a_0 + a_1 \cdot e^{a_2 h'} + a_3 \cdot e^{a_4 h'} \quad (4.14)$$

Die Koeffizienten a_i mit $i = 0, \dots, 4$ werden durch eine Anpassung an die an diskreten Stellen berechnete Lösung der Hankeltransformation (Beziehung 2.4) für die entsprechende Leitfähigkeit des Ozeans bestimmt. Der Skalierungsfaktor besteht aus dem Verhältnis der theoretischen 1D EM Antwort für den tatsächlichen Abstand zur Ozeanoberfläche, welche sich aus der Summe von Tiefgang t und dem Abstand zum Meeresspiegel h zusammensetzt, zu der EM Antwort in der Referenzhöhe. Für die Skalierung wird das gemessene Signal mit diesem Faktor multipliziert.

$$Z_s = \alpha \cdot Z \quad (4.15)$$

$$\alpha = Z(t+h) / Z(h+h_r) \quad (4.16)$$

²Greenlandic Arctic Shelf Ice and Climate Experiment, EU Projekt

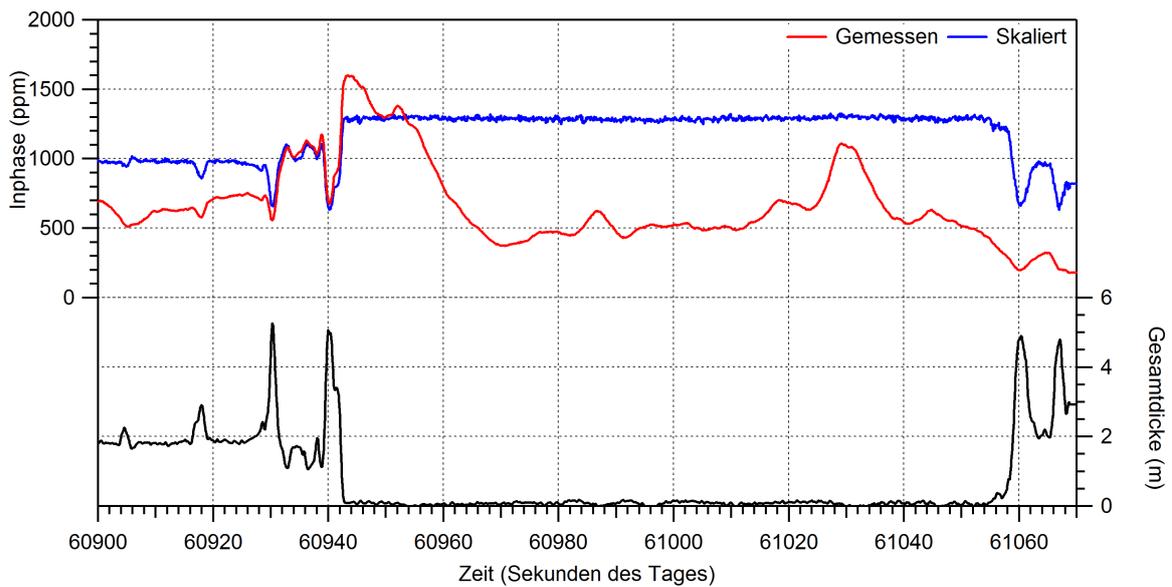


Abbildung 4.37.: Beispiel des gemessenen und auf eine einheitliche Höhe über dem Meeresspiegel skalierte Inphase Signal über einem mehrere Kilometer breiten eisfreien Bereich. Das gemessene Signal über dem offenen Wasser zeigt die Höhenvariation des Instruments, das skalierte Signal ist konstant.

Eine Überprüfung der EM Skalierung erfolgt am einfachsten in Bereichen des Messprofils ohne die Präsenz von Meereis. In diesem Fall muss die Skalierung einen konstanten Wert ergeben, welcher dem Abstand zum Meerwasser entspricht. Für den Inphase- und den Quadratur-Kanal sind die Ergebnisse der Skalierung über einen einige Kilometer breiten eisfreien Bereich in Abbildung 4.37 und 4.38 zusammen mit der Eisdickeninformation dargestellt.

In dem Eisdickenprofil ist deutlich der eisfreie Bereich zu erkennen. In diesem Abschnitt zeigt das gemessene EM-Signal deutliche Schwankungen, welche von der Höhenänderung des Birds hervorgerufen werden. Nach der Skalierung ist die Inphase über dem offenen Wasser und dem ebenen Eis am Rand der Abbildung konstant. Im Quadratur Signal verbleibt jedoch auch nach der Skalierung eine Anomalie über dem offenen Wasser, die mit der Höhenänderung korreliert ist. Die Ursache für diese amplituden-abhängigen Störung des Signals ist vermutlich in der internen digitalen Datenaufbereitung im Bird während der Datenaufnahme zu suchen. Da für die Prozessierung aber das Inphase-Signal verwendet wird, ist keine negative Auswirkung auf die berechnete Eisdicke zu erwarten.

Eine Untersuchung der Abweichung der Quadratur vom dem erwarteten Wert der Referenzhöhe über offenen Wasser ist in Abbildung 4.39 dargestellt. Es zeigt sich ein weitestgehend linearer Zusammenhang, welcher für eine Korrektur der Abweichung genutzt wird. Dazu wurde die Abweichung des Quadratur-Signals zum erwarteten Signal gegen den Höhenunterschied von tatsächlichem Abstand zur Meeresoberfläche zum Referenzabstand durch eine lineare Beziehung angepasst. Die Störung des Signal variiert dabei über einen Bereich von rund 100 ppm und damit in einer für die Eisdickenbestimmung relevanten Größenordnung. Nach der Anwendung dieser Korrektur verhält sich auch das Quadratur-Signal über dem eisfreien Bereich konstant.

Für die Berechnung des Tiefgangs müssen die Freibord- und Eisdickendaten kombiniert werden. Die Rauigkeit der Oberfläche und die Ungenauigkeit der Eisdickenmessung werden bei der Skalie-

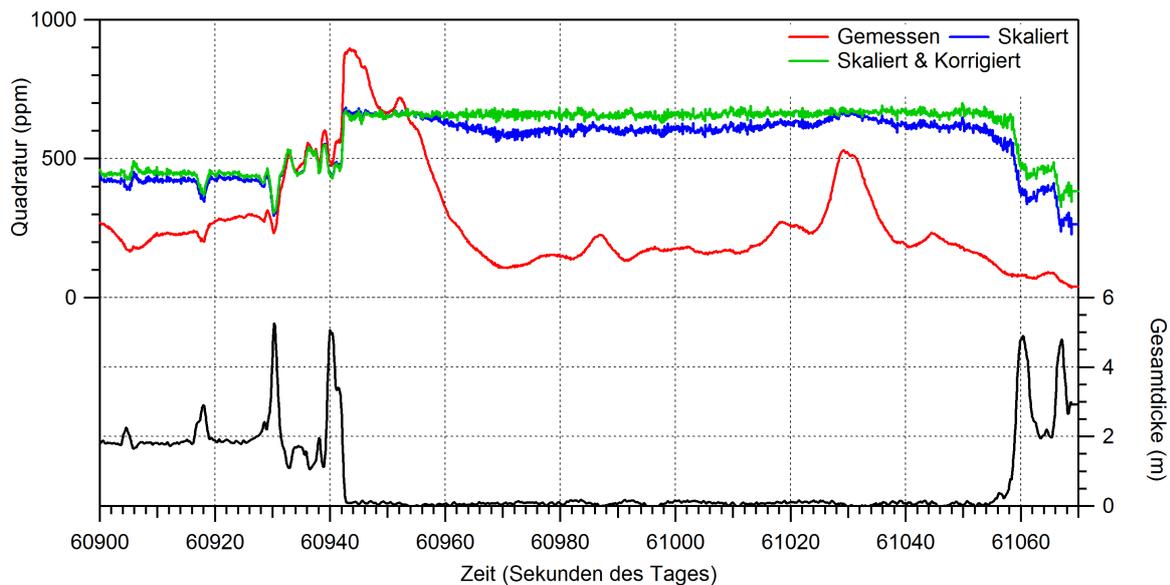


Abbildung 4.38.: Beispiel des gemessenen auf eine einheitliche Höhe über dem Meeresspiegel skalierte und korrigiertes Quadratur Signal über einem mehrere Kilometer breiten eisfreien Bereich. Das gemessene Signal über dem offenen Wasser zeigt die Höhenvariation des Instruments, im skalierte Signal ist noch eine Höhenabhängigkeit vorhanden. Diese wird durch eine linearen Korrekturfaktor eliminiert.

Die Phase wird auf das neu berechnete EM Signal übertragen. Daher zeigen die skalierte Inphase und Quadratur ein stärkeres Rauschverhalten als der jeweils gemessene Kanal. Dies wirkt sich insbesondere negativ auf die aus beiden Kanälen berechnete Phase und Amplitude aus. Das Rauschniveau der Phase bleibt mit rund 1 Grad (bestimmt über dem eisfreien Bereich) aber unterhalb der zu erwartenden Charakteristiken von Eisstrukturen.

Eine Vorhersage aus der Modellierung des 3D Eisunterseitenprofils ist, dass sich die Amplitude sich bezüglich des Tiefgangs ähnlich dem 1D Fall verhält, während die Phase Informationen über die 3D Struktur enthält. Zur Überprüfung dieser Aussage ist in Abbildung 4.40 die Häufigkeit von Amplitude-Tiefgang und Phase-Tiefgang Paaren für das 300 km lange Profil in der Lincolnsee aufgetragen.

Die Daten des Profils bestätigen diese Aussage. Die Amplitude verhält sich weitestgehend gemäß einer negativ exponentiellen Funktion des Tiefgangprofils, während die Phaseninformationen keinen direkten Zusammenhang mehr aufweist. Sehr ähnlich zu dem Verhalten der Phase im Modell nimmt diese mit einer

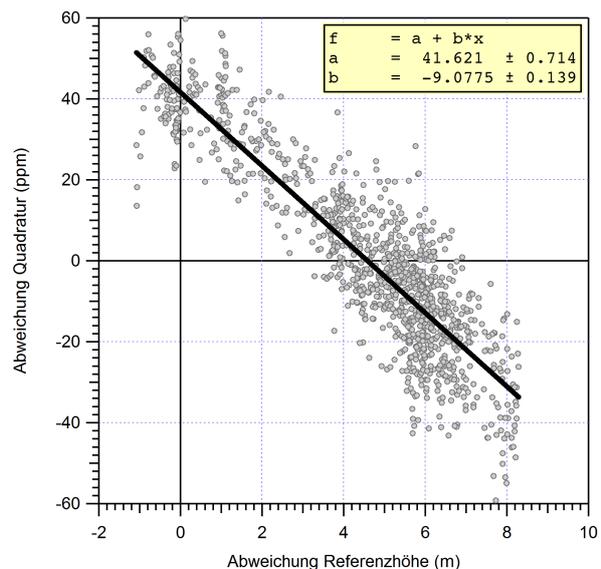


Abbildung 4.39.: Abweichung des Quadratur-Kanals vom erwarteten Wert in Abhängigkeit der Höhenvariation des EM-Bird und lineare Regression als Korrekturfunktion.

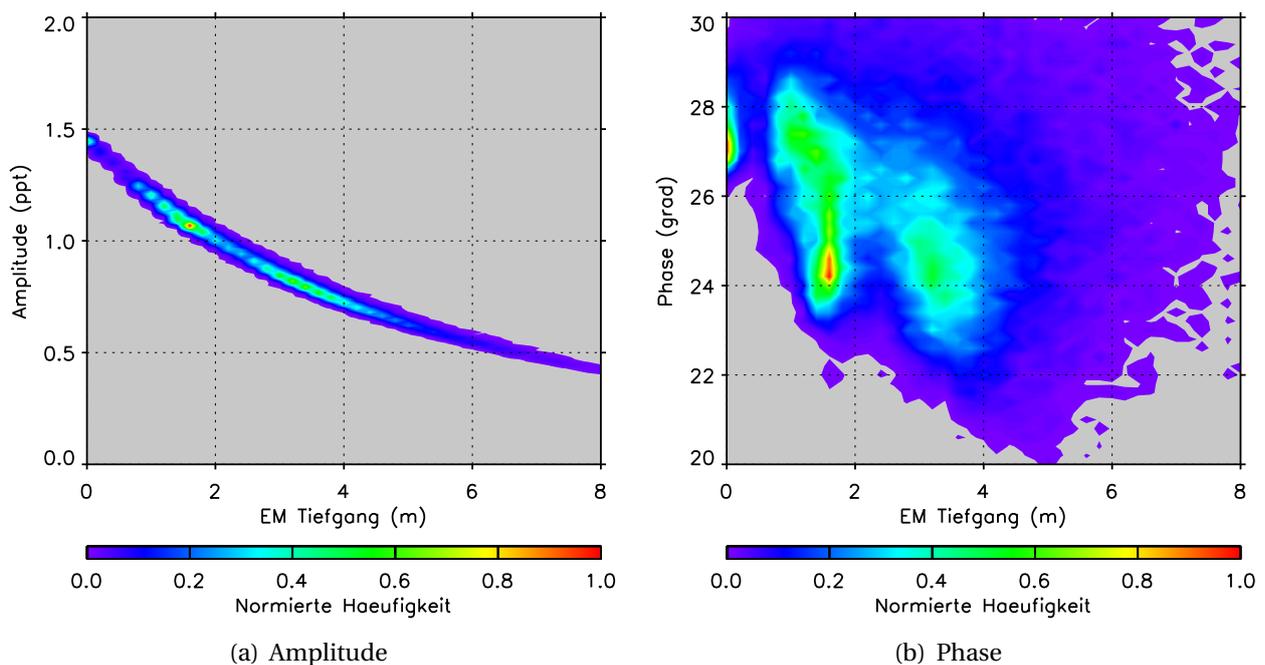


Abbildung 4.40.: Abhängigkeit des skalierten EM Signals beschrieben durch Amplitude und Phase vom Tiefgang. Dargestellt ist die Häufigkeit eines Wertepaares, die lokalen Maxima beschreiben den modalen Tiefgang von einjährigen und mehrjährigen Meereis im Messprofil.

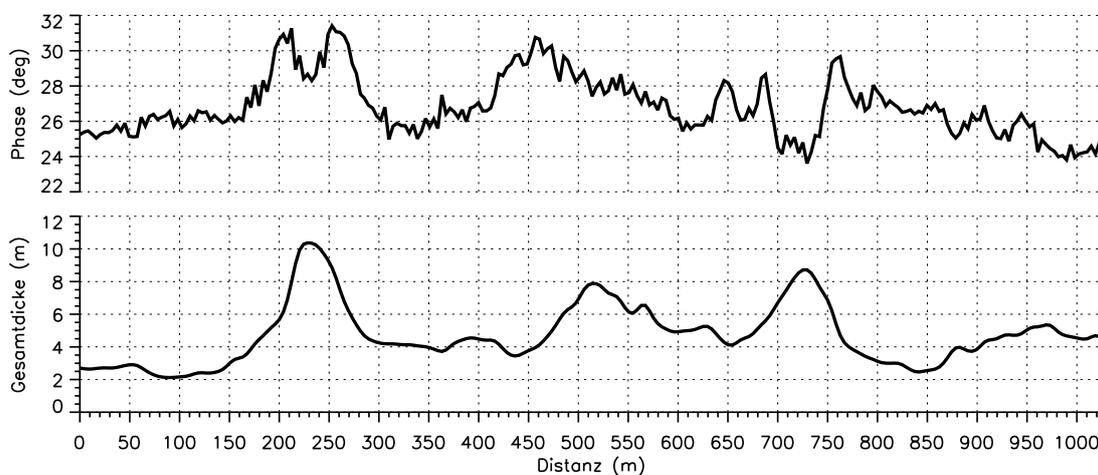


Abbildung 4.41.: Beispiel des gemessenen Verhalten der Phase über verschiedenen Presseisrücken. Phasenprofil aus skalierten EM Signal (oben) Eisdickenprofil (unten).

breiten Streuung von etwa 4 Grad mit zunehmenden Tiefgang ab. Die Konzentration bei etwa 1.8 und 3 Meter ist der Häufigkeit dieser Punkte durch die Eisdickenverteilung geschuldet, und weniger einer spezifischen Charakteristik.

In Abschnitt 4.7 wurde anhand von verschiedenen Beispielen das Verhalten der Phase über 2D Deformationszonen bestimmt. Dabei zeigte sich typischerweise ein Anstieg an den Flanken der Struktur und je nach Porosität des Rückens ein starker Abfall oder ein Maximum über dem Zentrum. In Abbildung 4.41 ist ein Beispiel des Phasenverhaltens über einigen Rückenstrukturen dar-

gestellt. Dieses zeigt die typischen Überschwinger an den Flanken der Struktur mit dem Abfall in Zentrum mit unterschiedlich ausgeprägter Intensität. Im Zentrum des Beispiels zeigt sich die Phase im Gegensatz zu den Rücken allerdings weniger korreliert mit der Eisdicke. In diesem Bereich ist von einer 3D Eisunterseite auszugehen. Dieses Verhalten erklärt ebenfalls die starke Streuung der Phase in Abbildung 4.40.

Generell bestätigt daher die Untersuchung des skalierten EM Signals die grundlegenden Ergebnisse der 3D Modellierung mit *Comsol*. Für eine zuverlässige Untersuchung spezieller Eigenschaften, wie z.B die Porosität von Presseisrückenkien, fehlen jedoch die entsprechenden Vergleichsdaten. Die qualitative Übereinstimmung ist für die Bewertung der Modellergebnisse aber wichtig, da wegen der rechenintensiven 3D Modellierung nur ein 2 km langes realistisches Eisunterseitenprofil im Rahmen dieser Arbeit berechnet werden konnte.

4.11. Zusammenfassung und Ausblick

Die wesentliche Erkenntnis der dreidimensionalen Modellierung der EM Antwort über Meereis ist, dass über ein längeres Profil die gemessene mittlere Dicke in sehr guter Näherung dem realen Mittelwert entspricht. Lokal können jedoch sehr große Schwankungen zwischen tatsächlicher und gemessener Eisdicke auftreten. Die maximale Eisdicke von Presseisrücken kann bis zu einem Faktor von 40% unterschätzt werden. Bei einem glatten Tiefgangprofil entspricht die scheinbare EM Eisdicke etwa dem Mittelwert über dem Einflussbereich der Messung. Strukturen mit sehr tiefem Schwerpunkt relativ zum umgebenden Eis werden in ihrem Eisvolumen unterschätzt. Dem entgegen wirkt die Überschätzung der mittleren Eisdicke von porösen Meereisstrukturen durch die Inphase. Beide Effekte können nur mit besserer Verfügbarkeit von Vergleichsdaten gegeneinander abgewogen werden.

Vergleiche zwischen den Ergebnissen der 3D Modelle und aufgezeichneten Messdaten haben in ihren Eigenschaften eine Übereinstimmung gezeigt. Für eine experimentelle Überprüfung sind 3D Tiefgangprofile mit einer hohen Auflösung über ein möglichst langes Profil notwendig. Mit Bohrungen kann dieser Datensatz nicht erbracht werden, stattdessen können Tiefgangprofile von einem seitwärts scannenden Sonar verwendet werden. Optimal wäre die Abdeckung von mehreren Presseisrücken mit verschiedenem Alter, anhand derer die Abhängigkeit des EM Signals von der Porosität überprüft werden könnte.

Für alle weiteren Vergleiche der Eisdicke, bestimmt durch verschiedene Instrumente über größere Skalen, wird von nun an die mittlere Gesamtdicke des EM-Bird als Referenzwert verwendet. Dies folgt aus den Ergebnissen dieses Kapitels und der Annahme, dass das Laseraltimeter über längere Strecken ebenfalls eine repräsentatives Bild der Oberfläche des Meereises liefert.

5

Freibordbestimmung mit Flugzeug-Altimetrie

In Abschnitt 2.3 wurde beschrieben, wie geodätische Höhenmessungen dazu verwendet werden können, die Dicke des Meereises zu bestimmen. Für dieses altimetrische Verfahren können sowohl Satellitenplattformen, als auch Messungen von Flugzeugen verwendet werden. Die geringere Nähe zum Meereis erlaubt bei der Verwendung von Flugzeugen eine wesentlich höhere Datenauflösung, wenn auch die geographische und zeitliche Abdeckung durch logistische Limitierungen beschränkt bleibt. Daher wird Flugzeugaltimetrie in Kombination mit unabhängigen Messungen der Meereisdicke vor allem für die Validierung von satelliten-gestützten Altimetern verwendet.

In diesem Kapitel wird zunächst die Gewinnung und Prozessierung von Radar- und Laseraltimeterdaten näher beschrieben. Aufgrund der hohen Anforderungen an die Genauigkeit der Altimeterdaten wird die Kalibrierung der Höhenmessungen ausführlich diskutiert. Für die CryoSat 2 Mission ist unter Anderem eine Untersuchung der Eindringung des K_u -Band Radarsignales in die Schneeauflage von großem Interesse. Dieser Parameter wurde in verschiedenen Regionen der Arktis mit unterschiedlichen Meereisbedingungen untersucht.

Das Prinzip der Flugzeug-Altimetrie über Meereis mit verschiedenen Altimetern ist schematisch in Abbildung 5.1 dargestellt. Als wissenschaftliche Nutzlast ist ein Radaraltimeter und ein quer zur Flugrichtung scannendes Laseraltimeter am Flugzeug montiert. Typische Laserscannersysteme haben einen Scanbereich von rund 45° , so dass die Streifenbreite des resultierenden Höhenmodell des Untergrundes in etwa der Flughöhe entspricht. Der Messpunktabstand hängt von der Flughöhe und -geschwindigkeit ab. Typischerweise beträgt der Messpunktabstand 1-2 Meter längs und quer zur Flugrichtung. Die Ausleuchtfläche des Radaraltimeters wird durch die Charakteristik der Antenne, auch Antennenkeule genannt, bestimmt. In dem eingesetzten System ist jederzeit eine Abdeckung der Ausleuchtfläche des Radaraltimeters durch das digitale Höhenmodell des Laserscanners gewährleistet.

Als zusätzliche Datenströme werden die Position des Flugzeuges mittels GPS und die Flugzeuglage mittels eines Trägheitsnavigationssystems (INS¹) aufgezeichnet. Mit diesen zusätzlichen Informationen können die Altimeterdaten in ein geographisches Bezugssystem überführt werden.

Zu den ausführenden Institutionen der Messungen zählt das Alfred-Wegener Institut (AWI) und

¹Inertial Navigation System

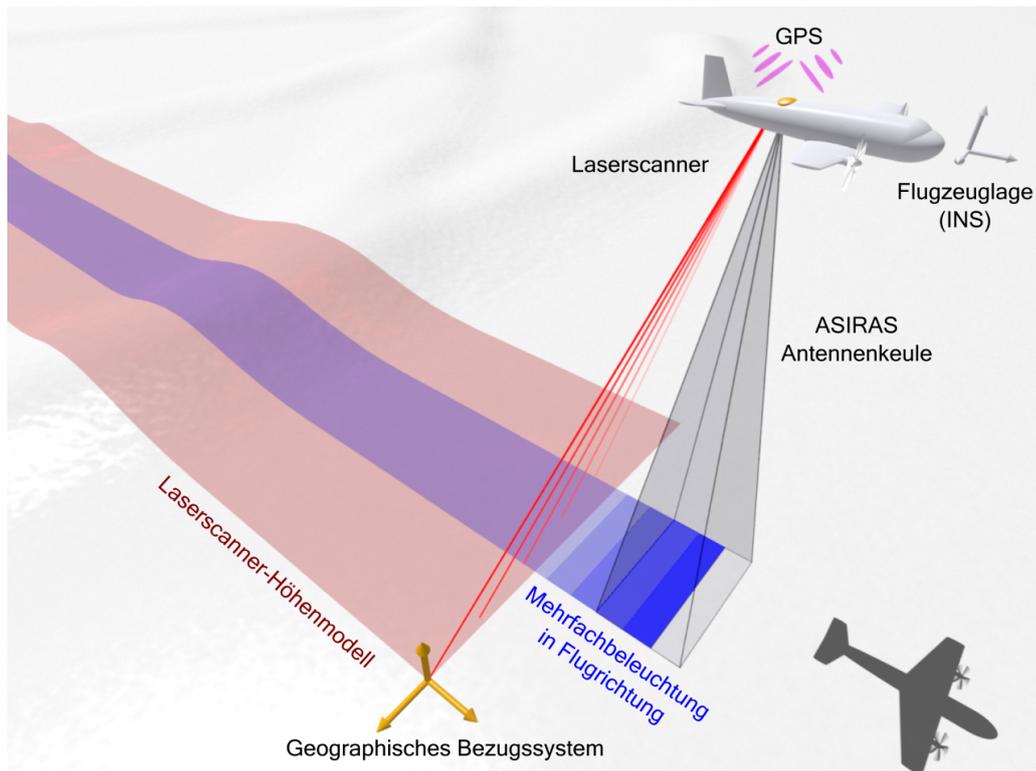


Abbildung 5.1.: Typische Sensorenanordnung für flugzeuggestützte Laser- und Radaraltimetrie. Die Streifenbreite des eine seitlich scannenden Laseraltimeters entspricht in etwa der Flughöhe, während die Antennenkeule die vom Radar ausgeleuchtete Meeresoberfläche bestimmt.

das Nationale Dänische Weltraumzentrum (DNSC²). Je nach Einsatzort kamen dabei verschiedene Flugzeugtypen und Instrumente zum Einsatz. Eine gleichbleibende Nutzlast wurde jedoch durch das ASIRAS³ Radaraltimeter der europäischen Weltraumagentur ESA und ein seitwärts scannendes Laseraltimetersystem gebildet. Das verwendete Radaraltimeter wurde speziell zur Validierung der CryoSat 2 Mission angefertigt. Die Spezifikationen dieses Sensors entsprechen einem interferometrischen Radaraltimeter mit synthetischer Apertur (SAR) im Ku-Band (13.5 GHz) (Cullen, 2006). Als Laserscanner kamen verschiedene Produkte der Firma Riegler zum Einsatz (LMS-Q280: AWI, LMS-Q140i: DNSC).

5.1. Datenquellen

Sämtliche Messungen wurden im Rahmen des von der europäischen Weltraumagentur (ESA) initiierten *CryoVEX*⁴ Programmes durchgeführt. Dieses Projekt dient der Vorbereitung der CryoSat 2 Mission und hat die Validierung von Radaraltimetermessungen über Land- und Meereis zum Ziel. Entsprechend existieren Datensätze über den Eisschilden der Arktis und Antarktis (Helm, 2008), sowie über dem Meereis der Arktis. Messungen über antarktischen Meereis existieren in einer ge-

²Danish National Space Centre

³Airborne Synthetic Aperture and Interferometric Radar Altimeter System

⁴CryoSat Validation EXPERiment

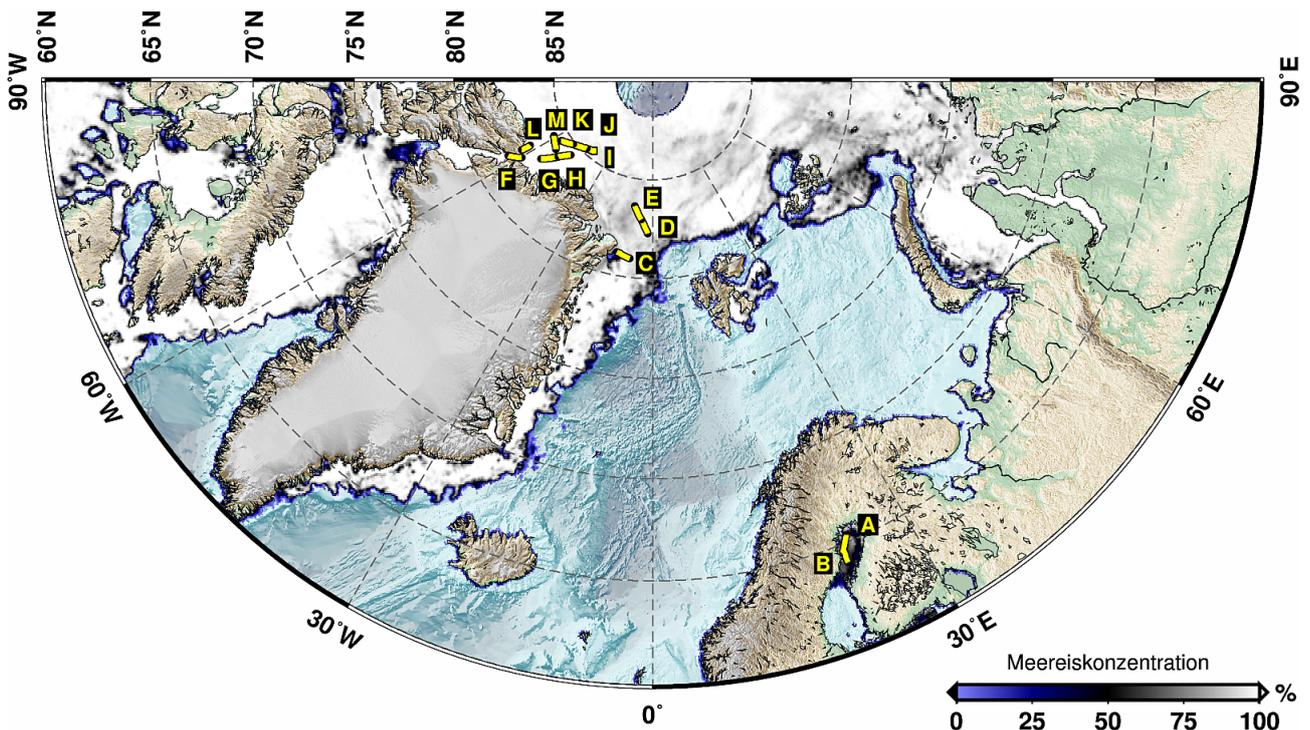


Abbildung 5.2.: Karte der hier verwendeten Flugzeug-Altimeter Daten in der Arktis und in der Ostsee. Komposit-Darstellung der Meereiskonzentration im arktischen Ozean am 10. Mai 2006 und in der Ostsee am 13. März 2005. Die Karten der Meereiskonzentration wurden vom Institut für Umwelphysik (IUP) der Universität zu Bremen sowie vom französischen Cersat (Ifremer) entnommen

ringen Anzahl von einer Messkampagne vom Ende des Jahres 2007. Aufgrund von noch ausstehender Kalibrierung der Daten und Instrumentenversagen des Laserscanners stehen sie aber im Rahmen dieser Arbeit nicht zur Verfügung. Die Datenmenge über Meereis beschränkt sich auf zwei Messkampagnen im Frühjahr 2005 in der nördlichen Ostsee (*Helm et al., 2006*) und einer Messkampagne im Frühjahr 2006 (*Stenseng et al., 2007*) mit einer größeren Abdeckung in der Grönlandsee und der Lincolnsee. Beide Messkampagnen werden in den folgenden Unterkapiteln genauer vorgestellt.

Jede Messkampagne besteht aus mehreren Flügen, in denen meist abschnittsweise Messungen entlang bestimmter Profile durchgeführt wurden. Eine Auswahl der Profile erfolgte anhand der Datenqualität und der Länge. Insgesamt wurden über beide Messkampagnen 13 Profile für die weitere Analyse ausgewählt. Alle verwendeten Profile sind in Tabelle 5.1 aufgelistet und ihre Lage ist in Abbildung 5.2 verdeutlicht.

5.1.1. CryoVEx 2005

Im März des Jahres 2005 wurden Messungen im Rahmen der *CryoVEx 2005* Messkampagne im Bottnischen Meerbusen in der nördlichen Ostsee durchgeführt. Für Feldarbeiten wurde ein Flugzeug des Typs Dornier 228 des Deutschen Zentrums für Luft und Raumfahrt (DLR) genutzt. Die Datenerfassung wurde vom Alfred-Wegener Institut und Optimare Sensorsysteme durchgeführt. Die Flugzeugmessungen umfassten insgesamt drei Flüge zwischen dem 13. und 14. März. Als Ba-

Tabelle 5.1.: Auflistung der Flugzeug-Altimetrie Profile über Meereis.

| Kurzbez. | Datum | Profilnummer | Länge (km) | Kurzbez. | Datum | Profilnummer | Länge (km) |
|----------|------------|--------------|---------------|----------|------------|--------------|---------------|
| A | 2005/03/13 | A08 | 127.7 | H | 2006/05/11 | A03 | 76.1 |
| B | 2005/03/14 | A34 | 174.1 | I | 2006/05/11 | A05 | 59.4 |
| C | 2006/05/02 | A05 | 86.1 | J | 2006/05/11 | A06 | 79.0 |
| D | 2006/05/02 | A06 | 88.2 | K | 2006/05/11 | A07 | 80.0 |
| E | 2006/05/02 | A07 | 90.2 | L | 2006/05/12 | A01 | 60.6 |
| F | 2006/05/11 | A00 | 84.8 | M | 2006/05/12 | A04 | 85.5 |
| G | 2006/05/11 | A02 | 98.4 | | | | |

sis dienten die Flughäfen in Oulu, Finnland und Stockholm, Schweden. Die zwei notwendigen Transferflüge zwischen beiden Flughäfen wurden für Instrumententests und Messungen genutzt. Ein dritter Flug wurde für die Datengewinnung über über einem Festeisbereich westlich der Insel Hailuotu (24°17'O, 64°55'N) verwendet. An dieser Stelle diente eine Eisstation des Forschungseisbrechers *Aranda* des Finnischen Institutes für Meeresforschung (FIMR) als Basis für In-situ Beobachtungen der Meereisoberfläche. Von dem Hubschrauberdeck der *Aranda* wurden Hubschrauber gestützte Messungen der Meereisdicke durchgeführt, welche mit den Flugzeugmessungen koordiniert wurden.

In der Serie der *CryoVEx* Feldkampagnen wurde während dieser Messungen zum ersten Mal das ASIRAS Radaraltimeter über Meereis eingesetzt. Des Weiteren wurde das Instrument zum ersten Mal in einem neuem Modus, dem sog. *Low Altitude Mode* (LAM) betrieben. Die Änderungen wurden vorgenommen, um Messungen in niedriger Flughöhe zu realisieren. Im Vergleich zu vorherigen Feldmessungen über Inlandeis konnte damit eine Verbesserung in der Qualität der Laserscannerdaten bewirkt werden. Im Modus für größere Flughöhen (*High Altitude Mode*, HAM) wechselt eine der zwei Antennen alternierend zwischen Sende- und Empfangsphase, während die zweite Antenne kontinuierlich die Reflexion vom Boden empfängt. Aufgrund der niedrigeren Flughöhe und der damit verbundenen kürzeren Laufzeit des Signals, ergibt sich ein zu kleines Zeitfenster zwischen dem zeitlichen Empfangs- und Sendebereich. Daher wird im LAM eine Antenne als Transmitter und die zweite Antenne als Empfänger genutzt. Als Konsequenz können die Daten daher nicht interferometrisch prozessiert werden, was aufgrund der nicht relevanten Oberflächenneigung des Meereises die Datenqualität nicht beeinflusst. Zudem erhöht sich im Vergleich zu den vorherigen Modi die Datenmenge, da keine Vorauswahl des zeitlichen Empfangsbereiches mehr ausgeführt wird, sondern das Signal am Empfänger pro Puls über einen längeren Zeitbereich aufgezeichnet wird.

Das Meereis der Ostsee und seine Schneeeauflage sind typischerweise dünner als z.B. im arktischen Ozean. Die Meereisbedingungen in der Ostsee stellen daher besondere Anforderungen an die Genauigkeit der Höhenmessungen, da allgemein ein sehr geringes Freibord gemessen wurde. Die Eisdickenverteilung hatte einen modalen Wert von rund 30 cm, es wurden aber auch einige Eisschollen mit einer Gesamtdicke von bis zu 2 Metern angetroffen. Die durchgängige geographische

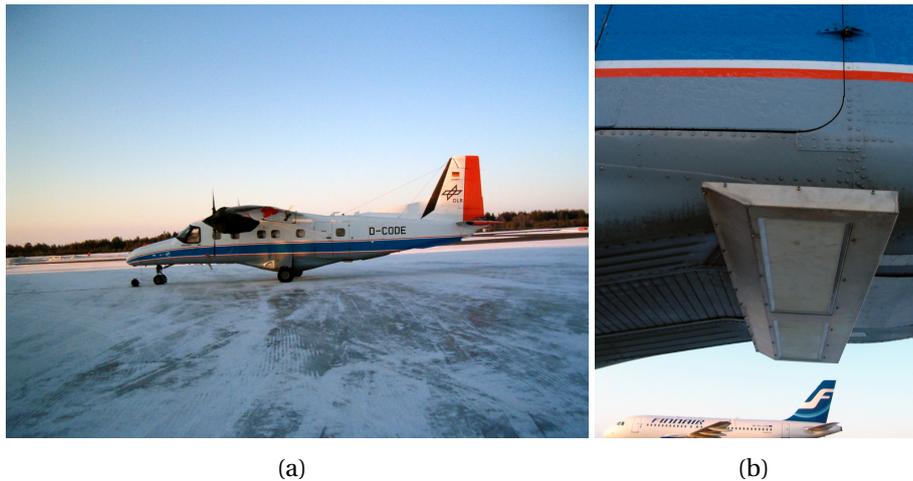


Abbildung 5.3.: (a) Flugzeug des Deutschen Instituts für Luft und Raumfahrt (DLR) mit eingerüsteten Instrumenten auf dem Flughafen in Oulu, Finnland, während der Messkampagne 2005 im Bottnischen Meerbusen. (b) ASIRAS Radarantenne montiert am Rumpf des Flugzeuges



Abbildung 5.4.: Typische Meereisbedingungen während der CryoVEx 2005 Messkampagne im bottnischen Meerbusen. Links: Festeis nahe Hailuotu in der Nähe der Eisstation des finnischen Eisbrechers Aranda. Dargestellt ist die Validierungslinie, entlang derer In-Situ und Hubschrauber EM Messungen durchgeführt wurden. Rechts: Zentrale Ostsee mit größerer Schneeeauflage. Photos von Jari Hoppala (FIMR) (a) und Torge Martin (AWI) (b)

Begrenzung führt bei dem driftenden Meereis in der Ostsee häufig zu Deformationszonen. Direkt an der finnischen Küste existierte aber ein einige Kilometer breiter Streifen von wenig defomiertem Festeis.

Die Flugzeugaltimeter-Daten während CryoVEx 2005 umfassen hauptsächlich Messungen über der zentralen Ostsee, aber auch teilweise über Festeis. Die Schneeeauflage in dieser Festeisregion unterschied sich substantiell vom restlichen Meereis. So zeigte sich das Eis bei der Validierungslinie weitestgehend schneefrei, während in der zentralen Ostsee eine durchgängige Schneebedeckung von geschätzten 10 cm vorlag (Vergleich Abbildung 5.4). Vergleichende Messungen der Schneedicke über dem Packeis liegen nicht vor.

Von den zur Verfügung stehenden Profilen wurden zwei ausgewählt, welche auf den jeweiligen Transferflügen zwischen den Flughäfen Stockholm und Oulu gewonnen wurden. Beide beschränken sich auf den zentralen Bereich des Bottnischen Meerbusens. Der Ausschluss von Profilen über dem Festeisbereich hat mehrere Gründe. Zum einen dienten diese Messungen über der Validierungslinie im Festeisbereich hauptsächlich der Kalibrierung des ASIRAS Instruments mittels Radarreflektoren. Daher sind die Profile entsprechend kurz und enthalten wenig bis keine Information über die Lage des lokalen Meeresniveaus. Durch die nachgewiesene Präsenz von gegründeten Presseisrücken muss auch die Gültigkeit des Isostasieprinzips in Frage gestellt werden. Zudem stellt die sehr glatte schneefreie Eisoberfläche für den Laserscanner einen schlechten Reflektor dar, so dass eine hohe Ausfallrate im digitalen Höhenmodell des Laserscanners zu beobachten war.

5.1.2. CryoVEx 2006

Im darauf folgenden Jahr wurden Flugzeugaltimeter-Daten über Land- und Meereis in der Arktis in einem weit größeren Maßstab gewonnen. Die Feldkampagne wurde vom Nationalen Dänischen Weltraumzentrum (DNSC) im Rahmen eines weiteren CryoSat Validierungs Experimentes durchgeführt und erstreckte sich über den Zeitbereich vom 20. April bis zum 19. Mai 2006 (*Stenseng et al., 2007*). Als Flugzeug diente eine von Air Greenland gecharterte zweimotorige Maschine vom Typ Twin-Otter (Abbildung 5.5). Die Flüge umfassen dabei Messungen über Inlandeis in Grönland, dem Svalbard Archipel und dem kanadischen Archipel, und Messungen über Meereis in der Framstraße, der Grönlandsee und in der Lincolnsee.

Validierungsdaten über Meereis sind während den CryoVEx 2006 Feldaktivitäten auf den Bereich der Lincolnsee beschränkt. Dort wurde, ausgehend von der kanadischen Militärbasis *Alert* auf Ellesmere Island, die Mächtigkeit des Meereises mit Hubschrauberelektromagnetik und Bohrungen, sowie die Eigenschaften der Schneeeauflage vor Ort untersucht. Die Auswertung der Daten erfolgte in einer Zusammenarbeit zwischen dem AWI und dem DNSC. Die Prozessierung der Radaraltimeter Daten wurde durch das AWI durchgeführt, die dazu entsprechenden GPS und INS Informationen wurden vom DNSC geliefert. Des weiteren wurden die Laserscannerdaten durch das DNSC bearbeitet und für verschiedene Profile dem AWI in fertig prozessierter Form zur Verfügung gestellt.

Die Datenabdeckung der Altimeterdaten über Meereis erstreckt sich in verschiedenen Regionen um Grönland. Im Gegensatz zur Messkampagne im vorherigen Jahr, beeinträchtigte Wolkenbildung die Qualität des Laserscanner in einigen Profilen erheblich, so dass diese von der Analyse ausgeschlossen werden mussten. Verwendung in dieser Arbeit finden daher 11 Profile in der ersten Maihälfte in der Grönlandsee und Lincolnsee (Vergleich Tabelle 5.1, Abbildung 5.2).

Diese Profile umfassen im wesentlichen zwei Gebiete mit verschiedenen Meereisbedingungen. In der Grönlandsee nördlich der Framstraße entstammt das typischerweise nach Süden driftende Meereis dem Transpolarstrom aus der zentralen Arktis. Das Eis ist charakterisiert durch mehrjähriges Eis, allerdings mit geringen einjährigen Anteil. Im Mai liegt die mittlere Dicke der Schneeeauflage in diesem Bereich der Arktis zwischen 30 und 40 cm (*Warren et al., 1999*). In der Lincolnsee befindet sich das älteste Eis in der Arktis und damit das Eis mit der größten Dicke. Durch die unmittelbare Nähe zum kanadischen Archipel und bedingt durch die südwärts gerichtete Drift, weist



Abbildung 5.5.: Links: Für Altimetriemessungen verwendetes Flugzeug von Typ Twin-Otter auf dem Flughafen von Alert, Ellesmere Island. Rechts: Typische Meereisbedingung in der Lincoln See nahe Ellesmere Island. Photos von Eero Rinne (FIMR) (a) und Lasse Rabenstein (AWI) (b)

das Meereis in der Lincolnsee zusätzlich einen hohen Deformationsgrad auf. Die mittlere Schneeauflage im Mai liegt bei über 40cm (Warren *et al.*, 1999), durch Windverwehungen auf der sehr rauhen Meeresoberfläche können allerdings auch Schneeaufgaben größer als 1 Meter entstehen. Die mittlere Schneedicke, bestimmt durch die Validierungsaktivitäten vor Ort, betrug 0.46 Meter (Haas *et al.*, 2006a).

In Kombination mit den Profilen der CryoVEx 2005 Feldkampagne können so die Eigenschaften von Altimetermessungen über verschiedenen Meereistypen untersucht werden. Für die Untersuchung des Eindringverhaltens der Radarwelle sind insbesondere die Profile in der Lincolnsee interessant, die eine tiefe Schneeschicht und verfügbare Vergleichsdaten durch Bodenmessungen aufweisen. Zudem können bei den meisten Profilen, ausgenommen in der Grönlandsee, unabhängige Eisdickendaten hinzugezogen werden um die Genauigkeit der Umrechnung von Freibord in Eisdicke zu quantifizieren.

5.2. Datenkalibrierung

Das typische Verhältnis (1:8) zwischen Freibord und Tiefgang von Meereis in der Arktis (Wadhams *et al.*, 1992) erfordert eine hohe Genauigkeit der Höhenmessung von wenigen Zentimetern für die akkurate Bestimmung der Meereisdicke aus Freiborddaten. In der Flugzeugaltimetrie können verschiedene Faktoren zu Fehlern in den Messungen führen. Neben internen Fehlern der Instrumente kann die Synchronisation mit anderen Datenströmen während der Datenerfassung im Feld fehlerbehaftet erfolgen. Diese Fehler werden nachträglich bei der Bearbeitung der Daten korrigiert.

5.2.1. Trägheitsnavigation

Für die Bestimmung eines Höhenmodells aus Altimeterdaten sind zusätzliche Informationen wie die geographische Position des Flugzeuges (GPS) und dessen Lage im Raum (INS) nötig. Wäh-

Tabelle 5.2.: Ergebnisse einer Kreuzkorrelationsanalyse zwischen GPS und INS Daten zur Bestimmung eines Datierungsfehlers

| Flug | Fehler (sec) |
|-------------|--------------|
| 13. März | -0.04 |
| 14. März #1 | -0.06 |
| 14. März #2 | -0.04 |

rend der Messungen werden diese Informationen zentral im Datenerfassungssystem zusammengeführt. Durch die verschiedenen Anbindungen der Instrumente an dieses Erfassungssystem entstehen Fehler in den Zeitstempeln der jeweiligen Datenpunkte.

Als Referenzzeit wird die im GPS Signal enthaltene Zeitinformation genutzt. Die 1 Hz Pulse des GPS werden zudem für die internen Uhren des Laserscanner und Radaraltimeters als Taktgeber verwendet. Aus vorhergehenden Messkampagnen (*Helm et al.*, 2006) war bekannt, dass die Aufzeichnung der INS Informationen relativ zum GPS leicht verzögert erfolgt. Dieser Versatz kann durch eine Kreuzkorrelationsanalyse der Daten von GPS und INS bestimmt werden (siehe auch *Helm* (2008)). Durch die Verwendung von zwei GPS Antennen am Flugzeug mit bekannten Positionen ist es möglich, die Lageinformation des Flugzeuges zu berechnen. Als robuste Größen für den Vergleich zwischen INS und GPS stellte sich dabei die zeitliche Veränderung des Neigungswinkels des Flugzeuges heraus. Durch Verwendung der zeitlich Ableitung muss die absolute Genauigkeit der berechneten Lage des Flugzeuges durch die beiden GPS Antennen nicht berücksichtigt werden. Zur Berechnung des INS Zeitfehlers wurden die drei Messflüge der CryoVEx 2005 Kampagne verwendet, bei denen sowohl GPS als auch INS während der Messungen durchgängig Daten aufgezeichnet haben. Dies Flüge wurden in kleinere Bereiche unterteilt, in denen die Kreuzkorrelation berechnet wurde.

Die in Tabelle 5.2 dargestellten Werte entsprechen dem Maximum der statistischen Verteilung über die verschiedenen Teilbereiche. Die mögliche Auflösung des Zeitfehlers liegt bei 0.02 Sekunden, was der 50Hz Auflösung des INS entspricht. Die Abweichung des ersten Fluges am 14. März wird auf eine Ungenauigkeit in den INS Daten zurückgeführt. In diesem Profil wurden viele aufeinanderfolgende Kurskorrekturen vorgenommen, welche auf das INS Kreiselsystem destabilisierend eingewirkt haben können. Als Ergebnis der Analysen wurde daher für die Datenkorrektur der INS Zeitstempel mit einem Zeitversatz von -0.04 Sekunden verwendet. Dieser Wert für die Zeitkorrektur des INS ist identisch mit den berechneten Zeitfehlern früherer Messkampagnen, welche ein identisches Datenerfassungssystem verwendet haben (*Helm et al.*, 2006).

5.2.2. Laserscanner

Die hier beschriebenen Fehler und Korrekturtechniken für den Laserscanner beziehen sich auf das in der CryoVEx 2005 Kampagne verwendete Gerät des Alfred-Wegener Instituts. Im darauf folgenden Jahr wurden die Laserdaten durch das DNSC prozessiert und fehlerfrei an das AWI weitergeleitet. Lediglich eine Rauschminimierung wurde im Rahmen dieser Arbeit noch nachträglich mit den Daten von 2006 durchgeführt.

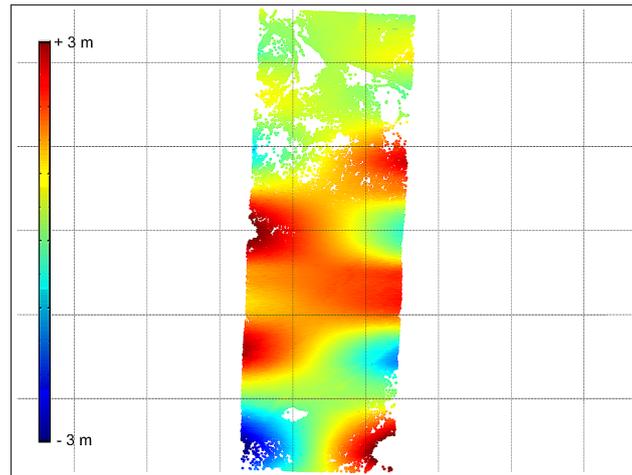


Abbildung 5.6.: Laserscanner-Höhenmodell über Meereis in der Ostsee mit fehlerhafter INS Synchronisation. Farblich kodiert ist die Abweichung bezüglich der mittleren Erhebung eines Höhenmodells über Meereis während der CryoVEx 2005 Feldkampagne im Bottnischen Meerbusen

Zeitfehler

Der Laserscanner verfügt über eine innere Uhr, welche vom zentralen Zeitgeber im Datenerfassungssystem eine Initialisierung erhält. Nach diesem Puls läuft die interne Uhr frei. Aufgrund der Eigenschaften des Datenerfassungssystems kann der Initialisierungspuls fehlerhaft eingebunden werden. Die fehlerhafte Synchronisation der Laserdaten mit den GPS und INS Datenströmen führt daher zu deutlich verfälschten Höhenmodellen (Vergleich Abbildung 5.6). Die daraus entstehenden Abweichungen im Höhenmodell liegen im Bereich mehrerer Meter und übertreffen die Meerestopographie deutlich.

Der Fehler in den Zeitstempeln liegt im Bereich weniger ganzzahliger Sekunden und ist für das jeweilige Profil konstant. Daher wird der Wert vor Berechnung des Höhenmodells an einem kurzen Abschnitt manuell bestimmt. Für diese Berechnung wird der Zeitfehler um ganzzahlige Sekunden variiert, bis keine INS Artefakte im Höhenmodell mehr zu erkennen sind.

Interne Winkelfehler

Nach der korrekten Synchronisierung mit den anderen Datenströmen konnten in den berechneten Höhenmodellen des Laserscanners weitere Unstimmigkeiten ausgemacht werden. Diese äußerten sich durch eine konkave Krümmung der Oberfläche, welche eine Asymmetrie bezüglich des Streifenzentrums aufwies. Ein Beispiel ist in Abbildung 5.7 (links) dargestellt.

Die zusätzlichen Informationen des GPS und INS bestimmen die Lage des Höhenmodells im Raum, können jedoch keine Krümmung innerhalb des Modells verursachen. Verantwortlich für die relative Position benachbarter Messungen in einem Scan ist vielmehr der zugeordnete Winkel des aktuellen Messpunktes. Zur Quantifizierung einer möglichen Korrektur wurde daher ein kurzes Profil über Dünneis in der Ostsee verwendet (Abbildung 5.8), das eine glatte Fläche darstellt. Für eine genauere Analyse der Korrekturfaktoren wurden die gemessenen Querstreifen des Höhenmodells zusätzlich in Flugrichtung über dem Dünneisbereich gemittelt (Vergleich Abbildung 5.8 und 5.9). Es zeigte sich zunächst, dass ein multiplikativer Faktor für den Winkel des Laserscanners α

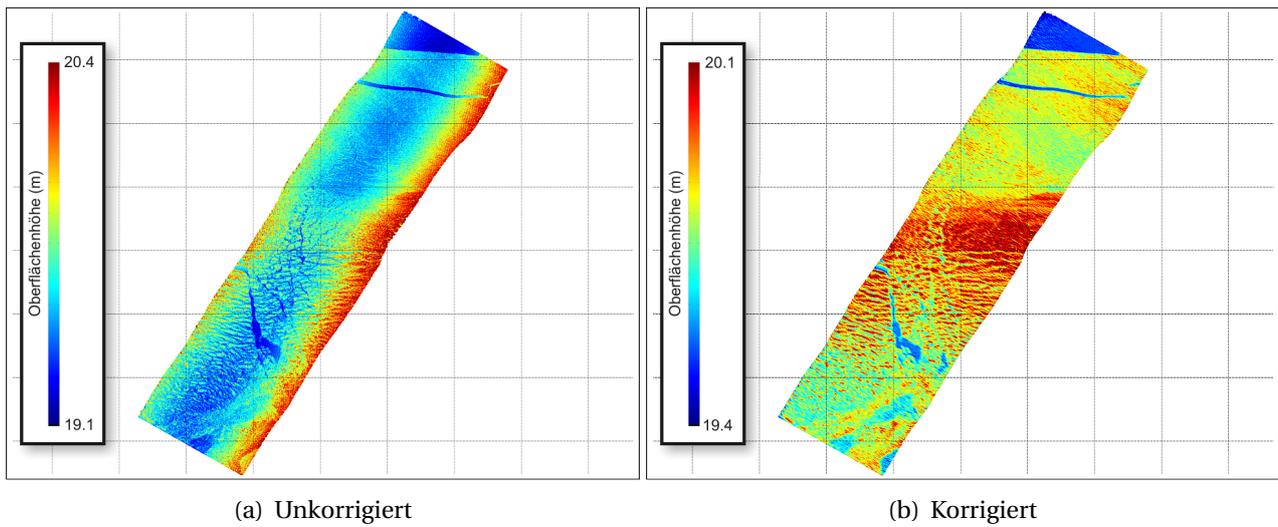


Abbildung 5.7.: Laserscanner-Höhenmodell ohne und mit Korrektur eines internen Winkelfehlers. Der Ausschnitt entstammt einen kurzen Bereich über Meereis während der CryoVEx 2005 Feldkampagne in Bottnischen Meerbusen

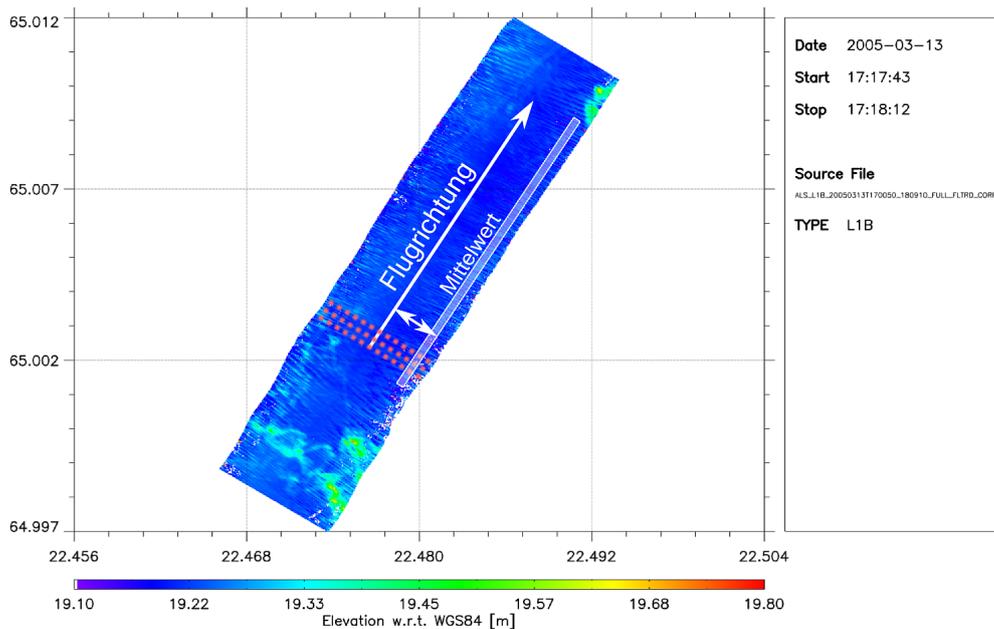


Abbildung 5.8.: Laserscanner-Höhenmodell über Dünneis im Bottnischen Meerbusen während der CryoVEx 2005 Feldkampagne. Für die Überprüfung der Korrektur eines Winkelfehlers wird das Querprofil in Flugrichtung gemittelt (Siehe Abb. 5.9).

die Krümmung über dem Dünneisbereich minimieren konnte.

$$\alpha' = 0.993 \cdot \alpha \tag{5.1}$$

Die Korrektur der Winkel um 0.7% hat bei einer Flughöhe von 300 Metern und einer Streifenbreite von $\pm 22.5^\circ$ bedeutende Auswirkungen von bis zu 1 Meter auf das Höhenmodell. Dieser interne Fehler des Laserscanner konnte während der CryoVEx 2005 Kampagne dank der Messungen über

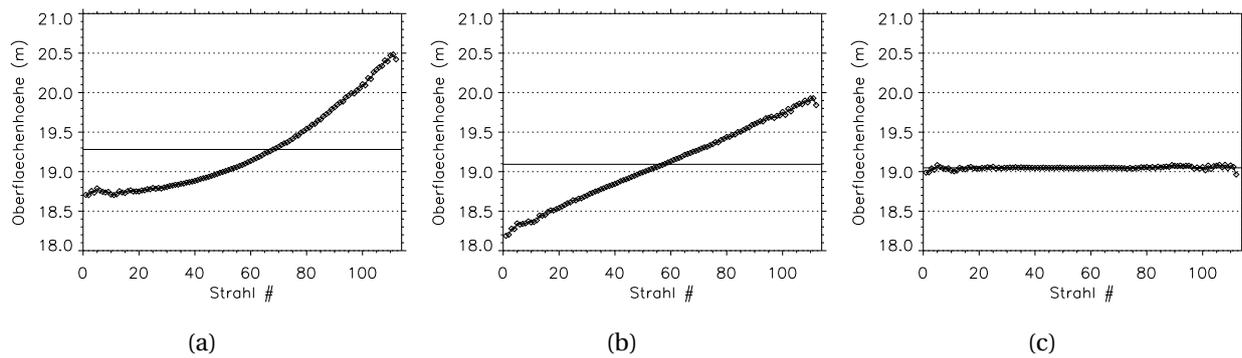


Abbildung 5.9.: Schritte zur Behebung eines internen Fehlers des Laserscanners. (a) Unkorrigiertes Höhenmodell gemittelt über einen Dünneisbereich im Bottnischen Meerbusen (b) Korrektur des Fehlers der Winkelaufzeichnung im Laserscanner (c) Addition eines abschnittsweise bestimmten Winkels zu der Lage des Laserscanners

dem neigungsarmen Meereis zuerst beobachtet und später ebenfalls in vorherigen Messkampagnen über Bereichen mit wesentlich stärkerer Topographie nachgewiesen werden.

Nach der Korrektur der Winkel des Laserscanners verblieb jedoch eine Neigung im Höhenmodell. Die Neigung konnte durch einen additiven Korrekturfaktor beseitigt werden.

$$\alpha'' = \alpha' + d\alpha \quad (5.2)$$

Das Resultat der beiden Korrekturen ist ein weitestgehend flaches Höhenmodell, wie es über Dünneis zu erwarten ist. Die einzelnen Schritte der Korrektur sind in Abbildung 5.9 dargestellt. Nach der zweiten Korrektur verbleibt ein weitestgehend ebenes mittleres Höhenmodell.

Es zeigte sich schnell, dass der zweite Winkelkorrekturfaktor $d\alpha$ nicht als konstant über ein ganzes Profil angenommen werden kann. Daher ist es unwahrscheinlich, dass dieser Fehler mit den Eigenschaften des Laserscanners zusammenhängt. Vielmehr wird vermutet, dass eine ungenaue Lageinformation durch das INS verantwortlich ist. Da allerdings kein sinnvoller Zusammenhang zwischen INS Daten und scheinbarer Neigung des Höhenmodells hergestellt werden kann, wird das Modell empirisch korrigiert. Dazu wird entlang aller Profile eine Regressionsgerade durch jeden Streifen des Laserscanner gelegt. Die Korrektur wird dann anhand eines laufenden Mittels durch die berechneten Winkel vorgenommen. Die Weite des laufenden Mittels wird entsprechend größer als die typische Meereisstopographie gewählt (6000 Streifen \approx 5 - 7 km). In diesem Bereich kann davon ausgegangen werden, dass die Topographie gleichverteilt auf beiden Seiten des Höhenmodell liegt. Eine manuelle Inspektion aller berechneten Höhenmodelle nach der Korrektur zeigte zudem, dass die Veränderungen der Neigungskorrektur genügend aufgelöst wurde.

In Abbildung 5.7 ist dem Beispiel des unkorrigierten Profils das finale Höhenmodell gegenübergestellt. Es zeigt sich eine deutliche Verbesserung, da die Genauigkeit vor den Korrekturen für die Bestimmung von Freibord über das gesamte Höhenmodell nicht als ausreichend bezeichnet werden kann.

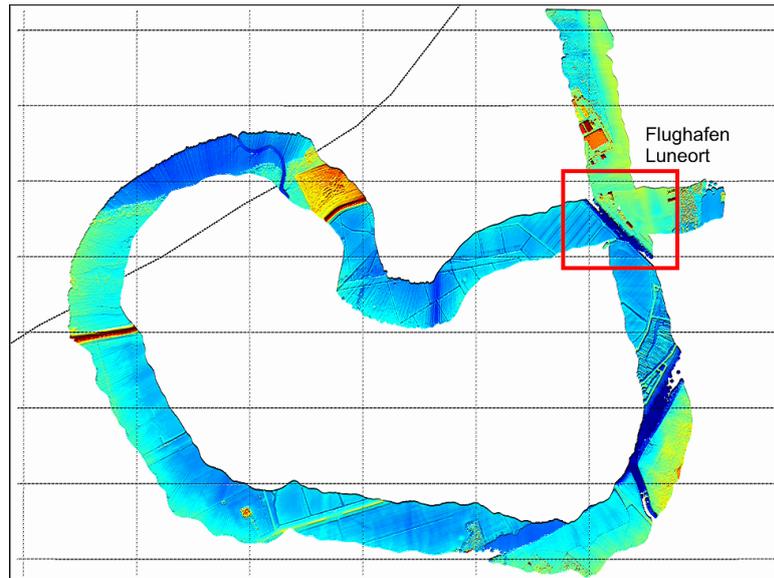


Abbildung 5.10.: Kreuzflug über Gebäude am Flughafen Luneort, Bremerhaven, zur Bestimmung der Ausrichtung des Laserscanners

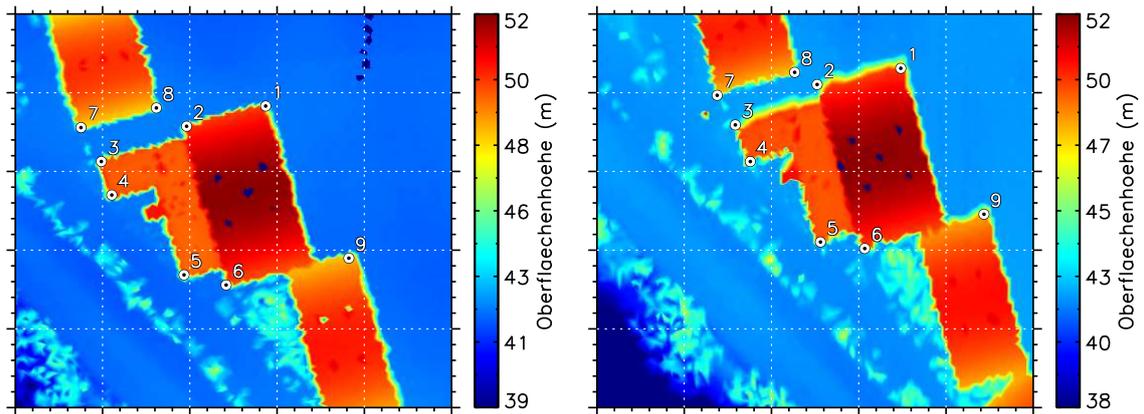
Ausrichtung des Instruments

Der Laserscanner ist im Flugzeug derart auf einer Schiene montiert, dass zum einen die Ausrichtung möglichst nah an der Nadir-Richtung liegt und zum anderen keine Interferenz mit ein zweitem am Bord befindlichen einfachen Laser-Altimeter im ähnlichen Wellenlängenbereich auftritt. Am Boden ist die mechanische Ausrichtung des Laserscanners im Flugzeug-Bezugssystem nur ungenau bestimmbar. Die Kenntnis der präzisen Ausrichtung ist jedoch unverzichtbar für einen Vergleich des Laserscanner-Höhenmodells mit den Ergebnissen des stets nadir operierenden Radaraltimeters.

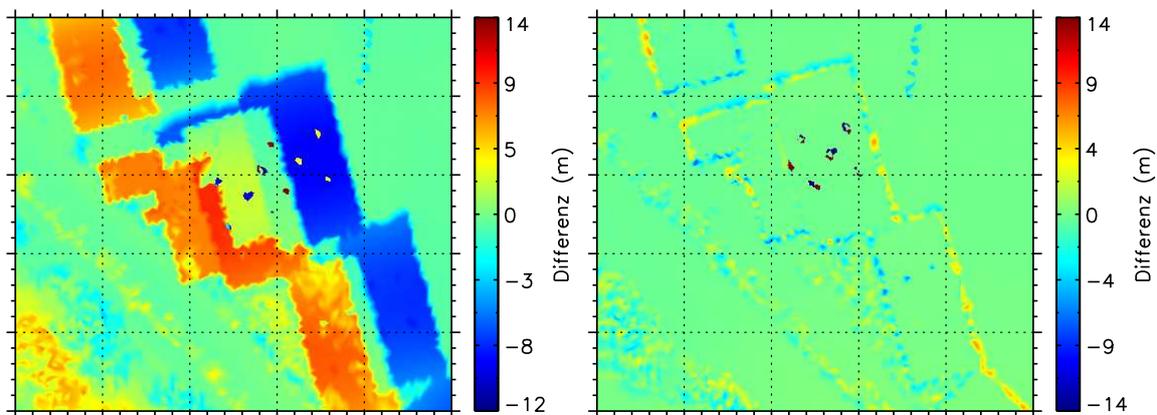
Daher wird die Orientierung des Laserscanners nachträglich mit einer Kalibrierungsprozedur bestimmt. Für die Prozedur wird ein markantes Ziel ausgewählt, typischerweise ein Gebäude, welches in zwei rechtwinklig zueinander ausgerichteten Trajektorien überflogen wird. Durch Bestimmung der besten Übereinstimmung beider Höhenmodelle kann die Ausrichtung des Laserscanners im Flugzeug-Bezugssystem rechnerisch ermittelt werden. Für die CryoVEx 2005 Kampagne wurde ein solcher Kreuzflug am 16. März 2005 über dem Flughafen Luneort in Bremerhaven durchgeführt. Das Höhenmodell ist in Abbildung 5.10 dargestellt.

Für die Bestimmung der Orientierung des Laserscanners im Flugzeug müssen drei Winkel bestimmt werden, die Position relativ zu den GPS Antennen ist durch manuelles Einmessen bekannt. Die drei Winkel werden bestimmt durch das Minimieren des Abstandes markanter Punkte in beiden Höhenmodellen, in diesem Fall die Ecken des Gebäudes von Optinare Sensorsysteme (Vergleiche Abbildung 5.11).

Da der Abstand einzelner Messungen etwa 1 Meter beträgt, wurden in den unkorrigierten Höhenmodellen einzelne Messpunkte gesucht, welche den visuell identifizierten Gebäudeecken am



(a) Identifikation der Gebäudeecken in beiden Höhenmodellen



(b) Differenz beider Höhenmodelle vor (links) und nach der Berechnung der Einbauwinkel (rechts)

Abbildung 5.11.: Schritte zur Berechnung der Orientierung des Laserscanners im Flugzeug. Zuerst werden in zwei Höhenmodellen die markanten Punkte identifiziert, welche in einem zweiten Schritt iterativ einander angenähert werden

nächsten liegen. Die Minimierung des Abstandes zwischen den jeweiligen Messpunkten entspricht der Suche nach Nullstellen in einem linearen Gleichungssystem. Als Lösungsmethode für beliebige Gleichungssysteme kommt daher eine iterative Methode in Frage (*IDL* Funktion *Broyden*). Den drei zu bestimmenden Winkeln müssen drei Variablen, in diesem Fall Abstände zwischen jeweils 3 Gebäudeecken, gegenüberstehen, damit das Gleichungssystem lösbar ist. D.h. die drei Winkel ξ_1, ξ_2 und ξ_3 um die drei Achsen werden solange variiert, bis der Abstand von drei Gebäudeecken minimal wird. Da die geographische Projektion nur für jeweils drei Messpunkte durchgeführt werden muss, ist dieser Vorgang sehr effizient. Insgesamt stehen 9 Gebäudeecken zur Auswahl. Um eine höhere Genauigkeit zu erreichen, wird dieser Vorgang mit verschiedenen Permutationen der Ecken wiederholt. Die endgültigen Einbauwinkel ergeben sich dann aus dem Mittelwert. Die Permutationen wurden so gewählt, dass kein entartetes Dreieck entsteht und daher alle Winkel gut aufgelöst werden konnten.

Die Einbauwinkel lassen sich durch diese Methode hinreichend präzise bestimmen. Die Ergebnisse sind in Tabelle 5.3 aufgelistet. Durch die Verwendung mehrerer Permutationen von Referenzpunkten lässt sich eine Abschätzung über die Genauigkeit der Winkel treffen, welche durch

die Standardabweichung aller Lösungen beschrieben wird. Während der Winkel um die Neigungs- und Rollachse des Flugzeugs (ξ_x, ξ_y) auf circa 0.3° bestimmt werden konnte, variiert der Winkel um die Hochachse des Flugzeugs in der Größenordnung von einigen Grad. Aufgrund des komplexen Zusammenhangs der Positionsbestimmung in Abhängigkeit der drei Winkel kann die Ursache für den schlecht bestimmten Winkel ξ_z nicht restlos erklärt werden. Es wird jedoch angenommen, dass die stärkere Schwankung mit einer Insensitivität des Winkels für die endgültigen Koordinaten zusammenhängt. Daher wird keine bedeutsame Verfälschung des Höhenmodells erwartet.

Die Differenz beider Höhenmodelle über dem Bereich gleicher Abdeckung zeigt auch nach der Berücksichtigung der Winkelkorrektur nur noch geringe Unterschiede zwischen beiden Überflügen (Abbildung 5.11). Lediglich im Bereich der Gebäudekanten zeigt sich eine Abweichung. Diese kann durch die verschiedenen Einfallswinkel der Messungen aus beiden Überflügen erklärt werden. Für eine Abschätzung der absolute Genauigkeit der

Tabelle 5.3.: Berechnete Einbauwinkel des Laserscanners (CryoVEx 2005)

| | Einbauwinkel (grad) | | |
|---------|---------------------|---|-------|
| ξ_x | -0.1140 | ± | 0.202 |
| ξ_y | -2.1610 | ± | 0.270 |
| ξ_z | 0.3890 | ± | 2.152 |

Georeferenzierung des Höhenmodells werden daher die berechneten Positionen der Gebäudeecken mit vor Ort eingemessenen Positionen verglichen (Abbildung 5.12). Es zeigt sich, dass das Höhenmodell die Referenzpositionen mit einer Genauigkeit zwischen 1 bis 2 Meter wiedergeben kann. Dies entspricht der Genauigkeit der Auflösung der Gebäudeecken, so dass eine ausreichende Präzision für die Anwendung auf die Meereisstopographie gegeben ist.

Rauschminimierung

Schneefreies Dünneis und offenes Ozeanwasser weisen schlechte Streueigenschaften für Laserstrahlen im Nahinfrarotbereich auf. Dies äußert sich bei dem Laserscanner insbesondere im Bereich höherer Winkel, in denen das Rauschniveau deutlich steigt, oder keine Daten mehr aufgezeichnet werden können. Im Zentralbereich des Streifens ist auch über sehr schlecht reflektierendem Dünneis ein messbares reflektiertes Signal zu erwarten. Daher ist innerhalb des Höhenmodells mit unterschiedlichen Rauschniveaus zu rechnen. Ein einheitlich angewandter Tiefpassfilter zur Rauschminimierung an den Rändern würde daher zu einer zu starken Unterdrückung des Signals im Zentrum des Höhenmodells führen.

Die Datenqualität des Laserscanners der CryoVEx 2005 & 2006 Feldkampagnen macht den Einsatz von Filter notwendig. Daher wurde auf einen adaptiven Rauschfilter zurückgegriffen. Der sogenannte *Leafilter* (Ristau und Moon, 2001) berechnet in 2D Daten abschnittsweise in einem vorgegebenen Fenster die Standardabweichung und vergleicht diese mit einem Erwartungswert. Dadurch lässt sich im Zentralbereich des Höhenmodells eine geringere Glättung als in den Randbereichen herstellen.

Zur Initialisierung des Filters werden verschiedene kurze Bereiche über Meereis mit verschiedenen Parametern gefiltert. Für die Anwendung des Filters wird ein regelmäßiges Gitter benötigt. Die Unregelmäßigkeit der Laserscannerdaten wird vernachlässigt, da die notwendige Berechnung eines regelmäßigen Gitters einen hohen rechnerischen Aufwand bedeuten würde und zudem durch

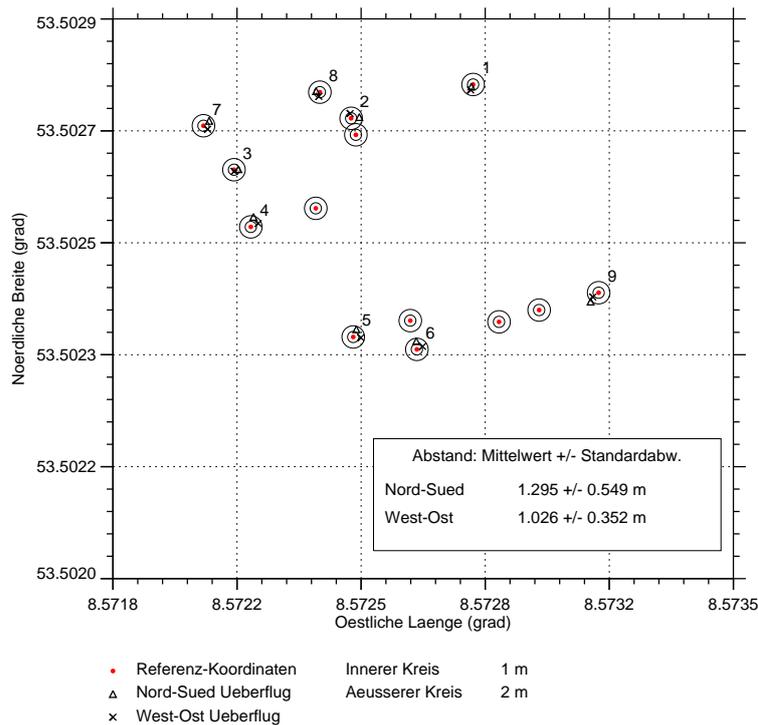


Abbildung 5.12.: Laterale Genauigkeit des Laserscanner-Höhenmodells anhand der eingemessenen Positionen (rote Punkte) der Gebäudeecken. Die Kreise um die jeweiligen Positionen markieren den 1m und 2m Radius.

die sukzessiv folgenden Streifen in erste Näherung ein solch regelmäßiges Gitter gegeben ist. Durch visuelle Inspektion zeigte sich, dass ein Fenster von $w = 2 \cdot n + 1$ mit $n = 2$ benachbarten Messungen und ein Erwartungswert der Standardabweichung von $\sigma = 0.02$ Meter als Parameter für den Lee-filter einen guten Kompromiss zwischen Rauschminderung und Auflösung kleinräumiger Strukturen in der Meereistopographie darstellen.

Die Güte des Filters lässt sich über dem bereits in Abbildung 5.8 beschriebenen Bereich von Dünneis überprüfen. Dafür wird über diesem Bereich für jeden der 113 Einzelmessungen aller Scans die Standardabweichung bestimmt. Das Ergebnis ist das Rauschverhalten in Abhängigkeit des Scanwinkels (Abbildung 5.13). Das Rauschniveau wird durch die Standardabweichung der in Flugrichtung gemittelten Höhenwerte berechnet. Vereinzelt Ausreisser ergeben sich durch einige Messfehler, dennoch lässt sich das Rauschen gut durch eine Parabel mit etwa 10 cm an den Seiten und rund 2 cm im Nadirbereich beschreiben.

Nach Anwendung des Filters reduziert sich das Rauschniveau in den Randbereichen auf rund 4 cm, während im Nadirbereich nur eine geringfügige Veränderung zu erkennen ist. Durch die Eigenschaften des adaptiven Rauschfilter konnte ebenfalls in den CryoVEx 2005 Daten ein spezifisches Rauschverhalten unterdrückt werden, welches eine Abhängigkeit vom Winkel der Messung besitzt (Abbildung 5.14). Dieses spezifische Rauschen zeichnet sich durch eine Richtungsabhängigkeit auf den jeweiligen Seiten des Höhenmodells aus, und entspricht daher nicht einer Normalverteilung. Eine einfache Mittelwertbildung zur Glättung des Höhenmodell würde in diesen Fall

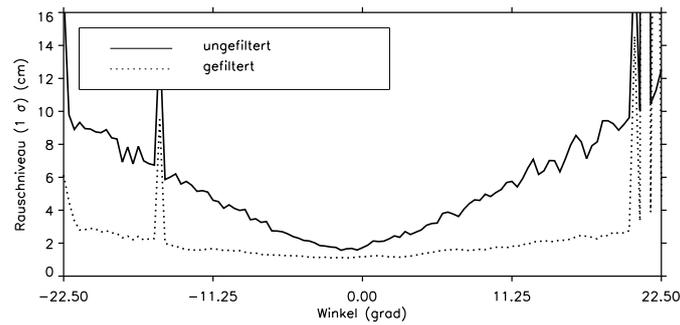
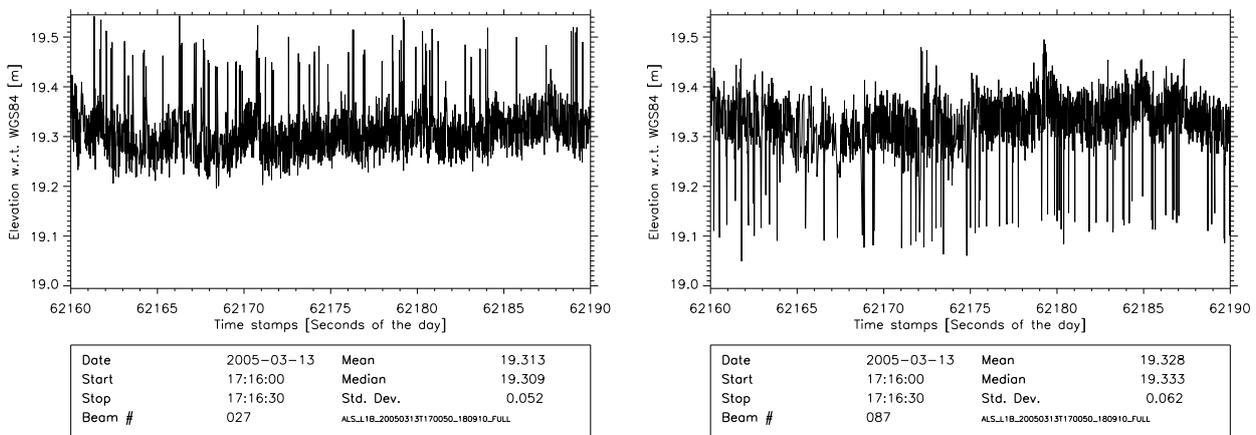


Abbildung 5.13.: Rauschniveau über einem Bereich von Dünneis vor (durchgezogene Linie) und nach (unterbrochene Linie) Anwendung eines adaptiven Rauschfilters in Abhängigkeit des Scanwinkels



(a) Linke Seite

(b) Rechte Seite

Abbildung 5.14.: Spezifischen Rauschen auf beiden Seiten des Laserscanner Höhenmodells. Dargestellt ist ein Beispiel eines Schnitts durch ein Höhenmodell über Meereis im Bottnischen Meerbusen bei $\pm 10.2^\circ$.

eine Krümmung verursachen.

5.2.3. Radaraltimeter

Die Eigenschaften der Radaraltimetermessung mit dem ASIRAS Instrument unterscheiden sich in einigen Punkten deutlich von denen des Laserscanners. Durch den breiten Öffnungswinkel der Antennenkeule (2.5° quer zur Flugrichtung, 10° in Flugrichtung) im Gegensatz zum Laserscanner ($0.5 \text{ mrad} \approx 0.03^\circ$) entstammt das zuerst empfangene Signal stets dem Nadirbereich des Instruments. Die Ausrichtung des Instrumentes muss daher nicht kalibriert werden. Durch die Einrüstung der Antenne am unteren Rumpf des Flugzeugs ist zu dem die Position der Antennen im Flugzeugbezugssystem genau bekannt. Dennoch ergaben sich bei der ursprünglichen Inbetriebnahme des Instrumentes zahlreiche Schwierigkeiten mit der Datenqualität. Diese wurden sukzessive durch Änderungen in der ASIRAS Hardware als auch in der von der ESA gelieferten Software beseitigt. Eine genaue Darstellung dieser Schritte wurde bereits durch Helm (2008) gegeben, auf eine Wiederholung wird an dieser Stelle verzichtet. Die Beschreibungen dieses Abschnittes beschäftigt sich daher mit den für die Daten der CryoVEx 2005 & 2006 Feldkampagnen notwendigen Schritten zur

Kalibrierung der Radardaten.

Zeitfehler

Ähnlich wie der Laserscanner besitzt das ASIRAS Altimeter eine interne Uhr, mit welcher die Zeitstempel der Radardaten generiert werden. Dieser Uhr erhält einen Startwert durch das zentrale Datenerfassungssystem. Durch einen Fehler in der Hardware des Instrumentes verschiebt sich jedoch die interne Uhr relativ zum zentralen Datenerfassungssystem für jedes Profil unterschiedlich. Dieser Effekt konnte bereits in vorherigen Messkampagnen nachgewiesen werden (*Helm, 2008*).

Der interne Zeitfehler kann mithilfe eines Vergleichs des beobachteten und berechneten Signals eines Radarreflektors auf einer genau bekannten Position bestimmt werden. Eine weitere Möglichkeit besteht durch eine Minimierung des Versatzes zwischen dem Profil des Radaraltimeters und dem Höhenmodell des Laserscanners. In der CryoVEx 2005 Feldkampagne wurde jedoch nur in kurzen Profilen über Festeis ein Radarreflektor überflogen und die geringe Topographie des Meereseis in der Ostsee eignet sich nicht für eine Kreuzkorrelationsanalyse.

Aus diesem Grund wurde für jedes Profil der CryoVEx 2005 Kampagne der Zeitfehler visuell bestimmt. Für die CryoVEx 2006 Daten ist aufgrund der unterschiedlichen Systemarchitektur eine derartige Korrektur nicht notwendig. Für eine möglichst einfache manuelle Bestimmung des Zeitfehlers wurde daher im Rahmen dieser Arbeit eine auf *IDL* basierte Softwareoberfläche entwickelt (Abbildung 5.15). Dafür müssen zunächst für die ASIRAS Daten alle Prozessierungsschritte bis zur Bestimmung der Oberflächenhöhe ohne Berücksichtigung des Fehlers durchgeführt werden. Als Resultat ergibt sich durch die fehlerbehaftete Synchronisation mit den INS Daten ein deutliche Verfälschung des Höhenprofils in Form von Undulationen um das tatsächliche Oberflächenhöhenprofil. Durch die Variation des Korrekturfaktors für den Zeitfehler wird diese Störung minimiert.

Flaches undeformiertes Eis eignet sich am besten für die visuelle Bestimmung des Zeitfehlers. Durch die Häufigkeit dieser Bereiche in den CryoVEx 2005 Daten konnte die Synchronisation der Radardaten mit einer Genauigkeit von rund 0.02 Sekunden erfolgen. Die Zeitfehler der einzelnen Profile können innerhalb einiger Zehntelsekunden variieren. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass der Zeitfehler über das jeweilige Profil konstant bleibt.

Mit den bestimmten Korrekturen der Zeitstempel werden die ASIRAS Profile ein wiederholtes mal prozessiert. Daher ist diese Methode zur Bestimmung des Zeitfehler rechnerisch aufwendig. Durch die von *Helm (2008)* durchgeführten Analysen konnte der Fehler in der Instrumentierung nachgewiesen und für folgende Messkampagnen vom Hersteller behoben werden.

Interne Verzögerungen

Die Antennen des ASIRAS Radaraltimeters sind am unteren Rumpf des Flugzeugs montiert, welche mit Glasfaserkabeln mit der Elektronik im Flugzeuginneren verbunden sind. Je nach Typ des Flugzeugs kann diese Position der Aufhängung variieren, daher werden die Antennen mit unterschiedlich langen Kabeln an das Datenerfassungssystem angeschlossen. Da die Bestimmung des

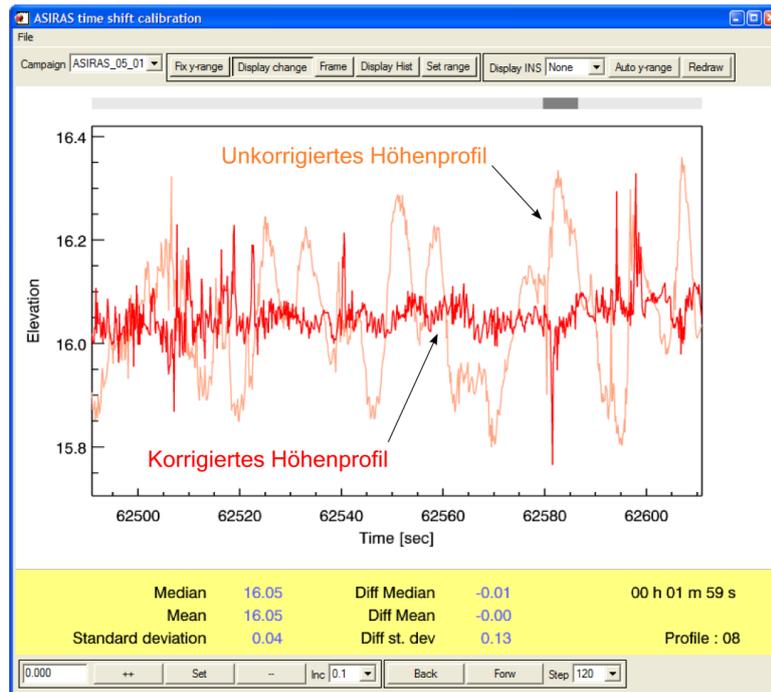


Abbildung 5.15.: Softwareoberfläche zur visuellen Bestimmung des ASIRAS Zeitfehlers über Meereis. Der Wert des Fehlers wird solange variiert, bis die durch die fehlerhafte Kalibrierung mit den INS Werten verursachte Undulation in dem Höhenprofil minimiert wird. (orange: unkorrigiert, rot: korrigiert).

Tabelle 5.4.: Einfluss von Kabellängen innerhalb des ASIRAS Radaraltimeters relativ zu der Höhe des Laser-scanners

| Profil | Tag | Versatz (m) | Profil | Tag | Versatz (m) |
|----------------------------|------------|-------------|---------------------------|------------|-------------|
| CryoVEx 2005 (Dornier 228) | | | CryoVEx 2006 (Twin-Otter) | | |
| A | 2005/03/13 | 3.13 | C | 2006/05/02 | 5.17 |
| B | 2005/03/14 | 3.13 | D | | 5.21 |
| | | | E | | 5.21 |
| | | | F | 2006/05/11 | 5.21 |
| | | | G | | 5.17 |
| | | | H | | 5.17 |
| | | | I | | 5.13 |
| | | | J | | 5.17 |
| | | | K | | 5.17 |
| | | | L | 2006/05/12 | 5.21 |
| | | | M | | 5.13 |

Laufzeitsignals in der Elektronik im Inneren des Flugzeugs vorgenommen wird, hat die Länge des Kabels einen Einfluss auf die prozessierte Höhe der einzelnen Messpunkte.

Das Resultat dieser Verlängerung des Signalweges ist ein konstanter Versatz zwischen den Höhenmodellen des Laser- und Radaraltimeters. Zudem wird aus dem gemessenen Signal der Oberfläche

mit unterschiedlichen Methoden die Laufzeit bestimmt. Dies ist nötig, da das gestreute Signal der Oberfläche keinem idealisierten Puls entspricht. Daher wird mit einem *Retracker* aus der von der Oberfläche zurück gestreuten Energieverteilung die Laufzeit bestimmt. Je nach Retracker kann das Ergebnis leicht variieren und ein Versatz zwischen Laser und Radar in der Höhenbestimmung auftreten, auch wenn der gleiche Reflexionshorizont zugrunde liegt. Dieser jedoch weitaus kleinere Effekt muss bei dem Abgleich der Laser- und Radarahöhen berücksichtigt werden. Üblicherweise wird der Versatz zwischen beiden Höhenprofilen über einem harten Untergrund, beispielsweise einer Landebahn, kalibriert. Für einen solchen Fall kann die Eindringung des Radarsignals in den Untergrund vernachlässigt werden, und der Abstand zwischen beiden Höhenmodellen wird entsprechend minimiert.

Bei den Profilen über Meereis können aber auch Bereiche mit offenem Wasser für eine Kalibrierung verwendet werden. Aufgrund der Dichte, Dielektrizitätskonstante und der elektrischen Leitfähigkeit des Ozeanwassers ist im Gegensatz zu Schneeoberflächen mit keiner nennenswerten Eindringung des Radarsignals in den Untergrund zu rechnen. Da in jedem verwendeten Messprofil eine genügende Anzahl von eisfreien Bereichen vorhanden ist, erlaubt diese Methode zudem eine Überprüfung der Gültigkeit, der durch die seltenen Landebahnüberflüge bestimmten Werte. Da sich in den Stellen offenen Wassers auch teilweise Dünneis und kleinere Eisblöcke befinden, wird die Minimierung des Abstandes beider Höhenmodelle visuell vorgenommen.

In Tabelle 5.4 sind die Abstände zwischen den Laser- und Radarahöhenprofilen aufgetragen. Erwartungsgemäß zeigt sich ein deutlicher Unterschied zwischen den Messkampagnen in beiden Jahren, in denen jeweils unterschiedliche Flugzeuge verwendet wurden. Während der CryoVEx 2006 Feldkampagne zeigen sich jedoch leichte Variationen in jeweils 4 cm Schritten. Für die Intervallgröße von 4 cm konnte keine Erklärung gefunden werden, da das gleiche Kabel zur Anbindung der Antennen verwendet wurde. Durch das Fehlen von größeren Wellen in den schmalen eisfreien Bereichen kann der Versatz jedoch mit dieser Genauigkeit angegeben werden. Aufgrund der erforderlichen Genauigkeit an die Höhenmessungen stellt diese Methode daher eine Verbesserung gegenüber der Kalibrierung der internen Verzögerung des ASIRAS Radaraltimeters bei einem der wenigen Landebahnüberflüge dar und erlaubt eine Abschätzung der erzielbaren Genauigkeit der herkömmlichen Methode.

Einfluss der Flugzeuglage

Für die Prozessierung der Radardaten wird angenommen, dass das zuerst reflektierte Signal aus dem Nadirbereich unterhalb des Instruments entstammt. Die Ausleuchtung dieses Bereichs ist durch die Abstrahlcharakteristik der ASIRAS Antenne gegeben. Die anguläre Breite der Antennenkeule ist bestimmt durch die Halbwertsbreite der winkelabhängigen Energieverteilung. Quer zur Flugrichtung beträgt bei dem ASIRAS Radaraltimetersystem die Antennenkeule etwa 2.3° (RST, 2005). Dies entspricht dem seitlichen Abstand, in dem das Signal auf 3 DB seiner Maximalenergie abgefallen ist.

Lageveränderungen des Flugzeuges um die Rollachse können dazu führen, dass der Nadirbereich nur noch mit einer geringen Energiemenge ausgeleuchtet wird, oder für Rollwinkel größer als 1.15°

überhaupt nicht mehr von der primären Antennenkeule erfasst wird. In einem solchen Fall wird die Laufzeit des Signals von dem zurück gestreuten Anteil seitlich vom Flugzeug berechnet. Da der Rollwinkel nicht in die Prozessierung eingeht, ist eine Verfälschung der berechneten Erhebung des Höhenmodells die Folge. Diese Bereiche des Messprofils wurden nicht für die folgende Datenauswertung verwendet. Aufgrund der Präzision der Piloten machen Flugzeuglagen mit einem Rollwinkel größer als 1° nur einen Bruchteil der gesamten Daten aus. Daher werden diese Bereiche aus den Profilen manuell entfernt. Veränderungen um die Neigungsachse des Flugzeuges spielen aufgrund der wesentlichen größeren Antennenkeule in Flugrichtung keine Rolle.

5.3. Bestimmung von Freibord

Das Resultat der Georeferenzierung der Abstandsmessungen von Laser- und Radaraltimeter ist eine Bestimmung der Oberflächenhöhe über dem WGS84 Ellipsoid. Für eine Umrechnung in Eis- bzw. Schneefreibord müssen die Oberflächenhöhen auf das lokale Niveau des Meeresspiegels bezogen werden.

Der Meeresspiegel an einem Ort ist weitestgehend bestimmt durch das Schwerfeld der Erde. Zeitlich veränderliche Einflüsse auf den Meeresspiegel stellen Gezeiten, die räumliche Verteilung von weiteren Ozeanströmen, sowie die atmosphärische Druckverteilung dar. Durch Überlagerung dieser Einflüsse kann eine erhebliche Abweichung des Meeresspiegels von der Äquipotentialfläche des Schwerfeldes verursacht werden. Für die erforderliche Genauigkeit der Freibordbestimmung ist ein Geoidmodell daher nicht ausreichend.

Für die genaue Bestimmung des Meeresspiegels für ein Profil sind regelmäßig auftretende eisfreie Bereiche notwendig. Die Verbindung dieser Knotenpunkte wird dann für die Referenzierung der Höhenprofile auf den Meeresspiegel verwendet. Zur Identifizierung dieser Stellen werden verschiedene Techniken verwendet. Eine automatische Klassifikation kann aufgrund der Höhe selber erfolgen, da eisfreie Bereiche im Profil lokale Minima darstellen (*Forsberg und Skourup, 2005*). Eine weitere Möglichkeit besteht in der Auswertung der reflektierten Wellenform (*Kwok et al., 2006*), sofern diese Information vorhanden ist. Eine manuelle Bestimmung der ellipsoidalen Höhen des Meeresspiegels in eisfreien Bereichen stellt allerdings die präziseste Methode dar. Daher ist diese Herangehensweise für eine begrenzte Datenmenge die beste Wahl.

5.3.1. Methode

Die Bestimmung der Knotenpunkte wurde anhand der Laser- und Radarhöhendaten durchgeführt. Dazu mussten zunächst beide Datensätze auf vergleichbare Messpunkte skaliert werden. Dafür wurden anhand des Laserscanner-Höhenmodells eine mittlere Erhebung erstellt, deren Ausmaße der Ausleuchtfläche des SAR-prozessierten Radarsignales entspricht. Da die SAR Prozessierung nur in Flugrichtung vorgenommen wird, ist der Teilabschnitt des Laserscanner-Höhenmodells quer zur Flugrichtung durch die Abstrahlcharakteristik der Antenne bestimmt. Die Breite dieses Bereiches in Flugrichtung hängt dagegen in komplizierter Form von der Flughöhe, der Geschwindigkeit des Flugzeugs und von den Parametern der Prozessierung ab. Als gute Näherung wird da-

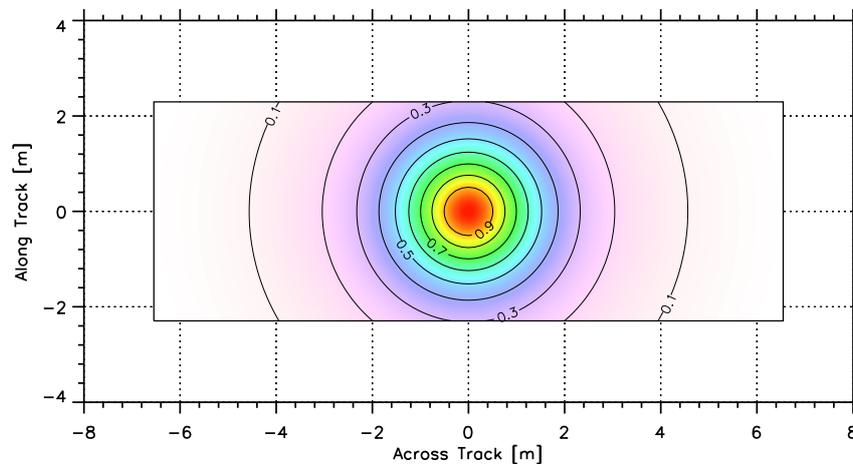


Abbildung 5.16.: Ausleuchtungsfläche der ASIRAS Antennenkeule für eine typische Flughöhe von 300 m. Farblich kodiert ist die Gewichtung mit der Messpunkte des Laserscanner-Höhenmodells in den Vergleich mit den Radardaten eingehen.

her der mittlere Messpunkt Abstand der Radar Höhendaten als Mittelungslänge in Flugrichtung für das Laserscanner-Höhenmodell verwendet. Dieser Parameter wird für jedes Profil einzeln berechnet. Innerhalb dieser definierten Fläche wurden die Lasermesspunkte mit der Abstrahlcharakteristik der Antenne gewichtet und gemittelt (Abbildung 5.16).

Für die Bestimmung der mittleren Laserhöhe werden die tatsächlichen geographischen Koordinaten der Einzelmessungen im Laserscanner-Höhenmodell verwendet. Je nach Flughöhe und Laserscannertyp wurden bis zu 20 Messpunkte des 2D Höhenmodelles für den Vergleich mit dem Radarprofil verwendet. Durch die Gewichtung über den Bereich der Antennenkeule der mittlere Wert des Laserscanner-Höhenmodelles weitestgehend dem am Nadirpunkt des Radaraltimeters am nächsten liegenden Messwert.

Mit beiden Datensätzen wird mit einer, auf der Basis von *IDL* entwickelten Software (Abbildung 5.17) zunächst der Abstand zwischen Laserscanner und Radaraltimeter im WGS84 Bezugssystem bestimmt (Vergleiche Abschnitt 5.2.3). Als zweiter Schritt werden danach manuell zweifelsfrei zu identifizierende eisfreie Bereiche in den Profilen gesucht.

Die identifizierten Knotenpunkte sind in Tabelle 5.5 aufgelistet, und ihre Position ist in Abbildung 5.18 illustriert. In der Ostsee konnte durch die wesentlich größere Häufigkeit von Lücken zwischen den Schollen die Lage des Meeresspiegels etwa alle 3 Kilometer bestimmt werden. Dabei zeigen sich einige Unterschiede in der Größenordnung von 50 Zentimetern zwischen den beiden Profilen, welche auf die Auswirkung von Gezeiten zwischen beiden Flügen zurückzuführen sind. Generell weist die Rekonstruktion des Meeresspiegels in der Ostsee bezüglich des WGS84 Ellipsoides einen starken Ost-West Gradienten auf. Innerhalb der Profile schwankt die Höhe der Knotenpunkte um über 2 Meter.

In dem dichteren Meereis der Grönland- und Lincolnsee sind die mittleren Abstände zwischen den Knotenpunkten etwa 5 Mal größer. Dennoch konnten in allen Profilen genügend Knotenstel-

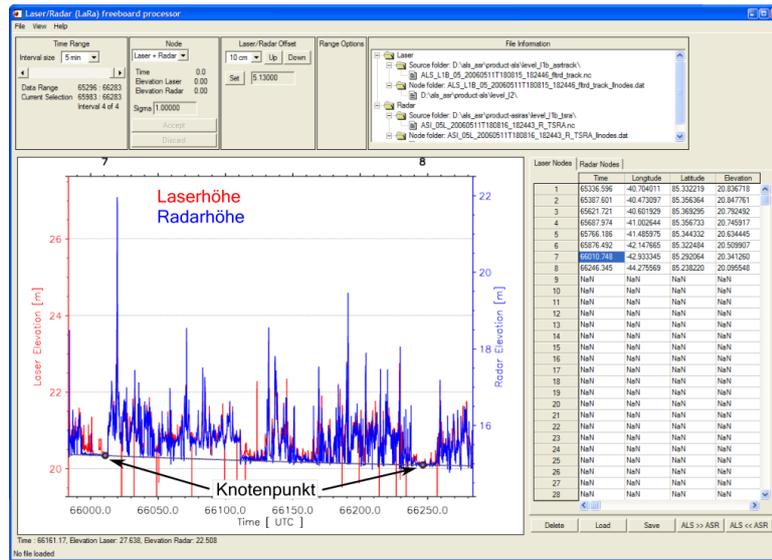
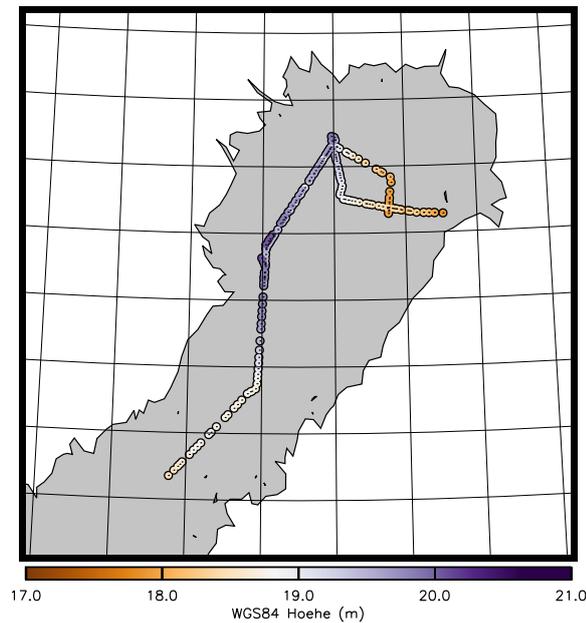
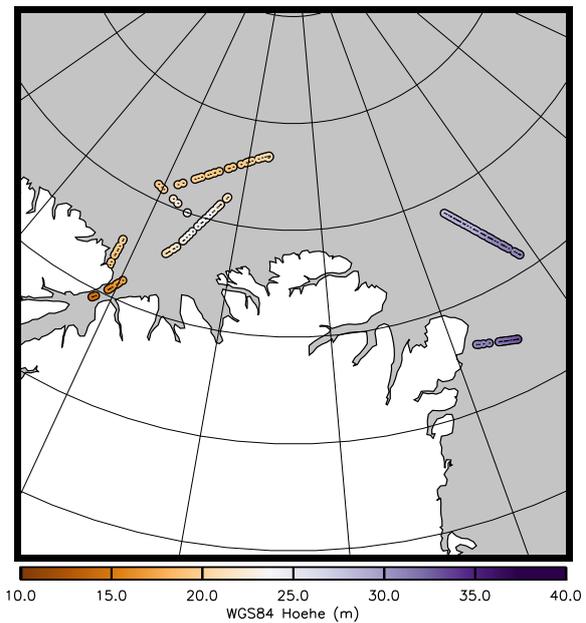


Abbildung 5.17.: Softwareoberfläche zur Bestimmung von Freibord für Laser- und Radardaten. Aufgabe des Programms ist die Bestimmung des Versatzes zwischen den jeweiligen Höhenprofilen bedingt durch interne Verzögerungen in der ASIRAS-Elektronik und die manuelle Festlegung von Knotenpunkten für die lokale Höhe der Meeresoberfläche bezüglich des WGS84 Ellipsoides. rot: Laser, blau: Radar, Schwarz: Knotenpunkte



(a) CryoVEx 2005



(b) CryoVEx 2006

Abbildung 5.18.: Erhebung des Meeresspiegels an manuell bestimmten Knotenpunkten über WGS84 Ellipsoid für Feldkampagnen 2005 und 2006 im Bottnischen Meerbusen, sowie im Meereis um Grönland

len für eine Rekonstruktion des Meeresspiegels im ganzen Profil identifiziert werden. Für diesen Vorgang wurden die Knotenpunkte durch eine Spline-Linie miteinander verknüpft. Teilweise mussten an den Rändern des Profils zusätzliche Knotenpunkte geschätzt werden, um eine Divergenz der Interpolation zu verhindern. Der betroffene Bereich macht jedoch nur einen Bruchteil der Da-

Tabelle 5.5.: Anzahl und mittlerer Abstand von manuell identifizierten eisfreien Bereichen in den altimetrischen Höhenprofilen der CryoVEx 2005 & 2006 Feldkampagnen

| Profil | Anzahl | Abstand (km) | Profil | Anzahl | Abstand (km) |
|--------|--------|--------------|--------|--------|--------------|
| A | 73 | 2.9 | H | 12 | 15.5 |
| B | 116 | 3.2 | I | 8 | 15.6 |
| C | 18 | 14.3 | J | 9 | 15.4 |
| D | 23 | 14.2 | K | 8 | 15.2 |
| E | 23 | 13.2 | L | 9 | 15.7 |
| F | 10 | 15.9 | M | 6 | 16.1 |
| G | 14 | 15.9 | | | |

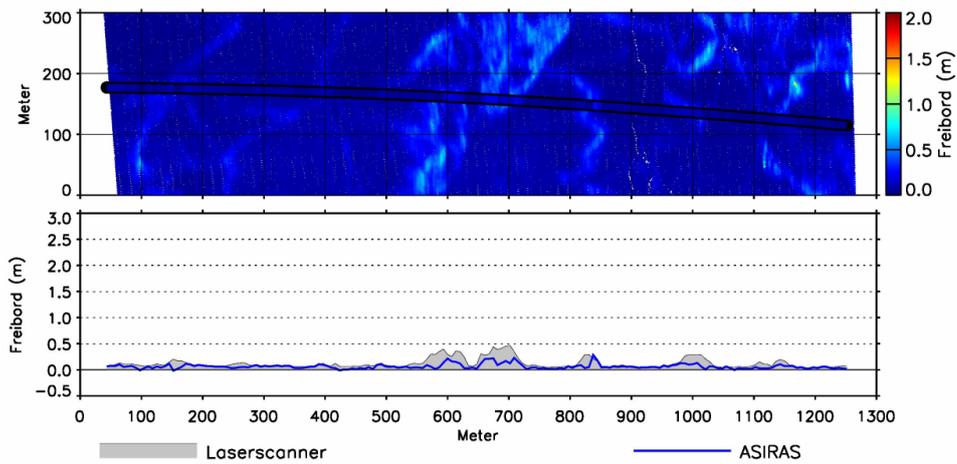
tenmenge aus. Zur Berechnung des Laser- bzw. Radarfreibordes wurde dann diese interpolierte Linie von dem gemittelten Laserprofil, mit zusätzlicher Berücksichtigung des Versatzes der Kabel-längen des ASIRAS Instrumentes, vom Radarprofil abgezogen.

5.3.2. Ergebnis

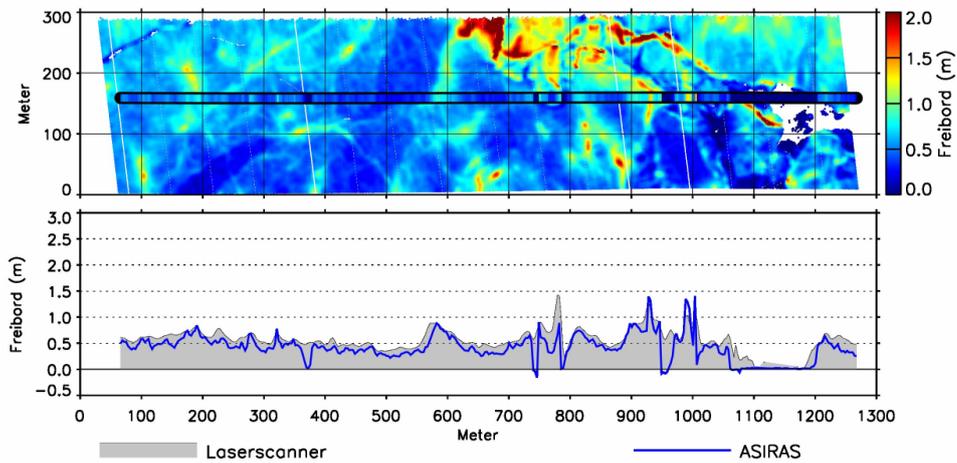
In Abbildung 5.19 sind einige Beispiele von Freibordprofilen in der Ostsee und im arktischen Ozean gezeigt. Für die Darstellung wurde der gleiche Freibordbereich gewählt, um regionale Unterschiede hervorzuheben. Die Freiborddaten der Ostsee zeichnen sich durch kleine Werte aus, in der nördlichen Framstraße sind durch die Anwesenheit vieler kleiner Schollen viele Bereiche mit offenen Wasser anzutreffen. In dem Bereich der Lincolnsee zeigen sich viele sehr große Segel von Presseisrücken mit Freibordwerten von teilweise deutlich über 3 Meter. Die Beispiele zeigen eine gute lokale Übereinstimmung von einzelnen Meereisstrukturen, wenngleich auch vereinzelte Punkte deutliche Unterschiede sowohl im ebenem als auch deformiertem Eis aufweisen.

Die statistischen Verteilungen des Laser- und Radarfreibordes für alle Profile sind in Abbildung 5.20 dargestellt. Zur Berechnung der Histogramme wurde eine Klasseneinteilung in 5 cm Schritte vorgenommen. Bei den Profilen in der Ostsee zeigen sich sehr geringe Erhebungen über dem Meeresspiegel mit Werten jeweils unterhalb 50 cm. Durch die starke Präsenz von Dünneis mit geringen Freibordwerten liegt das Maximum der Verteilung nahe dem Meeresniveau. Negative Freibordwerte können in allen Verteilungen beobachtet werden. Diese werden durch Signalrauschen und ungenaue Referenzierung auf den Meeresspiegel hervorgerufen. Zudem kann die tatsächliche Präsenz von Bereichen mit negativen Freibord nicht ausgeschlossen werden. Als Kontrolle der Datenqualität dienen die eisfreien Bereiche. Es ist zu erwarten, dass bei einem Freibord von 0 Meter eine lokales Maximum, bzw. eine höhere Häufigkeit als für Eis mit negativen Freibord zu beobachten ist. Sollte dies nicht der Fall sein ist mit hoher Wahrscheinlichkeit der Referenzierung auf den Meeresspiegel fehlerhaft.

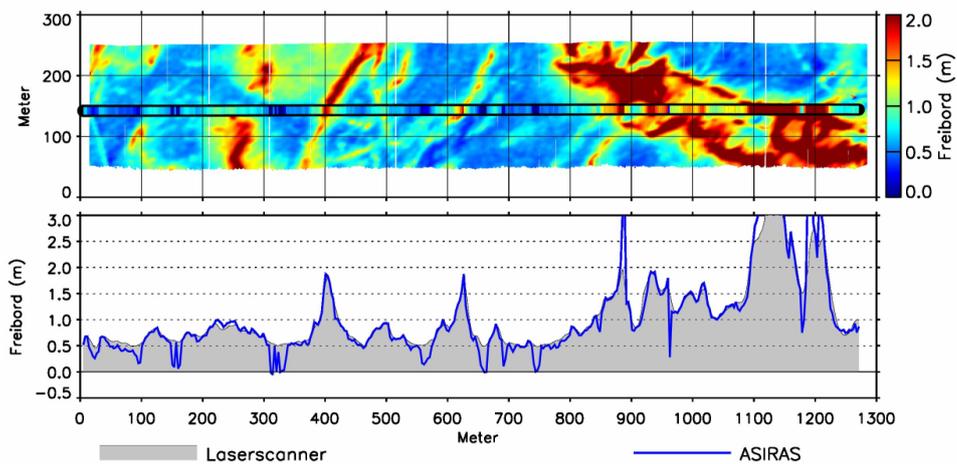
Bei allen Profilen ist diese Bedingung erfüllt. In den Daten der CryoVEx 2006 Kampagne ergibt sich durch das weitaus dickere Eis im Nordpolarmeer eine bimodale Verteilung, bei der die Moden für eisfreie Bereiche und das häufigste Freibord des Eises gut zu unterscheiden sind. Dies ist überr-



(a) Ostsee, Bottnischer Meerbusen



(b) Nördliche Framstraße, Arktischer Ozean



(c) Lincolnsee

Abbildung 5.19.: Beispiele von Laser- und Radarfreibordprofilen in verschiedenen Regionen. Obere Hälfte: Freibord-Höhenmodell aus Laserscannerdaten mit ASIRAS Radardaten im Zentrum. Die unterschiedliche Streifenbreite des Höhenmodells ergibt sich aus der unterschiedlichen Flughöhe. Untere Hälfte: Punkt-zu-Punkt Vergleich zwischen ASIRAS Radarfreibord und gemittelten Laserdaten.

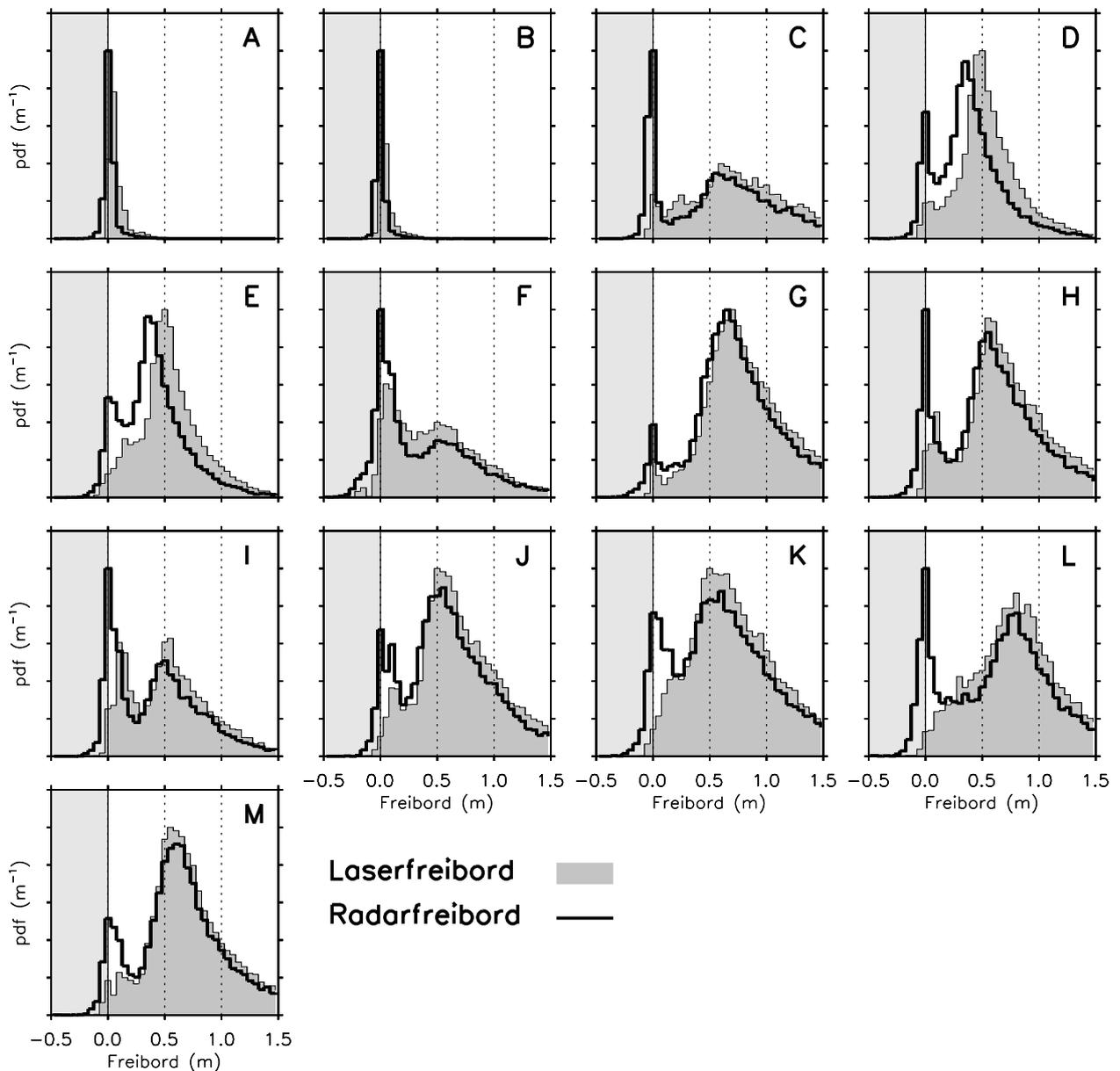


Abbildung 5.20.: Statistische Verteilung von Laser- (grau) und Radarfreibord (durchgezogenen Linie) bestimmt anhand mehrerer Profile der CryoVEx 2005 & 2006 Feldkampagnen. Die Lage der Profile ist in Abbildung 5.2 illustriert. Statistische Parameter sind in Tabelle 5.6 angegeben.

schend, da in diesen Gebieten typischerweise sowohl einjähriges als auch mehrjähriges Eis mit unterschiedlicher Mächtigkeit anzutreffen ist. Daher würde man eine Verteilung mit drei Moden erwarten. Der Anteil von sehr geringem Freibord und eisfreien Bereichen ist in der Verteilung der Radarmessungen durchweg höher. Die Ursache hierfür liegt in den Eigenschaften der beiden Altimeter und wird in Abschnitt 5.5.1 genauer erläutert.

5.4. Eindringtiefe des Radarsignals

Durch den Vergleich der Laser- und Radarfreiborddaten können erste Rückschlüsse über die Eindringung des Radarsignals in die Schneeeauflage gezogen werden. Als erstes werden die Maxima der Verteilung von Laser- und Radarfreibordwerten untersucht. Dieser Wert repräsentiert die Eindringung auf undefor miertem Eis, welches als häufigster Oberflächentyp in den Profilen anzutreffen ist, und daher für das Maximum der Verteilung (Mode) verantwortlich ist.

In den Profilen der Ostsee (A,B) ist die Differenz beider Modalwerte sehr gering, so dass aufgrund der geringen Freibordwerte kein expliziter Unterschied ausgemacht werden kann. Die Werte für das Schneefreibord liegen jedoch tendenziell über denen des Radarfreibordes. In der Grönlandsee (C,D,E) ist eine deutliche Abweichung zwischen den Freibordwerten für beide Messungen zu beobachten. Allerdings ist die Differenz in den modalen Werten für diese drei Profile abhängig von der geographischen Lage. Das weiter südlich gelegene Profil C besitzt eine deutlich geringere Differenz der Modalwerte, als die der zusammenhängenden Profile D und E.

In den Profilen der Lincolnsee (F–M) ist nur in wenigen Profilen ein Unterschied zwischen den Modalwerten von Radar- und Laserfreibord zu beobachten, welcher allerdings sehr gering ausfällt. Durch die Breite der Moden ist die Bestimmung des Maximums außerdem nicht eindeutig. Dennoch zeigt sich anhand der gesamten Verteilung nur ein geringer Unterschied zwischen Radar- und Laserfreibord. Es wird daher gefolgert, dass Radar- und Laserwellen weitestgehend an der gleichen Oberflächenschicht reflektiert werden. Deshalb kann aus dem Vergleich zwischen Höhenmessungen mit Laser- und Radaraltimetern im K_u -Band in der Lincolnsee keine Aussage über die Dicke der Schneeschicht getroffen werden. Da in der nördlichen Framstraße eine Eindringung des Radarsignals in die Schneeschicht zu beobachten ist, muss für Berechnungen der Eisdicke aus Höhenmessungen mit Radaraltimeterdaten die Eigenschaften der Schneeeauflage berücksichtigt werden. Der Begriff Eisfreibord als Synonym für das Freibord des Radarsignals ist aufgrund dieser Ergebnisse im eigentlichen Sinne nicht gerechtfertigt. Zudem kann wegen fehlender Vergleichsdaten nicht genau bestimmt werden, ob bei Eindringung des Signals die Schneeschicht tatsächlich vollständig durchdrungen wird. Daher wird stattdessen stets der Begriff *Radarfreibord* verwendet, welcher die unterschiedliche Eindringtiefe berücksichtigt.

Die modalen Werte des Freibords über Meereis für beide Wellenlängen sind in Tabelle 5.6 zusammengefasst. Die Werte für nicht deformiertes Eis für das jeweilige Freibord liegen typischerweise unter 1 Meter. Über deformiertem Eis kann das Freibord einige Meter betragen. In einigen Profilen (J,K und M) erreicht die Mode für das Radarfreibord einen größeren Wert als das Laserfreibord. Dies hängt mit der Bestimmung der Mode zusammen, welche als ein lokales Maximum in einem Fenster von 7 benachbarten Freibordklassen ausgewählt wurde. Durch die Breite der Verteilung und geringe Variationen von benachbarten Klassen im Bereich der Moden entspricht der maximale Wert der Verteilung nicht immer dem Zentrum der Mode. Es ist für diese Verteilungen jedoch einfach zu erkennen, dass das Zentrum der Mode des Laserfreibords keinen höheren Wert aufweist, als das Zentrum der Radarfreibordmode.

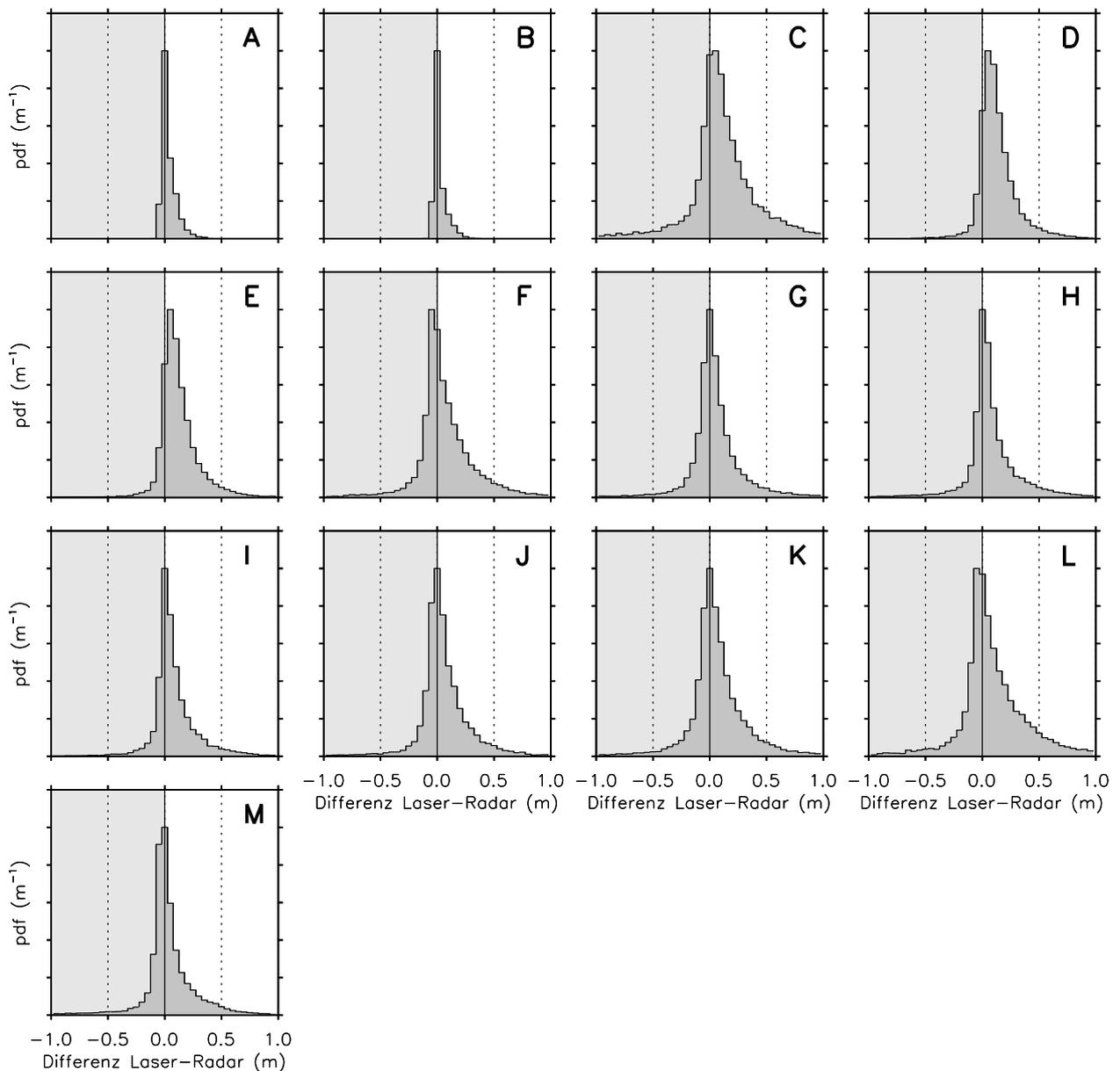


Abbildung 5.21.: Statistische Verteilung der punktwise berechneten Differenz zwischen Laser- und Radarfreibord bei mehreren Profilen der CryoVEx 2005 & 2006 Feldkampagnen. Statistische Parameter sind in Tabelle 5.6 angegeben.

Der Vergleich der beiden Moden beschreibt den Unterschied über ebenem Meereis. Die statistische Verteilung der punktwisen Differenz zwischen Laser- und Radarfreibord enthält Informationen über alle Meereisoberflächen. Die Verteilungen für alle Profile sind in Abbildung 5.21 illustriert und die statistischen Parameter in Tabelle 5.6 aufgelistet. Es zeigen sich leicht asymmetrische Verteilungen, deren Moden im Bereich von 5 cm um den Nullbereich verteilt liegen. Die Mittelwerte der Verteilungen, ebenso wie der Median, sind durchweg positiv, jedoch kommen zu meist im Rahmen einer Standardabweichung negative Differenzen zwischen Laser und Radar vor. Die Häufigkeit dieser negativen Differenzen lässt auf ein unterschiedliches Verhalten der Freibordwerte in Bereichen von deformiertem Meereis schließen. Zum einen ist denkbar, dass die Werte

Tabelle 5.6.: Statistische Parameter der Verteilungen von Radar- und Laserfreibord, bzw. deren Differenz. Angegeben sind die modalen Werte des Freibords für Laser- und Radarprofile, sowie das Verhältnis der Häufigkeiten an der Position der Eis- und Wassermoden durch das Radaraltimeter. Die punktweise Differenz ist charakterisiert durch die Mode der Verteilung, den Mittelwert, Standardabweichung und Median.

| Profil | Freibord (m) | | | Punktweise Differenz (m) | | | | |
|--------|-------------------|-------------------|-----------------------------|--------------------------|------------|-------------------------|--------|--|
| | Mode Eis Laser | Mode Eis Radar | Wasser/Eis Mode Radar | Mode | Mittelwert | Standard- abweichung | Median | |
| A | 0.05 | 0.00 | -.- | 0.00 | 0.06 | ± 0.07 | 0.04 | |
| B | 0.00 | 0.00 | -.- | 0.00 | 0.05 | ± 0.06 | 0.03 | |
| C | 0.60 | 0.55 | 2.87 | 0.05 | 0.13 | ± 0.44 | 0.11 | |
| D | 0.50 | 0.35 | 0.72 | 0.05 | 0.16 | ± 0.18 | 0.13 | |
| E | 0.50 | 0.35 | 0.56 | 0.05 | 0.15 | ± 0.19 | 0.12 | |
| F | 0.50 | 0.50 | 3.30 | -0.05 | 0.09 | ± 0.34 | 0.05 | |
| G | 0.70 | 0.65 | 0.39 | 0.00 | 0.07 | ± 0.33 | 0.05 | |
| H | 0.55 | 0.55 | 1.14 | 0.00 | 0.10 | ± 0.35 | 0.07 | |
| I | 0.55 | 0.50 | 1.94 | 0.00 | 0.11 | ± 0.30 | 0.07 | |
| J | 0.50 | 0.55 | 0.75 | 0.00 | 0.08 | ± 0.30 | 0.05 | |
| K | 0.50 | 0.60 | 0.87 | 0.00 | 0.08 | ± 0.35 | 0.06 | |
| L | 0.80 | 0.80 | 1.31 | -0.05 | 0.11 | ± 0.47 | 0.07 | |
| M | 0.55 | 0.60 | 0.57 | 0.00 | 0.05 | ± 0.45 | 0.03 | |

des Laserscanners, welche auf einer wesentlich kleineren Ausleuchtfläche beruhen, die kleinräumigen Strukturen von Eisblöcken wesentlich besser erfassen können und daher zu höheren Werten in diesen Bereichen tendieren. Vor allen in den Profilen der Lincolnsee (F–M) ist dieser Effekt aufgrund der hohen Deformationsrate zu erwarten. Zum anderen müssen für die verschiedenen Profile auch die jeweiligen Schneverhältnisse berücksichtigt werden, welche die Eindringung der Radarwelle in die Schneeschicht kontrollieren.

In einem Streudiagramm zwischen Laser- und Radarfreibord kann zunächst die Eindringung der Radarwelle in Abhängigkeit des Freibords untersucht werden. In Abbildung 5.22 ist daher die Häufigkeit von Radarfreibord-Laserfreibord Paaren als 2D Histogramm dargestellt. Dies ermöglicht eine Untersuchung der Charakteristika von Laser- und Radaraltimetermessungen in Abhängigkeit von der Oberfläche. Die größte Häufigkeit findet sich im Bereich der Moden der beiden Datenreihen. Wertepaare auf der Einheitslinie beschreiben Messpunkte ohne erkennbare Eindringung in die Schneeschicht. In den Profilen in der Framstraße (C, D und E) liegt die Häufigkeit aufgrund der Unterschiede zwischen Laser und Radar rechts von der Einheitslinie. Der Wert der Eindringung weist allerdings keinen signifikanten Zusammenhang mit dem Freibordwert auf. Außerdem existieren in einigen Profilen (besonders C und L) horizontale Häufigkeitsverteilungen im Bereich von sehr geringen Radarfreibordwerten. Diese Eigenschaft der Häufigkeitsverteilungen wird im folgenden Abschnitt behandelt.

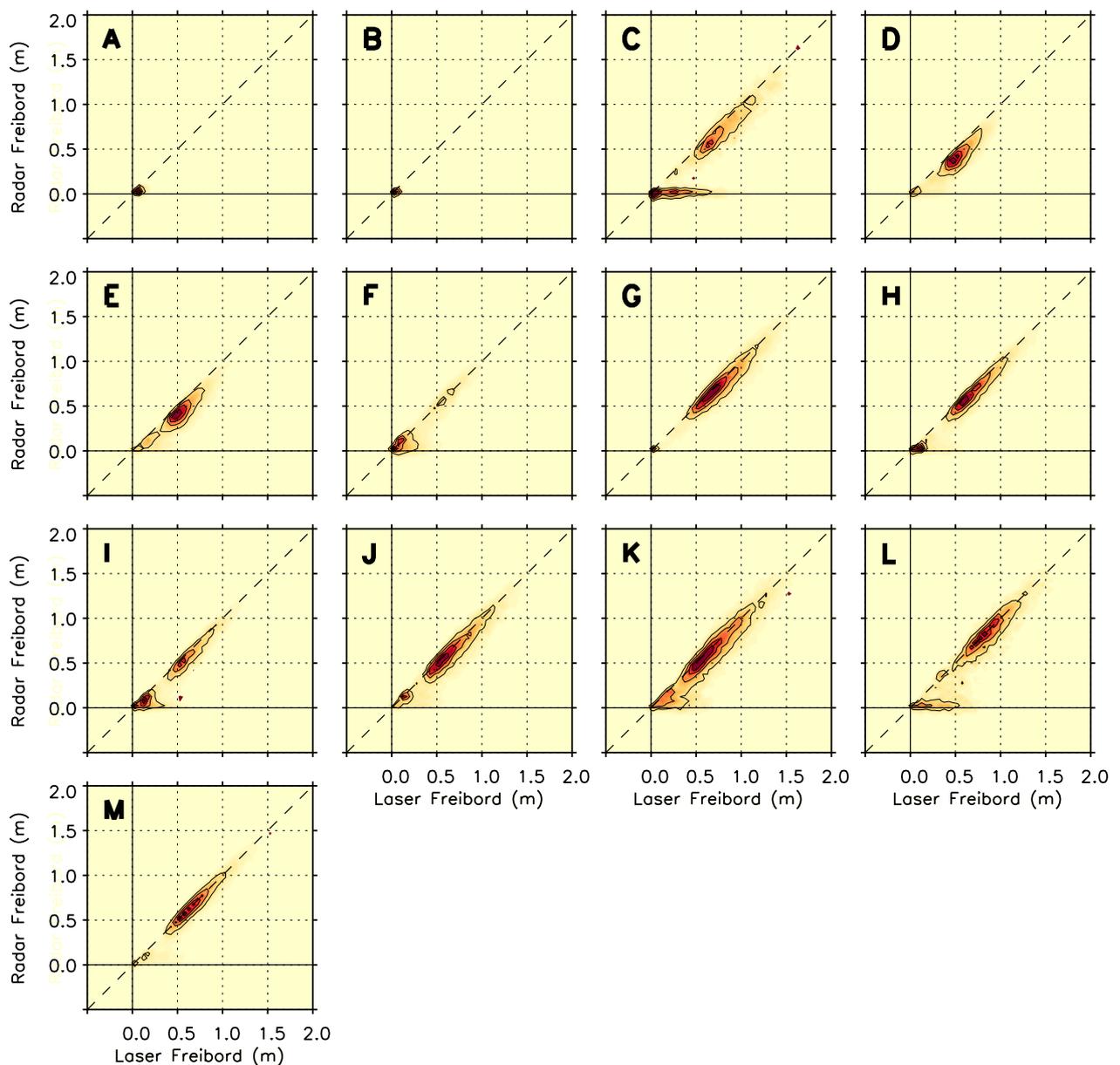


Abbildung 5.22.: Häufigkeitsverteilung von Radarfreibord-Laserfreibord Paaren. Die farbliche Kodierung (dunkel: große Häufigkeit) gibt die Häufigkeit beider in 5cm Klassen unterteilter Parameter an.

5.5. Auswirkungen verschiedener Meereisoberflächen

5.5.1. Kleine Eisschollen

Wie bereits in Abbildungen 5.22 zu erkennen ist, weisen Laser- und Radarfreibord über Bereichen mit höherem Freibord weitestgehend identische Werte auf. Es besteht jedoch eine leichte Tendenz zu einem höheren Wert des Laserfreibords. In einigen Profilen (C,I,K und L) ist jedoch ein anderes Verhalten bei geringerem Freibord (< 0.5 m) zu beobachten. In diesem Bereich kann das Laserfreibord beliebige Werte annehmen, während das Radarfreibord lediglich geringe Werte, wie etwa über Dünneis oder offenem Wasser, annimmt. Betrachtet man die Freibordverteilungen in Abbil-

dung 5.20, so ist ein besonderes Merkmal dieser Profile, dass ein hoher Anteil an dünnem Eis oder offenem Wasser zu finden ist. Als quantitatives Maß dient das Verhältnis zwischen der Häufigkeit der Mode für das Radarfreibord von offenem Wasser und von der Oberfläche der Eisschollen. In Tabelle 5.6 aufgetragen, zeigt sich für die Profile C, H, I und L eine stärkere Wasser- als Eismode (Verhältnis größer 1).

Dies lässt sich anhand eines Beispiels, gezeigt in Abbildung 5.23, einfach erläutern. Ausgewählt wurde ein kurzer Abschnitt mit einer Länge von etwas über einem Kilometer aus dem Profil C. Dieses Profil zeichnet sich durch einen besonders hohen Anteil von offenem Wasser aus. Der Abschnitt zeigt einige zerbrochene Schollen, der Zwischenbereich besteht aus offenem Wasser mit vielen kleineren Eisbrocken. In diesen Zwischenbereichen zeigt sich ein fundamental unterschiedliches Verhalten der beiden Altimeter. Während der Laserscanner über offenem Wasser meist keine Messwerte liefern kann, wird das Radarsignal ausschließlich vom Wasser dominiert. Dies zeigt sich in dem direkten Vergleich des Laser- und Radarfreibordes. In dem gewählten Ausschnitt ist in dem auf die Radarausleuchtfläche interpoliertem Lasersignal hauptsächlich die Erhebung der kleinen Schollen zu beobachten. Das Radarsignal reagiert auf diese sehr insensitiv, obwohl die tatsächliche eisfreie Fläche deutlich kleiner als die Ausleuchtfläche des Radaraltimeters ist.

Diese Eigenschaft liegt in der Reflektivität der beiden Wellenlängen über offenem Wasser begründet. Über der glatten Wasserfläche wird für den zumeist schräg einfallenden eng gebündelten Laserstrahl nur wenig Energie in den Einfallswinkel zurück reflektiert. Durch die deutlich größere Antennenkeule des Radars liefert die glatte Wasserfläche hingegen den Großteil der gesamt zurückstrahlten Energie. Die Rückstreuung wird auch durch das offene Wasser dominiert, auch wenn dieses nur einen kleinen Flächenanteil in der Ausleuchtfläche besitzt (*Drinkwater*, 1991). Dies ist dadurch begründet, dass Wasserflächen in der Eiszone einen noch besseren Reflektor für Radarwellen als z.B. der freie Ozean darstellen, da das Fehlen von Wellen die Bildung einer sehr glatten Oberfläche und damit der spiegelnden Reflexion begünstigt.

5.5.2. Ebenes Eis

Reflexionen von Radarwellen über ebenem Eis können aufgrund geringer Topographie innerhalb der Ausleuchtfläche durch ein idealisiertes Schichtmodell beschrieben werden. Die Form des Radarsignals wird in diesem Fall durch die internen Eigenschaften der Schneesicht und des Meereseis bestimmt. Die spezifische Wellenform (Siehe Abschnitt 2.3.4) setzt sich aus den Reflexionen an Grenzschichten innerhalb der Schneeaufgabe und des Meereises sowie der Volumenstreuung in den Schichten zusammen. Daher kann eine Untersuchung der Wellenform Erkenntnisse über die Beschaffenheit der Oberfläche liefern.

In den vorherigen Abschnitten wurden regionale Unterschiede zwischen dem Verhalten der Laser- und Radaraltimeter in der Schneesicht gezeigt. Diese können anhand ihrer Wellenformen am besten über ebenem Eis untersucht werden. In Abbildung 5.24 sind zwei Beispiele dargestellt, welche in der nördlichen Framstraße und in der Lincolnsee einen Bereich von ebenem Eis über einige 100 Meter zeigen. In der Framstraße ist ein deutlicher Unterschied zwischen Laser- und Radarfreibord zu erkennen, welche einer Eindringung von etwa 20 cm entspricht. In der Lincolnsee

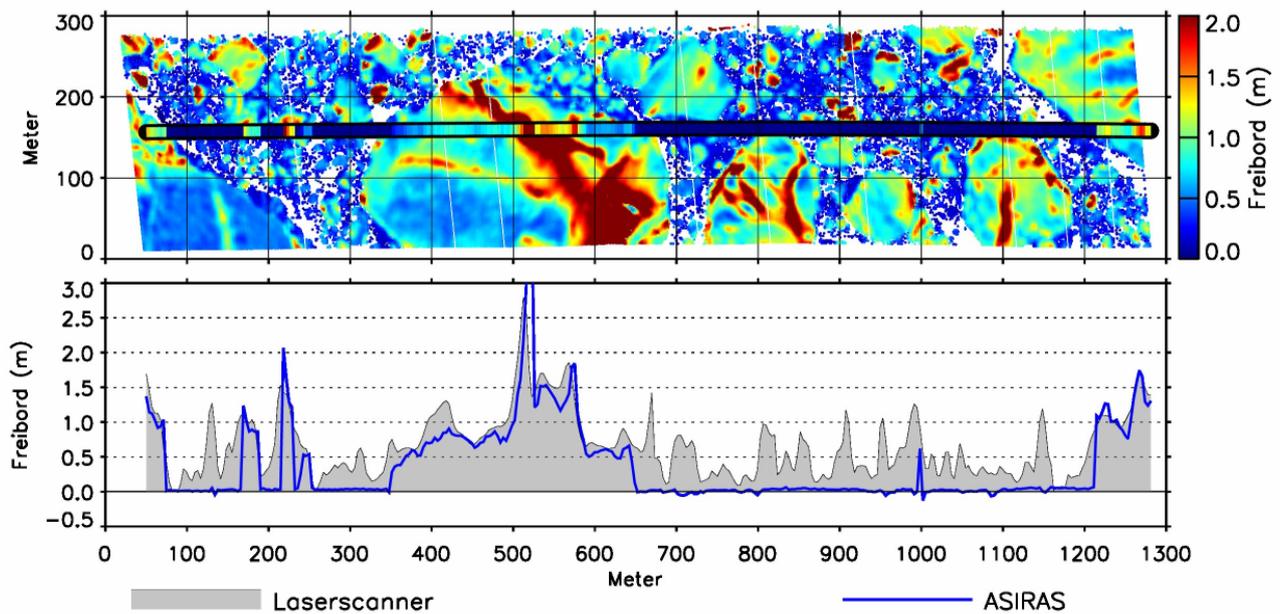
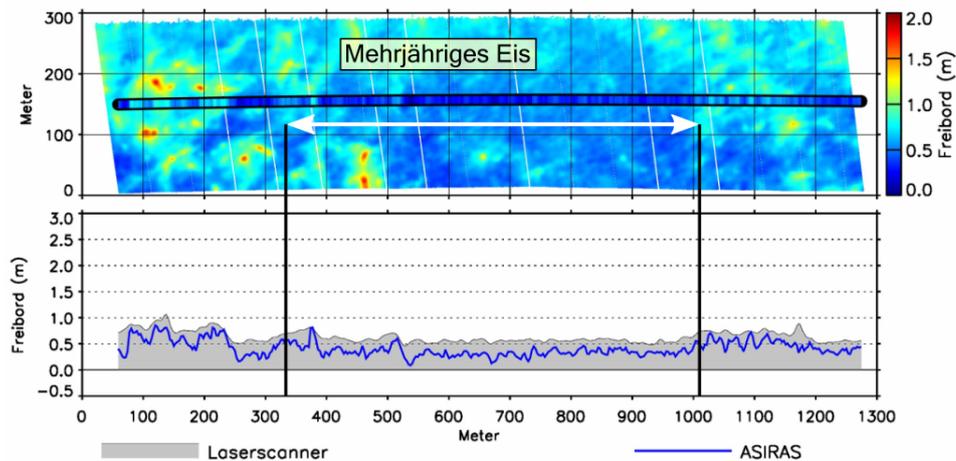


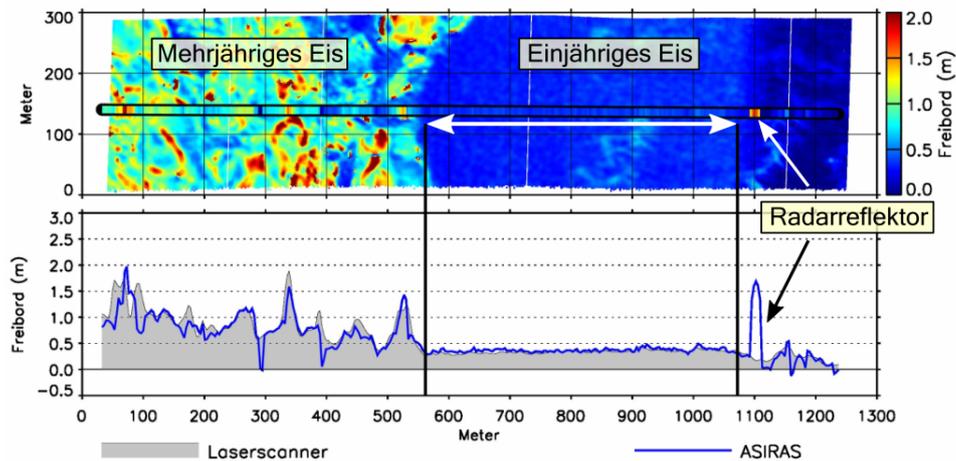
Abbildung 5.23.: Beispiel von Laser- und Radarfreiborddaten in einem Bereich mit kleinen Schollen und kleinräumigen Stellen mit offenem Wasser. Das offene Wasser ist durch Ausfälle im Laserscanner-Höhenmodell erkennbar. (oben) Laserscanner-Höhenmodell mit Radarmesspunkten, (unten) Freibordwerte für Laser (grau unterlegt) und Radar (blaue Linie). Teilabschnitt von Profil C.

zeigt das Freibord aus Laser- und Radaraltimeter keine Unterschiede. Das Framstraßen-Profil zeigt trotz des Fehlens von offensichtlichen Deformationsstrukturen eine höhere Rauigkeit der Oberfläche, die im Radarfreibord deutlicher zu beobachten ist als im Laserfreibord. Die entsprechende Eisscholle besteht daher sehr wahrscheinlich aus mehrjährigem Eis. Das Profil in der Lincolnsee befand sich in einem Bereich ebenen einjährigen Eises, auf dem Bodenmessungen vorliegen. Die mittlere Schneedicke betrug 30 cm und die mittlere Eisdicke 1.34 Meter (*Haas et al., 2006a*). In den Radardaten ist bei etwa 1100 Meter eine deutliche Signatur zu erkennen. Diese wurde von einem Radarreflektor am Boden hervorgerufen, welche für die Kalibrierung des ASIRAS Instrumentes verwendet wurde.

Die entsprechenden Wellenformen für beide Abschnitte sind in Abbildung 5.25 dargestellt. Die Lage der individuellen Wellenformen wurde um die bestimmte Position der Oberfläche des TSRA Retracker an der ansteigenden Flanke zentriert. Der Signalanteil mit einem positiven Wert auf der Abszisse weist eine größere Verzögerung auf und entstammt daher entweder einem Bereich unterhalb der bestimmten Oberfläche oder abseits der Nadir-Richtung. Da die Rückstreuung des Radarsignals in Meereisoberflächen stark mit dem Winkel zur Nadir-Richtung abnimmt, nimmt die Intensität der Wellenform nach der Reflexion im Nadir-Bereich schnell ab (*Drinkwater, 1991*). Für eine anschauliche Darstellung wurde die Verzögerung des Signals in einem Abstand relativ zur bestimmten Lage der Oberfläche umgerechnet. Mit dieser Methode können z.B. mehrere Reflexionen den entsprechenden Schichten zugeordnet werden. Bei den vorliegenden Beispielen ist es jedoch unwahrscheinlich, dass einzelne Schichten identifiziert werden können. Das zeitliche Auflösungsvermögen der Wellenform entspricht einem Abstand von 10.9 cm. Eine Schneedicke von etwa 30 cm wäre daher nicht ausreichend um zwei identifizierbare Maxima in der Wellenform



(a) Ausschnitt Nördliche Framstraße (Profil E)



(b) Ausschnitt Lincolnsee (Profil L)

Abbildung 5.24.: Beispielprofile von Bereichen mit ebenen Eis in Laserscanner-Höhenmodellen in der nördlichen Framstraße (oben) und Lincolnsee (unten). Die markierten Bereiche wurden für die Untersuchung von Wellenformen verwendet. In der Framstraße zeigt das Radarfreibord über dem Abschnitt des ebenen Eises eine deutliche Eindringung in die Schneeschicht, während in der Lincolnsee Radar- und Laserfreibord gleiche Werte zeigen.

zu generieren.

Die Wellenformen in dem Beispiel der Framstraße weisen eine komplexere Form auf als die in der Lincolnsee. Erstere zeigen einen deutlichen Energieanteil zu späteren Zeiten, bzw. bei größeren Tiefen, was auf Volumenstreuung oder eine größere Oberflächenrauigkeit schließen lässt. Benachbarte Wellenformen unterscheiden sich auch im Gegensatz zur Lincolnsee auffällig deutlich voneinander. Diese hohe Variation macht es schwierig eine mittlere Wellenform für die beiden Gebiete anzugeben, anhand derer die Unterschiede in der Eindringung des Radarsignals untersucht werden kann. Eine visuelle Überprüfung der ansteigenden Flanke der Wellenformen zeigt geringfügige Unterschiede zwischen beiden Profilen. Die Anwesenheit einer streuenden Schicht vor dem Hauptreflektor würde zu einem weniger steilen Anstieg des Hauptsignals führen, als dies bei einem einzelnen Reflektor der Fall wäre. Die Wellenformen in der Framstrasse zeigen einen

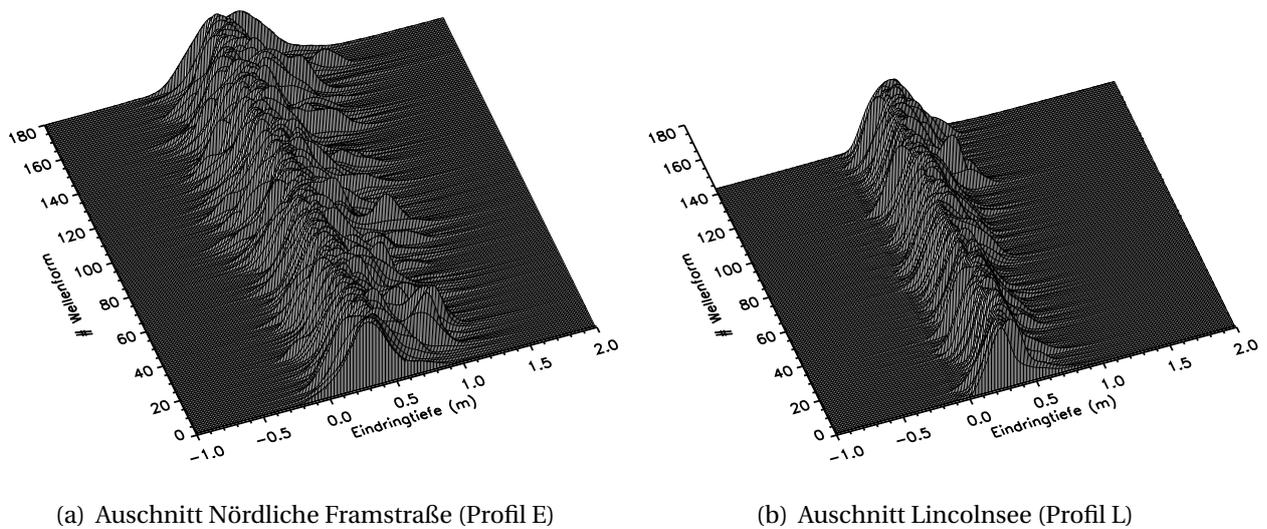


Abbildung 5.25.: Wellenformen (Intensität des SAR prozessierten Radarsignals als Funktion der Zeit) über ebenem Eis in der nördlichen Framstraße und in der Lincolnsee. Die entsprechenden Abschnitte in den Messprofilen sind in Abbildung 5.24 dargestellt. Die Wellenformen sind bezüglich der bestimmten Oberfläche zentriert. Der Wert der Eindringtiefe ergibt sich durch eine Laufzeit der gemessenen Verzögerung. Negative Werte der Eindringtiefe liegen scheinbar über der Oberfläche.

weniger steilen Anstieg als in der Lincolnsee und untermauern diese Annahme. In dem gewählten Beispiel in der Lincolnsee ist der steilere Anstieg der Wellenform stattdessen konsistent mit der Annahme, dass die Schneeoberfläche den Hauptreflektor darstellt. Die geringere Energie nach dem Maximum der Wellenform im Gegensatz zur Framstrasse lässt darauf schließen, dass Oberflächenrauigkeit nur eine geringe Rolle spielt und die Schneeschicht keinen nennenswerten Beitrag zur Radarrückstreuung liefert.

Die Untersuchung der Wellenformen von zwei Beispielen ebenen Meereises in der Framstrasse und der Lincolnsee bestätigen daher die grundlegenden Annahme, dass eine Eindringung des Radarsignales in die Schneeschicht einen weniger steilen Anstieg der Wellenformen vor dem Maximum verursacht. Aufgrund der hohen Variabilität der einzelnen Wellenformen ist es aber unwahrscheinlich, dass diese Informationen operational genutzt werden kann, um etwa die Dicke der Schneeschicht zu bestimmen.

5.6. Modellierung der Radarrückstreuung mit einem Strahlungstransfermodell

Die Ursachen der regionalen Unterschiede des Eindringverhaltens der Radarwellen sind in den Eigenschaften der Schneeoberfläche zu suchen. Das Alter des Meereises spielt primär keine Rolle, da wie im vorherigen Abschnitt gesehen, über mehrjährigem Eis in der nördlichen Framstraße eine deutliche Eindringung in der Größenordnung der zu erwartenden Schneedicke beobachtet wurde, während das Radarsignal in der Lincolnsee über einjährigem Meereis keine Eindringung aufwies. In letzterem Gebiet wurden Untersuchungen der Schneeeigenschaften vorgenommen. Diese Ergebnisse werden hier verwendet um die Auswirkungen auf das Radarsignal zu analysieren.

Für dieses Ziel wurde ein Strahlungstransfermodell verwendet, mit welchem die Radarrückstreuung im K_u -Band über Meereis simuliert werden kann (Tonboe *et al.*, 2005, 2006). Das Modell besteht aus verschiedenen Schichten, welche durch ihre Rauigkeit, Dichte, Temperatur und Salzgehalt in das Modell eingehen. Die physikalischen Parameter gehen in die Dielektrizitätskonstante der einzelnen Schichten ein. Die Rauigkeit der Oberfläche wird durch zwei Parameter beschrieben. Die exponentielle Korrelationslänge beschreibt die Größe und Verteilung von streuenden Körper, während die Flat-Patch Fläche den Anteil der Oberfläche angibt, welche Energie in Richtung des Ausgangssignals zurückstret (Tonboe *et al.*, 2006). Berücksichtigt werden Streuung an den Grenzflächen und Volumenstreuung sowie die Pulslänge des Radarsignals. Für jede Schicht i wird ein Rückstreuoeffizient σ_i berechnet, welcher sich aus der Oberflächen- σ_i^s und Volumenstreuung σ_i^v zusammensetzt. Die zurückgetreute Energie E_t ergibt sich für jeden Zeitschritt des Modells (1×10^{-11} s) aus der Summe aller Koeffizienten σ_i über die Ausleuchtfläche A_i (Tonboe *et al.*, 2006):

$$E_t = \sum_{i=1}^n \sigma_i \cdot A_i \quad (5.3)$$

$$\sigma_i = (\sigma_i^s + T_i^2 \sigma_i^v) \prod_{i=1}^n \frac{1}{L_{i-1}^2} T_{i-1}^2 \quad (5.4)$$

Die Faktoren L und T beschreiben den Verlust- bzw. Transmissionskoeffizienten für die n Schichten. Im Feld wurden die Parameter Dichte, Temperatur, Salzgehalt und Dicke der jeweiligen Schneeschichten gemessen (Haas *et al.*, 2006a). Zudem wurde ein Maß der Rauigkeit der Schneeschicht angegeben. Diese und die entsprechenden Modellparameter sind in Tabelle 5.7 angegeben. Die Dicke der Schneeschicht betrug etwa 29 cm. Beobachtet wurde eine Schneekruste (1) an der Oberfläche bedingt durch solare Einstrahlung und Windpackung, gefolgt von einer Schicht aus lockerem Neuschnee (2). Darunter befand sich eine harte vereiste Schicht (3) von windgepacktem Schnee. Als letzte Schicht folgte ein schmaler Bereich von Tiefenreif (4) über dem Meereis (5).

Die Rauigkeit der einzelnen Schichten kann für das Ergebnis eine signifikante Rolle spielen. Daher wurden drei Szenarien für die Flat-Patch Fläche F verwendet, da die Rauigkeit in den Feldmessungen nur als grob abgeschätzter Parameter auftaucht (Siehe Tabelle 5.8). Die Erstellung des Modells und Durchführung der Simulationen wurden von Rasmus Tomboe⁵ durchgeführt und für diese Ar-

⁵Dänisches Meteorologisches Institut

Tabelle 5.7.: Parameter eines Strahlungstransfermodells zur Berechnung der Rückstreuung eines K_u -Band Radars an verschiedenen Schichten innerhalb der Schneeoberfläche und des Meereises. Angegeben sind die Temperatur (T) und die exponentielle Korrelationslänge p_{ec} als Maß der Rauigkeit, die Dichte ρ , die Schichtmächtigkeit d und dem Salzgehalt S .

| Schicht | Typ | T (K) | ρ (kg/m ³) | d (m) | p_{ec} (mm) | S (ppt) |
|---------|---------|---------|-----------------------------|---------|---------------|-----------|
| 1 | Schnee | 267.00 | 800.00 | 0.002 | 0.01 | 0.00 |
| 2 | Schnee | 269.00 | 182.00 | 0.120 | 0.07 | 0.00 |
| 3 | Schnee | 268.00 | 404.00 | 0.110 | 0.20 | 0.20 |
| 4 | Schnee | 267.00 | 267.00 | 0.060 | 0.25 | 4.00 |
| 5 | Meereis | 267.00 | 900.00 | 1.200 | 0.25 | 7.00 |

Tabelle 5.8.: Verschiedene Szenarien für die Rauigkeit (beschrieben durch Flat-Patch Fläche F) von Schnee- und Eisschichten für ein Strahlungstransfermodell. Die Modellschichten sind in 5.7 beschrieben.

| Schicht | Flat-Patch Fläche F (%) | | |
|---------|---------------------------|----------|----------|
| | Modell 1 | Modell 2 | Modell 3 |
| 1 | 0.5 | 1.0 | 0.5 |
| 2 | 0.5 | 0.5 | 0.5 |
| 3 | 0.5 | 0.5 | 0.5 |
| 4 | 0.5 | 0.5 | 0.5 |
| 5 | 0.5 | 0.5 | 1.0 |

beit freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

Die Ergebnisse der drei Szenarien sind in Abbildung 5.26 illustriert. Dargestellt sind die einzelnen Rückstreuoeffizienten der einzelnen Schichten in Dezibel. Die Ergebnisse der einzelnen Szenarien überlagern sich, da zum größten Teil die gleichen Werte für die Rauigkeit verwendet wurden. In allen Modellen zeigt sich, dass sich die in dem Einfallswinkel zurückgestreute Gesamtenergie weitestgehend aus der obersten Schicht und der Grenzfläche zum Meereis zusammensetzt. Die internen Schichten liefern nur einen geringen Beitrag. Für alle Szenarien übersteigt die Streuung an der obersten Schneekruste den Anteil der Streuung an der Meereisoberfläche, so dass die Kruste an der Oberfläche für die Radaraltimetermessungen im K_u -Band den dominierenden Reflektor darstellt.

Der Vergleich mit den Laserscanner-Höhenmodellen zeigt in guter Übereinstimmung mit diesen Modellergebnissen, dass die oberste Kruste der Schneeoberfläche die Rückstreuung des Radarsignals dominiert. Allerdings trägt auch die zweite Schicht im gleichen Maße wie die Meereisoberfläche zur Rückstreuung bei.

Andere Arbeiten, z.B. von *Giles et al.* (2007) und *Leuschen et al.* (2008), zeigen eine Eindringung eines K_u -Band Radars in die Schneeschicht um die zu erwartende klimatologische Schneedicke.

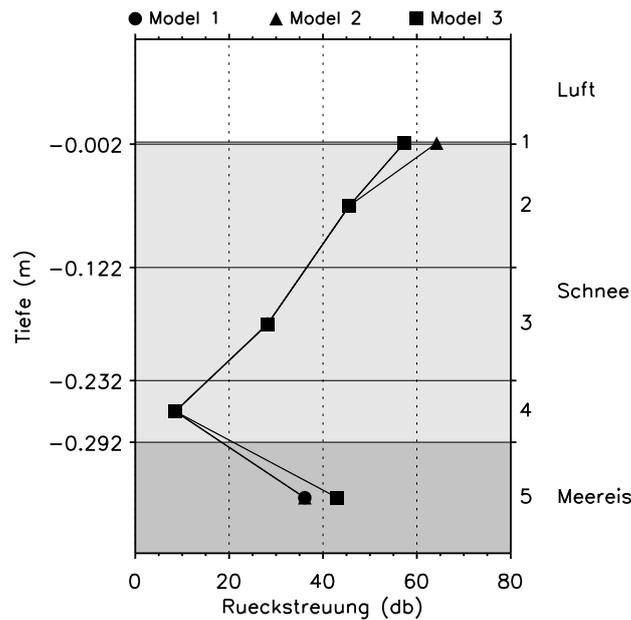


Abbildung 5.26.: Berechnete Rückstreukoeffizienten eines 1D Strahlungstransfermodells (Tonboe *et al.*, 2006). Das Schichten im Modell beschreiben die Ergebnisse von Untersuchungen der Schneeschicht (Haas *et al.*, 2006a) welche in Tabelle 5.7 dargestellt sind.

In den Profilen D und E, welche das deutlichste Eindringverhalten von ASIRAS zeigen, beträgt der Unterschied der Moden von Laser- und Radaraltimeter nur 15 cm. Nach Warren *et al.* (1999) wäre jedoch eine mittlere Schneedicke von etwa 30 cm zu erwarten. In vereinzelt Abschnitten im Profil wurde zwar auch eine größere Eindringung beobachtet (Vergleich z.B. Abbildung 5.24), dennoch muss davon ausgegangen werden, dass der Vergleich zwischen Laser und Radar im K_u -Band über Meereis nicht überall die Mächtigkeit der Schneeaufgabe auflösen kann. Neben den Eigenschaften der Schneeschicht kommen noch topographische Effekte hinzu. Daher wird empfohlen einen entsprechenden Vergleich nur über ausgesuchten Stellen ebenen Meereises durchzuführen. Wichtiger für die Bestimmung von Eisdicke aus dem Radarfreibord ist eine Vorkenntnis über die regionalen Metamorphose der Schneeschicht. Wie Satelliten-Fernerkundungsdaten für diese Information verwendet werden können, wird im folgenden Abschnitt untersucht.

5.7. Fernerkundungsdaten der Meereisoberfläche zur Untersuchung von regionalen Unterschieden

Satelliten mit einer hohen Orbitinklination können für die Untersuchung polarer Regionen mit hoher zeitlicher Auflösung eingesetzt werden. Für das Meereis stehen mittlerweile Informationen über die Konzentration und die Radarrückstreuung auf täglicher Basis zur Verfügung. Diese Fernerkundungsdaten sollen mit den beobachteten Unterschieden in dem Radar- und Laserfreibord verglichen werden, um von den lokalen Messungen auf die größere regionale Verteilung schließen zu können.

Durch die geringe Höhe des Freibordes in der Ostsee ist es schwierig, quantitative Unterschiede

in den verschiedenen Meereisregionen auszumachen. Zudem decken die beiden verfügbaren Profile in der Ostsee weitestgehend den identischen geographischen Bereich ab. In der CryoVEx 2006 Kampagne lassen sich Unterschiede in den Ergebnissen des Laser- und Radaraltimeters ausmachen. Wie in den vorherigen Abschnitten bereits beschrieben wurde, zeigt sich in der Lincolnsee ein deutlich geringerer Unterschied zwischen beiden Freibordwerten als in den Meereisgebieten nordöstlich von Grönland. In diesen zum Teil großräumigen Bereichen stehen jedoch keine Messungen am Boden, wie etwa in der Lincolnsee, zur Verfügung. Daher wurden zur Untersuchung der Eigenschaften der Meereisoberfläche satellitengestützte Fernerkundungsdaten und modellbasierte atmosphärische Randbedingungen verwendet, welche in Relation zu den gleichen Daten in der Lincolnsee gesetzt werden können.

Für die Wechselwirkung des Radarsignales mit der Oberfläche ist besonders die Dichte und Feuchte der Schneeschicht relevant. In Abbildung 5.27 ist eine Karte der mittleren und maximalen Oberflächentemperatur basierend auf NCEP Reanalyse-Daten (*Kalnay et al.*, 1996) für die erste Maihälfte 2006 dargestellt. Im Zeitbereich zwischen dem 1. und 15. Mai stehen pro Tag 4 Temperaturwerte zur Verfügung. Die mittlere Temperatur liegt im gesamten Messgebiet unterhalb des Schmelzpunktes. Die Maximalwerte erreichen in der nördlichen Framstraße teilweise die 0°C Grenze, so dass in den östlichen Profilen die Möglichkeit einer geringen Schneeschmelze bestand. Aufgrund der groben Auflösung der NCEP Daten kann nicht mit Sicherheit gesagt werden ob ein Schmelzereignis tatsächlich stattgefunden hat. Da in diesen Profilen die größte Eindringung des Radarsignales in die Schneeschicht beobachtet wurde, wird ein größerer Einfluss von Schmelzwasser auf das Radarsignal ausgeschlossen. Lediglich ein mögliches Antauen der obersten Schneeschicht muss bei der Analyse der Altimeterdaten in den Profilen C bis E berücksichtigt werden. Aufgrund der beobachteten Ergebnisse könnte das Antauen nur eine Verringerung der scheinbaren Eindringung des Radarsignals zur Folge gehabt haben.

Die direkte Beobachtung der Eigenschaften der Meereisoberfläche ist mit der Erfassung der Radarrückstreuung durch Satelliten möglich. Für die Arktis liefert das *SeaWinds* Scatterometer auf dem Satelliten *QuikScat* Rückstreukoeffizienten in einem Einfallswinkel von 40° im K_u -Band mit einer Datenabdeckung bis 85° Nord auf täglicher Basis. Die Daten werden vom Cersat⁶ des Ifremer⁷ zur Verfügung gestellt. Eine Karte, gebildet aus den Mittelwerten der Radarrückstreuung zwischen dem 1. und 15. Mai, ist in Abbildung 5.28 dargestellt. Als zusätzliche Information dient eine Karte der Meereiskonzentration, welche mit passiven Mikrowellenradiometern bestimmt wurde (*Comiso et al.*, 1997; *Spreen et al.*, 2008). Alle Profile liegen in Bereichen mit hoher Konzentration, in großer Entfernung zu der Meereiskante. Das Profil C liegt sehr nah an der Küste von Grönland, so dass die Meereis-Fernerkundungsdaten aufgrund der geringen räumlichen Auflösung der Instrumente bereits vom Land beeinflusst sind. Dies zeigt sich insbesondere bei den Quikscat Rückstreukoeffizienten, für die in Küstennähe keine Informationen vorliegen.

Die Quikscat Messungen ermöglichen eine Erfassung der Rauigkeit der Meereisoberfläche. Diese Information kann unter anderem für die Unterscheidung zwischen ein- und mehrjährigem Meer-

⁶Center for Satellite Exploitation and Research

⁷French Institute of Research for the Exploitation of the Sea

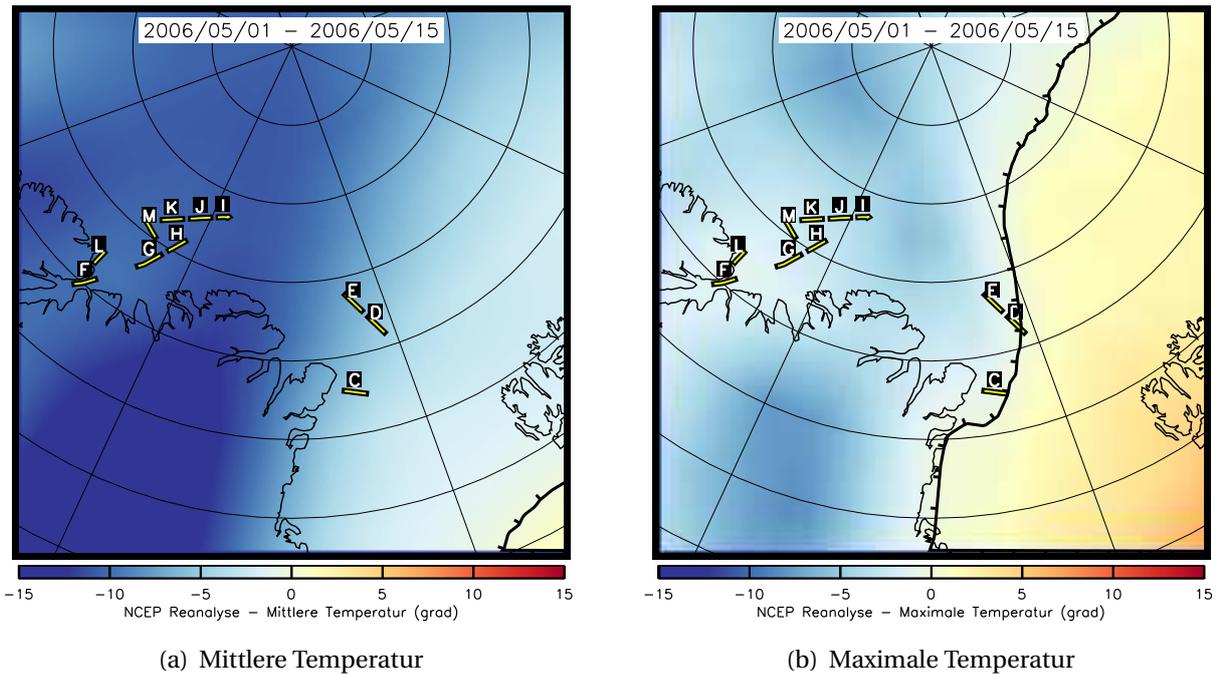


Abbildung 5.27.: Mittlere und maximale Temperatur in der ersten Hälfte des Mai 2006 in dem Bereich der CryoVEx 2006 Messkampagne. Zusätzlich angegeben ist die ungefähre Lage der 0°-Isotherme. Quelle: NCEP Reanalyse (Kalnay et al., 1996).

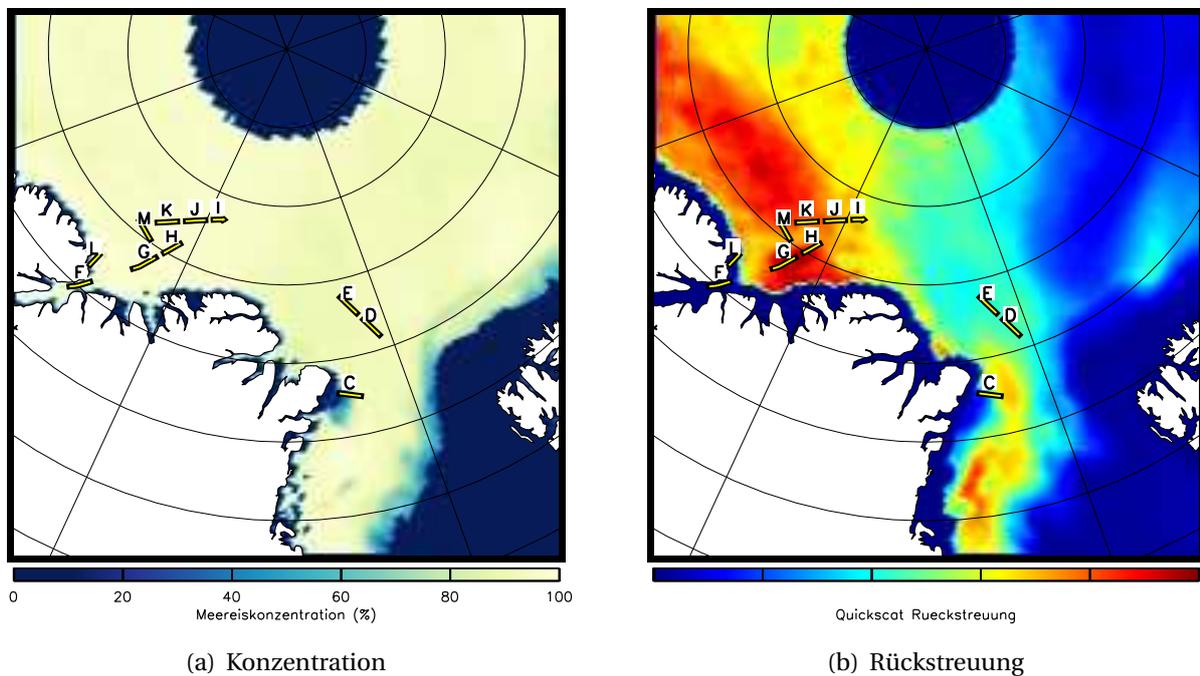


Abbildung 5.28.: Fernerkundungsdaten der Meereisoberfläche um Grönland im Mai 2006. (links) Meereiskonzentration (SSM/I Radiometer) und (rechts) Radarrückstreuung (SeaWinds, Quikscat). Quelle der Daten ist das Cersat (Ifremer)

eis genutzt werden (Nghiem et al., 2006). In diesem Fall kann eine qualitative Unterscheidung von Meereisregionen durchgeführt werden. In Abbildung 5.28 zeigen sich die höchsten Rückstreuer-

te in dem Bereich der Lincolnsee vor dem kanadischen Archipel. In diesen Bereich fallen alle Profile F bis M, welche sich durch eine geringe Eindringung der Radarwelle in den Schnee auszeichnen.

Ein weiterer Meereisbereich mit erhöhten Rückstreukoeffizienten findet sich in der Framstraße. Diese Region zeichnet sich als einer der Hauptexportwege von arktischem Meereis in südlichere Regionen aus. Das Meereis in der Framstraße entstammt der Transpolardrift und besteht typischerweise aus mehrjährigem Eis, welches ursprünglich im sibirischen Teil des arktischen Ozeans gebildet wurde. Ein Bereich von erhöhter Rückstreuung wird am südlichen Ende von Profil C erfasst. Da dieses Profil nahe an der Küste liegt, sind die Quikscat Messungen nicht eindeutig. Die nördlicher gelegenen Profile D und E befinden sich in einem Gebiet mit geringerer Rückstreuung. Dies ist besonders interessant, da beide Profile den größten Unterschied zwischen Laser- und Radarfreibord zeigen. Die Zusammengehörigkeit der Profile C bis E zeigt sich in Tabelle 5.6 durch den Median der punktwisen Differenz, welcher im Gegensatz zu allen anderen Profilen Werte größer als 10 cm einnimmt. Diese Ergebnisse lassen den Schluss zu, dass sich die durch das Strahlungstransfermodell gezeigten Eigenschaften der Schneeoberfläche in den Quikscat Scatterometerdaten widerspiegeln. Das ASIRAS bzw. CryoSat 2 Radaraltimeter (13.5 Ghz) und das Quikscat Radar (13.4 GHz) arbeiten im gleichen Frequenzband. Durch die Analyse der Fernerkundungsdaten könnte sich daher eine wertvolle Vorinformation für Eindringung des Radarsignals in die Schneeschicht ergeben. Es muss jedoch berücksichtigt werden, dass Quikscat Rückstreukoeffizienten sowohl von den Eis- als auch Schneebedingung abhängig sind. Die beiden Anteile werden dabei je nach Wetterlage unterschiedlich gewichtet. Aufgrund der geringen Anzahl von Profilen können daher in dieser Arbeit nur qualitative Aussagen getroffen werden. Für eine weitere Analyse wären mehr ASIRAS Profile in anderen geographischen Bereichen der Arktis oder Antarktis notwendig.

5.8. Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde die Bestimmung von Freibord aus geodätischen Höhenmessungen beschrieben. Für die Genauigkeit der Freiborddaten des ASIRAS Radaraltimeters und eines Laserscanners wurden Korrekturalgorithmen zur Beseitigung von Fehlern bei der Datenaufzeichnung angewandt.

Mit den Freiborddaten des Radar- und Laseraltimeters konnte das Eindringverhalten von K_u -Band Radarwellen in verschiedene Schneeauflagen in der Ostsee und im arktischen Ozean untersucht werden. Das Eis in der Ostsee wies nur eine geringe Schneebedeckung und ein generell sehr kleines Freibord auf, dennoch konnte die vor Ort gemessene Eisdicke gut wiedergegeben und gezeigt werden, dass aus dem Unterschied zwischen Laser und Radar die Schneedicke bestimmt werden kann. Im arktischen Ozean konnte nachgewiesen werden, dass die Eindringung des Radarsignals in den Schnee von den Eigenschaften der Schneeoberfläche abhängt. Mit einem Strahlungstransfermodell wurde verifiziert, dass eine Schneekruste an der Oberfläche den dominierenden Reflektor für Radarwellen darstellt. In Messprofilen in der Lincolnsee wurde keine Eindringung in die Schneeoberfläche festgestellt, in der nördlichen Framstraße zeigte das Radarprofil dagegen, in Übereinstimmung mit anderen Arbeiten, teilweise eine Eindringung von 25 cm über ebenem Eis. Die regionale Verteilung der Eindringung konnte anhand von Fernerkundungsdaten beschrieben

werden. Dabei zeigten sich in Quikscat Scatterometerdaten geographische Bereiche mit niedriger Rückstreuung, in denen bevorzugt mit Eindringung des Radarsignals in die Schneeauflage zu rechnen ist.

6

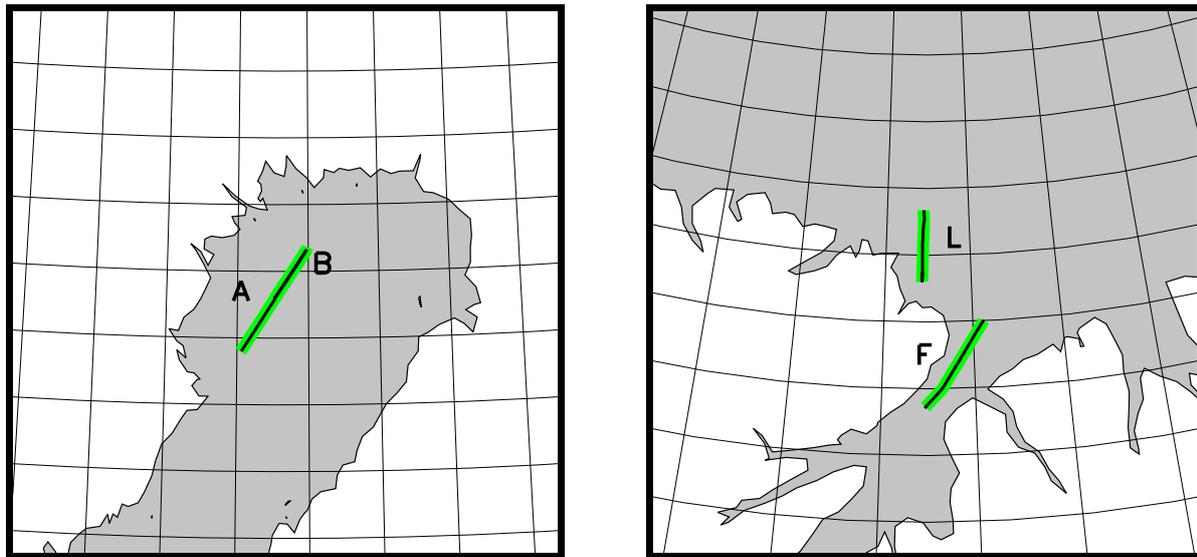
Vergleich von Freibord- und Eisdickendaten

Das Ziel dieser Arbeit ist es, die aus Freiborddaten berechnete Eisdickenverteilung mit der Referenzverteilung des EM-Birds zu vergleichen. Die Gewinnung von koinzidenten Daten der Meereisdicke und des Freibords erfordert einen erhöhten Aufwand. Da bis zum Zeitpunkt dieser Arbeit kein Instrument zur direkten Bestimmung der Meereisdicke in einem Flugzeug integriert werden konnte, war die zusätzliche Nutzung eines Helikopters zur Bestimmung der Referenzeisdicke notwendig. Aufgrund der unterschiedlichen Fluggeschwindigkeiten des Helikopters und des Flugzeugs ist die Synchronisation der Daten über dem driftenden Meereis aufgrund des unterschiedlichen Zeitpunkts der jeweiligen Messungen problematisch. Im Rahmen dieser Arbeit werden daher Datensätze, welche mit unterschiedlichen Plattformen gewonnen wurden, stets auf statistischer Basis und nicht direkt geographisch Messpunkt-für-Messpunkt miteinander verglichen. Ein derartiger Vergleich ist mit dem Laseraltimeter des EM-Birds möglich. Die dafür notwendigen Prozessierungsschritte der Laserabstandsmessungen wurden in Abschnitt 3.6 vorgestellt.

In diesem Kapitel werden beide Strategien vorgestellt und deren Ergebnisse diskutiert. Die Flugzeugaltimeterdaten werden für einen statistischen Vergleich der Eisdickenverteilung mit dem Ergebnissen des EM-Birds verwendet. Dabei wird auf die Unterschiede der Eisdickenverteilung des Laser- und Radaraltimeters eingegangen. Im zweiten Teil werden Freibord und Eisdicke des EM-Birds in einem Messprofil in der Lincolnsee punktweise in Beziehung gesetzt. Das etwa 300 km lange Profil wird verwendet, den Einfluss der Mittelwertbildung des Freibordes auf das berechnete Eisdickenergebnis abzuschätzen. Im folgenden Text bezeichnet der Begriff *berechnete Eisdicke* das Ergebnis der Umrechnung des Freibordes und *gemessene Eisdicke* das Ergebnis der EM-Messung.

6.1. Bestimmung der Meereisdicke mit Flugzeug-Altimetriedaten

Teile der CryoVEx 2005 und 2006 Feldkampagnen in der Ost- und Lincolnsee bestanden aus unabhängigen Messungen der Gesamtdicke des Meereises durch den EM-Bird. Daher stehen für beide Jahre Eisdicken- und Freiborddaten entlang identischer Profilen zu Verfügung. Obwohl die Flugrouten des Flugzeuges und des Helikopters entlang gleicher Wegpunkte identisch waren, kann aufgrund der Drift des Meereises und des zeitlichen Unterschiedes bei dem Überflug eines spezifischen geographischen Punktes von Flugzeug und Helikopter nicht davon ausgegangen werden, dass die gleiche Meereisoberfläche vermessen wurde. Daher muss ein Vergleich auf statistischer



(a) CryoVEx 2005

(b) CryoVEx 2006

Abbildung 6.1.: Koinzidente Freibord- und Eisdickenprofile während CryoVEx 2005 & 2006 Messkampagne. grün: Altimeterdaten, schwarz: EM Eisdicke

Basis erfolgen. Ein Teil dieser Datensätze wurde bereits von Göbell (2007) für einen Vergleich mit EM-Bird Eisdickenprofilen verwendet. Im Rahmen dieser Arbeit wurden zusätzliche Profile untersucht, da diese Daten nun vollständig prozessiert vorliegen.

In Abbildung 6.1 ist die Lage von vier Altimeterprofilen eingezeichnet, für die EM Eisdickeninformationen zur Verfügung stehen. In der Ostsee liegen die beiden Profile A und B entlang der identischen Flugroute. Die Limitierung der Reichweite des Helikopters führte dazu, dass die Altimeterprofile für den Vergleich auf die Länge der Eisdickenprofile beschnitten werden mussten. Die resultierenden Histogramme beider Größen sind in Abbildung 6.2 dargestellt.

6.1.1. Ostsee

Die Bedingungen in der Ostsee stellen eine besondere Herausforderung für beide Methoden der Eisdickenbestimmung dar. Der geringe Salzgehalt des Wassers von etwa 3 – 3.5 PSU entspricht einer elektrischen Leitfähigkeit von etwa 300 mS/m. Dieser Wert liegt etwa eine Größenordnung unter dem Wert im Arktischen Ozean (2200 - 2700 mS/m). Die Folge ist ein schwaches Sekundärfeld, die Auflösung des EM-Birds ist allerdings sensitiv genug, die geringe Eisdicke im Bottnischen Meerbusen zu ermitteln (Haas, 2004).

In den beiden Profilen A und B beträgt der modale Wert der EM Eisdicke rund 30 cm. In den Histogrammen (Abbildung 6.2) sind daher nur sehr geringe Werte für das Freibord aus Laser- und Radaraltimeter abzulesen. Die modalen Werte liegen für den Laser bei 6 bzw. 2 cm und für das ASIRAS Altimeter bei 2 bzw. 1 cm für die Profile A und B. Die statistische Verteilung zeigt allerdings auch Freibordwerte bis zu 40 cm. Dominant war das Eis mit geringer Dicke, daher kann dieses Beispiel als Test für die Bestimmung von Eisdicke mit altimetrischen Methoden von dünnem Meereis

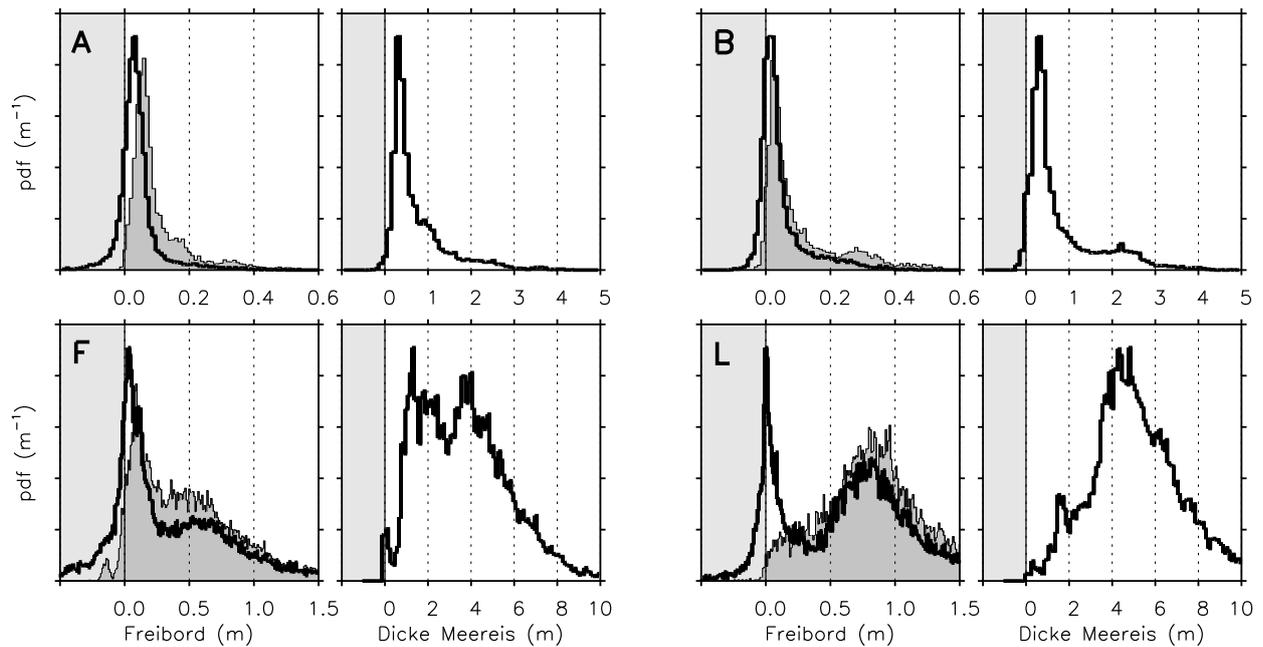


Abbildung 6.2.: Histogramme von Freibord und Meereisdicke entlang verschiedener Profile in der Arktis und der Ostsee. (linke Spalte) grau hinterlegt: Laserfreibord, durchgezogene Linie: Radarfreibord (rechte Spalte) Histogramm der EM Eisdicke.

dienen.

Zur Bestimmung der Meereisdicke aus den Höhenmessungen wurde angenommen, dass das ASI-RAS Radar die Schneeauflage vollständig durchdringt. Diese Annahme begründet sich anhand der geringen Schneedicken, welche sich auch in den Radar- und Laserfreiborddaten widerspiegeln. Zudem wies in den Messprofilen nur ein geringer Anteil des Meereises eine Schneeschicht auf, was in den geringen Freibordmoden deutlich zu erkennen ist. In diesem Fall ergibt sich die Schneeauflage aus der Differenz von Radar- und Laserfreibord für jeden einzelnen Messpunkt.

$$z_s = f_l - f_r \quad (6.1)$$

Mit den Dichten von Schnee, Meereis und Wasser kann dann an jedem einzelnen Messwert die Meereisdicke aus der hydrostatischen Grundgleichung (Gleichung 2.13 und 2.13) bestimmt werden. Für die Vergleichbarkeit mit der EM Gesamtdicke wird der Wert für die berechnete Schneedicke wieder addiert.

Der geringe Salzgehalt hat Einfluss auf die zu wählenden Dichtewerte. Im Bottnischen Meerbusen erreicht das Wasser typischerweise eine Dichte von rund 1003 kg/m^3 (FIMR, 2008). Die Dichte von Meereis in der Ostsee geben *Carlström und Ulander* (1997) zwischen 810 und 900 kg/m^3 an. Während der Eisstation der *Aranda* wurde anhand eines Eiskerns auf dem Festeis eine mittlere Dichte von 923 kg/m^3 (*J. Haapala, persönliche Mitteilung*) bestimmt. Die Dichte des Schnees variierte zwischen 220 und 310 kg/m^3 im Bereich der Eisstation.

Für die punktweise Bestimmung der Meereisdicke aus den kombinierten Laser- und Radaraltim-

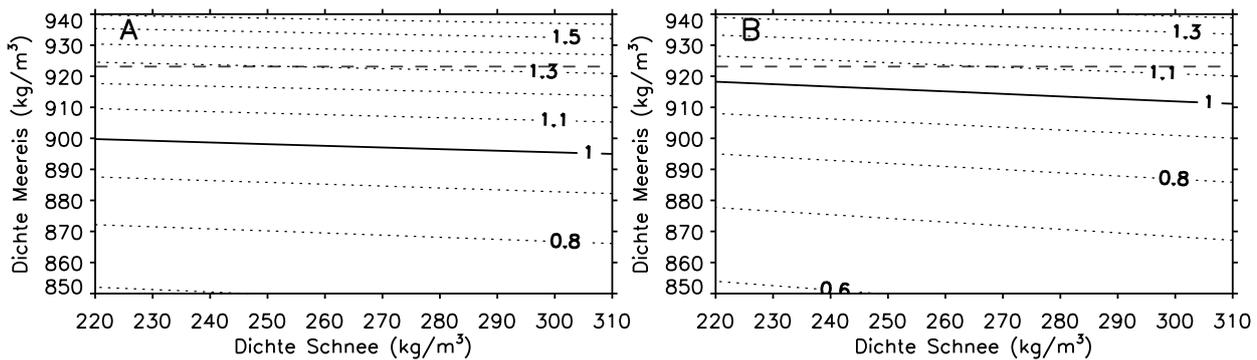


Abbildung 6.3.: Verhältnis der mittleren Eisdicke berechnet aus Freibord in Abhängigkeit der Dichte des Meereises und der Schneeschicht von EM-Eisdickendaten für die Profile A und B. Die Dichte des Meerwassers beträgt 1003 kg/m^3 . Horizontale gestrichelte Linie: Gemessene Dichte von Meereis während der CryoVEx 2005 Feldkampagne an einem Eiskern.

terdaten wurde die Dichte des Wassers als konstant angenommen. Die Dichtemessung des Meereises während der Messkampagne stammen jedoch aus dem Festeisbereich, während die Freibord- und EM-Messungen über dem Packeis im zentralen Bottnischen Meerbusen durchgeführt wurden. Da der bestimmte Wert noch über der Spanne der Literaturwerte liegt, wurden die Altimeterdaten für verschiedene Werte der Eisdichte in Dicke umgerechnet.

In Abbildung 6.3 ist das Verhältnis der mittleren Gesamtdicke aus den kombinierten Radar- und Laserfreibordmessungen und den Daten des EM-Birds für verschiedene Dichten der Schnee- und Eisschicht dargestellt. Eine Übereinstimmung lässt sich nur innerhalb eines schmalen Bereichs der Dichte des Meereises erzielen. Dieser Bereich liegt in beiden Profilen unterhalb des gemessenen Wertes für die Dichte des Festeises und am oberen Rand der Literaturwerte (*Carlström und Ulander, 1997*). Die Dichte der Schneeschicht hat aufgrund der geringen Dicke kaum Einfluss auf das Verhältnis von berechneter zu gemessener Gesamtdicke.

Auffällig ist der Unterschied zwischen den Profilen A und B. Der Dichtebereich des Meereis, in denen das Verhältnis zwischen beiden mittleren Eisdicken den Wert 1 erhält, überschneidet sich nicht. Da die beiden Eisdickenverteilungen von beiden Profilen, gemessen mit dem EM-Bird, nur geringe Unterschiede zeigen, ist die Ursache in den Altimeterdaten zu suchen. In der Tat zeigen die mit 1 cm aufgelösten Histogramme des Freibords in Abbildung 6.2 ein leicht unterschiedliches Verhalten. Während bei dem Profil A die Moden von Laser und Radar deutlicher getrennt bleiben, ist im Profil B sowohl der absolute Wert als auch der Unterschied zwischen beiden Moden geringer.

In Abbildung 6.4 wird die Verteilung der aus den Freiborddaten berechnete Gesamtdicke mit den EM-Bird Daten verglichen. Für die Berechnung wurden die Dichten $\rho_w = 1003 \text{ kg/m}^3$, $\rho_e = 900 \text{ kg/m}^3$ und $\rho_s = 280 \text{ kg/m}^3$ verwendet. Die mit den Freiborddaten berechnete mittlere Gesamtdicke ergibt sich für Profil A zu 0.78 m (EM-Bird: 0.78 m) und für das Profil zu 0.67 m (EM-Bird: 0.83 m). In beiden Profilen wird die statistische Verteilung der gemessenen Gesamtdicke des EM-Birds gut durch die über das Freibord berechnete Gesamtdicke wiedergegeben. Insbesondere für Eisdicken größer als 1 Meter zeigt sich eine gute Übereinstimmung. In Profil A wird die Breite der Mode des EM-Birds von der berechneten Gesamtdicke leicht überschätzt. Im Profil B zeigt

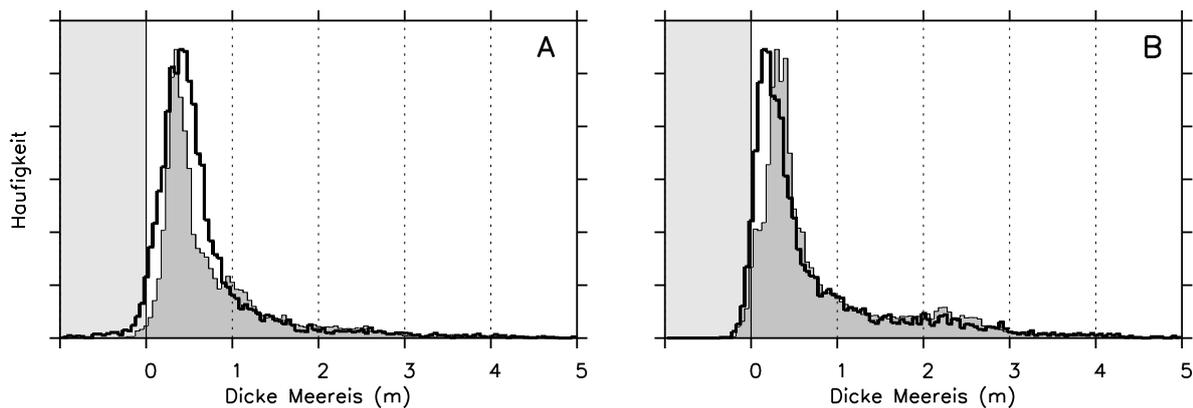


Abbildung 6.4.: Vergleich der zwischen beobachteter und berechneter Eisdickenverteilung in der Ostsee. Grau hinterlegt: EM-Bird, durchgezogene Linie: Kombinierte Radar- und Laserdaten. Die Berechnung der Eisdicke aus den Altimeterdaten basiert auf folgenden Dichten: $\rho_w = 1003 \text{ kg/m}^3$, $\rho_e = 900 \text{ kg/m}^3$ und $\rho_s = 280 \text{ kg/m}^3$.

sich jedoch im Bereich der Mode, dass die berechnete Gesamtdicke zu deutlich kleineren Werten tendiert. Daher liegt der Mittelwert dieses Profils 16 cm (-19.5%) unter dem Referenzwert des EM-Birds. Im Profil A stimmen die Mittelwerte jedoch genau überein.

Das Verhältnis von berechneten zu gemessenen Eisdickendaten lässt sich nur durch die gemessenen Freiborddaten erklären. Da das Histogramm der Freiborddaten in Profil B bei gleicher modaler EM-Bird Gesamtdicke eine um wenige Zentimeter niedrigere Mode für Radar- und Laserfreibord zeigt und sich beide Profile über dem gleichen Eis befinden, kann auch eine Ungenauigkeit bei der Erstellung der Freiborddaten in Profil B nicht ausgeschlossen werden. Im Profil A zeigt sich jedoch ein beeindruckende Übereinstimmung der beiden Datensätze. Daraus lässt sich zum einen ableiten, dass für geringe Schneeeauflagen ein K_u -Band Radaraltimeter einen zuverlässigen Wert für das Radarfreibord liefert. Zum anderen lässt sich aber auch zeigen, dass die Annahme der Isostasie für eine genügend große Anzahl von Messpunkten sinnvolle Werte für die mittlere Eisdicke auch für dünnes Eis liefern kann. Allerdings ist wie in Profil B gesehen eine Genauigkeit im Zentimeter-Bereich notwendig.

6.1.2. Lincolnsee

In dem Bereich der Lincolnsee (Profile F & L) ist keine signifikante Eindringung des Radarsignals in die Schneeeauflage zu beobachten (Vergleiche Abbildung 5.20). Daher kann die Berechnung der Gesamtdicke nicht wie im vorherigen Abschnitt aus den Radar- und Laserdaten allein erfolgen. Stattdessen musste eine Annahme für die Dicke der Schneeeauflage an jedem Messpunkt getroffen werden. Daher wurde eine Parametrisierung der Schneeeauflage als Funktion des Freibordes definiert.

Parametrisierung der Schneedicke

In der Realität ist die Abhängigkeit der Schneedicke vom Freibord durch einen funktionalen Zusammenhang nur schwer zu erfassen. Dies gilt insbesondere für das Schneefreibord, welches direkt von der Schneedicke abhängt. Daher müssen vereinfachende Annahmen getroffen werden. Im jährlichen Zyklus kann die Schneeeauflage auf mehrjährigem Eis im Sommer vollständig abschmelzen (Warren *et al.*, 1999). Die mittlere Schneedicke auf dem Meereis entspricht daher dem typischen klimatologischen Niederschlag seit Beginn des Winters am Anfang des Monats Oktober. Auf lokaler Ebene ist die Schneedicke allerdings sehr von der Topographie der Meereisoberfläche abhängig. Z.B. können an der Leeseite von Presseisrückensegeln Schneeverwehungen entstehen, während lockerer Neuschnee an exponierten Stellen abgetragen werden kann. Durch Windpackung der Schneesicht ist es aber unwahrscheinlich, dass schneefreie Flächen auf arktischem Meereis entstehen. Einjähriges Eis kann durch Divergenz der vorhandenen Eisfläche in den entstehenden eisfreien Bereichen zu jeder Zeit bei entsprechender Lufttemperatur gebildet werden. Daher findet sich in den Profilen auch häufig sehr junges dünnes Eis. Beobachtungen im Feld haben gezeigt, dass auch Dünneis (≈ 10 cm) eine signifikante Schneeeauflage aufweisen kann. Generell wird jedoch angenommen, dass geringe Freibordwerte auf das Fehlen einer Schneesicht hinweisen.

Aus diesen Rahmenbedingungen wurde eine Parametrisierung der Schneedicke als Funktion des Schneefreibords entwickelt. Diese besteht aus prinzipiell drei Annahmen:

1. Auf ebenem Eis nimmt die Schneedicke schnell mit dem Freibord zu, überschreitet aber nicht die klimatologische Schneedicke.
2. Deformationsstrukturen begünstigen Akkumulation durch Drift, daher deuten große Freibordwerte auch auf eine dicke Schneesicht hin.
3. Für feste Werte des Schneefreibords können verschiedene Schneedicken beobachtet werden.

Daher wurde die Schneedicke $z_s(f_s)$ in Abhängigkeit des Schneefreibords durch drei Anteile beschrieben.

$$z_s(f_s) = z_s^{klim}(f_s) + z_s^{akk}(f_s) + z_s^p(f_s) \quad (6.2)$$

Die klimatologische Schneedicke $z_s^{klim}(f_s)$ dominiert die Schneedickenverteilung für Freibordwerte unterhalb der Mode der Freibordverteilung. Für sehr kleine Werte des Freibords wurde die Schneedicke entsprechend gering gewählt. Danach steigt die Schneedicke mit zunehmendem Freibord bis zu der erwarteten klimatologischen Schneedicke an und bleibt konstant. Für die Beschreibung wurde eine Sigmoidfunktion gewählt.

$$z_s^{klim}(f_s) = \frac{z_{max}}{1 + \exp((f_s - \mu)/\sigma)} \quad (6.3)$$

Die Parameter μ und σ wurden so berechnet, dass die Funktion etwa bei der Mode der Freibordverteilung den maximalen Wert z_{max} erreicht. Dieser Parameter muss ebenso wie die angenommene

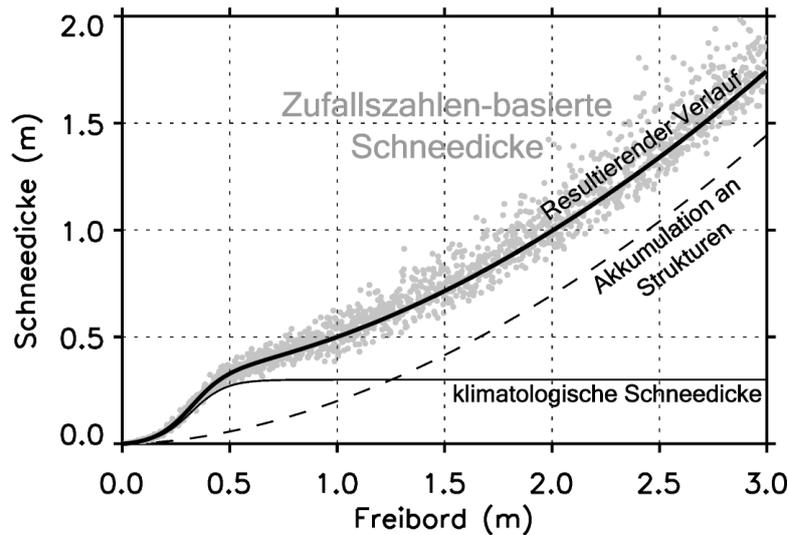


Abbildung 6.5.: Parametrisierung der Schneedicke als Funktion des Freibords.

Mode der Freibordverteilung manuell vorgegeben werden.

Bei höheren Freibordwerten wurde angenommen, dass der Schneeanteil durch Verwehungen überproportional ansteigt, z.B. durch Akkumulation an den Flanken von Presseisrückensegeln. Die akkumulierte Schneedicke $z_s^{akk}(f_s)$ wird daher durch eine Parabel beschrieben.

$$z_s^{akk}(f_s) = a_1 \cdot f_s^{a_2} \quad (6.4)$$

Die Parameter a_1 und a_2 wurden so gewählt, dass die Funktion bis zur Mode des Freibords keinen großen Einfluss auf die Schneedicke besitzt. Der letzte Parameter $z_s^p(f_s)$ basiert auf einer Zufallszahl, welche anhand einer lognormalen Verteilung bestimmt wurde. Die zufällige Wahl der Schneedicke soll die Variation in der Realität für einen bestimmten Freibordwert beschreiben. So finden sich z.B. auch auf ebenem Eis Abweichungen von dem klimatologischen Mittelwert der Schneedicke. Der Zufallszahlengenerator wird durch den Mittelwert und Standardabweichung der lognormalen Verteilung gesteuert. Es wird angenommen, dass die Standardabweichung mit zunehmendem Freibord zunimmt. Für den jeweiligen Wert wird die Position der Mode berechnet und diese von der Zufallszahl abgezogen. Auf diese Weise entspricht die Summe $z_s^{klim}(f_s) + z_s^{akk}(f_s)$ dem jeweiligen Zentrum der Verteilung. Dabei verhindert eine einfache Abfrage, dass negative Schneedicken durch die Zufallszahlen entstehen können.

$$z_s^p(f_s) = P_{logn}(\mu, \sigma(f_s)) - \text{Mode}[P_{logn}(\mu, \sigma(f_s))] \quad (6.5)$$

Die resultierende Schneedickenverteilung aus den drei Komponenten ist in Abbildung 6.5 illustriert. Schneedicken größer als 1 Meter werden im Feld zwar durchaus gemessen, eine Schneedicke von 1.5 Meter direkt auf dem Segel eines Presseisrückens ist jedoch als unrealistisch zu betrachten. Die Parametrisierung wurde dennoch gewählt um einem weiteren Effekt des deformierten Eises entgegenzuwirken. Für die Berechnung der Meereisdicke wird die Dichte des Meereises konstant gehalten. Gerade im Bereich der Presseisrückensegel muss die Annahme des Schwimmgleichgewichts nicht erfüllt sein. Für die hohen Freibordwerte der Presseisrückensegel ergeben sich mit einer geringen Schneedicke unrealistisch hohe Eisdicken. Diese überhöhten Eisdicken können

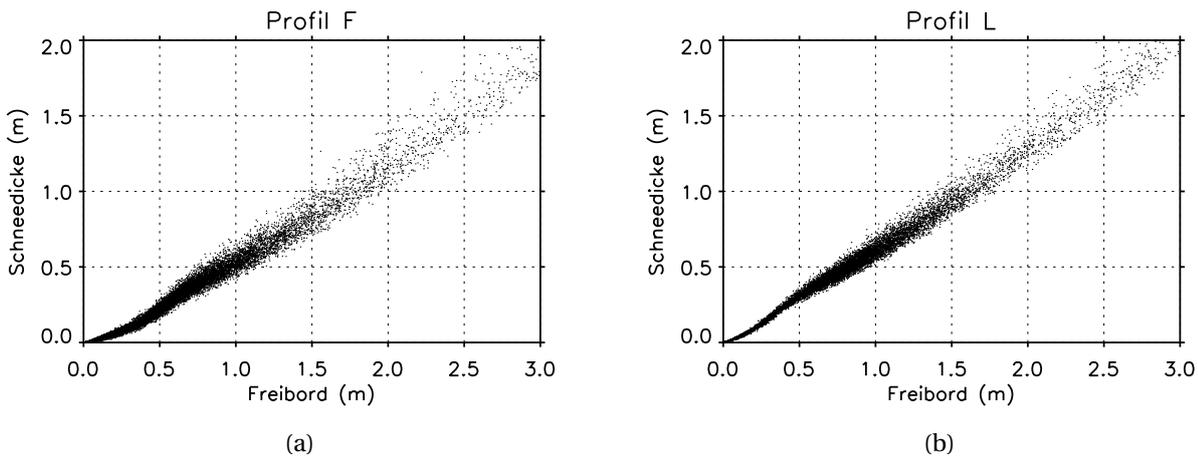


Abbildung 6.6.: Berechnete Schneedicke als Funktion des Freibords in zwei Profilen in der Lincolnsee.

durch eine zu große Schneedicke kompensiert werden. Die in Abbildung 6.5 dargestellten Form ähnelt sehr der durch Göbell (2007) unabhängig parametrisierten Abhängigkeit der Schneedicke vom Schneefreibord.

Die Wahl der Parameter für das Schneedickenmodell wurde anhand der Freibordverteilung und der erwarteten Schneedicke manuell bestimmt. Für die modale Schneedicke wurden unterschiedliche Werte für das Profil F in der Nares-Straße mit 30 cm und nördlich der Küste von Ellesmere Island mit 50 cm angenommen. Diese Wahl basiert auf der Erfahrung, dass das Meereis in der Nares-Straße und vor der Küste deutlich verschiedene Schneeauflagen aufweisen kann (Haas *et al.*, 2006b).

Die Parametrisierung anhand des Freibords ist in Abbildung 6.6 mit der resultierenden Schneedickenverteilung in Abbildung 6.7 dargestellt. Die Schneedickenverteilung wurde jeweils für die Freibordwerte des Radar- und Laseraltimeters getrennt berechnet. In dem Profil der Naresstrasse dominieren Bereiche mit sehr geringer Schneeauflage die Schneedickenverteilung. Dies lässt sich durch die häufige Anwesenheit von dünnem Eis in der Eisdickenverteilung (Abbildung 6.2) erklären. Durch die Bevorzugung von Wasserstellen in der Ausleuchtfläche des Radaraltimeters treten geringe Schneedicken in den Radardaten wesentlich häufiger auf. Eine wesentlich schwächere Mode findet sich zwischen 30 und 40 cm.

Durch eine wesentlich geringere Präsenz von Dünneis in Profil L ist die bestimmte Schneedickenverteilung durch eine breite Mode bei etwa 50 cm dominiert. In dem mehrjährigen Eis vor Ellesmere Island kann mit einer solchen Schneedicke gerechnet werden (Haas *et al.*, 2006a), wobei auch Eislinsen auftreten können. In den Bodenmessungen im Mai 2006 wurde eine geringere Schneedicke auf mehrjährigen Eis bestimmt. Es ist jedoch im Feldbericht vermerkt, dass die Dickenmessung wahrscheinlich nur bis zur einer verkrusteten Eisschicht innerhalb der Schneeauflage ausgeführt wurden. Daher wurde die Parametrisierung entsprechend einer Mode von 50 cm gewählt. Eine ähnliche Schneeauflage konnte auch in anderen Jahren beobachtet werden. In den Radardaten des Profils L zeigen sich deutlich mehr Bereiche mit geringer Schneeauflage als in den Laser-Freiborddaten. Bezüglich der Mode der Schneedickenverteilung gibt es zwischen beiden Wellenlänge aber keinen Unterschied.

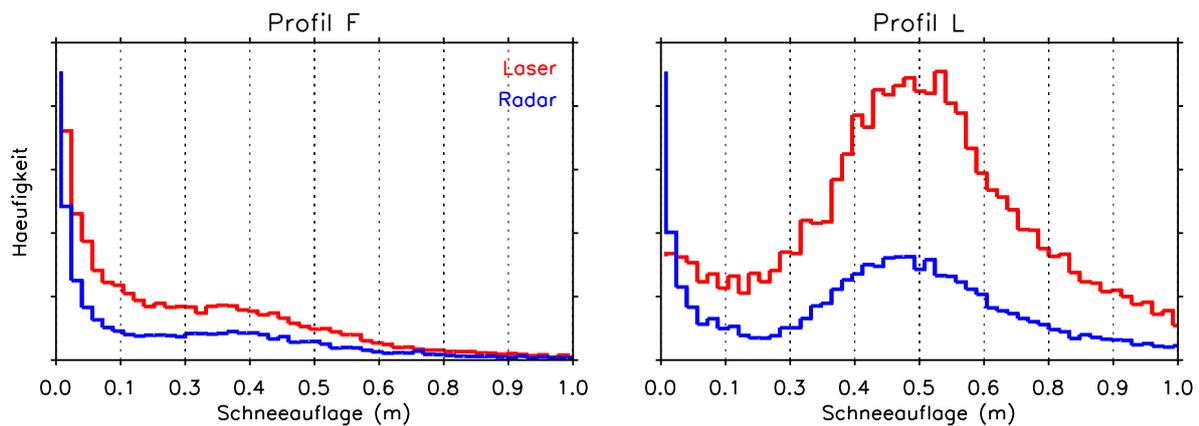


Abbildung 6.7.: Berechnete Verteilung der Schneemächtigkeit in der Lincolnsee anhand von Laser- und Radar-Freiborddaten.

Ergebnis

In den Profilen F und L wurde die Dicke des Meereises punktweise anhand der Laser- und Radaraltimeterdaten mit der parametrisierten Schneedicke berechnet. Die Berechnung erfolgte mit einer Dichte des Meerwassers von 1024 kg/m^3 und einer konstanten Dichte der Schneeauflage von 280 kg/m^3 (Haas *et al.*, 2006a). Für das Profil F wurde ein Wert von 925 kg/m^3 für die Dichte des Meereises angenommen und für das Profil L ein Wert von 910 kg/m^3 . Der niedrigere Wert im Profil L soll die ausschließliche Präsenz von dickem mehrjährigem Meereis widerspiegeln. Es ist bekannt, dass altes Eis niedrigere Dichten aufweist (Timco und Frederking, 1996).

Die berechneten Verteilungen der Gesamtdicke zusammen mit der Referenzverteilung des EM-Birds sind in Abbildung 6.8 dargestellt. Im Gegensatz zu den vorherigen Darstellungen sind die drei Verteilungen auf einen einheitlichen Faktor normiert. Für das Profil F in der Nares-Straße zeigen die Ergebnisse der EM-Methode, von den eisfreien Bereich abgesehen, eine bimodale Verteilung, mit einer modalen Dicke des einjährigen Eises von 1 Meter und einer für das mehrjährige Meereis von 3.8 Meter.

Die Form der Gesamtdickenverteilung vom Profil F wird prinzipiell von beiden Altimetern wiedergegeben. Durch die Präferenz des Radaraltimeters für offenes Wasser und sehr glattes Dünneis, wird mit den Radarfreiborddaten aber ein wesentlich größerer Anteil an Dünneis berechnet. Die einjährige Mode im Profil F wird weder vom Laserfreibord noch vom Radarfreibord gut repräsentiert. Mit beiden Wellenlänge wird die modale Dicke unterschätzt. In beiden Datensätzen existiert eine eindeutige Mode für das mehrjährige Eis, obwohl die Freibordverteilung keine zwei eindeutigen Moden für das einjährige und mehrjährige Meereis aufweist.

Das zweite Profil vor der Küste von Ellesmere Island zeichnet sich durch die hauptsächliche Präsenz von stark deformierten mehrjährigem Eis aus. Das Histogramm der Gesamtdicke, bestimmt durch den EM-Bird, zeigt eine weitestgehend monomodale Verteilung mit einer modalen Dicke von 4.2 Meter. Diese einfachere Verteilung wird von der berechneten Gesamtdicke durch die Freiborddaten besser wiedergegeben. In diesem Profil kann ebenfalls die deutliche Überschätzung des

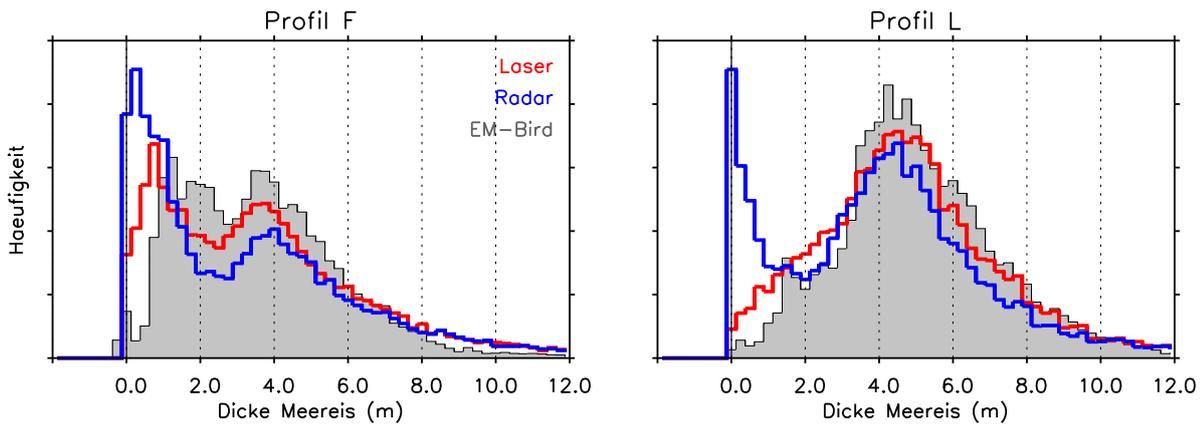


Abbildung 6.8.: Berechnete Verteilung der Gesamtdicke (Meereis+Schnee) in der Lincolnsee aus Freiborddaten eines Laser- und eines Radaraltimeters. Der schattierte Hintergrund zeigt die Eisdickenverteilung, gemessen mit dem EM-Bird.

Tabelle 6.1.: Mittlere Gesamtdicke und Schneedicke bestimmt durch altimetrischen Verfahren und EM Methode als Referenzwert. Der Wert in den Klammern beschreibt die Abweichung der Gesamtdicke in Prozent vom Referenzwert des EM-Bird.

| | Mittlere Schneedicke (m) | | Mittlere Gesamtdicke (m) | | |
|----------|--------------------------|-------|--------------------------|--------------|------------|
| | Laser | Radar | Laser | Radar | EM-Bird |
| Profil F | 0.3 | 0.3 | 3.8 (2.7%) | 3.5 (-5.4%) | 3.7 |
| Profil L | 0.6 | 0.5 | 5.0 (-5.6%) | 4.4 (-17.0%) | 5.3 |

Dünneisbereichs durch das Radarfreibord beobachtet werden. Die Position der Mode wird von beiden Altimetern sehr ähnlich wiedergegeben, generell kommt in den Radar-Freiborddaten dickeres Eis weniger häufig vor.

Entscheidend für die Bestimmung des Eisvolumens ist jedoch die mittlere Gesamtdicke, entsprechend der integrierten Wahrscheinlichkeitsverteilung. Die mittleren Dicken der berechneten Gesamtdicke und der EM-Daten sind in Tabelle 6.1 dargestellt. Die berechnete mittlere Gesamtdicke aus den Laser-Freiborddaten liegt in Profil F 30 cm und in Profil L 40 cm über den Daten des Radaraltimeters. Durch die größere Häufigkeit von Dünneis weicht die aus dem Radarfreibord berechnete mittlere Gesamtdicke für beide Profile deutlicher von dem Referenzwert des EM-Birds ab, als der auf dem Laserfreibord basierenden Wert.

Es ist eine deutliche Abhängigkeit der Ergebnisse von der gewählten Schneedickenverteilung sowie den verwendeten Dichten zu erwarten. Die meisten Parameter für die Parametrisierung der Schneedicke wurden derart gewählt, dass die modalen Gesamtdicke des EM-Birds und die erwartete modale Schneedicke möglichst gut übereinstimmen. Da diese Vorinformationen für die Umrechnung zur Verfügung stehen, müssen die angegebenen Fehler für den allgemeinen Fall als untere Grenze angesehen werden. Ebenso profitiert die Qualität der Umrechnung von der häufigen Detektion von offenem Wasser durch das Radaraltimeter, was eine akkurate Rekonstruktion des Meeresspiegels ermöglicht. Die hohe Auflösung der Altimeterdaten zwingt aber bei einer punkt-

weisen Umrechnung zu vielen Annahmen, insbesondere für die Dichte von Meereis und Dicke der Schneeschicht. Für eine regionale Bestimmung der Eisdicke ist daher die Verwendung von Freibord- und Schneedickenmittelwerten über größere Bereiche interessant, da dann die Parameter stabiler einzuschätzen sind und weniger Annahmen nötig sind. Der Einfluss der Mittelwertbildung wird daher im nächsten Abschnitt mit koinzidenten Daten des Schneefreibordes und der Gesamtdicke untersucht.

6.2. Freiborddaten des EM-Birds

In dem vorherigen Abschnitt wurden Freibord- und Eisdickendatensätze von unterschiedlichen Plattformen miteinander in Beziehung gebracht. Die statistischen Parameter dieser Datenreihen können direkt miteinander verglichen werden, da sie die Eigenschaften von Meereis mit gleichem Ursprung beschreiben. Durch den räumlichen und zeitlichen Versatz können die Eigenschaften einzelner Punktmessungen jedoch nicht in direkten Bezug zueinander gesetzt werden.

Eine Methode zur simultanen Bestimmung der beiden Größen wurde von *Göbell* (2007) beschrieben. Für diese Methode wird aus dem Laseraltimeter, welches für die Abstandsmessung des EM-Birds zur Oberfläche ausgelegt ist, ein Freibordprofil berechnet (Vergleiche Abschnitt 3.6). Für die Untersuchung des Verhältnisses von Schneefreibords f_s zu Gesamtdicke z_g wird eine Funktion $R(f_s)$ eingeführt *Göbell* (2007).

$$z_g = R(f_s) \cdot f_s \quad (6.6)$$

Die Funktion $R(f_s)$ wird dabei aus statistischen Parametern der beiden Datensätze initialisiert und enthält daher implizit eine Schneedickenverteilung. Mit dieser Methode lässt sich die Eisdickenverteilung mit guter Genauigkeit aus den Schneefreiborddaten berechnen. Anhand dieses bislang einzigartigen Datensatzes soll die Bestimmung der mittleren Eisdicke mit der Annahme des hydrostatischen Gleichgewichts noch einmal beleuchtet werden. Das Ziel dieser Auswertung liegt daher weniger in der genauen Bestimmung der Eisdickenverteilung wie bei *Göbell* (2007). Stattdessen wird die Genauigkeit der aus Freiborddaten bestimmten mittleren Eisdicke neu bewertet.

6.2.1. Datengrundlage

Für die Berechnung von Freibordwerten aus dem Altimetersignal des EM-Birds ist eine DGPS Prozessierung der aufgezeichneten Positionsdaten notwendig. Typischerweise wird dazu eine ortsfeste Bodenstation verwendet, um die Fehler der GPS Position am beweglichen Empfänger zu minimieren. Die Genauigkeit der Korrektur hängt dabei von der Basislänge zwischen Empfänger und Basisstation ab. Durch den entlegenen Einsatz des EM-Birds existieren prinzipiell nur wenige fest installierte Basisstationen mit geringer Basislänge zu den Messungen. Zudem stellen diese GPS Referenzstationen nur Korrekturlösungen mit geringer zeitlicher Auflösung zur Verfügung. Daher wurde auf eine eigene Basisstation zurückgegriffen, welche die notwendigen Kriterien erfüllt (*Göbell*, 2007).

Für einen sinnvollen Einsatz muss die Basisstation an Land aufgestellt werden. Eine Installation auf dem driftenden Meereis oder an Bord eines Schiffes kompromittiert die Annahme der ortsfesten Position. Daher existieren bis zum Zeitpunkt dieser Arbeit nur die wenigen Beispiele, welche von *Göbell* (2007) beschrieben werden. Da viele in dieser Arbeit vorgestellten Daten im Bereich der Lincolnsee in verschiedenen Jahren gewonnen wurden, wird auch in diesem Fall auf ein rund 300 km langes Messprofil vom 14. Mai 2005, dargestellt in Abbildung 6.9, zurückgegriffen. Dieses Profil zeichnet sich durch eine kurze Basislänge zur GPS Referenzstation aus. Zudem sind in dem Profil Meereisbereiche verschiedenen Alters und Ursprungs enthalten, an denen das Verhältnis

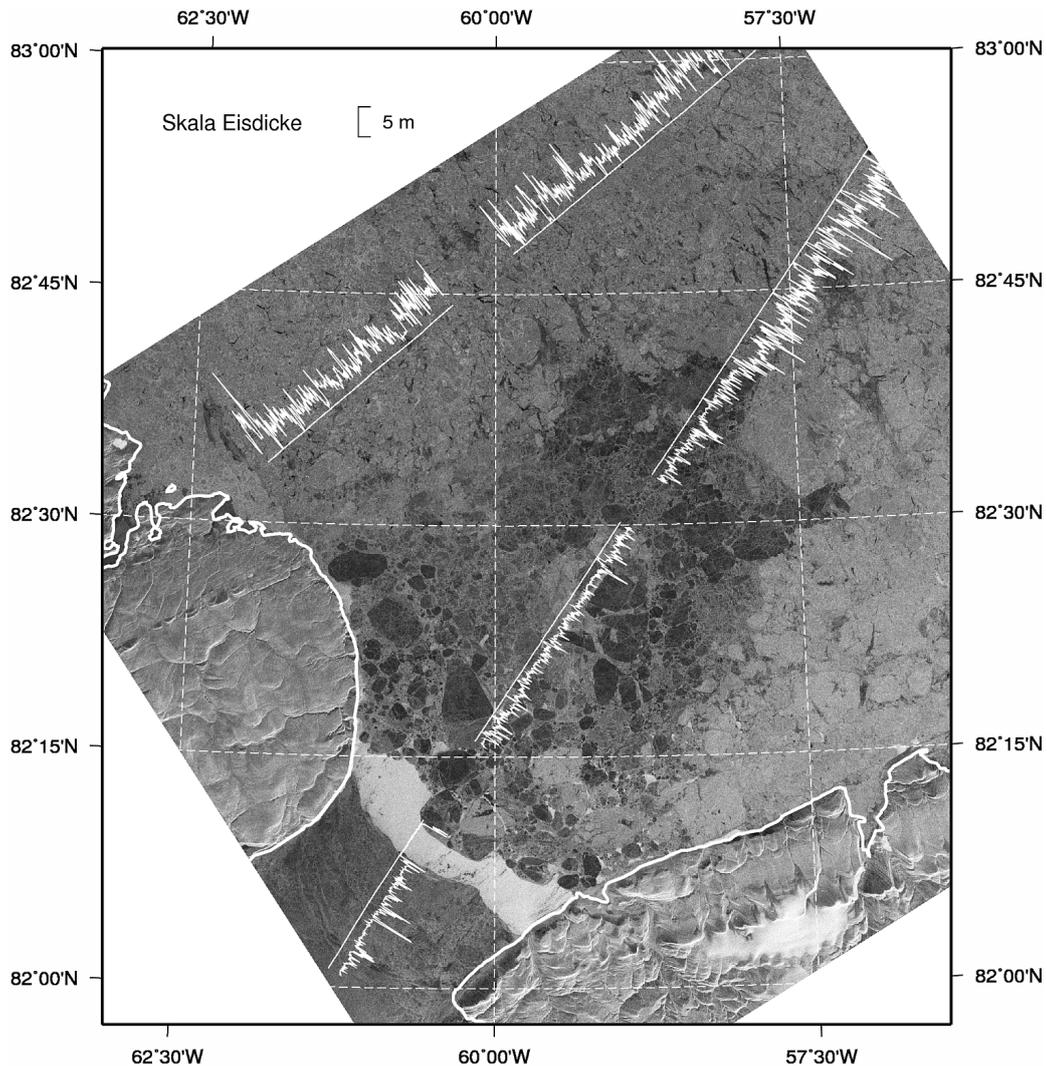


Abbildung 6.9.: ENVISAT SAR Szene und Ergebnisse eines EM-Bird Eidickenprofils am 14. Mai 2005 in der Naresstraße und angrenzenden Lincolnsee. (Abbildung aus *Haas et al. (2006b)*).

zwischen Freibord und Eisdicke studiert werden kann. Die verschiedenen Eistypen können anhand einer zeitgleichen SAR Szene (ENVISAT, ESA) gut identifiziert werden (*Haas et al., 2006b*).

Die Naresstraße im Süden der Abbildung ist mit einjährigem Festeis bedeckt, das durch einen eisfreien Bereich mit einer Breite von mehreren Kilometern von dem nördlicher gelegenen Drifteis getrennt ist. Das offene Wasser erscheint in dem Radarbild sehr hell, da südliche Winde am 14. Mai eine sehr raue Wasseroberfläche und damit einen hohen Rückstreuungskoeffizienten hervorgerufen haben. Am Eingang der Naresstraße findet sich hauptsächlich einjähriges Eis, welches sich nach dem Verschluss der Straße seit Herbst 2004 gebildet hat. Dieser Bereich ist durch die geringere Rückstreuung des einjährigen Meereises gut zu erkennen. Vereinzelt finden sich aber auch mehrjährige Eisschollen. Das vorwiegend einjährige Eis wird von einem großen Feld sehr rauhen mehrjährigem Eis umgeben, das in der SAR Szene hell erscheint. Der Übergang zwischen dem einjährigem und mehrjährigem Eis ist nicht nur in der Radarrückstreuung sondern auch in der Gesamtdicke deutlich zu erkennen (Abbildung 6.9).

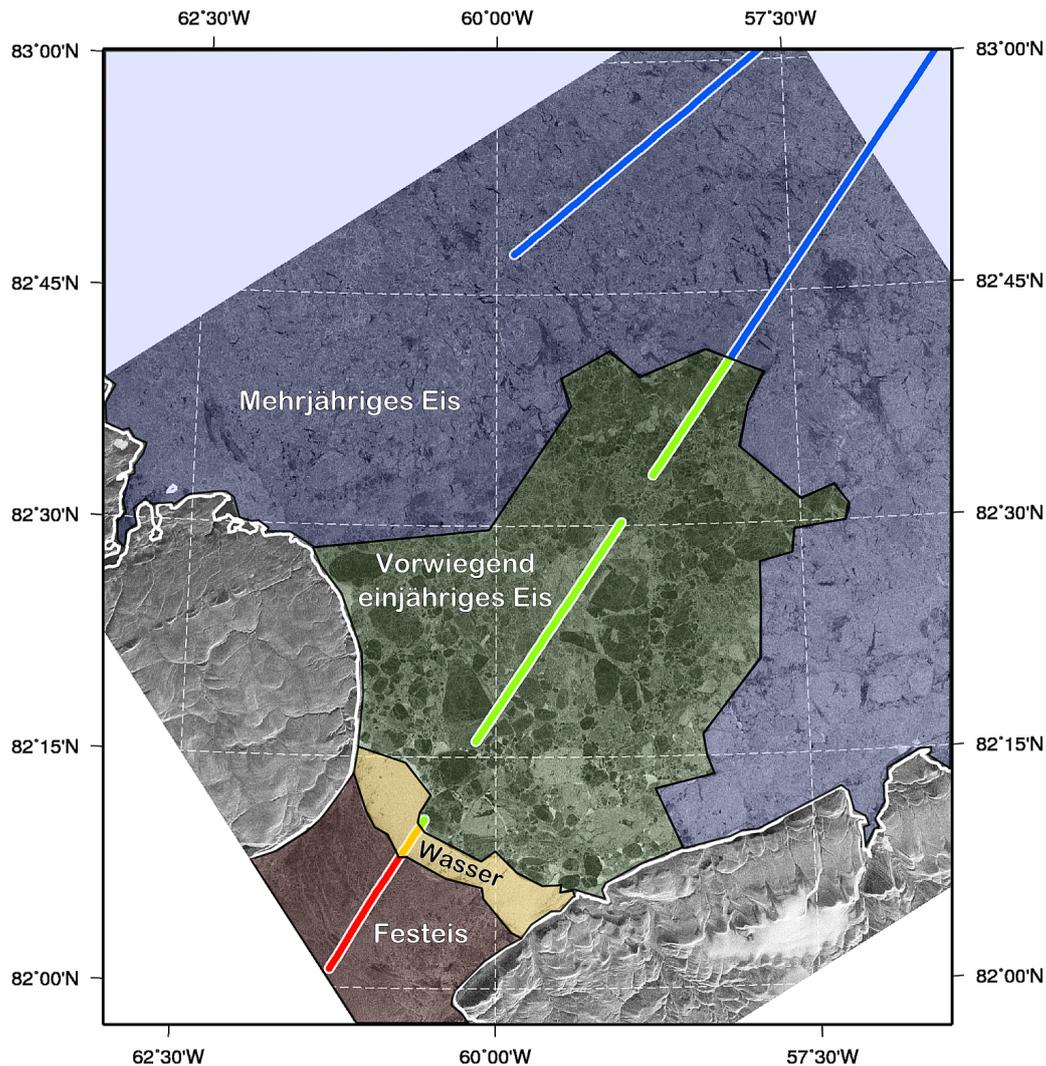


Abbildung 6.10.: Klassifikation verschiedener Eistypen anhand der Signatur der Radarrückstreuung eines ENVISAT Sar Bildes.

Die verschiedenen Bereiche sind in Abbildung 6.10 farblich markiert. Das EM Profil wird entsprechend in die verschiedenen Eistypen unterteilt. Der nördliche Teil des Profils, welcher nicht in Abbildung 6.9 und 6.10 enthalten ist, wird anhand der gemessenen Eisdickenverteilung dem mehrjährigen Eistyp zugeordnet. Über die gesamte Länge hat dieser Bereich den größten Anteil.

In den Abbildungen 6.11 und 6.12 sind die Verteilungen des Schneefreibords und der Gesamtdicke für die entsprechenden Eistypen dargestellt. Das Festeis und das einjährige Eis, welches vermutlich zur selben Zeit entstanden sind, zeigen keine besonderen Unterschiede. Im südlicheren Festeis finden sich weder Dünneis noch eisfreie Bereiche. Daher ist eine direkte Rekonstruktion des Meeresspiegels in diesem Bereich nicht möglich. Südlich des eisfreien Bereiches wurde daher der Meeresspiegel entlang dem Verlauf des Schneefreibords verlängert. Der Bereich des mehrjährigen Eises unterscheidet sich deutlich von dem restlichen Profil. Der Großteil des Profils wird dominiert durch eine Mode von ca. 70 cm für das Freibord und ca. 4 m für die Gesamtdicke. Im Histogramm der Eisdicke ist ein geringer Anteil von einjährigem Eis enthalten, das im Freibord Histogramm nicht direkt als Mode identifiziert werden kann. Die große Eismächtigkeit des mehrjährigen Ei-

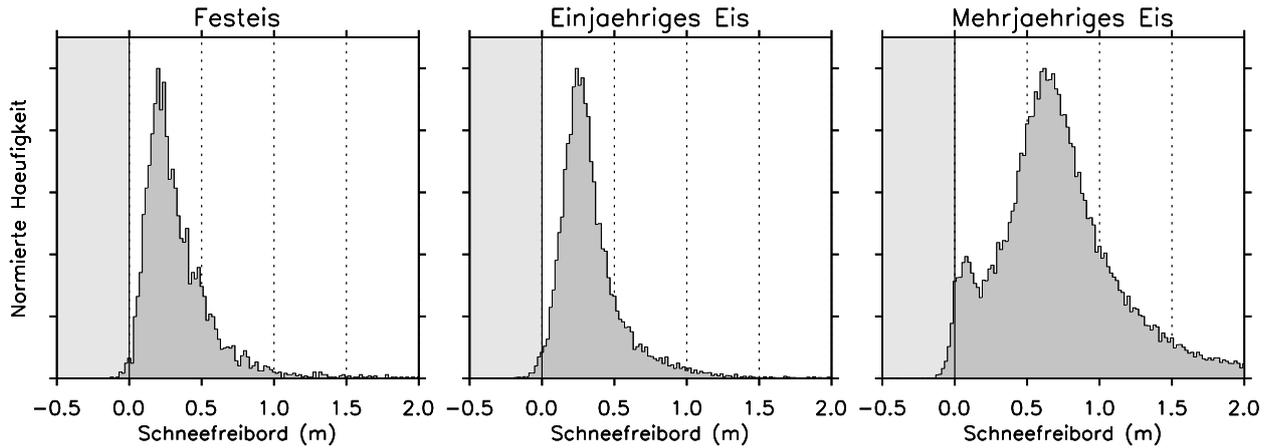


Abbildung 6.11.: Histogramme von EM-Bird Freiborddaten in der Lincolnsee über verschiedenen Eistypen.

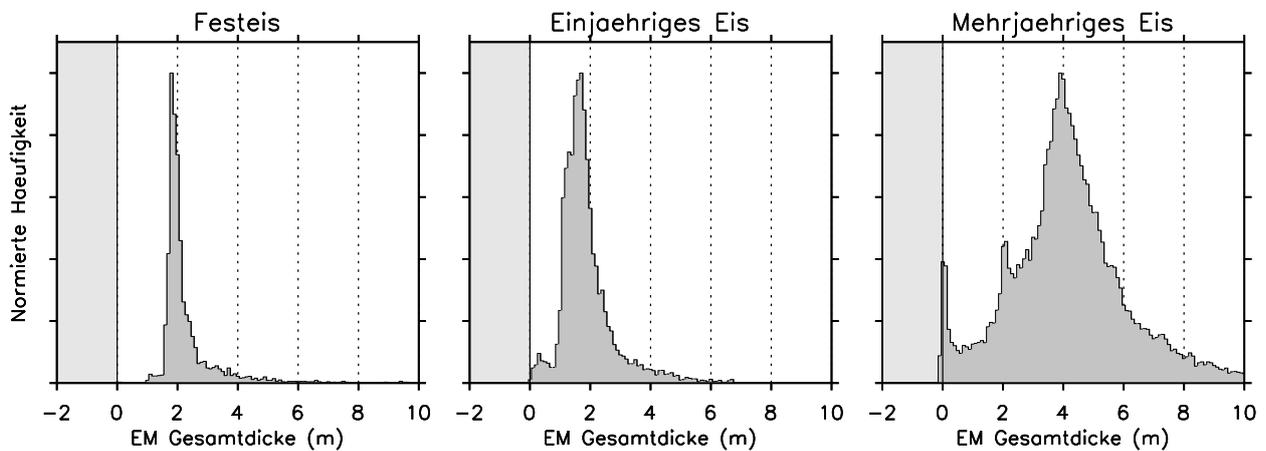


Abbildung 6.12.: Histogramme von EM-Bird Gesamtdickendaten in der Lincolnsee über verschiedenen Eistypen.

ses ist typisch für die Lincolnsee (*Haas et al., 2006a,b*). Durch die Präsenz von klar abgetrenntem einjährigem Eis mit einer modalen Dicke unter 2 m können die Ergebnisse aber auch auf weitere Gebiete der Arktis und Antarktis übertragen werden, in denen eine ähnliche modale Eisdicke anzutreffen ist. Es müssen aber die Unterschiede in der typischen Schneeauflage berücksichtigt werden.

6.2.2. Punktweiser Vergleich

Die einzelnen Wertepaare von Schneefreibord und Gesamtdicke können zunächst punktweise miteinander verglichen werden. Diese Gegenüberstellung ist nützlich für ebenes Eis, im Bereich von Presseisrücken kann jedoch, wie in Kapitel 4 gezeigt, der lokale Wert der scheinbaren Eisdicke erheblich von dem wahren Wert abweichen. Eine weitere bisher nicht diskutierte Fehlerquelle für die Freibordmessungen stellt die Einbauposition des Laseraltimeters im EM Bird dar. Der Schwerpunkt der EM Messungen liegt im Mittelpunkt zwischen Empfänger- und Sendespule. Der Nadirpunkt des Lasers ist dazu jedoch um ca. 1.5 Meter in Richtung des Frontbereichs des Instruments verschoben. Die Altimeter- und EM Datenströme werden zeitlich synchronisiert und weisen daher

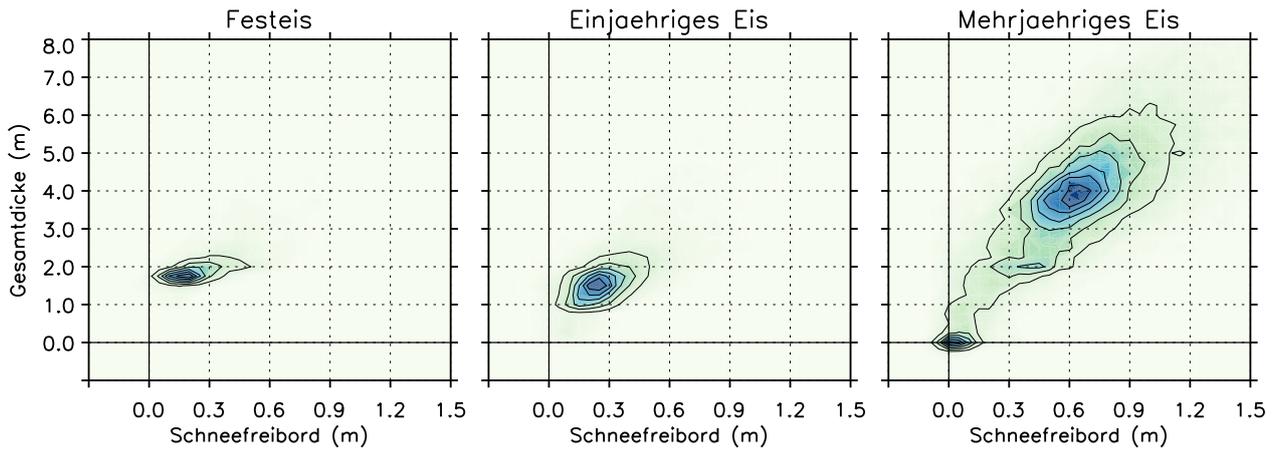


Abbildung 6.13.: Häufigkeit von Schneefreibord/Gesamtdicke Paaren für verschiedene Eistypen in der Lincolnsee.

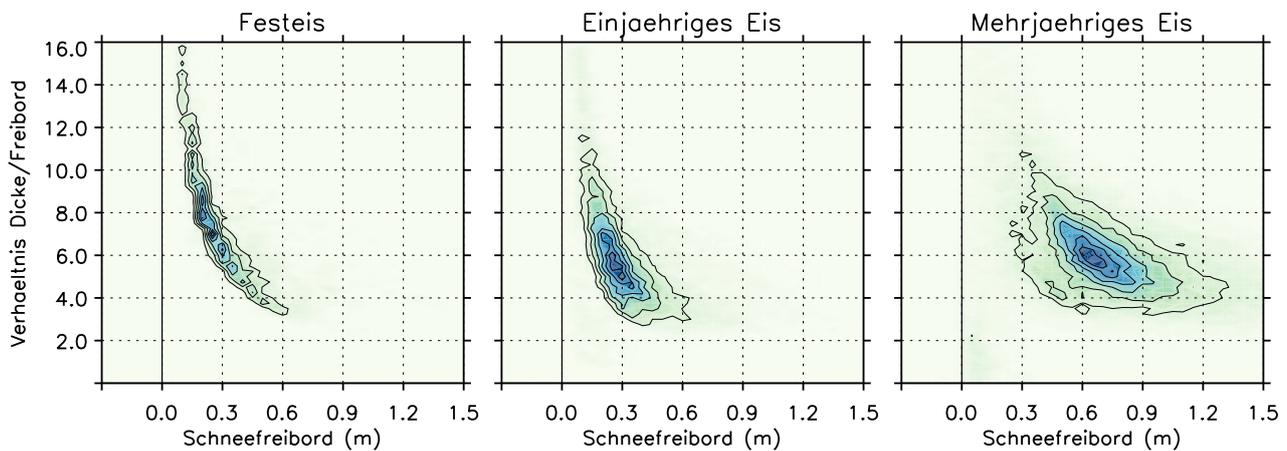


Abbildung 6.14.: Häufigkeit von Schneefreibord/R-Faktor Paaren für verschiedene Eistypen in der Lincolnsee.

eine geringe räumliche Abweichung auf. Diese Vorgehensweise ist für die Prozessierung unerlässlich, da die jeweils aktuelle Höhenmessung maßgeblich ist. Bei einem typischen Messpunktabstand von 3-4 m kann dieser im Freibordprofil vorhandene Versatz von 1.5 Meter insbesondere im Bereich von Deformationsstrukturen einen zusätzlichen Fehler in die punktweise Betrachtung eintragen. Daher werden für eine erste Analyse lediglich Bereiche nahe der Moden beider Verteilungen betrachtet. Werden für Freibord und Gesamtdicke allerdings Mittelwerte verwendet, spielt diese Fehlerquelle keine Rolle.

In Abbildung 6.13 ist die Häufigkeit von Gesamtdicke/Schneefreibord Wertepaaren dargestellt. Die Moden des ebenen Eises sind durch dunkle Bereiche gekennzeichnet. Hier zeigen sich erste Unterschiede zwischen dem Festeis und dem mobilen einjährigen Eis. Für das Festeis zeigt sich ein höheres Verhältnis zwischen Eisdicke und Freibord als in der Zone mit einjährigem Eis. Dies kann in erster Linie durch eine geringere Schneeauflage auf dem Festeis (*Haas et al., 2006a*) erklärt werden. Diese ist vermutlich durch einen geringer ausgeprägten Deformationsgrad bedingt, der Abtransport von Schneemassen durch Wind erleichtert. Die höchste Streuung des Verhältnisses zeigt das

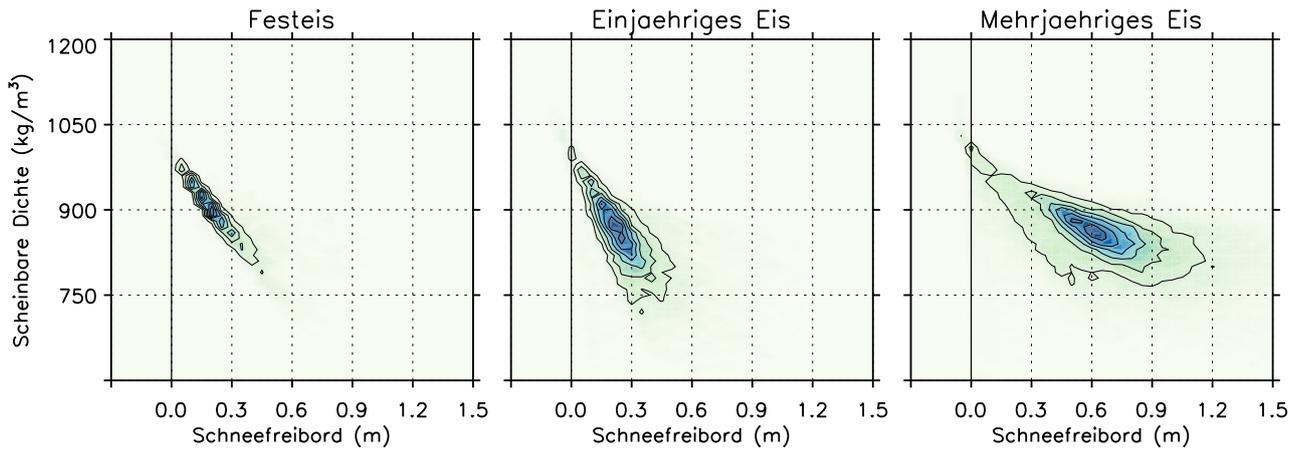


Abbildung 6.15.: Häufigkeit von Schneefreibord/scheinbare Dichte Paaren für verschiedene Eistypen in der Lincolnsee.

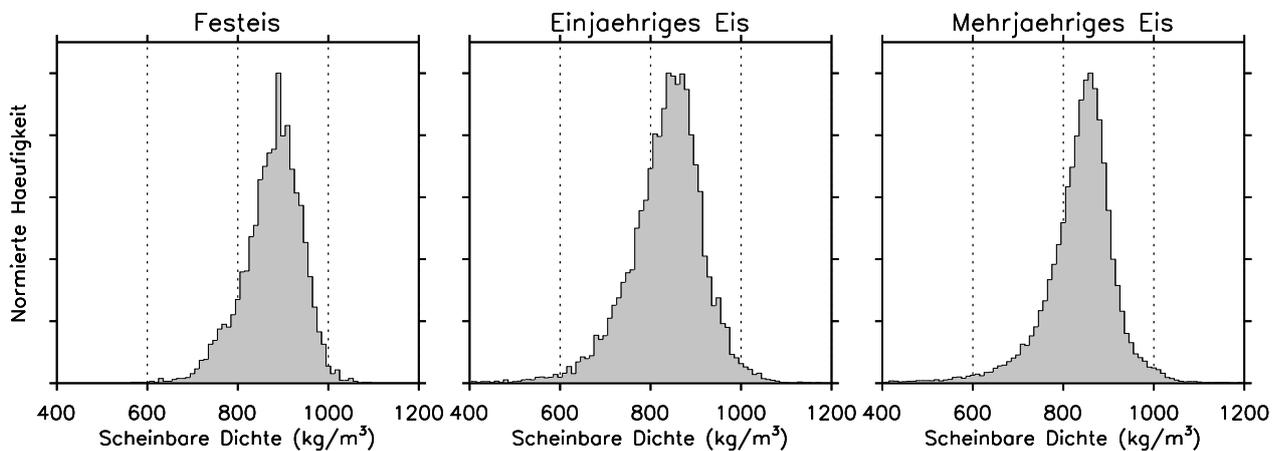


Abbildung 6.16.: Histogramme der scheinbaren Dichte des Eises in der Lincolnsee für verschiedenen Eistypen.

mehrjährige Eis. Hier schwankt die bestimmte Eisdicke im Bereich des modalen Freibords um mehrere Meter.

Eine alternative Darstellung für das Verhältnis zwischen Dicke und Freibord ist in Abbildung 6.14 gegeben. Aufgetragen ist das Verhältnis von Gesamtdicke zu Freibord als Funktion des Freibords. Dieses entspricht dem von Göbell (2007) verwendeten R Faktor. Durch diese Darstellung offenbart sich eine bessere Einsicht in den Zusammenhang zwischen Freibord und Eisdicke. Insbesondere für den Festeisbereich zeigt sich ein deutlicher funktionaler Zusammenhang. Wohingegen in den Profilbereichen mit zunehmendem Deformationsgrad und Mächtigkeit der Schneeschicht der Zusammenhang undeutlicher wird. Grund hierfür ist die abnehmende Korrelation zwischen Freibord- und Tiefgangprofil für kleinräumige Deformationsstrukturen.

Mit der Gesamtdicke z_g und dem Schneefreibord f_s kann eine scheinbare Dichte $\hat{\rho}$ der Meereis-schicht berechnet werden. Dieser Wert entspricht der Dichte einer homogenen Schicht, ohne die Unterscheidung zwischen Eisschicht und Schneeaufgabe. Wird die scheinbare Dicke als Funktion des Freibords beschrieben, so kann durch diesen Zusammenhang die Gesamtdicke für ein Altime-

Tabelle 6.2.: Statistische Parameter der Verteilung der scheinbaren Dichte, berechnet für verschiedene Meereistypen in der Lincolnsee im Mai 2005: (1) Festeis in der Naresstraße, (2) Einjähriges Eis und (3) Mehrjähriges Eis.

| Zone | Scheinbare Dichte (kg/m ³) | | |
|------|----------------------------------------|-----------|-------|
| | Mittel | Std. Abw. | Mode |
| 1 | 880.8 | 64.9 | 890.0 |
| 2 | 838.5 | 82.9 | 840.0 |
| 3 | 841.0 | 79.2 | 860.0 |

ter berechnet werden, welches das Schneefreibord misst. Für diese Umrechnung ist aber auch die Kenntnis der Schneedicke notwendig. Daher wird die scheinbare Dichte hier verwendet, um die Unterschiede der drei Zonen zu beleuchten. Als Voraussetzung für die Berechnung muss lediglich ein Wert für die Dichte des Ozeanwassers ρ_w angenommen werden.

$$\hat{\rho} = \rho_w \cdot \left(1 - \frac{f_s}{z_g}\right) \quad (6.7)$$

Für das Profil in der Lincolnsee wurde eine Wasserdichte von 1024 kg/m³ angenommen. Die resultierende Verteilung der scheinbaren Dichte ist in Abbildung 6.15 und die Histogramme in Abbildung 6.16 dargestellt. Für die einzelnen Verteilungen sind die statistischen Parameter in Tabelle 6.2 zusammengefasst.

In die Variation der scheinbaren Dichte geht neben den Dichten und Mächtigkeiten der Eis- und Schneeschicht auch die lokale Unterschätzung des Gesamtdicke durch die EM Methode von deformiertem Meereis mit ein. Dennoch können aufgrund des Verhaltens der scheinbaren Dichte in Abhängigkeit des Schneefreibords einige interessante Aspekte herausgestellt werden.

Die scheinbare Dichte des Meereises in den entsprechenden Zonen unterscheidet sich in ihren statistischen Parametern wenig voneinander. Lediglich im Festeisbereich werden etwas höhere Werte erzielt, welche mit der geringeren Schneeaufgabe zusammenhängt. Die Mittel- und Modalwerte zwischen dem einjährigem und mehrjährigem Meereis unterscheiden sich nur marginal. Betrachtet man den Verlauf der scheinbaren Dichte in Abhängigkeit des Freibords, so können charakteristische Merkmale beobachtet werden. Im Dünneisbereich ($f \pm 0.05$ m) zeigen alle Verteilungen mit ca. 1000 kg/m³ den gleichen Wert. Des Weiteren ist den Verteilungen gemein, dass mit zunehmendem Freibord die scheinbare Dichte abnimmt. Anhand des zunehmenden Anteils der Schneedicke an der Gesamtdicke und der Unterschätzung des Tiefgangprofils ist dies zu erwarten. Im einjähriges Eis ist diese Abnahme am stärksten ausgeprägt. Der funktionale Zusammenhang ist für das mehrjährige Eis zwar wesentlich unschärfer, allerdings ist eine Tendenz zu höheren Dichtewerten im Vergleich zum einjährigem Eis deutlich erkennbar. Zudem weist das mehrjährige Eis im Mittel eine nichtlineare Abnahme der scheinbaren Dichte mit zunehmender Dicke auf. Neben dem Verhältnis von Schnee- zu Eisdicke kann dies mit der Unterschätzung der Dicke der EM-Methode des stärker deformierten Untereisprofils zusammenhängen.

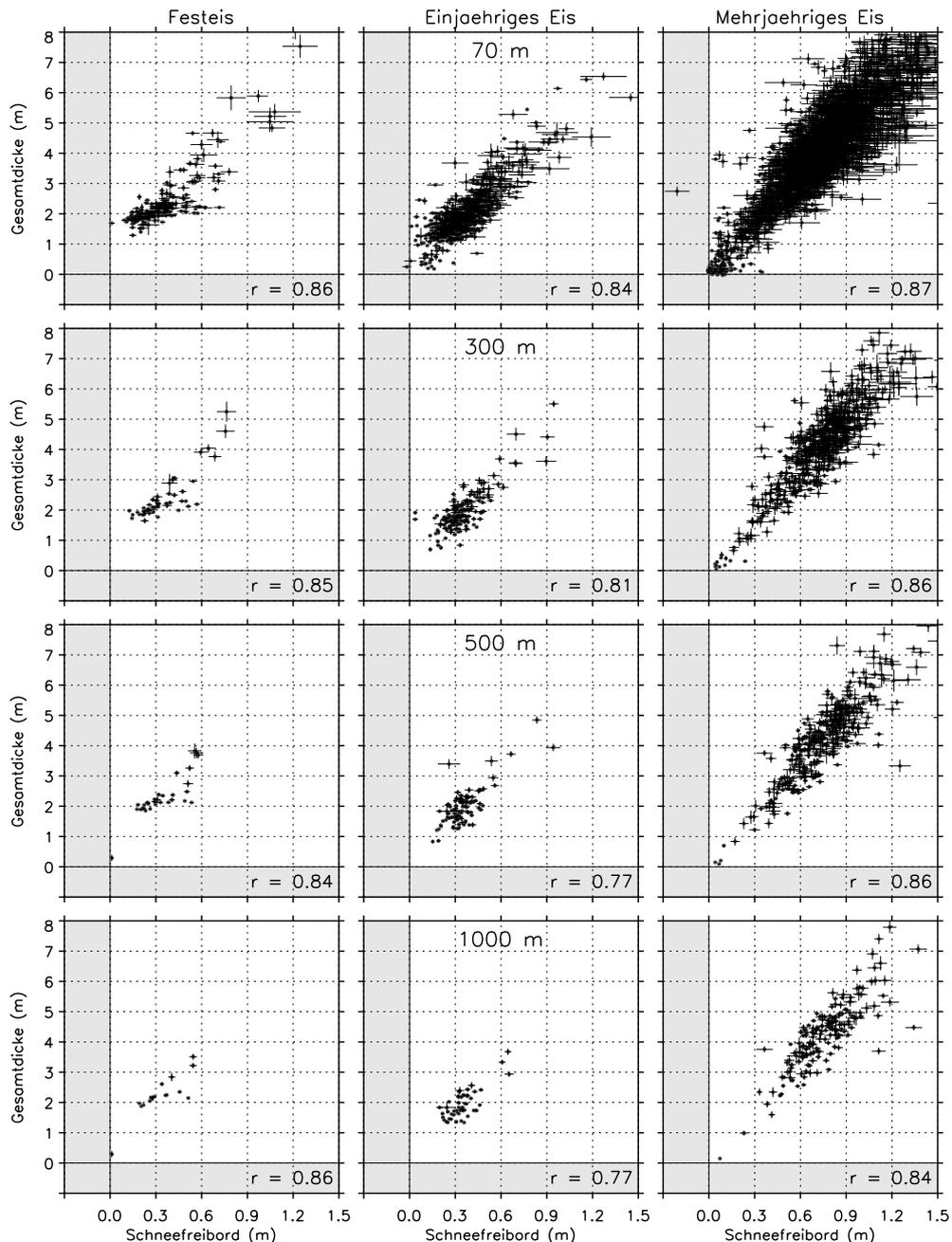


Abbildung 6.17.: Beziehung von EM Gesamtdicke zu Schneefreibord für verschiedene Mittelungsintervalle von 70, 300 m und 1 km in verschiedenen Eiszonen. Die Fehlerbalken berechnen sich aus dem Fehler des Mittelwerts für das Schneefreibord und der Gesamtdicke. Angegeben ist der lineare Korrelationsfaktor r zwischen beiden Größen.

6.2.3. Einfluss von Mittelwertbildung

Das Laseraltimeter des EM-Birds kann die Oberflächeneigenschaften aufgrund seiner hohen Messrate mit einer hohen Genauigkeit erfassen. Satellitengestützte Systeme können diese Auflösung nicht liefern. Für die Validierung dieser Systeme ist daher eine Mittelwertbildung der hoch aufgelösten Freiborddaten erforderlich.

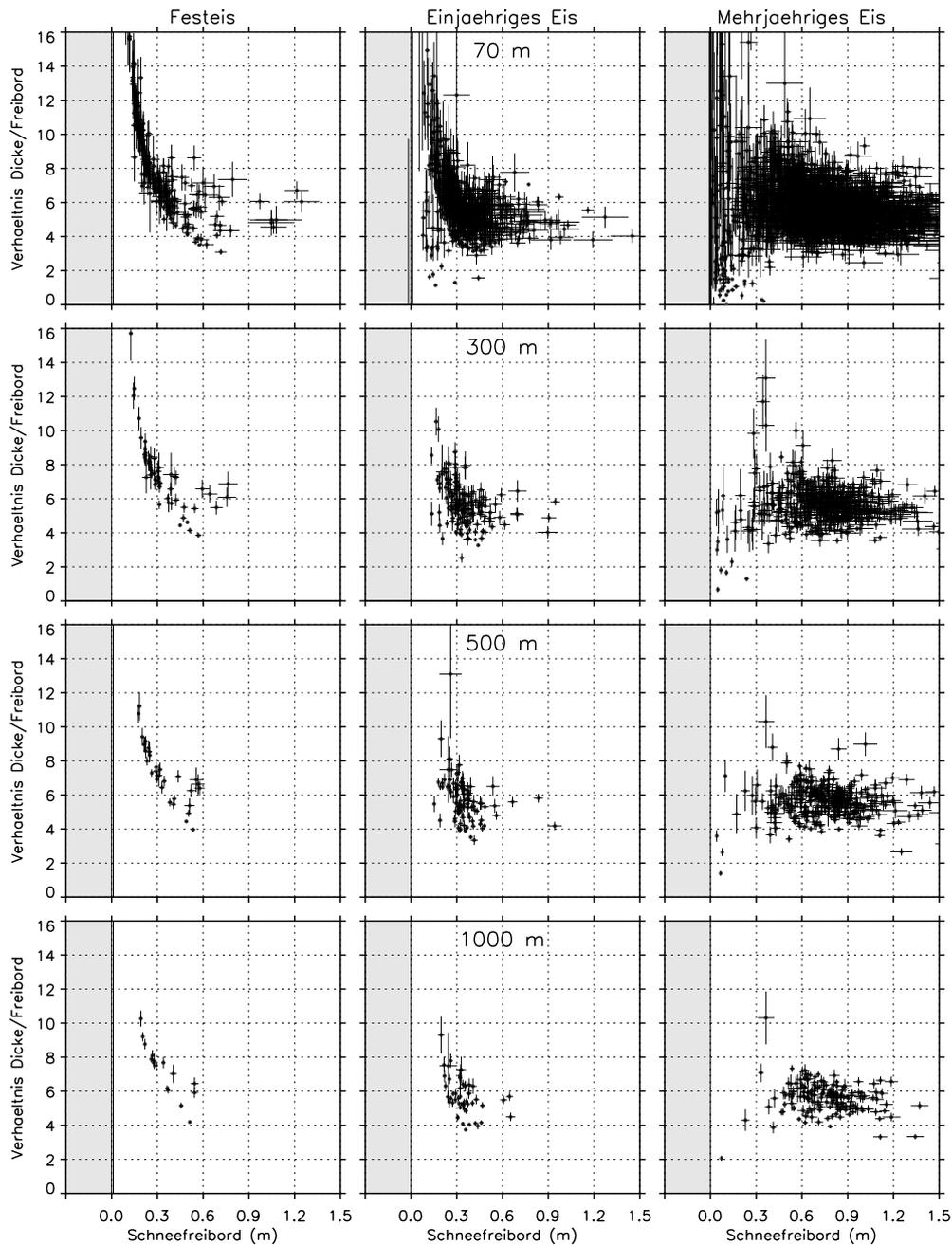


Abbildung 6.18.: Beziehung von R-Faktor zu Schneefreibord für verschiedene Mittelungsintervalle von 70, 300, 500 m und 1 km. Die Fehlerbalken berechnen sich aus dem Fehler des Mittelwerts für das Schneefreibord und der Fehlerfortpflanzung für den R-Faktor.

Dazu wird zunächst der Abstand der Messpunkte berechnet. Für die einzelnen Eistypen werden dann die Mittelwerte des Freibords und der Gesamtdicke im folgenden getrennt in Intervallen von 70, 300, 500 m und 1 km gebildet. Der erste Wert von 70 m entspricht der Ausleuchtfläche des *ICESat* Laseraltimeters. Die Intervallbreiten von 300 m und 1 km entsprechen der zu erwartenden Ausleuchtfläche des *CryoSat* Radaraltimeters längs bzw. quer zur Flugrichtung. Mit 500 m wird noch ein intermediärer Wert der Analyse hinzugezogen.

In Abbildung 6.17 und 6.18 sind die Beziehungen zwischen Schneefreibord f_s und Gesamtdicke z_g ,

bzw. zwischen Schneefreibord und R-Faktor für die unterschiedlichen Intervalle dargestellt. Die Fehler der einzelnen Mittelwerte ergeben sich für f_s und z_g aus dem Mittelwertfehler $\Delta y = \sigma_x / \sqrt{n}$ mit σ_x als Standardabweichung. Dabei wird vernachlässigt, dass es sich bei den Größen nicht um eine normalverteilte Stichprobe handelt. Der Fehler des R-Faktor ergibt sich durch die Gauß'sche Fehlerfortpflanzung:

$$\Delta R = \sqrt{\left(\frac{\partial R}{\partial f_s} \Delta f_s\right)^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial z_g} \Delta z_g\right)^2} = R \cdot \sqrt{\left(\frac{\Delta f_s}{f_s}\right)^2 + \left(\frac{\Delta z_g}{z_g}\right)^2} \quad (6.8)$$

Die Mittelwertbildung für das kleinste Intervall zeigt immer noch eine deutliche Streuung in beiden Graphen, welche gegenüber der punktwisen Betrachtung deutlich reduziert ist (Siehe Abbildung 6.13 und 6.14). Die Streuung nimmt erwartungsgemäß mit zunehmender Mittelungsbreite ab, ohne dass sich die Charakteristik ändert. Der linearen Zusammenhang zwischen f_s und z_g lässt sich am besten durch die lineare Pearson Korrelation r beschreiben:

$$r = \frac{COV(f_s, z_g)}{\sigma_{f_s} \cdot \sigma_{z_g}} \quad (6.9)$$

mit der Kovarianz $COV(f_s, z_g)$ der beiden Zeitreihen und den entsprechenden Standardabweichungen. Der Faktor beschreibt im Intervall $[-1, 1]$ den linearen Zusammenhang zwischen den beiden Grenzfällen der perfekt negativen ($r = -1$) und perfekt positiven Korrelation ($r = 1$). Dieser Parameter zeigt, dass sich der lineare Zusammenhang zwischen Schneefreibord und Gesamtdicke durch die Mittelwertbildung nur unwesentlich ändert. Durch die abnehmende Anzahl der Messpunkte durch die Mittelwertbildung, wird dieser Parameter aber auch zunehmend unsicherer bestimmt. Die Korrelationsfaktoren liegen in einem Bereich von 0.77 bis 0.87, weisen also auf einen deutlichen linearen Zusammenhang zwischen Schneefreibord und Gesamtdicke über den gesamten Freibordbereich hin. Die Variabilität des R-Faktors (Abbildung 6.18) zeigt den verbliebenen nichtlinearen Anteil in der Beziehung der beiden Größen. Durch die Mittelwertbildung werden die Bereiche von dünnem Eis zunehmend unterdrückt, der Zusammenhang von einem höheren R-Faktor für ein kleineres Freibord bleibt jedoch bestehen. Ebenso unverändert bleiben die Charakteristika der einzelnen Zonen.

Daraus kann geschlossen werden, dass auch eine Mittelwertbildung über größere Bereiche, z.B. 1 km für die Ausleuchtfläche des *CryoSat* Radaraltimeters quer zur Flugrichtung nicht zu einer wesentlichen Beeinträchtigung des Messergebnisses führen muss, da sich das Verhältnis zwischen Freibord und Gesamtdicke nicht grundlegend ändert. Diese Schlussfolgerung setzt allerdings voraus, dass mit Satellitenmessungen ein repräsentativer Mittelwert des Freibords innerhalb der Ausleuchtfläche bestimmt werden kann.

6.2.4. Berechnung der Gesamtdicke mittels Annahme des hydrostatischen Gleichgewichts

Die Fähigkeit des EM-Birds Freibord- und Eisdickenprofile in hoher Auflösung gemeinsam abzubilden, soll für eine Abschätzung der erreichbaren Genauigkeit genutzt werden, welche bei der Berechnung von Eisdicke aus Altimeterdaten möglich ist. Für die notwendige Parametrisierung der Schneeoberfläche wird auf In-Situ Schneedickendaten zurückgegriffen, welche allerdings nicht in

allen Zonen zur Verfügung stehen. Während der Messkampagne wurden beim Aussetzen von Driftbojen auf dem Meereis Schneedickenmessungen vorgenommen. Diese Profile bestehen aus rund 50 Einzelmessungen mit einem Messpunktabstand von etwa 5 Meter, und spiegeln daher nur die Schneevertelung auf der jeweiligen Scholle wieder. In den geographischen Bereich des hier behandelten Messfluges vom 14. Mai fallen zwei Messstellen. Die erste liegt auf dem Festeis in der Naresstraße (61.409639°W , 81.999421°N), die zweite liegt im Bereich des mehrjährigen Eises im nördlichen Teil des Profils (56.16522°W , 83.004546°N).

Zur Berechnung der Gesamtdicke werden dabei die Parameter der Schneedickenparametrisierung (Siehe Abschnitt 6.1.2) so angepasst, dass sie die gemessene Schneedickenverteilung möglichst gut wiedergeben. Diese Vorinformation wird benötigt, um eine möglichst repräsentative Schneedickenverteilung für die einzelnen Zonen zu erstellen.

In der Zone des einjährigen Meereises stehen keine In-Situ Daten zur Verfügung. Es kann aufgrund der äußerst flachen Topographie des in etwa gleich alten Festeises jedoch nicht diese Schneedickenverteilung übernommen werden, da die weitaus größere Zahl von Presseisrückensegeln mehr Raum für Schneeerwehungen bietet. Als realistische Annahme ähnelt die Parametrisierung der Schneevertelung eher der des mehrjährigen Eises. Durch die Faltung mit der gemessenen Freibordverteilung ergibt sich eine unterschiedlich berechnete Schneedickenverteilung. Die Schneevertelungen sind graphisch in Abbildung 6.19a dargestellt. Die Schneedickenverteilung auf dem Festeis kann durch die freibordabhängige Parametrisierung gut wiedergegeben werden. Für das einjährige Eis liegen keine Vergleichsdaten vor. Bei dem mehrjährigem Eis kann die Stichprobe der In-situ-Daten nur begrenzt wiedergegeben werden. Die Diskrepanz tritt auf, weil die Freibordverteilung des mehrjährigen Eises nur eine Hauptmode aufweist (Abbildung 6.11), die Schneevertelung jedoch mehrere Moden zeigt. Diese Eigenschaft kann mit der Parametrisierung nicht reproduziert werden. Daher wurden die Eigenschaften der Abhängigkeit der Schneedicke von dem Freibord so bestimmt, dass eine Mode bei 25 bis 30 cm berechnet wird, was in etwa den gemessenen Schneedickenverteilungen über mehrjährigem Eis weiter nordwestlich entspricht.

Nach der Bestimmung der Schneedicke für jeden einzelnen Punkt, wird die Gesamtdicke aus den Schneefreiborddaten berechnet. Für die Dichte des Ozeanwasser wurde ein Wert von 1024 kg/m^3 verwendet, für den Schnee eine Dichte von 300 kg/m^3 . Die Dichte des Meereises wird für die drei Bereiche gestaffelt angenommen. Für das Festeis wird ein relativ hoher Wert von 940 kg/m^3 festgesetzt. Dieser ist einerseits nötig, um die gemessene Eisdickenverteilung reproduzieren zu können, andererseits existieren Dichtewerte für Meereis in dieser Größe *Timco und Frederking* (1996). Für das einjährige und mehrjährige Meereis wird eine Dichte von 925 bzw. 910 kg/m^3 festgesetzt.

Die Verteilung der Gesamtdicke, berechnet aus den Freiborddaten, wird in Abbildung 6.19b und 6.19c mit der EM-Referenzverteilung verglichen. In den einzelnen Zonen stimmen die Moden gut überein, wenn auch die Häufigkeit im Bereich der Mode zugunsten von dünnerem und dickerem Eis herabgesetzt ist. Stellt man die einzelnen Messpunkte direkt gegenüber (Abbildung 6.19c), so zeigt sich, dass die Streuung im Bereich von $\pm 2 \text{ m}$ liegen kann. Da die einzelnen Zonen vorrangig von der modalen Eisdicke bestimmt werden, liefert der R^2 Wert der Regressionsanalyse durchweg schlechte Werte. Lediglich im Bereich des mehrjährigen Eises, in dem die Stichprobe über einen

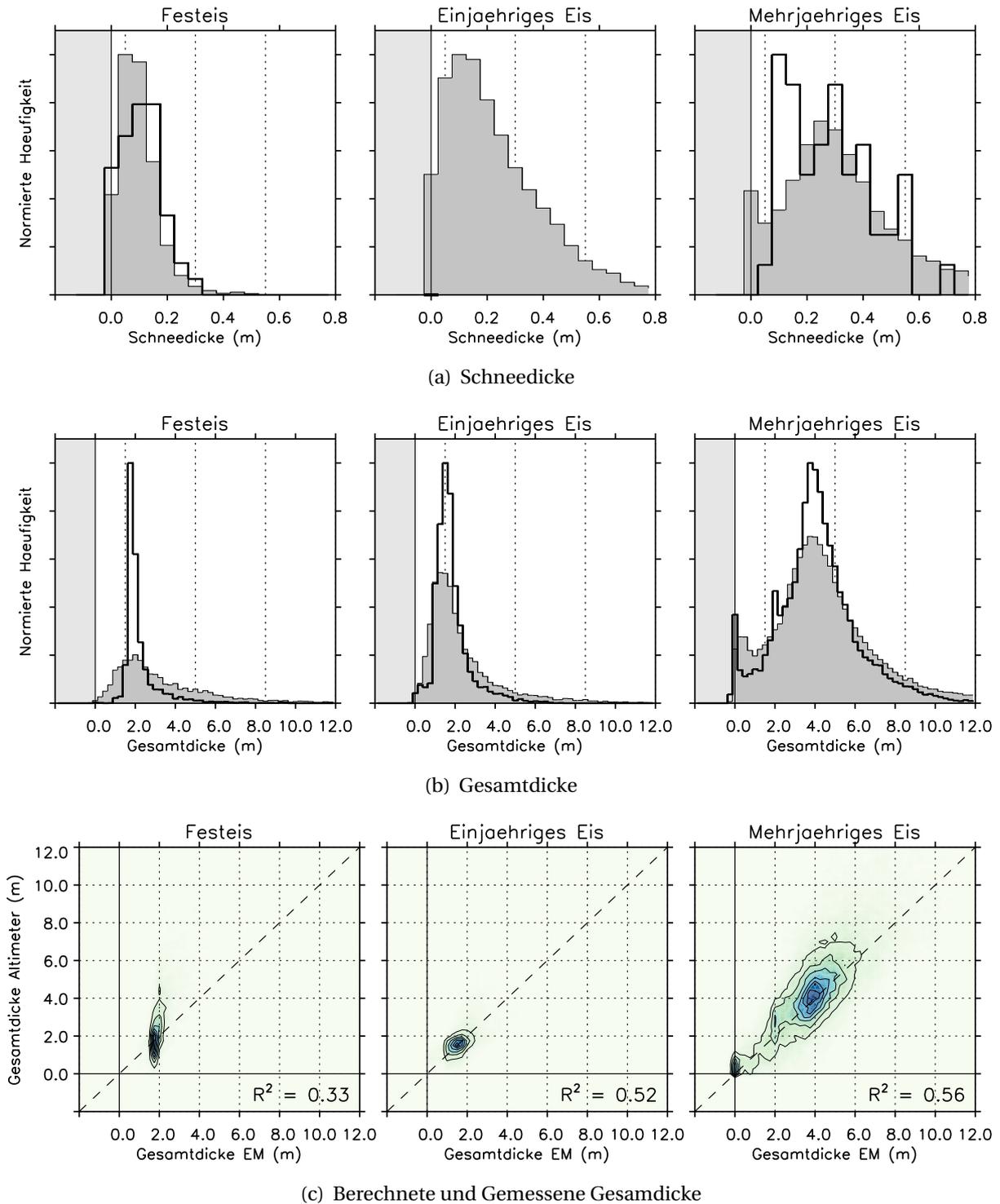


Abbildung 6.19.: Vergleich von Insitu-Messungen, EM-Bird Gesamtdicke und aus Altimeterdaten gewonnenen Verteilungen der Schnee- und Gesamtdicke für die einzelnen Bereiche. (a) Aus der gemessenen Freibordverteilung und parametrisierten Abhängigkeit der Schneemächtigkeit bestimmte Schneedickeverteilung (grau hinterlegt). Die schwarze Linie beschreibt die Insitu Schneeverteilung von rund 50 Messungen. (b) Verteilung der EM (schwarze Linie) und berechneten Gesamtdicke (grau hinterlegt). (c) Direkter Vergleich pro Messpunkt von gemessener (EM) und berechneter Gesamtdicke. R^2 beschreibt die Genauigkeit der Regression.

größeren Dickenbereich variiert, werden bessere Werte erzielt, wenn auch die Korrelation mit einem Wert von 0.58 nicht optimal ist. Dies kann weitestgehend auf die Tatsache zurückgeführt werden, dass im kleinskaligen Bereich nur eine geringe Korrelation zwischen Freibord und Eisdicke vorherrscht. Daher wird im folgenden auf die Mittelwertbildung für die Berechnung der Eisdicke zurückgegriffen.

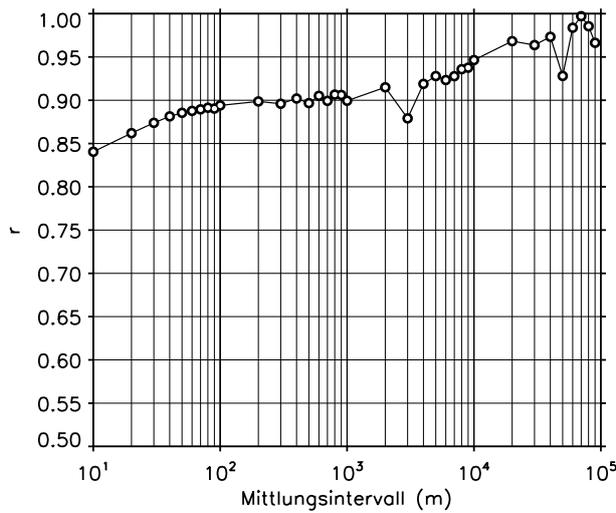
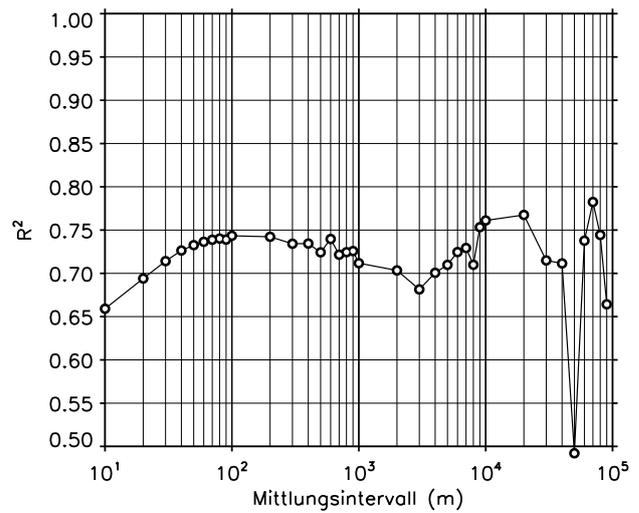
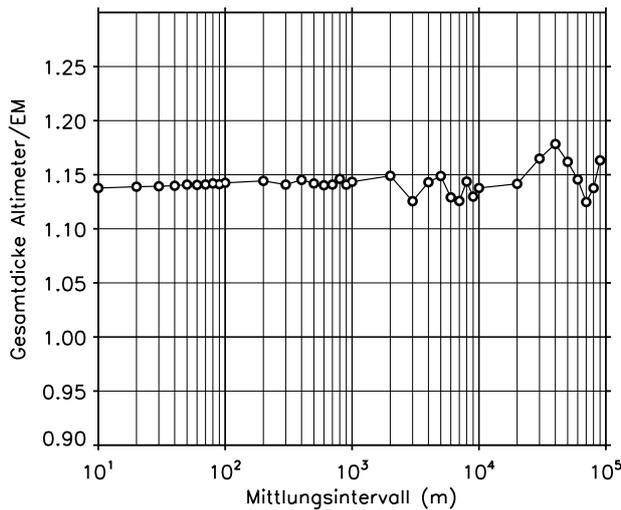
Berechnung mit gemittelten Freibordwerten

Aufgrund der Limitierung der Länge der einzelnen Profile und der Tatsache, dass für eine akkurate Regressionsanalyse eine breit gefächerte Dickenverteilung notwendig ist, wird die Mittelwertbildung der Freiborddaten auf dem gesamten Flug, inklusive des Bereiches des offenen Wassers ausgedehnt. Die Parametrisierung der Schneeoberfläche wird für die einzelnen Zonen beibehalten, bei einer Überlappung eines Intervalls über zwei Zonen entscheidet die Mehrheit der Messpunktzahl über die Berechnung der Schneedicke. Die Schneedicke bestimmt sich in einem Intervall aus dem Freibordmittelwert und nicht aus dem Mittelwert der individuell berechneten Schneedicken. Dieser Ansatz wurde gewählt, da für ein Altimeter mit größerer Auflösung keine oder nur geringe Informationen über die Variationen innerhalb der Ausleuchtfläche zur Verfügung stehen.

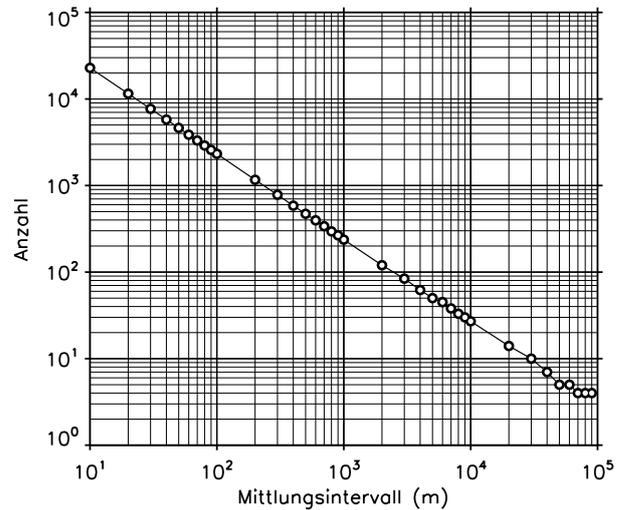
Die Mittelwerte wurden in einem Bereich zwischen 10 m, was in etwa dem doppelten des Messpunktabstands entspricht, und 90 km bestimmt. Der hohe Wert wurde gewählt um auch großskalige Variationen mit einzubeziehen. Die Aussagekraft ist allerdings aufgrund der äußerst geringen Anzahl von nur wenigen Punkten in dem 300 km langen Profil begrenzt. Basierend auf den jeweiligen Mittelwerten des Schneefreibords wird zuerst eine Schneedicke bestimmt. Mit diesen beiden Werten wird dann eine mittlere Gesamtdicke berechnet, welche mit dem entsprechenden Mittelwert der EM Gesamtdicke verglichen wird. Aus den Wertepaaren des gesamten Fluges werden anschließend für die entsprechende Mittlungslänge zwei Korrelationskoeffizienten berechnet. Zum einen der lineare Pearson-Koeffizient r , welcher lediglich den linearen Zusammenhang beschreibt, und die Güte R^2 des direkten Zusammenhangs der jeweiligen Mittelwerte. Dieser Parameter, sowie die Anzahl der Intervalle und das Verhältnis von berechneter zur gemessener mittlerer Gesamtdicke sind in Abbildung 6.20 dargestellt.

Bei dem linearen Korrelationskoeffizienten (6.20a) und der Güte des direkten Zusammenhangs (6.20b) ergibt sich bei stärkerer Mittelwertbildung bis zu einem Intervall von 100 m zunächst eine Verbesserung der Koeffizienten. Der direkte lineare Zusammenhang verbessert sich mit zunehmender Mittelungsbreite, bis der Koeffizient fast den Wert 1 erreicht. Dies kann mit der abnehmenden Zahl zugrunde liegender Stichproben erklärt werden (6.20d). Stehen bei einer Mittelwertbreite von 1 km noch über 100 Werte für die mittlere Gesamtdicke \bar{z}_g zur Verfügung, so werden die statistischen Parameter bei einer Mittelungsbreite von 10 km aus nur noch 30 Werten gebildet. Aus diesem Grund zeigt der R^2 -Gütewert des direkten Zusammenhangs für große Intervalle zunehmend erratische Werte. Es ist daher davon auszugehen, dass die dargestellten statistischen Parameter bei einem Mittelungsintervall größer als 1 km als nicht mehr ausreichend begründet angesehen werden können.

Das Verhältnis zwischen den Mittelwerten der Gesamtdicke, berechnet aus den Laserdaten und gemessen durch den EM-Bird, zeigt sich für den statistisch relevanten Bereich bis zu einer Mittelungsbreite von über 1 km fast vollständig invariant gegenüber der Mittelungsbreite. Stattdessen

(a) Linearer Korrelationskoeffizient r (b) Determinationskoeffizient R^2 

(c) Verhältnis berechneter zu gemessener Gesamtdicke



(d) Anzahl Messpunkte pro Intervall

Abbildung 6.20.: Korrelationskoeffizienten von gemessenen und berechneten Datensätzen der Gesamtdicke entlang eines Fluges über verschiedenen Eistypen mit verschiedenen Mittlungsintervallen. (a) Linearer Zusammenhang (Pearson-Koeffizient) (b) Güte des 1:1 Zusammenhangs zwischen beiden Größen (c) Verhältnis der aus den Altimeterdaten berechneten und mit der gemessenen Gesamtdicke (d) Für die Berechnung zugrunde liegende Anzahl von Mittelwert-Intervallen.

zeigt das Verhältnis eine nahezu konstante Überschätzung des Mittelwerts der EM Gesamtdicke um 14%. Der Wert der Überschätzung resultiert aus der Wahl der Schneeaufgabe und den entsprechenden Dichtewerten für die Medien Wasser, Eis und Schnee. Die Analyse zeigt jedoch, dass die Mittelwertbildung, bestimmt durch den Ausleuchtbereich des jeweiligen Altimeters, nur eine untergeordnete Rolle für das Ergebnis darstellt, solange ein repräsentativer Mittelwert des Schneefreibords bestimmt werden kann.

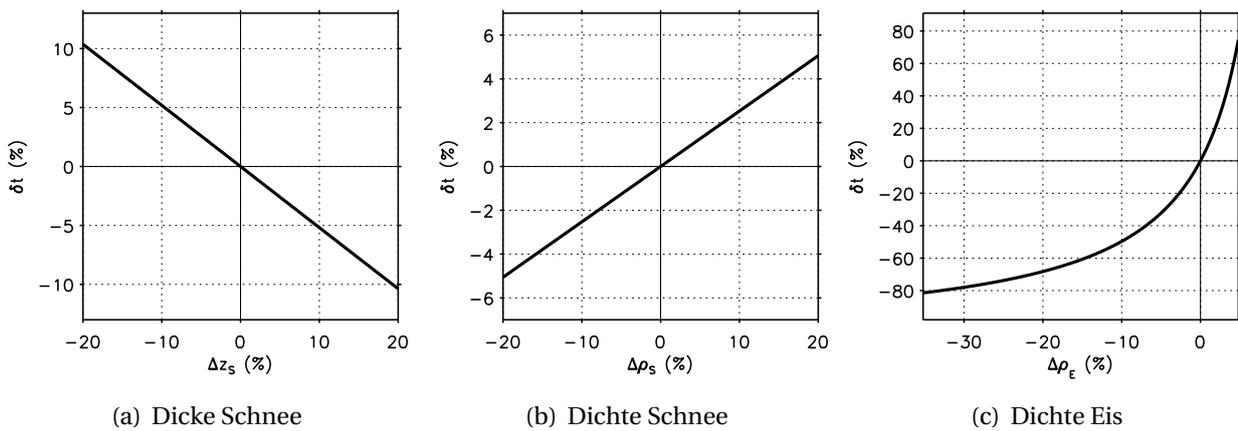


Abbildung 6.21.: Sensitivität (δt) des Verhältnisses aus den Laseraltimeterdaten berechneten und EM Gesamtdicke bezüglich von Variationen in der Schneemächtigkeit Δz_s und der Dichte der Schnee- $\Delta \rho_s$ und Meereisschicht $\Delta \rho_e$.

6.2.5. Sensitivitätsstudie der beteiligten Parameter

Im vorherigen Abschnitt wurden verschiedene Parameter, welche für die Berechnung der Gesamtdicke aus den Laseraltimeter Daten notwendig sind, durch Annahmen oder In-Situ Informationen festgelegt. Dazu zählen die Mächtigkeit der Schneeschicht, welche aus einer probabilistischen Abhängigkeit vom Schneefreibord gewonnen wurde und die jeweiligen Dichtewerte. In diesem Abschnitt soll die Sensitivität des Messergebnisses gegenüber diesen Parametern untersucht werden. Als Kontrollgröße zählt das Verhältnis von mittlerer EM Gesamtdicke zur berechneten Gesamtdicke. Für die Bestimmung dieses Kontrollparameters wird auf die genannten Größen ein Faktor multipliziert, welcher den zu erwartenden Fehlerbereich widerspiegeln soll.

Für die Berechnung der Sensitivität der einzelnen Parameter wird zunächst das Schneefreibord und die EM Gesamtdicke mit einer Intervallbreite von 100 Meter gemittelt. Wie im vorherigen Abschnitt gezeigt, weist dieser Mittelungsbereich ein Maximum des R^2 Wertes bei gleichzeitig hoher Intervallanzahl auf. Für diese Mittelwerte wird dann die Gesamtdicke neu berechnet, wobei die Parameter Schneedicke z_s , Schneedichte ρ_s und Eisdichte ρ_e um einen Faktor variiert werden. Streng genommen müssten die Dichten von Schnee und Meereis relativ zu der Dichte von Wasser behandelt werden. Es wird aber angenommen, dass die Dichte von Wasser für jedes Profil gut bekannt ist und nur sehr gering variiert. Daher wird diese Größe als nicht fehlerbehaftet betrachtet.

$$\hat{z}_s = z_s \cdot \Delta z_s \quad (6.10)$$

$$\hat{\rho}_s = \rho_s \cdot \Delta \rho_s \quad (6.11)$$

$$\hat{\rho}_e = \rho_e \cdot \Delta \rho_e \quad (6.12)$$

Mit den Größen \hat{z}_s , $\hat{\rho}_s$ und $\hat{\rho}_e$ wird in den Intervallen mit den individuellen Dichten und der Dicke der Schneeschicht die Gesamtdicke aus dem Schneefreibord f_s neu berechnet. Für diese Berechnung wird jeweils einer der Δ -Faktoren variiert, während die anderen konstant gehalten werden ($\Delta_x = 1$), damit der Einfluss der fehlerbehafteten Parameter getrennt betrachtet werden kann. Als

Schwankungsbreite wird ein Fehler von $\pm 20\%$ festgelegt. Die Dichte des Meereises darf jedoch die Dichte des Meerwassers nicht überschreiten, damit sinnvolle Ergebnisse zu erwarten sind. Daher wurde der Fehler für diesen Parameter von -35% bis $+5\%$ festgelegt. Damit entspricht die Schwankungsbreite die der anderen Parameter, allerdings ist ein Fehler von -35% bei der Dichte des Eises in einem realen Fall nicht zu erwarten. Für alle Parameter x wird die Abweichung vom Referenzverhältnis δt zwischen berechneter und gemessener Gesamtdicke berechnet.

$$t = \frac{\bar{z}_{g,em}}{\bar{z}_g(f, z_s, \rho_w, \hat{\rho}_e, \hat{\rho}_s)} \quad (6.13)$$

$$\delta t = \left(\frac{t}{t(\Delta_x = 1) \approx 1.15} - 1 \right) \cdot 100 \quad (6.14)$$

Die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse sind in Abbildung 6.21 dargestellt. Den geringsten Einfluss hat erwartungsgemäß die Dichte der Schneesicht. Der angesetzte Fehler von $\pm 20\%$ wirkt sich in einer Änderung von $\pm 4\%$ in dem Verhältnis von berechneter zur gemessener Gesamtdicke aus. Diese Größenordnung reicht nicht aus, um die Abweichung von 14% des Referenzwerts (Vergleiche vorherigen Abschnitt) zu erklären. Einen noch größeren Einfluss hat die Dichte des Eises auf das Verhältnis t . Ein Fehler von $\pm 5\%$ ($\pm 46.25 \text{ kg/m}^3$ bei $\rho_e = 925 \text{ kg/m}^3$) wirkt sich bereits mit $\pm 20\%$ auf das Ergebnis aus. Hier zeigt sich eine bedeutende Limitierung der Methode, aus Laserhöhendaten die Gesamtdicke zu bestimmen, da die Dichte des Meereises für eine Zone fest gewählt ist. Für eine bessere Übereinstimmung mit den EM Eisdickendaten ist vermutlich eine lokale Variation dieses Wertes, welche die Gegebenheiten von z.B. Eisdeformation berücksichtigt, hilfreich. Es stehen aber keine Informationen zur Verfügung, mit denen diese Variationen parametrisiert werden könnten.

6.3. Zusammenfassung und Diskussion

Die Ergebnisse dieses Kapitels haben gezeigt, dass mittels der Annahme des hydrostatischen Gleichgewichts aus Laserfreibord-Daten sinnvolle Eisdickendaten gewonnen werden können. Dazu muss allerdings Eisalter und -beschaffenheit in der Umrechnung eingehen, was in den hier gezeigten Beispielen durch eine Zoneneinteilung des verwendeten Messprofils erfolgte.

Die aus den Flugzeug-Altimetriedaten berechneten Eisdicken konnten in der Lincolnsee auf statistischer Basis mit EM-Bird Messungen verglichen werden. Aus dem Vergleich von beiden Profilen mit den EM Referenzdaten lässt sich ableiten, dass auch bei einer punkweisen Umrechnung die Eisdickenverteilung mit Freibordmessungen gut wiedergegeben werden kann, auch wenn die Schneedicke nicht direkt bekannt ist. Es konnte auch gezeigt werden, dass mit dem Schneefreibord eine sinnvolle Abhängigkeit zur Schneedicke hergestellt werden kann. Das prinzipielle Verhalten zeigt sich dabei konsistent zu früheren Ergebnissen (Göbell, 2007). Der Fehler in der mittleren Gesamtdicke bewegt sich in beiden Fällen mit einer Ausnahme (17.4%) um 5% . Dieser Fehler ist jedoch aufgrund der detaillierten Vorinformation als unterer Grenzwert einzuschätzen. Durch die erhöhte Sensitivität des Radaraltimeters auch für kleine Bereiche mit offenem Wasser kommt es zu einer systematischen Unterschätzung der mittleren Eisdicke.

Mit einem direkten Vergleich von Schneefreibord- und Gesamtdickendaten konnte das lokale Verhältnis beider Größen und der scheinbaren Dichte untersucht werden. Die aus EM-Bird Freiborddaten berechnete mittlere Gesamtdicke in einem 300 km langen Messprofil überschätzt die mittlere Gesamtdicke der EM-Methode um 14%. Dieser Wert der Überschätzung ist stark abhängig von der gewählten Dichte des Meereises und der Dicke der Schneeeauflage.

Die Mittelwertbildung der Freiborddaten führt zu keiner nennenswerten Veränderung der berechneten mittleren Eisdicke. Diese Skaleninvarianz zeigt sich bis zu einer Intervallbreite, bei der nur noch wenige Punkte für die Bestimmung der mittleren Gesamtdicke zur Verfügung stehen.

Zusammenfassung und Ausblick

Diese Arbeit beschäftigt sich mit zwei Verfahren zur Bestimmung der Dicke von Meereis: Einem elektromagnetischen Induktionsverfahren zur Lokalisierung der Meereis-Meerwasser Grenze und einer altimetrischen Messung zur Bestimmung der Höhe der Meereisoberfläche über der Wasserlinie, dem sogenannten Freibord. Während das erste Verfahren technisch derart realisiert wird, dass die Summe aus Meereis- und der Schneedicke direkt gemessen werden kann, sind bei dem zweiten Verfahren der Umrechnung des Freibords in Eisdicke, Vorinformationen wie der Dichte von Schnee, Meereis und Meerwasser und die Dicke der Schneeschicht, notwendig. Das Ziel dieser Arbeit ist daher die Untersuchung der technischen Realisierbarkeit der altimetrischen Methode in Hinblick auf zukünftige Satellitenmissionen und eine Abschätzung der zu erwartenden Genauigkeit der Meereisdicke durch einen Vergleich mit der direkten Methode des elektromagnetischen Induktionsverfahrens. Die Arbeit gliedert sich in vier logische Schritte.

1. Beschreibung der Bestimmung der Meereisdicke mit dem elektromagnetischen Induktionsverfahren, unter Benutzung eines helikopter-basierten Messinstrumentes, von der Strategie im Feld über die Kalibrierung der aufgezeichneten Daten bis zur Berechnung der Eisdicke. (Kapitel 3)
2. Untersuchung der Genauigkeit der EM-Methode über deformiertem Meereis mit einem 3D Vorwärtsmodell. Berechnet wird der Fehler der mittleren Eisdicke für Meereisstrukturen, welche sich nicht durch unendlich ausgedehnte Platten beschreiben lassen. (Kapitel 4)
3. Beschreibung der technischen Umsetzung und Genauigkeit von Freibordmessungen mit Laser- und Radaraltimetern von einer Flugzeugplattform aus. Des Weiteren wird der Einfluss der Schneeoberfläche auf die verschiedenen Wellenlängen diskutiert und mit Fernerkundungsdaten in Beziehung gebracht. (Kapitel 5)
4. Analyse der Umrechnung des Freibords in Meereisdicke anhand von Flugzeugaltimetriemessungen und Freiborddaten des EM-Birds. Die Flugzeugmessungen werden für einen statistischen Vergleich der Eisdickenverteilungen mit den EM-Referenzdaten und den Eigenschaften des Laser- und Radaraltimeters, bezüglich der Bestimmung von Meereisdicke, verwendet. Die Freiborddaten des EM-Birds in der Lincolnsee dienen der Bestimmung des Einflusses der Mittelwertbildung des Freibords auf die berechnete Gesamtdicke. Für die beteiligten Parameter wird eine Sensitivitätsstudie durchgeführt. (Kapitel 6)

Für diese Arbeit wurden die Ergebnisse von Messkampagnen in der nördlichen Ostsee, der Grönlandsee und der Lincolnsee, verwendet. Die Messungen wurden vom Alfred-Wegener Institut und dem dänischen Nationalen Weltraumzentrum durchgeführt. Im Rahmen dieser Dissertation wurden in der Lincolnsee in den Jahren 2005 und 2008, sowie in der Ostsee im Jahr 2005 Meereisdickenmessungen mit dem EM-Bird durchgeführt. Die weiteren Arbeiten umfassten die Datenbearbeitung der Flugzeugaltimeterdaten und die folgende Bestimmung von Freibordprofilen.

Die EM Meereisdickenmessungen wurden mit einem speziell entwickeltem, von einem Helikopter geschleppten System, dem sogenannten EM-Bird, durchgeführt. Als Radaraltimeter wurde das ASIRAS System eingesetzt, welches für die Validierung des Weltraum-Radaraltimeters SIRAL auf CryoSat 2 von der europäischen Weltraumagentur ESA entwickelt wurde. Für die Erstellung von digitalen Höhenmodellen kamen handelsübliche Laserscanner zum Einsatz.

Elektromagnetisches Induktionsverfahren

Die Genauigkeit der mit dem elektromagnetischen Verfahren bestimmten Dicke von ebenem Meereis war Gegenstand vieler vorheriger Arbeiten. Es konnte jedoch in dieser Arbeit nachgewiesen werden, dass die mittlere Eisdicke über deformierten Zonen wesentlich besser wiedergegeben wird, als ein punkt-zu-punkt Vergleich vermuten lässt. Die simulierte maximale Dicke von Presseisrücken entspricht je nach Höhe des Instrumentes und Geometrie des Kiels etwa 40 - 80 % der vorgegebenen Dicke. Die Unterschätzung des Mittelwerts ist jedoch mit etwa 80 % weitestgehend unabhängig von der Geometrie des Rückens. Unter Berücksichtigung des Einflussbereichs der EM Messung ergibt sich zunächst eine rechnerische Überschätzung der mittleren Eisdicke. Daraus wird gefolgert, dass nicht die volle Breite des EM Einflussbereiches für den Wert der bestimmten Eisdicke maßgeblich ist.

Die Berechnung der Eisdicke mit der EM-Methode tendiert dazu, die Eisdicke lokal zu unterschätzen, wenn das Tiefgangprofil starke Änderungen auf kleiner Skala aufweist. Bei einer weniger stark ausgeprägten Änderung der Eisdicke ist das Ergebnis der EM-Messung sehr gut mit einem gleichenden Mittel mit der Breite des EM-Einflussbereichs vergleichbar. Dies wurde anhand eines aus einem Laserscanner-Höhenmodell erstellten Eisprofils nachgewiesen. Für diesen Fall entsprach die mittlere Dicke der Simulation dem realen Wert mit einem Fehler unterhalb 1%. Das verwendete Profil zeichnete sich jedoch durch eine glatte Eisunterseite aus, welche in der Realität nicht anzutreffen ist. Die durch stärkere Änderung der Eisunterseite hervorgerufene Unterschätzung der mittleren Eisdicke wird durch den Effekt von verstärkter elektrischer Leitfähigkeit durch Wassereinschlüsse im Meereis konterkariert. Der für die Berechnung der Eisdicke verwendete Inphase-Kanal ist insensitiver gegenüber einem Eiskörper mit geringer Leitfähigkeit als die Quadratur des Signals und liefert daher ein genaueres Abbild der Eisunterseite. Unter Berücksichtigung der Porosität des Meereises ergibt sich daher eine Überschätzung des Eisvolumens. Der Vergleich mit realen Eisdickendaten und Modellergebnissen zeigte aber auch anhand eines kurzen Beispiels eine gute Übereinstimmung der mittleren Dicke, obwohl das Modell nur mit einem eindimensionalen Bohrprofil initialisiert werden konnte.

Flugzeugaltimetrie

Bei den Daten eines Laser- und Radaraltimeters mussten aufgrund von hardware-basierten Fehlern Korrekturen vorgenommen werden. Es konnte gezeigt werden, dass mit den korrigierten Daten beider Systeme zuverlässige Freibordmessungen vorgenommen werden können. Dies gilt sogar in einem Bereich des Bottnischen Meerbusens in der Ostsee, in dem das Freibord aufgrund der geringen Eisdicke Werte im einstelligen Zentimeterbereich aufweist. Bei der Bestimmung des lokalen Meeresspiegels besitzt das Radaraltimeter einige Vorteile, da aufgrund sehr hoher Rückstreuung über ebenen Flächen offenes Wasser auch dann gut detektiert werden kann, wenn es nur einen Bruchteil der ausgeleuchteten Fläche ausmacht. Der Laserscanner weist in diesen Bereichen teilweise Messlücken auf.

Aus dem Vergleich der Freiborddaten des Laser- und des ASIRAS Radaraltimeters konnten Rückschlüsse über das Eindringverhalten eines K_u -Band Radarsignals in die Schneeeauflage gezogen werden. Durch Modellierung konnte gezeigt werden, dass bei einer fortgeschrittenen Metamorphose der Schneeoberfläche, die Rückstreuung des Radarsignals von der Schnee- und nicht der Eisoberfläche stammt. In Gebieten mit einer Kruste von hoher Dichte auf der Schneeeauflage zeigte sich daher keine Eindringung des Radarsignals. Unglücklicherweise standen in Gegenden, wo eine Eindringung beobachtet wurde, keine in-situ Daten der Schneeeigenschaften zur Verfügung. Anhand von Satelliten-Scatterometer Daten konnten Muster in den regionalen Eigenschaften der Schneeoberfläche bestimmt werden, welche mit dem Eindringverhalten des Radarsignals korrelieren.

Vergleich von Freibord und Eisdicke

Bei trockener Schneeeauflage mit geringer Dicke ist damit zu rechnen, dass das Radarsignal an der Eisoberfläche reflektiert wird. Dies wurde anhand von Laser- und Radarfreiborddaten in der Ostsee demonstriert. Es zeigte sich, dass die Berechnung der Eisdicke sinnvolle Ergebnisse liefert unter der Annahme, dass die Dicke der Schneesicht aus der Differenz zwischen Laser- und Radaraltimeter berechnet werden kann. Weiterhin wurde demonstriert, dass mit einem probabilistischen Modell der Schneedicke in Abhängigkeit des Freibords die Eisdickenverteilung gut wiedergegeben werden kann. Dabei zeigte die mittlere Eisdicke des Radaraltimeters in der Lincolnsee etwa 40- 50 cm kleinere Werte als die des Laseraltimeters, aufgrund der hohen Präferenz für offenes Wasser und Dünneis innerhalb der vom Radar ausgeleuchteten Fläche.

Durch den Vergleich von gleichzeitig gemessenem Schneefreibord- und Eisdickendaten des EM-Birds konnte nachgewiesen werden, dass das Verhältnis zwischen beiden Größen weitestgehend skaleninvariant ist. So änderte sich die berechnete mittlere Gesamtdicke von Meereis nicht, wenn gemittelte Freibordwerte mit unterschiedlicher Intervallbreite verwendet wurden. Im Gegensatz zu vorherigen Studien wurde die Umrechnung allerdings in verschiedene Zonen aufgeteilt, je nach Alter und Beschaffenheit des Meereises. Die scheinbare Gesamtdichte des Meereises mit Schneeeauflage zeigte eine Streuung von etwa 600 kg/m^3 und erreichte stellenweise annähernd die Dichte des Wassers (1024 kg/m^3). Diese scheinbare Dichte zeigte in einer Zone mit Festeis mit 890 kg/m^3 den höchsten Wert, während der Wert in einer Zone mit einjährigem Eis (840 kg/m^3) signifikant geringer ausfiel als in einer Zone des mehrjährigen Eises (860 kg/m^3). Diese Werte illustrieren ei-

ne unterschiedliche Relation zwischen Schneefreibord und Gesamtdicke in den drei Zonen. Daher wurde die Umrechnung der Freibordwerte in Eisdicke für alle drei Zonen mit individuellen Parametern vorgenommen. Als Resultat konnte die Eisdickenverteilung, welche direkt mit der EM-Methode gemessen wurde, gut durch die Umrechnung des Freibords mittels der Annahme von hydrostatischem Gleichgewicht reproduziert werden. Der Fehler der mittleren Gesamtdicke aus Altimeterdaten bezüglich des EM-Referenzwertes beträgt 14%, der Wert ist jedoch sehr sensitiv gegenüber der verwendeten Dichte des Meereises.

Diskussion und Ausblick

Die Ergebnisse dieser Arbeit haben gezeigt, dass das elektromagnetische Induktionsverfahren auch über deformiertem Eis die mittlere Eisdicke gut wiedergeben kann. Für eine genaue Abschätzung muss der Einfluss der Geometrie der Eisunterseite und der internen Porosität von Deformationsstrukturen gegeneinander abgewogen werden. Die dafür notwendigen Daten standen im Rahmen dieser Arbeit nicht zur Verfügung. Ein aussichtsreiches Feldexperiment ist daher die Erstellung eines vollständigen 3D Modells des Meereises, etwa mit einem Laserscanner-Höhenmodell und einem 3D Tiefgangprofil durch ein Sonar, bei gleichzeitiger Vermessung der Eisdicke durch den EM-Bird. Ein solcher Ansatz wurde bereits in einer Messkampagne im Frühjahr 2007 verfolgt, das Messgebiet beschränkte sich jedoch auf einen einzelnen Presseisrücken. Zudem standen die Tiefgangprofile für diese Arbeit nicht zur Verfügung.

Das Softwarepaket *Comsol Multiphysics* hat sich als sehr nützliches Werkzeug für die 3D Vorwärtsmodellierung von elektromagnetischen Fragestellungen herausgestellt. Für zukünftige Modelle sind allerdings noch einige Verbesserungen erstrebenswert. So führt die hohe Anzahl von verwendeten finiten Elementen ($\approx 200\,000$) mit etwa zwei Stunden pro Simulation zu sehr langen Berechnungszeiten. Nach Abschluss dieser Arbeit wurde das Programmpaket seitens der Herstellerfirma aktualisiert. Durch die nun mögliche Verwendung mehrerer Prozessoren und effizienterer Lösungsalgorithmen reduziert sich die Berechnungszeit für eine Simulation von 2 Stunden auf etwa 10 Minuten. Zukünftige Simulationsserien können daher in wesentlich kürzerer Zeit berechnet werden.

Weitere Anwendungsmöglichkeiten für *Comsol Multiphysics* bestehen in der Analyse von EM Messungen der Meereisdicke mit Flugzeugen mit an den Tragflächen montierten Spulen. Testmessungen haben gezeigt, dass bei laufenden Maschinen das Flugzeug ein erhebliches Störsignal erzeugt. Durch 3D Modellierung dieser Fragestellung kann z.B. der Einfluss von schwingenden Flügeln auf den EM Messwert simuliert werden.

Wie bereits angesprochen, ist für viele Anwendungen, z.B. für die Schifffahrt in eisbedeckten Gebieten oder die Festeisbildung in küstennahen Regionen, das tatsächliche punktgenaue Eisdickenprofil interessant. Die Unsicherheiten in den EM-Bird Eisdickenprofilen an lokalen Stellen ist aufgrund der in dieser Arbeit gezeigten Ergebnisse hoch. Allerdings wurde gezeigt, dass für die meisten Fälle die gesamte Eismasse durch die EM-Methode erfasst wurde. Daher wäre es denkbar, eine Dekonvolution des mit den 1D Annahmen bestimmten Eisdickenprofils durchzuführen. Für diese Methode wird die für das Instrument spezifische Impulstransferfunktion benötigt. Diese beschreibt die Glättung eines äußerst kompakten, durch eine Delta-Verteilung dargestellten Pulses.

Anhand der Glättung dieses infinitesimalen Signals kann auf die Gewichtung der Eisdicke innerhalb des Einflussbereiches geschlossen und eine rechnerische Korrektur vorgenommen werden. Eine derartige Dekonvolution kann nur die Einflüsse entlang der Flugbahn berücksichtigen, für eine Berücksichtigung des Eisunterseitenprofils quer zur Flugrichtung müsste eine flächige Kartierung der Eisdicke vorgenommen werden. Dennoch ist mindestens eine Annäherung an das reale Eisdickenprofil zu erwarten.

Eine weitere Möglichkeit für die Bestimmung des tatsächlichen Eisdickenprofils ist die Verwendung von Mehrfrequenzgeräten. Für eine Machbarkeitsstudie können für diese Geräte mit Comsol Voruntersuchungen durchgeführt werden.

Die Methode der altimetrischen Bestimmung des Freibords kann nicht dazu verwendet werden ein realistisches Profil der Eisunterseite zu berechnen. Dennoch können die statistischen Eigenschaften der Eisdicke gut wiedergegeben werden, auch wenn nicht alle Größen, wie z.B. die Dicke der Schneeschicht, bekannt sind. Die Skaleninvarianz der Freibord-Eisdicken Umrechnung zeigt zudem, dass weltraumgestützte Altimeter, wie ICESat oder CryoSat 2, prinzipiell ein hohes Potential für die Bestimmung der Meereisdicke besitzen. Es muss bei der Diskussion der Ergebnisse dieser Arbeit jedoch berücksichtigt werden, dass die Genauigkeit der Ergebnisse von der hohen lateralen Auflösung der Messungen, und damit von der einfachen Detektierbarkeit von offenem Wasser, deutlich profitiert. Für die Genauigkeit der errechneten Gesamtdicke aus den Flugzeugaltimetrie Daten spielten daher im Gegensatz zu satelliten-basierten Systemen Fehler in der Rekonstruktion des lokalen Meeresspiegels kaum eine Rolle. Allerdings muss auch davon ausgegangen werden, dass aufgrund der größeren Höhe und der damit verbundenen deutlich größeren Ausleuchtfläche und damit schlechteren Auflösung nicht direkt auf die Genauigkeit der Ergebnisse der Satellitenaltimetrie geschlossen werden kann. Vielmehr dienen die hier angegebenen Fehler als untere Grenze.

Das beobachtete Muster zwischen den *QuikScat* Rückstreukoeffizienten und dem beobachteten Eindringverhalten der Radarwellen in die Schneeeauflage muss durch Folgemessungen überprüft werden. Die bestehenden Daten wurden stets im arktischen Ozean nordwestlich und östlich von Grönland gewonnen. Dieser Bereich ist weitestgehend durch die Präsenz von mehrjährigem Eis charakterisiert. Es wird daher vorgeschlagen, weitere Validierungsmessungen für Satellitenaltimeter in weiteren Regionen des arktischen Ozeans durchzuführen, welche sich insbesondere in den *QuikScat* Rückstreukoeffizienten von der Lincolnsee unterscheiden.

Des Weiteren muss berücksichtigt werden, dass in dieser Arbeit lediglich eine Validierung der Gesamtdicke und nicht der Meereisdicke möglich war, da in den EM Daten nicht zwischen der Dicke der Meereis- und der Schneeschicht unterschieden werden kann.

In Anbetracht der erforderlichen Vorkenntnisse für die Umrechnung des Freibords in Eisdicke ist, wenn möglich, das elektromagnetische Induktionsverfahren der Flugzeugaltimetrie vorzuziehen. Da dies für großräumige Bestimmung der Meereisdicke aber aus logistischen Gründen nicht möglich ist, kann die Freibordmessung mit altimetrischen Methoden als Alternative herangezogen werden.

A

Physikalische Größen, Symbole und Akronyme

Physikalische Größen

| Symbol | Einheit | Beschreibung |
|--------------|-------------------------------------------------|--------------------------------|
| ϵ_0 | $8,854 \cdot 10^{-12} \text{ C}/(\text{V m})$ | elektrische Feldkonstante |
| ϵ_r | 1 | relative Permittivität |
| μ_0 | $1,257 \cdot 10^{-6} (\text{V s})/(\text{A m})$ | magnetische Feldkonstante |
| μ_r | 1 | relative Permeabilität |
| c_0 | 299 792 458 m/s | Lichtgeschwindigkeit im Vakuum |

Symbole

| Symbol | Einheit | Beschreibung |
|--------|---------|-----------------------------------------|
| z_e | m | Dicke Meereis |
| z_s | m | Dicke Schneeauflage |
| z_g | m | Gesamtdicke (Meereis + Schnee) |
| t | m | Tiefgang Meereis |
| S | ppt | Salzgehalt |
| T | K | Temperatur |
| r | | lineare Pearson Korrelationskoeffizient |
| R^2 | | Determinationskoeffizient |

Elektromagnetik

| | | |
|----------|---------------|--------------------------------|
| z_{em} | m | Dicke Meereis unter 1D Annahme |
| H_p | A/m | Stärke primäres Magnetfeld |
| H_s | A/m | Stärke sekundäres Magnetfeld |
| U | μV | Spannung (Wechselstrom) |
| I | ppm | Inphase |
| I | A | Stromstärke |
| Q | ppm | Quadratur |

| | | |
|--------------------|-------------------|----------------------------------------------|
| Z | ppm | EM-Kanal, Inphase oder Quadratur |
| $A, \Delta A$ | ppm | Amplitude, Amplitudenänderung |
| $\Phi, \Delta\Phi$ | grad | Phase, Phasenänderung |
| Φ_{system} | grad | Phasenverschiebung durch Signalprozessierung |
| r | m | Abstand Spulenpaar |
| f | sec ⁻¹ | Frequenz |
| ω | sec ⁻¹ | Kreisfrequenz ($2\pi f$) |
| σ | S/m | elektrische Gleichstrom-Leitfähigkeit |
| σ_i | S/m | Leitfähigkeit der i -ten Schicht |
| σ_r | S/m | interne Leitfähigkeit Presseisrücken |
| σ_s | S/m | Soleitfähigkeit |
| ϕ | | Porosität |
| h_0 | m | Höhe Spulenebene über Halbraumsgrenze |
| h_i | m | Schichtmächtigkeit |
| $k(\lambda)$ | | Kernelfunktion für Hankeltransformation |
| J_n | | Besselfunktion n -ter Ordnung |
| λ | | Integrationskonstante |
| \mathcal{A} | | Magnetisches Vektorpotential |
| \mathcal{J}^1 | A/m ² | externe Stromdichte |
| \vec{j} | A/m ² | Vektorkomponenten elektrische Stromdichte |
| \hat{j} | | imaginäre Einheit |
| \vec{E} | V/m | Vektorkomponenten elektrisches Feld |

Altimetrie

| | | |
|--------------------------------|-------------------|---------------------------------------------------------------------|
| ρ_w, ρ_e, ρ_s | kg/m ³ | Dichte von Wasser, Meereis und Schnee |
| $\hat{\rho}$ | kg/m ³ | Scheinbare Dichte von schneebedeckten Meereis |
| f | m | Freibord |
| f_e, f_s | m | Eis-, Schneefreibord |
| f_l, f_r | m | Laser-, Radarfreibord |
| t | | Verhältnis berechnete zu gemessene Gesamtdicke |
| d | m | Laserabstandsmessung |
| z_{gps}, z_m | m | Erhebung GPS Antenne, Meeresspiegel über WGS84 Referenzellipsoid |
| s | m | Oberflächenhöhe über WGS84 Referenzellipsoid |
| $z_s^{klim}, z_s^{akk}, z_s^p$ | m | Schneedickenparameter: klimatisch, Akkumulation, zufällig |
| z_{max} | m | maximale Schneedicke |
| $R(f)$ | | Verhältnis Gesamtdicke zu Schneefreibord |
| $\alpha, \alpha', d\alpha$ | grad | Scanwinkel Laserscanner und Korrekturfaktoren |
| ξ_x, ξ_y, ξ_z | grad | Einbauwinkel Laserscanner im Flugzeug-Bezugssystem |
| d | m | Apertur Radaraltimeter |
| δ_p | m | Entfernungsauflösung Radaraltimeter |
| δ_w | grad | Winkelauflösung Radaraltimeter |
| τ | sek | Pulsbreite |

| | | |
|----------------------|----|----------------------------------------------------------|
| δ | m | Eindringtiefe elektromagnetischer Wellen |
| L, T | | Verlust-, Transmissionskoeffizient |
| σ_i | dB | Rückstreukoeffizient der i -ten Schicht |
| σ^s, σ^v | dB | Oberflächen-, Volumenstreuung elektromagnetischer Wellen |

Akronyme

| | |
|----------|--------------------------------------------------------------|
| ASIRAS | Airborne SAR/Interferometric Altimeter System |
| AWI | Alfred-Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung |
| CERSAT | Center for Satellite Exploitation and Research |
| CryoVEx | CryoSat Validation Experiment |
| DGPS | Differentielles GPS |
| DLR | Deutsches Institut für Luft und Raumfahrt |
| DNSC | Danish National Space Centre |
| EM | Elektromagnetik |
| ESA | European Space Agency |
| FIMR | Finnish Institute for Marine Research |
| GLAS | Geoscience Laser Altimeter System |
| GPS | Global Positioning System |
| GreenICE | Greenlandic Arctic Shelf Ice and Climate Experiment |
| HAM | High Altitude Mode (ASIRAS) |
| HCP | horizontal coplanar (horizontale Spulenebenen) |
| IDL | Interactive Data Language |
| IFREMER | Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer |
| INS | Inertial Navigation System (Trägheits-Navigationssystem) |
| K_u | Radarband, 12 bis 18 GHz |
| LAM | Low Altitude Mode (ASIRAS) |
| LASER | Light Amplification by stimulated Emission of Radiation |
| LIDAR | Light Detection and Ranging |
| NCEP | National Centers for Environmental Prediction |
| NIR | Nahinfrarot |
| PDE | Partielle Differentialgleichung |
| ppm | parts per million |
| ppt | parts per thousand |
| PSU | practical salinity units |
| SAR | Synthetisches Apertur Radar |
| SIRAL | SAR/Interferometric Radar Altimeter |
| ULS | Upward looking sonar |
| VCP | vertical coplanar (vertikale Spulenebenen) |
| WGS84 | World Geodetic System 1984 |

B

Kreuzkorrelation INS–GPS

Aufgezeichnet sind die Ergebnisse einer Kreuzkorrelationsanalyse des Neigungswinkel des Flugzeugs bestimmt durch das INS und berechnet aus den zwei GPS Antennen für verschiedene Profile während der CryoVEx 2005 Feldkampagne. Für ein Profil wurde die Korrelation mehrfach auf entsprechenden Teilbereichen ausgeführt. Die maximale Korrelation ergibt sich bei einer zeitlichen Verschiebung um den Wert des konstanten Synchronisationsfehlers zwischen GPS und INS.

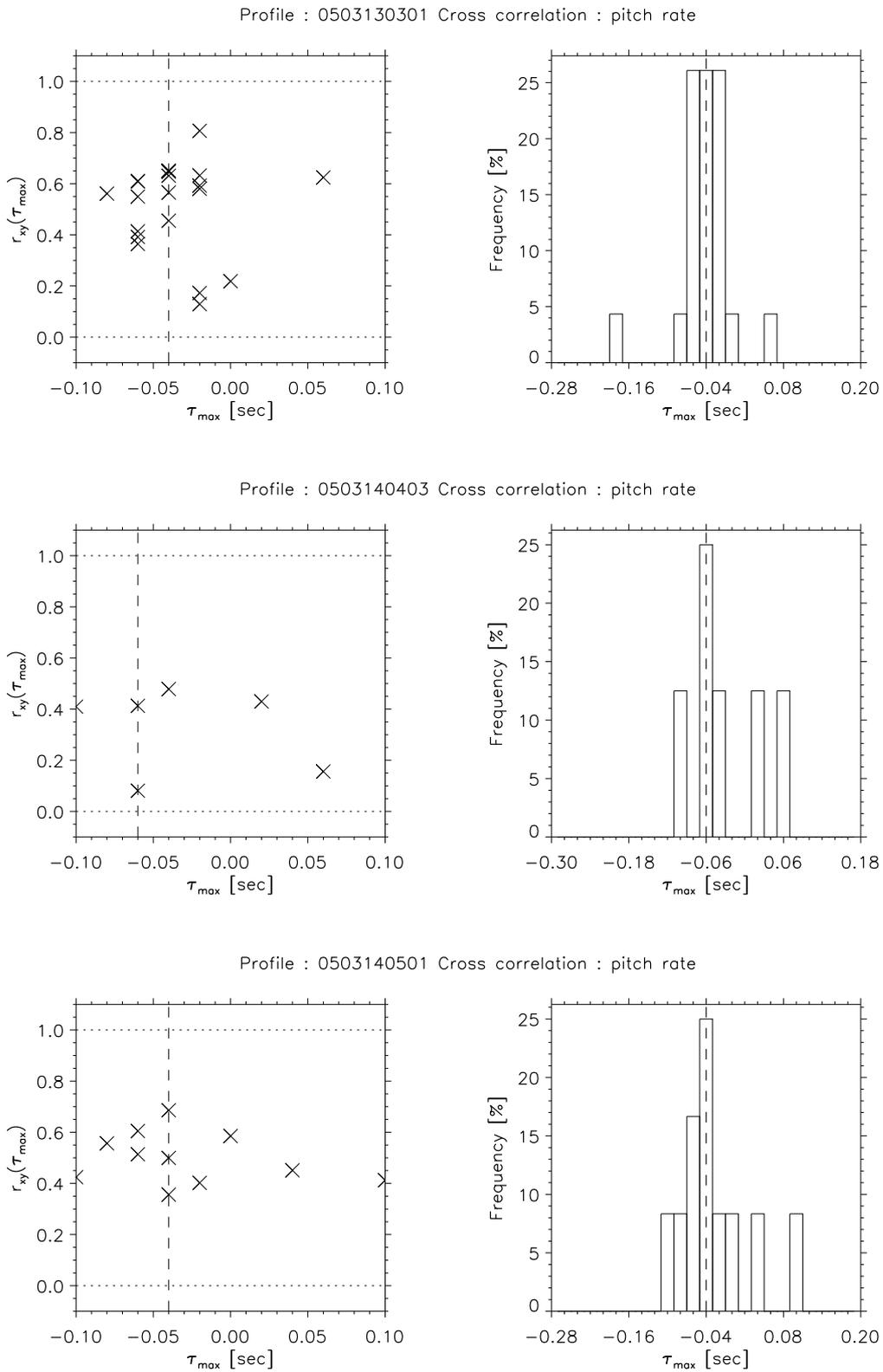


Abbildung B.1.: Ergebnisse einer Korrelationsanalyse zwischen INS und GPS. Aufgetragen ist jeweils das Ergebnis der Korrelation gegen den Korrelationskoeffizienten, sowie die statistische Verteilung des für die Teilbereiche berechneten Synchronisationsfehlers

C

Koinzidente Laser- und Radarfreibordprofile

Die folgenden Abbildungen zeigen die erstellten Freibordprofile des Laser- und Radaraltimeters der CryoVEx 2005 und 2006 Messkampagnen. Die Höhendaten beider Altimeter wurden manuell auf die Höhe des Meeresspiegels referenziert. Die Übersichtskarten zeigen die geographische Lage, das Laser- sowie Radarfreibord und die identifizierten Knotenpunkte der eisfreien Bereiche. Aufgrund von Einschränkungen in der Datenqualität mussten Teile der Profile aus der Datenanalyse ausgeschlossen werden. In den Abbildungen sind diese Bereiche grau hinterlegt.

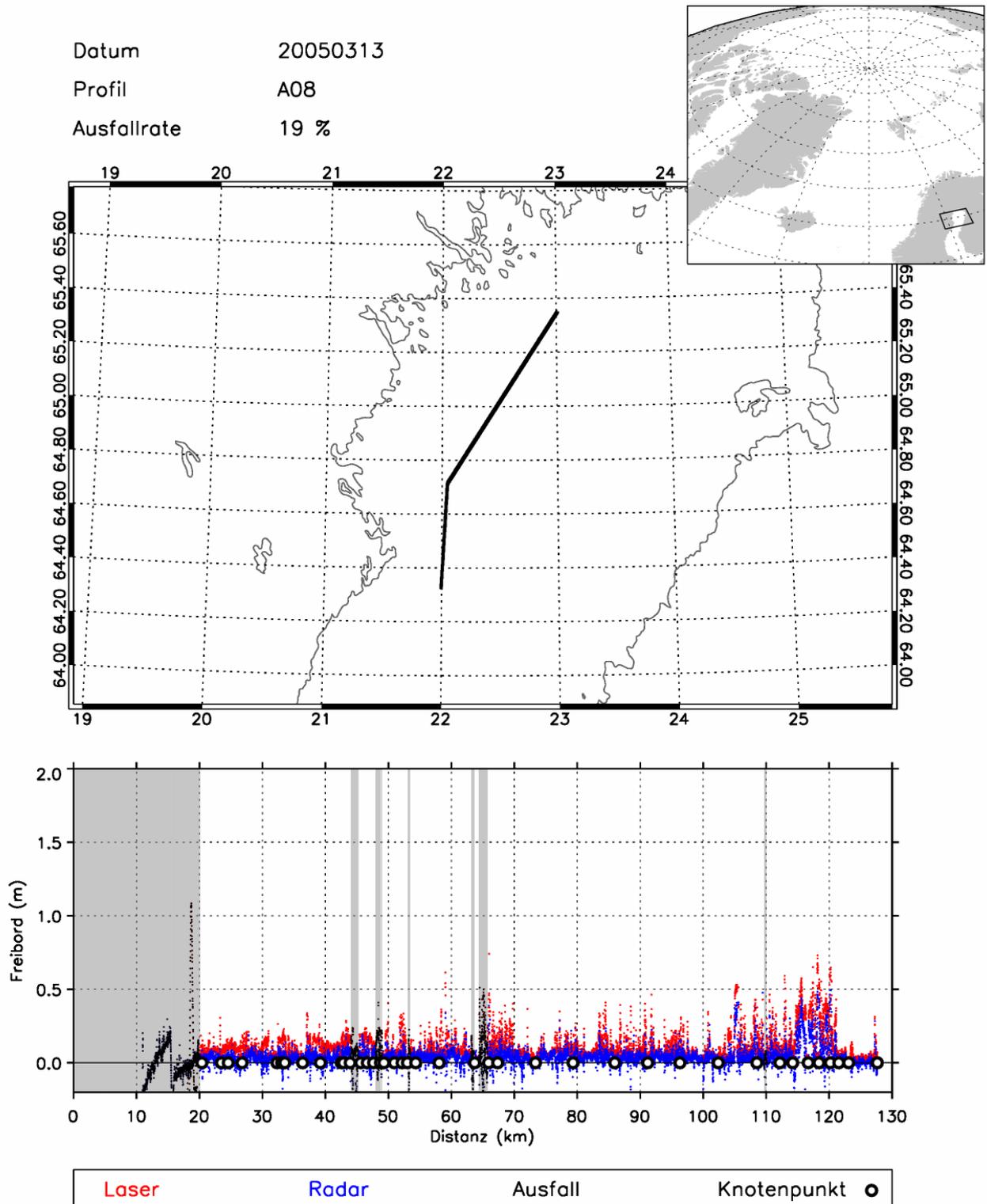


Abbildung C.1.: Profil A (20050313 A08)

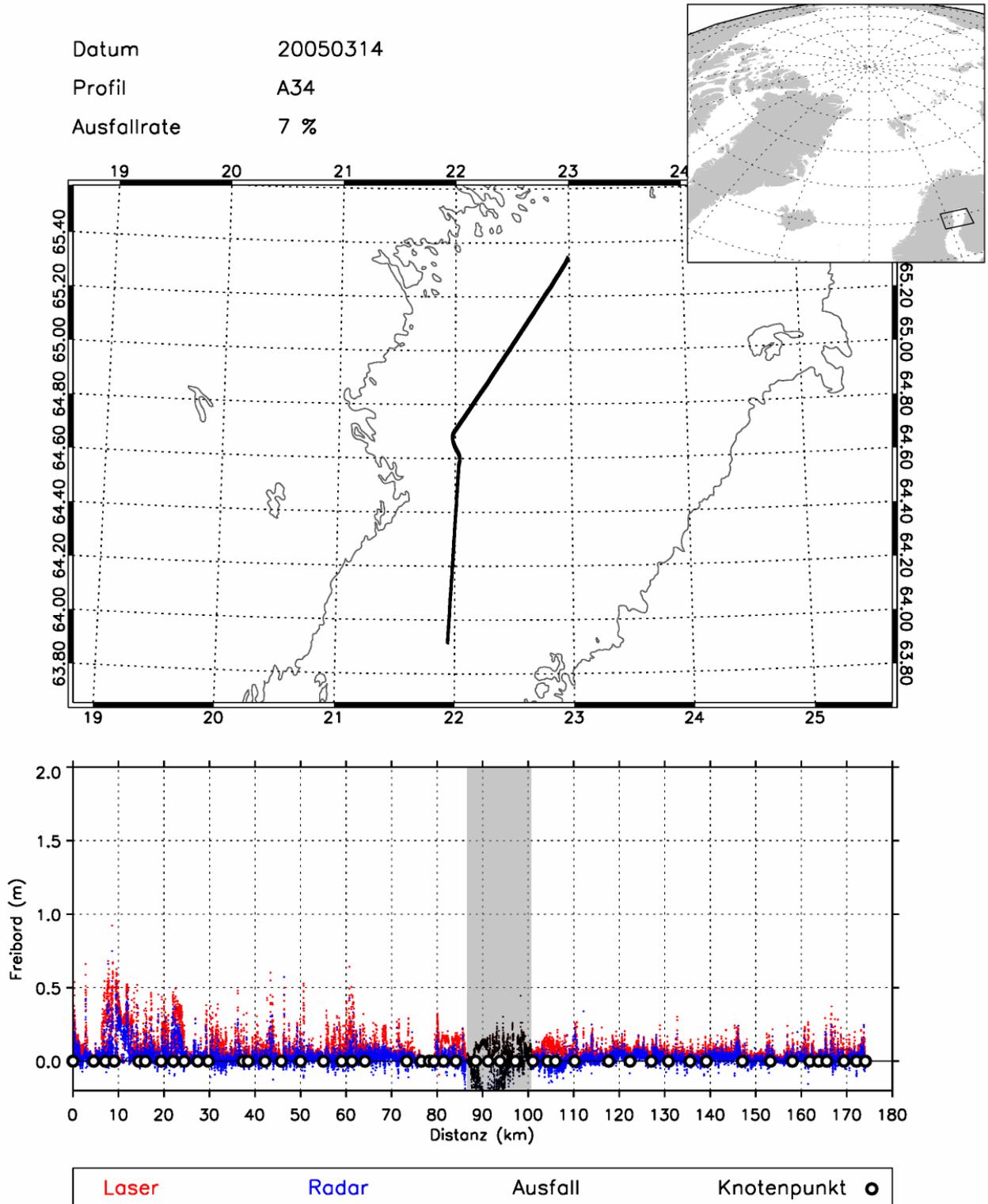


Abbildung C.2.: Profil B (20050314 A34)

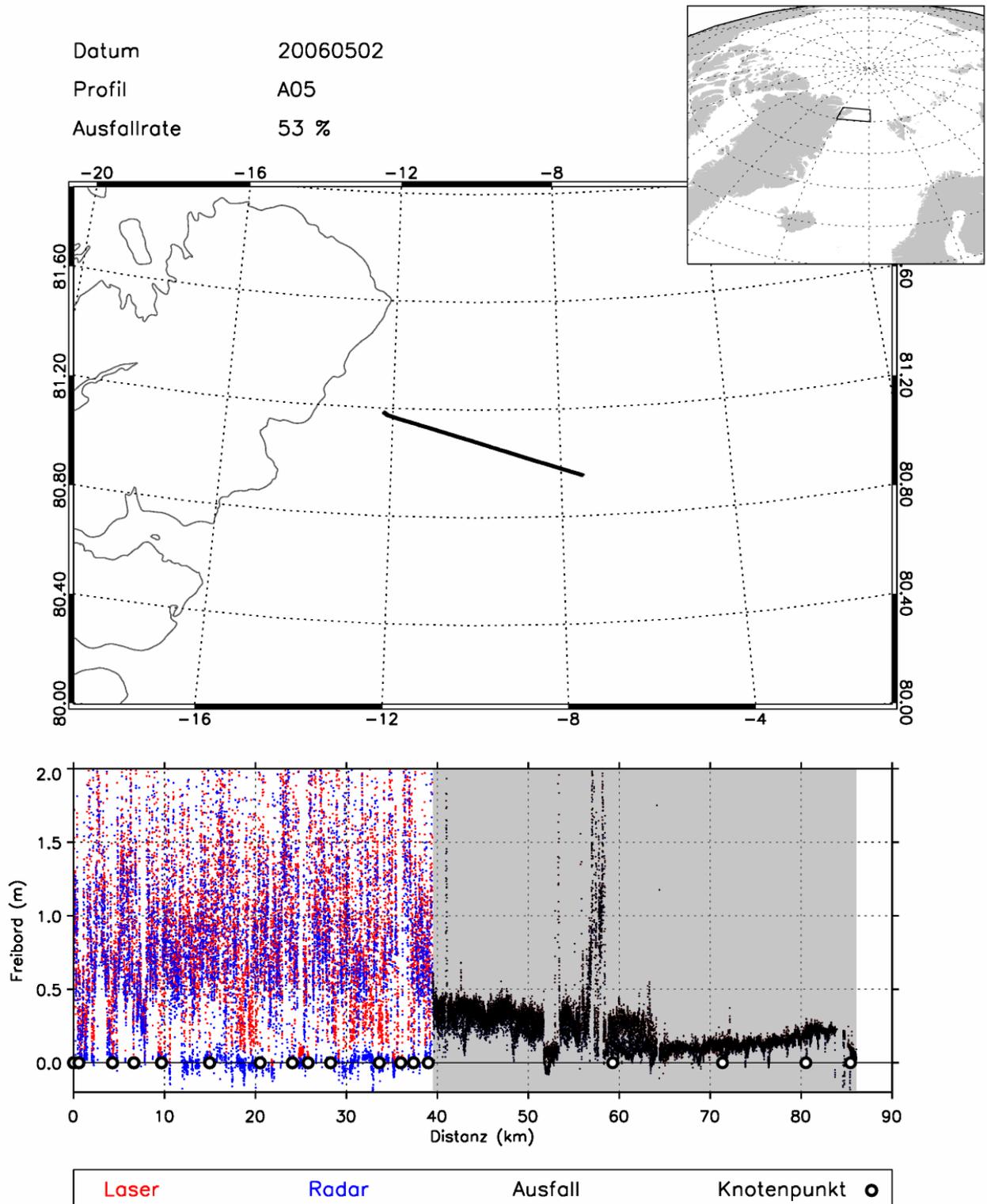


Abbildung C.3.: Profil C (20060502 A05)

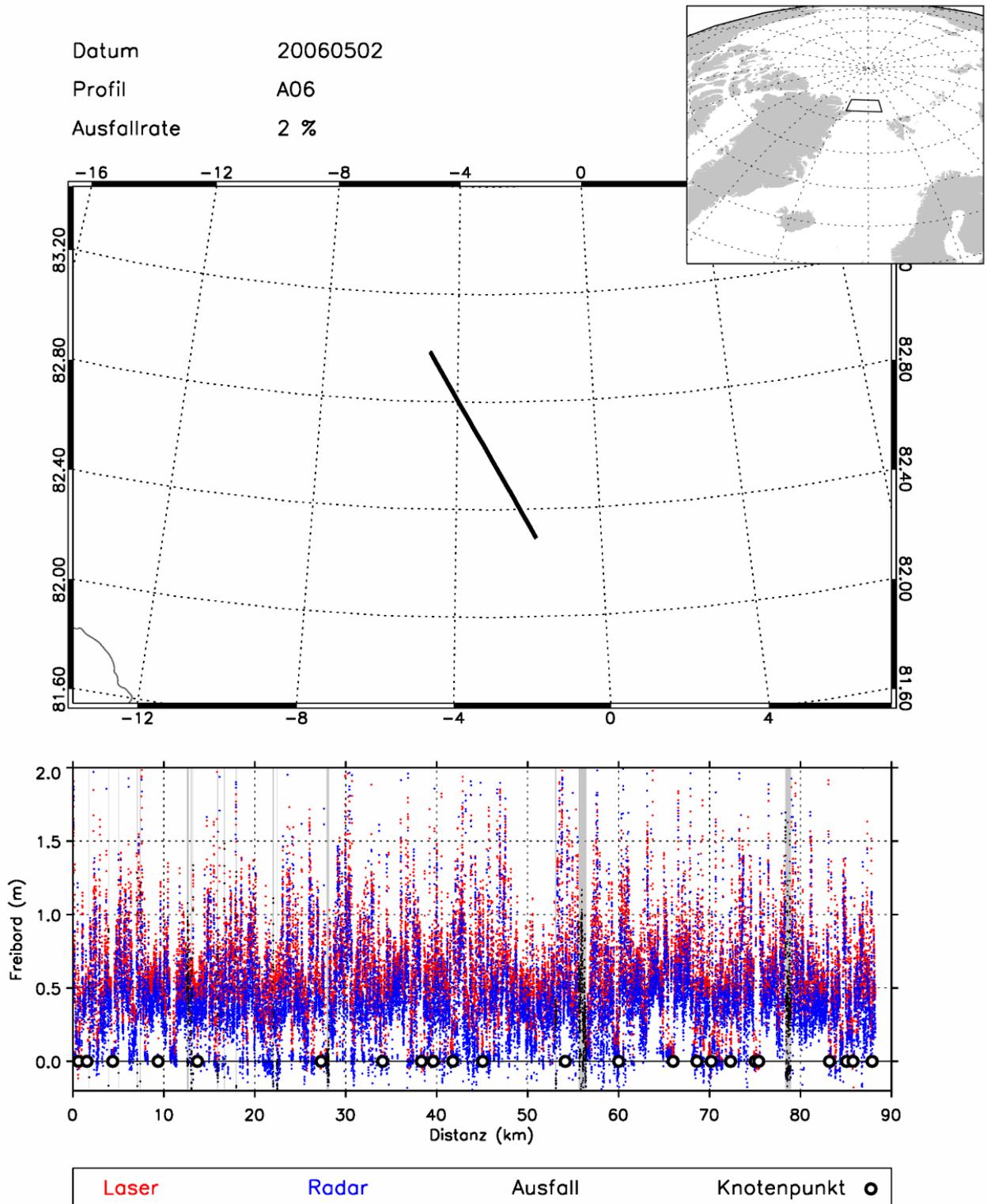


Abbildung C.4.: Profil D (20060502 A06)

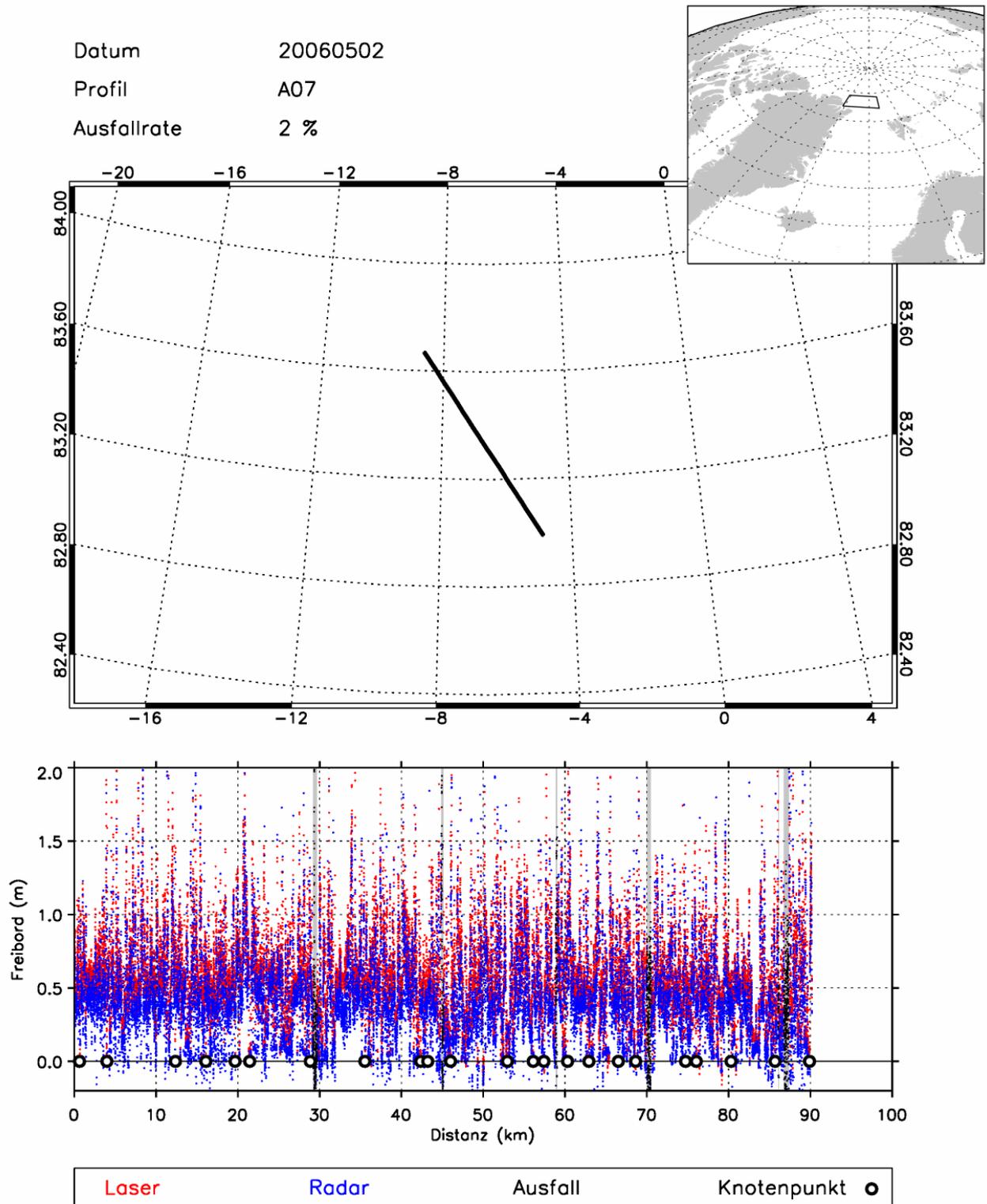


Abbildung C.5.: Profil E (20060502 A07)

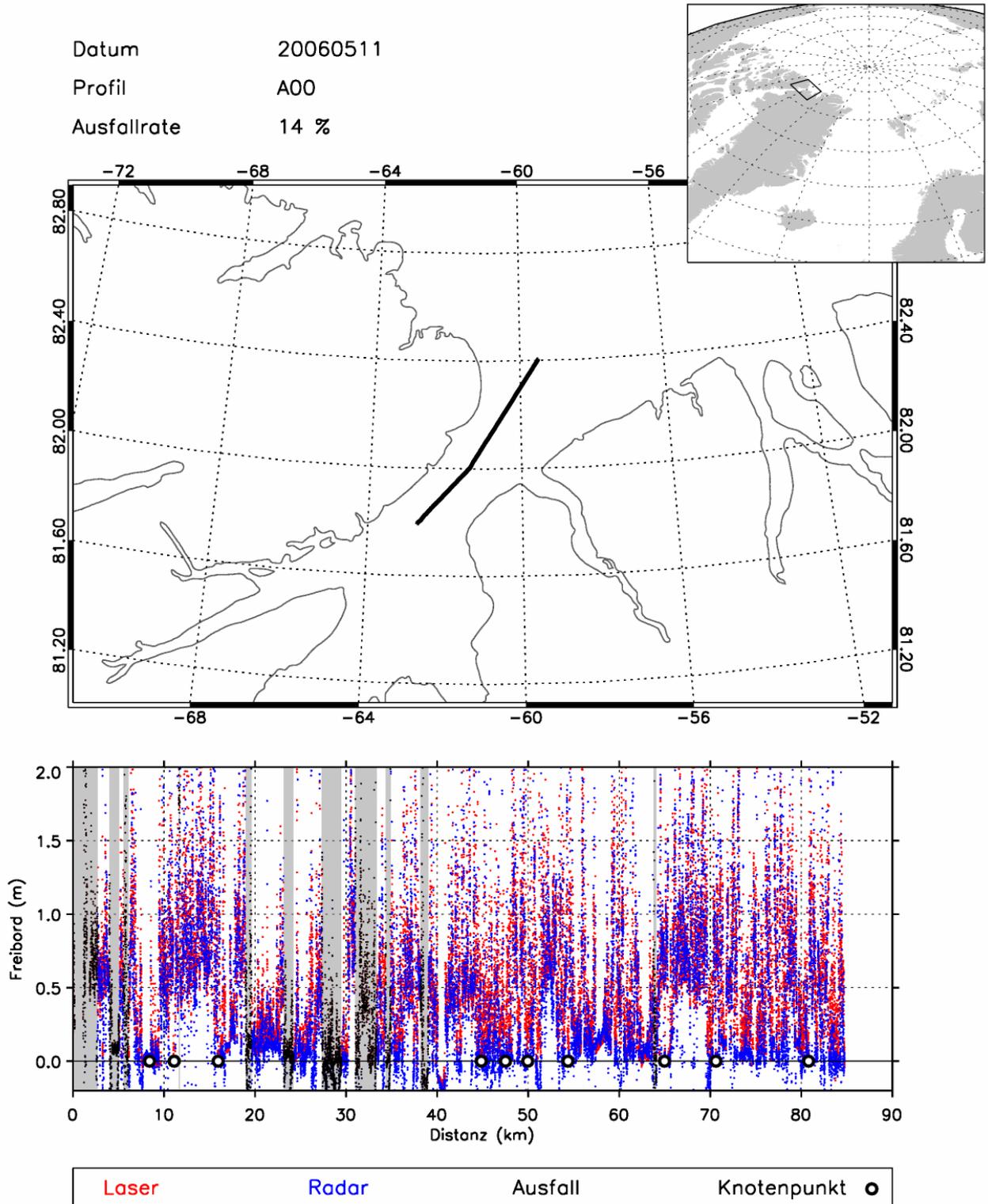


Abbildung C.6.: Profil F (20060511 A00)

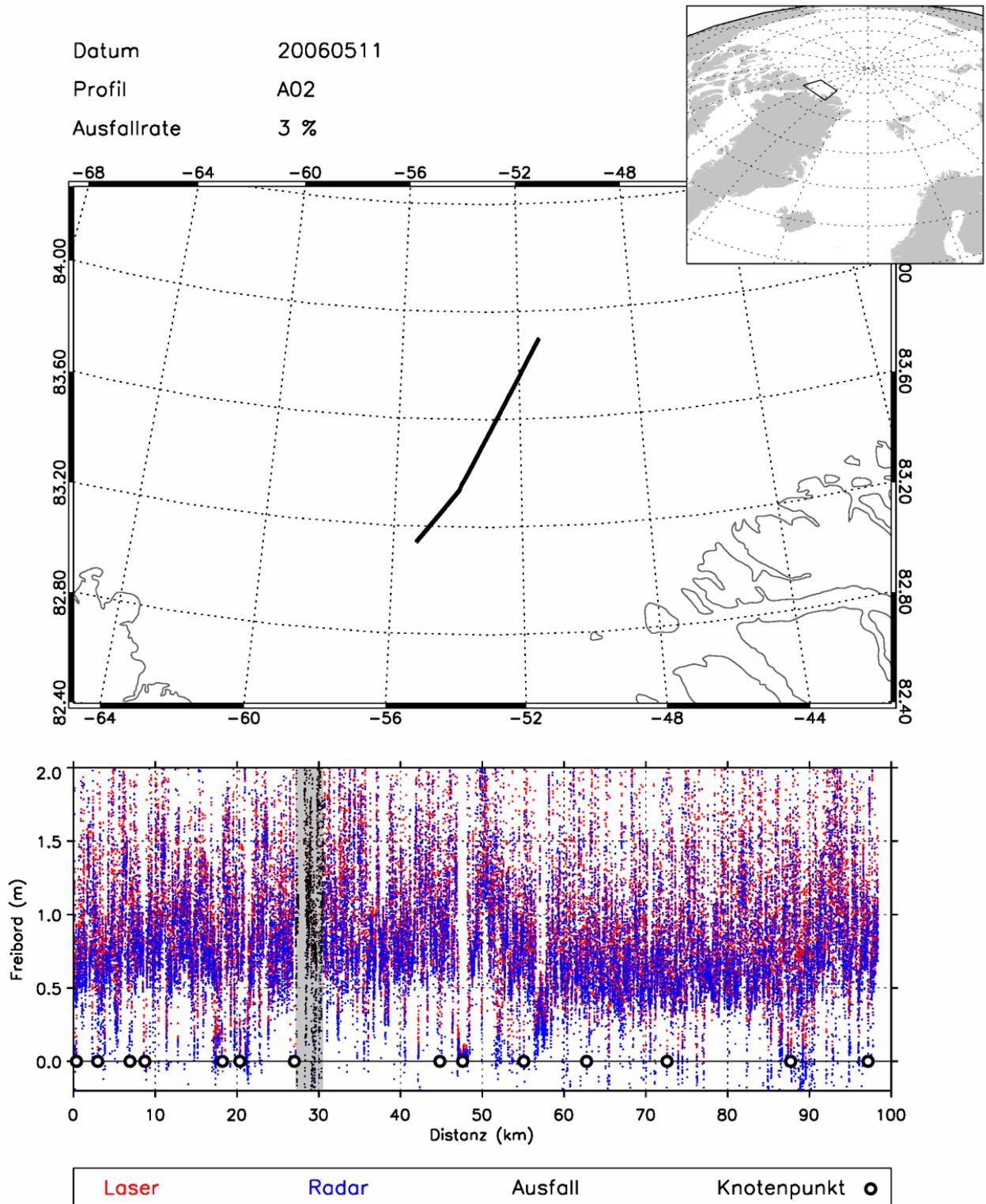


Abbildung C.7.: Profil G (20060511 A02)

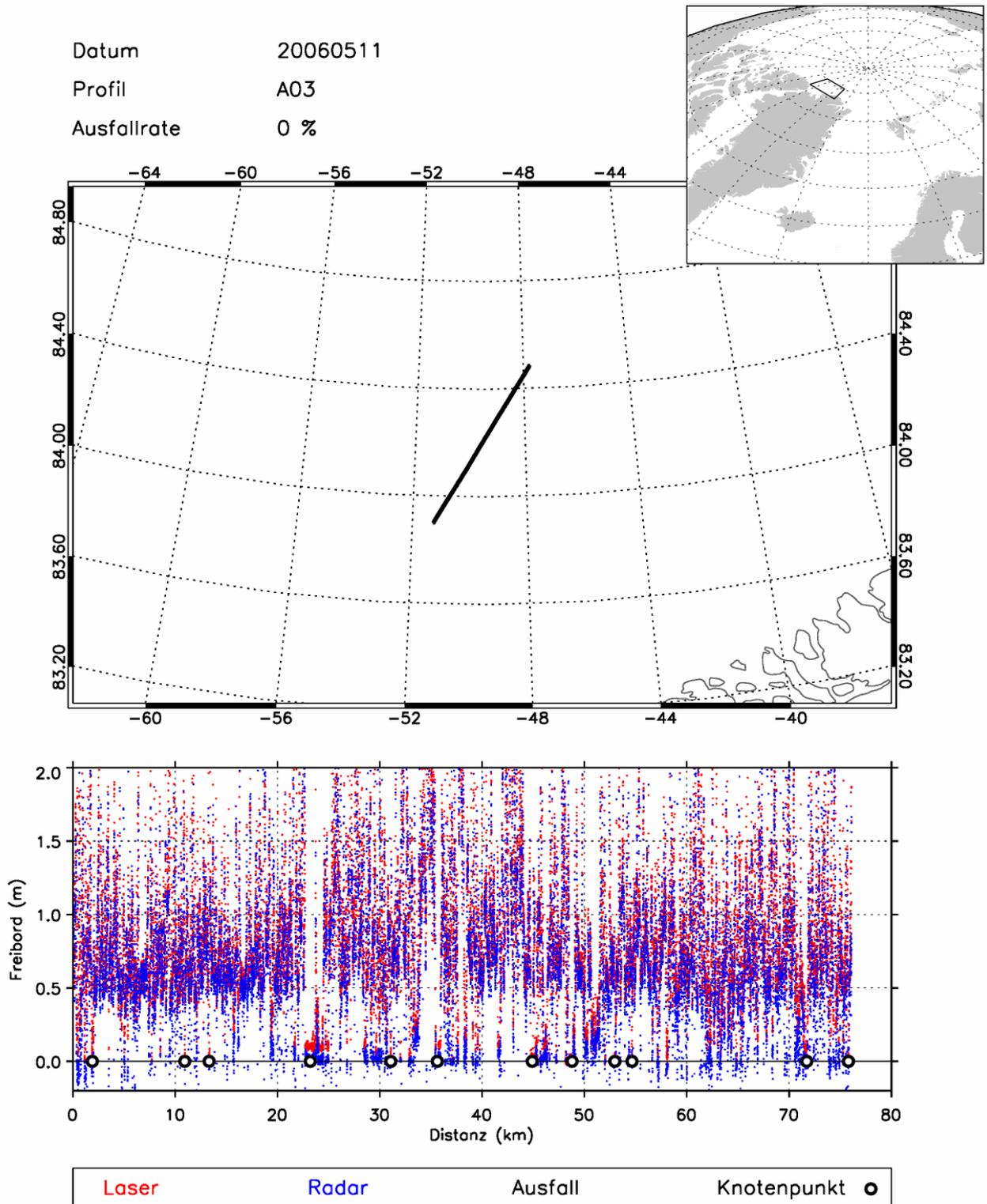


Abbildung C.8.: Profil H (20060511 A03)

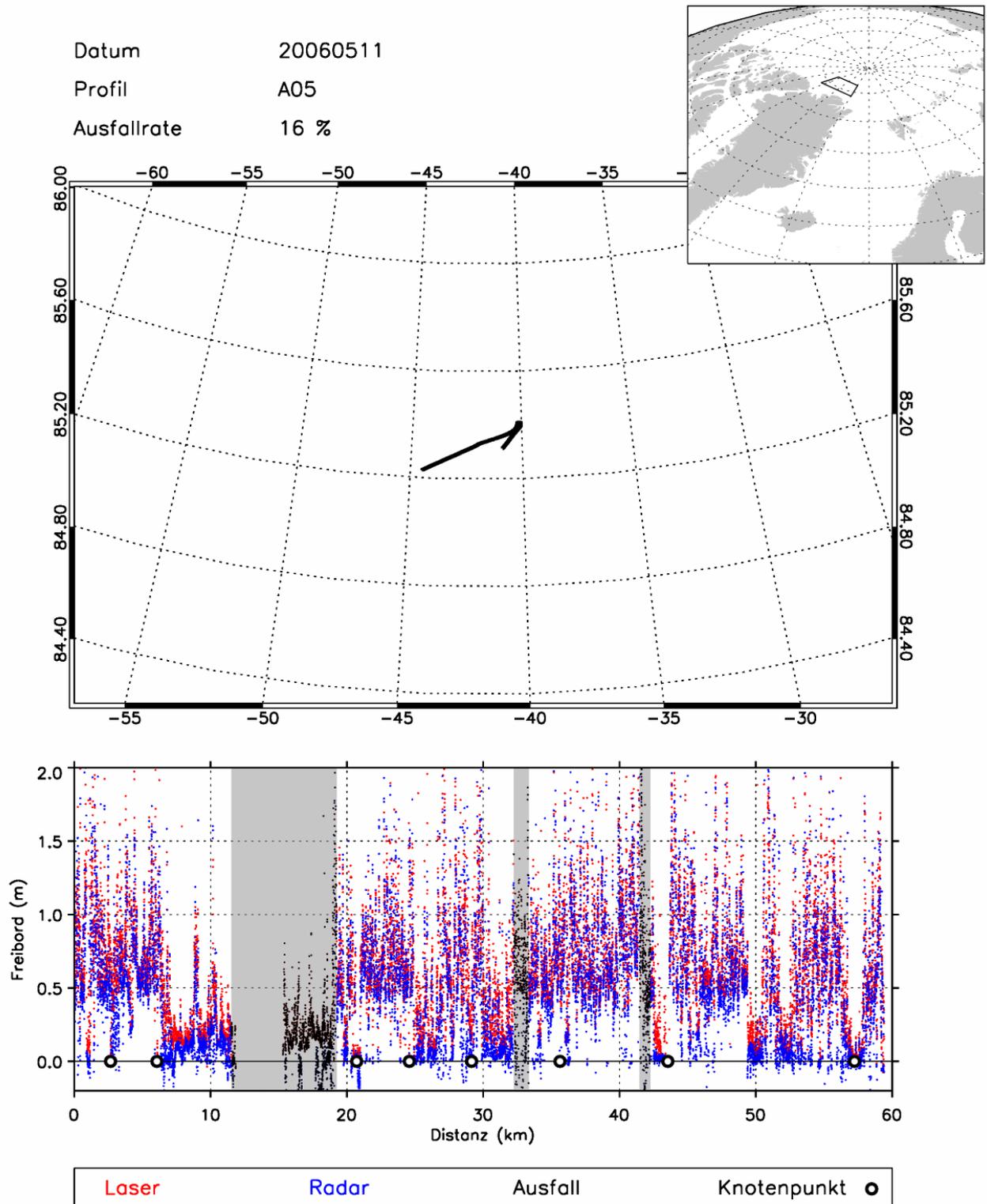


Abbildung C.9.: Profil I (20060511 A05)

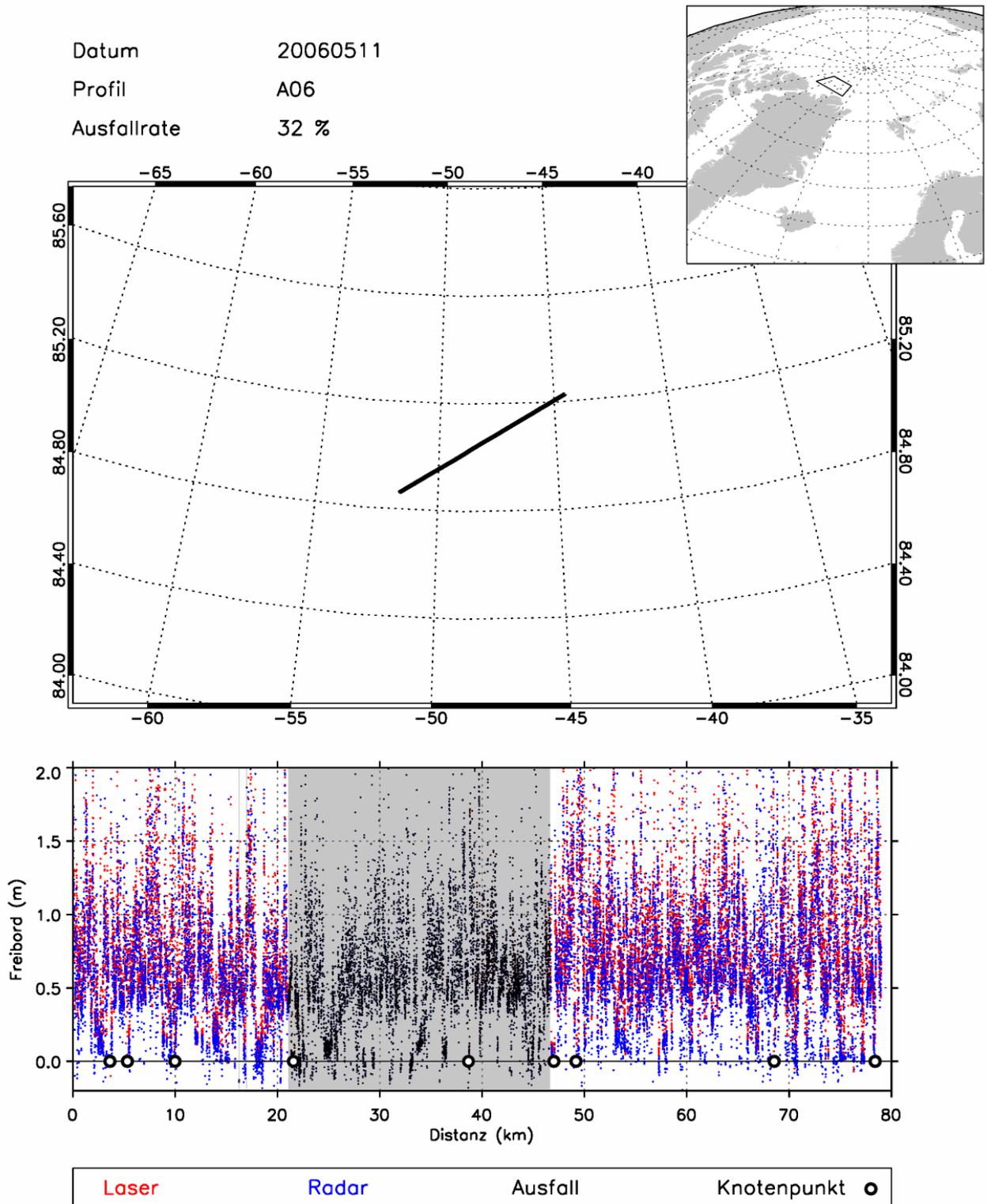


Abbildung C.10.: Profil J (20060511 A06)

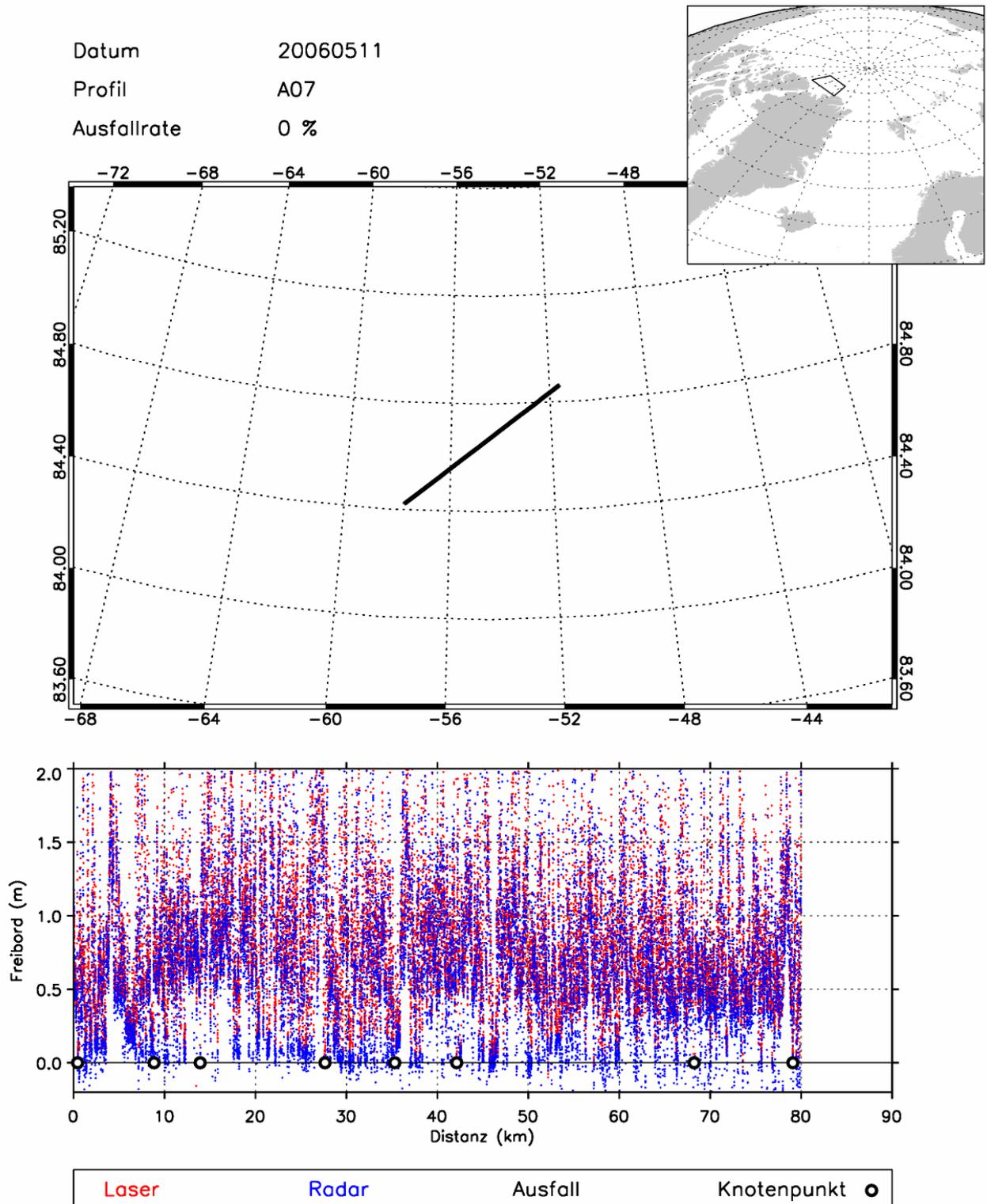


Abbildung C.11.: Profil K (20060511 A07)

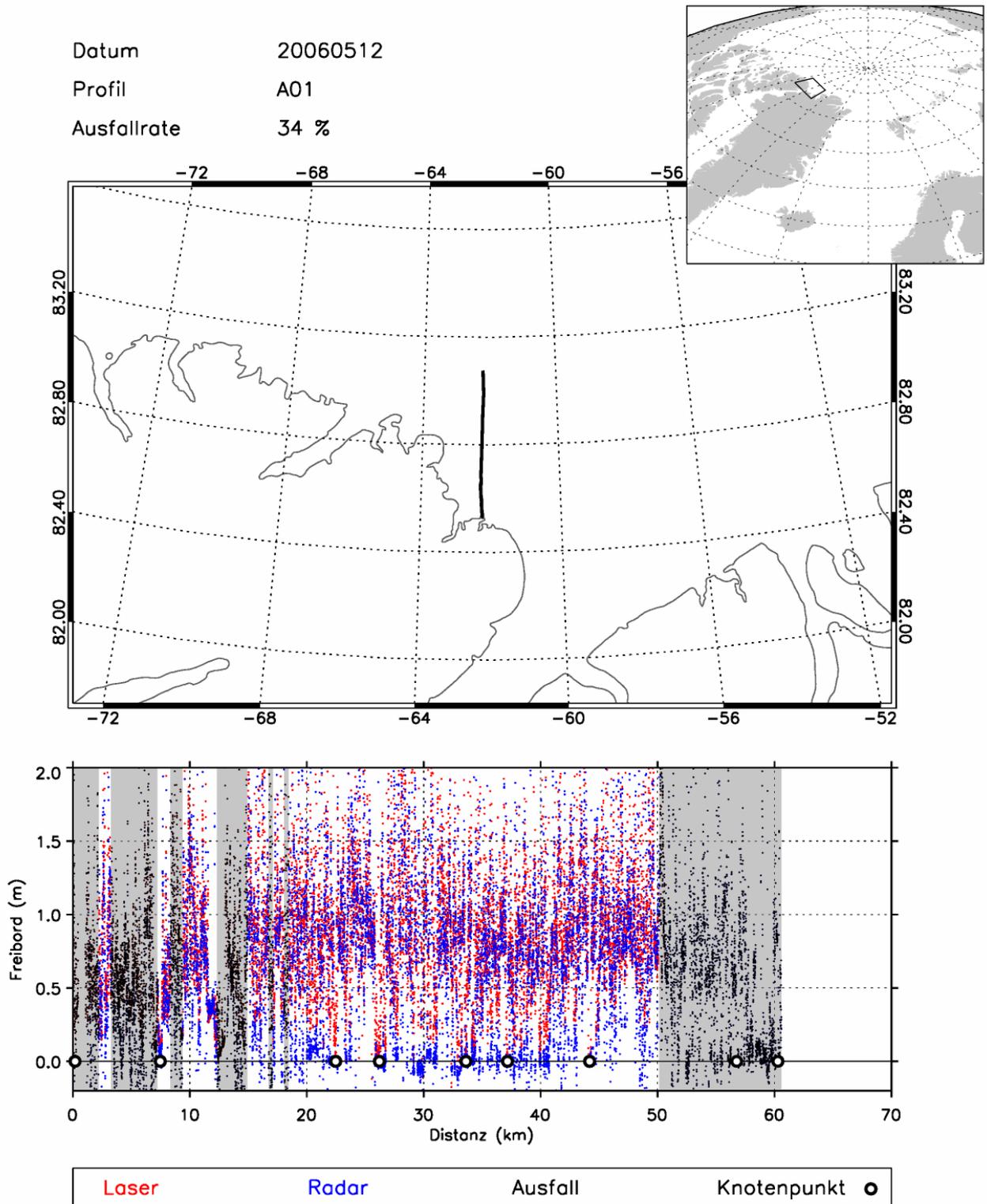


Abbildung C.12.: Profil L (20060512 A01)

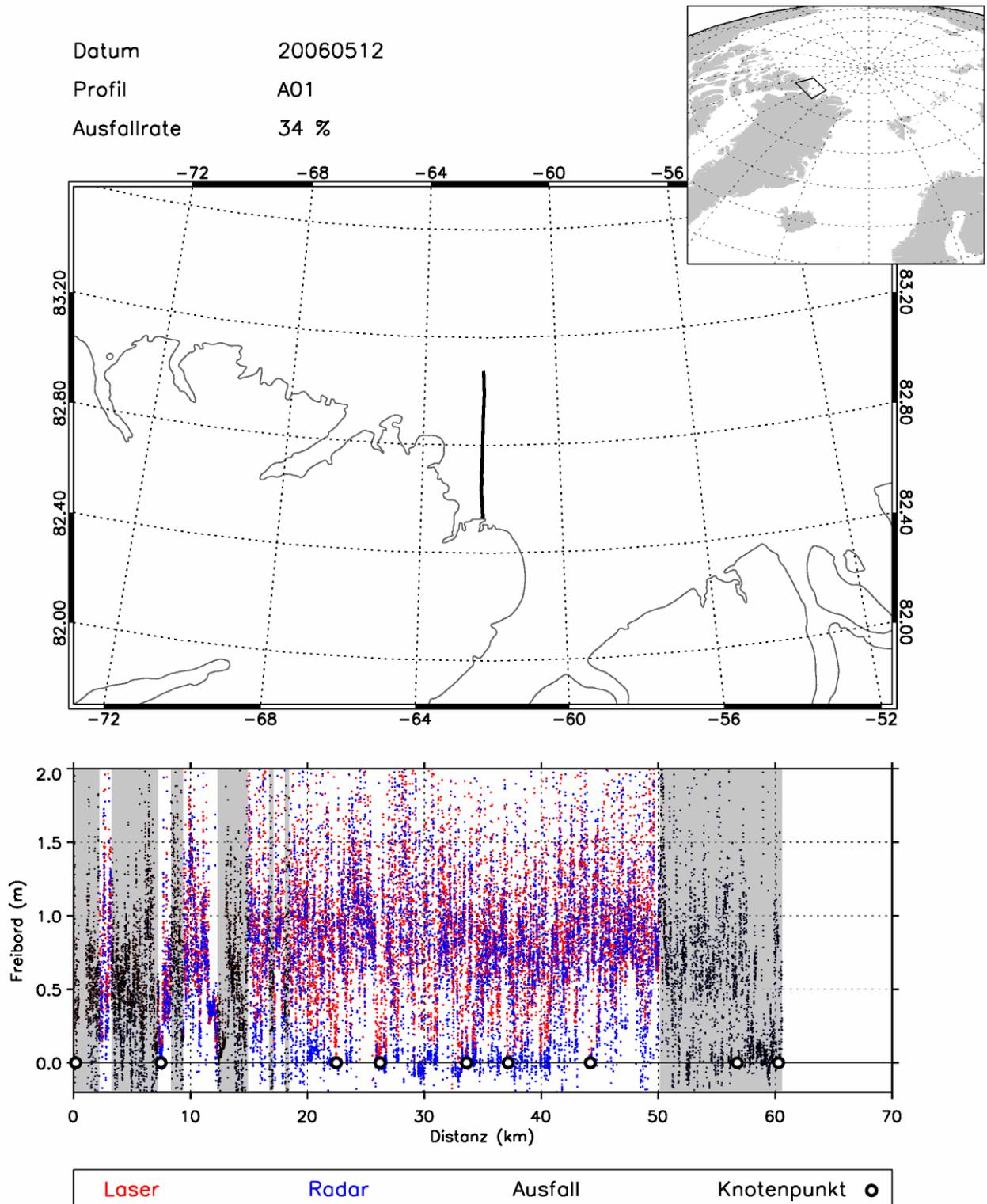


Abbildung C.13.: Profil M (20060512 A04)

Abbildungsverzeichnis

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1.1. Meereis und schneebedeckte Regionen in der Arktis | 2 |
| 2.1. Verteilung der Dicke von Meereis | 8 |
| 2.2. Beispielhafte Verteilung der Eisdicke | 8 |
| 2.3. Prinzip EM Induktion | 10 |
| 2.4. Definition von Freibord | 13 |
| 2.5. Sensitivität der altimetrisch bestimmten Eisdicke bezüglich der Schneedicke | 14 |
| 2.6. Prinzip pulslimitiertes Radar | 16 |
| 2.7. Schematische Darstellung des SAR-Prinzips von Flugzeug-Radaraltimeterdaten. | 17 |
| 2.8. Schematische Darstellung des TSRA. | 18 |
| 3.1. Schematische Darstellung EM-Bird | 25 |
| 3.2. Einsatz des EM-Birds | 26 |
| 3.3. Kalibrierungsschritte des EM Signals im nicht-leitfähigen Vollraum | 29 |
| 3.4. Driftverhalten in Mikrovolt während eines Fluges | 31 |
| 3.5. Korrektur der Drift des EM Systems | 32 |
| 3.6. Abhängigkeit von Inphase und Quadratur vom Abstand zur Halbraumgrenze | 33 |
| 3.7. Einfluss von Amplituden- und Phasenrekalibrierung ($\Delta A, \Delta \Phi$) auf die Verteilung der Gesamtdicke | 34 |
| 3.8. Berechnete Gesamtdicke aus rekalierteter Inphase und Quadratur | 36 |
| 3.9. Identifizierung von Pendelbewegungen des EM-Birds | 37 |
| 3.10. Bestimmung von Schneefreibord mit dem EM-Bird | 39 |
| 3.11. Datenbeispiel zur Schneefreibordbestimmung durch den EM-Bird | 40 |
| 3.12. IDL Anwendung zur manuellen Bestimmung des Meeresspiegels aus Laserdaten | 40 |
| 4.1. Einfluss von Randbedingungen in Comsol auf ein Dipolfeld | 47 |
| 4.2. Skalierte Randbedingungen im 3D Raum | 48 |
| 4.3. Modellgitter Comsol Multiphysics | 50 |
| 4.4. Ablauf EM Simulation | 51 |
| 4.5. Streichrichtung aus Modell und Symmetrieeigenschaften | 52 |
| 4.6. Magnetischer Fluss durch die Empfängerspule im freien Raum | 53 |
| 4.7. Vergleich analytische und modellierte Lösung des EM Problems | 55 |
| 4.8. Leitfähigkeit wassergefüllter Eisblöcke | 57 |
| 4.9. Modellaufbau zur Leitfähigkeitsbestimmung eines Eis-Wasser Gemisches | 58 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 4.10.2D & 3D Modellstruktur zur Leitfähigkeitsbestimmung einer wasserdurchsetzten Eisstruktur | 59 |
| 4.11. Elektrischer Leitfähigkeit und Porösität von Meereis | 60 |
| 4.12. Induktionsströme im homogenen Halbraum | 62 |
| 4.13. Modellparametrisierung zur Bestimmung des lateralen Einflussbereiches | 62 |
| 4.14. Abschätzung des lateraler Einflussbereich einer EM Messung | 63 |
| 4.15. Modellumsetzung eines Presseisrückenkiels | 65 |
| 4.16. Beispiel Stromdichte unter Presseisrücken variabler Größe | 67 |
| 4.17. Ergebnis des 3D Vorwärtsmodells für Presseisrücken mit verschiedener Größe | 68 |
| 4.19. Verhältnis von gemittelter Eisdicke und Tiefgang für Presseisrücken verschiedener Größe | 69 |
| 4.18. Mittelwertbildung von vorgegebenen und simulierten EM Eisdickenprofilen | 69 |
| 4.20. Ergebnis des 3D Vorwärtsmodells für Presseisrücken mit verschiedener Geometrie | 71 |
| 4.21. Verhältnis von gemittelter Eisdicke und Tiefgang für Presseisrücken verschiedener Form | 71 |
| 4.22. Ergebnis des 3D Vorwärtsmodells für Presseisrücken mit verschiedener Instrumentenhöhe | 73 |
| 4.23. Verhältnis von gemittelter Eisdicke und Tiefgang für einen Presseisrücken mit unterschiedlicher Sensorhöhe | 74 |
| 4.24. Ergebnis des 3D Vorwärtsmodells für Presseisrücken mit verschiedener Porosität | 75 |
| 4.25. EM Parameter für einen Presseisrücken mit verschiedener Porosität | 76 |
| 4.26. Verhältnis von gemittelter Eisdicke und Tiefgang für einen Presseisrücken mit unterschiedlicher Porosität | 76 |
| 4.27. Scheinbares Eisvolumen eines Rückenkiels für verschiedene Porositäten und Überflughrichtungen | 78 |
| 4.28. Modellparametrisierung eines 2D In-Situ Messprofils | 80 |
| 4.29. Vergleich eines Eisdickenprofils aus In-Situ-, 2D Vorwärtsmodell- und Messdaten | 81 |
| 4.30. 3D Tiefgangprofil aus einem Laserscanner-Höhenmodell | 83 |
| 4.31. Modellgeometrie 3D Tiefgangprofil | 84 |
| 4.32. Simulierter Tiefgang eines 3D Eisunterseitenprofils | 84 |
| 4.33. Direkter Vergleich zwischen simulierten und Tiefgang im Modell | 85 |
| 4.34. Deformationsstrukturen im 3D Tiefgangprofile | 85 |
| 4.35. Histogramme von simulierten und parametrisierten Tiefgang | 86 |
| 4.36. Beziehung EM-Antwort und Tiefgang über 3D Profil | 87 |
| 4.37. Gemessenes und auf einheitliche Höhe skaliertes Inphase Signal | 89 |
| 4.38. Gemessenes und auf einheitliche Höhe skaliertes Quadratur Signal | 90 |
| 4.39. Korrektur eines von der Amplitude abhängigen Störfaktor des Quadratur Kanals | 90 |
| 4.40. Gemessene Abhängigkeit des skalierten EM Signals vom Tiefgang | 91 |
| 4.41. Beispiel gemessenen Verhalten der Phase über deformierten Eis | 91 |
| 5.1. Instrumentierung Flugzeugaltimetrie | 94 |
| 5.2. Karte der Flugzeug-Altimeter Profile | 95 |
| 5.3. DLR Flugzeug mit Instrumentierung für CryoVEx 2005 | 97 |
| 5.4. Meereisbedingungen CryoVEx 2005 | 97 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 5.5. Feldkampagne CryoVEx 2006 | 99 |
| 5.6. Laserscanner-Höhenmodell mit fehlerhafter INS Synchronisation | 101 |
| 5.7. Laserscanner-Höhenmodell ohne und mit Korrektur eines internen Instrumentenfehlers | 102 |
| 5.8. Laserscanner-Höhenmodell über Dünneis | 102 |
| 5.9. Schritte zur Behebung eines internen Fehlers des Laserscanners | 103 |
| 5.10. Kreuzflug über Gebäude am Flughafen Luneort, Bremerhaven, zur Bestimmung der Ausrichtung des Laserscanners | 104 |
| 5.11. Schritte zur Berechnung der Orientierung des Laserscanners im Flugzeug | 105 |
| 5.12. Laterale Genauigkeit des Laserscanner-Höhenmodells | 107 |
| 5.13. Rauschniveau über Dünneis vor und nach Anwendung eines adaptiven Rauschfilters | 108 |
| 5.14. Spezifisches Rauschen auf beiden Seiten des Laserscanner Höhenmodells | 108 |
| 5.15. Software zur visuellen Bestimmung des ASIRAS Zeitfehlers über Meereis | 110 |
| 5.16. ASIRAS Ausleuchtungsfläche | 113 |
| 5.17. Softwareoberfläche zur Bestimmung von Freibord für Laser- und Radardaten | 114 |
| 5.18. Erhebung des Meeresspiegel über WGS84 Ellipsoid | 114 |
| 5.19. Beispiele von Freibordprofilen in verschiedenen Regionen | 116 |
| 5.20. Verteilung von Laser- und Radarf Freibord | 117 |
| 5.21. Verteilung der Differenz von Laser- und Radarf Freibord | 119 |
| 5.22. Häufigkeitsverteilung von Radarf Freibord-Laserfreibord Paaren | 121 |
| 5.23. Laser- und Radar Freibord über kleinen Schollen | 123 |
| 5.24. Beispiele von ebenem Eis in der nördlichen Framstraße und Lincolnsee | 124 |
| 5.25. Wellenformen über ebenen Eis in der nördlichen Framstraße und Lincolnsee | 125 |
| 5.26. Rückstreuoeffizienten eines 1D Strahlungstransfermodells | 128 |
| 5.27. NCEP Oberflächentemperatur um Grönland in Mai 2005 | 130 |
| 5.28. Fernerkundungsdaten von Meereiskonzentration und Radarrückstreuung | 130 |
| 6.1. Koinzidente Freibord- und Eisdickenprofile | 134 |
| 6.2. Histogramme von Freibord und Meereisdicke entlang mehrerer Profile in der Ostsee und der Arktis | 135 |
| 6.3. Abweichung der mittleren Gesamtdicke berechnet aus Freibord von EM-Bird Daten | 136 |
| 6.4. Vergleich der zwischen beobachteter und berechnete Eisdickenverteilung in der Ostsee | 137 |
| 6.5. Parametrisierung der Schneedicke als Funktion des Freibords | 139 |
| 6.6. Schneedicke als Funktion des Freibords für zwei Profile in der Lincolnsee | 140 |
| 6.7. Berechnete Verteilung der Schneemächtigkeit in der Lincolnsee | 141 |
| 6.8. Berechnete Verteilung der Meereisdicke in der Lincolnsee | 142 |
| 6.9. SAR Szene und Meereisdicke entlang eines EM-Bird Profils in der Lincolnsee | 145 |
| 6.10. Klassifikation von Eistypen entlang eines EM-Bird Profils in der Lincolnsee | 146 |
| 6.11. Histogramme von EM-Bird Freiborddaten in der Lincolnsee über verschiedenen Eistypen | 147 |
| 6.12. Histogramme von EM-Bird Gesamtdickendaten in der Lincolnsee über verschiedenen Eistypen | 147 |
| 6.13. Häufigkeit von Freibord/Eisdicke Paaren für verschiedene Eistypen | 148 |

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 6.14. Häufigkeit von Freibord/R-Faktor Paaren für verschiedene Eistypen | 148 |
| 6.15. Häufigkeit von Freibord/Scheinbare Dichte Paaren für verschiedene Eistypen | 149 |
| 6.16. Histogramme der scheinbaren Eisdichte in der Lincolnsee über verschiedenen Eistypen | 149 |
| 6.17. Gesamtdicke–Schneefreibord Beziehung für verschiedene Mittlungsintervalle | 151 |
| 6.18. R-Faktor–Schneefreibord Beziehung für verschiedene Mittlungsintervalle | 152 |
| 6.19. Vergleich In-Situ und berechnete Schnee- und Gesamtdicke | 155 |
| 6.20. Korrelation zwischen EM und Altimeter Gesamtdicke für verschiedene Mittlungslängen | 157 |
| 6.21. Sensitivität der berechneten Gesamtdicke bezüglich Schneemächtigkeit und Dichte von Schnee und Eis | 158 |
| | |
| B.1. Korrelationsanalyse zwischen GPS und INS | 172 |
| | |
| C.1. Profil A (20050313 A08) | 174 |
| C.2. Profil B (20050314 A34) | 175 |
| C.3. Profil C (20060502 A05) | 176 |
| C.4. Profil D (20060502 A06) | 177 |
| C.5. Profil E (20060502 A07) | 178 |
| C.6. Profil F (20060511 A00) | 179 |
| C.7. Profil G (20060511 A02) | 180 |
| C.8. Profil H (20060511 A03) | 181 |
| C.9. Profil I (20060511 A05) | 182 |
| C.10. Profil J (20060511 A06) | 183 |
| C.11. Profil K (20060511 A07) | 184 |
| C.12. Profil L (20060512 A01) | 185 |
| C.13. Profil M (20060512 A04) | 186 |

Tabellenverzeichnis

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 2.1. Übersicht Satellitenaltimeter | 19 |
| 3.1. EM-Bird Systemparameter | 27 |
| 4.1. Geometrische Comsol-Modellparameter | 46 |
| 4.2. Koeffizienten zur Berechnung der scheinbaren Eisdicke | 55 |
| 4.3. Leitfähigkeit von wassergefüllten Eisstrukturen | 57 |
| 4.4. Exponent der Beziehung zwischen Leitfähigkeit und Porosität | 61 |
| 4.5. Lateraler Einflussbereich von Meereisstrukturen für verschiedene Instrumentenhöhen | 64 |
| 4.6. Beziehung Porosität–Leitfähigkeit für Presseisrückenkiele | 74 |
| 4.7. Mittlere Gesamtdicke eines kurzen Profils mit In-Situ und Modelldaten | 81 |
| 4.8. Mittlere Tiefgang aus Modell und Simulation für ein 3D Profil | 87 |
| 5.1. Auflistung der Flugzeug-Altmetrie Profile über Meereis. | 96 |
| 5.2. Ergebnisse einer Kreuzkorrelationsanalyse zwischen GPS und INS Daten zur Bestimmung eines Datierungsfehlers | 100 |
| 5.3. Berechnete Einbauwinkel des Laserscanners (CryoVEx 2005) | 106 |
| 5.4. Einfluss von Kabellängen innerhalb des ASIRAS Radaraltimeters relativ zu der Höhe des Laserscanners | 110 |
| 5.5. Identifizierte eisfreien Bereiche in altimetrischen Höhenprofilen | 115 |
| 5.6. Statistische Parameter der Verteilungen von Radar- und Laserfreibord, bzw. deren Differenz | 120 |
| 5.7. Parameter eines Strahlungstransfermodells zur Berechnung der Rückstreuung eines K_u -Band Radars | 127 |
| 5.8. Rauigkeitsparameter für Strahlungstransfermodell | 127 |
| 6.1. Mittlere Gesamtdicke für Profile in der Lincolnsee | 142 |
| 6.2. Scheinbare Dichte von verschiedenen Meereistypen | 150 |

Literaturverzeichnis

- Anderson, W.**, Numerical integration of related Hankel transforms of order 0 and 1 by adaptive digital filtering, *Geophysics*, 44, (7), 1287–1305, 1979.
- Archie, G.**, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Min. Met., Petr. Eng.*, 1464, 54–62, 1942.
- Carlström, A. und L. Ulander**, Validation of backscatter models for level and deformed sea ice in ERS-1 SAR images, *Int. J. Remote Sensing*, 16, 3245–3266, 1997.
- Coachman, L. K. und K. Aagaard**, Physical oceanography of Arctic and subarctic seas, in *Marine Geology and Oceanography of the Arctic seas*, herausgegeben von Y. Herman, 1–72, Springer Verlag, 1974.
- Comiso, J. C.**, Large-scale Characteristics and Variability of the Global Sea Ice Cover, in *Sea Ice: An Introduction to its Physics, Chemistry, Biology and Geology*, herausgegeben von D. Thomas und G. Dieckmann, chapter 4, Blackwell Science, 2003.
- Comiso, J., D. Cavalieri, C. Parkinson und P. Gloersen**, Passive microwave algorithms for sea ice concentrations, *Remote Sensing of Environment*, 60, 357–384, 1997.
- Comsol Multiphysics**, Manual, AC/DC Module: Users Guide, 2006.
- Cullen, R.**, ASIRAS - Product description, technical report, European Space Research and Technology Centre, 2006.
- Doble, M., D. Mercer, D. Meldrum und O. Peppe**, Wave measurements on sea ice: developments in instrumentation, *Annals of Glaciology*, 44, 108–112, 2006.
- Drinkwater, M. R.**, K_u band airborne radar altimeter observations of marginal sea ice during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment, *J. Geophys. Res.*, 96, (C3), 4555–4572, 1991.
- Eicken, H.**, From the Microscopic, to the Macroscopic, to the Regional Scale: Growth, Microstructure and Properties of Sea Ice, in *Sea Ice: An Introduction to its Physics, Chemistry, Biology and Geology*, herausgegeben von D. Thomas und G. Dieckmann, chapter 2, Blackwell Science, 2003.
- Ferra Dynamics**, Multi frequency digital systems - User manual, technical report, Ferra Dynamics Inc., 2001.

- Ferraro, E. J. und C. T. Swift**, Comparison of retracking algorithms using airborne radar and laser altimeter measurements of the Greenland ice sheet, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33, 700–707, 1995.
- FIMR**, Helcom - Baltic Sea monitoring, Finnish Institute for Marine Research (FIMR) - Datenbank, 2008.
- Fittermann, D. und C. Yin**, Effect of bird maneuver on frequency-domain helicopter EM response, *Geophysics*, 69, (5), 1203–1215, 2004.
- Flinspach, D.**, Gleichstromgeoelektrik zur Erkundung der inneren Struktur und der Dicke von Meereis, Diplomarbeit, Ludwig-Maximilians Universität München, 2005.
- Forsberg, R. und H. Skourup**, Arctic Ocean gravity, geoid and sea-ice freeboard heights from ICE-Sat and GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21502, 2005.
- Frischknecht, F., V. Labson, B. Spies und W. Anderson**, Profiling methods using small sources, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, herausgegeben von M. Nabighian, Bd. 2 von *Investigations in geophysics*, chapter 3, Soc. o. Exp. Geoph., 1991.
- Giles, K., S. Laxon, D. Wingham, D. Wallis, W. Krabill, C. Leuschen, D. McAdoo, S. Manizade und R. Raney**, Combined airborne laser and radar altimeter measurements over the Fram Strait in May 2002, *Remote Sensing of Environment*, 111, 182–194, 2007.
- Giles, K. A., S. W. Laxon und A. L. Ridout**, Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L22502, 2008a.
- Giles, K. A., S. W. Laxon und A. P. Worby**, Antarctic sea ice elevation from satellite radar altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 35, 3503–+, 2008b.
- Göbell, S.**, *Bestimmung der Oberflächenhöhe von Meereis mit Laser- und Radaraltimetrie und Vergleich mit Eisdickendatensätzen in der Arktis und Antarktis*, Dissertation, Universität zu Bremen, 2007.
- Haas, C.**, *Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren*, Dissertation, Universität Bremen, 1997.
- Haas, C.**, Dynamics versus Thermodynamics: The Sea Ice Thickness Distribution, in *Sea Ice: An Introduction to its Physics, Chemistry, Biology and Geology*, herausgegeben von D. Thomas und G. Dieckmann, chapter 3, Blackwell Science, 2003.
- Haas, C.**, Airborne EM sea-ice thickness profiling over brackish Baltic Sea water, in *17th International Symposium on Ice*, 2004.
- Haas, C., S. Gerland, H. Eicken und H. Miller**, Comparison of sea-ice thickness measurements under summer and winter conditions in the Arctic using a small electromagnetic induction device, *Geophysics*, 62, (3), 749–757, 1997.

- Haas, C., J. Haapala, S. Hanson, L. Rabenstein, E. Rinne und J. Wilkinson**, CryoVEx 2006: Field Report, technical report, Alfred Wegener Institut für Polar und Meeresforschung, 2006a.
- Haas, C., S. Hendricks und M. Doble**, Comparison of sea-ice thickness distribution in the Lincoln Sea and adjacent Arctic Ocean in 2004 and 2005, *Annals of Glaciology*, 44, 247–252, 2006b.
- Haas, C., J. Lobach, S. Hendricks, L. Rabenstein und A. Pfaffling**, Helicopter-borne measurements of sea ice thickness, using a small and lightweight, digital EM bird, *Journal of Applied Geophysics*, (im Druck), 2008a.
- Haas, C., A. Pfaffling, S. Hendricks, L. Rabenstein, J.-L. Etienne und I. Rigor**, Reduced ice thickness in Arctic Transpolar Drift favors rapid ice retreat, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L17501, 2008b.
- Haas, C. und P. Jochmann**, Continuous EM and ULS thickness profiling in support of ice force measurements, in *Proceedings of the 17th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC '03)*, Department of Civil and Transport Engineering, Trondheim, Norway, 2003.
- Harms, S., E. Fahrback und V. H. Strass**, Sea ice transports in the Weddell Sea, *J. Geophys. Res.*, 106, 9057–9074, 2001.
- Helm, V.**, *Airborne SAR/Interferometric Radar Altimeter System (ASIRAS) - Kalibrierung, Validierung und Interpretation der Messergebnisse*, Dissertation, Universität zu Bremen, 2008.
- Helm, V., S. Hendricks, S. Goebell, W. Rack, C. Haas, U. Nixdorf und T. Boebel**, CryoVex 2004 and 2005 (BoB) data acquisition and final report, technical report, Alfred-Wegener Institut für Polar und Meeresforschung, 2006.
- Hibler, W.**, Removal of aircraft altitude variations from laser profiles of the Arctic ice pack, *J. Geophys. Res.*, 77, 5954–5970, 1972.
- Holladay, J., B. Lo und S. Prinsenber**, Bird orientation effects in quantitative airborne electromagnetic interpretation of Pack Ice Thickness Sounding, in *MTS/IEEE Conference Proceedings*, Bd. 2, OCEANS 97, 1997.
- Holt, B., P. Kanagaratnam, S. Gogineni, V. Ramasami, A. Mahoney und V. Lytle**, Sea ice thickness measurements by ultrawideband penetrating radar: First results, *Cold Regions Sci. and Tech.*, inpress, 2008.
- Hvidegaard, S. M. und R. Forsberg**, Sea-ice thickness from airborne laser altimetry over the Arctic Ocean north of Greenland, *Geophys. Res. Lett.*, 29, (20), 200000–1, 2002.
- Ingham, M., D. Pringle und H. Eicken**, Cross-borehole resistivity tomography of sea ice, *Cold Regions Sci. and Tech.*, 52, 263–277, 2008.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne und D. Joseph**, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–470, 1996.

- Kohnen, H.**, The resistivity of sea ice, *Journal of Glaciology*, 28, 215–215, 1982.
- Kovacs, A.**, A radar profile of a multi-year pressure ridge, *Arctic*, 31, 59–62, 1978.
- Kovacs, A., N. Valleau und J. Holladay**, Airborne electromagnetic sounding of sea ice thickness and subice bathymetrie, *Cold Regions Sci. and Tech.*, 14, 289–311, 1987.
- Kwok, R., G. Cunningham, H. Zwally und D. Yi**, ICESat over Arctic sea ice: Interpretation of altimetric and reflectivity profiles, *J. Geophys. Res.*, 111, C06006, 2006.
- Kwok, R., G. Cunningham, H. Zwally und D. Yi**, Ice, Cloud and land Elevation Satellite (ICESat) over Arctic sea ice: Retrieval of Freeboard, *J. Geophys. Res.*, 112, C12013, 2007.
- Kwok, R. und G. Cunningham**, ICESat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness, *J. Geophys. Res.*, 113, C08010, 2008.
- Laxon, S., N. Peacock und D. Smith**, High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region, *Nature*, 425, 947–949, 2003.
- Leuschen, C. J., R. N. Swift, J. C. Comiso, R. K. Raney, R. D. Chapman, W. B. Krabill und J. G. Sonntag**, Combination of laser and radar altimeter height measurements to estimate snow depth during the 2004 Antarctic AMSR-E Sea Ice field campaign, *J. Geophys. Res.*, 113, 4–+, 2008.
- Liu, G., A. Kovacs und A. Becker**, Inversion of airborne electromagnetic survey data for sea-ice keel shape, *Geophysics*, 56, (12), 1986–1991, 1991.
- Liu, G. und A. Becker**, Two-dimensional mapping of sea-ice keels with airborne electromagnetics, *Geophysics*, 55, (2), 239–248, 1990.
- Löhken, J.**, *Analytische Berechnung, Finite Elemente Simulierung und Inversion von Metalldetektorsignalen im Zeit- und Frequenzbereich. Untersuchungen zur Reduktion der Fehlalarmrate bei Landminensuche*, Dissertation, Universität zu Köln, 2007.
- Martin, T.**, *Arktische Meereisdynamik: Drift und Presseisrückenbildung in numerischen Modellen und Beobachtungsdaten*, Dissertation, Universität Bremen, 2007.
- Morey, R., A. Kovacs und G. Cox**, Electromagnetic properties of sea ice, technical Report 84-2, CRREL, 1984.
- Multala, J., H. Hautaniemi, M. Oksama, M. Leppäranta, J. Haapala, A. Herlevi, K. Riska und M. Lensu**, An airborne electromagnetic system on a fixed wind aircraft for sea ice thickness mapping, *Cold Regions Sci. and Tech.*, 24, 355–373, 1996.
- Mundry, E.**, On the interpretation of airborne electromagnetic data for the two-layer case, *Geophys. Prosp.*, 32, 336–346, 1984.
- Nagurny, A. P., V. G. Korostelev und V. P. Abaza**, Wave method for evaluating the effective thickness of sea ice in climate monitoring, *BRAS Physics/Supple, Phys. Vibrations*, 58, 168–174, 1994.

- Nghiem, S., Y. Chao, G. Neumann, P. Li, D. K. Perovich, T. Street und P. Clemente-Colon**, Depletion of perennial sea ice in the East Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17501, 2006.
- Notz, D., J. S. Wettlaufer und M. G. Worster**, A non-destructive method for measuring the salinity and solid fraction of growing sea ice in situ, *Journal of Glaciology*, 51, 159–166, 2005.
- Perovich, D. K., B. Light, H. Eicken, K. F. Jones, K. Runciman und S. V. Nghiem**, Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979-2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback, *Geophys. Res. Lett.*, 34, 19505–+, 2007.
- Perovich, D., J. Richter-Menge, K. Jones und B. Light**, Sunlight, water and ice: Extreme Arctic sea ice melt during summer of 2007, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L11501, 2008.
- Pfaffling, A.**, *Hubschrauberelektromagnetische Meereisdickenbestimmung: Ein Induktionsverfahren im Zentimeterbereich*, Dissertation, Universität zu Bremen, 2006.
- Pfaffling, A. und J. E. Reid**, Sea ice as an evaluation target for HEM modeling and inversion, *Journal of Applied Geophysics*, (im Druck), 2008.
- Prinsenbergh, S. und J. Holladay**, Using an Air-borne electromagnetic ice thickness sensor to validate remotely sensed marginal ice zone properties, in *The 12th International Conference on Port and Ocean Engineering und Arctic Conditions*, POAC, Hamburg, 1993.
- Raney, R. K.**, The Delay/Doppler Radar Altimeter, *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, 36, (5), 1578–1588, 1998.
- Reid, J. E., A. Pfaffling, A. P. Worby und J. R. Bishop**, In situ measurements of the direct-current conductivity of Antarctic sea ice: implications for airborne electromagnetic sounding of sea-ice thickness, *Annals of Glaciology*, 44, 217–223, 2006a.
- Reid, J., A. Pfaffling und J. Vrbancich**, Airborne electromagnetic footprints in 1d earths, *Geophysics*, 71, (2), G63–G72, 2006b.
- Reid, J. und J. Vrbancich**, A comparison of the inductive-limit footprints of airborne electromagnetic configurations, *Geophysics*, 69, (5), 1229–1239, 2004.
- Richter-Menge, J., D. Perovich, C. Geiger, B. Elder und K. Claffey**, Ice mass balance buoy: An instrument to measure and attribute changes in ice thickness, in *Arctic sea ice thickness: Past, present and future*, herausgegeben von P. Wadhams und G. Amanatidis, 24–29, 2005.
- Ristau, J. und W. Moon**, Adaptive filtering of random noise in 2-D geophysical data, *Geophysics*, 66, (1), 342–349, 2001.
- Rothrock, D., D. Percival und M. Wensnahan**, The decline of arctic sea-ice thickness: Separating the spatial, annual, and interannual variability in a quarter century of submarine data, *J. Geophys. Res.*, 113, C05003, 2008.
- RST**, ASIRAS design description, Technical Report ASIRAS-RST-ADD-0001, ESA, 2005.
- Schwarz, J. und W. Weeks**, Engineering properties of sea ice, *J. Glaciol.*, 19, 499–530, 1977.

- Spreen, G., L. Kaleschke und G. Heygster**, Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, *J. Geophys. Res.*, 113, C02S03, 2008.
- Stenseng, L., S. Hvidegaard, H. Skourup, R. Forsberg, C. Andersen und S. Hanson**, Airborne Lidar and Radar measurements in and around Greenland, technical report, Danish National Space Center, 2007.
- Stogryn, A. und G. Desargant**, The dielectric properties of brine in sea ice at microwave frequencies, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 33, 523–532, 1985.
- Strass, V.**, Measuring sea ice draft and coverage with moored upward looking sonars, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research*, 45, 795–818, 1998.
- Telford, W., L. Geldart und R. Sheriff**, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 2. Auflage, 1990.
- Thorndike, A., D. Rothrock, G. Maykut und R. Colony**, The thickness distribution of sea ice, *J. Geophys. Res.*, 80, (33), 4501–4513, 1975.
- Thyssen, F., H. Kohnen, M. Cowan und G. Timco**, DC resistivity measurements on the sea ice near Pond Inlet, N.W.T. (Baffin Island), *Polarforschung*, 44, 117–126, 1974.
- Timco, G. W.**, An analysis of the in-situ resistivity of sea ice in terms of its microstructure, *Journal of Glaciology*, 22, 461–471, 1979.
- Timco, G. und R. Burden**, An analysis of the shapes of sea ice ridges, *Cold Regions Sci. and Tech.*, 25, 65–77, 1997.
- Timco, G. und R. Frederking**, A review of sea ice density, *Cold Regions Sci. and Tech.*, 24, 1–6, 1996.
- Tonboe, R., S. Andersen, R. Gill und L. Pedersen**, The simulated seasonal variability of the Ku-Band radar altimeter effective scattering surface depth in sea ice, in *Arctic sea ice thickness: Past, present and future*, herausgegeben von P. Wadhams und G. Amanatidis, European Commission, 2005.
- Tonboe, R., S. Andersen und L. Pedersen**, Simulation of the Ku-Band Radar Altimeter Sea Ice Effective Scattering Surface, *IEEE Geosc. Remote Sens. Lett.*, 3, (2), 237–240, 2006.
- UNESCO**, Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, technical Report 44, Unesco Technical Paper in Mar. Sci., 1983.
- Várnai, T. und R. Cahalan**, Potential of airborne offbeam lidar measurements of snow and sea ice thickness, *J. Geophys. Res.*, 112, C12S90, 2007.
- von Saldern, C.**, *Bestimmung verschiedener Eisklassen durch statistische Analyse der Rauigkeit von Meereis*, Dissertation, Universität Bremen, 2006.
- Wadhams, P.**, The underside of Arctic sea ice imaged by sidescan sonar, *Nature*, 333, 161–164, 1988.
- Wadhams, P.**, *Ice in the Oceans*, Gordon and Breach Science Publishers, 2000.

- Wadhams, P., W. Tucker III, W. Krabill, R. Swift, J. Comiso und N. Davis**, Relationship between sea ice freeboard and draft in the Arctic Basin, an implications for ice thickness monitoring, *J. Geophys. Res.*, 97, (C12), 20325–20334, 1992.
- Wadhams, P., J. Wilkinson und S. McPhail**, A new view of the underside of Arctic sea ice, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04501, 2006.
- Wadhams, P. und T. Davy**, On the Spacing and Draft Distribution for Pressure Ridge Keels, *J. Geophys. Res.*, 91, (C9), 10697–10708, 1986.
- Wadhams, P. und M. J. Doble**, Digital terrain mapping of the underside of sea ice from a small AUV, *Geophys. Res. Lett.*, 35, 1501–+, 2008.
- Ward, S. und G. Hohmann**, Electromagnetic theory for geophysical application, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, herausgegeben von M. Nabighian, Bd. 1 von *Investigations in geophysics*, chapter 4, Soc. o. Exp. Geop., 1987.
- Warren, S., I. Rigor, N. Untersteiner, V. Radionov, N. Bryazgin, V. Aleksandrov und R. Colony**, Snow depth on Arctic sea ice, *Journal of Climate*, 12, 1814–1829, 1999.
- Weeks, W. und O. Lee**, Observations on the physical properties of sea-ice at Hopedale, Labrador, *Arctic*, 11, 134–155, 1958.
- Wehr, A. und U. Lohr**, Airborne laser scanning - an introduction and overview, *J. o. Photogr. & Re. Sens.*, 54, 68–82, 1999.
- West, G. und J. Macnae**, Physics of the electromagnetic induction exploration method, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, herausgegeben von M. Nabighian, Bd. 2 von *Investigations in geophysics*, chapter 1, Society of Exploration Geophysicists, 1991.
- Wilkinson, J., P. Wadhams und N. Hughes**, A Review of the use of sonar in underwater vehicles to obtain information on sea ice draft, in *Arctic sea ice thickness: Past, present and future*, herausgegeben von P. Wadhams und G. Amanatidis, 30–45, 2005.
- Wingham, D., C. Francis, S. Baker, C. Bouzinac, D. Brockley, R. Cullen, P. Chateau-Thierry, S. Laxon, U. Mallow, C. Mavrocordatos, L. Phalippou, G. Ratier, L. Rey, F. Rostan, P. Viau und D. Wallis**, CryoSat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields, *Adv. Space Res.*, 37, 841–871, 2006.
- Yu, Y. und D. A. Rothrock**, Thin ice thickness from satellite thermal imagery, *J. Geophys. Res.*, 101, 25753–25766, 1996.

Danksagung

Für die Möglichkeit, diese Arbeit durchzuführen möchte ich meinem Betreuer Herrn Professor Christian Haas und den Gutachtern Herrn Professor Heinz Miller und Herrn Professor Peter Lemke danken. Besonders Christian Haas gilt mein Dank für all die Hilfestellungen und die Möglichkeiten, welche ich in der Gestaltung meiner Arbeit erfahren habe.

Die Messungen mit dem EM-Bird des Alfred-Wegener Institutes wurden erst durch die Vorarbeit und die Unterstützung von Christian Haas, Andi Pfaffling und John Lobach möglich. Für die Hilfe bei meinen ersten Gehversuchen mit Comsol Multiphysics danke ich Jörn Löhken.

All meinen Kollegen in der Meereisphysik, insbesondere Sibylle Göbell, Lasse Rabenstein, Thomas Krumpen und Torge Martin, und im ganzen Fachbereich Klimasystem möchte ich für das sehr angenehme Arbeitsklima und die notwendigen kleinen Ablenkungen zwischendurch danken.

Die großartige Vorarbeit bei der Fehlerbehebung und Prozessierung der Flugzeugaltimeterdaten von Veit Helm legte das Fundament für die Arbeit mit diesen Daten. Mein besondere Dank gilt ihm für die immer hilfreichen Diskussionen und die schnelle Hilfe bei auftretenden Problemen.

Ich möchte meiner Familie und allen Freunden für die Unterstützung innerhalb der letzten Jahre danken.

Für die 3D Abbildungen mit *POV-Ray* wurde ein Flugzeugmodell von Friedrich A. Lohmüller und ein Helikoptermodell von Kurt Bangert verwendet.

Die Korrekturen von Lasse Rabenstein und Veit Helm haben das Schriftbild des Manuskripts deutlich verbessert. Herrn Christian Haas und Herrn Peter Lemke danke ich für ihre hilfreichen Tipps bei der Korrektur dieser Arbeit.

Abschließend gilt mein Dank all denen, die hier nicht erwähnt wurden, aber direkt oder indirekt an dieser Arbeit beteiligt waren. Dazu zählen die Kollegen, die mit mir über meine Arbeit diskutiert haben und die Personen, die mich bei Forschungsreisen in vielfältiger Art unterstützt haben.

Diese Arbeit wurde innerhalb des BMBF-Projektes *CryoSat: "Valdierung von CryoSat-Produkten zu Meereisdicken- und Höhenänderung kontinentaler Eisschilde und Schelfeise* (Förderkennzeichen: 50EE0505) durchgeführt. Für den Inhalt dieser Veröffentlichung ist der Autor verantwortlich.

Name : Datum

Anschrift :

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich

1. die Arbeit ohne unerlaubte fremde Hilfe angefertigt habe,
2. keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe und
3. die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

_____, den

(Unterschrift)