

**Anwendung des stratifizierten Krigings auf
ERS-1 und ERS-2 Radaraltimeterdaten zur
Untersuchung von Eishöhenänderungen im
Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System,
Ostantarktis**

**Application of stratified kriging to ERS-1
and ERS-2 radar altimeter data to investigate
ice elevation changes in the Lambert Glacier/
Amery Ice Shelf system, East Antarctica**

Ralf Stosius

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 561 (2007)
ISSN 1618 - 3193**

**Anwendung des stratifizierten Krigings auf
ERS-1 und ERS-2 Radaraltimeterdaten zur
Untersuchung von Eishöhenänderungen im
Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System,
Ostantarktis**

**Application of stratified kriging to ERS-1
and ERS-2 radar altimeter data to investigate
ice elevation changes in the Lambert Glacier/
Amery Ice Shelf system, East Antarctica**

Ralf Stosius

Ralf Stosius

GeoForschungsZentrum Potsdam
Sektion 1.1 GPS/GALILEO-Technologien
Telegrafenberg
14473 Potsdam

Die vorliegende Arbeit ist eine Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.), die 2005 von der Universität Trier im Fachbereich VI - Geographie/Geowissenschaften angenommen wurde.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung		IV
Summary		VI
1 Einführung		1
2 Meeresspiegeländerung und Massenbilanzierung		3
2.1 Meeresspiegeländerung		3
2.1.1 Entwicklung der Meeresspiegeländerung		3
2.1.2 Isostatische und eustatische Prozesse		4
2.2 Massenbilanzierung		6
2.2.1 Spezifische, lokale und totale Massenbilanz		6
2.2.2 Massenbilanz alpiner und polarer Eismassen		8
2.2.3 Polare Akkumulations- und Ablationsprozesse		9
2.2.4 Methoden der Massenbilanzierung		11
2.2.5 Genauigkeitsabschätzung		13
3 Radaraltimetrie		14
3.1 Methoden der Höhenmessung in Polarregionen		14
3.1.1 ERS		16
3.1.2 ENVISAT		16
3.1.3 ICESAT		17
3.1.4 CRYOSAT		17
3.2 Meßprinzip der Radaraltimetrie		17
3.3 Höhenkorrektur		21
3.3.1 Atmosphärische Korrekturen		21
3.3.2 Geophysikalische Korrekturen		22
3.3.3 Instrumentelle Korrekturen		24
3.3.4 Spezielle Korrekturen		25
3.4 Meßgenauigkeit		28
3.4.1 Oberflächen- und Volumenstreuung		28
3.4.2 Meßgeometrie		29
3.4.3 Isostatische Ausgleichsbewegung		30
3.4.4 Dichtevariationen in der Firnauflage		30
3.4.5 Datenfehler und Datenlücken		30
3.4.6 Vergleichsmessung		31

3.5	Messung der Höhenänderung	31
3.5.1	Crossover-Analyse	31
3.5.2	Höhenmodell-Zeitreihen	32
4	Geostatistische Interpolation	33
4.1	Räumliche Interpolation	33
4.2	Geostatistik	34
4.2.1	Theorie der regionalisierten Variablen	34
4.2.2	Variographie	37
4.2.3	Kriging	42
4.3	Stratifiziertes Kriging mit Grenzzonen	45
4.3.1	Stratifiziertes Kriging	46
4.3.2	Kriging in Grenzzonen	46
4.4	Validierung	51
4.4.1	Kreuzvalidierung	51
4.4.2	Noiselevel	51
5	Höhenmodellierung im Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System	54
5.1	Untersuchungsgebiet	54
5.1.1	Lambert Gletscher	54
5.1.2	Amery Eisschelf	55
5.1.3	Massenbilanzierung	56
5.1.4	Digitale Höhenmodelle	57
5.2	Ausgangsdaten	58
5.2.1	Höhenkorrektur	58
5.2.2	Einteilung in Zyklen	59
5.3	Plausibilitäts- und Ausreißeranalyse	59
5.3.1	Plausibilitätsanalyse	62
5.3.2	Ausreißeranalyse	63
5.3.3	Auswertung der Plausibilitäts- und Ausreißeranalyse	65
5.4	Aufteilung in Regionen	72
5.4.1	Split-Moving-Window Verfahren	73
5.4.2	Datenlücken	75
5.4.3	Segmentierung	76
5.5	Trendbereinigung	76
5.5.1	Trendflächenanalyse	80
5.5.2	Glättende Splines	81
5.5.3	Ergebnis der Trendanalyse	82
5.6	Variographie	86
5.6.1	Experimentelle Variogramme	86
5.6.2	Variogrammodelle	86
5.7	Stratifiziertes Kriging mit Grenzzonen	99

6 Höhenänderungen im Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System	101
6.1 Höhenmodell des ERS-2 Zyklus 7, 1998	101
6.2 Vergleich zwischen stratifiziertem Kriging und Ordinary Kriging . . .	101
6.3 Trend der Kreuzvalidierung	105
6.4 Abschätzung der potentiellen Höhenänderung	105
6.5 Signifikante Höhenänderungen	111
7 Schlussfolgerungen	115
Literaturverzeichnis	117
Danksagung	131

Zusammenfassung

Der aktuelle Klimawandel hat einen Anstieg des Meeresspiegels zur Folge. Die Änderung des Meeresspiegels hängt von einer Reihe unterschiedlicher Faktoren ab. Das Akkumulations- und Abschmelzverhalten der polaren Eismassen trägt zu einem großen Anteil dazu bei, was sich in einer Veränderung der polaren Eismassenbilanz ausdrückt. Etwa 90% der weltweiten Eismasse liegt in der Antarktis vor, weshalb Änderungen der antarktischen Eismassenbilanz von großer Relevanz für die Prognose des Meeresspiegelanstiegs sind. Das Einzugsgebiet des Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-Systems umfasst etwa 10% der Ostantarktis und kann damit als repräsentativ für einen großen Teil des antarktischen Eisschildes angesehen werden. Höhenänderungen seiner Eisoberfläche lassen sich als Massenänderungen interpretieren. Bei herkömmlichen Massenbilanzierungen bleibt unberücksichtigt, wie sich die räumliche Verteilung der Massenbilanzänderung darstellt. Mit dem in dieser Arbeit vorgestellten Verfahren kann die räumliche Verteilung der Massenbilanzänderung bestimmt werden.

Zur Bestimmung einer signifikanten mittleren Höhenänderung benötigt man Zeitreihen aus Höhenmessungen von mindestens fünf bis zehn Jahren. In dieser Arbeit werden deshalb Radaraltimeterdaten von ERS-1 und ERS-2 aus dem Zeitraum 1992-2002 verwendet. Die Höhe der Eisoberfläche kann mit Hilfe der Radaraltimetrie in kurzer Zeit und über sehr große Gebiete hinweg gemessen werden. Bei der Radaraltimetrie sind zur hochgenauen Bestimmung der Höhe eine Reihe von geophysikalischen, atmosphärischen oder instrumentellen Höhenkorrekturen erforderlich, die allerdings selbst gewisse Ungenauigkeiten aufweisen. Außerdem können verschiedene Faktoren, die sich auf die Messgenauigkeit auswirken, nicht in der Höhenkorrektur erfasst werden. Dies limitiert die Verwendbarkeit der mit diesem Messverfahren gewonnenen Daten.

Die Höhenänderung innerhalb des Untersuchungsgebiets Lambert-Gletscher/Amery Eisschelf (Ostantarktis) wird mit einer zeitlichen Auflösung von 35 Tagen anhand von digitalen Höhenmodellen mit 3 km Gitterauflösung bestimmt. Diese Höhenmodelle werden über ein spezielles geostatistisches Interpolationsverfahren (stratifiziertes Kriging) aus den Radaraltimeterdaten erstellt. Das Untersuchungsgebiet besteht aus mehreren morphologisch einheitlichen Regionen, die sich in ihrer räumlichen Struktur teilweise deutlich voneinander unterscheiden und die durch Abbruchkanten oder steile Abhänge (Diskontinuitäten) voneinander abgegrenzt werden können. Die meisten Interpolationsverfahren sind ungeeignet, derartige Geländestrukturen korrekt in digitalen Höhenmodellen wiederzugeben. Die Diskontinuitäten werden bei

der Interpolation durch das stratifizierte Kriging berücksichtigt. Hierbei wird die Berechnung des räumlichen Zusammenhangs (Variographie) und die Interpolation für jede Region separat durchgeführt. Anschließend werden benachbarte Regionen miteinander verbunden. Die Aufteilung in Regionen erfolgt anhand der räumlichen Verteilung von Datenlücken sowie mit Hilfe eines Split-Moving-Window Verfahrens. Um räumliche globale Trendeinflüsse bei der Interpolation auszuschließen, wird mit Hilfe glättender bikubischer Splines eine Trendbereinigung vorgenommen. Die zeitlich aufeinander folgenden Höhenmodelle bilden zusammen eine Höhenmodell-Zeitreihe, d. h. an jedem Gitterpunkt liegt eine Zeitreihe der interpolierten Höhe über den gesamten Meßzeitraum vor.

Um die Größe des Interpolationsfehlers zu quantifizieren, wird zum einen eine Kreuzvalidierung vorgenommen. Das stratifizierte Kriging erzeugt hierbei im Vergleich zu einem Ordinary Kriging geringere Schätzfehler und bestätigt sich daher als das geeignetere Interpolationsverfahren. Zum anderen wird der Schätzfehler an den Gitterpunkten des Höhenmodells über das Noiselevel geschätzt. Über diesen Schätzfehler läßt sich die Schwankungsbreite der potentiellen Höhenänderung abschätzen. An jedem Gitterpunkt wird der lineare Trend der Höhenänderung über den Meßzeitraum bestimmt und auf Signifikanz geprüft. Im Vergleich der linearen Trends mit der Schwankungsbreite der potentiellen Höhenänderung läßt sich die Plausibilität dieses Trends einschätzen. In den Inlandeis-Regionen gibt es dagegen weniger homogene Gebiete mit plausiblen signifikanten Höhenänderungen sondern es zeigt sich vielmehr ein sehr heterogenes Bild von eng benachbarten Gebieten mit positiven und negativen Höhenänderungen. Insgesamt überwiegen zwar Gebiete mit positiver Höhenänderung, allerdings machen die signifikanten Höhenänderungen im gesamten Gebiet nur einen geringen Teil aus. Unter Berücksichtigung des Schätzfehlers ergibt sich, dass nur sehr wenige der signifikanten Trends auch als plausibel betrachtet werden können. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass die Höhenänderungen innerhalb des Meßzeitraums zu gering sind als daß sie bei der noch zu geringen Höhengenaugigkeit der konventionellen Radaraltimeterie über Eis detektiert werden könnten. Daher sind genauere Messmethoden und längere Datenreihen erforderlich.

Summary

Sea level rise due to climate change is sufficiently well established. Sea level change is affected by a variety of different factors. One of the main factors is the change of the accumulation and melt rate on polar ice sheets which varies the polar ice mass balance. About 90% of the polar ice masses reside in Antarctica which makes the Antarctic mass balance highly relevant for predictions of sea level rise. The area of interest in this thesis is the Lambert Glacier/Amery Ice Shelf system. Its catchment area encloses about 10% of East Antarctica. Therefore it is representative for a significant part of the Antarctic ice sheet. Elevation changes of the ice surface indicate ice mass balance changes. Conventional mass balance studies do not account for the spatial behaviour of these changes. With the methods presented in this thesis it is possible to show the spatial distribution of mass balance changes.

The elevation of the ice surface can be measured over wide areas in short time periods using satellite radar altimetry. To determine significant elevation changes time series of about five to ten years are necessary. In this thesis radar altimeter data of ERS-1 and ERS-2 over a time period from 1992 to 2002 are used. To get accurate elevation measurements geophysical, atmospherical, and instrumental height corrections are applied. These corrections still comprise inaccuracies and diverse factors that affect measurement quality can not be corrected for. This limits the applicability of these data.

The change of elevation within the Lambert-Gletscher/Amery Eisschelf (East Antarctica) is calculated with 35 day time resolution for digital elevation models with 3 km grid spacing. These elevation models are calculated by a special interpolation technique (stratified kriging) based on the radar altimeter data. The area of interest consists of several morphological homogenous regions that are divided by steep slopes or ridges (discontinuities). In contrast to other interpolation techniques these discontinuities can be accounted for by stratified kriging. Using this method calculation of the spatial correlation (variography) and interpolation are accomplished separately within each region. Neighbouring regions are connected afterwards. The delineation of units is accomplished by the analysis of gaps between data as well as by a split moving window algorithm. To diminish the influence of a global spatial trend during interpolation bicubic smoothing splines are used for detrending. All elevation models together describe an elevation time series at each grid node.

To evaluate the interpolation error a cross validation technique is used. Stratified kriging has smaller cross validation errors than ordinary kriging and thus it is the more effective interpolation method. Furthermore the interpolation error at the grid

nodes is estimated by the noise level. Using this estimation the maximum expected elevation change due to interpolation error can be calculated and compared with the linear trend of the elevation change. The linear trend at each grid node is tested for significance. Significant positive trends of elevation change over wide areas can at most be recognized at the central and eastern Amery Ice Shelf. All other regions show a heterogeneous pattern of more or less significant elevation changes. Areas with positive elevation change prevail but considering the interpolation error significant elevation changes play only a marginal role. This is due to the fact that elevation changes are too small within the period monitored and that data quality of conventional radar altimetry over ice is scarce. More advanced measurement techniques and longer time series are highly desirable.



1 Einführung

Dass derzeit ein globaler Klimawandel stattfindet, wird heute kaum noch bestritten. Dieser Klimawandel manifestiert sich in einem prognostizierten Meeresspiegelanstieg von etwa 50 cm innerhalb dieses Jahrhunderts (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2001). Diese Prognose ist allerdings noch recht ungenau. Neben anderen Faktoren sind es vor allem steigende Abschmelzraten des polaren Eises die zum Meeresspiegelanstieg beitragen. Gleichzeitig führt eine temperaturbedingte Verstärkung der Verdunstung zu einem erhöhten Wasserdampfgehalt innerhalb der Atmosphäre und damit zu mehr Niederschlag und einer stärkeren Akkumulation von Schnee in den Polarregionen. Da sich hierbei Vorgänge mit sehr unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Ausdehnungen und Verteilungen überlagern, ist eine genaue Berechnung der polaren Massenbilanz sehr schwierig. Eine Präzisierung der Massenbilanzierung hilft, die Genauigkeit der Prognose für den Meeresspiegelanstieg zu erhöhen. Dabei ist auch die räumliche Verteilung der polaren Massenbilanz von Bedeutung, da bei einer globalen Betrachtung lokale Besonderheiten oft außer acht gelassen werden.

Meist wird die Massenbilanz für das gesamte Einzugsgebiet eines Gletschers oder eines ganzen Eisschildes ermittelt, indem alle positiven und negativen Bilanzanteile miteinander verrechnet werden. Dies ist bei der Größe und Unzugänglichkeit polarer Eismassen nur sehr ungenau möglich. Dabei bleibt auch unklar, ob sich die Massenbilanzänderung räumlich im gesamten Einzugsgebiet gleichförmig verhält oder ob es einzelne Zentren mit positiven, negativen oder gleichbleibenden Trends der Massenbilanzänderung gibt. Ein Indikator für lokale Massenbilanzänderungen ist die Höhenänderung der Eisoberfläche. Bei sinkender Höhe überwiegt an dieser Stelle der Eisverlust gegenüber dem Eiszuwachs, die lokale Massenbilanz ist in diesem Fall negativ. Die lokale Höhenänderung kann anhand einer Höhenmodell-Zeitreihe an den Gitterpunkten dieser Höhenmodelle beobachtet werden. Darüber hinaus ist so auch eine Betrachtung der räumlichen Verteilung der Höhenänderung möglich.

Die Höhe der Eisoberfläche kann mit Hilfe der satellitengestützten Radaraltimetrie in kurzer Zeit und über sehr große Gebiete hinweg gemessen werden. Da die jährlichen Höhenänderungen nur wenige Zentimeter umfassen und die Messgenauigkeit der Radaraltimetrie über Eis begrenzt ist, benötigt man langjährige Zeitreihen, um signifikante Höhenänderungen nachweisen zu können. Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist das Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System in der Ostantarktis, welches das größte Eisstrom-System der Erde darstellt. Die Höhenänderungen in diesem System werden anhand einer zehnjährigen Messreihe (1992-2002) von Ra-

daraltimeterdaten der EUROPEAN REMOTE-SENSING Satelliten ERS-1 und ERS-2 beobachtet. Um die erforderlichen Genauigkeiten zu erzielen, sind eine Reihe von Höhenkorrekturen notwendig, die geophysikalische, atmosphärische und instrumentelle Fehlereinflüsse minimieren. Daneben treten immer wieder systematische und zufällige Fehlmessungen und Datenlücken auf, die in Form einer Plausibilitäts- und Ausreißeranalyse untersucht werden.

Um aus den Radaraltimeterdaten digitale Höhenmodelle zu erstellen, müssen die Gitterpunkte der Höhenmodelle über ein räumliches Interpolationsverfahren geschätzt werden. Das Untersuchungsgebiet zeichnet sich jedoch durch geomorphologisch unterschiedliche Regionen aus, die teilweise kontinuierlich ineinander übergehen. Einige sind jedoch auch durch Diskontinuitäten, d. h. Eisabbruchkanten oder sehr steile Abhänge, mehr oder weniger scharf voneinander abgegrenzt. Herkömmliche Interpolationsverfahren gehen jedoch von kontinuierlichen Voraussetzungen aus, was an diesen Stellen zu Schwierigkeiten bei der Interpolation führt. Deshalb wird hier ein stratifiziertes Krigingverfahren eingesetzt, das diese Diskontinuitäten berücksichtigt. Hierzu wird das Untersuchungsgebiet zunächst in Regionen aufgeteilt. Dabei gibt zum einen die räumliche Verteilung von Datenlücken Aufschluss über die Lage von Diskontinuitäten, zum anderen wird ein Split-Moving-Window Verfahren eingesetzt. Um den Einfluss des Reliefs auf die Interpolation innerhalb der Regionen zu minimieren, werden die Messdaten zuvor über ein Geländemodell aus glättenden bikubischen Splines trendbereinigt. Der räumliche Zusammenhang innerhalb der einzelnen Regionen wird mittels experimenteller Variogramme beschrieben. An diese werden dann mit Hilfe eines halbautomatischen Verfahrens genestete Variogrammodelle angepasst, wobei Anisotropien berücksichtigt werden.

Um die räumliche und zeitliche Entwicklung der Höhenänderung zu untersuchen, werden auf der Basis dieser Variogrammodelle mittels des stratifizierten Krigings über 35-tägige Zeitabschnitte Höhenmodelle mit 3 km Gitterauflösung erstellt. Anhand dieser Höhenmodell-Zeitreihe wird für jeden Gitterpunkt untersucht, in wie weit sich signifikante Änderungen der Eishöhe über den Meßzeitraum nachweisen lassen und wie sich diese Höhenänderungen räumlich verhalten. Um die Interpolationsgenauigkeit des stratifizierten Krigings einzuschätzen, werden die Schätzfehler über eine Kreuzvalidierung berechnet und mit denen eines Ordinary Krigings verglichen. Da mit der Kreuzvalidierung lediglich die Interpolationsgenauigkeit an den Messpunkten berechnet werden kann, erfolgt zudem die Bestimmung des Schätzfehlers an den Gitterpunkten anhand der Noiselevels. Über diese läßt sich für jede Zeitreihe in den einzelnen Gitterpunkten eine potentielle Schwankungsbreite der Höhenänderung festlegen und mit dem signifikanten linearen Trend der Höhenänderung vergleichen. Betrachtet wird die räumliche Verteilung derjenigen Gitterpunkte, die einen signifikanten Trend aufweisen und die jenseits der Plausibilitätsgrenzen der potentiellen Schwankungsbreite liegen. Damit läßt sich die räumliche Verteilung signifikanter und plausibler Höhenänderungen innerhalb des Meßzeitraums darstellen.

2 Meeresspiegeländerung und Massenbilanzierung

2.1 Meeresspiegeländerung

2.1.1 Entwicklung der Meeresspiegeländerung

Eine der gravierendsten Folgen der Klimaänderung ist die Erhöhung des Meeresspiegels. Seit der Klimax der letzten Eiszeit vor ungefähr 20.000 Jahren ist der Meeresspiegel um 120 m angestiegen. Betrug die Anstiegsrate des Meeresspiegels anfänglich noch 1 cm/a, ist sie im Laufe der Zeit aber immer weiter zurück gegangen. Seit 3.000 Jahren steigt der Meeresspiegel nur noch mit 0,1 bis 0,2 mm/a. Man geht aber davon aus, daß der Meeresspiegel noch heute auf Klimaereignisse reagiert, die bereits mehrere Jahrtausende zurück liegen. Allerdings ist die globale Jahresmitteltemperatur der bodennahen Atmosphäre im 20. Jahrhundert um 0,4 bis 0,8 K gestiegen. In dieser Zeit erhöhte sich der Meeresspiegel um 1 bis 2 mm/a, was der zehnfachen Anstiegsrate der vergangenen drei Jahrtausende entspricht. Demnach hat auch die aktuelle Klimaänderung Auswirkungen auf den Meeresspiegelanstieg (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2001).

Mit Hilfe von numerischen Modellen kann die zukünftige Entwicklung des Meeresspiegels prognostiziert werden. Die in INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (2001) zusammengefassten Berechnungen sagen auf der Basis verschiedener Szenarien für das Jahr 2100 einen Meeresspiegel von ungefähr 48 cm über dem Stand von 1990 voraus. Dadurch wären an den dicht besiedelten Küsten Südostasiens mehr als 50 Millionen und an den Küsten Afrikas, Chinas und Japans zwischen 10 und 50 Millionen Menschen von der Überflutung ihres Lebensraums betroffen (Abb. 2.1) (UNIVERSITY OF LEEDS - SCHOOL OF THE ENVIRONMENT, 2003). Im Golf von Mexiko sowie an der Ostsee und am Mittelmeer würden zahlreiche Watt- und Feuchtgebiete verschwinden. Selbst bei einer Stabilisierung der aktuellen Klimaentwicklung würde der Meeresspiegel noch über mehrere Jahrhunderte hinweg weiter ansteigen.

Diese Prognosen sind allerdings um so unsicherer, je weiter sie in die Zukunft projiziert werden (Abb. 2.2). Die Unsicherheiten sind so groß, daß der vorhergesagte Meeresspiegel im Jahr 2100 zwischen 9 und 88 cm höher als 1990 liegen kann (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2001). Diese weite Spanne der Unsicherheit wird durch die Vielzahl von Faktoren hervorgerufen, die bei den Berechnungen berücksichtigt werden müssen. Viele dieser Faktoren sind derzeit nur recht ungenau zu bestimmen und äußerst komplex miteinander verknüpft.

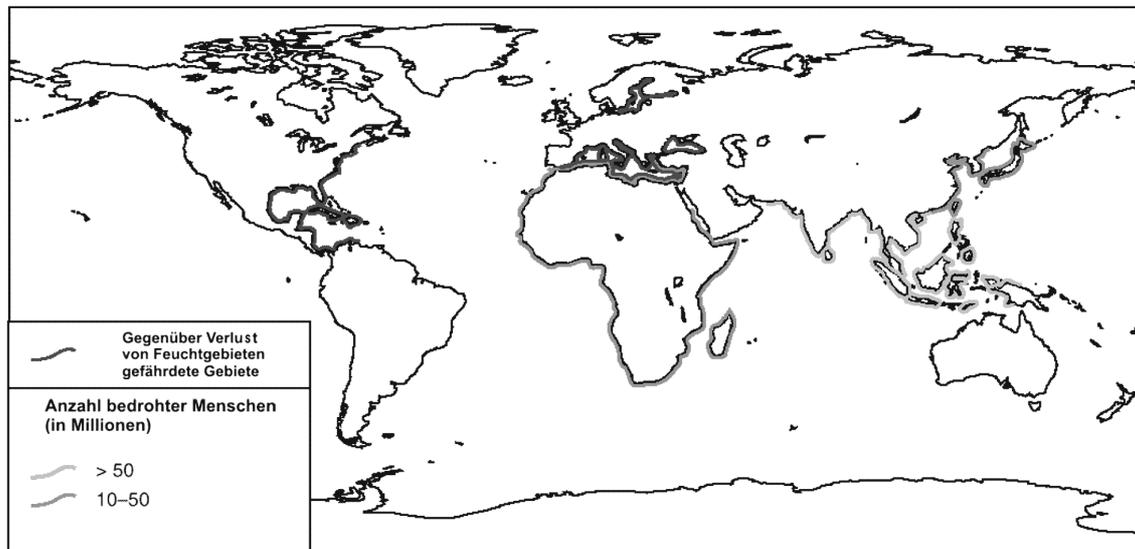


Abbildung 2.1: Karte der durch einen Meeresspiegelanstieg um 45 cm bedrohten Menschen nach Modellrechnungen des HADLEY CENTER FOR CLIMATE PREDICTION AND RESEARCH auf der Basis des INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC)-Szenarios IS92a (nach UNIVERSITY OF LEEDS - SCHOOL OF THE ENVIRONMENT (2003)).

2.1.2 Isostatische und eustatische Prozesse

Der Meeresspiegel wird von einer Reihe von Prozessen beeinflusst, die sich zum Teil nur schwer quantifizieren lassen. Diese Prozesse treten entweder nur lokal oder global auf und sind auf unterschiedlichen Zeitskalen wirksam. Der mittlere Meeresspiegel ist abhängig von isostatischen und eustatischen Vorgängen. Während isostatische Prozesse meist geologischen Ursprungs sind, sind die eustatischen Prozesse stark an die Klimaentwicklung und anthropogene Einflüsse gekoppelt. Bei den isostatischen Prozessen ist es vor allem die Ausgleichsbewegung der Erdkruste nach Veränderung des Auflastdrucks. Nach dem Rückgang der Eismassen der Eiszeit hebt sich die Landmasse relativ zum Meeresspiegel an und der lokale Meeresspiegel sinkt. Eustatische Meeresspiegeländerungen beziehen sich auf Veränderungen des Wasservolumens und sind daher global wirksam. Das Wasser der Ozeane unterliegt bei einer Erhöhung der Wassertemperatur einer Volumenausdehnung, der thermalen Expansion. Sie betrug im 20. Jahrhundert 0,3 bis 0,7 mm/a Meeresspiegeläquivalent und stellt damit den wichtigsten Faktor beim eustatischen Meeresspiegelanstieg dar. Die Wassertemperaturen erhöhen sich durch die Tiefenzirkulation nach und nach auch in größeren Wassertiefen. Allerdings dauert dieser Prozeß mehrere Jahrzehnte bis Jahrhunderte und sorgt dafür, daß der aktuelle Temperaturanstieg sich auch in den nächsten Jahrzehnten in Form eines Meeresspiegelanstiegs ausdrücken wird.

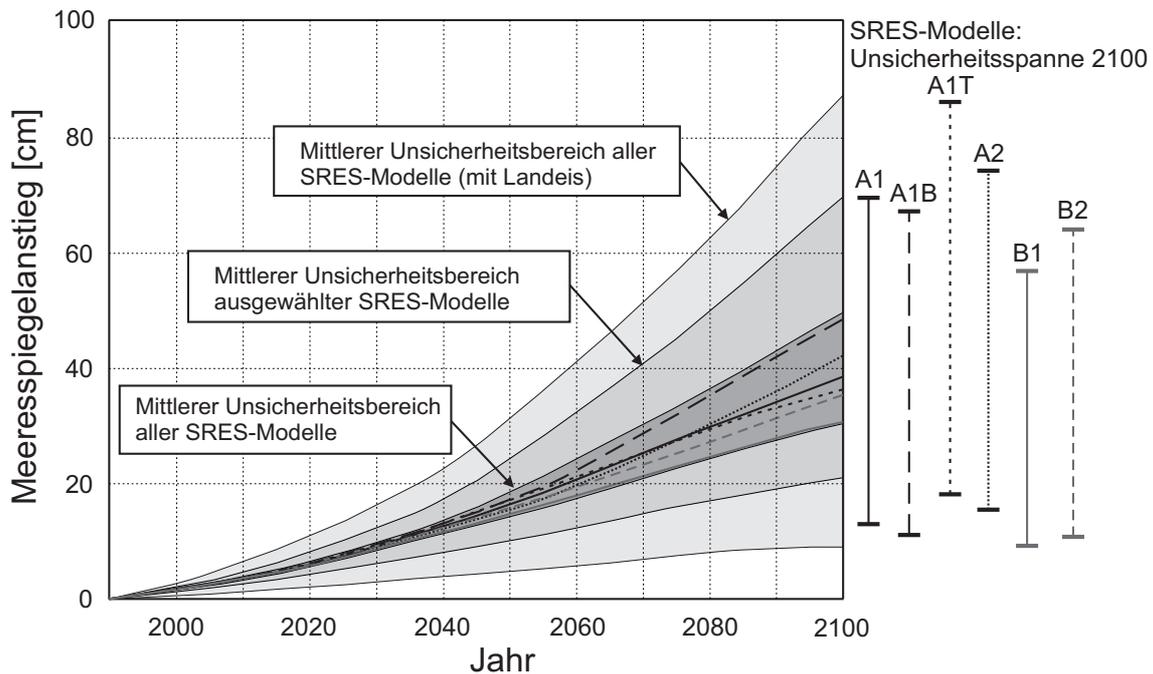


Abbildung 2.2: Modellrechnungen des globalen Meeresspiegelanstiegs, gemittelt aus 35 verschiedenen Atmosphäre-Ozean-Zirkulationsmodellen für den Zeitraum 1990 bis 2100, basierend auf sechs IPCC SPECIAL REPORT OF EMISSIONS SZENARIEN (SRES). Die Szenarien A1 (mit den Varianten A1B und A1T), A2, B1 und B2 unterscheiden sich u. a. hinsichtlich des angenommenen Bevölkerungswachstums, der gesellschaftlichen Entwicklung, der Einführung neuer und effizienter Technologien sowie der Nutzung fossiler Energiequellen (nach INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (2001)).

Das Schmelzwasser von alpinen Gletschern und Eiskappen sowie den polaren Eisschilden wirkt sich ebenfalls auf den Meeresspiegel aus. Ungefähr 87% des weltweiten Süßwasservorkommens liegen im Eis gebunden vor (JACOBS ET AL., 1992). Das Schmelzwasser aller Eismassen zusammen würde bei einem totalen Abschmelzen den Meeresspiegel um etwa 70 m anheben. Der Anteil Grönlands an dieser Schmelzwassermenge liegt nach MEIER (1993) bei 9%, der der Antarktis bei etwa 90% (Abb. 2.3). Somit sind Veränderungen der Schmelzwassermengen in den Polarregionen und speziell in der Antarktis von großer Relevanz für die Erforschung von Meeresspiegeländerungen. Neben diesen natürlichen Prozessen nimmt auch die Bedeutung anthropogener Einflüsse z. B. durch die Wasserspeicherung in Staudämmen oder die verstärkte Nutzung von Grundwasservorkommen immer weiter zu.

Alpine Gletscher und Eiskappen reagieren gegenüber Temperaturveränderungen sehr sensibel. Im 20. Jahrhundert hat ihr Schmelzwasser den Meeresspiegel um 0,2 bis 0,4 mm/a erhöht. Durch den Klimawandel und die damit erhöhte Temperatur in den bodennahen Luftschichten kam es allerdings auch zu einer erhöhten Verdun-

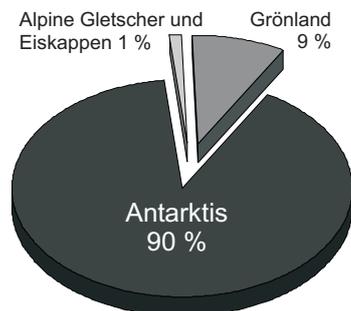


Abbildung 2.3: Prozentuale Anteile der weltweit im Eis gebundenen Süßwassermengen (nach MEIER (1993)).

stung und somit in den Polarregionen zur verstärkten Akkumulation von Schnee. Der Beitrag Grönlands zum Meeresspiegelanstieg beträgt im 20. Jahrhundert nur bis zu 0,1 mm/a. In der Antarktis liegt die Durchschnittstemperatur so niedrig, daß so gut wie kein oberflächliches Schmelzen stattfindet. Der Meeresspiegel ist sogar durch die erhöhte Akkumulation in der Antarktis im 20. Jahrhundert anteilig um etwa 0,2 mm/a gesunken.

In den letzten Jahren wird auch ein verstärktes Abbrechen (Kalbung) von Eisbergen und großen Eisschelfteilen beobachtet. Dies hat zwar keinen Einfluß auf den Meeresspiegel, da sich die Eisberge bereits im hydrostatischen Gleichgewicht befinden. Allerdings wird vermutet, daß eine erhöhte Kalbungsrate den Gegendruck für das nachfließende Eis verringert und sich so der Eisabfluß in die Eisschelfe beschleunigen könnte. Dies wird vor allem für die Westantarktis angenommen. Das Abschmelzen des westantarktischen Eisschildes hätte einen Meeresspiegelanstieg von 6 m zur Folge. Dieser Prozeß ist allerdings noch weitgehend unerforscht. Ein vollständiges Verschwinden der Westantarktis in diesem Jahrhundert gilt jedoch als unwahrscheinlich (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2001).

2.2 Massenbilanzierung

2.2.1 Spezifische, lokale und totale Massenbilanz

Die Massenänderung eines Eisschildes läßt sich durch die Massenbilanzierung quantifizieren. Wenn man von der Massenbilanz einer Eismasse spricht, muß man verschiedene Arten von Massenbilanzen voneinander unterscheiden. Die spezifische Massenbilanz ist die Summe aus Akkumulation (Eiszuwachs vorwiegend durch Schneeniederschlag) und Ablation (Eisverlust vorwiegend durch Abschmelzen) an einem

bestimmten Ort. Sie sagt jedoch noch nichts über die lokale Massenänderung aus, da diese auch durch Massenverlagerung bei der Bewegung des Eises hervorgerufen wird. Die Massenverlagerung verändert sich allerdings nur über lange Zeiträume (Jahrhunderte bis Jahrtausende), so daß Variationen der spezifischen Massenbilanz durchaus mit klimatisch bedingten Schwankungen der Akkumulation und Ablation in Bezug gesetzt werden können.

Im Gegensatz zur spezifischen Massenbilanz ist die lokale Massenbilanz die Massenänderung der gesamten Eismasse an einer bestimmten Stelle. Sie hängt neben der spezifischen Massenbilanz auch von der Eismächtigkeit, der Bewegungsgeschwindigkeit des Eises und der Zeit ab. Die lokale Netto-Massenbilanz ist die Höhenänderung an einer bestimmten Stelle unter der Annahme, daß die Dichte der Eismasse konstant bleibt. Sie wird bestimmt durch die Änderungsrate der Höhenänderung an der Eisoberfläche, die horizontale und vertikale Bewegungsgeschwindigkeit des Eises, die Neigung der Eisoberfläche (Gradient) und die spezifische Massenbilanz.

Die totale Massenbilanz ist die mittlere Massenänderung eines Gletschers oder Einzugsgebiets. Man erhält sie durch Integration der lokalen oder der spezifischen Massenbilanz über das gesamte Einzugsgebiet abzüglich des Eisabflusses entlang einer vertikalen Grenzfläche. Sie basiert auf dem Eisvolumen, der jährlichen Akkumulation, dem jährlichen Eisabfluß sowie der jährlichen Abschmelzrate eines Einzugsgebiets. Die mittlere totale Netto-Massenbilanz eines Gletschers oder Einzugsgebiets über eine Zeitperiode kann aus der Höhenänderung der Eisoberfläche, integriert über das gesamte Gebiet, berechnet werden (BAMBER & PAYNE, 2004).

Die Massenbilanz wird meist als Schmelzwasservolumen in m^3/a angegeben. Dies kann bei einer Meeresoberfläche von 362 Millionen km^2 in ein Meeresspiegeläquivalent, angegeben in mm/a , umgerechnet werden (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2001). Eine negative Eismassenbilanz wirkt sich dabei in einem Anstieg des Meeresspiegels aus.

Die Genauigkeit der Massenbilanzierung wurde über die Jahre immer weiter verbessert. Neue Techniken bei der Gewinnung von Schnee- und Eisbohrkernen, bei der Berechnung von Eis- und Klimamodellen oder in der Mess- und Satellitentechnik wirken sich positiv auf diese Genauigkeit aus. Aber selbst neueste Berechnungen z. B. von VAUGHAN ET AL. (1999) sind noch nicht in der Lage festzustellen, ob sich aktuell der Anteil der polaren Massenbilanz positiv oder negativ auf den Meeresspiegel auswirkt. Die Ungenauigkeit liegt hier derzeit bei etwa $1 \text{ mm}/\text{a}$ Meeresspiegeläquivalent, was etwa 50% des derzeitigen Meeresspiegelanstiegs entspricht (BAMBER & PAYNE, 2004). Diese große Unsicherheit folgt aus der Vielzahl und Komplexität der einzelnen Prozesse, die in die Massenbilanzierung einfließen und an der Genauigkeit mit der diese Prozesse bestimmt werden können. Ein besseres Verständnis der Dynamik der polaren Eisschilde ist also ebenso essentiell für die Reduzierung dieser Unsicherheit wie eine Verbesserung der Analysemethoden.

2.2.2 Massenbilanz alpiner und polarer Eismassen

Das Eis aller alpinen Gletscher zusammen entspricht etwa 0,5 mm/a Meeresspiegeläquivalent. Um ihren Anteil an der Meeresspiegeländerung genau quantifizieren zu können, muß deren Massenänderungsrate bekannt sein. Eine genaue Massenbilanz über längere Zeiträume existiert jedoch nur für einen Bruchteil der über 160.000 Gletscher der Erde. Die Massenbilanz alpiner Gletscher ist räumlich wie zeitlich sehr variabel. Die meisten Gletscher haben aktuell eine negative Massenbilanz, es gibt aber auch einige, bei denen sie positiv ist (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2001). Ausnahmen stellen Gletscherausbrüche (engl. glacier surges) dar. Dies sind periodische drastische Gletschervorstöße bei bestimmten Gletschern und Eisströmen. Die dahinter stehenden Prozesse sind noch weitgehend unerforscht, sie scheinen aber nicht allein klimadeterminiert zu sein (HERFZELD, 1998).

Die jährlich akkumulierte Schneemenge auf dem antarktischen und grönländischen Eisschild zusammen entspricht etwa 6,5 mm/a Meeresspiegeläquivalent. Die verschiedenen Klimaverhältnisse der beiden Eisschilde führen allerdings zu Unterschieden bei der jeweiligen Massenbilanz. In Grönland ist das Abschmelzen in den küstennahen Regionen von entscheidender Bedeutung. Sind die Temperaturen der bodennahen Luftschichten hoch genug, schmilzt das Eis an der Oberfläche und fließt als Schmelzwasser ab. An der Unterseite des auf dem Eisuntergrund aufliegenden Eises kann durch den hohen Auflastdruck oder durch geothermische Wärmezufuhr ebenfalls Schmelzwasser entstehen. Etwa die Hälfte der über Akkumulation von Schnee gebildeten Eismenge geht durch Abschmelzen wieder verloren. Die andere Hälfte wird dem Meer über das Kalben von Eisbergen zugeführt. Insgesamt ist die grönländische Massenbilanz derzeit mit $0,12 \pm 0,15$ mm/a Meeresspiegeläquivalent in etwa ausgeglichen (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2001).

In der Antarktis sind die Temperaturen der bodennahen Luftschichten dagegen derart niedrig, daß quasi kein oberflächliches Abschmelzen stattfindet. Allerdings nimmt die Abschmelzrate an der Unterseite der Eisschelfe durch die Erhöhung der Meerwassertemperatur zu. Eine erhöhte Luftfeuchte und der Rückgang der Meereisbedeckung führen zu einer verstärkten Akkumulation von Schnee. Modellrechnungen ergeben, daß die Antarktis gegenüber einer Klimaerwärmung recht robust ist. Bei einem Temperaturanstieg von 5 K würde der antarktische Eisschild sogar noch anwachsen. Erst bei einer Temperaturzunahme um 8 bis 10 K würde der westantarktische Eisschild beginnen, abzuschmelzen. Um auch die Ostantarktis zum Abschmelzen zu bringen, müßte die Temperatur um 20 bis 25 K ansteigen (HUYBRECHTS, 1994). Aber selbst kleine Eismassenänderungen können schon einen signifikanten Einfluß auf den Meeresspiegel haben (BAMBER & PAYNE, 2004). Dabei ist vor allem die Eismenge von Bedeutung, die vom Eisschild über Auslassgletscher in die Eisschelfe transportiert wird. Veränderungen in der Transportgeschwindigkeit des Eises spielen sich im Zeitrahmen von 100 bis 10.000 Jahren ab und werden von der isostatischen Ausgleichs-

bewegung des Eisuntergrunds, der Eisviskosität und den physikalischen und thermischen Prozessen am Eisuntergrund gesteuert. Somit ist möglicherweise der Anteil der polaren Schmelzwassermengen am Meeresspiegelanstieg teilweise noch immer eine Reaktion auf den Übergang von der letzten Eiszeit in die heutige Warmzeit (BAMBER & PAYNE, 2004). Eine Kernfrage der Polarforschung ist daher, ob diese Reaktion auch in Zukunft einen nachweisbaren Effekt auf den Meeresspiegelanstieg hat und ob und in wie weit kurzfristige, evtl. anthropogen determinierte, klimatische Einflüsse diesen langfristigen natürlichen Prozeß überlagern (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2001). Solange allerdings die aktuelle Massenbilanz nicht hinreichend genau bestimmt werden kann, ist keine realistische Prognose der antarktischen Reaktion auf den globalen Temperaturanstieg möglich.

2.2.3 Polare Akkumulations- und Ablationsprozesse

Bei der Massenänderung der polaren Eisschilde spielen unterschiedliche Prozesse eine Rolle. Die Akkumulation von Schnee stellt den bedeutendsten Prozeß innerhalb der polaren Massenänderung dar (Abb. 2.4). Sie nimmt mit der Entfernung zur eisfreien Meeresoberfläche immer weiter ab. Das Zentrum der Ostantarktis ist extrem kontinental geprägt. Es stellt mit nur 7 cm Jahresniederschlag die trockenste Wüste der Erde dar (BAMBER & PAYNE, 2004). Die Akkumulation läßt sich relativ genau quantifizieren. Allerdings wird der Schnee auch durch den Wind in andere Regionen verdriftet, was die Bestimmung der Akkumulation aus Satellitenmessungen erschwert. Die Schneedrift ist an den steilen Küsten und entlang der Auslassgletscher sehr hoch, da hier die katabatischen Winde besonders stark sind (BINTANJA, 1998).

Durch den Auflastdruck überlagernder Schneeschichten verfestigt sich der Schnee zu Firn und in 50 bis 100 m Tiefe schließlich weiter zu Gletschereis (Kompaktion). Wenn die Eismächtigkeit einige 100 m überschreitet, deformiert sich das Eis und fließt unter dem Einfluß der Schwerkraft entsprechend des durch die Untergrundtopographie vorgegebenen Gefälles ab. Die Prozesse der Kompaktion und des Eisabflusses gehen nur sehr langsam vonstatten, so daß Schnee, der im Zentrum der Antarktis niedergeht erst nach mehreren 100.000 Jahren als Eis die Küste erreicht (ZWALLY & BRENNER, 2001; PATERSON, 1994).

Im Gegensatz zur Akkumulation läßt sich der Eisverlust (Ablation) nur sehr schwer bestimmen. Bei der Schneedrift geht der Schnee durch Sublimation zu einem kleinen Teil direkt in Wasserdampf über, da sich bei der Verdriftung des Schnees seine Oberfläche erhöht (BINTANJA, 1998). Der weitaus größte Eisverlust ergibt sich jedoch durch den Eisabfluß. Das Eis bewegt sich vor allem über Auslassgletscher in Richtung Meer. Dort überschreitet es die Grundeislinie (engl. groundingline), ab der das Eis als Schelfeis auf dem Meerwasser aufschwimmt. An der Eisfront, der Abbruchkante des Schelfeises, kalben Eisberge ins Meer (GIOVINETTO & ZWALLY,

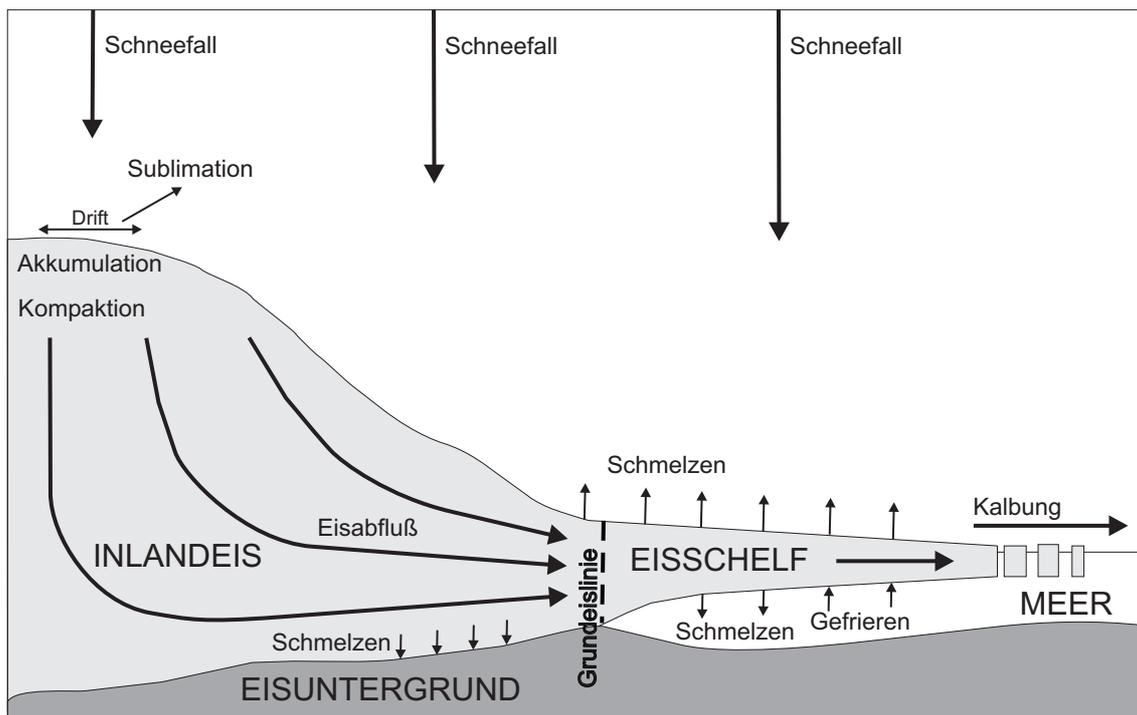


Abbildung 2.4: Darstellung wichtiger Prozesse der polaren Massenbilanz. Die Schneemenge, die auf das Inlandeis und das Eisschelf fällt, nimmt mit der Entfernung zur eisfreien Meeresoberfläche ab. Der Schnee kann durch Winddrift umgelagert werden, wobei ein Teil des Schnees durch Sublimation verloren gehen kann. Der übrige Schnee akkumuliert und verfestigt sich zu Gletschereis (Kompaktion), das im Laufe der Zeit vom Inlandeis über die Grundeislinie ins Eisschelf abfließt. An der Eisoberfläche und der Eisunterseite finden Schmelzprozesse statt. Gleichzeitig wird dem Eisschelf durch Gefrieren weiteres Eis hinzugefügt. An der Eisfront kalben Eisberge ins Meer.

1995). Da die Eisschelfe auf dem Meerwasser aufschwimmen, sich also im hydrostatischen Gleichgewicht befinden, ist für die Massenbilanzierung vielmehr die Eismenge entscheidend, die über die Grundeislinie ins Schelfeis abfließt. Einige Gletscher haben allerdings kein vorgelagertes Eisschelf, die Kalbung findet direkt an der Grundeislinie statt oder die Gletscherzunge erreicht die Küste erst gar nicht. Beim Abfluß des Eises zur Küste dringt es in Bereiche vor, in denen die Temperatur der bodennahen Luftschichten hoch genug ist, daß die Eisoberfläche zu schmelzen beginnt. Das Schmelzwasser fließt oberflächlich ab oder es dringt über Gletscherspalten in den Eiskörper ein, fließt subglazial weiter und gelangt schließlich unter dem Eisschelf ins Meer. Außerdem kann sich z. B. durch geothermische Prozesse an der Eisunterseite Schmelzwasser bilden. Ein großer Teil des Schmelzwassers friert bei seinem Weg durch das Eis oder an der Eisschelfunterseite wieder am Eiskörper an (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2001; BAMBER & PAYNE, 2004).

2.2.4 Methoden der Massenbilanzierung

Das Verhältnis von Akkumulation zu Ablation kann über die Massenbilanzgleichung berechnet werden.

$$\frac{\partial V}{\partial a} = M_a - M_s - M_k + M_b \quad (2.1)$$

Sie setzt sich zusammen aus der Änderung des Eisvolumens (V) pro Jahr (a), der jährlichen Akkumulation M_a , der jährlichen Ablation durch Schmelzen an der Eisoberfläche M_s , der jährlichen Ablation durch Kalbung von Eisbergen M_k und der jährlichen Bilanz aus Schmelzen und Gefrieren an der Eisunterseite M_b . Einerseits kann man über die Bestimmung der Bilanzkomponenten auf die Volumenänderung rückschließen, andererseits kann die Volumenänderung aus der Höhenänderung der Eisoberfläche abgeleitet werden (BAMBER & PAYNE, 2004). Die Massenbilanzgleichung gibt nur den aktuellen Zustand der Massenbilanz wieder. Will man Massenbilanzänderungen für längere Zeiträume berechnen, benötigt man eine entsprechende Meßreihe oder thermomechanische Modelle.

2.2.4.1 Thermomechanische Modellierung

Die Entwicklung der totalen Massenbilanz eines ganzen Eisschildes über einen glaziologischen Zyklus von Eiszeit und Warmzeit hinweg läßt sich über numerische, thermomechanische Modelle der Eisdynamik berechnen. Die Modellierung erfordert zeitabhängige Randbedingungen der Eismassenbilanz, der Oberflächentemperatur und der Positionsänderung der Grundeislinie. Aktuelle Modelle arbeiten mit einer Gitterauflösung von 20 bis 40 km und zehn bis 30 vertikalen Schichten. Sie sind stark nichtlinear und daher äußerst komplex. Es werden viele unterschiedliche Daten wie digitale Höhenmodelle, Eismächtigkeiten, die Untergrundtopographie und isostatische Ausgleichsbewegungen der Erdkruste sowie Akkumulationsdaten einbezogen, die alle für sich selbst große Unsicherheiten aufweisen können (HUYBRECHTS, 1990; BAMBER & HUYBRECHTS, 1996; HUYBRECHTS ET AL., 2000).

2.2.4.2 Messung der Bilanzkomponenten

Die einzelnen Komponenten der Massenbilanzgleichung lassen sich meist nur bedingt direkt messen und müssen daher indirekt bestimmt werden. Beispielsweise wird versucht, die Akkumulation über Satellitenaufnahmen aus der Strahlungstemperatur abzuleiten, was jedoch eine Reihe von Annahmen erfordert. Erfolgreicher ist dagegen ihre Berechnung aus Klimamodellen oder die Interpolation von *in situ* Akkumulationsmessungen. Auch die Schmelzwassermenge kann nur bedingt aus Satellitenmessungen abgeleitet werden, weshalb man statt dessen die Ableitung aus Energiebilanzmodelle anwendet. Die Größe und Anzahl der Eisberge läßt sich zwar in

Satellitenbildern erkennen, allerdings bleibt ihr Volumen ohne Bestimmung der Freibordhöhe, d. h. der Höhe oberhalb der Wasserlinie, unbekannt. Von der Eisberggröße und -anzahl auf die Kalbungsrate zu schließen ist sehr schwierig, da die Kalbung ein episodischer Prozeß ist (GIOVINETTO & ZWALLY, 1995). Die subglaziale Schmelzrate kann ebenfalls nur indirekt bestimmt werden. Diese Schmelzwassermenge kann sehr groß sein und kann daher nur mit einer sehr großen Ungenauigkeit angegeben werden. Man muß daher davon ausgehen, daß dieser Ansatz der Massenbilanzierung aufgrund der Schwierigkeiten und Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der einzelnen Komponenten ungeeignet ist BAMBER & PAYNE (2004).

Um die Schwierigkeiten bei der Bestimmung der Kalbungsrate und der subglazialen Schmelzwassermenge zu umgehen, berechnet man die Ausgleichsgeschwindigkeit (engl. balance velocity) und vergleicht sie mit dem aktuellen Geschwindigkeitsfeld des Gletschers. Die Ausgleichsgeschwindigkeit ist die über die Eismächtigkeit gemittelte, theoretische Geschwindigkeitsverteilung des Eises für ein Einzugsgebiet, das sich im Gleichgewicht zwischen Akkumulation und Ablation befindet. Sie ergibt sich aus der Akkumulationsverteilung und der Oberflächenneigung im Einzugsgebiet sowie der Eismächtigkeit und der Abflußmenge entlang einer vertikalen Grenzfläche (engl. flux gate). Abweichungen von der Gleichgewichtsannahme ergeben sich durch eine veränderte Akkumulations- und Ablationsrate, was als totale Netto-Massenbilanz betrachtet werden kann. Ist die gemessene Eisgeschwindigkeit höher als die berechnete Ausgleichsgeschwindigkeit, ist die totale Massenbilanz des Einzugsgebiets negativ und umgekehrt (BAMBER ET AL., 2000; BAMBER & PAYNE, 2004; WU & JEZEK, 2004).

Mit diesen Methoden ist nur die Angabe der totalen Massenbilanz für einen Gletscher oder ein Einzugsgebiet möglich. Damit läßt sich keine Aussage darüber treffen, ob sich beispielsweise bei einer positiven Massenbilanz im gesamten Gebiet eine Massenbilanzänderung eingestellt hat, oder ob lediglich eine begrenzte Region innerhalb des Einzugsgebiets eine Massenänderung erfahren hat, während die anderen Regionen eine ausgeglichene oder sogar negative regionale Massenbilanz aufweisen. Wichtig ist daher, das Massenbilanz-Muster zu bestimmen.

2.2.4.3 Messung der Höhenänderung

Unter der Annahme, daß sowohl die Schnee-, Firn- und Eisdichte als auch die Bewegungsgeschwindigkeit des Eises konstant und Höhenänderungen des Eisuntergrunds minimal oder quantifizierbar sind, können Höhenänderungen der Eisoberfläche als Volumenänderungen interpretiert werden (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2001). Die Höhenänderung läßt sich durch die Differenz zweier zeitlich aufeinander folgender Höhenmessungen beschreiben. Ist die Meßgenauigkeit geringer als die Höhenänderung, läßt diese sich nur mit einer sehr großen Ungenauigkeit bestimmen. Die Genauigkeit der Massenbilanz ist damit abhängig von der

Genauigkeit der Höhenmessung und der räumlichen wie zeitlichen Veränderung des Bezugssystems der Höhenmessung (vgl. 3.4).

Zur Bestimmung der Höhenänderung gibt es eine Reihe unterschiedlicher Verfahren. Für große, unzugängliche Gebiete wie die Polarregionen bieten sich für langfristige Messungen nur satellitengestützte Meßsysteme an. Man benötigt mehrjährige Meßreihen, damit auch sehr kleine signifikante Höhenänderungen der Eisoberfläche aufgedeckt werden können. Da die Lebensdauer von Satellitensystemen nur wenige Jahre beträgt, lassen sich hinreichend lange Meßreihen meist nur durch die Kombination aufeinander folgender Satellitenmissionen erzeugen. In den verschiedenen Missionen werden jedoch oft andere Bauteile, Aufnahmesysteme oder Meßgeometrien verwendet, so daß zwischen den Daten von unterschiedlichen Systemen nicht zu vernachlässigende Verzerrungen auftreten können (vgl. 3.4.2).

2.2.5 Genauigkeitsabschätzung

Um diese Höhenänderungen mit satellitengestützten altimetrischen Verfahren messen zu können, müssen sie eine sehr hohe Genauigkeit aufweisen. Die benötigte Genauigkeit kann über die Schwankungsbreiten der Massenbilanzprozesse und deren Signifikanz gegenüber Eisvolumen- und Meeresspiegeländerungen abgeschätzt werden. ZWALLY & BINDSCHADLER (1981) gehen von einer jährlichen Akkumulation von insgesamt 15 cm Eismächtigkeit für die polaren Eisschilde aus, was bei einer mittleren Eismächtigkeit von ca. 2.000 m einem Verhältnis von weniger als 1:100.000 entspricht. Die Rate der durchschnittlichen Höhenänderung pro Meeresspiegeländerung liegt bei etwa 30:1 (2.000 m Eismächtigkeit / 70 m Meeresspiegeläquivalent). Um die aktuelle Anstiegsrate des Meeresspiegels von 1,5 mm/a vollständig über die Eishöhenänderung zu erklären, müßte die jährliche Akkumulation um 30% zunehmen. Dies würde einer mittleren Höhenänderung von 4,5 cm/a entsprechen. Die Akkumulation auf den Eisschilden ist jedoch nicht einheitlich. Im zentralen Inlandeis liegen die Akkumulationsraten bei 7 cm/a. In den küstennahen Regionen kann die Akkumulationsrate jedoch mehrere Dezimeter pro Jahr ausmachen. Um eine signifikante Höhenänderung aufdecken zu können, benötigt man im zentralen Inlandeis Meßreihen von mindestens einem Jahrzehnt (VAN DER VEEN, 1993), in Küstennähe genügen aber bereits 3 bis 5 Jahre (ZWALLY & BINDSCHADLER, 1981; WINGHAM ET AL., 1993). Da die Höhenänderungen lokal sehr unterschiedlich ausfallen können, benötigt man ein Verfahren, daß die lokale Berechnung der Höhenänderung ermöglicht. Verwendet man Zeitreihen aus digitalen Höhenmodellen, läßt sich die Höhenänderung in jedem Gitterpunkt als Zeitreihe über den gesamten Meßzeitraum betrachten. So kann die Höhenänderung in der Auflösung des Höhenmodellgitters wiedergegeben werden.

3 Radaraltimetrie

3.1 Methoden der Höhenmessung in Polarregionen

Will man die Massenbilanz polarer Eismassen über ihre Höhenänderung quantifizieren (vgl. 2.2.4.3), muß man die Höhe flächendeckend, räumlich wie zeitlich, so genau wie möglich bestimmen können. Bodengestützte Messungen mit herkömmlichen geodätischen Methoden sind zwar sehr genau, aber aufgrund der Weite und Unzugänglichkeit der Polarregionen sowie des hohen Zeit- und Kostenaufwands nur lokal einsetzbar (BAMBER & PAYNE, 2004). Daher kommen heute flugzeug- und satellitengestützte Systeme zum Einsatz. Dabei lassen sich bilderzeugende Fernerkundungssysteme von altimetrischen Systemen unterscheiden. Während mit bilderzeugenden Systemen die Höhe nur indirekt abgeleitet werden kann, erfolgt die direkte Höhenmessung entweder mit Radar- oder auch mit Laseraltimetern.

Mit optischen Satellitenbildern können mit Hilfe der Photoklinometrie zwar hochauflösende digitale Höhenmodelle erstellt werden (SCAMBOS & FAHNENSTOCK, 1998), allerdings können nur Bilder verwendet werden, die während des Polartags aufgenommen wurden. Aktive Radarsysteme sind für Messungen in den Polarregionen besser geeignet, da sie unabhängig von der Sonneneinstrahlung sind und je nach Frequenz die Bewölkung durchdringen (JEZEK, 1999). *Synthetic Aperture Radar* (SAR)-Systeme erzeugen Radarbilder. Bei der SAR-Interferometrie wird die Phasendifferenz zweier SAR-Bilder desselben Bildausschnitts berechnet und in Höheninformationen umgesetzt. Darüber können Höhenmodelle mit einer sehr hohen räumlichen Auflösung dargestellt werden. Daneben ist bei einer zeitversetzten Aufnahme der Bilder auch die Berechnung der Eisgeschwindigkeit möglich, was für die Berechnung der Ausgleichsgeschwindigkeit von Bedeutung ist (JOUGHIN ET AL., 1996). Interferometrische Höhenmodelle liegen jedoch nur für Gebiete vor, von denen es korrespondierende SAR-Bilder gibt. Eine komplette interferometrische Aufnahme der gesamten Antarktis wäre datentechnisch und zeitlich zu aufwendig. Um Veränderungen der Eisoberfläche über mehrere Jahre zu beobachten, müßte diese Aufnahme und die interferometrische Auswertung wiederholt werden. SAR-Aufnahmen unterliegen außerdem einer Reihe von speziellen Fehlereinflüssen, die sich auf die erreichbare Genauigkeit auswirken (JOUGHIN ET AL., 1996). Beispielsweise ist die Georeferenzierung der SAR-Bilder nur dort möglich, wo sich unbewegliche Bezugspunkte ausmachen lassen. Da sich das Eis bewegt, gibt es auf dem Inlandeis keine festen Bezugspunkte. Die Interferometrie stellt daher keine Alternative zur Radaraltimetrie für die Höhenmodellierung der gesamten Antarktis dar.

Die Altimetrie ist im Gegensatz zu den bildbasierten Verfahren eine direkte Höhenmessung an einzelnen Punkten. Die Messung erfolgt in der Regel entlang der Flugbahnen (engl. tracks) des Aufnahmesystems. Zu Beginn der modernen Polarforschung Mitte des 20. Jahrhunderts können altimetrische Höhenmessungen nur per Ballonsonden (LEVANON, 1982) oder Flugzeug durchgeführt werden. Die satellitengestützte Radaraltimetrie wurde ursprünglich für die Beobachtung von Meeresoberflächen und die Bestimmung des Erdschwerefeldes entwickelt, man erkannte aber schon früh ihr Potential für die Altimetrie in den Polarregionen. Die ersten Radaraltimeter auf SKYLAB (1973) und GEOS-3 (STANLEY, 1979) lieferten Höhegenauigkeiten im Meterbereich, erreichten aber aufgrund der gewählten Orbits nur den Rand der Polarregionen. Das Polarloch, der Bereich, in dem keine Radaraltimetermessungen vorliegen, ist daher noch sehr groß (Abb. 3.1). SEASAT (1978) und GEOSAT (1985) erzielten bereits Genauigkeiten im Zentimeterbereich und reichen bis 72° geographischer Breite (MARTIN ET AL., 1983; HEIDLAND, 1994). Ihr Schwerpunkt liegt allerdings bei der Beobachtung der Meeresoberflächen.

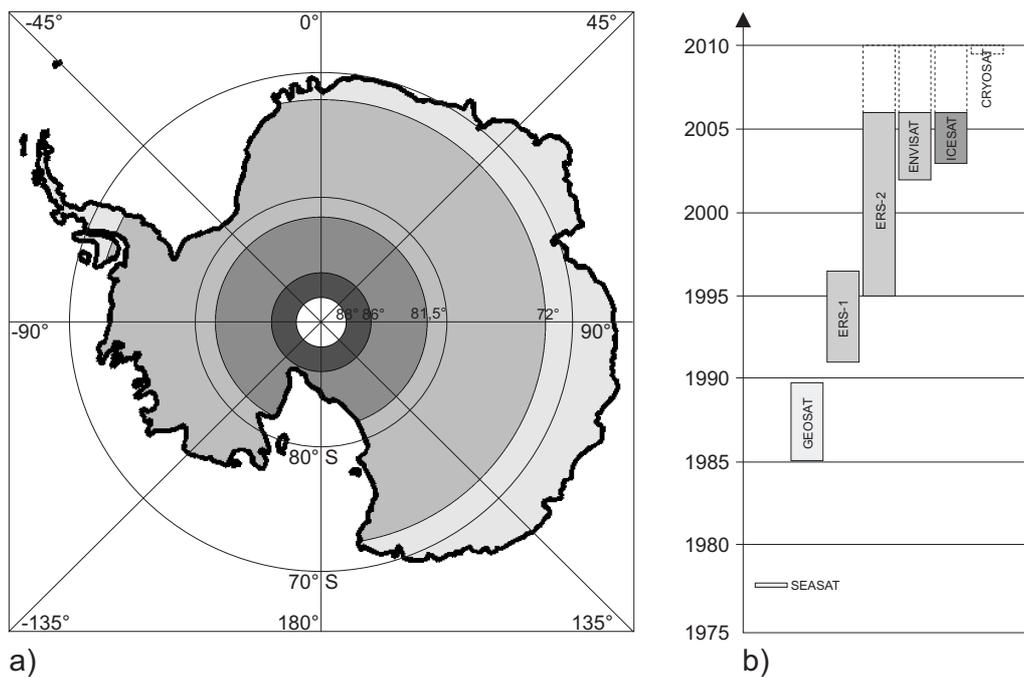


Abbildung 3.1: a) Reichweite verschiedener Radaraltimetermissionen in der Antarktis. Die Reichweite von SEASAT und GEOSAT (72°) sowie ERS-1, ERS-2 und ENVISAT (81,5°) wird durch die Missionen ICESAT (86°) und CRYOSAT (88°) vergrößert. Der Missionsplan b) zeigt die zeitliche Einordnung der verschiedenen Missionen (nach BAMBER (1994a)).

3.1.1 ERS

Der Erderkundungssatellit ERS-1 (1991) der EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA) bewegt sich in 785 km Höhe. Er überfliegt Gebiete bis $81,5^\circ$ geographischer Breite und damit weite Teile des antarktischen Inlandeises (Abb. 3.1). An Bord befindet sich u. a. das Radaraltimeter RA-1. Es kann von einem Ozeanmodus in einen Eismodus umgeschaltet werden (vgl. 3.2). Die ERS-1 Mission ist in mehrere Phasen unterteilt (Abb. 3.2). In jeder Phase wiederholt ERS-1 seinen Orbit entweder in dreitägigen (3d), 35-tägigen (35d) oder 168-tägigen (168d) Orbits. Die Wiederholungsgenauigkeit der einzelnen Orbits liegt im Bereich von etwa 1 km. Während der 168d Phase werden zwei vollständige Wiederholungsortbits ausgeführt, die gegeneinander versetzt sind, so daß man sie als einen 336d Orbit betrachten kann. Je kürzer die Wiederholungsrate ist, desto größer sind die Abstände zwischen parallelen Tracks. Bei den 3d Orbits beträgt der Abstand (auf 70° geographischer Breite) etwa 300 km. Die 35d Orbits haben einen Abstand von etwa 25 km. Die räumliche Auflösung dieser Orbits ist zwar immer noch gering, die Daten liegen jedoch für den größten Teil der Mission in dieser Form vor. Nimmt man die beiden 168d Orbits zusammen, haben die Tracks insgesamt einen Abstand von nur 2,5 km. Aufgrund des Winkels der Flugbahn überkreuzen sich die Tracks. Die von Südosten nach Nordwesten verlaufenden Tracks werden als aufsteigend, die von Nordosten nach Südwesten verlaufenden Tracks als absteigend bezeichnet. 1995 folgte ERS-2, der nahezu dieselbe Ausstattung wie ERS-1 hat. Er wird durchgehend in 35d Orbits betrieben. Zu Beginn der ERS-2-Mission fliegen beide Satelliten gleichzeitig in einer Tandemmission (EUROPEAN SPACE AGENCY, 1992; KRAMER, 1996).

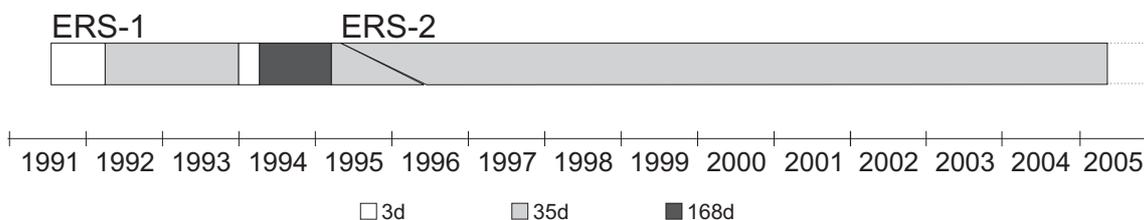


Abbildung 3.2: Abfolge der 3-tägigen (3d), 35-tägigen (35d) und 168-tägigen (168d) Wiederholungsortbits von ERS-1 und ERS-2.

3.1.2 ENVISAT

2002 wurde ENVISAT (ENVIRONMENTAL SATELLITE) in den Orbit gebracht. Ähnlich wie die ERS Satelliten fliegt ENVISAT auf einer annähernd sonnensynchronen Flugbahn bis 82° geographischer Breite mit 35d Wiederholungsortbits auf 800 km Höhe. Neben einer Vielzahl weiterer Sensoren ist auch das auf der Basis von ERS-1

und ERS-2 weiterentwickelte Radaraltimeter RA-2 mit an Bord. Sein neues Tracking-system und der Betrieb mit zwei unterschiedlichen Frequenzen verhindert den Verlust von Daten auf stark reliefierten Land- oder Eisoberflächen (EUROPEAN SPACE AGENCY, 2002).

3.1.3 ICESAT

Der ICE, CLOUD, AND LAND ELEVATION SATELLITE (ICESAT) der NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA) wurde im Januar 2003 gestartet. Er hat das Laseraltimeter GLAS (GEOSCIENCE LASER ALTIMETER SYSTEM) an Bord. Die Reichweite liegt bei 86° geographischer Breite, so daß erstmals Gebiete im zentralantarktischen Inlandeis erfaßt werden (Abb. 3.1). Die Meßauflösung entlang der Tracks beträgt 170 m. Der Footprintdurchmesser (vgl. 3.2) ist mit 70 m sehr viel kleiner als bei der herkömmlichen Radaraltimetrie. Allerdings ist das GLAS auf Wolkenfreiheit angewiesen (EUROPEAN SPACE AGENCY, 2003). ICESAT soll Höhenänderungen der Eisoberfläche mit einer Genauigkeit von unter 1,5 cm/a erfassen können (NASA GODDARD SPACE FLIGHT CENTER, 2002).

3.1.4 CRYOSAT

Am 8. Oktober 2005 sollte der ESA-Satellit CRYOSAT mit dem neu entwickelten Radaraltimeter SIRAL (SYNTHETIC APERTURE INTERFEROMETRIC RADAR ALTIMETER), das ausschließlich für die Beobachtung der Kryosphäre entwickelt worden ist, in den Orbit gebracht werden. Allerdings unterblieb die Trennung der zweiten von der dritten Stufe der Trägerrakete, die daraufhin abgestürzt ist. Im Februar 2006 wurde der Nachbau und Neustart von CRYOSAT-2 beschlossen, der Start soll 2009 erfolgen. CRYOSAT-2 soll sich wie sein abgestürzter Vorgänger auf 717 km Höhe bewegen und seinen Orbit alle 369 Tagen wiederholen. Bei einer Inklination von 89° liefert er dann eine nahezu vollständige Abdeckung der Polarregionen. Mit seiner neuartigen Aufnahmetechnik ist man in der Lage, die Höhen von stark geneigten oder stark reliefierten Oberflächen genauer zu bestimmen als dies bei der herkömmlichen Radaraltimetrie der Fall ist. Mit dieser Technik wird es auch möglich sein, die Freibordhöhe von Eisbergen zu bestimmen (EUROPEAN SPACE AGENCY, 2003).

3.2 Meßprinzip der Radaraltimetrie

Das Prinzip der Radaraltimetrie ist vergleichsweise einfach. Der Abstand zwischen Altimeter und Erdoberfläche wird über die Laufzeit eines vom Altimeter ausgesand-

ten und von der Erdoberfläche reflektierten Radarsignals bestimmt (Abb. 3.3).

$$R = \hat{R} + \sum_{i=1}^n \Delta R_i \quad (3.1)$$

Der Abstand R berechnet sich aus der doppelten Laufzeit des Signals, wobei $\hat{R} = ct/2$ der unbeeinflusste Abstand mit c als Lichtgeschwindigkeit im freien Raum und der Zeit t ist. ΔR_i sind n Korrekturen (vgl. 3.3) für die verschiedenen Prozesse, die sich auf die Abstandsberechnung auswirken. Die Flughöhe des Altimeters (H) wird bei der Satellitenaltimetrie in Bezug zu einem Geoid gemessen. Aus der Differenz zwischen Flughöhe über dem Geoid und Abstandsmessung kann dann die Höhe der Erdoberfläche h nach folgender Formel berechnet werden (CHELTON ET AL., 2001):

$$h = H - \hat{R} - \sum_{i=1}^n \Delta R_i \quad (3.2)$$

Diese Höhe wird dann noch um die Höhe Δh auf ein Ellipsoidmodell umgerechnet, um ein einheitliches Bezugsniveau für alle Messungen zu gewährleisten.

Bei ERS wird ein Radarsignal mit einem Öffnungswinkel von $1,3^\circ$ ausgestrahlt, so daß eine kegelförmige Radarkeule entsteht. Erreichen die Signale die Erde, breiten sie sich radial auf einer Fläche aus, die als (engl.) *footprint* bezeichnet wird (Abb. 3.4). Der Durchmesser des Footprints beträgt bei ERS je nach Geländehöhe und Oberflächenrauigkeit etwa 2 bis 8 km (CUDLIP & MILNES, 1994). Die Altimetrie ist somit eine Höhenmessung, die sich nicht auf einen bestimmten Punkt, sondern auf eine durch den Footprint erfaßte Fläche bezieht. Der *Nadirpunkt* ist der Punkt auf der Erdoberfläche, der den Satelliten mit dem Geoid lotrecht verbindet. Aufgrund von Schwankungen im Erdschwerefeld weicht der tatsächliche Mittelpunkt des Footprints (Subsatellitenpunkt) geringfügig vom Nadirpunkt ab. Solange jedoch der Winkel dieser Abweichung kleiner ist als die Hälfte des Öffnungswinkels des Signals ($0,65^\circ$), hat diese Abweichung keine Auswirkung auf die Genauigkeit der Messung (CHELTON ET AL., 2001).

Der Durchmesser der Radaraltimeterantenne der ERS-Satelliten beträgt 1,2 m. Die Signale werden von der Antenne des Altimeters sowohl ausgestrahlt als auch aufgefangen. Sie mißt die Energie des reflektierten Signalechos. Der Footprintdurchmesser ist proportional zur Wellenlänge des Signals und invers proportional zum Antennendurchmesser. Der Footprintdurchmesser sollte möglichst klein sein, damit die Fläche innerhalb des Footprints möglichst homogen ist. Ein kleiner Footprintdurchmesser würde jedoch einen Antennendurchmesser von mehreren Metern zur Folge haben. Um auch den Antennendurchmesser klein zu halten, muß also die Signalstärke erhöht werden. Dies würde jedoch eine große Energiemenge erfordern. Daher wird das Verfahren der Impulskompression angewendet. Durch eine Frequenzmodulation wird

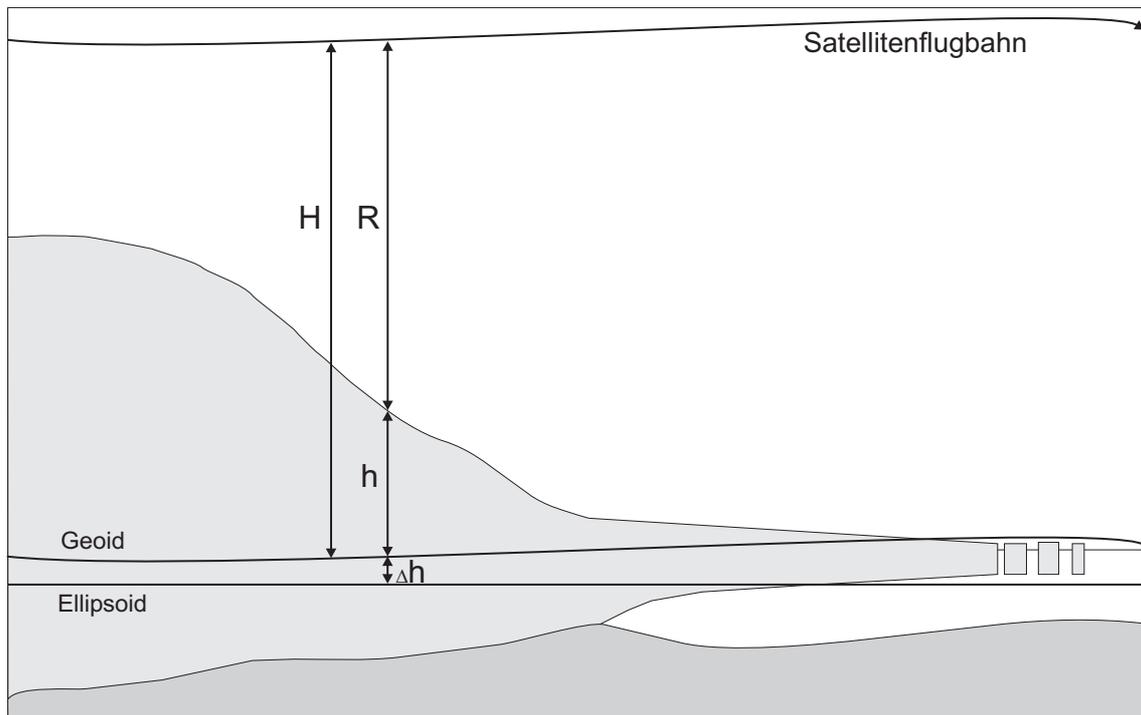


Abbildung 3.3: Meßprinzip der Satellitenaltimetrie. H = Flughöhe des Altimeters über dem Geoid, R = gemessener Abstand zwischen Erdoberfläche und Altimeter, h = Höhe der Erdoberfläche über dem Geoid, Δh = Höhenunterschied zwischen Geoid und Ellipsoid.

das Signal über die Impulslänge linear von einer hohen zu einer niedrigeren Frequenz verschoben. Ein derart modulierter Impuls wird als (engl.) chirp bezeichnet. Durch die Modulation kann die Signalenergie künstlich verstärkt werden (CHELTON ET AL., 2001).

Ein ausgesendetes Radarsignal besteht aus einzelnen Impulsen. Da der Informationsgehalt eines einzelnen Impulses sehr gering ist, erfolgt die Aufnahme (im Eismodus) in einem Zeitfenster mit 64 einzelnen Zeitzellen von jeweils 12,5 ns Länge. In jeder Zelle wird die Energie von jeweils 100 Impulsen zu einem Wert gemittelt. Aus diesen 64 Einzelwerten ergibt sich eine Signalkurve (engl. waveform) der Rückstreuenergie als eine Funktion über die Zeit (Abb. 3.4). Der Anstieg in der Signalkurve (Flanke) zeigt an, nach welcher Zeit das ausgesendete Signal das Altimeter wieder erreicht. Es wird von dem Punkt als erstes reflektiert, der dem Satelliten innerhalb des Footprints am nächsten liegt. Im Idealfall einer glatten Oberfläche parallel zur Satellitenflugbahn und ohne Geoidabweichungen, sind dies gleichzeitig der Subsatelliten- und der Nadirpunkt. Die Reflexionsfläche expandiert beim Durchgang des Signalimpulses konzentrisch. Der Flächeninhalt des Footprints bleibt dabei nahezu konstant, was sich in der Signalkurve als leicht abfallendes Plateau äußert (MARTIN ET AL., 1983;

HEIDLAND, 1994).

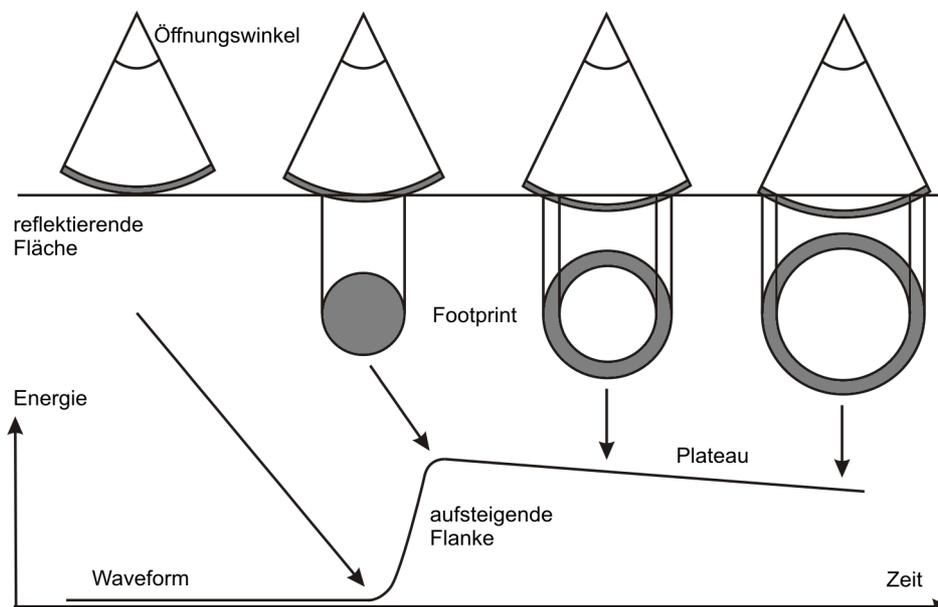


Abbildung 3.4: Entwicklung des Footprints und der Signalkurve (engl. waveform) während einer Messung. Beim Durchgang des Signals dehnt sich der Footprint konzentrisch aus. Die aufgefangene Energie steigt mit dem ersten Eintreffen des vom Footprint reflektierten Signals steil an (Flanke) und fällt mit Ausdehnung des Footprints allmählich ab (Plateau). Der Footprintdurchmesser hängt von der Flughöhe und dem Öffnungswinkel des Altimeters ab (nach HEIDLAND (1994)).

Damit das ersteintreffende Rückstreusignal im Zentrum dieses Aufnahme Fensters liegt, wird ein sog. Trackingalgorithmus angewendet. Hierfür wird über die Messungen der letzten 50 ms ein Mittelwert der Laufzeit berechnet. Das Aufnahme fenster wird über den Tracker so für die nächste Messung kalibriert, daß die Flanke der bei der nächsten Messung zu erwartenden Signalkurve im Zentrum des Fensters liegt. Über „glatten“ Meeresoberflächen, bei denen sich die Laufzeit nur geringfügig ändert, funktioniert dieses Verfahren ausgesprochen gut. Bei den rauheren Eisoberflächen kann sich die Laufzeit zwischen den einzelnen Messungen jedoch so sehr ändern, daß das Aufnahme fenster nicht mehr kalibriert werden kann. So gehen eine Reihe von Messungen verloren, bis das Gelände wieder über längere Zeit gleichförmig ist und der Tracker wieder zuverlässig arbeiten kann. Im Ozeanmodus arbeitet das Radaraltimeter mit einer Frequenz von 330 MHz. Im Eismodus wird das Signal mit einer Frequenz von 82,5 MHz moduliert, das Aufnahme fenster somit um das Vierfache vergrößert. Man nimmt damit zwar eine geringere Meßauflösung in Kauf, es können so jedoch belastbarere Messungen über Eisoberflächen durchgeführt werden (EUROPEAN SPACE AGENCY, 1992).

3.3 Höhenkorrektur

Um die Höhe der angemessenen Erdoberfläche exakt zu berechnen, sind zuvor eine Reihe von einzelnen Korrekturen erforderlich. Die für diese Arbeit vorliegenden ERS Radaraltimeterdaten wurden größtenteils von der ICE SHEET ALTIMETRY GROUP am NASA/GODDARD SPACE FLIGHT CENTER (GSFC) bearbeitet. Man kann die verschiedenen Höhenkorrekturen in atmosphärische, geophysikalische und instrumentelle Korrekturen gliedern. Darüber hinaus gibt es spezielle Korrekturen für Eisoberflächen, durch die die Höhengenaugigkeit der Messungen weiter verbessert werden kann. Der Anteil der einzelnen Korrekturschritte an der gesamten Höhenkorrektur ist in Tabelle 3.1 zusammengefaßt.

3.3.1 Atmosphärische Korrekturen

3.3.1.1 Ionosphärenkorrektur

Ionosphärische Korrekturen gleichen die Signalverzögerungen aus, die sich beim Durchgang des Signals durch die Ionosphäre ergeben. Die Zeit, die das Signal für den Durchgang benötigt, ist abhängig von der Elektronendichte entlang des Signalwegs und der Signalfrequenz. Die Elektronendichte unterliegt geographischen, täglichen, saisonalen und sonnenzyklischen Schwankungen. Neben diesen weitgehend quantifizierbaren Einflüssen gibt es Schwankungen im Zeitrahmen von wenigen Stunden bis Tagen mit bis zu 30%, die nicht ohne weiteres vorherzusagen sind. Bei der Korrektur wird zunächst ein Modell der vorhersagbaren monatlichen Elektronengehalte zugrundegelegt. Daneben fließen gemessene Elektronenkonzentrationen ein, um die geschätzten Werte besser an die realen Verhältnisse anzupassen. Insgesamt macht die Ionosphärenkorrektur bis zu 40 cm bei der Höhenkorrektur aus (MUSMAN ET AL., 1990; CUDLIP ET AL., 1994).

3.3.1.2 Troposphärenkorrektur

Auch beim Durchgang durch die Troposphäre wird das Radarsignal verlangsamt. Dies geht auf die Wirkung bestimmter atmosphärischer Gase, Wasserdampf und Wasser in den Wolken zurück. Man teilt die Troposphärenkorrektur daher in einen trockenen, feuchten und flüssigen Korrekturanteil ein. Den bei weitem größten Anteil hat die trockene Troposphärenkorrektur. Atmosphärische Gase verlangsamen das Signal so stark, daß dieser Anteil 225 bis 235 cm ausmacht. Dieser Einfluß ist proportional zum Luftdruck auf Meeresebene. Die vertikale Verteilung der atmosphärischen Gase bleibt dabei also unberücksichtigt. Fehler von 5 mbar im Druckfeld erzeugen einen Höhenfehler von 1 cm. Der Anteil flüssigen Wassers in Form von Regentropfen verursacht nur einen Höhenfehler von wenigen Zentimetern. Einen et-

was größeren Anteil hat der Wasserdampfgehalt. Dieser wird über die Temperatur und die Luftfeuchte auf Meeresebene bestimmt und vertikal mit einer Exponentialfunktion approximiert. Für die Antarktis ist dieser Parameter aufgrund des geringen Wasserdampfanteils weniger ausschlaggebend. Die tatsächlichen vertikalen und temporalen Variationen der Parameter für die Troposphärenkorrektur sind allerdings nicht bekannt, sondern könnten allenfalls über begleitende Messungen entsprechender meteorologischer Satelliten bestimmt werden (EMERY ET AL., 1990; CHELTON ET AL., 2001).

3.3.2 Geophysikalische Korrekturen

3.3.2.1 Tidenkorrektur

Die Erdoberfläche unterliegt durch die gravitative Wirkung von Sonne und Mond gewissen Höhenschwankungen, den Erdzeiten oder Erdtiden. Die Landoberfläche unterliegt einer Abweichung von durchschnittlich 30 cm (CUDLIP ET AL., 1994). Bei ERS werden die Erdtiden über ein Modell des JET PROPULSION LABORATORY (JPL) modelliert (GODDARD SPACE FLIGHT CENTER, 1997).

Die Eisschelfe schwimmen auf dem Wasser und unterliegen daher den Meereszeiten. Typische Schwankungen liegen hier im Bereich von 100 bis 200 cm. Der Tidenhub der Eisschelfe wird bei ERS über ein numerisches Modell (GRENOBLE OCEAN TIDE MODEL FES95.2.1) berechnet (GODDARD SPACE FLIGHT CENTER, 1997). Dessen Genauigkeit unterliegt gewissen Randbedingungen und Vereinfachungen, so daß auch hierüber die Höhengenaugkeit beeinträchtigt wird. Im Hinblick auf die bei zukünftigen Radaraltimetermissionen steigenden Genauigkeitsanforderungen sind hier noch weitere Arbeiten erforderlich (PADMAN ET AL., 2002). Durch die Meereszeiten verändert sich der Druck der Wassersäule auf den Meeresuntergrund. Diese Druckänderung wirkt sich auch auf die Küstenregionen aus und kann einige Zentimeter Höhenvariation ausmachen. Er muß bei hoch genauen Höhenmessungen in Zukunft berücksichtigt werden (YI ET AL., 2000).

3.3.2.2 Geoid- und Ellipsoidmodell

Die Genauigkeit der Höhenberechnung hängt von der Genauigkeit des Geoidmodells ab, auf das sich die Berechnung bezieht. Die Flugbahn des Satelliten folgt den Variationen des Geoids. Dadurch kommt es zu vertikalen Beschleunigungen, die bis zu 10 m/s^2 betragen können. Die dadurch entstehende Höhenungenauigkeit kann bis zu 160 cm ausmachen, meistens liegt sie aber bei nur wenigen Zentimetern (CHELTON ET AL., 2001). Im Fall von ERS wird das OHIO STATE UNIVERSITY-Modell OSU91A (RAPP ET AL., 1991) verwendet. Um ein einheitliches Höhenniveau zugrunde zu legen, wird die Höhe in Bezug zu einem Ellipsoidmodell der Erdoberfläche umgerech-

net. Die ellipsoidischen Höhen beziehen sich bei ERS auf das WORLD GEODETIC SYSTEM-84 (WGS84) Modell der DEFENSE MAPPING AGENCY (DMA) (GODDARD SPACE FLIGHT CENTER, 1997).

3.3.2.3 Orbitmodell

Um die Flugbahn des Satelliten zu kontrollieren, muß seine Position mit einem Orbitmodell vorausberechnet werden können. Abweichungen des Satelliten von diesem Modell gehen zum einen auf die Variationen des Erdschwerefeldes zurück. Zum anderen wirken sich Abplattung und Rotation der Erde sowie Erd- und Meeresgezeiten auf das Orbitmodell aus. Ferner wird der Satellit durch atmosphärische Gasmoleküle sowie den Strahlungsdruck der Sonne abgebremst. Um die Flugbahn des Satelliten mit dem Modell zu vergleichen, wird die Position des Satelliten von Bodenstationen aus mittels Laserpeilung (engl. SATELLITE LASER RANGING (SLR)) gemessen. Bei ERS arbeitet man zusätzlich mit dem System PRARE (PRECISE RANGE AND RANGE-RATE EQUIPMENT). Die beobachteten Abweichungen des Satelliten von seinem Orbitmodell fließen bei der Neuberechnung des Modells ein, so daß der Fehler iterativ immer weiter minimiert wird. Allerdings sind die Ungenauigkeiten dort noch besonders groß, wo sich wenige SLR-Stationen befinden (CHELTON ET AL., 2001). Dies ist insbesondere auf der Südhalbkugel und speziell in der Antarktis der Fall.

Bei ERS wird operationell das D-PAF Orbitmodell der DEUTSCHEN PROCESSING AND ARCHIVING FACILITY vom DEUTSCHEN ZENTRUM FÜR LUFT- UND RAUMFAHRT (DLR) und dem GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM (GFZ) zugrunde gelegt. Die Genauigkeit wird über die Höhenunterschiede an den Kreuzungspunkten (engl. *crossovers*) der Flugbahnen berechnet. Das D-PAF Modell weist eine Crossover-Orbit Standardabweichung von 55 cm auf (GODDARD SPACE FLIGHT CENTER, 1997). Es werden darüber hinaus auch die Orbitmodelle JGM-2 und JGM-3 (JOINT GRAVITY MODEL) sowie das DELFT GRAVITY MODEL DGM-E04 des DELFT INSTITUTE FOR EARTH-ORIENTED SPACE RESEARCH (DEOS) für die ERS Satelliten berechnet. Letzteres hat eine Crossover-Orbit Standardabweichung von nur 10 cm (SCHARROO ET AL., 1993) und ist damit das derzeit beste Orbitmodell.

3.3.2.4 Dopplereffekt

Durch die Vorwärtsbewegung des Satelliten unterliegt das Signalecho einem Dopplereffekt. Das reflektierte Signal legt einen weiteren Weg zurück als das ausgesendete Signal. Es hat damit einen gewissen Versatz, der sich in einer Phasenverschiebung äußert. Bei einer Fluggeschwindigkeit von 100 m/s macht diese für den Eismodus der ERS Satelliten immerhin 33 cm bei der Höhenkorrektur aus (CUDLIP ET AL., 1994).

3.3.3 Instrumentelle Korrekturen

3.3.3.1 Schwerpunktverlagerung

Die Altimetermessung erfolgt in Bezug auf den Referenzpunkt der Altimeterantenne. Der Referenzpunkt für die Flughöhe des Satelliten ist jedoch dessen Schwerpunkt. Die Lage des Schwerpunkts ist abhängig von der Menge des an Bord befindlichen Treibstoffs. Dieser wird im Laufe der Mission aufgrund von Flugmanövern immer weniger, so daß sich der Schwerpunkt des Satelliten verlagert. Diese Veränderung beträgt bei der Höhenkorrektur allerdings nur 1 bis 2 cm (CUDLIP ET AL., 1994).

3.3.3.2 Signalstärkenvariation

Die Stärke des reflektierten Signals ist abhängig von der Flughöhe des Satelliten. Je höher die Erdoberfläche liegt, desto kürzer ist die Distanz zum Satelliten und desto stärker ist auch das Signal. Bei der Korrektur wird der Rückstreukoeffizient aus der Stärke des Signals geschätzt, wobei eine nominale Flughöhe von 800 km angesetzt wird. Der Anteil dieser Korrektur an der gesamten Höhenkorrektur ist allerdings äußerst gering (CUDLIP ET AL., 1994).

3.3.3.3 Oszillatorkorrektur

Die Zeitmessung der Signallaufzeit wird über einen Oszillator (ULTRA STABLE OSCILLATOR (USO)) gesteuert. Dabei wird die Anzahl von Oszillatorzyklen zwischen Aussenden und Empfang des Signals gemessen. Die Frequenz des Oszillators basiert auf einem Quarzkristall. Dieser Kristall altert, da er der radioaktiven Strahlung im All unterliegt, wodurch sich seine Frequenz im Laufe der Zeit verändert. Diese Veränderung wird im Rahmen der telemetrischen Überwachung des Satelliten im Abstand weniger Tage kontrolliert und der Oszillator an die neue Frequenz angepaßt. Diese Korrekturen werden aber nicht in die operationelle Datenverarbeitung einbezogen sondern müssen nachträglich durchgeführt werden. Die Korrekturwerte nehmen im Verlauf der Mission kontinuierlich zu, sie erreichen aber am Ende der Laufzeit von ERS-1 nur etwa 2,5 cm (CHELTON ET AL., 2001; SCHARROO, 2001).

3.3.3.4 SPTR-Korrektur

Mitunter werden die Satelliten bei der Durchführung von Flugmanövern oder zur Rekalibrierung kurzzeitig ab- und wieder angeschaltet. Dabei verändert sich die Abstandsmessung sprunghaft. Dieser Effekt wird in der SCANNING POINT TARGET RESPONSE (SPTR)-Korrektur berücksichtigt. Er führt zu Schwankungen in

der Höhenberechnung von durchschnittlich 4 cm und muß ebenfalls nachträglich einbezogen werden (MARTINI & FÉMÉNIAS, 2000; SCHARROO, 2001).

3.3.3.5 Intersatellitenversatz

Bei der gleichzeitigen Verwendung von ERS-1 und ERS-2 Daten muß ein Intersatellitenversatz berücksichtigt werden. Die interne Datenverarbeitung der Systeme ist etwas unterschiedlich. Der sich daraus ergebende Höhenversatz beträgt $40,9 \pm 5,5$ cm, wodurch die ERS-2 Daten „tiefer“ liegen als die ERS-1 Daten (FÉMÉNIAS, 1996; BRENNER, 2000).

Tabelle 3.1: Maximale Höhenkorrekturanteile für die verschiedenen Korrekturschritte.

	max. Höhenkorrektur [cm]
Atmosphärenkorrektur	
Ionosphärenkorrektur	40
Troposphärenkorrektur	
- trocken	235
- feucht	10
- flüssig	3
Geophysikalische Korrektur	
Tidenkorrektur	
- Erdtiden	30
- Meerestiden	200
Geoidmodell	160
Orbitmodell (DGM-E04)	10
Dopplereffekt	33
Instrumentelle Korrekturen	
Schwerpunktverlagerung	2
Signalstärkenvariation	1
Oszillatorkorrektur	2,5
SPTR-Korrektur	4
Intersatellitenversatz	40,9

3.3.4 Spezielle Korrekturen

Die konventionelle Radaraltimetrie wurde ursprünglich für die Messung von Meeresoberflächenhöhen entwickelt. Da die Eisoberfläche zumeist nicht so flach ist wie die Meeresoberfläche, ist hier die Bestimmung der Geländehöhe weitaus schwieriger.

Insbesondere im Bereich von Gletschern, Eisströmen, Schelfeiskanten und Bergregionen kommt es zu großen Reliefvariationen oder starken Geländeneigungen. Dies macht spezielle Korrekturverfahren für Eisoberflächen erforderlich.

3.3.4.1 Neigungskorrektur

Ist die angemessene Oberfläche geneigt, entspricht die Messung des Altimeters nicht der Distanz H zum Subsattellitenpunkt S , sondern dem Abstand H_p zum höchstgelegenen Geländepunkt P innerhalb des Footprints (Abb. 3.5). Der neigungsbedingte Höhenunterschied ΔH ist dabei proportional zum Grad der Neigung α . Je größer die Neigung, desto größer ist auch der laterale Versatz des Subsattellitenpunkts ($\overline{PP'}$). Bei einer Neigung von $\alpha=0,65^\circ$ macht dieser neigungsbedingte Höhenunterschied etwa 50 m und der laterale Versatz etwa 9 km aus. Die größtmögliche Geländeneigung hängt dabei vom Durchmesser des Footprints ab. Bei einem Öffnungswinkel des ERS-Altimeters von $1,3^\circ$ liegt die maximal erfaßbare Geländeneigung bei der Hälfte des Öffnungswinkels ($\alpha=0,65^\circ$).

Das für die vorliegenden Daten eingesetzte Korrekturverfahren schätzt die Neigung der Oberfläche über die Interpolation der Punkte in der Umgebung des Subsattellitenpunkts (BRENNER ET AL., 1983). Ist die Neigung zu groß, läßt sich die Neigungskorrektur nicht mehr anwenden. Ist die Oberfläche quer zur Flugbahn des Satelliten geneigt, kann das bei der Korrektur nicht berücksichtigt werden. Ferner werden die regionalen Neigungseffekte von lokalen Höhenvariationen der Oberfläche überlagert, was die Bestimmung der Neigung erschwert. Da 90% der antarktischen Eisoberfläche eine Neigung von weniger als $0,65^\circ$ aufweisen, können lediglich Teile der stark reliefierten Gebiete oder der besonders steilen Eisabhänge nicht korrekt erfaßt werden (BAMBER & HUYBRECHTS, 1996).

3.3.4.2 Retracking

Das Radarsignal wird entsprechend der dielektrischen Eigenschaften der Eisoberfläche reflektiert und gestreut (vgl. 3.4.1). Oberflächen- und Volumenstreuung drücken sich in einer Veränderung der Signalkurve aus. Das Signal trifft verzögert am Satelliten ein, so daß die Flanke der Signalkurve erst später ansteigt, als es das Trackingsystem des Satelliten erwartet hat. Dadurch vergrößert sich der gemessene Abstand zur Eisoberfläche, die Oberfläche scheint tiefer zu liegen. Mit dem (engl.) retracking kann dieser Effekt nachträglich korrigiert werden. Dabei werden die Abweichungen in den gemessenen Signalkurven in Bezug zu einer modellierten Kurve korrigiert. Um aus der Signalkurve die mittlere Oberflächenhöhe abzuleiten, muß ein Signalkurvenmodell verwendet werden, das die vorliegende Topographie und die Eindringtiefe des Signals ins Eis berücksichtigt. Die Abweichung der Signalkurve von der Modellkurve wird dann in die Höhenkorrektur einbezogen.

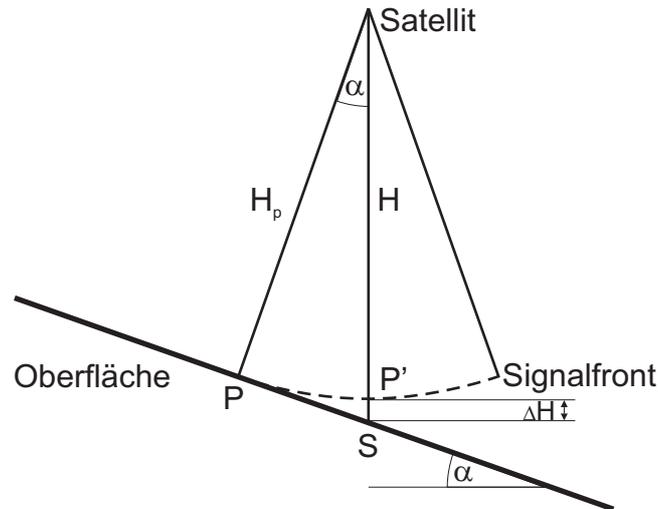


Abbildung 3.5: Neigungsbedingter Höhenfehler bei einer glatten Oberfläche mit Neigungswinkel α . H_p ist die gemessene Distanz zum satellitennächsten Punkt P , H ist die Höhe des Satelliten über dem Subsatellitenpunkt S . Der neigungsbedingte Fehler $\Delta H = H - H_p$ berechnet sich über $\Delta H = H(1 - \cos(\alpha))$. Der laterale Versatz des Subsatellitenpunkts entspricht der Strecke $\overline{PP'}$ (nach BRENNER ET AL. (1983)).

Es gibt eine Reihe verschiedener Retrackingverfahren mit unterschiedlichen Vor- und Nachteilen (WINGHAM ET AL., 1986; DAVIS, 1993, 1997). Das für die vorliegenden ERS Radaraltimeterdaten angewandte β -Retrackingverfahren von MARTIN ET AL. (1983) verwendet ein Modell mit fünf Parametern für Signalkurven mit einem und ein Modell mit neun Parametern für solche mit zwei Anstiegen in der Signalkurve. Die Retrackingverfahren finden ihre Grenzen dort, wo sich keine Signalkurven anpassen lassen. Dies geschieht, wenn die Verteilung der Oberflächenneigungen der im Footprint erfaßten Objekte nicht normalverteilt ist oder wenn die topographische Rauigkeit das Signal zu stark verzerrt. Dies ist vor allem an steilen Eisabhängen, Eisabbruchkanten oder in gebirgigen Regionen der Fall (BAMBER, 1994b). Oberflächen- und Volumenstreuung variieren räumlich wie zeitlich sehr stark und lassen sich bislang nicht genau quantifizieren. Solange ihr Einfluß nicht genau quantifiziert werden kann, läßt sich die Qualität des Retrackings nicht eindeutig bestimmen. Allerdings verbessert das Retracking die Güte der Höhenmessungen signifikant (ZWALLY ET AL., 1993). Die Güte des Retrackings hängt neben den Oberflächeneigenschaften des Eises auch von den Instrumenten- und Flugbahnparametern ab. Auch diese Parameter verändern sich im Verlauf der Messungen, so daß die Ergebnisse nach dem Retracking zwischen den einzelnen Wiederholungsortsbits verzerrt sind. WINGHAM ET AL. (1993) sind daher der Ansicht, daß das Retracking in Zukunft durch eine lineare Schätzung ergänzt werden sollte, die die Instrumentenparameter, die Meßgeometrie und die Eiseigenschaften berücksichtigt.

3.4 Meßgenauigkeit

Generell läßt sich sagen, daß die Radaraltimetrie theoretisch in der Lage ist, Höhengenaugkeiten im Subzentimeterbereich zu erreichen. Die Höhengenaugkeit ist allerdings von der Qualität der Höhenkorrektur und von den Eigenschaften der angemessenen Oberfläche abhängig. Je aufwendiger die Korrekturen sind, desto größer ist die zu erwartende Genauigkeit. Trotz dieser Korrekturen ergeben sich über Eisoberflächen Ungenauigkeiten, die nicht durch die bisher angesprochenen Höhenkorrekturen aufgelöst werden können.

3.4.1 Oberflächen- und Volumenstreuung

Elektromagnetische Strahlung wie z. B. ein Radarsignal mit einer bestimmten Wellenlänge wird an der Grenzfläche zwischen zwei unterschiedlichen Medien teilweise reflektiert. Aufgrund der Rauigkeit der Eisoberfläche bezüglich der Wellenlänge des Radarsignals wird dieses an der Oberfläche gestreut (Oberflächenstreuung) (RÉMY ET AL., 1990). In Schnee oder Eis wird ein Teil der Strahlung aber teilweise auch absorbiert und transmittiert und dann von tiefer liegenden Schichten erneut reflektiert (Volumenstreuung). Die Strahlungsenergie in der Tiefe hängt von der eingestrahnten Energiemenge sowie vom Extinktionskoeffizient ab. Der Extinktionskoeffizient ist die Summe aus Absorbtionskoeffizient und Streukoeffizient, die sich je nach Medium und Wellenlänge unterschiedlich zusammensetzen. In Schnee kann das Signal bis etwa 1 m eindringen, im Eis beträgt die Eindringtiefe bis zu 10 m (LILJEQUIST & CEHAK, 1984; OKE, 2000).

Je nach Tages- und Jahreszeit haben der Wassergehalt, die horizontale Schichtung, die Temperatur, die Korngröße der Eiskristalle sowie die Dichte des Eises einen anderen Einfluß auf das Rückstreuverhalten. Reflexion und Streuung hängen komplex zusammen, wobei sich zeitliche und örtliche Schwankungen der Eiseigenschaften auf den Extinktionskoeffizient auswirken. Die Schnee-/ Eiskristallgröße ist beispielsweise abhängig von der Akkumulationsrate und der Firntemperatur. In Gebieten mit geringerer Akkumulationsrate sind die Korngrößen meist geringer, während eine höhere Temperatur das Kristallwachstum begünstigt. Der Extinktionskoeffizient variiert mit der Temperatur und damit mit der Geländehöhe. Da in der zentralen Antarktis kaum Schmelzen an der Eisoberfläche stattfindet, ist die Korngröße der Schnee- und Eiskristalle vorwiegend abhängig von der Temperatur. Je größer die Geländehöhe, desto geringer ist die Temperatur und um so geringer sind auch die Korngrößen. Damit vergrößert sich wiederum der Extinktionskoeffizient. Die Volumenstreuung nimmt in der Antarktis also mit zunehmender geographischer Breite und damit der Höhe immer weiter zu, in den wärmeren, küstennahen Regionen ist dagegen die Oberflächenstreuung dominant (PARTINGTON ET AL., 1989; ROTT ET AL., 1993; DAVIS & ZWALLY, 1993; DAVIS & POZNYAK, 1993; RIDLEY & BAMBER, 1995).

Die Veränderung des Extinktionskoeffizienten äußert sich in der Form der Signalkurve (vgl. 3.2). Zwar konnten LEGRÉSY & RÉMY (1997b) an Hand von bestimmten Parametern der Signalkurven das Verhältnis von Oberflächen- und Volumenstreuung sowie die Eindringtiefe des Signals bestimmen, eine genaue Quantifizierung einzelner Parameter wie etwa der Kristallgröße oder der Schichtdichten der Schneeauflage aus Radaraltimeterdaten ist jedoch nicht möglich (FÉMÉNIAS ET AL., 1993). Eine starke Streuung des Signals fällt auch in Zonen auf, in denen viele Gletscherspalten auftreten. Einerseits lassen sich so Spaltenzonen entdecken, die in Satellitenbildern aufgrund zu geringer Auflösung nicht zu erkennen sind, andererseits lassen sich die Signale von Spaltenzonen nicht ohne weiteres von denen anderer Streuungseinflüsse unterscheiden (PARTINGTON ET AL., 1987).

Die genannten Effekte beziehen sich nicht nur auf die Radaraltimetrie sondern wirken sich auch bei SAR-Bildern aus (JEZEK ET AL., 1993; DAVIS & POZNYAK, 1993). An einer Quantifizierung der einzelnen Faktoren aus Radaraltimeterdaten oder SAR-Bildern wird intensiv geforscht (FITZGERALD & PAREN, 1975; TIURI ET AL., 1984; RIDLEY & PARTINGTON, 1988; BINTANJA & VAN DEN BROEKE, 1995; LEGRÉSY & RÉMY, 1997a; ZAHNEN ET AL., 2003). Das RA-2 Altimeter von ENVISAT, das mit zwei verschiedenen Frequenzen arbeitet, kann die Steuereffekte reduzieren (DAVIS & MOORE, 1993; FÉMÉNIAS ET AL., 1993). Beim Laseraltimeter ICESAT ist die Eindringtiefe zwar weitaus geringer, dafür ist das System jedoch auf Wolkenfreiheit angewiesen.

3.4.2 Meßgeometrie

Um hinreichend lange Meßreihen zu erzeugen, werden Daten von unterschiedlichen Missionen kombiniert. Hierbei ergeben sich allerdings Probleme, die auf Unterschiede in der Meßgeometrie zurückzuführen sind. Weicht der Signalweg von der Nadirrichtung ab, vergrößert sich der Anteil der Volumenstreuung im Verhältnis zur Oberflächenstreuung. Dies verursacht einen Höhenunterschied von mehreren Dezimetern. Bei geneigten Oberflächen liegt der satellitennächste Punkt bei zwei Systemen mit verschiedenen Flughöhen und Öffnungswinkeln an unterschiedlichen Positionen. Zwar kann durch die Neigungskorrektur (vgl. 3.3.4.1) der Höhenunterschied in Flugrichtung des Satelliten korrigiert werden (BRENNER ET AL., 1983), Neigungen quer zur Flugrichtung lassen sich aber nur durch entsprechend enge Flugbahnen oder alternative Höhenmodelle bestimmen. Der Anteil stark geneigter Oberflächen ist zwar verhältnismäßig gering, die Fehler können hier jedoch mehrere Zentimeter bis Dezimeter betragen (PARTINGTON, 1998). Um die Fehlereinflüsse durch die Verwendung unterschiedlicher Systeme zu vermeiden, werden in dieser Untersuchung nur Radaraltimeterdaten von ERS-1 und ERS-2 verwendet. Beide Systeme sind baugleich und bewegen sich in der gleichen Flughöhe, so daß unterschiedliche Meßgeometrien keinen Effekt haben können.

3.4.3 Isostatische Ausgleichsbewegung

Die isostatische Ausgleichsbewegung der Erdkruste durch den Rückgang des Eises nach der letzten Eiszeit kann zwar über das (engl.) global positioning system (GPS) ermittelt werden, für exakte Messungen sind allerdings langjährige Meßreihen notwendig. Die in der australischen Forschungsstation MAWSON (67° 36' Süd, 62° 52' Ost) für Daten zwischen 1995 und 1999 berechnete Hebungsgeschwindigkeit beträgt $0,6 \pm 0,6$ mm/a. Allerdings sind hier Fehlereinflüsse durch atmosphärische Druckveränderungen oder Ungenauigkeiten im Bezugssystem (Geoid) noch nicht berücksichtigt worden (ZWARTZ ET AL., 1999; TREGONING ET AL., 2000). Daher kann die isostatische Ausgleichsbewegung des Eisuntergrunds bei der Höhenbestimmung noch nicht berücksichtigt werden, obwohl die Hebungsrates für einen Zeitraum von mehreren Jahren durchaus mehrere Zentimeter umfassen kann.

3.4.4 Dichtevariationen in der Firnauflage

Bei der Messung der Höhenänderung (vgl. 3.5) wird davon ausgegangen, daß die Dichte der Firnauflage, in der sich Schnee zu Gletschereis verfestigt, konstant ist (vgl. 2.2.4.3). Die Firnauflage kann in den polaren Eisschilden jedoch mehr als 100 m mächtig sein (PATERSON, 1994), so daß sich Dichtevariationen aufgrund von Temperaturschwankungen als eine signifikante Höhenänderung äußern können (ARTHERN & WINGHAM, 1998).

3.4.5 Datenfehler und Datenlücken

Datenfehler in einzelnen Messungen oder ganzen Tracks treten auf, wenn eine oder mehrere Höhenkorrekturen falsch oder gar nicht ausgeführt werden. Die einzelnen Korrekturen enthalten Ungenauigkeiten oder gehen von falschen Annahmen aus. Derartige Fehler können so gering sein, daß sie nicht als solche in den Daten zu erkennen sind. Sie können aber auch derart gravierend sein, daß sie als Ausreißer in Erscheinung treten. Sind ganze Tracks betroffen, würden diese bei der räumlichen Interpolation der Daten auf ein Höhenmodell als Rücken oder Tal in Flugrichtung des Satelliten in Erscheinung treten, was aufgrund der Werte in der Umgebung nicht plausibel wäre. Um Datenfehler auszugrenzen, ist eine Plausibilitäts- und Ausreißeranalyse notwendig (vgl. 5.3).

Bei Radaraltimeterdaten treten systematische und unregelmäßige Datenlücken auf. Durch die Überschneidung absteigender und aufsteigender Tracks entsteht ein semihombisches Muster (Abb. 5.2). Aufgrund der Divergenz der Meridiane nimmt die Datendichte zum Äquator hin ab, die Abstände zwischen den Tracks werden in der Antarktis nach Norden immer größer. Das Umschalten vom Ozean- in den Eismodus geschieht an einer zuvor festgelegten Grenze. Durch das Umschalten können

für kurze Zeit keine Daten gemessen werden. Die Grenze verläuft z. B. im Fall des Amery Eisschelfs hinter der eigentlichen Eisfront und äußert sich in Form einer geraden Datenlücke quer über das gesamte Eisschelf (Abb. 5.2). Unregelmäßige Datenlücken entstehen durch die Abschaltung bei der Durchführung von Flugmanövern oder weil die Datenaufnahmekapazität des Satelliten begrenzt ist. Ist es während eines Orbits nicht gelungen, die gemessenen Daten vom Satelliten zur Bodenstation zu übertragen, werden bestehende Messungen durch neue Werte überschrieben, so daß einzelne Tracks verloren gehen können (BAMBER & HUYBRECHTS, 1996). Unregelmäßige Datenlücken finden sich aber vor allem in den Bereichen, in denen aufgrund zu starker Reliefvariationen (Diskontinuitäten) das Signal verloren geht. Dies ist an Geländekanten wie z. B. der Eisfront der Fall. An diesen Stellen kann weder eine Neigungskorrektur noch das Retracking (vgl. 3.3.4) erfolgreich durchgeführt werden. Diese Datenlücken können jedoch genutzt werden, um ein Untersuchungsgebiet in verschiedene Regionen zu segmentieren, da diese Lücken eine Grenzzone ausweisen, in der eine Diskontinuität der Topographie vorliegt (vgl. 5.4).

3.4.6 Vergleichsmessung

Um die Güte von Radaraltimetermessungen zu überprüfen, wird eine Vergleichsmessung (engl. groundtruthing) mit einem alternativen Höhenmeßverfahren durchgeführt. Dazu wurden z. B. 1995 auf dem Amery Eisschelf (vgl. 5.1.2) Höhenmessungen mit einem differenziellen GPS-System vorgenommen (PHILLIPS ET AL., 1998). Dabei ist zu berücksichtigen, daß GPS-Messungen Punktmessungen sind, die Radaraltimetrie aber nur mittlere Höhen innerhalb eines Footprints liefert. Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Meßmethoden basieren teilweise auf den Ungenauigkeiten der beiden Verfahren. Der mittlere Fehler für die bei der Untersuchung von PHILLIPS ET AL. (1998) verwendeten ERS-1 Höhenkorrekturen beläuft sich auf 13 cm, der Fehler für die GPS-Messungen auf 40 cm. Da der mittlere Höhenunterschied zwischen den beiden Verfahren mit 170 cm berechnet wird, kann dieser nicht allein über die Ungenauigkeiten erklärt werden. Die restliche Differenz von 117 cm ist vor allem auf die Variation der Oberflächen innerhalb der Footprints sowie auf das Eindringen des Radarsignals ins Eis zurückzuführen.

3.5 Messung der Höhenänderung

3.5.1 Crossover-Analyse

Zur Bestimmung der Höhenänderung aus Radaraltimeterdaten existieren zwei verschiedene Ansätze. Einen direkten temporalen Vergleich liefert die Crossover-Analyse, bei der die Unterschiede der Höhendaten an den Kreuzungspunkten der Tracks aus zwei zeitlich differierenden Radaraltimeterdatensätzen ermittelt werden. Da die

Abstände der Tracks aufgrund der Erdkrümmung in Richtung Äquator zunehmen (Abb. 5.1), repräsentieren die Kreuzungspunkte in dieser Richtung allerdings immer größer werdende Gebiete. Beispiele zur Crossover-Analyse finden sich in PARTINGTON ET AL. (1991); BAMBER (1994a); LINGLE ET AL. (1994); YI ET AL. (1997); LINGLE & COVEY (1998); RÉMY & LEGRÉSY (1998).

3.5.2 Höhenmodell-Zeitreihen

Digitale Höhenmodelle sind in Form von regelmäßigen Gittern angeordnete Höheninformationen. Da die Radaraltimetermessungen nur entlang der Tracks erfolgen, ist eine räumliche Interpolation der Höhendaten notwendig (vgl. 4.1). Höhenänderungen der Eisoberfläche können durch den Vergleich von digitalen Höhenmodellen aus unterschiedlichen Zeiträumen beobachtet werden (MEIER, 1993). Liegen mehrere zeitlich differierende Höhenmodelle vor, stellen die Höhenwerte an denselben Gitterpunkten eine Höhenmodell-Zeitreihe dar. Zur Bestimmung signifikanter Höhenänderungen benötigt man räumlich wie zeitlich hochaufgelöste Radaraltimetermeßreihen von mehreren Jahren (vgl. 2.2.5). Der Vorteil dieses Verfahrens gegenüber der Crossover-Analyse besteht darin, daß die Gitterpunkte des Höhenmodells einheitliche Gebiete repräsentieren (HERZFELD ET AL., 1997).

Die benötigte räumliche Auflösung der Höhenmodelle hängt davon ab, für welche Fragestellung sie verwendet werden. Für thermomechanische Modelle (vgl. 2.2.4.1) der gesamten Arktis oder Antarktis sind Auflösungen im Bereich von 10 bis 20 km ausreichend. Für detaillierte Analysen der Massenbilanz einzelner Gletscher sollte sie aber so hoch wie möglich liegen. Die höchste mögliche Auflösung wird von der Auflösung des Meßverfahrens bestimmt. Bei Radaraltimeterdaten können Objekte, die kleiner als der Footprintdurchmesser sind, nicht mehr aufgelöst werden. Damit können kleinskalige Oberflächenstrukturen wie Sastrugi (Windrippel) oder Gletscherspalten nicht mehr erfaßt werden. Bei großskaligen Strukturen paust sich der Eisuntergrund quasi an der Eisoberfläche durch, wobei die Untergrundformen um so stärker durchscheinen, je geringer die Eismächtigkeit ist. Solche Strukturen haben Höhenvariationen im Meterbereich und können sich über viele Kilometer erstrecken. Anhand von Höhenmodellen lassen sich auch wichtige Merkmale wie z. B. die Grundeislinie identifizieren. Je höher die Reibung des sich bewegenden Eises am Untergrund, desto größer ist die Neigung der Eisoberfläche (MACAYEAL, 1992). An der Grundeislinie nimmt der Neigungsgradient der Eisoberfläche drastisch ab. Lageänderungen der Grundeislinie können in Höhenmodell-Zeitreihen erkannt und als ein Gletschervorstoß oder -rückzug interpretiert werden (HERZFELD ET AL., 1994).

4 Geostatistische Interpolation

4.1 Räumliche Interpolation

Die Topographie einer Eisoberfläche läßt sich mathematisch als eine räumlich kontinuierliche Variable betrachten, die über ein digitales Höhenmodell dargestellt werden kann. Die vorliegenden ERS Radaraltimeterdaten beschreiben die Topographie der Eisoberfläche an diskreten Punkten entlang von sich überkreuzenden Tracks. Dabei ist die Datendichte entlang dieser Tracks sehr hoch (328 m) während zwischen den Tracks bei den 168d Daten Lücken von 2 km und bei den 35d Daten von 20 km bestehen (Abb. 5.2). Ein Höhenmodell besteht aus regelmäßig angeordneten Gitterpunkten, mehrere zeitlich aufeinander folgende Höhenmodelle bilden eine Höhenmodell-Zeitreihe (vgl. 3.5.2). Zur Erstellung eines Höhenmodells benötigt man ein räumliches Interpolationsverfahren. Bei der Interpolation ergibt sich ein Interpolationsfehler. Dieser muß geringer sein als die zu erwartende Höhenänderung der Höhenmodell-Zeitreihe, damit sich signifikante Höhenänderungen berechnen lassen.

Viele der in den Geowissenschaften auftretenden Variablen können als räumlich kontinuierlich betrachtet werden. Meist können diese Variablen aber nur an wenigen Stellen gemessen werden, weil z. B. das Untersuchungsgebiet zu groß oder das Meßverfahren sehr aufwendig und kostenintensiv ist. Die Werte der Variable müssen daher an bestimmten Schätzpunkten geschätzt, d. h. räumlich interpoliert oder extrapoliert werden. Die Schätzpunkte sind hier die Gitterpunkte eines Höhenmodells. Bei der räumlichen Schätzung wird der Wert $z(x_0)$ der räumlich kontinuierlichen Variable Z an einem Schätzpunkt x_0 innerhalb eines Untersuchungsgebiets D auf der Basis von regelmäßig oder unregelmäßig räumlich verteilten Werten $z(x_i) \in Z$ an den Stützpunkten $x_i \in D$ berechnet. x_i sind dabei die Ortsvektoren der Meßpunkte. Sie bilden die Stützpunkte der Interpolation. Alle möglichen Schätzwerte $\hat{z}(x_0)$ liegen auf einer Schätzfunktion \hat{Z} . Sie soll die tatsächliche aber unbekannte, räumliche Funktion der Variable Z , in diesem Fall die Topographie der Eisoberfläche, möglichst genau wiedergeben (WEBSTER & OLIVER, 2001).

Es gibt eine Reihe unterschiedlicher Verfahren der räumlichen Interpolation, die sich in deterministische und stochastische Verfahren unterteilen lassen. Zu den deterministischen Verfahren zählen a) exakte Methoden wie Thiessen-Polygone, Triangulation, Inverse-Distanz-Methoden sowie Splinefunktionen oder b) approximative Methoden wie die Trendflächenanalyse oder multiple Regression. Alle deterministischen Verfahren gehen davon aus, daß die Variationen einer Variablen physikalische Ursachen haben, die sich über eine abzählbare Menge von Funktionen abbilden

lassen. Natürliche Prozesse sind jedoch sehr komplex und hängen oft nichtlinear und chaotisch voneinander ab. Oft sind auch nicht alle Prozesse oder ihre Zusammenhänge bekannt. Ist eine Variation zu komplex, tritt sie als zufällige Variation in Erscheinung. Eine rein deterministische Beschreibung der Variablen ist dann nur noch näherungsweise möglich. Daher benötigt man anstelle des deterministischen einen stochastischen Ansatz. Eine rein stochastische Betrachtung hat allerdings den Nachteil, daß sie eine Reihe wiederholter und stochastisch unabhängiger Messungen an jeder Stelle x_i erfordert. Dies ist in der Regel nicht gegeben, da an einer Stelle x_i meist nur eine einzige Messung vorgenommen wird und weil eine räumliche Abhängigkeit zwischen den Messungen besteht. Die geostatistische Interpolation ist ein Verfahren, das deterministische und stochastische Verfahren miteinander verbindet (LAM, 1983; HENLEY, 1987; WEBSTER & OLIVER, 2001).

4.2 Geostatistik

Die Geostatistik ist ein Zweig der angewandten Statistik. Sie macht sich das *Gesetz der Geographie* von TOBLER (1970) zu eigen, das besagt, daß sich im Mittel die Werte einer Variable an nahe benachbarten Punkten ähnlicher sind als bei weiter voneinander entfernt liegenden Punkten. Die Geostatistik umfaßt zwar eine ganze Reihe unterschiedlicher Methoden z. B. zur Simulation oder zur Klassifikation, am häufigsten wird sie aber zur räumlichen Schätzung eingesetzt, die unter dem Begriff Kriging bekannt ist (benannt nach dem südafrikanischen Ingenieur DANIE KRIGE). Nachdem Kriging erfolgreich bei der Goldexploration angewendet wurde, entwickelte GEORGES MATHERON die Theorie der regionalisierten Variablen (MATHERON, 1963), die das Krigingverfahren mathematisch beschreibt. Im Gegensatz zu den deterministischen Schätzverfahren wird hier zuerst der räumliche Zusammenhang der vorhandenen Meßwerte empirisch bestimmt (Variographie). Auf der Basis der Variographie wird dann eine stetige Funktion des räumlichen Zusammenhangs angepaßt. Die eigentliche Schätzung (Kriging) erfolgt dann auf der Basis der Parameter dieser Schätzfunktion (WEBSTER & OLIVER, 2001).

4.2.1 Theorie der regionalisierten Variablen

In der Theorie der regionalisierten Variablen wird eine räumlich kontinuierliche Variable Z als Zufallsvariable betrachtet. Die diskreten Messungen $z(x_i)$ sind Realisationen dieser Zufallsvariablen. Im Gegensatz zu den rein stochastischen Prozessen besteht bei den regionalisierten Variablen ein räumlicher Zusammenhang zwischen den Messungen $z(x_i)$, die Realisationen sind also räumlich abhängig von einander. Nach der Definition der Zufallsvariablen existiert für jede der n Realisationen an den Stützpunkten x_i , $i = 1, 2, \dots, n$ eine eigene Wahrscheinlichkeitsverteilung $Z(x_i)$. Jede Wahrscheinlichkeitsverteilung hat einen Erwartungswert $E[Z(x_i)] = \mu_i$ und eine

Varianz $E[Z(x_i) - \mu_i] = \sigma_i^2$. Ein Meßwert $z(x_i)$ ist dann eine Realisation unter unendlich vielen möglichen Realisationen innerhalb der Verteilung $Z(x_i)$. Die Menge aller Realisationen $z(x_i)$ bezeichnet man als regionalisierte Variable und die Menge aller Verteilungen $Z(x_i)$ als Zufallsprozeß. Um den räumlichen Zusammenhang zweier Zufallsvariablen zu bestimmen, kann man die Kovarianz heranziehen. Die Kovarianz zweier Zufallsvariablen $Z(x_1)$ und $Z(x_2)$ lautet:

$$C(Z(x_1), Z(x_2)) = E[\{Z(x_1) - \mu_1\} \{Z(x_2) - \mu_2\}]. \quad (4.1)$$

Da jedoch für jeden Stützpunkt x_i nur eine einzige Messung vorliegt, lassen sich die μ_i und σ_i^2 nicht bestimmen. Daher muß die vereinfachende Annahme der Stationarität 2. Ordnung getroffen werden.

4.2.1.1 Stationarität

Bei der Stationarität wird davon ausgegangen, daß die Wahrscheinlichkeitsverteilungen des Zufallsprozesses bestimmte Eigenschaften haben, die überall gleich sind. Bei der Stationarität 1. Ordnung sind die Erwartungswerte $E[Z(x)] = \mu$ (Momente 1. Ordnung) für alle x_i konstant d. h. stationär. Unter der Voraussetzung der Stationarität 1. Ordnung läßt sich für die Varianz und Kovarianz die Stationarität 2. Ordnung formulieren. Zwei Meßpunkte sind räumlich durch den Distanzvektor h getrennt. Für den Fall, daß zwei Meßpunkte x und $x + h$ an derselben Stelle vorliegen, ist der Distanzvektor $h = 0$ und das Moment 2. Ordnung entspricht der Varianz $C(0) = E[Z(x) - \mu]^2 = \sigma^2$. Ist $h > 0$, entspricht das Moment 2. Ordnung der Kovarianz:

$$C(h) = C(Z(x), Z(x + h)) = E[\{Z(x) - \mu\} \{Z(x + h) - \mu\}]. \quad (4.2)$$

Die Momente existieren und hängen allein von der Distanz h und nicht von der Position x ab. Diese Abhängigkeit für beliebige Distanzen drückt man als Kovarianzfunktion $C(h)$ aus. Diskrete Distanzen h werden in der Variographie als (engl.) *lag* bezeichnet (WEBSTER & OLIVER, 2001).

4.2.1.2 Intrinsische Hypothese

In der Realität ist die Voraussetzung der Stationarität 2. Ordnung meist nicht gegeben. Je größer das Untersuchungsgebiet ist, desto stärker neigen Mittelwert und Varianz dazu, sich innerhalb des Untersuchungsgebiets zu verändern. Aus diesem Grund formulierte MATHERON (1963) die intrinsische Hypothese. Hiernach ist der Mittelwert, wenn schon nicht im gesamten Untersuchungsgebiet, so doch zumindest in der näheren Umgebung eines Punktes, konstant (Quasi-Stationarität). Ferner

ersetzt er die Kovarianz durch die Varianz der Differenzen, die ebenso wie die Kovarianz, allein von der Distanz h abhängt. Danach gilt:

$$E[Z(x) - Z(x + h)] = 0 \quad (4.3)$$

$$VAR[Z(x) - Z(x + h)] = E[(Z(x) - Z(x + h))^2] = 2\gamma(h) \quad (4.4)$$

Damit läßt sich der räumliche Zusammenhang auch noch für Fälle definieren, bei denen die Berechnung der Kovarianzfunktion $C(h)$ nicht zulässig ist. Der räumliche Zusammenhang wird jetzt durch das Variogramm $2\gamma(h)$ ausgedrückt. Meist wird allerdings nur $\gamma(h)$ als Variogramm angegeben, was richtigerweise als Semi-Variogramm bezeichnet werden sollte. Ist der betrachtete Prozeß tatsächlich stationär 2. Ordnung, sind Variogramm und Kovarianzfunktion äquivalent.

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad (4.5)$$

Die Abnahme des räumlichen Zusammenhangs mit der Distanz läßt sich über das Variogramm wie über die Kovarianzfunktion gleichermaßen mathematisch darstellen. Bei einer kurzen Distanz ist der räumliche Zusammenhang noch deterministisch beschreibbar. Mit zunehmender Distanz nimmt jedoch der stochastische Anteil immer weiter zu, bis eine Distanz erreicht ist, bei der keinerlei deterministischer sondern nur noch ein rein stochastischer Zusammenhang zwischen zwei Punkten besteht (ZIMMERMAN, 1993; WEBSTER & OLIVER, 2001).

4.2.1.3 Trend

In der Realität sind oft weder stationäre noch intrinsische Bedingungen anzutreffen, wenn die Daten einer systematischen Zu- oder Abnahme, d. h. einem Trend unterliegen. Liegt ein Trend vor, ist die Annahme einer Zufallsfunktion nicht mehr gültig und der Erwartungswert $E[Z(x)]$ ist nicht mehr konstant. Zieht man den Trend $t(x)$ von den Meßwerten $z(x)$ ab, bleibt die natürliche Variation der trendbereinigten Meßwerte als Residuen $r(x)$ übrig.

$$r(x) = z(x) - t(x) \quad (4.6)$$

Die Residuen können selbst wieder als ein stationärer Prozeß aufgefaßt werden. Das Krigingverfahren wird dann nur über die Residuen durchgeführt und der Trendanteil kann anschließend wieder hinzu addiert werden. Der Trend kann durch ein alternatives Interpolationsverfahren (z. B. multiple Regression oder Splineinterpolation) aus den Meßwerten bestimmt werden.

4.2.2 Variographie

Das experimentelle Variogramm ist eine für diskrete lags h empirisch ermittelte Funktion des räumlichen Zusammenhangs aller Meßwerte $z(x)$. An diese diskrete Funktion wird dann ein theoretisches, stetiges Variogrammmodell als räumliche Strukturfunktion angepaßt. Sie beschreibt den räumlichen Zusammenhang der Variable Z für jede beliebige Distanz h .

4.2.2.1 Experimentelles Variogramm

Unter Voraussetzung der intrinsischen Hypothese berechnet man das experimentelle Variogramm wie folgt:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2m} \sum_{i=1}^m [z(x_i) - z(x_i + h)]^2 \quad (4.7)$$

Dabei sind $z(x_i)$ und $z(x_i + h)$ alle m Meßwertpaare der Variable Z , die den Abstand h zueinander haben. Da die Daten meist unregelmäßig im Raum verteilt sind, wird das experimentelle Variogramm für diskrete Distanzklassen der Klassenbreite δh mit $[h - \delta h/2, h + \delta h/2[$ berechnet. Das größte lag wird in der Regel bei der Hälfte der maximal auftretenden Distanz festgesetzt, da bei sehr großen lags die Anzahl der möglichen Paarbildungen abnimmt (JOURNAL & HUIJBREGTS, 1997). Die Variogrammwerte $\gamma(h)$ werden gegen die Distanz h als diskrete Variogrammfunktion aufgetragen (Abb. 4.1).

4.2.2.2 Variogrammmodell

Das experimentelle Variogramm gibt lediglich den räumlichen Zusammenhang der Meßwerte wieder. Sind hinreichend viele Werte vorhanden, kommt das experimentelle Variogramm dem tatsächlichen räumlichen Zusammenhang der Zufallsvariable sehr nahe. Da die Zufallsvariable eine stetige Funktion ist, muß es auch eine stetige Funktion des räumlichen Zusammenhangs geben, das theoretische Variogramm oder Variogrammmodell. Es wird so gewählt, daß es den Verlauf des experimentellen Variogramms möglichst genau beschreibt (Abb. 4.1). Bei der Wahl des richtigen Modelltyps können Vorkenntnisse über den räumlichen Zusammenhang einfließen.

Die meisten häufig verwendeten Variogrammmodelle hängen im wesentlichen von drei Modellparametern ab.

1. Nugget

$\gamma(h)$ ist für $h = 0$ stets 0. Daraus ergibt sich auch, daß das Krigingverfahren ein exaktes Interpolationsverfahren ist. $\gamma(h)$ muß aber für $h = 0$ nicht stetig sein, sondern es genügt $\lim_{h \rightarrow 0} \gamma(h) = 0$ (ZIMMERMAN, 1993). Oft zeigt sich

aber im experimentellen Variogramm, daß das anzupassende Variogrammmodell bei $h \rightarrow 0$ einen Wert $\gamma(0) > 0$ annimmt. Diese Diskontinuität c_0 wird (engl.) nugget oder Nuggetvarianz genannt. Sie drückt die Abwesenheit eines räumlichen Zusammenhangs bei sehr kleinen Distanzen h aus. Sie kommt zustande, wenn die Variable zufällige Variationen unterhalb der Variogrammauflösung oder Meßfehler aufweist.

2. Sill

Der (engl.) sill ($c_0 + c_1$) definiert, bei welchem Variogrammwert nur noch ein rein stochastischer räumlicher Zusammenhang besteht (Abb. 4.1). Er entspricht in etwa der Gesamtvarianz der Daten.

3. Range

Die Distanz, ab der kein räumlicher Zusammenhang zwischen zwei Punkten mehr besteht, wird als Reichweite oder (engl.) range (a) bezeichnet. Jenseits des Range verhält sich die regionalisierte Variable wie eine stochastische Zufallsvariable. Für Variogrammmodelle, die sich dem Sill nur asymptotisch annähern, wird ein Quasi-Range (a' , mit $\gamma(a') = c_0 + 0,95c_1$) definiert.

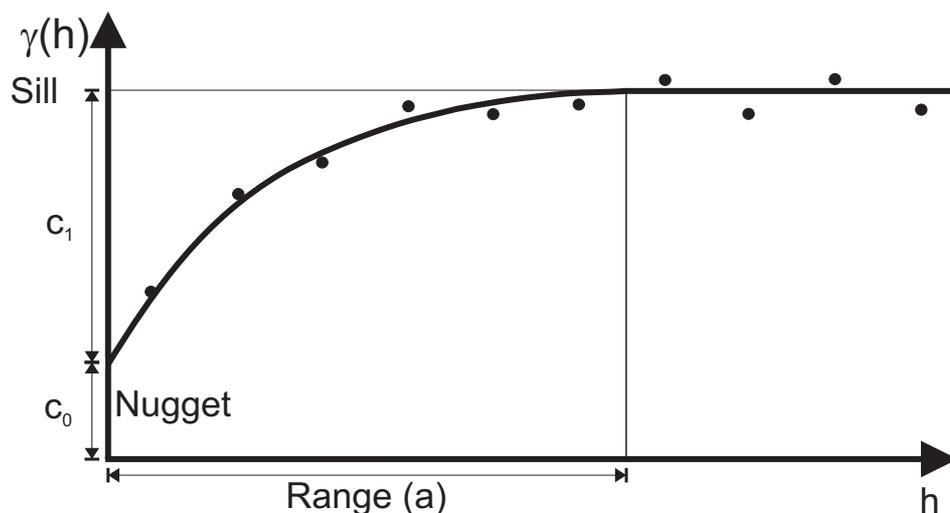


Abbildung 4.1: Beispiel eines experimentellen Variogramms und eines stetigen Variogrammmodells mit den Parametern Sill ($c_0 + c_1$), Nugget (c_0) und Range (a).

Vor der Anpassung der Modellparameter steht die Auswahl des geeigneten Modelltyps. Starke Variationen innerhalb einer regionalisierten Variable drücken sich in einem steilen Anstieg des Variogramms aus, während „glatte“ Variablen über ein Modell mit einem zunächst flachen Anstieg angepaßt werden. Die Betrachtung der Rauigkeit ist maßstabsabhängig.

Es gibt eine Reihe von häufig verwendeten, gültigen Standardmodellen. Diese lassen sich in zwei Gruppen aufteilen:

a) begrenzte Variogrammodelle

Begrenzte Modelle werden durch den Sill nach oben hin begrenzt. Hier sind nur die drei am häufigsten verwendeten Modelle aufgeführt, die in jeder bekannten Geostatistik-Software implementiert sind. Sie werden auch in dieser Arbeit verwendet (vgl. 5.6.2).

1. sphärisches Modell

$$\gamma(h) = \begin{cases} c_0 + c_1 \left\{ \frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right\} & \text{für } h \leq a \\ c_0 + c_1 & \text{für } h > a \end{cases} \quad (4.8)$$

2. exponentielles Modell

$$\gamma(h) = c_0 + c_1 \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{3h}{a'}\right) \right\} \quad \text{für } a' \text{ mit } \gamma(a') = c_0 + 0,95c_1. \quad (4.9)$$

3. Gaußmodell

$$\gamma(h) = c_0 + c_1 \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{3h^2}{a'^2}\right) \right\} \quad \text{für } a' \text{ mit } \gamma(a') = c_0 + 0,95c_1. \quad (4.10)$$

b) unbegrenzte Variogrammodelle

Unbegrenzte Modelle haben keinen Sill, sie steigen mit zunehmender Distanz immer weiter an. Werden diese Modelle jedoch für kleine h angesetzt, können sie durchaus als gültige Modelle betrachtet werden. Es existieren zwar auch lineare und quadratische Modelle, die durch einen Sill begrenzt werden, diese sind aber in $\gamma(a)$ nicht differenzierbar, was zu instabilen Lösungen führen kann. Ist $p = 0$ entspricht das Modell einer rein stochastischen Variation (weißes Rauschen). Ein solches Modell wird als Nugget-Modell bezeichnet.

Die Modelle unterscheiden sich auch in ihrem Verhalten im Ursprung (bei $\gamma(0)$). Besonders das häufig verwendete Gaußmodell kann bei hohen Datendichten oder großem Nugget zu einer hohen Kondition der Krigingmatrix und damit zur Instabilität des Kriginggleichungssystems führen, da es im Ursprung eine Steigung von 0 hat. Deshalb wird hier anstelle des Gaußmodells ein kubisches Modell (Gleichung 4.11) verwendet (ABABOU ET AL., 1994; WACKERNAGEL, 1998). Es zählt zu den begrenzten Modellen und wird folgendermaßen berechnet:

$$\gamma(h) = \begin{cases} c_0 + c_1 \left(7 \left(\frac{h}{a}\right)^2 - 8,75 \left(\frac{h}{a}\right)^3 + 3,5 \left(\frac{h}{a}\right)^5 - 0,75 \left(\frac{h}{a}\right)^7 \right) & \text{für } h \leq a \\ c_0 + c_1 & \text{für } h > a \end{cases} \quad (4.11)$$

Wenn es Variationen der Variable gibt, die in bestimmten Maßstabsbereichen dominant sind, zeigt sich das durch einen abgeknickten oder gestuften Variogrammverlauf. Solche Strukturen können durch die Kombination mehrerer Modelle mit unterschiedlichem Sill und Range dargestellt werden. Diese werden als genestete Variogrammmodelle bezeichnet. Solche genesteten Modelle werden in dieser Arbeit verwendet (vgl. 5.6.2).

4.2.2.3 Anisotropie

Der räumliche Zusammenhang kann in verschiedene Richtungen unterschiedlich ausgeprägt sein. Während sich z. B. die Variable in die eine Richtung sehr glatt darstellt, kann sie in eine andere eine größere Rauigkeit aufweisen. Ist dies der Fall, spricht man von einer Anisotropie. Um eine Anisotropie feststellen zu können, muß man experimentelle Variogramme für unterschiedliche Richtungen (Richtungsvariogramme) berechnen und miteinander vergleichen. Zur Berechnung von Richtungsvariogrammen werden im Gegensatz zu omnidirektionalen Variogrammen nur diejenigen Punktpaare verwendet, die in einer bestimmten Richtung zueinander angeordnet sind. Dazu unterteilt man die Umgebung um jeden Punkt in Sektoren (Winkelklassen) und diese wieder in Abstandklassen $h \pm \delta h$. Gegebenenfalls werden die Sektoren noch über einen Bandbreitenparameter in ihrer maximalen Breite eingeschränkt. Die zur Variogrammberechnung verwendeten Punktpaare müssen dann nicht nur innerhalb des Sektors zueinander ausgerichtet sein, sondern dürfen auch nicht weiter als die vorgegebene Bandbreite vom Richtungsvektor des Richtungsvariogramms abweichen.

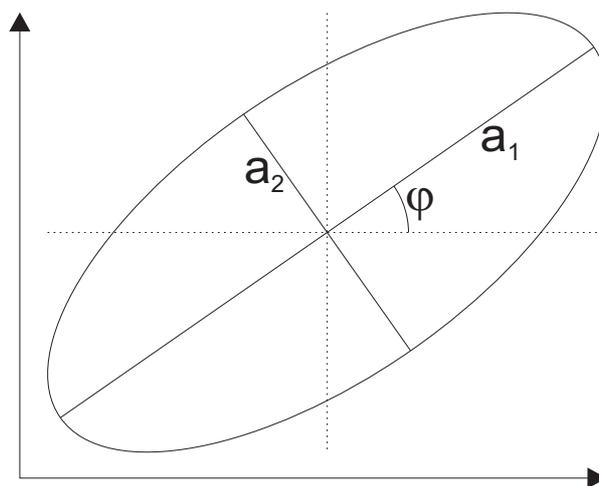


Abbildung 4.2: Darstellung des Ranges bei geometrischer Anisotropie. Größter Range a_1 in Richtung φ , kleinster Range a_2 orthogonal dazu (nach WEBSTER & OLIVER (2001)).

An die so bestimmten Richtungsvariogramme werden Variogrammodelle gleichen Typs angepaßt. Im Fall von zwei Richtungsvariogrammen liegen die Richtungen der Variogramme senkrecht zueinander. Haben die Modelle der Richtungsvariogramme gleiche Sill- und Nuggetwerte und lediglich unterschiedliche Ranges, spricht man von einer geometrischen Anisotropie. Eine Anisotropie kann aber auch im Sill oder im Nugget vorliegen. Dies wird dann häufig als zonale Anisotropie bezeichnet, die Verwendung dieses Begriffs ist aber nicht ganz eindeutig definiert (ISAAKS & SRIVASTAVA, 1989; ZIMMERMAN, 1993). In der gängigen Geostatistik-Software wird meist nur die geometrische Anisotropie berücksichtigt. Die unterschiedlichen Ranges bei der geometrischen Anisotropie spannen eine Ellipse auf (Abb. 4.2). Das Richtungsvariogramm mit dem größten Range a_1 liegt in Richtung φ . Das Verhältnis von a_1 zu a_2 gibt das Anisotropieverhältnis an. Will man alle möglichen Richtungsvariogramme gleichzeitig berechnen, geschieht dies in Form einer Variogrammkarte. Anisotropien drücken sich darin in einer elliptischen Form der Linien gleichen Variogrammwerts aus.

4.2.2.4 Modellanpassung

Die Anpassung eines Variogrammodells erfolgt entweder visuell oder automatisiert. Bei der visuellen Anpassung von Hand sind Erfahrung und Expertenwissen notwendig. Der Modelltyp und die Modellparameter werden anhand der Form des experimentellen Variogramms gewählt, wobei theoretische Überlegungen über die tatsächliche räumliche Struktur der Variable einfließen können. Das Modell wird zusammen mit dem experimentellen Variogramm dargestellt und die Anpassung der einzelnen Parameter wird so oft wiederholt, bis das Modell augenscheinlich den Verlauf des experimentellen Variogramms optimal wiedergibt. Da dieses Vorgehen allerdings recht aufwendig ist, kann es z. B. bei der Variographie in (engl.) moving windows (HAAS, 1990) nicht angewendet werden. Hier werden dann automatisierte Anpassungsmethoden eingesetzt.

Bei der automatisierten Anpassung wird der quadrierte Abstand zwischen experimentellem Variogramm und Modell mit einer Kleinste-Quadrate-Methode (engl. least squares fit) minimiert. Da der Zusammenhang zwischen experimentellem Variogramm und Modell stark nichtlinear ist, benötigt man ein Anpassungsverfahren wie etwa die LEVENBERG-MARQUARDT Methode (MARQUARDT, 1963), die u. a. von JIAN ET AL. (1996) als die geeignetste für nichtlineare Anpassungen angesehen wird. Da die Anpassung gerade für kleine lags (h) möglichst genau sein soll, muß mit einer Gewichtung gearbeitet werden. Dies kann die Anzahl n oder die Varianz der Wertepaare in den einzelnen lags h sein. Wird diese automatisierte Anpassung allerdings nicht überwacht durchgeführt, kann das in den Fällen, in denen das experimentelle Variogramm stark fluktuiert, zu fragwürdigen Anpassungen kommen. Daher ist bei automatisierten Methoden immer Vorsicht geboten. Welche Methode

letztlich die beste ist, ist nach wie vor strittig und wird sehr kontrovers diskutiert (WEBSTER & OLIVER, 2001).

4.2.3 Kriging

Wenn der räumliche Zusammenhang über das Variogrammodell bestimmt wurde, folgt der zweite Schritt des Krigingverfahrens, die Schätzung eines Wertes $\hat{z}(x_0)$ über N Stützwerte $z(x_i)$, $i = 1, \dots, N$ in der Umgebung U um x_0 . Die maximale Ausdehnung und Ausrichtung von U wird über die Reichweite des verwendeten Variogramms definiert (Abb. 4.2), da Punkte, die weiter von x_0 entfernt liegen als der Range des verwendeten Variogrammodells, einen geringen bis überhaupt keinen deterministischen räumlichen Zusammenhang mit $z(x_0)$ haben. Im Falle einer geometrischen Anisotropie muß auch U eine elliptische Form annehmen, damit die Richtungsabhängigkeit des räumlichen Zusammenhangs berücksichtigt wird (Abb. 4.2).

4.2.3.1 Auswahl von Stützpunkten

Die Anzahl und Verteilungsdichte der Stützpunkte innerhalb der Umgebung U hat Einfluß auf das Schätzergebnis. Werden zu viele Punkte ausgewählt, erhöht sich die Rechenzeit und das Kriginggleichungssystem kann sehr groß werden. Bei großen Kriginggleichungssystemen hat die Krigingmatrix oft eine hohe Kondition. Dadurch wird das Kriginggleichungssystem instabil. Es läßt sich nicht eindeutig lösen oder es entstehen fehlerhafte Schätzergebnisse (Artefakte). Deshalb wird die Menge der Stützpunkte auf eine bestimmte Anzahl beschränkt. Auch die Verteilungsdichte beeinflusst die Kondition. Liegen sowohl Punktepaare mit kleinen als auch mit großen Distanzen zueinander vor, erhöht sich die Kondition des Kriginggleichungssystems (DAVIS & MORRIS, 1997).

Die Punktauswahl soll anhand verschiedener Auswahlverfahren in Abb. 4.3 für die zwölf nächstgelegenen Stützpunkte innerhalb eines Suchkreises verdeutlicht werden. Die Datenverteilung entspricht in etwa der, die bei den Radaraltimeterdaten zu erwarten ist. Bei der häufig verwendeten Abstandssuche (Abb. 4.3 a) werden die Punkte allein über ihren Abstand zum Schätzpunkt ausgewählt. Das hat zur Folge, daß keine Daten aus dem unteren Teil des Suchkreises berücksichtigt werden. Einige Punkte liegen sehr nahe beieinander. Dadurch kann die Kondition der Krigingmatrix sehr groß werden. Deshalb wird bei der Sektorensuche der Suchkreis in Sektoren unterteilt (Abb. 4.3 b). Meist sind diese Sektoren Quadranten oder Oktanten. Die Suche wird dahingehend eingeschränkt, daß die maximale Punktzahl pro Sektor definiert wird. Wie sich an diesem Beispiel zeigt, ändert sich die Verteilung der ausgesuchten Stützpunkte nur geringfügig. Punkte, die mehr oder weniger die gleiche Ausrichtung zum Schätzpunkt haben, enthalten redundante Informatio-

nen und können sich gegenseitig sogar völlig abschirmen (engl. screening effect). Dies wird in Abb. 4.3 c) mit berücksichtigt. Hier werden zusätzlich zu den Sektoren Abstandsklassen eingeführt. Stützpunkte in der ersten Abstandsklasse liegen zu nah am Schätzpunkt und werden nicht verwendet. Wird ein Stützpunkt ausgewählt, dürfen die weiteren Stützpunkte weder aus einer benachbarten Richtungsklasse noch einer benachbarte Abstandsklasse stammen. Damit verteilen sich die Stützpunkte gleichmäßiger im Suchkreis, die Abstände zwischen den Punkten werden ausgeglichener und die Auswirkung des Screening Effekts verringert sich.

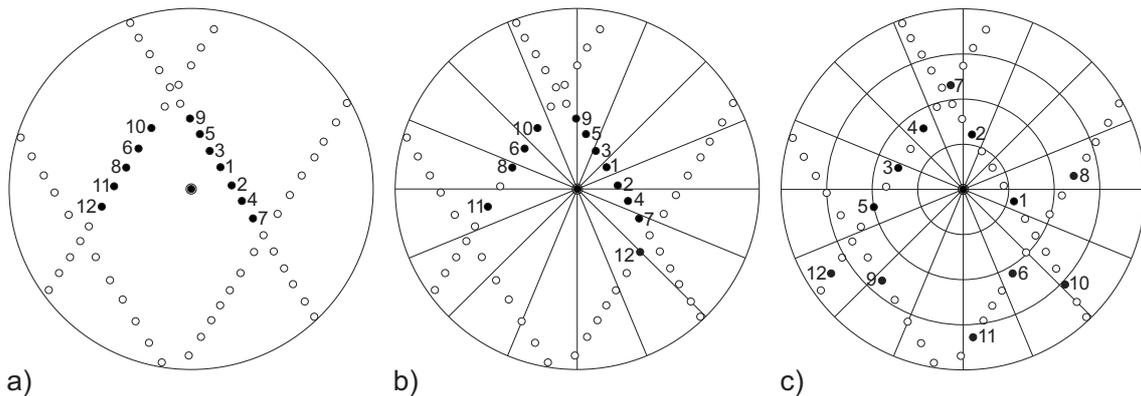


Abbildung 4.3: Auswahl der zwölf nächstgelegenen Stützpunkte in einem Suchkreis um den Schätzpunkt nach drei verschiedenen Verfahren. Die Datenverteilung entspricht der von Radaraltimetermessungen entlang von Tracks. Die Numerierung gibt die Reihenfolge der Auswahl an. a) Abstandssuche, die Punkte werden allein über den Abstand ausgewählt. b) Sektorensuche, die Punkte werden zuvor in Sektoren aufgeteilt. c) Einteilung in Abstands- und Sektorenklassen. Auswahl unter Berücksichtigung des minimalen Abstands zwischen den Punkten und des Screening Effekts.

4.2.3.2 Schätzung

Die Schätzung eines Wertes $\hat{z}(x_0)$ erfolgt über eine Linearkombination der mit den Gewichten α_i gewichteten Stützwerte $z(x_i)$:

$$\hat{z}(x_0) = \sum_{i=1}^N \alpha_i z(x_i) \quad \text{mit } \alpha_i \in \mathbb{R}; x_0, x_i \in U \quad (4.12)$$

Je näher ein Punkt x_i bei x_0 liegt, desto größer ist sein Gewicht. Wird der tatsächliche Wert $z(x_0)$ über $\hat{z}(x_0)$ geschätzt, entsteht der Schätzfehler $\epsilon_0 = [z(x_0) - \hat{z}(x_0)]$. Dieser Schätzfehler muß minimiert werden, damit der Schätzwert dem tatsächlichen Wert so gut wie möglich entspricht. Die Minimierung des Schätzfehlers erfolgt durch die Kleinste-Quadrate-Methode. Hierbei werden die Gewichte α_i so bestimmt, daß

der Erwartungswert des Schätzfehlers $E[\epsilon_0] = 0$ ist und die Varianz der Schätzfehlerquadrate ϵ_0^2 minimal wird.

$$VAR[\epsilon_0^2] = VAR[\{z(x_0) - \hat{z}(x_0)\}^2] = VAR[\{z(x_0) - \alpha_i z(x_i)\}^2] \stackrel{!}{=} \min \quad (4.13)$$

Um die Gewichte zu bestimmen, wird folgendes Kriginggleichungssystem gelöst:

$$\sum_{i=1}^N \alpha_i \gamma(x_i, x_j) = \gamma(x_0, x_j) \quad \text{mit } j = 1, 2, \dots, N \quad (4.14)$$

Die geschätzten Werte $\hat{z}(x)$ schwanken um die tatsächlichen Werte. Diese Schwankung (σ^2) wird über die Krigingvarianz ausgedrückt.

$$\sigma^2 = VAR[\{z(x_0) - \hat{z}(x_0)\}] \quad (4.15)$$

Alle Krigingtypen basieren auf dieser Schätzfehlerminimierung. Man kann jedoch eine ganze Reihe unterschiedlicher Krigingtypen mit unterschiedlichen Eigenschaften unterscheiden. Der am häufigsten eingesetzte Typ ist das (engl.) ordinary kriging. Damit die Schätzung erwartungstreu ist, muß hierbei die zusätzliche Bedingung, daß die Summe der Gewichte $\alpha_i = 1$ ergibt, erfüllt werden. Man erhält ein lineares Kriginggleichungssystem mit $N + 1$ Gleichungen, das eindeutig gelöst werden kann, indem man den Lagrange-Parameter λ einführt. Das Kriginggleichungssystem, hier in Matrixform, wird um eine Gleichung ergänzt.

$$\begin{pmatrix} \gamma(x_1, x_1) & \cdots & \gamma(x_1, x_N) & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \gamma(x_N, x_1) & \cdots & \gamma(x_N, x_N) & 1 \\ 1 & \cdots & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \alpha_1 \\ \vdots \\ \alpha_N \\ \lambda \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma(x_0, x_1) \\ \vdots \\ \gamma(x_0, x_N) \\ 1 \end{pmatrix} \quad (4.16)$$

Das zugehörige Gleichungssystem der Krigingvarianz lautet dann:

$$\sigma^2(x_0) = \sum_{i=1}^N \alpha_i \gamma(x_0, x_i) + \lambda(x_0) \quad (4.17)$$

Entspricht einer der Stützpunkte x_i dem Schätzpunkt x_0 , dann wird die Krigingvarianz minimal, wenn $\alpha_i = 1$ und alle $\alpha_j = 0 \forall j \neq i$. Setzt man diese Gewichte in das Kriginggleichungssystem ein, erhält man für $\hat{z}(x_i)$ genau den Wert $z(x_0)$. Damit ist Kriging ein exaktes Interpolationsverfahren (WEBSTER & OLIVER, 2001). Hat man die Gewichte α_i bestimmt, berechnet sich der Schätzwert über Gleichung 4.12. Die Schätzung wird dann für andere Schätzpunkte, z. B. alle Gitterpunkte eines Schätzgitters, wiederholt.

4.2.3.3 Vorteile des Krigingverfahrens

Beim Vergleichen mit anderen Interpolationsverfahren hat sich das Kriging oft als das bessere erwiesen, weil es den tatsächlich gegebenen räumlichen Zusammenhang der Variable berücksichtigt (GOOVAERTS, 1999). Es zählt zu den exakten und verteilungsfreien Interpolationsverfahren und ist damit vielfältig einsetzbar. Kriging ist zwar aufwendiger als andere Interpolationsverfahren, es beschreibt die Variable jedoch besser, weil die Schätzung nicht allein auf rein theoretischen Beschreibungen, sondern auf den tatsächlichen Meßwerten beruht (HERZFELD ET AL., 1998). Allerdings muß eine ausreichende Menge an Meßpunkten vorhanden sein, damit sich sinnvolle experimentelle Variogramme berechnen lassen. Die Schätzung über einen stochastischen Ansatz beinhaltet zwar einen Schätzfehler, da das Kriging aber ein BLUE-Verfahren (engl. best linear unbiased estimation) ist, wird die Varianz des Schätzfehlers minimiert. Neben dem eigentlichen Schätzergebnis liefert das Kriging im Gegensatz zu den deterministischen Verfahren auch die Schätzvarianz (Krigingvarianz) selbst (WEBSTER & OLIVER, 2001). Allerdings ist diese lediglich eine Funktion der Datenanordnung, des gewählten Variogrammodells und des angewendeten Krigingverfahrens (HENLEY, 1987). Kriging ist stabil gegenüber falschen Variogrammtypen oder schlecht angepaßten Variogramparametern (CRESSIE & ZIMMERMAN, 1992) und robust, d. h. wenig anfällig gegenüber Ausreißern oder unregelmäßigen Datenverteilungen (MYERS, 1985). Es gibt zwar hoch robuste Variogrammvarianten (GENTON, 1998), wird aber zuvor eine Ausreißeranalyse und Trendbereinigung durchgeführt, erhöht das die Robustheit der verwendeten Variogramme.

Weitere Ausführungen zu den Grundlagen der Geostatistik finden sich u. a. in den Standardwerken der Geostatistik: (ISAAKS & SRIVASTAVA, 1989; JOURNAL & HUIJBREGTS, 1997; GOOVAERTS, 1997; ARMSTRONG, 1998; BURROUGH & McDONNELL, 1998; WACKERNAGEL, 1998; WEBSTER & OLIVER, 2001; DAVIS, 2002).

4.3 Stratifiziertes Kriging mit Grenzzonen

In der Realität kommt es oft vor, daß sich Regionen mit verschiedenen räumlichen Strukturen im Untersuchungsgebiet voneinander unterscheiden lassen. Dies stellt ein Problem für alle räumlichen Interpolationsmethoden dar, da sie von der Kontinuität der zu schätzenden Variable ausgehen. Bei den Krigingverfahren wird in diesem Fall das stratifizierte Kriging eingesetzt (BOUCNEAU ET AL., 1996; WEBSTER & OLIVER, 2001).

4.3.1 Stratifiziertes Kriging

Sind die einzelnen Regionen in ihren Strukturen sehr unterschiedlich und führt man das Ordinary Kriging auf der Basis eines einzelnen Variogramms über alle diese verschiedenen Regionen durch, wird der räumliche Zusammenhang der jeweiligen Regionen bei der Schätzung nicht richtig wiedergegeben. Aus diesem Grund wird das Ordinary Kriging in den jeweiligen Regionen separat durchgeführt. Da dies zuerst im Rahmen der Bodenkunde für Bodentypen auf unterschiedlichen geologischen Schichten (Straten) versucht wurde, spricht man hierbei vom stratifizierten Kriging. Ein Untersuchungsgebiet wird dabei anhand von sekundären Informationen (z. B. Karten, Expertenwissen) in verschiedene Regionen unterteilt (segmentiert). In jeder Region wird die Variographie und das Ordinary Kriging separat durchgeführt. Die Schätzergebnisse werden anschließend wieder im Sinne eines Mosaiks zusammengefügt. Ein solches Vorgehen ist zwar etwas aufwendiger, hat aber den Vorteil, daß die unterschiedlichen Regionen mit geringeren Schätzfehlern modelliert werden, als das beim Ordinary Kriging über das gesamte Untersuchungsgebiet der Fall wäre. Allerdings entstehen so an den Grenzen der Regionen Diskontinuitäten in der zu schätzenden Variable. Außerdem reduziert sich die Datenmenge innerhalb der Regionen, so daß gewährleistet sein muß, daß die Regionen groß genug sind, damit sie über ausreichend Daten für die Variographie verfügen. An den Grenzen der Regionen können Randeffekte entstehen, wenn die Datenmenge dort nicht ausreicht, um sinnvolle Schätzergebnisse zu liefern.

4.3.2 Kriging in Grenzzonen

Um die Randeffekte an den Regionsgrenzen zu vermeiden, wird von BOUCNEAU ET AL. (1998) unter dem Begriff (engl.) *ordinary kriging integrating properties of map delineations* ein verbessertes stratifiziertes Kriging eingeführt. Hierbei wird berücksichtigt, daß es zwischen den Regionen entweder diskontinuierliche (scharf abgegrenzte) oder kontinuierliche (fließende) Übergänge gibt. Bei BOUCNEAU ET AL. (1998) sind die benachbarten Regionen (Bodentypen) durch Grenzlinien klar voneinander abgegrenzt (Abb. 4.4 a). Die Charakterisierung des Übergangs als Grenzlinie stimmt aber nicht immer mit der Realität überein. Entweder ist der Übergang tatsächlich diskontinuierlich, die Grenzlinie ist aber ungenau kartiert (Abb. 4.4 b) und stimmt nicht mit dem tatsächlichen Grenzverlauf überein oder der Übergang zwischen zwei benachbarten Regionen ist kontinuierlich und läßt sich nicht in einer festen Grenze ausdrücken (Abb. 4.4 c). In den beiden letzten Fällen führt das zu einer Grenzzone, einem Unsicherheitsbereich, für den die Position der Grenzlinie nicht eindeutig zu definieren ist.

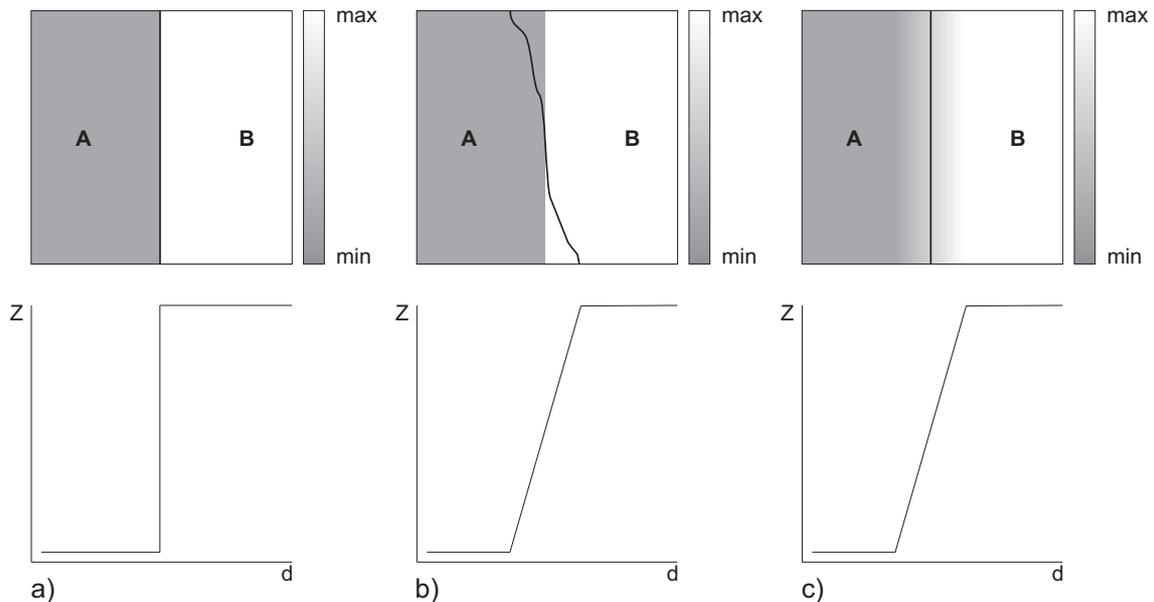


Abbildung 4.4: Oben: Karten einer regionalisierten Variable mit zwei Regionen A und B. Die Eigenschaften der Variable ändern sich in Karten a) und b) abrupt, in Karte c) kontinuierlich. Unten: Mittleres Verhalten der Variable als Funktion der Distanz d zur Grenzlinie. In a) stimmt die Grenzlinie mit der Diskontinuität überein. In b) weicht die Grenzlinie von der Diskontinuität ab, was einen Unsicherheitsbereich hervor ruft. In c) liegt die Grenzlinie in einem kontinuierlichen Übergangsbereich (nach BOUCNEAU ET AL. (1998)).

4.3.2.1 Übergänge zwischen benachbarten Regionen

BOUCNEAU ET AL. (1998) unterscheiden vier verschiedene Typen von Übergängen zwischen benachbarten Regionen mit unterschiedlichen Eigenschaften (z. B. Varianz), je zwei mit diskontinuierlichem und kontinuierlichem Übergang.

1. Diskontinuität mit genauer Abgrenzung
2. Diskontinuität mit ungenauer Abgrenzung
3. Kontinuität ohne Varianzwechsel
4. Kontinuität mit Varianzwechsel

Während die Diskontinuität zwischen zwei Regionen im ersten Fall durch die Grenze genau definiert ist, liegt die Grenze bei einer Diskontinuität mit ungenauer Abgrenzung in einem Unsicherheitsbereich. Bei der Kontinuität ohne Varianzwechsel gehen die beiden Regionen ineinander über, ohne daß ein Unterschied zwischen beiden besteht, eine Grenze existiert faktisch nicht. Beim kontinuierlichen Übergang mit Varianzwechsel gehen die beiden Regionen zwar fließend ineinander über, die räumlichen Strukturen unterscheiden sich dennoch deutlich voneinander in ihrer Varianz. Die Unterschiede der vier verschiedenen Übergangstypen werden in Abb. 4.5 verdeut-

licht. Die Werte in der Nähe der Grenze zweier benachbarter Regionen werden bzgl. ihrer Distanz zur Grenze (d) aufgetragen. In Abb. 4.5a und b sind die Mittelwerte beider Regionen (Z_A und Z_B) deutlich unterschiedlich, die Häufigkeitsverteilung der Werte ist bimodal. Während in a eine deutliche Trennung erkennbar ist, liegen in b Werte aus beiden Regionen innerhalb einer Grenzzone. In Abb. 4.5c und d liegt ein kontinuierlicher Übergang vor, die Häufigkeitsverteilung ist unimodal. Allerdings ist in d die Varianz der Region B höher als bei Region A.

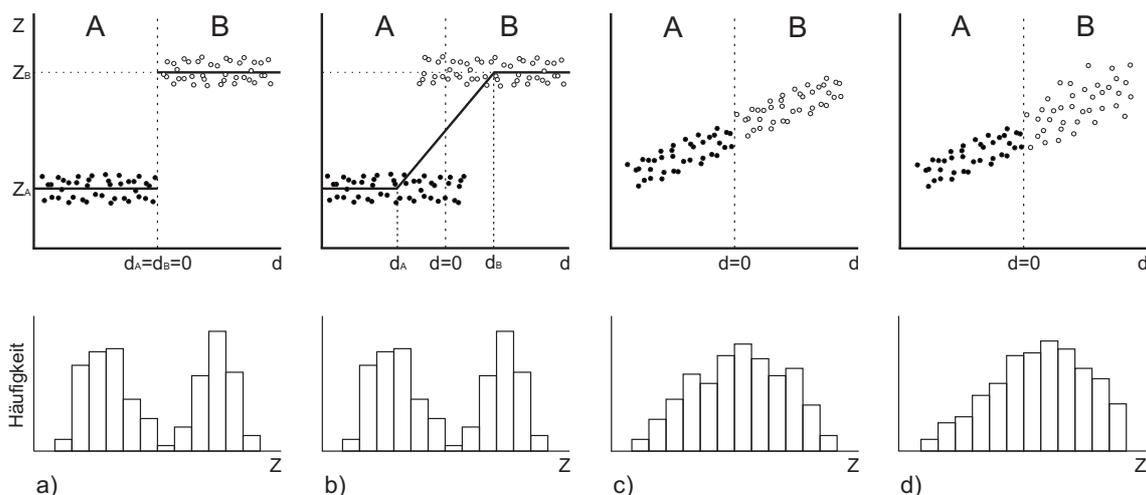


Abbildung 4.5: Übergangstypen zwischen Region A und B. Oben: Diagramme der Werte der Variable Z gegen die Distanz d im Bereich der Grenzlinie bei $d = 0$. d_A und d_B markieren die Grenzen des Unsicherheitsbereichs (Grenzzone). Unten: Histogramme der Variable Z im grenznahen Bereich. a) Diskontinuität mit genauer Abgrenzung, b) Diskontinuität mit ungenauer Abgrenzung, c) Kontinuität ohne Varianzwechsel, d) Kontinuität mit Varianzwechsel (nach BOUCNEAU ET AL. (1998)).

4.3.2.2 Stratifiziertes Kriging mit Grenzzonen

Will man den Typ des Übergangs zwischen zwei benachbarten Regionen berücksichtigen, benötigt man für jeden Typ eine eigene Art der Interpolation.

1. Diskontinuität mit genauer Abgrenzung

Da die Annahme der Quasi-Stationarität (JOURNEL & HUIJBREGTS, 1997) bei Diskontinuitäten ungültig ist, werden Variographie und Kriging in den Regionen im Sinne des stratifizierten Krigings getrennt durchgeführt (Abb. 4.6 a). Für ein Untersuchungsgebiet D mit den beiden Regionen A und B gilt:

$$D = A \cup B, \quad A \cap B = \emptyset \quad (4.18)$$

2. Diskontinuität mit ungenauer Abgrenzung

Hierbei liegt eine Grenzzone U vor, in der sowohl die Grenzlinie als auch die tatsächliche Diskontinuität liegen. Für die beiden Regionen A und B gilt dann:

$$D = A \cup B, \quad A \cap B = \emptyset, \quad U \subset (A \cup B) \quad (4.19)$$

Wenn der Schätzpunkt x_0 außerhalb von U liegt, gelten für x_0 folgende Wahrscheinlichkeiten P :

$$\begin{cases} P(x_0 \in A) = 1 \\ P(x_0 \in B) = 0 \end{cases} \quad \forall x_0 \in A \setminus U \quad (4.20)$$

$$\begin{cases} P(x_0 \in B) = 1 \\ P(x_0 \in A) = 0 \end{cases} \quad \forall x_0 \in B \setminus U$$

Dabei sind $A \setminus U$ diejenigen Schätzpunkte x_0 , die nicht in U enthalten sind (analog für B). Da die tatsächliche Position der Diskontinuität innerhalb von U unbekannt ist, ist unsicher, ob x_0 in A oder B liegt. Dann gelten folgende Wahrscheinlichkeiten:

$$\begin{cases} 0 < P(x_0 \in A) < 1 \\ 0 < P(x_0 \in B) < 1 \\ P(x_0 \in A) + P(x_0 \in B) = 1 \end{cases} \quad \forall x_0 \in U \quad (4.21)$$

Die Wahrscheinlichkeiten lassen sich als Funktionen der Distanz zur Grenzlinie mit $d(x_0)$ beschreiben. Es bestehe Symmetrie, so daß die Unsicherheit, zu welcher Region x_0 gehört, in der Mitte von U maximal ist. Dort ist die Wahrscheinlichkeit $P(x_0 \in A) = P(x_0 \in B) = 0,5$, die Distanz ist $d = (d_A - d_B)/2$. Wenn die Wahrscheinlichkeiten zu den Grenzen von U linear verlaufen, dann gilt:

$$\begin{cases} P(x_0 \in A) = \frac{|d(x_0) - d_B|}{|d_A - d_B|} \\ P(x_0 \in B) = 1 - \frac{|d(x_0) - d_B|}{|d_A - d_B|} \end{cases} \quad \text{für } d_A \leq d(x_0) \leq d_B \quad (4.22)$$

Dabei kennzeichnet $|d_A - d_B|$ die mittlere Breite der Grenzzone, in der die Diskontinuität liegt. Je breiter diese Zone ist, um so ungenauer ist die Abgrenzung und desto unsicherer ist die Position der Diskontinuität.

Für jede Region wird die Variographie separat durchgeführt. Die Punkte innerhalb von U werden dabei nicht berücksichtigt. Für jedes x_0 in U wird dann die Schätzung einmal mit dem Variogrammodell von A über Stützpunkte aus $A \setminus U$ und einmal mit dem Variogrammodell von B über Stützpunkte aus $B \setminus U$ durchgeführt. Die Stützpunkte in U werden also vernachlässigt.

$$\hat{z}_A(x_0) = \sum_{i=1}^n \alpha_{A,i} z(x_i), \quad x_i \in (A \setminus U), \quad \forall x_0 \in U$$

$$\hat{z}_B(x_0) = \sum_{i=1}^n \alpha_{B,i} z(x_i), \quad x_i \in (B \setminus U), \quad \forall x_0 \in U$$
(4.23)

Das Schätzergebnis für die x_0 in U ist dann die über die Wahrscheinlichkeiten gewichtete Summe der Schätzungen (Abb. 4.6 b):

$$\hat{z}(x_0) = P(x_0 \in A) \hat{z}_A(x_0) + P(x_0 \in B) \hat{z}_B(x_0)$$
(4.24)

3. Kontinuität ohne Varianzwechsel

Eine Abgrenzung zweier Regionen macht in diesem Fall keinen Sinn. Daher kann diese Grenze ignoriert werden. Man führt die Variographie und das Ordinary Kriging über die Stützpunkte aus beiden Regionen durch (Abb. 4.6 c).

4. Kontinuität mit Varianzwechsel

Hier werden die Variogrammodelle für jede Region separat bestimmt, beim Kriging wird jedoch über die Stützpunkte aus beiden Regionen gerechnet (Abb. 4.6 d).

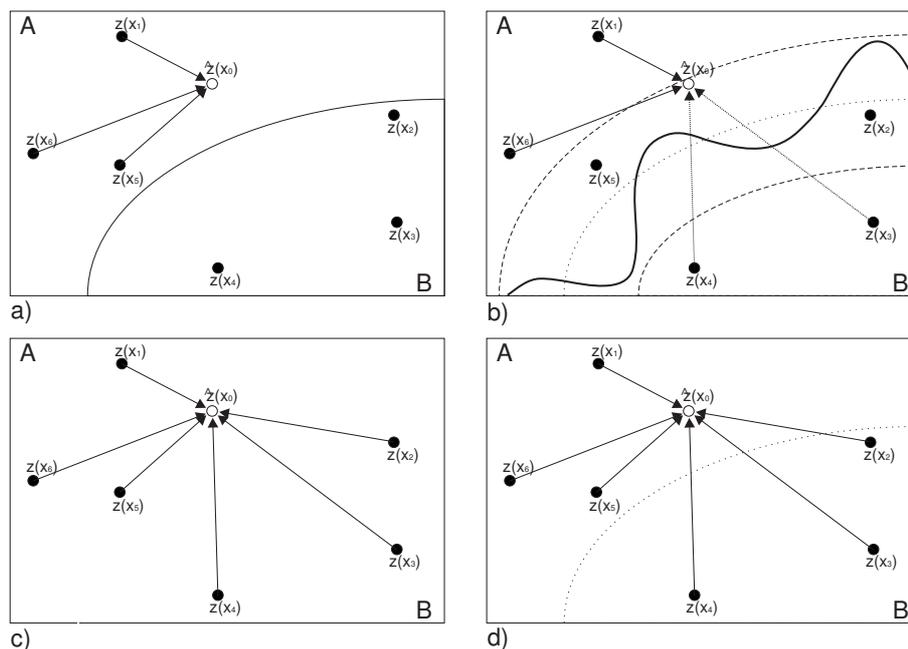


Abbildung 4.6: a) Schätzung bei Diskontinuität mit genauer Abgrenzung, b) Schätzung bei Diskontinuität mit genauer Abgrenzung, c) Schätzung bei Diskontinuität ohne genaue Abgrenzung und d) Schätzung bei Kontinuität mit Varianzwechsel (nach BOUCNEAU ET AL. (1998)).

4.4 Validierung

Bei der Schätzung begeht man zwangsläufig einen Interpolations- oder Schätzfehler. Zwar wird beim Kriging der Schätzfehler minimiert, seine Größe an einem Schätzpunkt läßt sich aber nicht exakt messen, sofern der tatsächliche Wert an diesem Punkt nicht bekannt ist. Um die Güte der Schätzung beurteilen zu können, kann entweder der Schätzfehler für die Meßpunkte berechnet werden, für die der tatsächliche Wert bekannt ist, oder man versucht den Schätzfehler über die umliegenden Stützpunkte in der Umgebung des Schätzpunkts abzuschätzen, was bei der Berechnung des Noiselevels gemacht wird.

4.4.1 Kreuzvalidierung

Bei der Kreuzvalidierung wird sukzessive jeder Meßpunkt x_i entfernt. An derselben Stelle wird dann ein Schätzwert $\hat{z}(x_i)$ berechnet. Die Differenz zwischen bekanntem Meßwert $z(x_i)$ und Schätzwert ist der Kreuzvalidierungsschätzfehler an dieser Stelle. Aus allen Schätzfehlern kann dann der mittlere Schätzfehler δ für alle Stützpunkte berechnet werden:

$$\delta = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\hat{z}(x_i) - z(x_i)] \quad (4.25)$$

Da δ anfällig gegenüber Extremwerten ist, wird statt dessen der Median des Schätzfehlers verwendet:

$$\delta_m = \text{Median}[\hat{z}(x_i) - z(x_i)] \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (4.26)$$

Die Ergebnisse der Kreuzvalidierung sind allerdings abhängig von den Variogrammparametern und der Anordnung der Daten in der Suchumgebung. Der Schätzfehler steigt an, wenn der Nuggeteffekt zunimmt oder sich die Datendichte verringert. Das Variogramm bleibt beim stratifizierten Kriging zumindest innerhalb der einzelnen Regionen immer dasselbe und die Datendichte innerhalb der Krigingumgebungen ist ebenfalls durch die sich kreuzenden Tracks in etwa vergleichbar (YFANTIS ET AL., 1987). Allerdings werden die Abstände der Tracks aufgrund der Erdkrümmung nach Norden immer größer und somit kann dort auch der Schätzfehler systematisch etwas höher liegen. Außerdem ist die mittlere Datenanzahl und damit die Datendichte bei den ERS-1 35d Daten geringer als bei den ERS-2 Daten.

4.4.2 Noiselevel

Die Kreuzvalidierung ist zwar in der Lage, die Güte der Schätzung an den Meßpunkten anzugeben, nicht aber an den Schätzpunkten selbst. Im Gegensatz zu anderen

Interpolationsverfahren liefert Kriging zwar die Krigingvarianz, diese ist jedoch homoskedastisch, d. h. sie ist nicht abhängig von den Stützwerten, sondern von deren räumlicher Verteilung. Sie spiegelt also lediglich das Muster der Datenverteilung wider und ist daher zur Beurteilung der Schätzung ungeeignet.

Da der tatsächliche Wert an einem Gitterpunkt nicht bekannt ist, läßt sich der Kriging-Schätzfehler lediglich abschätzen. Die Schätzfehlerabschätzung erfolgt über das (engl.) noiselevel. Messungen enthalten immer einen gewissen Anteil an systematischen und zufälligen Fehlern. Die zufälligen Fehler werden als Rauschen (engl. noise) bezeichnet. Während die systematischen Fehler über die verschiedenen Datenkorrekturen weitestmöglich herausgerechnet werden können, läßt sich das zufällige Rauschen nicht exakt bestimmen, sondern lediglich schätzen.

$$z(x_0) = z^*(x_0) + \epsilon_0 \quad (4.27)$$

Nach GANDIN (1963) enthält jeder Meßwert $z(x_0)$ an einer Stelle x_0 einen fehlerfreien Anteil $z^*(x_0)$ und einen Noiseanteil ϵ_0 . Eine räumliche Strukturfunktion wie das Variogramm $\gamma(h)$ setzt sich daher ebenfalls aus dem fehlerfreien Variogrammanteil $\gamma^*(h)$ und dem zufälligen Noiselevel $2\sigma_0^2$ zusammen.

$$\gamma(h) = \gamma^*(h) + 2\sigma_0^2 \quad \text{mit } \sigma_0^2 = \bar{\epsilon}_0^2 \quad (4.28)$$

Bei der Distanz $h = 0$ ist $\gamma^*(h) = 0$ und $\gamma(h)$ wird zu $2\sigma_0^2$. Somit kann der Standardfehler $\bar{\epsilon}_0^2$ durch eine Extrapolation von $\gamma(h)$ auf $h = 0$ geschätzt werden (HILLGER & VONDER HAAR, 1988). Das Ergebnis der Noiselevelberechnung ist abhängig von der verwendeten Funktion zur Extrapolation und der Güte der Anpassung der Funktion an $\gamma(h)$.

Zur Berechnung des Noiselevels σ_0 an einer Stelle x_0 wird der räumliche Zusammenhang der Stützpunkte in der Umgebung dieses Punktes anhand eines experimentellen Variogramms ermittelt. An dieses Variogramm wird dann ein Polynom 4. Ordnung angepaßt. Die Anpassung erfolgt im Sinne einer Kleinste-Quadrate-Methode über einen Trust-Regions-Algorithmus (THE MATHWORKS INC., 2004). Die Berechnung wird robust ausgeführt, d. h. Variogrammwerte, die sehr weit von der Anpassungsfunktion abweichen, werden weniger stark berücksichtigt. Ferner werden Variogrammwerte ausgeschlossen, für deren Berechnung weniger als 50 Punktepaare vorliegen. Die Anpassung erfolgt gewichtet über eine Gewichtungsfunktion w .

$$w = \frac{e^{-h}}{e^{-h_{min}}} \quad (4.29)$$

Durch die Normierung über das erste lag des experimentellen Variogramms h_{min} ist das Gewicht dort genau 1, bei größeren lags nimmt die Gewichtungsfunktion exponentiell kleinere Werte an, so daß die Anpassung bei kleinen lags am besten ist. Die

Anpassung verläuft iterativ und ist daher relativ aufwendig. Wird die maximale Anzahl der Iterationen erreicht, kann an das experimentelle Variogramm kein Polynom 4. Ordnung angepaßt werden. Die Anpassung wird mit einem Polynom 3. Ordnung wiederholt. Sollte auch mit diesem Modell keine Anpassung möglich sein, kann an dieser Stelle kein sinnvolles Noiselevel berechnet werden.

$$\sigma_0^2 = a_0 + a_1 h + a_2 h^2 + a_3 h^3 + a_4 h^4 \quad (4.30)$$

Die Koeffizienten des Polynoms (a_i) können nicht frei bestimmt werden. Da die räumliche Varianz nicht negativ sein kann, muß das Polynom im konstanten Koeffizienten a_0 größer oder gleich 0 sein. Ferner muß die Steigung (1. Ableitung) des Polynoms in $\gamma(0)$ gleich 0 sein. Das erreicht man, indem der lineare Koeffizient $a_1 = 0$ gesetzt wird. Außerdem muß das Polynom von $\gamma(0)$ aus ansteigen. Das ist gewährleistet, wenn der quadratische Koeffizient a_2 (2. Ableitung) ebenfalls größer oder gleich 0 ist (HILLGER & VONDER HAAR, 1988).

$$s_0 = \sqrt{\sum_{i=1}^n \sigma_0^2 \alpha_i^2} \quad (4.31)$$

Hat man das quadrierte Noiselevel σ_0^2 bestimmt, läßt sich in Verbindung mit der Summe der quadrierten Kriginggewichte α_i^2 der Schätzung an der Stelle x_0 der Schätzfehler s_0 berechnen (HERZFELD, 2004).

5 Höhenmodellierung im Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System

5.1 Untersuchungsgebiet

Der größte Teil der antarktischen Eismassen bewegt sich über Auslassgletscher zu den Eisschelfen und schließlich ins Südpolarmeer. In diesen Auslassgletschern findet die größte Dynamik der Eismassenänderungen statt. Die Geschwindigkeit des Eises ist hier am größten. Das Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System in der Ostantarktis stellt einen solchen Auslassgletscher dar. Der Lambert Gletscher ist der größte Eisstrom der Erde. Das Amery Eisschelf ist nach Ronne- und Ross-Eisschelf das drittgrößte Eisschelf der Antarktis. Das Einzugsgebiet des Systems umfaßt etwa 10% des ostantarktischen Inlandeises. Eine Zu- oder Abnahme der Eismassen in diesem System kann entscheidende Auswirkungen auf die globale Meeresspiegeländerung haben (THOMAS & BENTLEY, 1978).

Das Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System befindet sich zwischen 55° und 77° Ost und reicht etwa von 68° bis 75° Süd. Das Untersuchungsgebiet umfaßt allerdings nicht das gesamte Einzugsgebiet des Systems, sondern lediglich den eigentlichen Eisstrom, die flankierenden Gebirgszüge, das umgebende Inlandeis und das vorgelagerte Amery Eisschelf. Zur besseren Anschauung ist es in Abb. 5.1a) als Ausschnitt aus dem SAR-Mosaik (Abb. 5.1b) der RADARSAT ANTARCTIC MAPPING MISSION (RAMP) von JEZEK (1999) dargestellt. Der Ausschnitt umfaßt eine Gesamtfläche von 424.080 km² und entspricht dem der verwendeten Radaraltimetern.

5.1.1 Lambert Gletscher

Der Lambert Gletscher vereint sich mit dem Mellor und dem Fisher Gletscher zum größten Eisstrom der Erde. An seiner engsten Stelle ist er immerhin noch etwa 45 km breit. Er durchzieht einen geologischen Graben entlang von 68° Ost. Der Graben wird westlich vom Prince Charles Gebirge und östlich vom Mawson Escarpment flankiert (ALLISON, 1979). Er hat eine Länge von 650 km, gemessen von der Eisfront des Amery Eisschelfs bei 69° Süd bis weit ins Einzugsgebiet des Systems bei etwa 77° Süd (HIGHHAM ET AL., 1995; WARNER & BUDD, 2000).

Bereits seit Beginn der 1960er Jahre wird das Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System intensiv erforscht. Boden- und flugzeuggestützte RES-Messungen zeigen eine

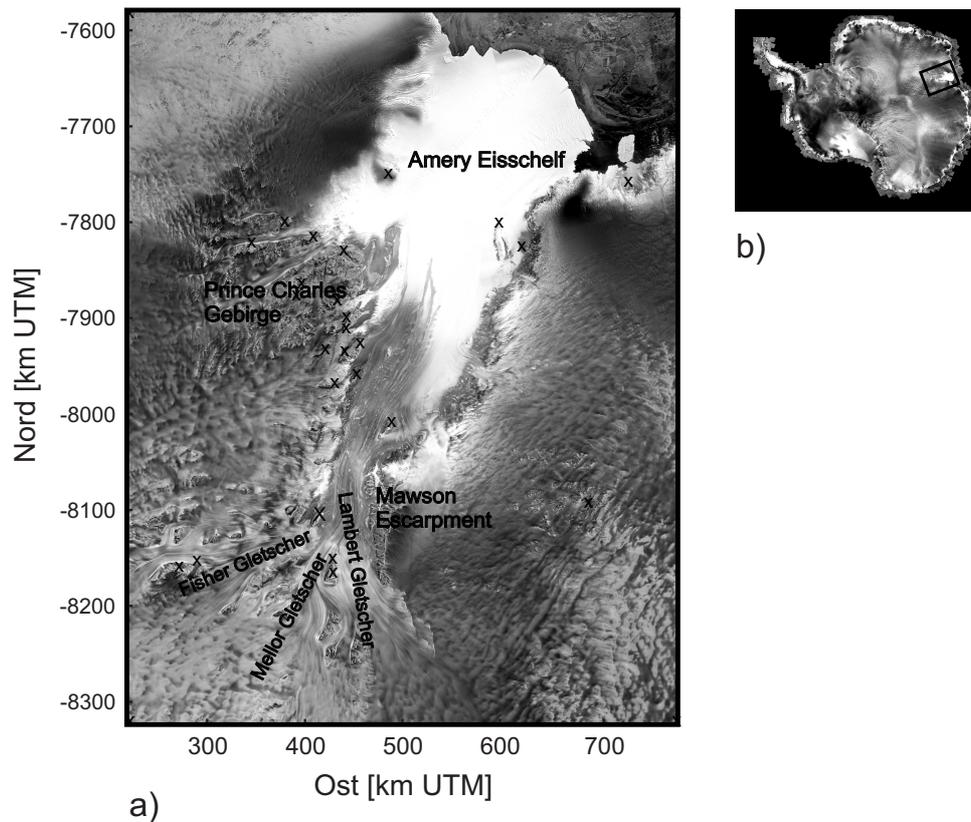


Abbildung 5.1: a) Ausschnitt des Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-Systems aus dem b) RADAR SATELLITE (RADARSAT) SAR-Mosaik der Antarktis. Das Mosaik basiert auf SAR-Bildern aus der Zeit vom 9. September bis 20. Oktober 1997 (JEZEK, 1999). Georeferenzierung des Ausschnitts über 30 Referenzpunkte (x) aus Satellitenbildkarten (AUSTRALIAN ANTARCTIC DIVISION, 1992; U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 1989), UTM-Konvertierung (Mittelmeridian 69° Ost, Zone 42), 215 bis 785 km Ost, 7.578 bis -8.322 km Nord

subglaziale Topographie mit Höhenvariationen von -2.000 m bis 3.500 m über NN. An der tiefsten Stelle, der Konfluenzstufe von Fisher-, Mellor- und Lambert Gletscher, beträgt die Eismächtigkeit 2.500 m (MORGAN & BUDD, 1975; HIGHHAM ET AL., 1995; WARNER & BUDD, 2000). Die Geschwindigkeiten des Eises betragen nach interferometrischen Messungen beim Lambert Gletscher 930 m/a und beim Mellor Gletscher 800 m/a (BUDD ET AL., 1982; YOUNG & HYLAND, 2002; ZWALLY ET AL., 2002).

5.1.2 Amery Eisschelf

Der Lambert Gletscher mündet in das Amery Eisschelf. Daneben fließen zahlreiche kleinere Gletscher zu beiden Seiten des Eisschelfs ein. Aus den Gletschern bilden

sich Fließbänder, die sich bis zur Eisfront hin durchziehen. Das Eisschelf ist mit einer Breite von etwa 250 km das größte der Ostantarktis. Während des polaren Sommers (v. a. im Dezember und Januar) beginnen die Schnee- und Firnauflage zu schmelzen und es bilden sich supraglaziale Schmelzwasserströme (ZWALLY & FIEGLES, 1994; PHILLIPS, 1998). Das Eisschelf unterliegt einem Tidenhub von bis zu 65 cm (PADMAN ET AL., 2002). Im Zentrum des Eisschelfs schiebt sich das Eis mit einer Geschwindigkeiten von 200 bis 350 m/a voran. An der zentralen Eisfront beträgt die Geschwindigkeit ungefähr 1.300 m/a, an den Rändern sind es dagegen 300 bis 500 m/a. Insgesamt benötigt das Eis für die 550 km von der Konfluenz bis zur Eisfront etwa 1.100 Jahre (YOUNG & HYLAND, 2002; ZWALLY ET AL., 2002).

Die Eisfront ist etwa 300 km lang (ZWALLY ET AL., 2002). An ihr brechen episodisch immer wieder große Eisberge ab (BUDD ET AL., 1982). Das letzte große Kalbungereignis fand 1963 statt. Man geht davon aus, daß es beim Amery Eisschelf periodisch alle 70 Jahre zur Kalbung größerer Eisschelfteile kommt (FRICKER ET AL., 2002). An der Unterseite des Eisschelfs schmilzt einerseits ein Teil des Eises ab andererseits friert aber auch ein Teil des Meerwassers wieder ans Eis an (HELLMER & JACOBS, 1992). Die größten Schmelzraten treten vor allem im Südosten und Südwesten des Eisschelfs auf, wo die Eismächtigkeit am größten ist WILLIAMS ET AL. (1998). Das Anfrieren ist dagegen eher von der Meereszirkulation abhängig und findet vorwiegend in den Randbereichen statt (FRICKER ET AL., 2001).

5.1.3 Massenbilanzierung

Eisbohrkerne zeigen, daß das Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System die ansonsten recht ausgeglichene Topographie der Ostantarktis in zwei Klimaregionen unterteilt (XIAO ET AL., 2001). In der Region Kemp Land, westlich des Prince Charles Gebirges ist die Akkumulation verhältnismäßig niedrig. Hier liegt ein divergentes Windfeld vor, durch das die vorherrschende Windrichtung zur Küste hin gerichtet ist (GOODWIN ET AL., 1994). Östlich des Lambert Gletschers ist die Akkumulationsrate noch geringer, da hier katabatische und geostrophische Winde zusammenwirken (HIGHHAM ET AL., 1997). Die Hangneigungen sind hier etwas größer und die Windgeschwindigkeiten damit höher. Die Ostseite liegt gewissermaßen im Windschatten des Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-Systems. Das Einzugsgebiet des Systems zeichnet sich aufgrund kontinentaler Effekte ebenfalls durch eine geringe Akkumulation aus. Der Wind wird durch das Tal des Mellor und des Lambert Gletschers stark kanalisiert (ALLISON, 1998). Insgesamt gesehen ist die Akkumulationsrate in den anderen Teilen der Ostantarktis durchaus höher (GOODWIN ET AL., 1994). Dieser Umstand erschwert das Auffinden einer signifikanten Höhenänderung der Eisoberfläche.

Es existieren bereits verschiedene Untersuchungen zur Massenbilanz des Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-Systems. Die Ergebnisse von ALLISON (1979) und MCIN-

TYRE (1985) beziehen sich auf unterschiedliche Einzugsgebietsgrößen (870.000 und 902.000 km²), Meßdaten und Bilanzierungsmethoden, so daß diese Ergebnisse recht unterschiedlich ausfallen und damit kontrovers diskutiert wurden. Beide stellen ebenso wie FRICKER ET AL. (2000b) eine insgesamt positive Massenbilanz für das Einzugsgebiet des Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-Systems fest. Die Untersuchungen von WU & JEZEK (2004) zeigen, daß insbesondere der Zustrom aus dem Inlandeis in den Lambert Gletscher einen Höhenzuwachs erfährt. Massenbilanzänderungen werden aber nicht nur für das gesamte Einzugsgebiet sondern auch nur für den Lambert Gletscher selbst vorgenommen. HERZFELD ET AL. (1994) schließen aus einem Vorstoß der Grundeislinie auf ein Vorrücken des Lambert Gletschers mit etwa 1 km/a, was als Folge eines Massenzuwachses interpretiert wird. Die Lage der Grundeislinie wird hier mit Hilfe eines Höhenmodells aus ERS-1 Radaraltimeterdaten bestimmt.

5.1.4 Digitale Höhenmodelle

Alle Methoden der Massenbilanzierung in der Antarktis sind auf digitale Höhenmodelle angewiesen. In Abhängigkeit von der wissenschaftlichen Fragestellung benötigt man entweder antarktische oder lokale Höhenmodelle. Die ersten antarktischen Höhenmodelle waren entweder noch recht ungenau (LEVANON, 1982; DREWRY ET AL., 1982) oder die Daten reichten nur bis zu den küstennahen Regionen (HERZFELD & MATASSA, 1999a). Seit 1991 liegen mit ERS-1 erstmals Radaraltimeterdaten vor, die auch weite Teile des zentralantarktischen Inlandeises abdecken.

Es existiert ein antarktisches Höhenmodell aus ERS-1 Radaraltimeterdaten mit einer Gitterauflösung von 5 km (BAMBER, 1994a). Auf der Grundlage digitalisierter topographischer Karten erstellte das U. S. GEOLOGICAL SURVEY (USGS) ein Höhenmodell mit 1 km Auflösung (EROS DATA CENTER (EDC), 1996). Die Höhengenaugigkeit dieses Höhenmodells ist jedoch gerade in steilen und gebirgigen Regionen meist unzureichend. Beim Höhenmodell von LIU ET AL. (1999) werden verschiedene Datenquellen in Form eines Geographischen Informationssystems (GIS) miteinander kombiniert. Zwar werden in den einzelnen Regionen immer nur die Höheninformationen mit der besten Höhengenaugigkeit verwendet, da aber unterschiedliche Aufnahmesysteme eingesetzt werden, ist die Höhen- sowie die Lagegenauigkeit der Höheninformationen recht variabel. Die Höhengenaugigkeit wird mit 2 m über den Eisschelfen angegeben und steigt auf 100 bis 130 m über gebirgigem Gelände an.

Die vorgenannten Höhenmodelle decken die gesamte Antarktis ab und bilden sie zumeist in einer polarstereographischen Projektion ab. Dadurch kann es zu starken Verzerrungen kommen, wodurch die Lagegenauigkeit beeinträchtigt wird und Details nicht gut erkennbar sind. Ein anderer Ansatz wird von HERZFELD (2004) verfolgt: Hier werden Radaraltimeterdaten der Antarktis in Form von einzelnen, sich

randlich überlappenden Höhenmodellen mit 3 km Auflösung berechnet und als ein Atlas aus Höhenlinienkarten dargestellt. Unter Verwendung von SEASAT, GEOSAT und ERS-1 Radaraltimeterdaten entstehen so auch Höhenmodelle des Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-Systems (HERZFELD ET AL., 1993, 1996, 1997; HERZFELD, 1999). Auf der Basis der 168d ERS-1 Radaraltimeterdaten existiert ein Höhenmodell des Amery Eisschelfs mit einer Auflösung von 1 km (FRICKER ET AL., 2000a). Zur Interpolation der Radaraltimeterdaten wird bei diesen Höhenmodellen das Ordinary Kriging eingesetzt (vgl. 4.2.3). STOSIUS & HERZFELD (2004) wenden dagegen das stratifizierte Kriging an, wobei allerdings keine Grenzzonen definiert werden.

5.2 Ausgangsdaten

In dieser Arbeit werden die 168d Radaraltimeterdaten von ERS-1 und die 35d Radaraltimeterdaten von ERS-1 und ERS-2 verwendet (Abb. 3.2). Sie werden von der ICESHEET ALTIMETRY GROUP am NASA/GSFC bereitgestellt und liegen als Level 2-Datensatz in der Version 4 für ERS-1 (14. 4. 1992 bis 1. 4. 1996) und ERS-2 (3. 5. 1995 bis 12. 05. 2002) vor. Sie decken den Raum um das Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System von 59° bis 79° Ost und 68° bis 75° Süd ab. Die geographischen Koordinaten der Ausgangsdaten werden in UTM-Koordinaten überführt, da diese Projektion abstandstreu ist. Dies ist notwendig, da das Krigingverfahren eine Distanzberechnung beinhaltet. Es wird nur der Teil aus den Daten verwendet, der ein vollständiges Rechteck innerhalb des Datenraums beschreibt. Die Eckkoordinaten werden mit dem Programm TRANSVIEW von HERZFELD & MATASSA (1999b) berechnet.

5.2.1 Höhenkorrektur

In den Ausgangsdaten sind die meisten Höhenkorrekturen (vgl. 3.3) bereits implementiert. Es wurden die ionosphärische Korrektur (INTERNATIONAL REFERENCE IONOSPHERE 1990 (IRI90) (BILITZA, 1990)), die troposphärische Korrektur (EUROPEAN CENTER FOR MEDIUM RANGE WAETHER FORECASTS (ECMWF)), geophysikalische Korrekturen (u. a. Erdtiden und Meerestiden (UT CSR3.0, NATIONAL OCEANOGRAPHIC DATA CENTER (1997)) sowie instrumentelle Korrekturen berücksichtigt. Die Flughöhe des Satelliten wird über dem OSU91A-Geoidmodell (RAPP ET AL., 1991) beschrieben, die Höhenwerte sind in Bezug zum WGS84 Ellipsoidmodell umgerechnet. An Stelle des operationellen D-PAF Orbitmodells wird das genauere DGM-E04 Modell eingesetzt (SCHARROO & VISSER, 1998). Es werden nur die Daten verwendet, bei denen sowohl das Retracking (GSFC Version 4) (GODDARD SPACE FLIGHT CENTER, 1997) als auch die Neigungskorrektur (BRENNER ET AL., 1983) durchgeführt wurden.

Die nachträglich durchgeführten Korrekturen umfassen Arbeitsschritte, die nicht standardmäßig in den Ausgangsdaten enthalten sind. Dazu zählen die USO-Korrektur, die SPTR-Korrektur und der Intersatellitenversatz (vgl. 3.3.3) zwischen ERS-1 und ERS-2. Die USO-Korrekturen liegen bei der ERS-1 Mission zwischen -1,1 cm und 2,5 cm, in der ERS-2 Mission zwischen -0,6 cm und 5,3 cm. Die SPTR-Korrekturen schwanken sprunghaft zwischen -0,8 cm und 4 cm bei ERS-1 und zwischen -5,9 cm und 0,6 cm bei ERS-2. Der Höhenversatz zwischen ERS-1 und ERS-2 Daten beträgt 40,9 cm, wobei die ERS-2 Daten um diesen Betrag angehoben werden, um sie auf dasselbe Niveau wie die ERS-1 Daten zu bringen.

5.2.2 Einteilung in Zyklen

Da bei den 168d Radaraltimeterdaten die Datendichte sehr hoch ist (Abb. 5.2), lassen sich hiermit sehr hochaufgelöste Höhenmodelle berechnen, was dann allerdings nur für diese Phase (1994) möglich ist (vgl. 3.1.1). Die 35d Radaraltimeterdaten werden gleichmäßig pro Jahr auf zehn einzelne 35-tägige Zeitfenster (Zyklen) verteilt. Die Zyklen eines Jahres beginnen zum 1. Januar, 6. Februar, 15. März, 20. April, 27. Mai, 2. Juli, 8. August, 13. September, 20. Oktober und 25. November. Zwischen den einzelnen Zyklen eines Jahres liegen ein bis zwei Tage, aus denen keine Daten verwendet werden. Damit verzichtet man zwar auf einen kleinen Teil der Meßdaten, es lassen sich aber jeweils die gleichen Zeiträume aufeinander folgender Jahre miteinander vergleichen und man erhält eine fast durchgehende Meßreihe.

Bei dieser Einteilung kommt es vor, daß zu Beginn und Ende einer Meßphase nicht genügend Daten für einen vollständigen Zyklus vorliegen. Da die Satelliten während ihrer Mission einige Male kurzzeitig abgeschaltet wurden, um Manöver durchzuführen oder weil die Datenaufnahmekapazität des Satelliten nicht ausgereicht hat (vgl. 3.4.5), gibt es Zyklen mit weniger als 35 Tagen mit Daten. Die Mindestanzahl an Tagen mit Daten wird daher für einen gültigen Zyklus auf 28 Tage (80%) festgelegt. Im Durchschnitt umfassen die einzelnen ERS-1 Zyklen etwa 100.000, die ERS-2 Zyklen etwa 120.000 Meßwerte. In den Jahren 1992 und 1993 beträgt die Datenmenge der Zyklen in einigen Fällen weniger als 80.000 Daten. Hier sind große unregelmäßige Datenlücken innerhalb der einzelnen Tracks zu erkennen, die auf fehlerhafte Messungen oder Höhenkorrekturen hindeuten. Diese Zyklen sind für die weitere Analyse ungeeignet und werden nicht weiter berücksichtigt.

5.3 Plausibilitäts- und Ausreißeranalyse

Bei Meßdaten ist stets davon auszugehen, daß sie entweder fehlerhaft sind oder zumindest so extreme Werte aufweisen, daß diese nicht mehr plausibel begründbar sind. Der über die Radaraltimetrie gemessene Höhenwert setzt sich zusammen

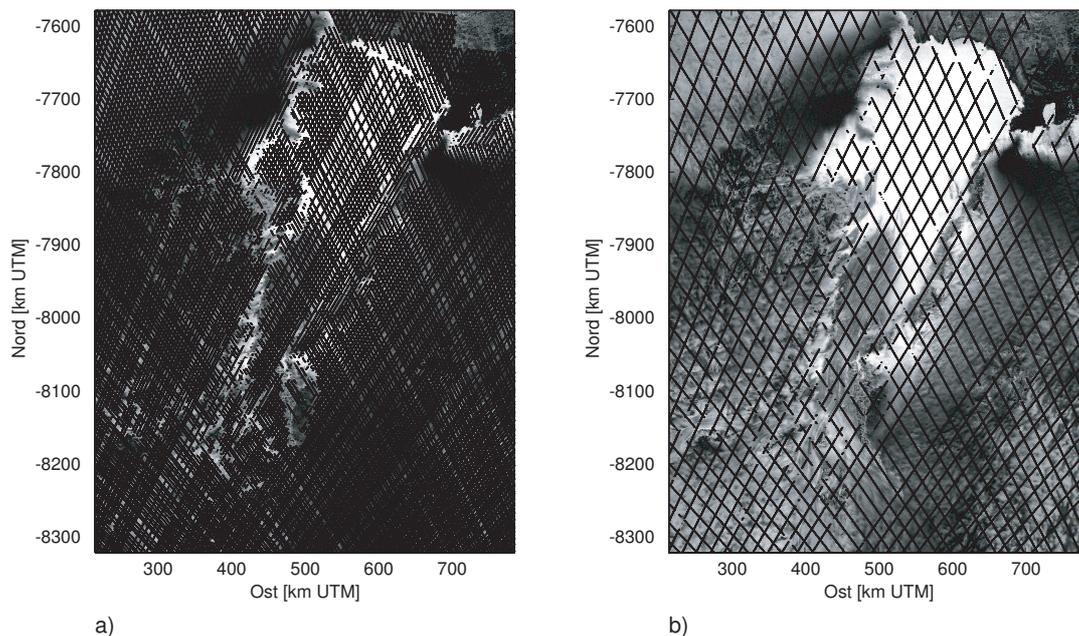


Abbildung 5.2: Räumliche Verteilung der Radaraltimeterdaten bei verschiedenen Aufnahmephasen am Beispiel der a) 168d Daten (nur Orbit 1) und b) 35d Daten, Zyklus 9, 1995.

aus der tatsächlichen Höhe, den vermeidbaren Fehlern, den systematischen Fehlern und den zufälligen Fehlern. Um mit dem Meßwert dem tatsächlichen Höhenwert möglichst nahe zu kommen, müssen diese Fehler minimiert werden. Vermeidbare Fehler entstehen bei der Datenübertragung oder bei den einzelnen Bearbeitungsschritten der Daten. Systematische Fehler beziehen sich auf die atmosphärischen, geophysikalischen und instrumentellen Einflüsse sowie die speziell bei Eisoberflächen auftretenden Gegebenheiten. Diese werden bereits im Rahmen der Höhenkorrektur so weit wie möglich eliminiert (vgl. 3.3). Zufällige Fehler kommen z. B. durch journalale, saisonale oder annuelle Variationen der Oberflächen- und Volumenstreuung zustande oder spiegeln die Variation der Höhenmessung innerhalb des Footprints wider. Derartige Fehler sind meist normalverteilt. Extrem von dieser Verteilung abweichende Werte können als Ausreißer betrachtet werden.

Ausreißer sind Werte, die aus einer Häufigkeitsverteilung stark herausstechen. Die Verteilung wird durch diese Ausreißer quasi verunreinigt. Bezieht man diese Werte mit ein, werden die statistischen Kenngrößen der Verteilung mehr oder weniger stark beeinflusst. Andererseits kann es sein, daß extreme Werte zwar eher unwahrscheinlich aber dennoch plausibel sind. Das Weglassen dieser Werte führt dann zu einer Verringerung der Genauigkeit und Aussagekraft der statistischen Kenngrößen. Es muß daher ein objektives Maß gefunden werden, das das Weglassen oder Beibehalten von extremen Werten erlaubt (BARNETT & LEWIS, 1984). Zunächst lassen sich

die Werte auf Plausibilität prüfen. Werte, die jenseits der Grenzen sinnvoller, theoretisch möglicher Werte liegen, sind entweder Fehler, die durch die vorangegangenen Datenkorrekturen nicht erfaßt wurden, oder Fehler, die durch diese Korrekturen erst entstanden sind. Diese Werte sind direkt durch die Vorgabe von absoluten Plausibilitätsgrenzen auszuschließen. Für die übrigen Werte lassen sich Signifikanztests auf Ausreißer (Diskordanztests) anwenden.

Um Ausreißer aus den plausiblen Höhenwerten zu extrahieren, wird jeder Meßwert mit den Meßwerten in seiner unmittelbaren Umgebung verglichen. Dazu wird um einen Meßpunkt ein Fenster definiert, für das alle Meßpunkte herausgesucht werden. Die Meßpunkte werden dabei auch zeitlich auf einen bestimmten Bereich eingeschränkt, so daß damit ein raumzeitliches Fenster um den Meßpunkt vorliegt (Abb. 5.3). Damit wird vermieden, daß fehlerhafte Tracks die Häufigkeitsverteilung der Werte innerhalb des Fensters dominieren. Der Meßpunkt liegt räumlich wie zeitlich in der Mitte dieses Fensters und wird daher als Zentralpunkt bezeichnet, der Wert dieses Punktes ist der Zentralwert. Wird das Fenster über alle Meßpunkte des Datensatzes verschoben, liegt ein raumzeitliches (engl.) moving window vor. Innerhalb jedes Fensters wird eine Plausibilitäts- und Ausreißeranalyse vorgenommen.

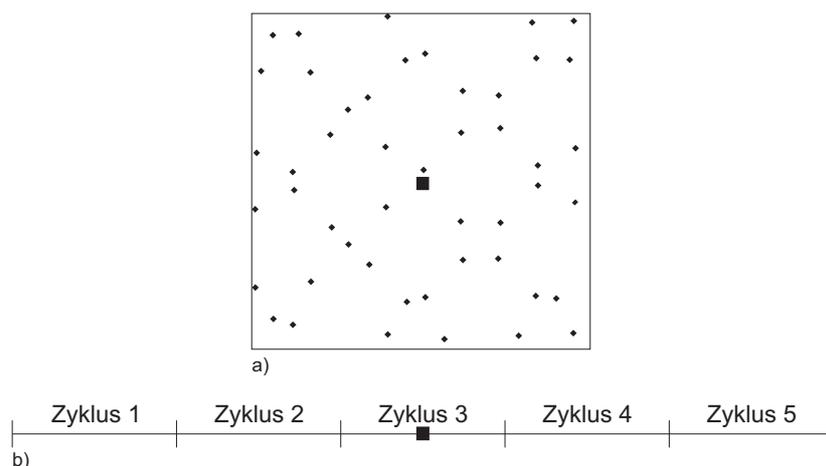


Abbildung 5.3: Schematische Darstellung a) des raumzeitlichen Fensters (Moving Window) zur Plausibilitäts- und Ausreißeranalyse. Der zu prüfende Meßpunkt bildet den Zentralpunkt dieses Fensters. Die Daten im Fenster stammen aus b) fünf aufeinander folgenden Zyklen, der Zentralpunkt liegt dabei zeitlich im mittleren Zyklus.

Das hier verwendete Fenster wird mit einer Weite (Höhe und Breite) von 4 km generiert. Es ist damit einerseits hinreichend klein, um globale Trendeinflüsse zu vermeiden und andererseits groß genug, um genügend Werte für die Ausreißeranalyse zu erhalten. Da die Suche und Zuordnung recht zeitintensiv ist, werden alle Meßpunkte auf ein Gitter mit einer Gitterweite von 200 m referenziert. Jedem Meßpunkt werden dabei die Koordinaten des nächstgelegenen Gitterpunkts zugeordnet. Für jedes

Fenster werden Meßwerte aus fünf aufeinander folgenden Zyklen herangezogen. Der Zentralpunkt stammt zeitlich aus dem mittleren der fünf Zyklen.

5.3.1 Plausibilitätsanalyse

Bei der absoluten Plausibilitätsanalyse fallen diejenigen Meßpunkte heraus, die unter -30 m oder über 3.200 m liegen. Werte jenseits dieser Grenzen sind auch bei größeren Abweichungen zwischen Geoid- und Ellipsoidmodell im Untersuchungsgebiet ausgeschlossen. Für eine relative Plausibilitätsanalyse muß innerhalb des Moving Windows geprüft werden, in welchem Wertebereich die Meßwerte liegen können, damit Werte, die von extremen Meßfehlern oder fehlerhaften Höhenkorrekturen herrühren, ausgeschlossen werden können. Dazu müssen mögliche Einflußfaktoren betrachtet werden.

Die Sprunghöhe der Eisfront beträgt etwa 40 m. Sie kann vom Radaraltimeter gerade nicht mehr erfaßt werden. Durch große Variationen der Topographie entstehen Datenlücken, die teilweise größer sind als die Fensterweite (vgl. 3.4.5). Zentralpunkte von Fenstern, in denen weniger als 30 Datenpunkte vorliegen, werden daher von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen.

Bei der Messung kann das Radarsignal bis zu 10 m ins Eis eindringen, was als Volumenstreuung bezeichnet wird (vgl. 3.4.1). Die Eindringtiefe läßt sich bislang nicht genau für einzelne Messungen quantifizieren. Innerhalb eines Fensters von 4 km Weite sollte die Volumenstreuung zwar weitgehend homogen verteilt sein, da aber Daten aus fünf zeitlich aufeinander folgenden Zyklen verwendet werden, können durchaus saisonale Unterschiede auftreten. Ein Höhenunterschied kann daher durchaus bis zu 10 m betragen, wenn sich die Bedingungen z. B. zwischen Winter- zu Sommerhalbjahr völlig verändern.

Die Auflösung der Höhenmessung ist durch den Durchmesser des Footprints begrenzt. Bei einem Fenster mit 4 km Weite liegen zwei Footprintzentren maximal 5,66 km auseinander, so daß sich die Footprints aller im Fenster enthaltenen Meßpunkte fast vollständig überschneiden. Die Footprints messen also zu einem großen Teil dieselben Objekte auf der Eisoberfläche. Der Einfluß der Geländeneigung innerhalb des Footprints wird zwar im Rahmen der Neigungskorrektur in Flugrichtung des Satelliten berücksichtigt, quer zur Flugrichtung jedoch nicht (vgl. 3.3.4.1). Bei einer Neigung, die dem halben Öffnungswinkel des Radaraltimeters entspricht ($0,65^\circ$), kann ein vertikaler Versatz des Datenpunkts von etwa 50 m auftreten. Auf den flächenmäßig am weitesten verbreiteten Inland- und Schelfeisbereichen sind die Geländeneigungen und damit der Versatz allerdings geringer.

Die Variation der Meßwerte eines Fensters sollte also die Summe aus diesen Faktoren von ca. 100 m nicht übersteigen. Diese Grenze kann als relative Plausibilitätsgrenze für die Höhenabweichungen innerhalb der Fenster angenommen werden.

5.3.2 Ausreißeranalyse

Ist der Zentralwert eines Fensters plausibel, wird er dahingehend untersucht, ob er bezüglich der Umgebungswerte als ein Ausreißer zu betrachten ist. Dazu muß gewährleistet werden, daß die Häufigkeitsverteilung der Umgebungswerte selbst frei von Ausreißern ist. Es ergeben sich verschiedene Hypothesen darüber, wann ein Wert als Ausreißer betrachtet werden kann.

5.3.2.1 Ausreißer-Hypothesen

Die gemessenen Höhenwerte sind Realisationen einer Grundgesamtheit mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeitsverteilung. Diese kann durch ein stetiges Verteilungsmodell dargestellt werden. Nimmt man ein falsches Verteilungsmodell, werden bestimmte Werte als Ausreißer identifiziert, obwohl sie eigentlich aus einer ganz anderen Verteilung stammen (inhärente Hypothese). Man kann auch annehmen, daß die Ausreißer aus einer Verteilung mit einem anderen Verteilungstyp stammen als die übrigen Werte (gemischte Hypothese). Meistens ist jedoch zu erwarten, daß die Verteilung der Ausreißer und die der übrigen Werte zwar vom selben Typ sind, sie sich aber in einem oder mehreren Parametern unterscheiden (Verschiebungshypothese). Beispielsweise können die Werte und die Ausreißer jeweils aus einer Normalverteilung stammen, die unterschiedliche Erwartungswerte und/oder Varianzen haben (BARNETT & LEWIS, 1984). Zunächst soll geklärt werden, welche dieser Hypothesen hier zutrifft und welcher Wahrscheinlichkeitsverteilung die Werte folgen.

Nimmt man an, daß die Höhenwerte eines Fensters unimodal verteilt sind, kann man entweder von einer symmetrischen oder asymmetrischen Wahrscheinlichkeitsverteilung ausgehen. Stammen alle Fensterwerte aus mehr oder weniger demselben Wertebereich, liegt eine symmetrische Verteilung vor. Dies ist bei der gewählten Fenstergröße und nach der Plausibilitätsanalyse in aller Regel der Fall. Lediglich an den steilen Eisabhängen kann die Verteilung stark asymmetrisch ausgeprägt sein.

Liegen innerhalb des Fensters zwei unterschiedliche Höhenniveaus vor, stellt sich die Werteverteilung als bimodal dar. Da sich die Footprints jedoch innerhalb des Fensters stark überschneiden und extreme Diskontinuitäten der Topographie vom Radaraltimeter ohnehin nicht erfaßt werden können, deutet eine bimodale Werteverteilung eher darauf hin, daß ein Teil der Werte als Ausreißer anzusprechen ist. Die Verteilung kann aber auch dann bimodal ausgeprägt sein, wenn einer der Tracks durch eine falsche oder nicht ausgeführte Korrektur um einige Meter zu tief oder zu hoch liegt. Sollte sich also ein Teil der bimodalen Verteilung nur aus den Werten eines Tracks zusammensetzen, ist der Zentralwert, wenn er Teil dieses Tracks ist, als Ausreißer zu betrachten.

Die Verteilung stellt sich als multimodale Verteilung dar, wenn im Fenster sehr wenige Werte vorhanden sind oder es innerhalb der fünf Zyklen zu einer starken

Höhenänderung gekommen ist. Da große Höhenänderungen z. B. durch Akkumulation von Schnee nicht zu erwarten sind, kann angenommen werden, daß die Werte aus einer unimodalen Verteilung mit einer großen Varianz stammen. In jedem Fenster liegt also in der Regel eine unimodale Werteverteilung vor, die durch Ausreißer kontaminiert und daher bimodal ausgeprägt sein kann.

Die Wahrscheinlichkeitsverteilung der ausreißerfreien Höhenwerte jedes Fensters kann durch eine stetige Verteilungsfunktion beschrieben werden. Die Gamma-, Exponential- oder χ^2 -Verteilung kommen hier eher nicht in Frage, denn sie sind nur für nicht negative Werte definiert. Es können aber durchaus auch negative Höhenwerte vorkommen, da sie ellipsoidische Höhen über einem Geoid darstellen und daher auch negative Werte annehmen können. Daher bieten sich zum Beispiel die Student- oder die Normalverteilung an. Bei Wertemengen (n) mit $n > 30$ kann die Studentverteilung durch eine Normalverteilung approximiert werden. Liegen in einem Fenster weniger als 30 Werte vor, kann der Zentralwert nicht auf Ausreißer getestet werden. Diese Zentralwerte werden in der weiteren Bearbeitung nicht mehr berücksichtigt. Da die Berechnung nur für Fenster mit $n > 30$ durchgeführt wird, kann von einer Normalverteilung der ausreißerfreien Werte ausgegangen werden. Für die vorhandenen Ausreißer wird ebenfalls eine Normalverteilung angenommen, da sie sich aus zufälligen Prozessen ergeben.

5.3.2.2 Ausreißertest

Um eine unbestimmte Anzahl von Ausreißern in einer Werteverteilung zu detektieren, wendet man einen Signifikanztest auf Ausreißer an. Als empirische Prüfgröße z wird hier die Kurtosis (Wölbung) herangezogen.

$$z = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4}{ns^4} \quad (5.1)$$

Hierbei sind x_i mit $i = 1, 2, \dots, n$ die Höhenwerte innerhalb des Fensters, \bar{x} und s sind der arithmetische Mittelwert und die Standardabweichung dieser Werte. Die Kurtosis eignet sich zur Ausreißerdetektion besonders gut, da sich statistische Kenngrößen mit der vierten Potenz sehr sensibel gegenüber Ausreißern verhalten JAIN (1981). Dieser Test ist nach BARNETT & LEWIS (1984) unter der Annahme der Verschiebungshypothese der beste Test, wenn die Ausreißer und die Werteverteilung jeweils aus unterschiedlichen Normalverteilungen stammen. Unterscheiden sich die Verteilungen der Ausreißer und die der ausreißerfreien Werte in ihren Mittelwerten, ist der Test nur für den Fall anwendbar, in dem die Anzahl der Ausreißer höchstens 21% der Gesamtdatenmenge umfaßt (BARNETT & LEWIS, 1984). Diese Bedingung wird nicht verletzt, selbst wenn alle Werte eines der fünf Zyklen im Fenster als Ausreißer identifiziert werden sollten.

Da die Anzahl der Ausreißer jedoch vorher nicht bekannt ist, muß ein iteratives Testverfahren eingesetzt werden. Bei der Iteration wird in jedem Schritt die Kurtosis der Werteverteilung berechnet und demjenigen Wert zugewiesen, der am weitesten vom Zentrum der Verteilung (\bar{x}) entfernt ist. Dabei ist unerheblich, ob sich der Wert am oberen oder unteren Rand der Verteilung befindet. Dieser Wert wird im nächsten Schritt weggelassen und die Kurtosisberechnung wird für die übrigen Werte wiederholt. Die Iteration wird so lange durchgeführt, bis entweder die minimale Werteanzahl von $n = 30$ erreicht ist oder die Menge der extrahierten Werte 21% der Gesamtdatenmenge entspricht. Liegen in den übrigen Werten noch Ausreißer vor, können diese mit dem hier verwendeten Verfahren nicht erfaßt werden. Eine derart große Anzahl an Ausreißern ist jedoch äußerst unwahrscheinlich. Umfaßt die übrige Datenmenge nur noch 30 Werte, ist die Berechnung der Kurtosis nur noch schlecht gestützt. Eine Trennung in Ausreißer und natürliche Werte wäre daher ohnehin fragwürdig.

Für die extrahierten Kurtosiswerte wird dann eine Teststatistik durchgeführt. Die Null-Hypothese, daß die normalverteilten Werte keine Ausreißer enthalten, kann bei gegebenem Signifikanzniveau α verworfen werden, wenn die berechnete Kurtosis einen kritischen Wert (BARNETT & LEWIS, 1984) überschreitet. Als Signifikanzniveau wird hier $\alpha = 5\%$ gewählt. Damit liegt die Wahrscheinlichkeit, einen Wert fälschlich als Ausreißer klassifiziert zu haben, bei 5%. Ausgehend von der zuletzt berechneten Kurtosis wird der Test iterativ durchgeführt, bis er einen Kurtosiswert signifikant als Ausreißer identifiziert. Wird ein solcher Ausreißer gefunden, können auch alle bei größeren Distanzen zum Verteilungszentrum extrahierten Kurtosiswerte als Ausreißer ausgeschlossen werden (BARNETT & LEWIS, 1984). Ist der Zentralwert des Fensters in dieser Gruppe enthalten, verhält er sich gegenüber der Verteilung der Fensterwerte wie ein Ausreißer und wird aus dem Datensatz entfernt.

5.3.3 Auswertung der Plausibilitäts- und Ausreißeranalyse

In Tabelle 5.1 und den Abbildungen 5.6 und 5.7 sind die prozentualen Anteile der Datenreduktion durch diese Analysen dargestellt. Am häufigsten werden Ausreißer detektiert. Die Überschreitung der absoluten Plausibilitätsgrenzen hat dagegen einen sehr geringen Anteil an der Datenreduktion. Allgemein läßt sich sagen, daß die Datenmengen der einzelnen Zyklen durch diese Analysen im Durchschnitt nur um etwa 1 bis 2% reduziert werden.

Die Bereiche, in denen weniger als 30 Meßpunkte im Fenster liegen, befinden sich erwartungsgemäß dort, wo die Messung aufgrund starker topographischer Variationen erschwert ist. Dies ist vor allem in den Gebirgsregionen und entlang der Eisabhänge sowie an der Eisfront der Fall. Allgemein haben diese Datenpunkte bei den 35d ERS-1 Daten einen Anteil zwischen 0,39 und 1,93%, bei den ERS-2 Daten bis zu 2,1% (Tab. 5.1). Bei den 168d Daten treten diese Datenlücken besonders an den

westlichen und nordöstlichen Eisabhängen, am Mawson Escarpment und der Eisfront hervor (Abb. 5.5 b). Der Anteil liegt bei etwa 0,5%.

Absolut unplausible Werte von unter -30 oder über 3.200 m machen maximal 0,05% der Datenmenge in den jeweiligen Zyklen aus (Tab. 5.1). Sie treten allenfalls im Bereich der Eisfront und der Küstenzonen gehäuft auf (Abb. 5.4 und 5.5 c). Unplausible Werte sind besonders an den steilen Eisabhängen und in den Gebirgsregionen anzutreffen. Ihr Anteil liegt im allgemeinen bei 0,1 bis 0,3%, in den Zyklen 2 bis 6 des Jahres 1993 steigen sie jedoch auf einen Anteil von 0,8 bis 1,0% an (Abb. 5.6). Dies ist auf eine Reihe von fehlerhaften Tracks in diesem Zeitraum zurückzuführen. Der Anteil der unplausiblen Werte in den Fenstern liegt bei den ERS-2 Daten allgemein bei etwa 0,5%. Ab Zyklus 9 des Jahres 2000 steigt er aber drastisch auf Werte bis zu 1,3% (Abb. 5.7).

Tabelle 5.1: Auswertung der Plausibilitäts- und Ausreißeranalyse. Mittelwerte, Standardabweichungen und Extrema der Anteile der in den Fenstern (Moving Window) detektierten Werte in % der Gesamtdatenmenge der jeweiligen Zyklen. Aufteilung in Fälle mit einer Anzahl von weniger als 30 Punkten im Fenster (Anz. < 30), Über-/Unterschreitung der absoluten Plausibilitätsgrenzen (Abs. Abw.), Über-/Unterschreitung der relativen Plausibilitätsgrenzen (Rel. Abw.) und Ausreißer, getrennt für die 35d Daten von ERS-1 und ERS-2. Die beiden Zyklen der 168d Daten werden separat betrachtet.

	Anz. < 30	Abs. Abw.	Rel. Abw.	Ausreißer
ERS-1 35d				
Mittel	0,99	0,03	0,31	0,83
Std. Abw.	0,41	0,01	0,27	0,58
Maximum	1,93	0,05	1,10	3,06
Minimum	0,39	0,02	0,09	0,17
ERS-2 35d				
Mittel	0,56	0,02	0,20	1,07
Std. Abw.	0,27	0,01	0,23	1,29
Maximum	2,10	0,05	1,34	6,98
Minimum	0,00	0,00	0,00	0,00
ERS-1 168d				
Zyklus 1	0,54	0,03	0,33	0,49
Zyklus 2	0,49	0,03	0,32	0,52

Werte in % der Gesamtdatenmenge der jeweiligen Zyklen

Tabelle 5.2: Übersicht der verwendeten ERS-1 und ERS-2 35d Zyklen. Anzahl der jeweiligen Zyklen getrennt nach Satellit und Gesamtsumme der Zyklen. In Klammern Anzahl der Jahre mit unterschiedlichen Zyklen. Insgesamt besteht die Datenreihe aus 91 verschiedenen Zyklen, von denen acht denselben Zyklus abdecken. Die 168d Phase liegt im Zeitraum Zyklus 10, 1993 bis Zyklus 2, 1995.

Jahr	Satellit	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1992	ERS-1				x	x	x	x	x	x	x
	ERS-2										
1993	ERS-1	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
	ERS-2										
1994	ERS-1										
	ERS-2										
1995	ERS-1			x	x	x	x	x	x	x	x
	ERS-2					x	x	x	x	x	x
1996	ERS-1	x	x								
	ERS-2	x	x				x	x	x	x	x
1997	ERS-1										
	ERS-2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
1998	ERS-1										
	ERS-2	x	x	x	x		x	x	x	x	
1999	ERS-1										
	ERS-2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
2000	ERS-1										
	ERS-2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
2001	ERS-1										
	ERS-2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
2002	ERS-1										
	ERS-2	x	x	x	x						
\sum	ERS-1	2	2	2	3	3	3	3	3	3	2
\sum	ERS-2	7	7	6	6	5	7	7	7	7	6
\sum	ERS-1+2	9(8)	9(8)	8	9	8(7)	10(9)	10(9)	10(9)	10(9)	8(7)

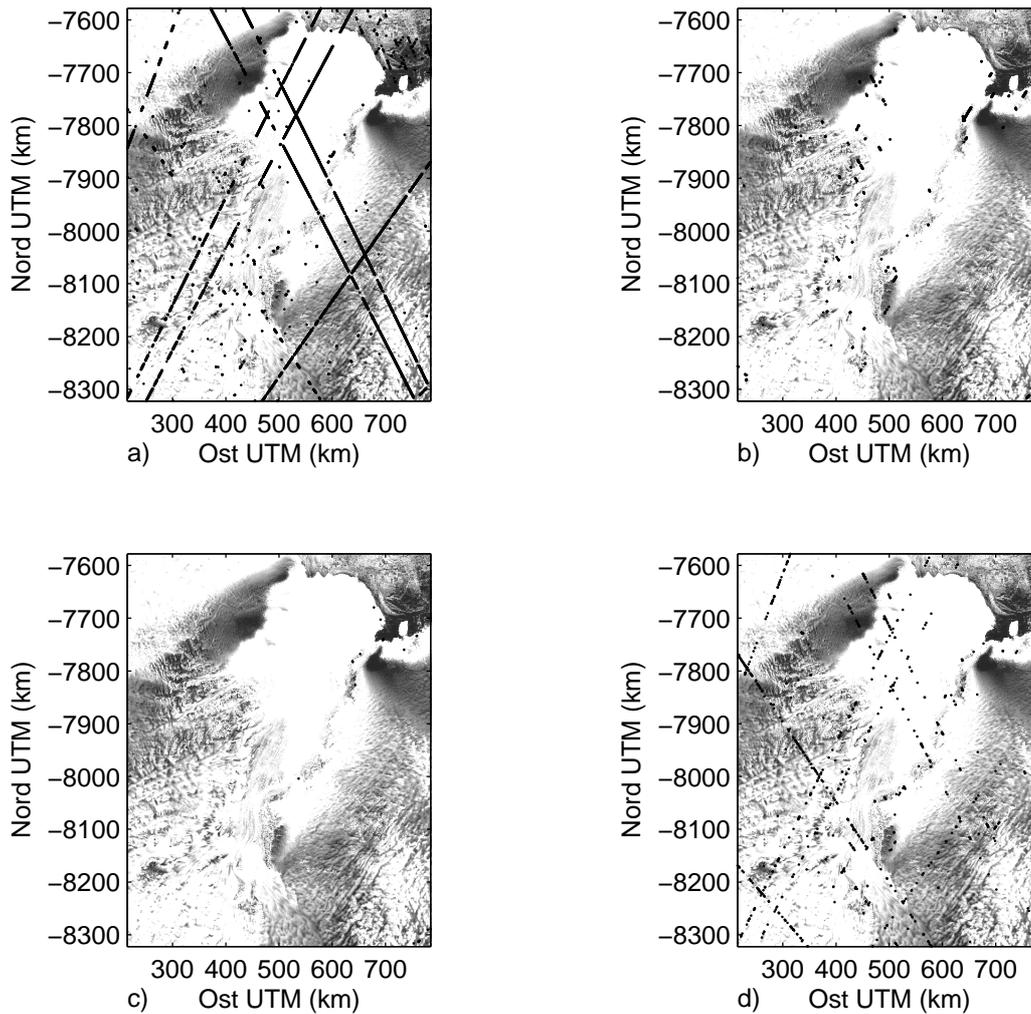


Abbildung 5.4: Verschiedene Ausreißer und Implausibilitätstypen am Beispiel des 35d Datensatzes ERS-1-Zyklus 4, 1993. a) Ausreißer, b) weniger als 30 Punkte im Fenster, c) absolute und d) relative Überschreitung der Plausibilitäts Grenzen in der Fensterumgebung.

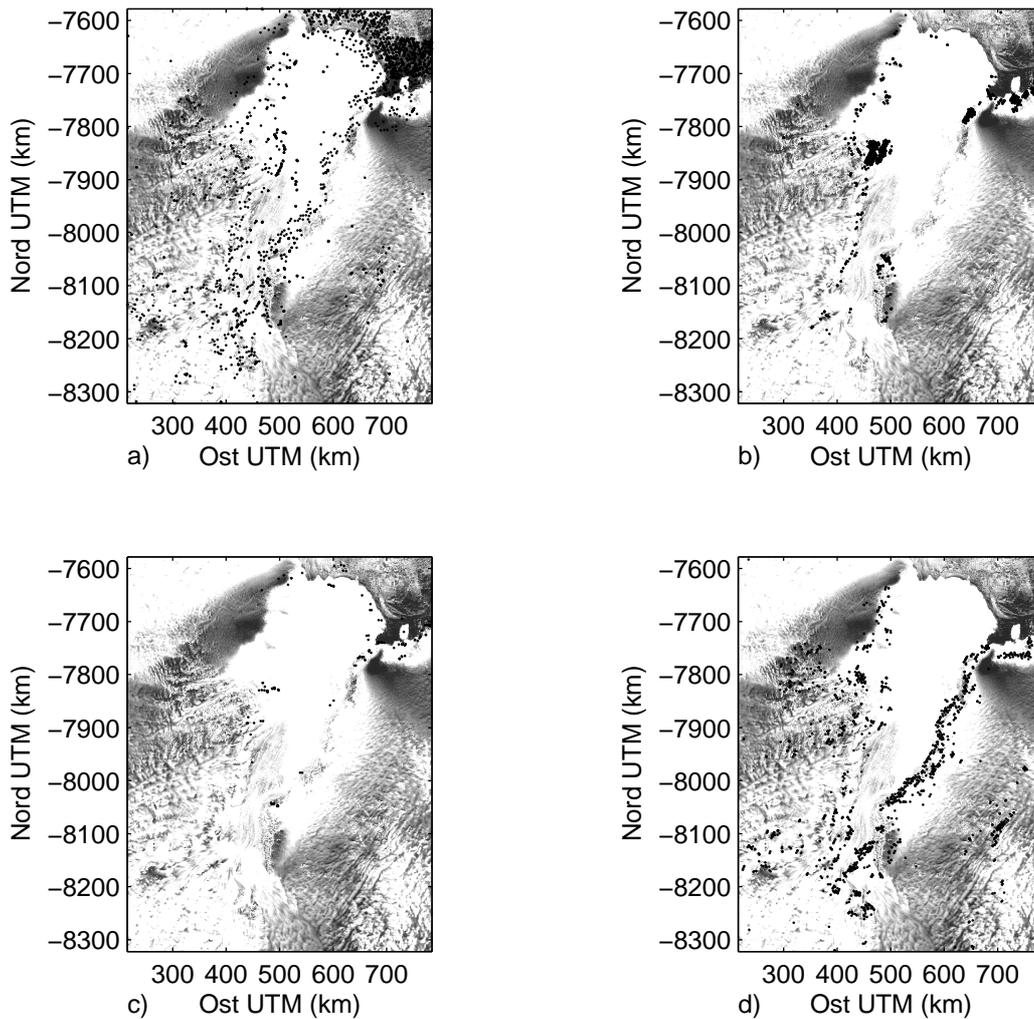


Abbildung 5.5: Ausreißer und Inplausibilitätstypen am Beispiel des 168d Datensatzes ERS-1-Zyklus 1. a) Ausreißer, b) weniger als 30 Punkte im Fenster, c) absolute und d) relative Überschreitung der Plausibilitäts Grenzen in der Fensterumgebung.

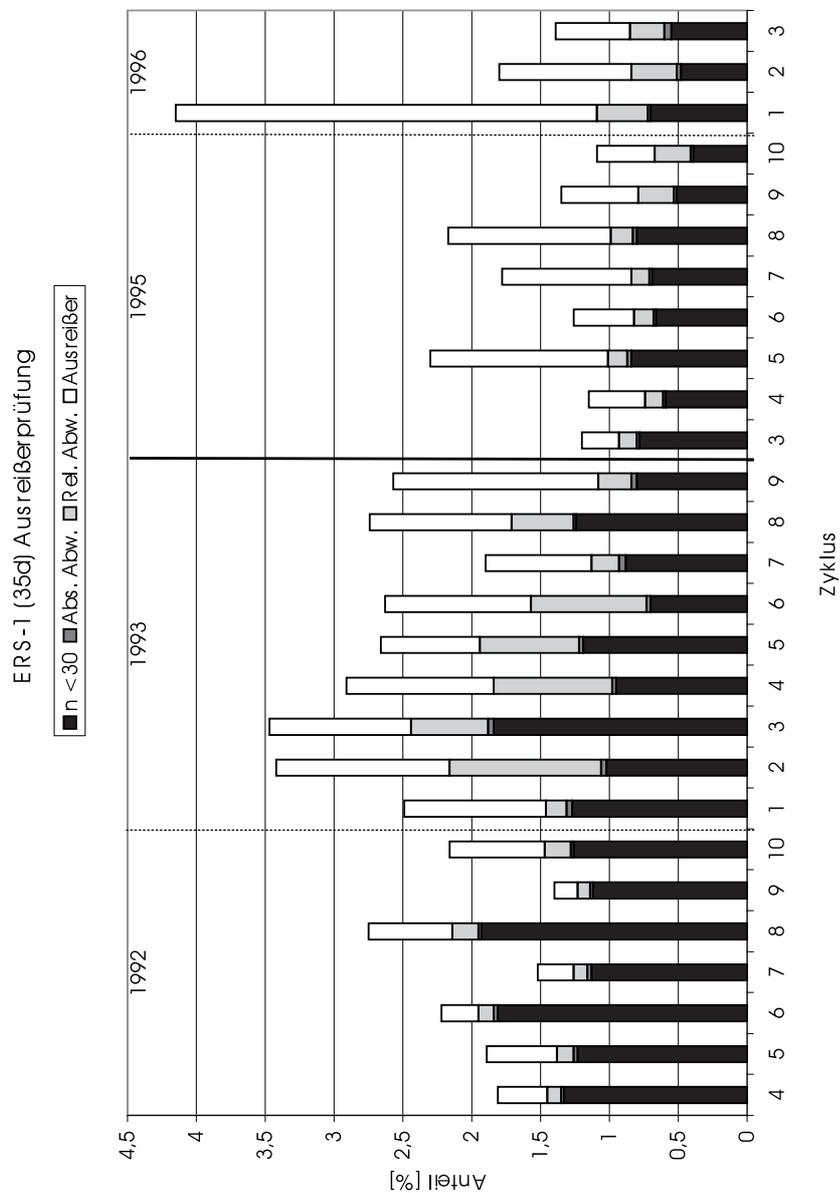


Abbildung 5.6: Plausibilitäts- und Ausreißeranalyse für die Zyklen der ERS-1 35d Daten in Prozent der Datenmenge pro Zyklus, aufgeteilt in Anzahl der Daten im Analysefenster unter 30 (Anz. < 30), Über-/Unterschreitung der absoluten (Abs. Abw.) und relativen (Rel. Abw.) Plausibilitäts- grenzen und Ausreißer.

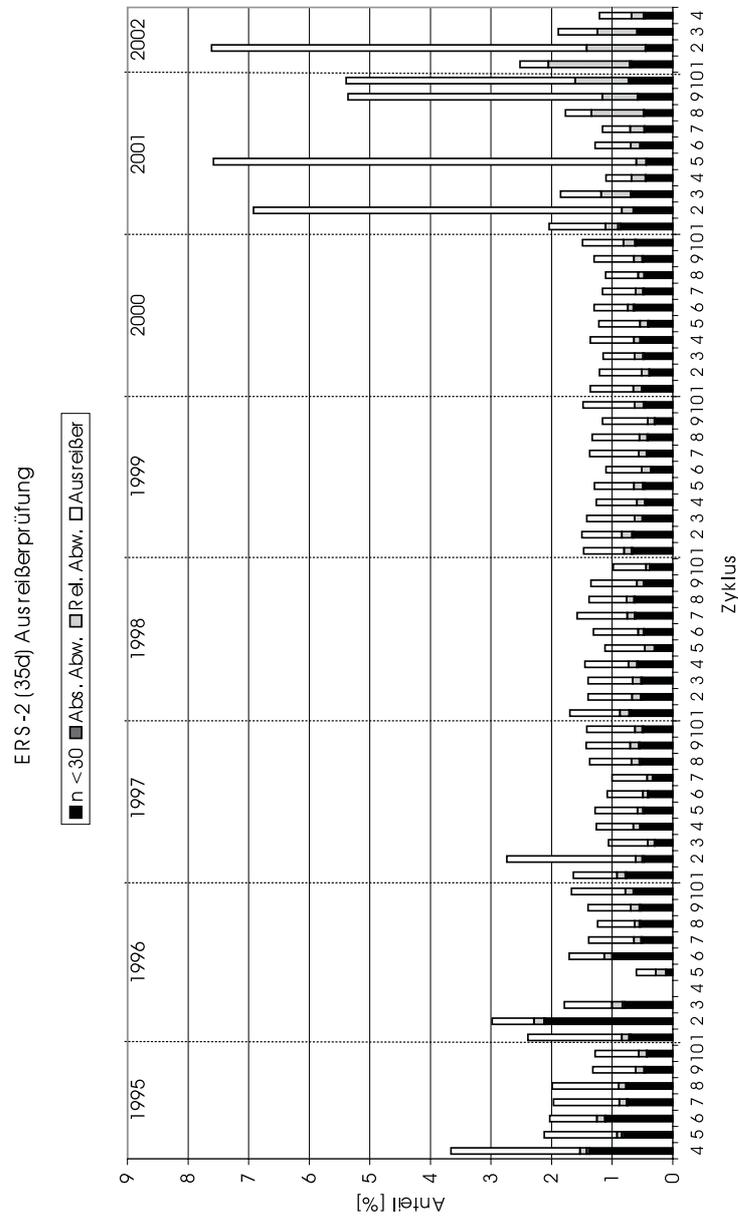


Abbildung 5.7: Plausibilitäts- und Ausreißeranalyse für die Zyklen der ERS-2 35d Daten in Prozent der Datenmenge pro Zyklus, aufgeteilt in Anzahl der Daten im Analysefenster unter 30 (Anz. < 30), Über-/Unterschreitung der absoluten (Abs. Abw.) und relativen (Rel. Abw.) Plausibilitäts-grenzen und Ausreißer.

Die Ausreißer sind räumlich meist gleichmäßig verteilt, lediglich im Meereisbereich treten sie in einer größeren Dichte auf (Abb. 5.5a). Sind einzelne Tracks fehlerhaft korrigiert, zeigt sich das in einem Linienmuster, das sich dann auch bei der relativen Plausibilitätsanalyse bemerkbar macht (Abb. 5.4d). Der Anteil der Ausreißer liegt allgemein bei etwa 1% der Gesamtdatenmenge in den jeweiligen Zyklen (Tab. 5.1). Der erste Zyklus des Jahres 1996 sticht mit einem Anteil von 3% deutlich heraus. Die Anteile variieren von Zyklus zu Zyklus recht stark, ein saisonales Muster ist aber nicht zu erkennen. Bei den ERS-2 Daten liegen die Anteile relativ einheitlich bei 0,3 bis 0,8%, dafür erreichen im Jahr 2001 einzelne Zyklen Anteile um 6%. In diesen sind wie bei Abbildung 5.4a deutliche Linienmuster zu erkennen, was bedeutet, daß hier ganze Tracks fehlerhaft sind und durch diese Ausreißeranalyse herausgefiltert werden.

Die durchschnittliche Datenmenge nach der Datenreduktion liegt bei den ERS-1 35d Daten bei etwa 74.500, bei den ERS-2 35d Daten bei etwa 92.500 und bei den beiden Zyklen der 168d Daten bei etwa 440.000 Datenpunkten. Diejenigen Zyklen, deren Datenmenge nach der Datenreduktion unter 45.000 liegt, werden im weiteren Verlauf der Untersuchung nicht mehr verwendet. Es handelt sich dabei um Zyklen, die nicht vollständig sind, weil sie sich mit dem Start oder Ende einer Missionsphase überschneiden oder bei denen es aus technischen Gründen zu einer längeren Aufnahmelücke gekommen ist. Die verwendeten Zyklen über die elf Jahre 1992 bis 2002 sind in Tabelle 5.2 aufgelistet. Von allen zehn Zyklen gibt es Datensätze aus mindestens sieben unterschiedlichen Jahren. Bei acht Zyklen (Zyklus 5 - 1995 bis Zyklus 2 - 1996) existieren parallele Messungen von ERS-1 und ERS-2.

5.4 Aufteilung in Regionen

Das Untersuchungsgebiet besteht aus geomorphologisch sehr unterschiedlichen Einheiten. Die Unterschiede sind im Wesentlichen auf die Untergrundtopographie und die daraus resultierenden Oberflächenformen des Eises bei der Bewegung über diesen Untergrund zurückzuführen. So ist die Oberfläche des Eisschelfs aufgrund fehlender Reibung am Untergrund sehr flach und glatt, während sie beim Eisstrom vergleichsweise rauh ist, da sich hier der Eisuntergrund an der Oberfläche abzeichnet. Je größer die Eismächtigkeit, um so geringer paust sich der Untergrund an der Oberfläche durch. Die Gebirgsregionen haben sehr starke Höhenvariationen, hier sind nur die Täler eisbedeckt, die Bergspitzen ragen z. T. mehrere hundert Meter aus dem Eis heraus. Auf dem Inlandeis erzeugen windinduzierte Prozesse Oberflächenformen wie etwa Schneedünen oder Sastrugi (Windrippel). Die Einteilung in glatte und rauhe Oberflächen hängt vom Betrachtungsmaßstab ab. Kleine Formen wie etwa Sastrugi oder Gletscherspalten können von der Radaraltimetrie nicht erfaßt werden. Glatte Oberflächen haben im Rahmen der Meßauflösung der Radaraltimetrie Höhenvariationen im Meter- bis Submeterbereich, während rauhe Oberflächen eher um 10 bis

100 m variieren. Geomorphologische Einheiten mit homogenen Charakteristika der Höhenvariation können zu Regionen zusammengefaßt werden. Die Übergänge zwischen den Regionen können dabei entweder abrupt (diskontinuierlich) oder fließend (kontinuierlich) sein (vgl. 4.3.2). Beispielsweise bildet die Eisfront eine scharf abgegrenzte Geländekante, während der Übergang vom Inlandeis zum Eisstrom eher kontinuierlich verläuft.

Ein räumliches Interpolationsverfahren, das global auf das gesamte Untersuchungsgebiet angesetzt wird, berücksichtigt diese geomorphologischen Unterschiede nicht. Dadurch können recht große Interpolationsfehler entstehen. Um genaue Aussagen über die Eismassenbilanz treffen zu können, sollten die Interpolationsfehler so gering wie möglich sein. Also müssen die regionalen Unterschiede bei der Interpolation mit einbezogen werden. Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit das stratifizierte Kriging mit Grenzzonen angewendet (vgl. 4.3.2). Hierfür ist die Segmentierung des Untersuchungsgebiets in verschiedene, in ihrer Oberflächenstruktur weitgehend homogene Regionen notwendig. Damit in den einzelnen Regionen genügend Daten zur Berechnung experimenteller Variogramme vorliegen, müssen sie eine ausreichende Größe aufweisen. Die Segmentierung der Regionen erfordert daher ein gewisses Maß der Generalisierung.

Um geomorphologisch einheitliche Regionen voneinander abzugrenzen, bieten sich verschiedene Vorgehensweisen an. Eine Möglichkeit sind Methoden der Texturerkennung, die in Bilddaten nach Regionen mit ähnlichen Pixeleigenschaften suchen. Dies kann zwar für den vom Untersuchungsgebiet vorliegenden SAR-Bildausschnitt durchgeführt werden, da dieser jedoch zeitlich nur einen Monat (September 1997) abdeckt, ist er nicht repräsentativ für den gesamten Aufnahmezeitraum der Radaraltimeterdaten. Außerdem können damit saisonale oder annuelle Einflüsse nicht erfaßt werden. Besser ist daher ein Verfahren, das direkt auf die Radaraltimeterdaten angewendet werden kann. Da die Datendichte der 168d Daten sehr hoch ist und die beiden Zyklen dieser Meßphase etwa ein ganzes Jahr abdecken, wird die Abgrenzung anhand dieser Daten vorgenommen.

Der Übergang zwischen benachbarten Regionen ist entweder fließend (kontinuierlich) oder scharf abgegrenzt (diskontinuierlich) (vgl. 4.3). Um kontinuierliche oder diskontinuierliche Grenzen zwischen einzelnen Regionen zu finden, müssen unterschiedliche Verfahren angewendet werden.

5.4.1 Split-Moving-Window Verfahren

Eine hohe Rauigkeit der Eisoberfläche drückt sich in häufigen lokalen Variationswechseln aus. Auf kleinem Raum wechseln sich Bereiche mit mehr oder weniger starker Rauigkeit ab. Diese Bereiche sind quasi durch lokale Mikrodiskontinuitäten voneinander abgegrenzt. Regionen, in denen die Dichte solcher Mikrodiskontinuitäten höher ist, sind rauher und lassen sich von Regionen mit wenigen Mikrodiskonti-

nuitäten unterscheiden. Diese Regionen gehen meist kontinuierlich ineinander über, an der Grenze liegt jedoch ein Varianzwechsel vor. Mit Hilfe des Split-Moving-Window Verfahrens von WEBSTER (1978) kann in den einzelnen Tracks nach solchen Mikrodiskontinuitäten gesucht werden.

Die einzelnen Tracks lassen sich als Transekte von Meßdaten auffassen, die sich in homogene Segmente unterteilen lassen. Benachbarte Segmente eines Tracks unterscheiden sich in ihren charakteristischen Eigenschaften und sind durch eine Mikrodiskontinuität voneinander getrennt. Beim Split-Moving-Window Verfahren wird ein Datenfenster entlang des Transekts verschoben. Das Fenster wird in zwei Fensterhälften aufgeteilt, die miteinander verglichen werden. Die Fensterbreite darf dabei nicht zu groß sein, damit auch die Unterschiede zwischen kleineren Segmenten erfaßt werden können. Andererseits müssen pro Fensterhälfte ausreichend viele Daten vorliegen, um einen signifikanten Unterschied zwischen den Fensterhälften feststellen zu können. Um die Regionen eindeutiger voneinander zu trennen und die Segmentierung gegenüber der Fenstergröße stabiler werden zu lassen, wird zwischen den Fensterhälften ein Mittelfenster ausgespart. Die Grenze zwischen den Fensterhälften liegt dann innerhalb dieses Bereichs und läßt sich nicht mehr eindeutig positionieren.

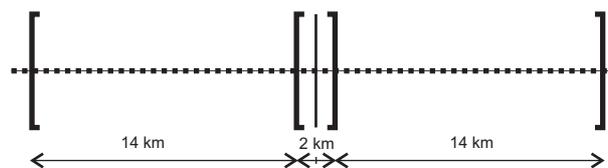


Abbildung 5.8: Split-Moving-Window Fenster mit 30 km Breite und einem Mittelfenster von 2 km Breite. Das Fenster wird schrittweise über den Track verschoben. Die Werte der beiden Fensterhälften (je 14 km Breite) werden in jedem Schritt mit einem Kruskal-Wallis-Test auf signifikante Medianunterschiede getestet.

Der Abstand der auf einem Track direkt benachbarten Meßpunkte liegt nach der UTM-Konvertierung bei etwa 328 m. Bei einer Fensterbreite von 30 km und einem Mittelfenster von 2 km sind die Fensterhälften jeweils 14 km breit (Abb. 5.8). Somit existieren bis zu 43 Werte in jeder Fensterhälfte. Da jedoch Datenlücken innerhalb des Fensters auftreten können, müssen für eine sinnvolle Berechnung wenigstens 20 Werte in jeder Fensterhälfte vorliegen. Zwischen den Werten werden Datenlücken von bis zu 2 km Länge toleriert. Die Anzahl der fehlenden Werte in der Datenlücke darf dabei 10% der Datenmenge im Fenster nicht überschreiten. Werden diese Vorgaben nicht erfüllt, wird in diesem Schritt keine Berechnung durchgeführt. Das gesamte Fenster wird über die einzelnen Tracks verschoben, die Schrittweite entspricht dabei dem Meßpunktabstand (328 m). Bei jedem Schritt wird geprüft, ob sich die beiden Fensterhälften signifikant voneinander unterscheiden. Allerdings kann ein Trend in diesen Daten ebenfalls zu einem signifikanten Unterschied führen.

Daher wird zuvor ein Polynom 3. Ordnung als Trendfunktion über das gesamte Fenster herausgerechnet. Die Signifikanzprüfung erfolgt dann für die Residuen über ein geeignetes Testverfahren. Weist dieses einen signifikanten Unterschied auf, kann man in der Fenstermitte von einer Grenze zwischen zwei Bereichen mit unterschiedlichen charakteristischen Eigenschaften ausgehen.

Um einen signifikanten Unterschied zwischen den Fensterhälften feststellen zu können, benötigt man ein geeignetes statistisches Testverfahren. Parametrische Tests gehen in der Regel davon aus, daß die Werte stetig, unabhängig und normalverteilt sind. Daher wären Vortests auf Unabhängigkeit und Normalverteilung erforderlich. Trotz Trendbereinigung ist nicht davon auszugehen, daß die Daten in den jeweiligen Fensterhälften normalverteilt sein müssen, und für sinnvolle Anpassungstests liegen zu wenige Daten vor. Wenn zwischen den beiden Fensterhälften eine Diskontinuität vorliegt, können die Fensterhälften als unabhängig voneinander betrachtet werden. Bei voneinander unabhängigen und nicht normalverteilten Daten verwendet man Rangsummentests wie z. B. den Kruskal-Wallis-Test. Die angenommenen Verteilungen in den Fensterhälften müssen dabei lediglich stetig sein. Beim Kruskal-Wallis-Test wird eine Datenreihe zufällig in zwei Gruppen unterteilt. Jedem Meßwert im Fenster wird entsprechend seiner Größe ein Rang zugeordnet. Liegen keine Unterschiede vor, ist zu erwarten, daß kleine und große Rangzahlen etwa gleich häufig vorkommen. Die Mediane der Rangsummen sind also in etwa gleich. Je mehr sich die Mediane unterscheiden, desto unwahrscheinlicher ist es, daß die Gruppeneinteilung zufällig ist. Die Null-Hypothese, daß die Verteilungen in den beiden Fensterhälften denselben Median haben, kann bei gegebenem Signifikanzniveau (hier 5%) abgelehnt werden, wenn die Prüfgröße kleiner als die kritische Testgröße ist. Liegt ein signifikanter Median-Unterschied vor, sind die Fensterhälften durch eine Mikrodiskontinuität voneinander getrennt.

5.4.2 Datenlücken

Große Diskontinuitäten in der Eisoberfläche liegen an der Eisfront oder zwischen dem Eisschelf und den steilen Eisabhängen und Gebirgsregionen vor. Die Radaraltimetrie ist nicht in der Lage, diese Diskontinuitäten zu erfassen. Hier entstehen ausgedehnte Datenlücken (vgl. 3.4.5). Diese Lücken definieren Grenzzonen zwischen den Regionen. Eine abgegrenzte Grenzlinie zwischen zwei benachbarten Regionen liegt dabei innerhalb der Grenzzone, kann aber aufgrund der fehlenden Daten nicht eindeutig lokalisiert werden. Es ist davon auszugehen, daß sich die Lage der meisten dieser Grenzlinien über den Meßzeitraum nur unwesentlich verändert. Lediglich die Eisfront kann sich in dieser Zeit um mehrere 100 m verlagern, weshalb auch für diese Grenzlinie eine Grenzzone definiert wird.

5.4.3 Segmentierung

Die Ergebnisse des Split-Moving-Window Verfahrens und die großen Datenlücken werden in Abbildung 5.9 und Abbildung 5.10 zusammen mit dem SAR-Ausschnitt dargestellt. In Abbildung 5.9 werden diejenigen Punkte angezeigt, für die das Split-Moving-Window Verfahren Mikrodiskontinuitäten festgestellt hat. In Abbildung 5.10 sind die Start- und Endpunkte großer Datenlücken innerhalb der Tracks dargestellt. Hierbei wird nach aufsteigenden Tracks (rot) und absteigenden Tracks (blau) unterschieden. Es fällt auf, daß sich die gefundenen Mikrodiskontinuitäten besonders in Gebirgsbereichen stark häufen. In den Inlandeisbereichen oder auf dem Eisstrom sind sie weniger stark vertreten und auf dem Eisschelf treten sie überhaupt nicht in Erscheinung. Aufgrund dessen werden eine westliche und eine östliche Gebirgsregion definiert. Die Inlandeisbereiche werden aufgrund der unterschiedlichen Dichte der Mikrodiskontinuitäten in eine nordwestliche, südwestliche, südliche und östliche Inlandeisregion unterteilt. Für die Festlegung der Grenzlinie wird ein visueller Vergleich mit den im SAR-Ausschnitt zu erkennenden Geländemerkmalen durchgeführt. Die übrigen Bereiche gliedern sich in eine Eisstrom-, Eisschelf- und Meereisregion. Es werden insgesamt neun Regionen unterschieden, die teilweise durch Grenzzonen voneinander abgegrenzt sind (Abb. 5.11). Da die Lagegenauigkeit der Meßpunkte abhängig vom Footprintdurchmesser ist und das Mittelfenster beim Split-Moving-Window Verfahren eine Breite von 2 km hat, liegt die Kartierungsgenauigkeit nicht unter 2 km. Die Abgrenzung von Regionen nach dieser Methode ist zwar teilweise subjektiv, die Entscheidung wird aber durch das Split-Moving-Window Verfahren und die Betrachtung der Datenlücken gestützt. Daher ist dieses Vorgehen einer rein visuellen Abgrenzung wie bei STOSIUS & HERZFELD (2004) oder der Segmentierung mit einer Texturerkennungs-Software allein auf der Basis des SAR-Ausschnitts vorzuziehen.

5.5 Trendbereinigung

Die Höhenvariationen der Eisoberfläche setzen sich aus Variationen unterschiedlicher Wellenlängen zusammen. Diese Variationen sind Ausdruck der oberflächenformenden Prozesse wie etwa des Windes oder der Bewegung des Eises über das Relief des Eisuntergrundes. Formen, die auf den Eisuntergrund zurückzuführen sind, sind vorwiegend langwelliger Natur, während Formen durch Wind (z. B. Schneedünen) eher kurzwelligen Charakter haben. Bei der Interpolation mittels Kriging ist der Zusammenhang zwischen Punkten nur innerhalb einer lokalen, durch den Range des Variogramms definierten Umgebung bestimmt. Der langwellige Anteil der Eistopographie mit Variationen größer als der Range des Variogramms kann daher nicht erfaßt werden. Es gibt zwar Krigingverfahren, die den langwelligen Anteil als Trend berücksichtigen (Universal Kriging, Kriging mit externem Trend), es ist jedoch ef-

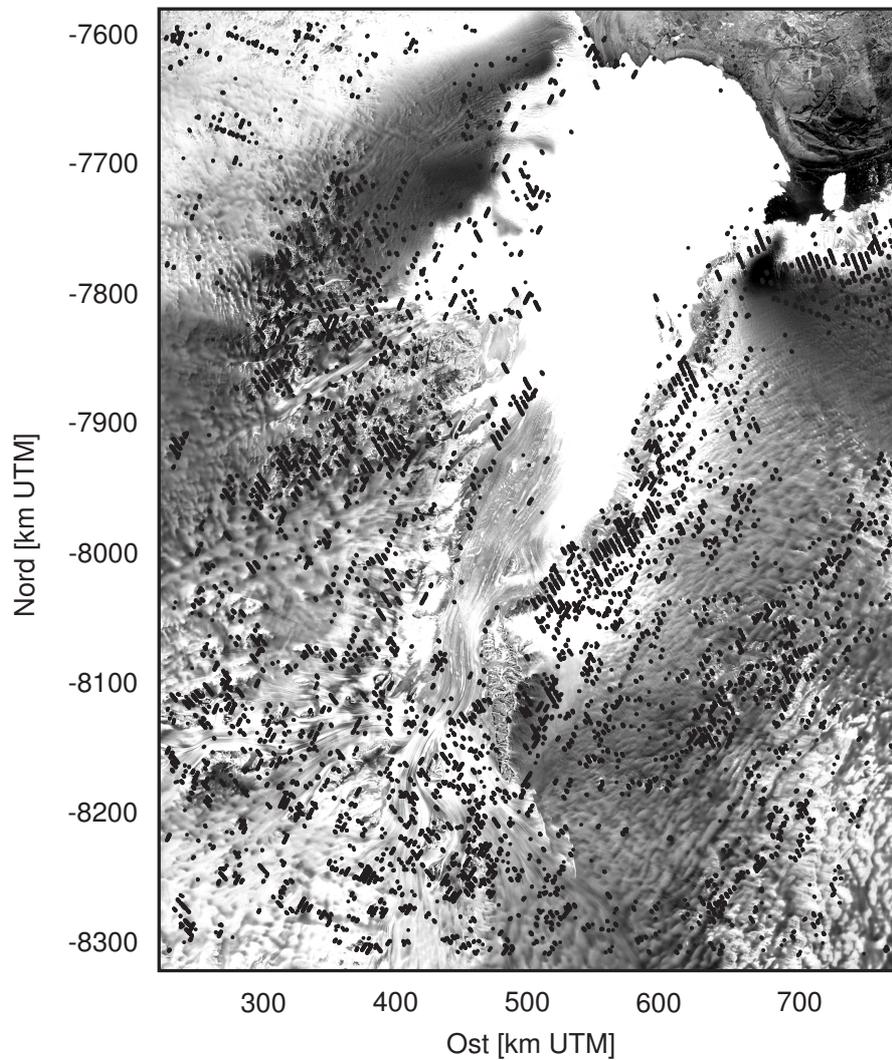


Abbildung 5.9: Karte des Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System mit den durch das Split-Moving-Window Verfahren entdeckten Mikrodiskontinuitäten im Verlauf einzelner Tracks der 168d ERS-1 Radaraltimeterdaten. Sie finden sich vor allem in den Gebirgsregionen und auf dem Inlandeis. Auf dem Eisschelf werden keine Mikrodiskontinuitäten gefunden.

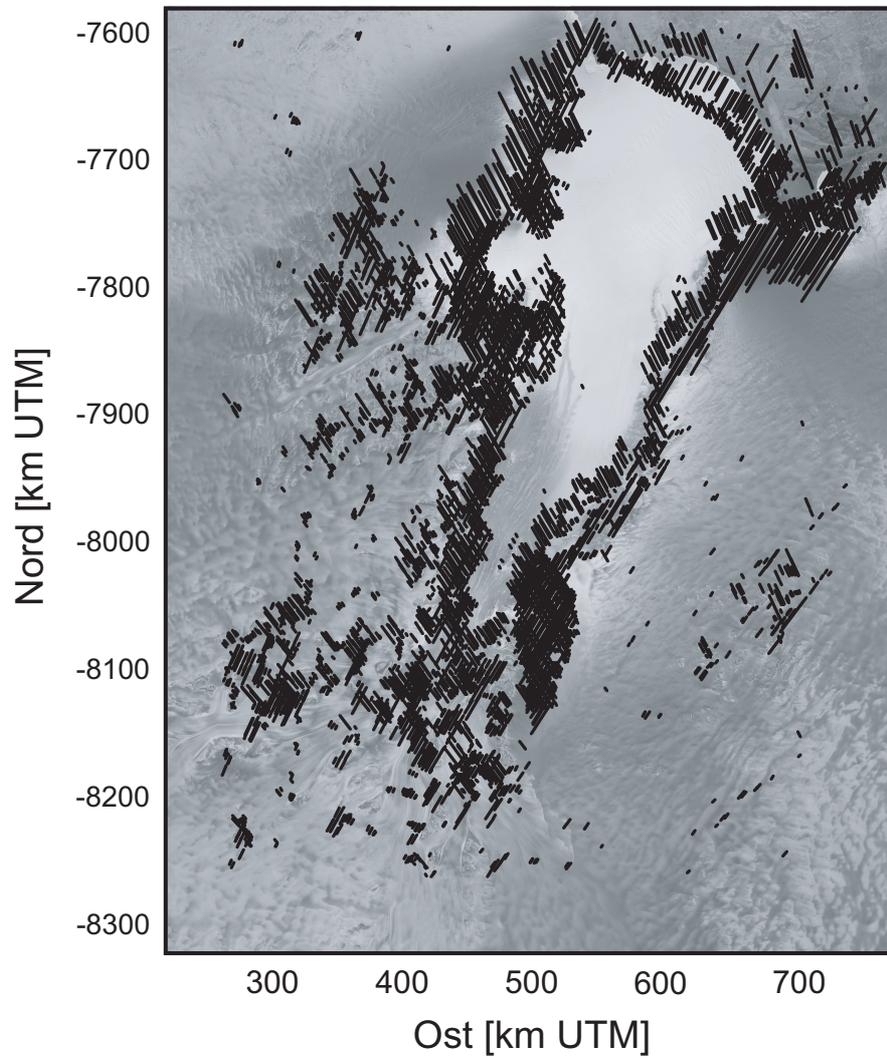


Abbildung 5.10: Karte des Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-Systems mit Datenlücken in den 168d ERS-1 Radaraltimeterdaten. Die Datenlücken entstehen vor allem beim Überfliegen von Diskontinuitäten in der Topographie der Eisoberfläche. Die meisten Datenlücken finden sich am Rand des Eisstroms und des Eisschelfs sowie in den Gebirgsbereichen.

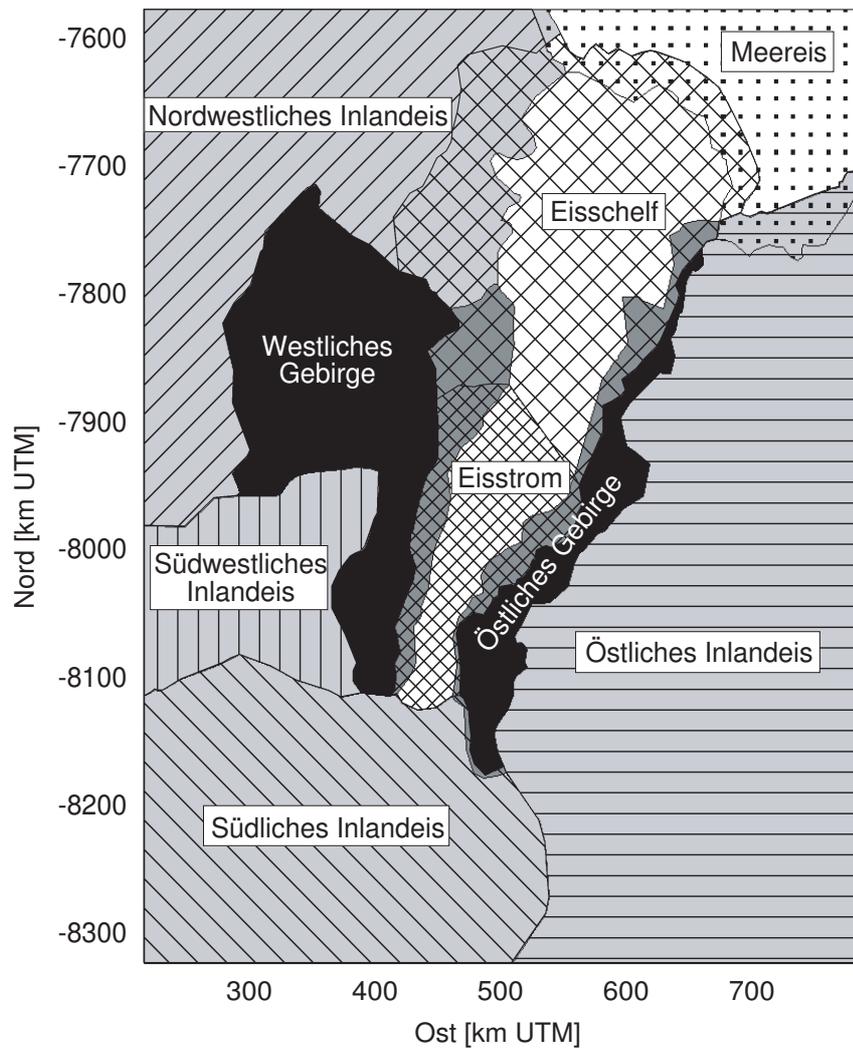


Abbildung 5.11: Karte der segmentierten Regionen. Eisstrom und Eisschelf sind von den übrigen Regionen durch Grenzzonen abgegrenzt, wobei der Eisstrom kontinuierlich ins südliche Inlandeis übergeht. Die Inlandeis- und Gebirgsregionen gehen kontinuierlich ineinander über. Die Meereisregion ist durch Grenzzonen von allen anderen Regionen abgegrenzt.

fektiver, den Trend zuvor zu eliminieren, da bei der Einbeziehung des Trends als zusätzliche Bedingung die Lösbarkeit des Kriginggleichungssystems verringert und die Gefahr von fehlerhaften Schätzergebnissen (Artefakten) erhöht wird. Das Kriging wird dann nur über die trendbereinigten Daten (Residuen) durchgeführt, da diese sich selbst wieder wie eine regionalisierte Variable verhalten (WEBSTER & OLIVER, 2001). Die Trendbereinigung wird nur für die 168d Daten durchgeführt, da hierbei die Datendichte am höchsten ist. Das hierfür erstellte Trendmodell wird dann auf die 35d Daten der gesamten Meßreihe übertragen. Damit ist gewährleistet, daß allen Daten dasselbe Trendmodell zugrunde liegt und Änderungen der Eishöhe nur auf kurzweilige Variationen zurückzuführen sind.

5.5.1 Trendflächenanalyse

Der Trend wird über eine glatte, kontinuierliche Funktion repräsentiert. Zur Trendbereinigung bieten sich verschiedene Verfahren an. Das am häufigsten verwendete Verfahren ist die Trendflächenanalyse (multiple Regression). Hierbei wird ein Polynom niedriger Ordnung als multiple Regressionsfunktion an die Meßwerte z_i in den Stützpunkten mit den Koordinaten (x_i, y_i) angepaßt, so daß an jedem Stützpunkt der Wert \hat{z}_i geschätzt wird. Die Koeffizienten b_k werden so an die vorliegenden Meßwerte z_i angepaßt, daß die Varianz der quadrierten Residuen $\epsilon_i^2 = (z_i - \hat{z}_i)^2$ minimiert wird (Kleinste-Quadrate Methode).

$$\hat{z}_i = b_0 + b_1x_i + b_2y_i \quad (\text{linear}) \quad (5.2)$$

$$\hat{z}_i = b_0 + b_1x_i + b_2y_i + b_3x_i^2 + b_4x_iy_i + b_5y_i^2 \quad (\text{quadratisch}) \quad (5.3)$$

Meist reichen Modelle 1. Ordnung (lineares Modell, Gleichung 5.2) oder Modelle 2. Ordnung (quadratisches Modell, Gleichung 5.3) aus, um den allgemeinen Trend zu beschreiben. Das Untersuchungsgebiet stellt langweilig betrachtet einen grabenförmigen Einschnitt mit steilen Flanken dar, in das das Eisschelf und der Eisstrom eingebettet sind. Die Komplexität der Topographie erfordert polynomiale Regressionsmodelle höherer Ordnung. Es hat sich allerdings gezeigt, daß der Polynomraum von Modellen 3. bis 5. Ordnung hierfür nicht ausreicht. Gerade an den Rändern und Ecken des Untersuchungsgebiets sowie auf dem Eisschelf weicht das Trendmodell teilweise um mehrere hundert Meter von den vorliegenden Meßwerten ab. Selbst unter Einbeziehung von zusätzlichen Bedingungen in das zugehörige Gleichungssystem oder die Aufteilung in separate, randlich verknüpfte Modelle kann keine hinreichend gute Modellierung des Trends erzielt werden. Modelle noch höherer Ordnung tendieren dazu, gerade im Randbereich sehr stark zu oszillieren. Eine sinnvolle Anpassung im Sinne der klassischen Trendflächenanalyse ist für die vorliegenden Daten also nicht möglich.

5.5.2 Glättende Splines

Da das globale Interpolationsverfahren der Trendflächenanalyse nicht verwendet werden kann, wird ein lokales Interpolationsverfahren mit glättenden bikubischen Splines eingesetzt. Eine bikubische Splineinterpolation ist eine abschnittsweise Interpolation mit Trendflächen 3. Ordnung. Hierfür benötigt man zunächst ein regelmäßiges Gitter aus Stützpunkten. Für dieses Gitter wird eine Auflösung von 30 km gewählt, da bei den 35d Radaraltimeterdaten der maximale Abstand zweier Punkte zwischen den sich überkreuzenden Tracks in etwa in dieser Größenordnung liegt. Das Gitter ist so angelegt, daß es horizontal wie vertikal auf das Untersuchungsgebiet zentriert ist. Die äußeren Gitterpunkte sind also 12 km in Ost-Richtung und 15 km in Nord-Richtung vom Rand des Gebiets entfernt.

Die Werte an den Gitterpunkten werden über eine einfache lineare Interpolation berechnet, der eine Delauny-Triangulation zugrunde liegt (THE MATHWORKS INC., 2004). Im Übergang zwischen dem Eisschelf und den Eisabhängen des Inlandeises liegen jedoch vereinzelt Werte vor, die trotz der Ausreißeranalyse (vgl. 5.3) noch unverhältnismäßig tiefe Werte aufweisen (Abb. 5.12). In diesen Bereichen ist der Geschwindigkeitsunterschied zwischen Eisschelf und Rand besonders hoch und die Reibung an den Rändern des Eisschelfs besonders groß. Dadurch bildet sich ein randlicher Graben. Die tiefen Werte in diesem Bereich sind daher nicht zwangsläufig als Meß- oder Bearbeitungsfehler zu interpretieren. Allerdings führt in diesen Bereichen die lineare Interpolation zu sehr tiefen Gitterpunkten, was bei der anschließenden Trendberechnung problematisch ist. Deshalb wird zunächst nur in der Eisschelf- und Eisstromregion ein Trendflächenmodell im Sinne der polynomialen Regression (Gleichung 5.3) angepaßt. Als Datengrundlage dienen nur die Daten dieser beiden Regionen, das Modell wird jedoch bis in die umliegenden Grenzzonen extrapoliert. Anschließend wird die lineare Interpolation für jeden Gitterpunkt auf der Grundlage der 168d Daten durchgeführt. Liegt ein Gitterpunkt innerhalb dieser Grenzzone, werden die Werte des polynomialen Trendflächenmodells und der linearen Interpolation an diesem Gitterpunkt miteinander verglichen. Liegt der linear interpolierte Wert unterhalb der polynomialen Trendfläche, werden alle Meßpunkte in der Umgebung des Gitterpunkts (30 km) aus der Berechnung herausgenommen, die ebenfalls unterhalb der polynomialen Trendfläche liegen. Danach wird die lineare Interpolation über die übrigen Meßpunkte erneut durchgeführt. Der neu berechnete Wert kann damit nicht mehr unterhalb der polynomialen Trendfläche liegen. Das führt dazu, daß der randliche Graben bei der anschließenden Splineinterpolation nicht mehr in Erscheinung tritt. Die Gitterpunkte in der Meereisregion werden mit einer stationären linearen Trendfläche modelliert (Gleichung 5.2), da hier kein Trend zu erwarten ist. Sie liegt auf Höhe des Mittelwerts der Höhenwerte (16,37 m) in dieser Region. Diese Höhe entspricht in etwa der Abweichung des Ellipsoidmodells vom Geoid in diesem Bereich (HERZFELD ET AL., 1998).

Auf der Basis dieses interpolierten Stützpunktegitters wird dann eine glättende bikubische Splineinterpolation mit einer vorgegebenen Toleranz für jeden einzelnen Meßpunkt der 168d Daten durchgeführt. Die Toleranz bewirkt, daß die Trendfunktion an den Gitterpunkten nicht exakt sein muß, was eine stärkere Glättung der Funktion bewirkt. Die Toleranz wird in der Eisschelf und Eisstrom Region auf 10 m, in den umliegenden Gebirgs- und Inlandeisregionen auf 30 m festgesetzt. Bei der glättenden Splineinterpolation ist f eine Splinefunktion mit

$$F(f^k) + \rho T(f). \quad (5.4)$$

Dabei ist f^k die k -te Ableitung von f . Für $k=2$ ist f eine kubische Splinefunktion.

$$F(f^k) = \int_{\min(x)}^{\max(x)} |f^k(t)| dt \quad (5.5)$$

ist ein Maß für die Rauzigkeit der Splinefunktion. Die glatteste Funktion ist die, bei der die Funktion $F(f^k)$ minimal ist. Im Rahmen der Toleranz $T(f)$ soll darüber hinaus die Funktion

$$T(f) = \sum_{i=1}^n w_i |z(x_i) - f(x_i)|^2 \quad (5.6)$$

mit den Gewichten w_i minimiert werden. Dabei ist $|z(x_i) - f(x_i)|^2$ das Quadrat der Abweichung der Splinefunktion von den Werten $z(x_i)$ in den Gitterpunkten x_i . Aus dieser Minimierung ergibt sich dann der Glättungsparameter ρ . Das Verfahren beruht auf einem Ansatz von REINSCH (1967) (THE MATHWORKS INC., 2004).

5.5.3 Ergebnis der Trendanalyse

Die Residuen der Trendanalyse (Abb. 5.14) zeigen an einigen Stellen besonders starke Abweichungen der Meßwerte (Abb. 5.12) vom Trendmodell (Abb. 5.13). Diese Abweichungen sind im Übergang vom Eisschelf und Eisstrom zu den umliegenden Eisabhängen sowie in den Gebirgsregionen besonders hoch. Die hohen Abweichungen am Rand des Eisschelfs gehen auf die Vernachlässigung des Grabens bei der Interpolation der Gitterpunkte zurück. Die hohen Abweichungen in den Gebirgsregionen werden vor allem am Mawson Escarpment deutlich, das mehrere hundert Meter über das Trendmodell hinausragt. Berechnet man den Korrelationskoeffizient zwischen den Meßwerten und den Trendmodellwerten, ergibt sich ein Zusammenhang von 99,82%, was auf eine allgemein sehr gute Annäherung des Modells hindeutet.

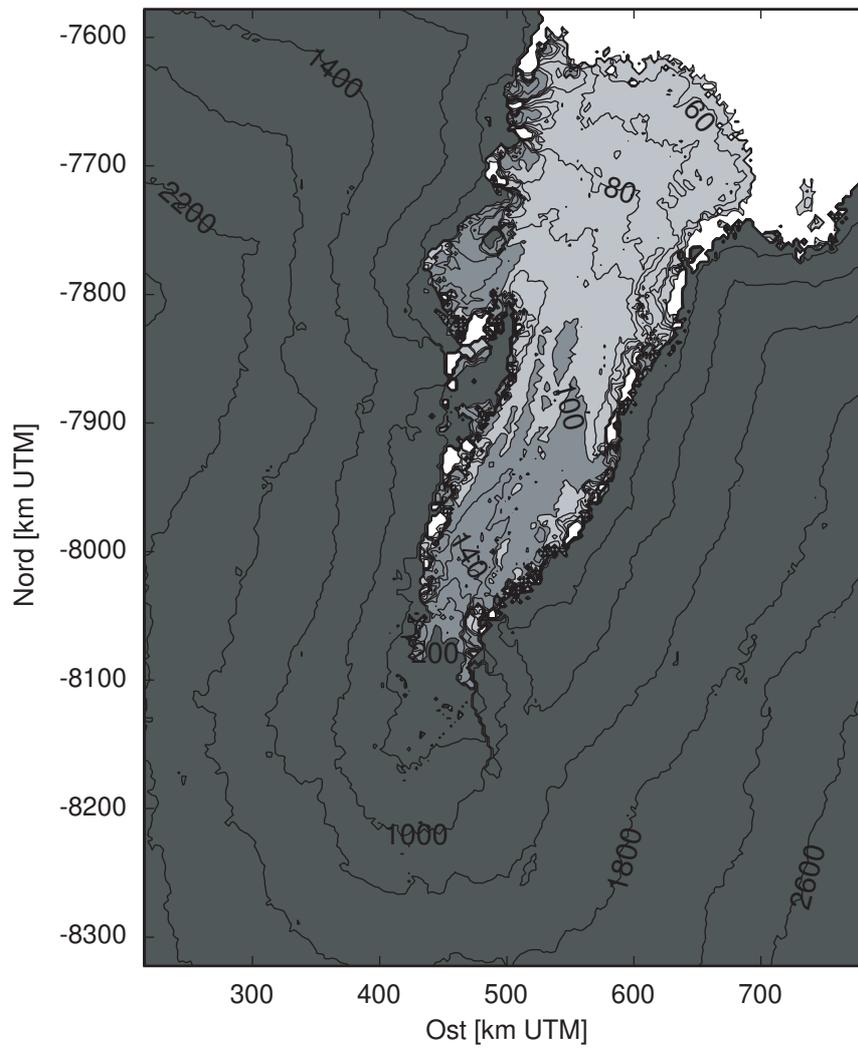


Abbildung 5.12: Höhenliniendarstellung der Meßwerte der 168d Daten im Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System. Höhenangaben in m bzgl. WGS84. Grauwertabstufungen bei 40 m, 100 m und 200 m.

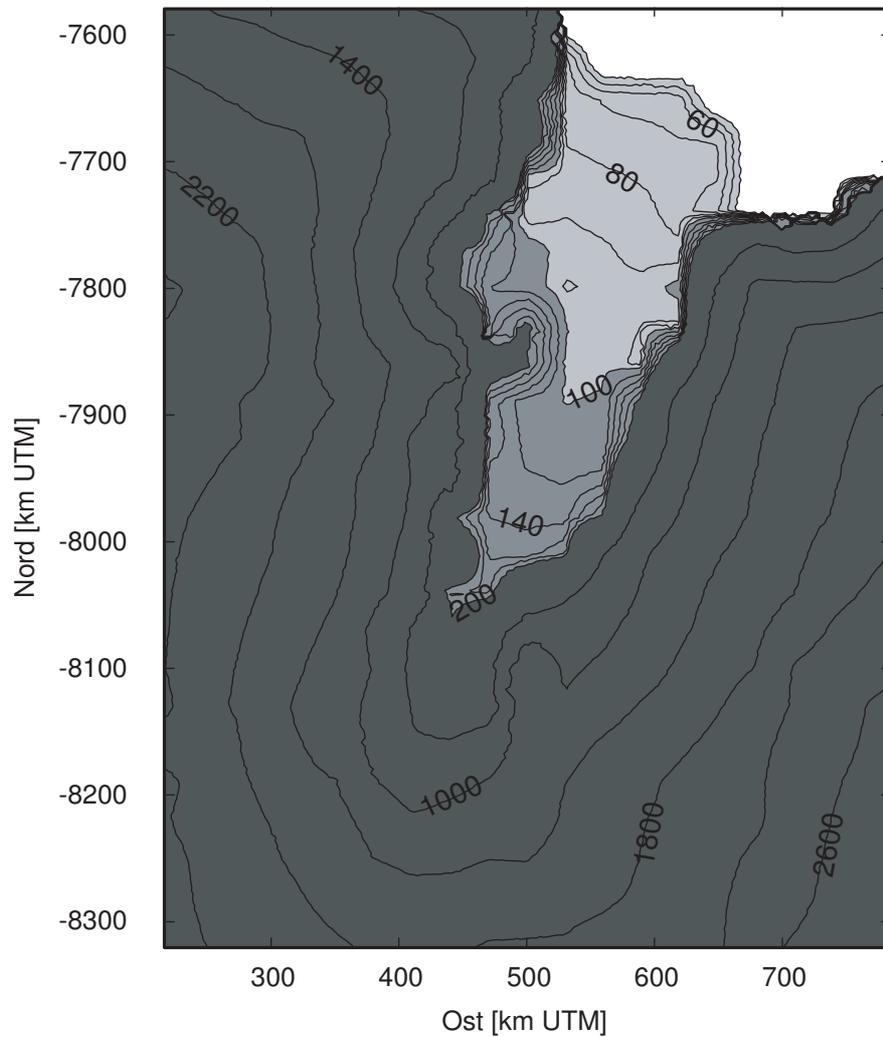


Abbildung 5.13: Höhenliniendarstellung der Trendmodellwerte im Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System, berechnet über eine glättende bikubische Splineinterpolation, basierend auf einem 30 km Schätzpunktegitter. Höhenangaben in m bzgl. WGS84. Grauwertabstufungen bei 40 m, 100 m und 200 m.

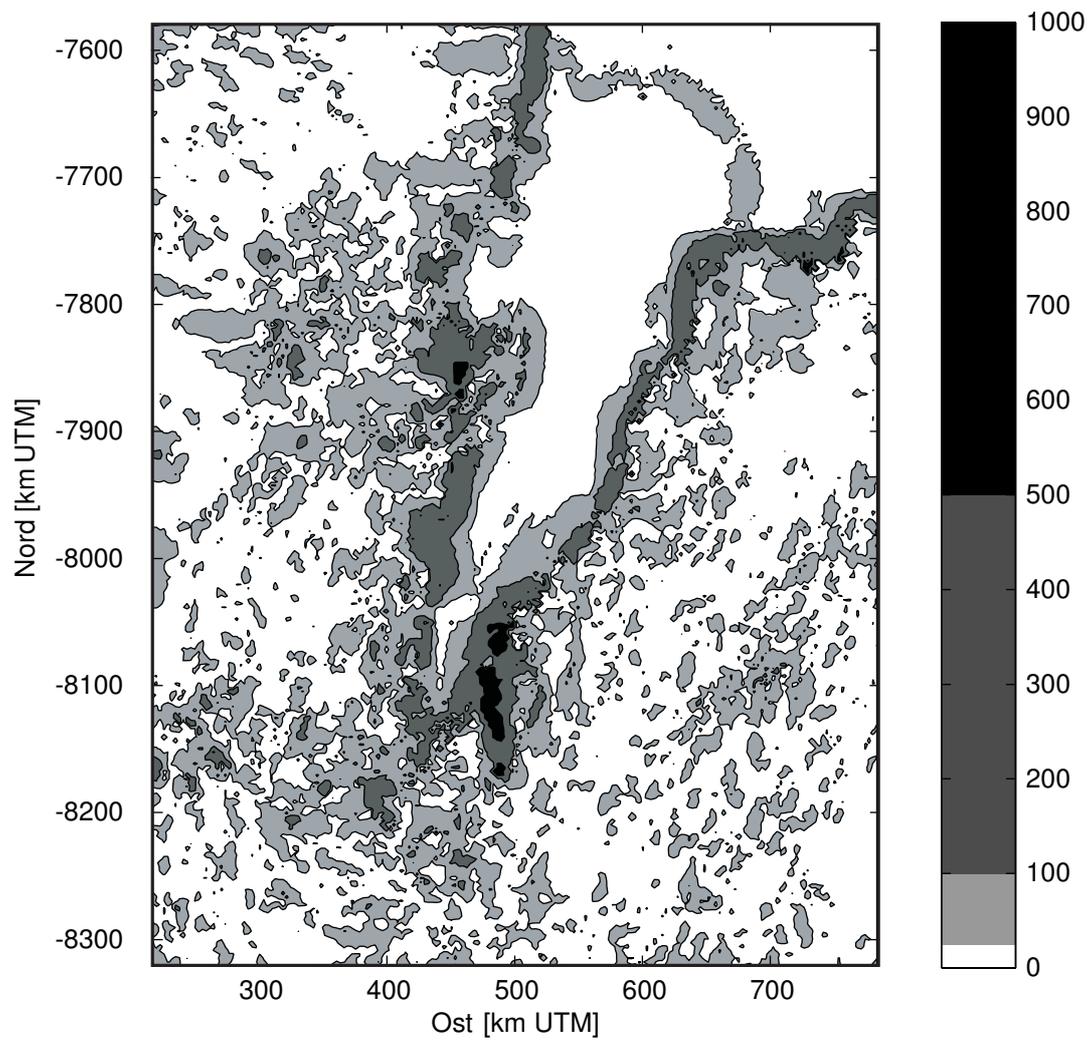


Abbildung 5.14: Residuen des Trendmodells der 168 Daten im Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System. Angabe der absoluten Abweichung in m.

5.6 Variographie

5.6.1 Experimentelle Variogramme

Das experimentelle Variogramm (vgl. 4.2.2.1) beschreibt den räumlichen Zusammenhang der empirisch ermittelten, trendbereinigten Höhenwerte (Residuen) aus den 168d Daten. Für jede der neun Regionen (Abb. 5.15 bis 5.23 a) wird die Variographie separat durchgeführt. Um Anisotropien aufzudecken (vgl. 4.2.2.3), werden zunächst Variogrammkarten berechnet, die die Richtungsvariogramme in allen Richtungen zeigen (Abb. 5.15 bis 5.23 b). Zeigt eine Variogrammkarte eine deutlich elliptische Form, ist von Anisotropie auszugehen. Die dargestellte Reichweite liegt bei 30 km, was der Auflösung des Trendmodellgitters entspricht (vgl. 5.5.2). Die Auflösung der Variogrammkarte sowie der omnidirektionalen (Abb. 5.15 bis 5.23 c) und Richtungsvariogramme (Abb. 5.15 bis 5.23 d) beträgt 328 m gemäß der Datenauflösung entlang der Tracks. Aufgrund der Anordnung der Daten in Form von sich überkreuzenden Tracks zeigen die Variogrammkarten eine kreuzschraffierte Struktur in den Trackrichtungen.

Wie in der Variogrammkarte in Abbildung 5.18 deutlich wird, können sich die Richtungsvariogramme in Trackrichtung stark von den Variogrammen in anderen Richtungen unterscheiden. Dies ist an einem „Kreuz“ im Zentrum der Variogrammkarte zu erkennen. Die Datendichte ist in den Trackrichtungen sehr viel höher als in allen anderen Richtungen. Eine Anisotropie in den Trackrichtungen entspricht jedoch nicht zwangsläufig einer Anisotropie in der Eisoberfläche. Die Variogrammkarten der Regionen zeigen im wesentlichen Strukturen mit nördlicher oder östlicher Ausrichtung, weshalb Richtungsvariogramme in Nord- und Ost-Richtung erstellt werden. Die Richtungsvariogramme werden mit einer Bandbreite von 15 km eingeschränkt, so daß bei Punktepaaaren mit einer großen Distanz nur diejenigen berücksichtigt werden, die der vorgegebenen Richtung entsprechen.

5.6.2 Variogrammodelle

Die Variographie erfolgt über die 168d Daten, da diese in einer höheren Dichte vorliegen als die 35d Daten. Die grundlegenden Charakteristika der Eisoberflächen in den einzelnen Regionen sollte sich über den Meßzeitraum hinweg nicht wesentlich verändern, so daß sich die Variogramme der 168d Daten auch für die 35d Daten anwenden lassen. An die experimentellen Variogramme und Richtungsvariogramme jeder Region werden theoretische Variogrammodelle angepaßt. Der Modelltyp korrespondiert mit der räumlichen Struktur der Eisoberfläche (vgl. 4.2.2.2). Die Modellbildung erfolgt mit dem Programm SFIT von JIAN ET AL. (1996), das eine Kleinste-Quadrate-Anpassung mittels der LEVENBERG-MARQUARDT-Methode vornimmt. Dabei werden die Modellparameter vorgegeben, das Programm optimiert

diese Parameter (vgl. 4.2.2.2). In Regionen, in denen sich räumliche Strukturen mit unterschiedlichen Reichweiten überlagern, reichen die gängigen Variogrammodelle nicht aus, um den räumlichen Zusammenhang hinreichend gut zu beschreiben. In diesen Fällen wird mit einer Kombination von verschiedenen Variogrammodellen (genesteten Modellen) mit unterschiedlichen Reichweiten gearbeitet (vgl. 4.2.2.2). Die Ergebnisse der Modellanpassung sind in Tabelle 5.3 zusammengefaßt. Außerdem finden sich die angepaßten Parameter in der Form $c_0 + \text{Modelltyp1}(c_1; a_1) + \text{Modelltyp2}(c_2; a_2)$ bei den Variogrammen in Abbildung 5.15 bis 5.23 c und d wieder.

5.6.2.1 Meereisregion

Die Meereisregion (Abb. 5.15) zeigt in der Variogrammkarte nur eine leichte Anisotropie in Ostrichtung. Diese folgt zwar in etwa dem Verlauf der Eisfront, ist aber theoretisch schwierig zu erklären. Es ist davon auszugehen, daß diese Region im allgemeinen keine gerichteten Oberflächenstrukturen aufweist, da sich die Meereisoberfläche im Zeitraum der Datenaufnahme der 168d Daten (etwa ein Jahr) saisonal oder episodisch z. B. durch das Kalben von Eisbergen drastisch verändern kann. Es wird ein omnidirektionales, sphärisches Modell angepaßt.

5.6.2.2 Eisschelf- und Eisstromregion

Die Regionen Eisschelf (Abb. 5.16) und Eisstrom (Abb. 5.17) verhalten sich in ihren experimentellen Variogrammen und Richtungsvariogrammen sehr ähnlich. Sie weisen eine deutlich zonale Anisotropie auf, d. h. der Sill liegt jeweils in Ostrichtung höher als in Nordrichtung. Der Anstieg des Variogramms ist in Ostrichtung, also quer zur Fließrichtung des Eises, steiler als in Fließrichtung. Die Eisströme von Mellor-, Fisher- und Lambert Gletscher fließen zusammen, ziehen sich durch die Eisstromregion und setzen sich als Fließbänder im Eisschelf fort (FRICKER ET AL., 2002). Dies zeigt sich auch in der Ähnlichkeit der Variogramme von Eisschelf- und Eisstromregion. Die Variogrammwerte in der Region Eisstrom liegen jedoch um etwa das vierfache höher als in der Eisschelfregion, was auf eine größere Rauigkeit der Eisoberfläche in der Eisstromregion hindeutet. Die Variogramme erreichen innerhalb der dargestellten Reichweite von 30 km keinen absoluten Sill, sondern haben dort noch einen relativ steilen Verlauf. Dies deutet an, daß nicht nur ein räumlicher, sondern auch noch ein zeitlicher Effekt auftritt.

Da die 168d Daten innerhalb etwa eines Jahres aufgenommen wurden und das Eis sich in dieser Zeit gerade in den Fließbändern um bis zu 1.000 m bewegt, setzen sich die experimentellen Variogrammwerte aus Wertepaaren mit großer zeitlicher Varianz zusammen. Dadurch werden die Variogrammwerte insbesondere quer zur Fließrichtung erhöht. Um diesen zeitlichen Effekt in den experimentellen Variogrammen auszuschließen, müßten die Variogrammwerte nur über Punktpaare berechnet

werden, die auch zeitlich nicht zu stark differieren. Damit würde sich allerdings die Anzahl der Wertepaare pro lag verringern, das experimentelle Variogramm wäre weniger gut gestützt. Die Bewegung des Eises ist innerhalb der 35d Daten weniger von Bedeutung als bei den 168d Daten. Da sich nicht zwischen einem räumlichen und zeitlichen Effekt innerhalb der Variogramme unterscheiden läßt, wird in diesen Regionen das anisotrope Variogrammmodell verwendet. Das eingesetzte Krigingprogramm kann allerdings nur geometrische Anisotropien, d. h. Unterschiede im Range berücksichtigen, so daß die angepaßten Range-Parameter recht hoch sind.

5.6.2.3 Inlandeisregionen

In den Regionen südliches Inlandeis (Abb. 5.18), östliches Inlandeis (Abb. 5.20), südwestliches Inlandeis (Abb. 5.21) und nordwestliches Inlandeis (Abb. 5.22) weisen die experimentellen Variogramme einen linearen Anstieg auf, der bei 10 bis 12 km recht deutlich abknickt. Eine Interpretation dieses Phänomens, das nur auf dem Inlandeis auftritt, ist schwierig. Möglicherweise überlagern sich hier zwei charakteristische räumliche Strukturen mit unterschiedlicher Wellenlänge, die nur auf dem Inlandeis anzutreffen sind. Daher ist nicht davon auszugehen, daß es sich um eine Eigenschaft der Datenverteilung oder des Trendmodells handelt, die sich in dem abknickenden Variogramm widerspiegeln. Der relativ steile Anstieg der Variogramme kann sich z. B. durch Variationen im Eindringverhalten des Radarsignals ins Eis (vgl. 3.4.1) oder durch windinduzierte Oberflächenformen wie Schneedünen ergeben. Die Bewegung des Eises und der damit verbundene zeitliche Effekt spielen hier eine vergleichsweise geringe Rolle, die Bewegungsgeschwindigkeit ist hier verhältnismäßig gering. Anisotropien sind eher gering ausgeprägt. Daher wird beim Kriging jeweils das isotrope Variogrammmodell verwendet. Um das Abknicken der Variogramme zu berücksichtigen, wird die Anpassung mit genesteten Variogrammen vorgenommen.

5.6.2.4 Gebirgsregionen

Die westliche Gebirgsregion (Abb. 5.23) verhält sich sehr ähnlich wie die Inlandeisregionen. Die Variogrammwerte liegen allerdings deutlich höher, was auf das Vorhandensein der aus dem Eis herausragenden Gebirgsbereiche hindeutet. Ein deutliches Abknicken des Variogrammverlaufs ist nicht festzustellen. Wie bei den Inlandeisregionen wird ein isotropes, genestetes Variogrammmodell verwendet.

Die östliche Gebirgsregion (Abb. 5.19) zeigt in der Variogrammkarte eine deutlich nach Norden ausgerichtete Anisotropie. Die Eisoberfläche dieser Region ist durchsetzt von kleineren und größeren Gebirgsbereichen wie dem Mawson Escarpment, das mehrere 100 m aus dem Eis herausragt. Das Variogramm ist daher deutlich zweigeteilt. Nach etwa 2 km erreicht das Variogramm schnell einen ersten Sill von etwa 5.000 m², bevor es erneut stark ansteigt. Die steile, kleinskalige Struktur und

die allgemein recht hohen Variogrammwerte deuten auf das Vorhandensein der Gebirgsbereiche hin, während der großskalige Anteil die Eisoberfläche zwischen den Gebirgsbereichen repräsentiert. Das Richtungsvariogramm in Ostrichtung fluktuiert sehr viel stärker als das in Nordrichtung. Dies ist darauf zurückzuführen, daß das Modell in Ostrichtung sehr schmal ist und daher weniger Punktepaare für die Variogrammberechnung vorliegen.

Tabelle 5.3: Modelltypen (kub=kubisch, exp=exponentiell, sph=sphärisch) und Parameter (c =Sill: c_0 , c_1 und c_2 [m²]; a =Range [m]) der Variogrammmodelle aller Regionen, getrennt in omnidirektionale Variogramme und (direktionale) Richtungsvariogramme. Die beim Kriging verwendeten Parameter sind hervorgehoben.

Region	Modell	C	a		
			omnidirek- tional	direktional	
				Nord	Ost
Meereis	sph	2,1 39,5	24.837	20.717	3.100
Eisschelf	kub exp	2,8 100 870	20.344 252.390	23.550 470.000	18.878 160.000
Eisstrom	kub exp	15,5 669 2.333	28.762 230.967	36.578 370.267	24.700 144.075
Südliches Inlandeis	sph exp	124,7 479 995	14.922 57.509	19.506 57.083	14.500 55.000
Östliches Gebirge	exp kub	1.000 3.300 19.000	1.533 45.991	3.527 62.459	2.000 33.000
Östliches Inlandeis	sph exp	57 280 493	12.822 82.353	16.835 93.476	11.000 75.000
Südwestliches Inlandeis	sph exp	1,1 220 230	13.532 53.523	14.575 72.834	12.200 35.858
Nordwestliches Inlandeis	sph exp	3,5 125 720	16.200 110.000	17.500 95.000	16.000 130.000
Westliches Gebirge	sph exp	59,5 1.216 1.308	21.901 81.295	27.000 62.500	19.000 93.000

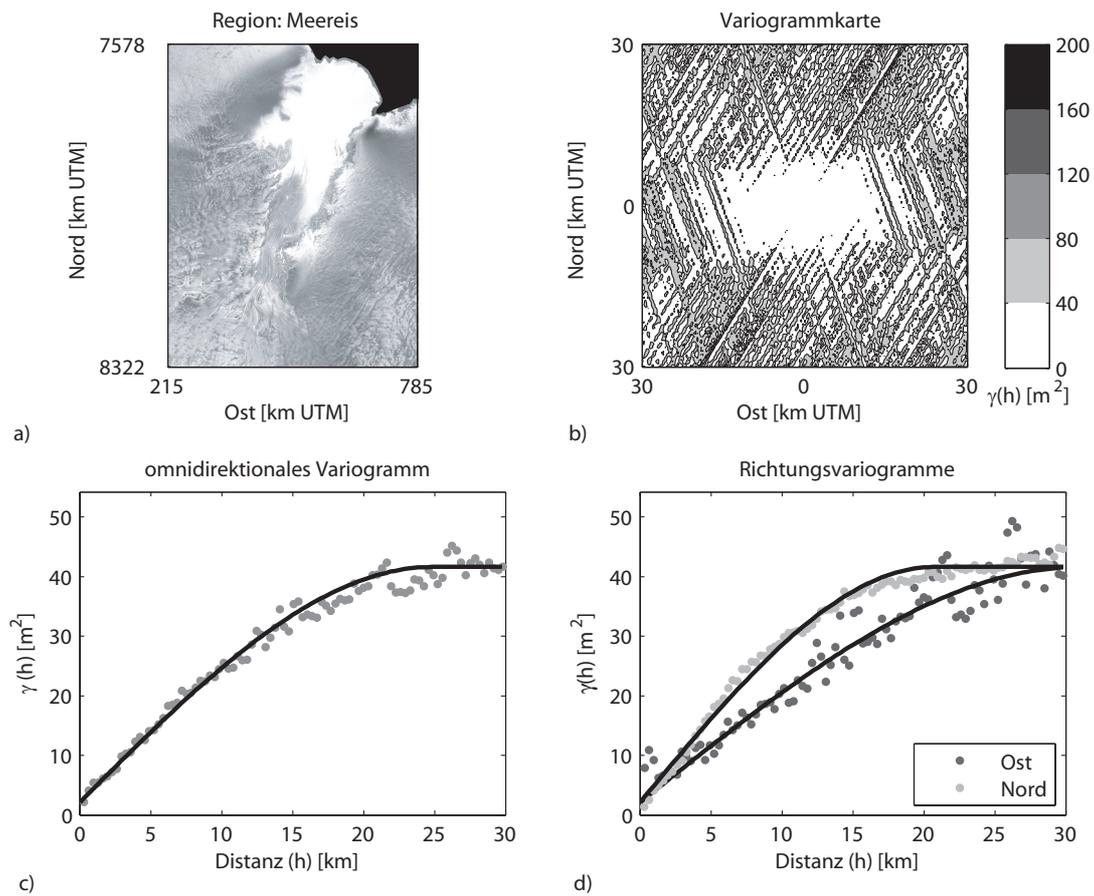


Abbildung 5.15: Ergebnisse der Variographie für die Meereisregion. Dargestellt sind a) eine Karte zur Lage der Region im Untersuchungsgebiet, b) die Variogrammkarte sowie c) das globale Variogramm und d) die Richtungsvariogramme in Nord- und Ostrichtung, jeweils mit den angepaßten Variogrammmodellen. Die Modellparameter werden in der Form $c_0 +$ Modelltyp: sphärisch ($c_1; a_1$) angegeben.

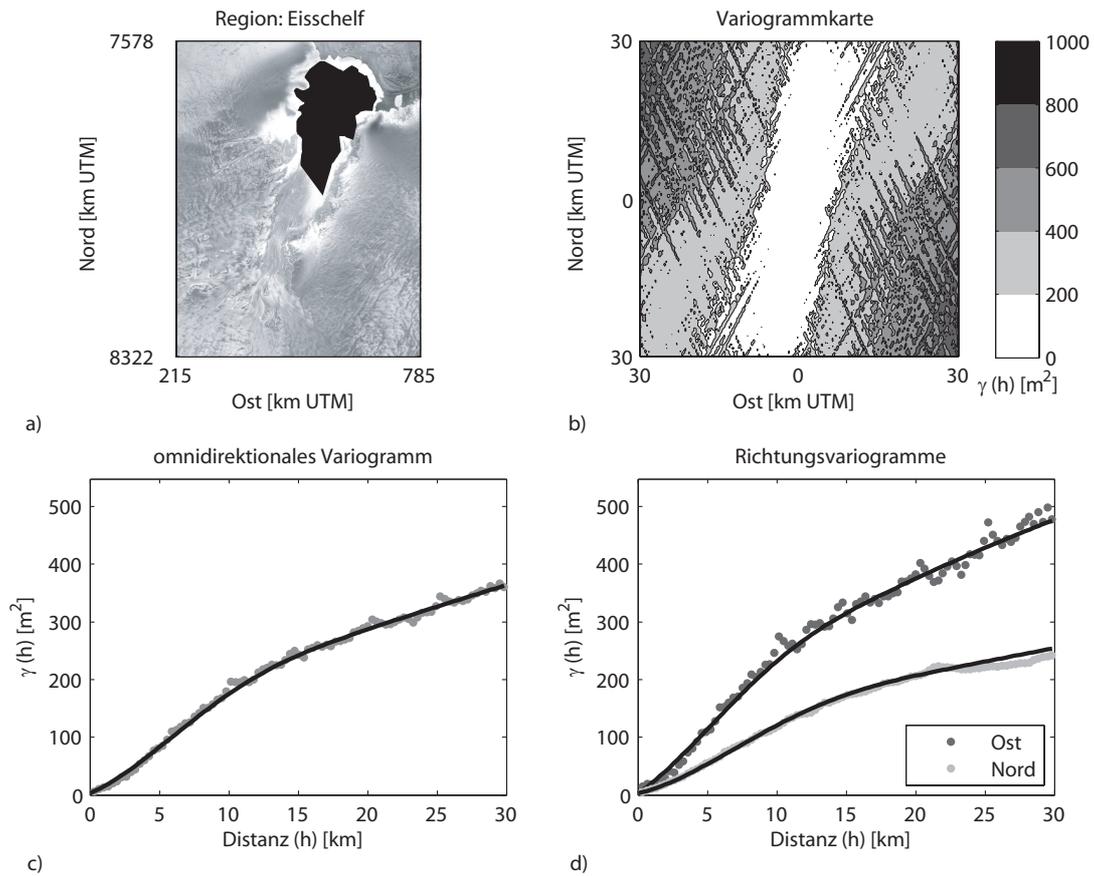


Abbildung 5.16: Ergebnisse der Variographie für die Eisschelfregion. Dargestellt sind a) eine Karte zur Lage der Region im Untersuchungsgebiet, b) die Variogrammkarte sowie c) das globale Variogramm und d) die Richtungsvariogramme in Nord- und Ostrichtung, jeweils mit den angepassten Variogrammmodellen. Die Modellparameter werden in der Form $c_0 + \text{Modelltyp: kubisch } (c_1; a_1) + \text{Modelltyp: exponentiell } (c_2; a_2)$ angegeben.

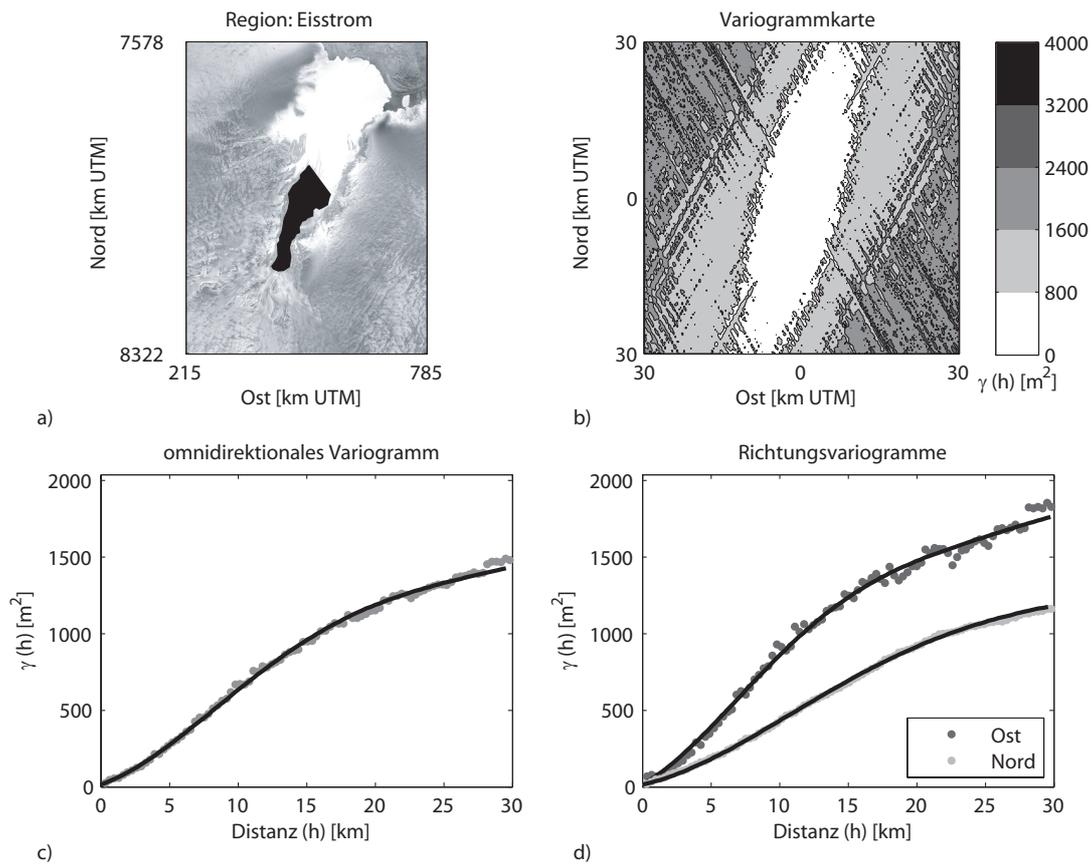


Abbildung 5.17: Ergebnisse der Variographie für die Eisstromregion. Dargestellt sind a) eine Karte zur Lage der Region im Untersuchungsgebiet, b) die Variogrammkarte sowie c) das globale Variogramm und d) die Richtungsvariogramme in Nord- und Ostrichtung, jeweils mit den angepassten Variogrammmodellen. Die Modellparameter werden in der Form $c_0 +$ Modelltyp: kubisch ($c_1; a_1$) + Modelltyp: exponentiell ($c_2; a_2$) angegeben.

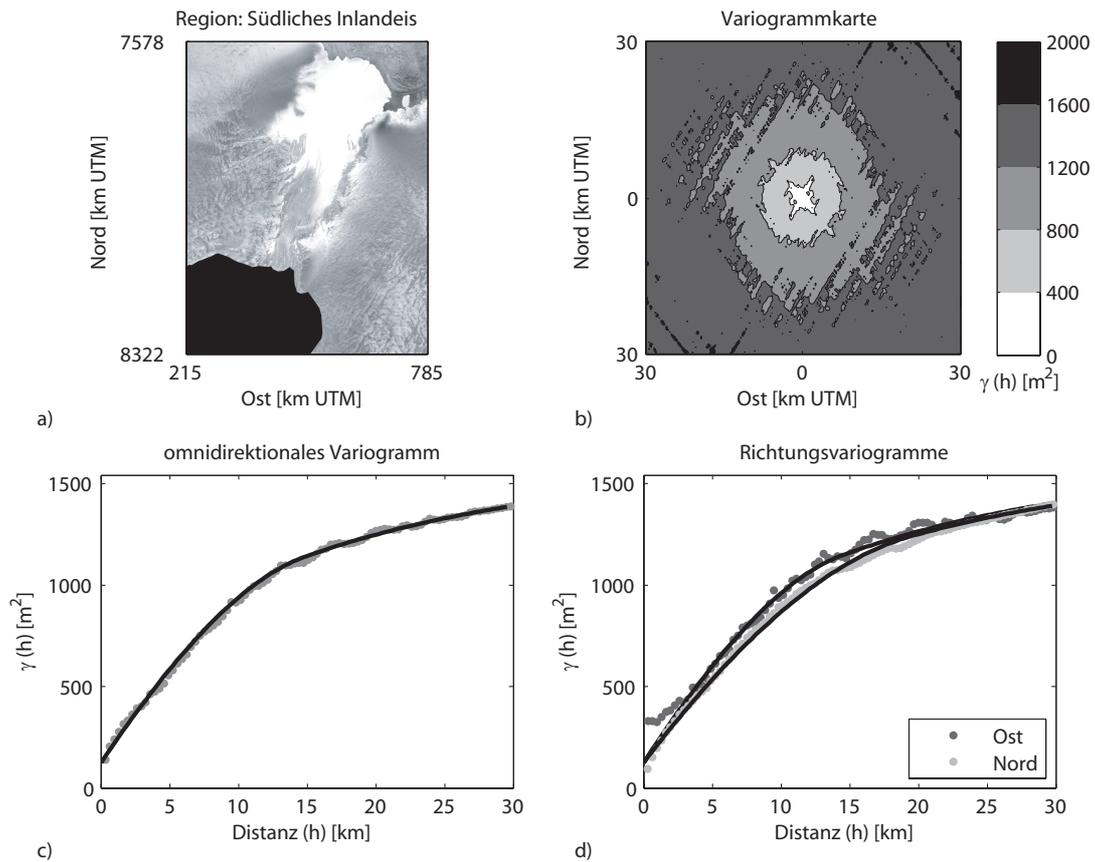


Abbildung 5.18: Ergebnisse der Variographie für die südliche Inlandeisregion. Dargestellt sind a) eine Karte zur Lage der Region im Untersuchungsgebiet, b) die Variogrammkarte sowie c) das globale Variogramm und d) die Richtungsvariogramme in Nord- und Ostrichtung, jeweils mit den angepassten Variogrammmodellen. Die Modellparameter werden in der Form $c_0 + \text{Modelltyp: sphärisch } (c_1; a_1) + \text{Modelltyp: exponentiell } (c_2; a_2)$ angegeben.

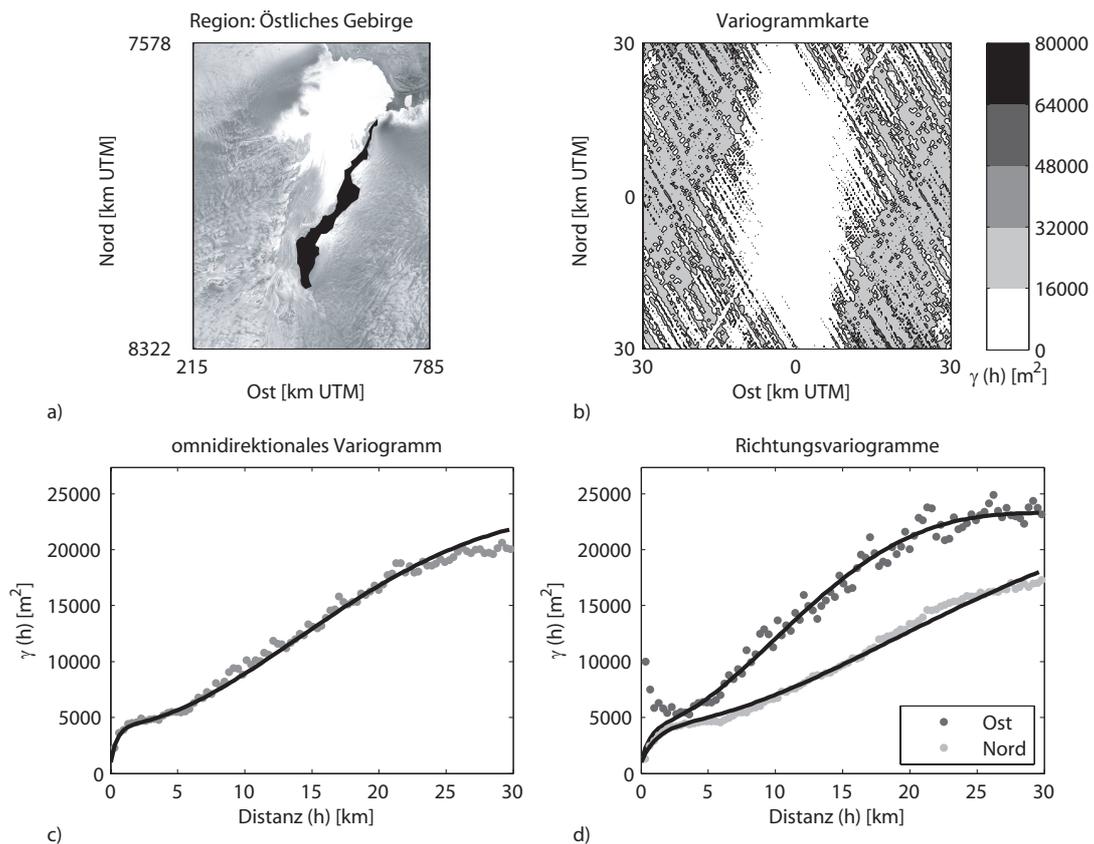


Abbildung 5.19: Ergebnisse der Variographie für die östliches Gebirgsregion. Dargestellt sind a) eine Karte zur Lage der Region im Untersuchungsgebiet, b) die Variogrammkarte sowie c) das globale Variogramm und d) die Richtungsvariogramme in Nord- und Ostrichtung, jeweils mit den angepaßten Variogrammodellen. Die Modellparameter werden in der Form $c_0 +$ Modelltyp: exponentiell ($c_1; a_1$) + Modelltyp: kubisch ($c_2; a_2$) angegeben.

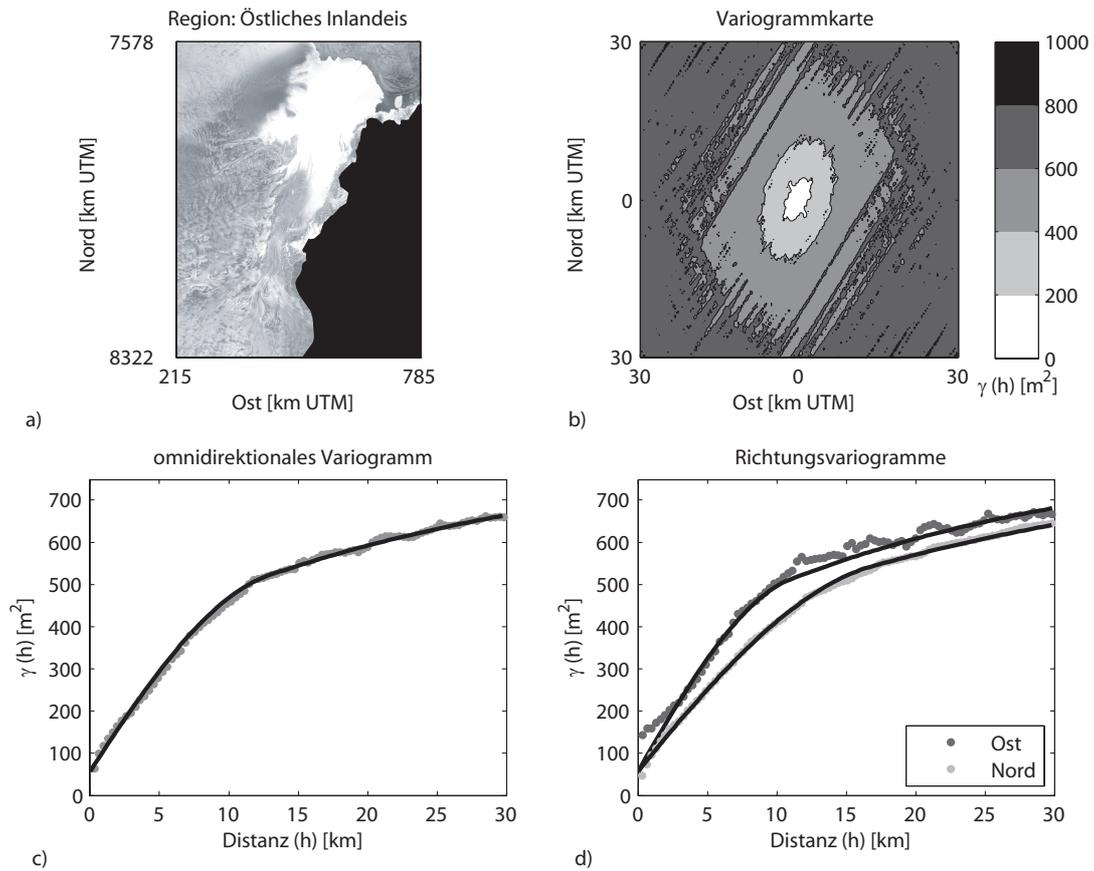


Abbildung 5.20: Ergebnisse der Variographie für die östliche Inlandeisregion. Dargestellt sind a) eine Karte zur Lage der Region im Untersuchungsgebiet, b) die Variogrammkarte sowie c) das globale Variogramm und d) die Richtungsvariogramme in Nord- und Ostrichtung, jeweils mit den angepaßten Variogrammodellen. Die Modellparameter werden in der Form $c_0 + \text{Modelltyp}$: sphärisch ($c_1; a_1$) + Modelltyp: exponentiell ($c_2; a_2$) angegeben.

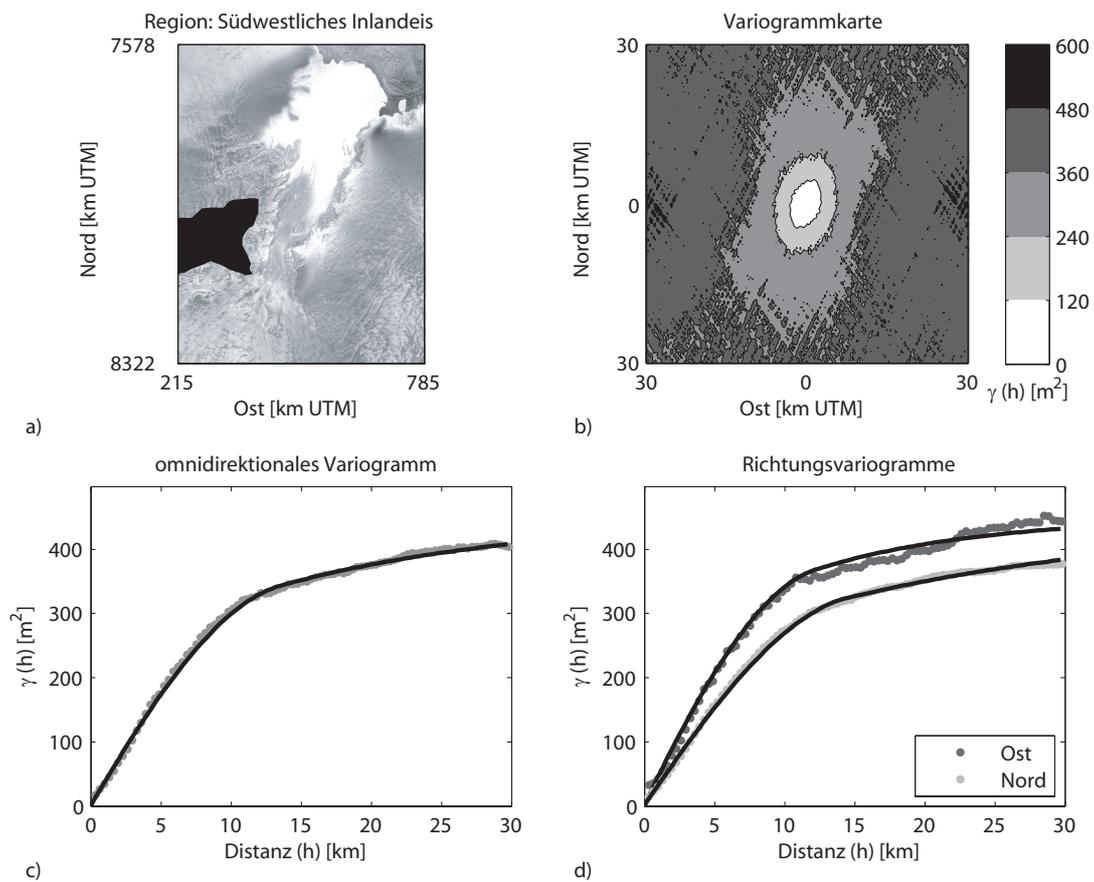


Abbildung 5.21: Ergebnisse der Variographie für die südwestliche Inlandeisregion. Dargestellt sind a) eine Karte zur Lage der Region im Untersuchungsgebiet, b) die Variogrammkarte sowie c) das globale Variogramm und d) die Richtungsvariogramme in Nord- und Ostrichtung, jeweils mit den angepaßten Variogrammodellen. Die Modellparameter werden in der Form $c_0 + \text{Modelltyp: sphärisch } (c_1; a_1) + \text{Modelltyp: exponentiell } (c_2; a_2)$ angegeben.

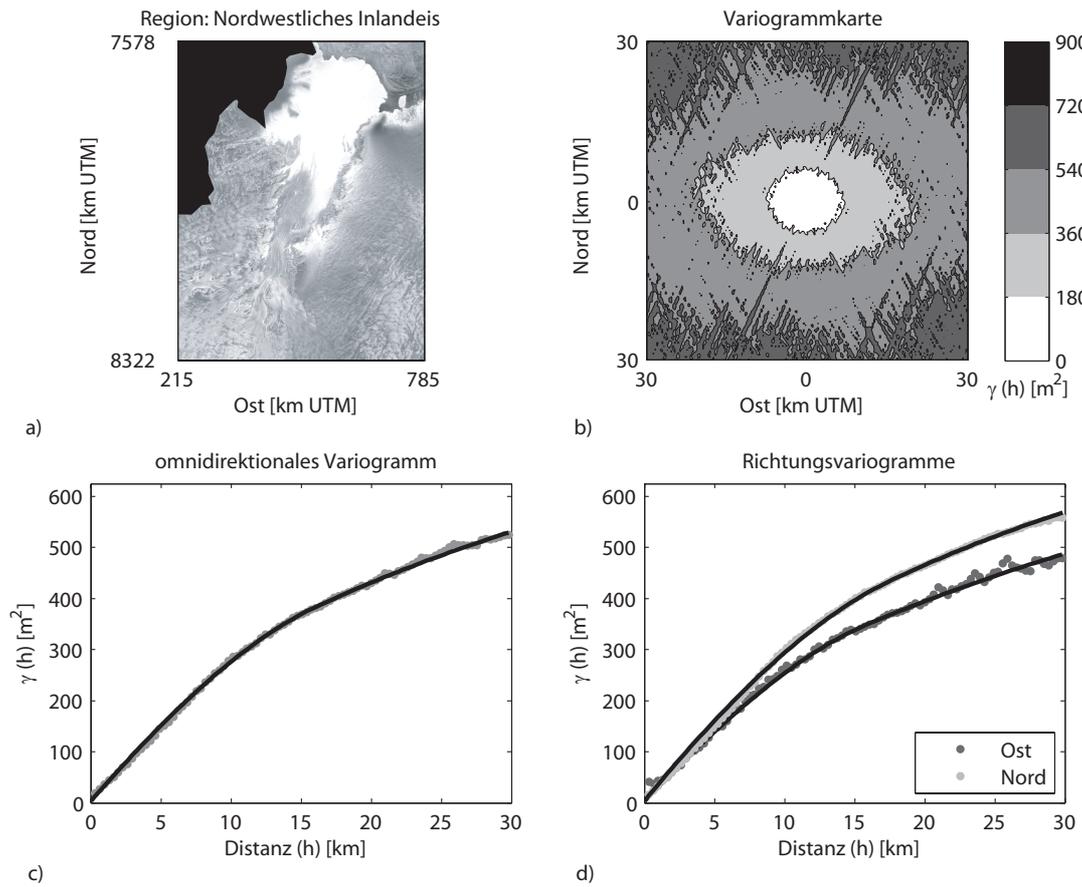


Abbildung 5.22: Ergebnisse der Variographie für die nordwestliches Inlandeisregion. Dargestellt sind a) eine Karte zur Lage der Region im Untersuchungsgebiet, b) die Variogrammkarte sowie c) das globale Variogramm und d) die Richtungsvariogramme in Nord- und Ostrichtung, jeweils mit den angepaßten Variogrammodellen. Die Modellparameter werden in der Form $c_0 + \text{Modelltyp: sphärisch } (c_1; a_1) + \text{Modelltyp: exponentiell } (c_2; a_2)$ angegeben.

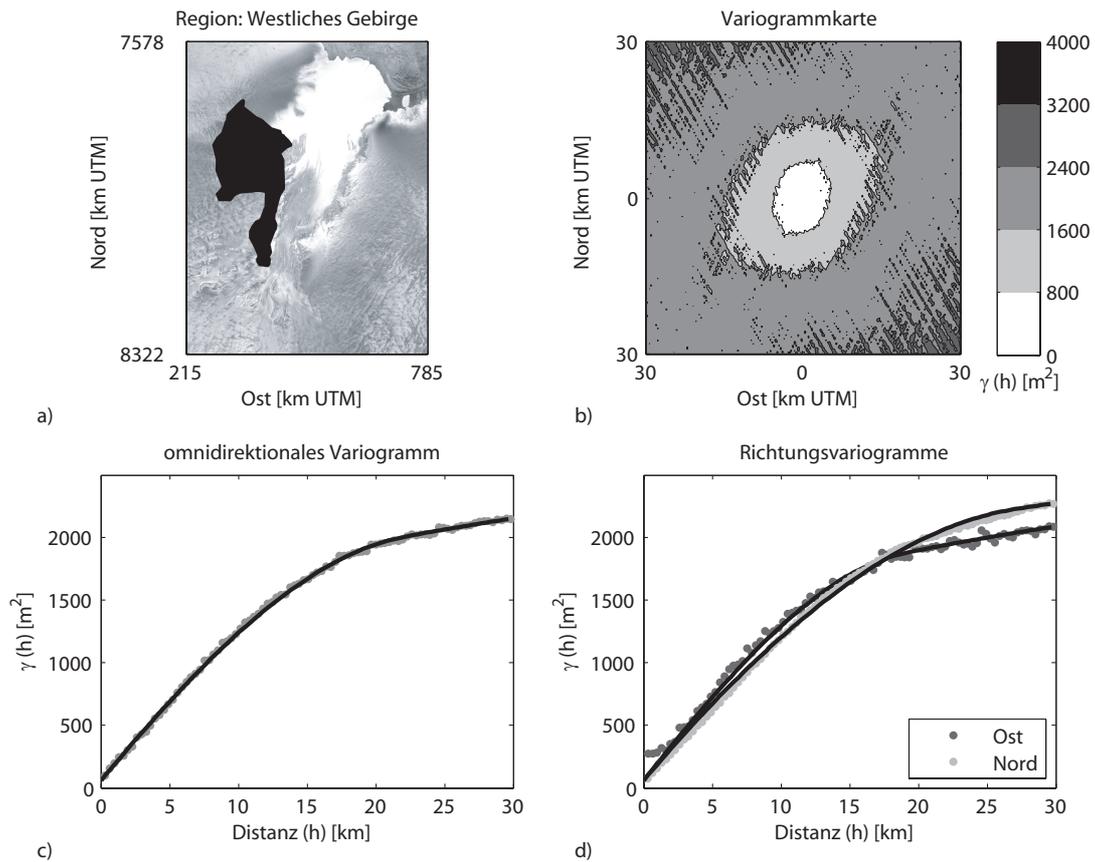


Abbildung 5.23: Ergebnisse der Variographie für die westliche Gebirgsregion. Dargestellt sind a) eine Karte zur Lage der Region im Untersuchungsgebiet, b) die Variogrammkarte sowie c) das globale Variogramm und d) die Richtungsvariogramme in Nord- und Ostrichtung, jeweils mit den angepaßten Variogrammodellen. Die Modellparameter werden in der Form $c_0 +$ Modelltyp: sphärisch ($c_1; a_1$) + Modelltyp: exponentiell ($c_2; a_2$) angegeben.

5.7 Stratifiziertes Kriging mit Grenzzonen

Das Verfahren des stratifizierten Krigings mit Grenzzonen wurde bereits in Kapitel 4.3.2 näher beschrieben. Hierbei wird die räumliche Interpolation der trendbereinigten Höhenwerte jeweils innerhalb der Regionen durchgeführt. Die Berechnungen der einzelnen Regionen werden dann zu einem digitalen Höhenmodell über alle Regionen kombiniert. An den Grenzen der Regionen wird dabei berücksichtigt, ob die Regionen kontinuierlich ineinander übergehen oder ob sie durch eine Diskontinuität voneinander abgegrenzt sind. Für das Untersuchungsgebiet ist bereits während der Segmentierung (vgl. 5.4.3) festgelegt worden, wo sich die Grenzzonen befinden. Innerhalb der Grenzzonen verläuft die Wahrscheinlichkeit der Position der Diskontinuität linear, d. h. die Diskontinuität liegt mit der größten Wahrscheinlichkeit in der Mitte zwischen den benachbarten Regionen. An allen anderen Regionsgrenzen liegen kontinuierliche Übergänge mit Varianzwechslern vor. Im wesentlichen gibt es also nur zwei verschiedene Übergangstypen: Diskontinuitäten mit ungenauer Abgrenzung und Kontinuitäten mit Varianzwechsel (vgl. 4.3.2.1).

Das stratifizierte Kriging wird für ein digitales Höhenmodell mit einer Auflösung von 3 km Gitterweite durchgeführt, da diese Auflösung etwa der Footprintauflösung der Radaraltimeterdaten entspricht. Dabei wird das Gitter auf den Datenausschnitt (215 bis 785 km (UTM) Ost, -8322 bis -7578 km (UTM) Nord) zentriert, sodaß ein Rand von 1,5 km Breite zwischen Gitter und Datenausschnitt besteht. Damit ist gewährleistet, daß die randlichen Gitterpunkte allseits von Meßpunkten umgeben sein können und hier keine Extrapolation durchgeführt wird. Für jeden Gitterpunkt wird geprüft, ob er innerhalb einer Grenzzone zwischen zwei Regionen (z. B. A und B) liegt (Abb. 5.24). Ist dies der Fall, wird die kürzeste Linie zwischen den Regionsgrenzen durch diesen Punkt (P) gesucht. Dabei wird eine Linie in 1° -Schritten um diesen Punkt rotiert. In jedem Schritt werden die Abschnitte a und b zwischen dem Punkt und den umgebenden Regionsgrenzen berechnet. Es wird diejenige Linie gewählt, bei der die Summe aus a und b minimal ist. Die Abschnitte a und b werden über die Gesamtdistanz ($a + b$) normiert, so daß die Gewichtungsfaktoren

$$sa = \frac{b}{a + b} \quad sb = \frac{a}{a + b} \quad (5.7)$$

entstehen. Soll der Schätzwert für einen Gitterpunkt in einer Grenzzone zwischen A und B berechnet werden, wird zunächst der Schätzwert \hat{z}_A über Meßwerte aus Region A und anschließend der Schätzwert \hat{z}_B über Meßwerte aus Region B für diesen Punkt berechnet.

Der Schätzwert \hat{z} ergibt sich dann als Summe der gewichteten Regionsschätzwerte (vgl. Gleichung 4.24):

$$\hat{z} = sa \cdot \hat{z}_A + sb \cdot \hat{z}_B \quad (5.8)$$

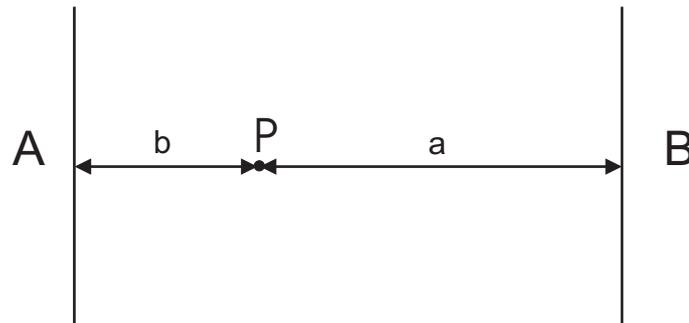


Abbildung 5.24: Kürzeste Linie durch einen Punkt P in einer Grenzzone zwischen den Regionen A und B, zusammengesetzt aus den Abschnitten a und b .

Liegt der Gitterpunkt dagegen nicht in einer Grenzzone, wird der Schätzwert \hat{z} über alle Meßpunkte berechnet, die innerhalb derselben Region liegen wie der Gitterpunkt oder aus kontinuierlich angrenzenden Regionen stammen. Bei der Suche der Meßpunkte wird das in Kapitel 4.2.3.1 beschriebene Suchschema berücksichtigt. Die dabei verwendeten Distanzklassen haben eine Breite von 500 m. Der Suchbereich ist in 16 Winkelklassen eingeteilt. Der maximale Suchradius entspricht dem maximalen Range des zugehörigen Variogrammodells unter Berücksichtigung der Anisotropie. Gitterpunkte, für die weniger als 4 Meßpunkte vorliegen, werden nicht berechnet. Aus jedem der 16 Sektoren werden maximal die 8 Meßpunkte gesucht, die dem Gitterpunkt am nächsten liegen. Die Anzahl aller Meßpunkte im Suchbereich darf nicht größer sein als 64. In jeder Region werden die für sie bestimmten Variogramme verwendet (vgl. 5.6.2). Die Berechnung der Schätzwerte innerhalb der Regionen erfolgt nach dem Ordinary Kriging Verfahren (vgl. 4.2.3.2).

6 Höhenänderungen im Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System

6.1 Höhenmodell des ERS-2 Zyklus 7, 1998

Die Berechnung der trendbereinigten digitalen Höhenmodelle des Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-Systems wird für jeden der 35d Zyklen (vgl. Tab. 5.2) mit dem im Kapitel 5 beschriebenen stratifizierten Krigingverfahren durchgeführt. Die Höhenmodelle werden anschließend mit dem Trendmodell (Abb. 5.13) kombiniert. Exemplarisch ist hier das Höhenmodell Zyklus 7, 1998 (ERS-2) dargestellt (Abb. 6.1).

Die Übergangszonen mit steilen Eisabhängen von den Gebirgsregionen und dem Inlandeis zu Eisschelf und Eisstrom treten durch stark verdichtete Höhenlinien und eine Häufung von Datenlücken hervor. Es zeigt sich, dass selbst mit Hilfe des Einsatzes des stratifizierten Krigings in diesen Bereichen eine Höhenmodellierung sehr schwierig ist, da die altimetrischen Messungen hier sehr ungenau und lückenhaft sind. Nur mit Hilfe neuartiger Messverfahren wie z. B. bei ICESAT (vgl. 3.1.3) oder CRYOSAT (vgl. 3.1.4) ließen sich auch diese Gebiete genauer erfassen. Daher wird bei den weiteren Analysen auf die Bereiche in den Übergangszonen verzichtet. Die Meereisregion wird zwar weiterhin ausgewiesen, sie ist aber für die Untersuchung von Eishöhenänderungen in dieser Arbeit nicht weiter relevant.

6.2 Vergleich zwischen stratifiziertem Kriging und Ordinary Kriging

Bei der Berechnung der digitalen Höhenmodelle wird das stratifizierte Kriging angewendet, weil es im Gegensatz zu anderen Interpolationsverfahren die regionalen Unterschiede berücksichtigt. Um beurteilen zu können, ob das stratifizierte Kriging im Vergleich zu einem Ordinary Kriging ohne Berücksichtigung regionaler Unterschiede tatsächlich eine bessere Schätzung liefert, wird eine Kreuzvalidierung der 168d Daten durchgeführt (vgl. 4.4.1). Während beim stratifizierten Kriging in jeder Region ein anderes Variogrammodell vorliegt, wird beim Ordinary Kriging in allen Regionen dasselbe Variogrammodell verwendet. Es handelt sich dabei um ein omnidirektionales Gaußmodell (Gleichung 4.10) mit den Parametern $c_0 = 25 \text{ m}^2$, $c_1 = 18 \text{ m}^2$ und $a = 16.000 \text{ m}$, das so auch von HERZFELD (2004) für einen Atlas

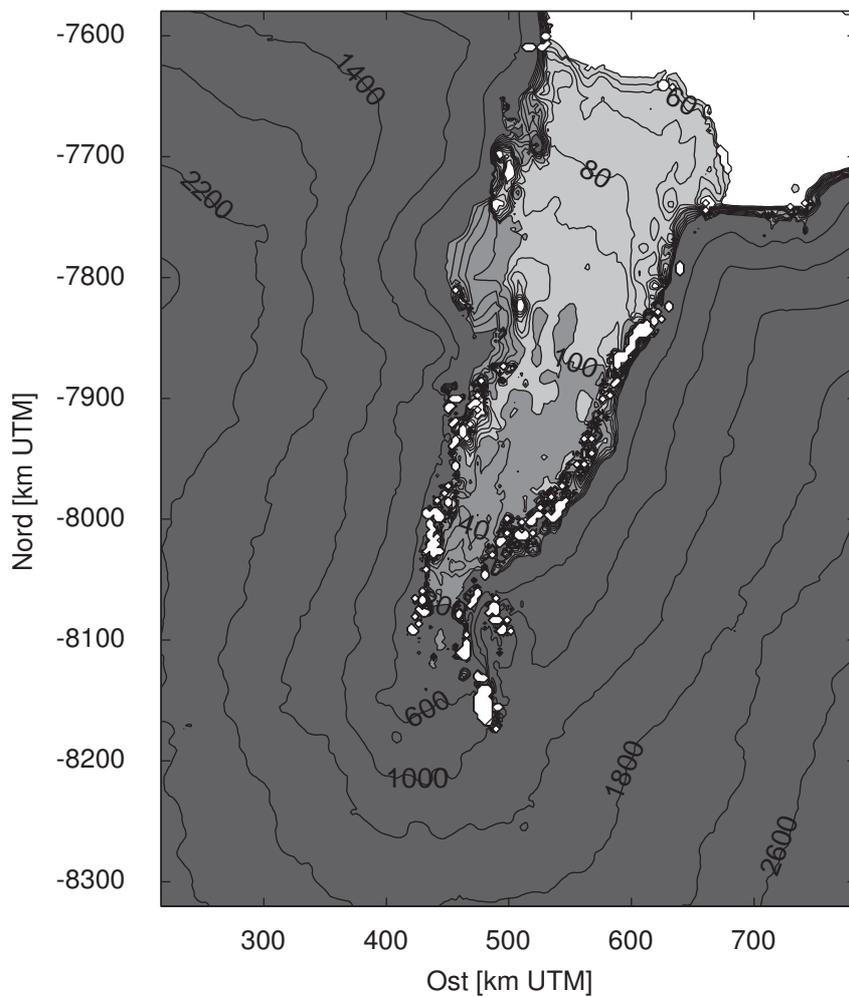


Abbildung 6.1: Digitales Höhenmodell für ERS-2, Zyklus 7, 1998. Dargestellt werden die mit Hilfe des stratifizierten Krigingverfahrens berechneten Gitterpunkte (3 km räumliche Auflösung) aus trendbereinigten ERS-2 Höhenmessungen, kombiniert mit dem Trendmodell (Abb. 5.13). Höhenangaben in m bzgl. WGS84. Grauwertabstufungen bei 40 m, 100 m und 200 m.

aus Höhenmodellen der Antarktis eingesetzt wird. Es wird dort für ERS-1 Daten von 1995 aus dem Bereich des Lambert Gletschers in der Nähe der Grundeislinie angepasst. Da dieses Variogrammodell im Gegensatz zu den regionalen Modellen des stratifizierten Krigings nicht auf trendbereinigten Daten beruht, lassen sich die Modellparameter nicht direkt miteinander vergleichen. Dies hat jedoch keinen Einfluß auf den Schätzfehler der Kreuzvalidierung, da hierbei nur die Unterschiede zwischen gemessenen und geschätzten Werten betrachtet werden und die Meßpunkte für beide Verfahren an den selben Stellen liegen. Die Kreuzvalidierung wird nur für Daten innerhalb der einzelnen Regionen und nicht in den Übergangszonen durchgeführt, da beim stratifizierten Kriging keine Meßwerte aus den Übergangszonen selbst verwendet werden. Aus allen absoluten Schätzfehlern einer Region wird für jedes der beiden Verfahren der Median dieser Schätzfehler δ_m (Gleichung 4.26) berechnet, da dieser robust gegenüber extremen Schätzfehlern ist.

Abbildung 6.2 zeigt, daß die Schätzfehlermediane in der nordwestlichen, südwestlichen und südlichen Inlandeisregion beim stratifizierten Kriging deutlich niedriger liegen als beim Ordinary Kriging. Dies wird auch über einen Mediantest bei einem Signifikanzniveau von 95% bestätigt. Bei der östlichen Inlandeisregion treten dagegen keine signifikanten Unterschiede zwischen den Schätzfehlermediane auf. In der östlichen Gebirgsregion liegen die Schätzfehler beim Ordinary Kriging extrem weit über denen des stratifizierten Krigings, der Unterschied beträgt mehr als 2,5 m. Da das Variogrammodell beim Ordinary Kriging isotrop ist, wird es der starken Anisotropie in dieser Region nicht gerecht. Hierbei wird deutlich, daß das Variogrammodell beim Ordinary Kriging ursprünglich nicht für die Modellierung dieser Regionen ausgelegt wurde. In der westlichen Gebirgsregion sind die Mediane nahezu gleich, es ist kein signifikanter Unterschied feststellbar. In der Eisstromregion liegt der Schätzfehlermedian des stratifizierten Krigings mit 1,7 cm ebenfalls signifikant unter dem des Ordinary Krigings. Auch hier wird wieder deutlich, daß die Anisotropie beim Ordinary Kriging unberücksichtigt bleibt. Auf dem Eisschelf weist das Ordinary Kriging mit 0,8 cm einen signifikant kleineren Schätzfehlermedian auf, das stratifizierte Kriging liefert jedoch mit 3,3 cm ebenfalls eine recht hohe Genauigkeit. In der Meereisregion liegt der Schätzfehlermedian beim stratifizierten Kriging zwar deutlich über dem des Ordinary Krigings, diese Region ist aber für die Untersuchung der Höhenänderung der Eisoberfläche nicht relevant. Allgemein läßt sich feststellen, dass das stratifizierte Kriging Verfahren bessere Schätzergebnisse liefert, da es die regionalen Gegebenheiten in Form eines speziell angepassten Variogrammodells einbezieht und auch eventuelle Anisotropien berücksichtigt. Dagegen ist es weitaus aufwendiger als das Ordinary Kriging Verfahren mit nur einem Variogrammodell, das hier bei rauen Geländeoberflächen tendenziell größere Schätzfehler aufweist als bei glatten Geländeoberflächen.

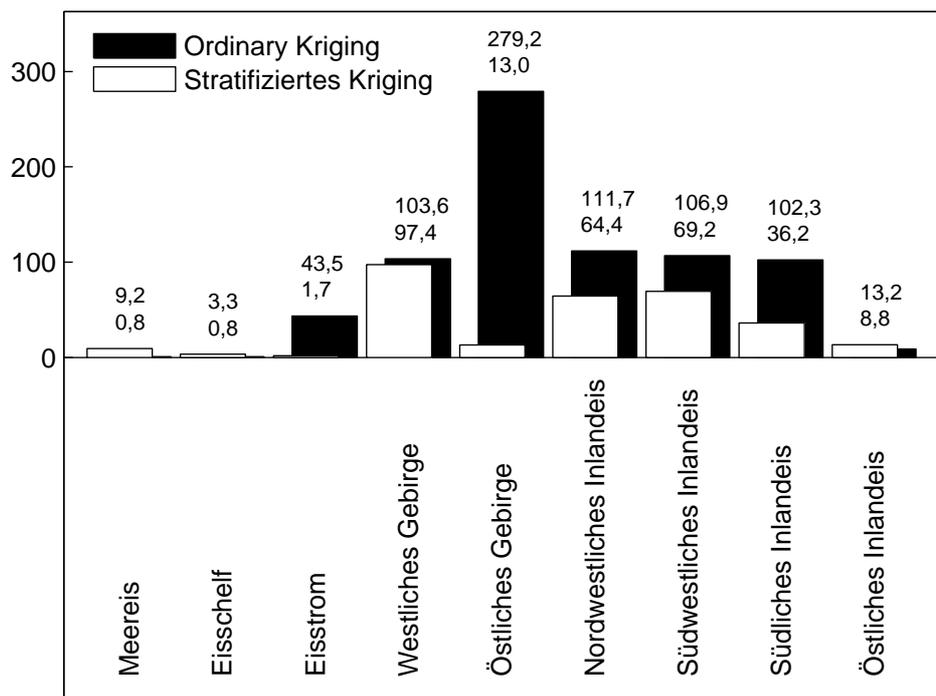


Abbildung 6.2: Mediane der absoluten Schätzfehler der Kreuzvalidierung (absolute Differenz zwischen Meßwert und Schätzwert), aufgeteilt in die verschiedenen Regionen des Untersuchungsgebiets und getrennt nach den verwendeten Interpolationsvarianten (Stratifiziertes Kriging mit verschiedenen Variogrammodellen und Ordinary Kriging mit dem selben Variogrammodell für alle Regionen). Angabe der Größe des jeweiligen Medians in cm. Der größere der beiden Schätzfehlermediane steht jeweils oben.

6.3 Trend der Kreuzvalidierung

Um zu beurteilen, ob sich die Genauigkeit der Schätzung über den Meßzeitraum hinweg verändert, kann ebenfalls die Kreuzvalidierung eingesetzt werden. Sie wird hier über die einzelnen 35d Zyklen durchgeführt. In einigen Zyklen kommt es dabei zu sehr extremen Schätzfehlern (Artefakten), wenn bei der Kreuzvalidierung das zu lösende Gleichungssystem für einen bestimmten Gitterpunkt instabil ist. Extreme Schätzfehler treten aber auch dann auf, wenn einzelne oder mehrere Tracks fehlen (vgl. 3.4.5), da dann die Abstände vom Gitterpunkt zu den nächstgelegenen Messpunkten sehr groß werden. Diejenigen Zyklen, bei denen dies der Fall ist, werden von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen. Es handelt sich dabei um die Zyklen ERS-1: 1993/3,4,5,6 und 9 sowie ERS-2: 1995/10; 1996/9; 1998/4 und 9; 2000/5 und 8; 2001/5,9 und 10 und 2002/2. Unter Auslassung dieser Zyklen werden die Schätzfehlermediane über alle Zyklen (ERS-1 und ERS-2) für die verschiedenen Regionen (ausgenommen der Meereisregion) berechnet (Abb. 6.3 und 6.4). Zudem wird der Gesamtmedian aus allen Schätzfehlermedianen angegeben, um zu zeigen, wie sehr die Schätzfehlermediane um diesen zentralen Wert schwanken.

Die Schätzfehlermediane variieren auf dem Eisschelf um weniger als 1 m um den Gesamtmedian der Region, in den Inlandeisregionen liegt die Streuung allgemein bei unter 5 m. Die westliche Gebirgsregion verhält sich ähnlich, vereinzelt gehen die Schätzfehlermediane aber auch bis etwa -10 m. In der Eisstromregion streuen die Werte dagegen um etwa 30 m, vereinzelt auch darüber hinaus. In der östlichen Gebirgsregion ist die Schwankung am stärksten, die Werte liegen zwischen -80 und 50 m. Der Gesamtmedian erweist sich abgesehen von der Eisstromregion in allen Regionen als negativ. Insgesamt läßt sich in keiner Region ein Trend der Schätzfehlermediane erkennen, d. h. die Schätzfehler können über die Zeit als konstant angesehen werden. Annuelle Schwankungen der Schätzfehlermediane lassen sich nicht ausmachen.

6.4 Abschätzung der potentiellen Höhenänderung

Die Kreuzvalidierung gibt lediglich die Genauigkeit der Schätzung an den Meßpunkten wieder. Der Schätzfehler an den Gitterpunkten eines Höhenmodells läßt sich dagegen nicht exakt berechnen, sondern nur mit Hilfe des Noiselevels abschätzen. Die Berechnung wird in Kapitel 4.4.2 näher beschrieben. Das verwendete experimentelle Variogramm über die Meßpunkte in der Umgebung um den Schätzpunkt hat hier eine Auflösung von 500 m und eine Reichweite von 6 km. Bei dieser Auflösung und Reichweite ist gewährleistet, daß nicht Punktepaare entlang der Tracks überrepräsentiert sind, und daß selbst wenn Variogrammwerte an einzelnen lags fehlen, noch genügend Punktepaare vorhanden sind, um ein Polynom anzupassen. Es kann vorkommen, daß die maximale Anzahl der Iterationen bei der Anpassung erreicht

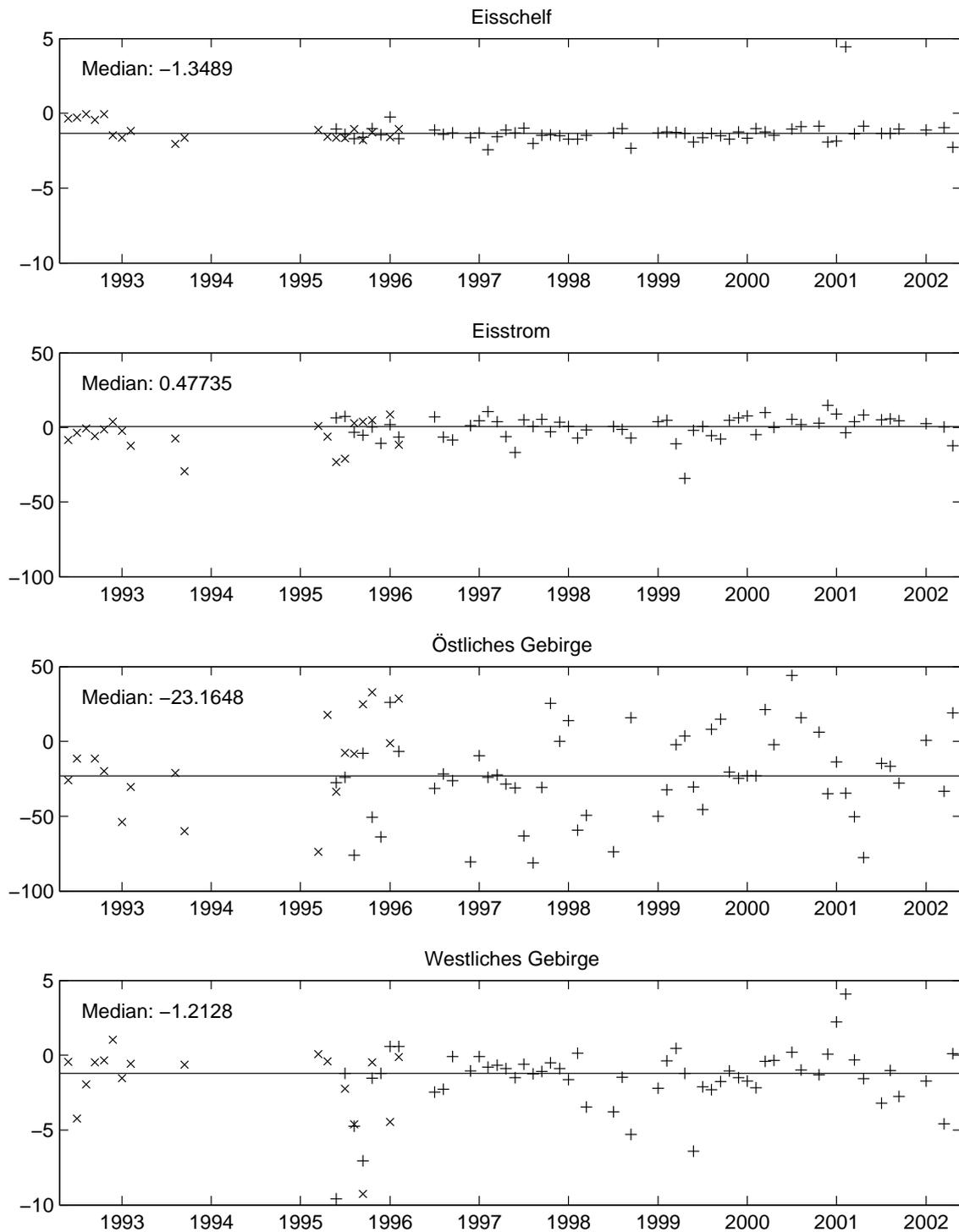


Abbildung 6.3: Schätzfehlermediane aus der Kreuzvalidierung der 35d Zyklen als Zeitreihe, getrennt in ERS-1 (x) und ERS-2 (+) Daten für die Regionen Eisschelf, Eisstrom, Östliches Gebirge und Westliches Gebirge. Angabe des Medians der Schätzfehlermediane in cm über alle Zyklen des Untersuchungszeitraums.

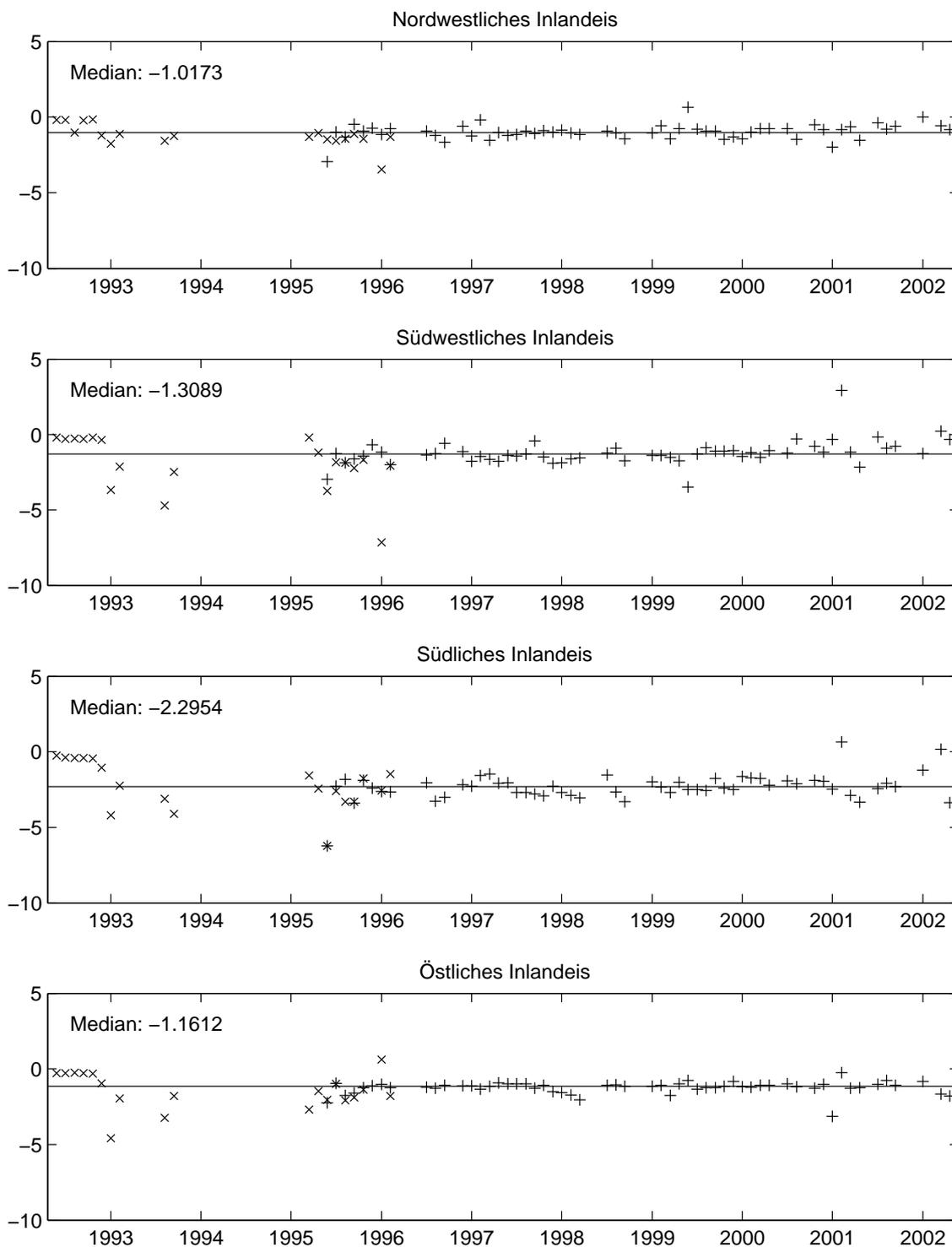


Abbildung 6.4: Schätzfehlermediane aus der Kreuzvalidierung der 35d Zyklen als Zeitreihe, getrennt in ERS-1 (x) und ERS-2 (+) Daten für die Inlandeisregionen. Angabe des Medians der Schätzfehlermediane in cm über alle Zyklen des Untersuchungszeitraums.

wird, ohne daß ein Polynom angepaßt werden kann. In der Regel liegen jedoch für jeden Gitterpunkt Schätzfehlerwerte von mindestens 70 verschiedenen Zyklen vor. Bei dieser Berechnung sind die Grenzzonen ausgenommen, da die geschätzten Höhenwerte in diesen Zonen über die Punkte in den umgebenden Regionen extrapoliert werden, wodurch der Schätzfehler sehr stark erhöht würde.

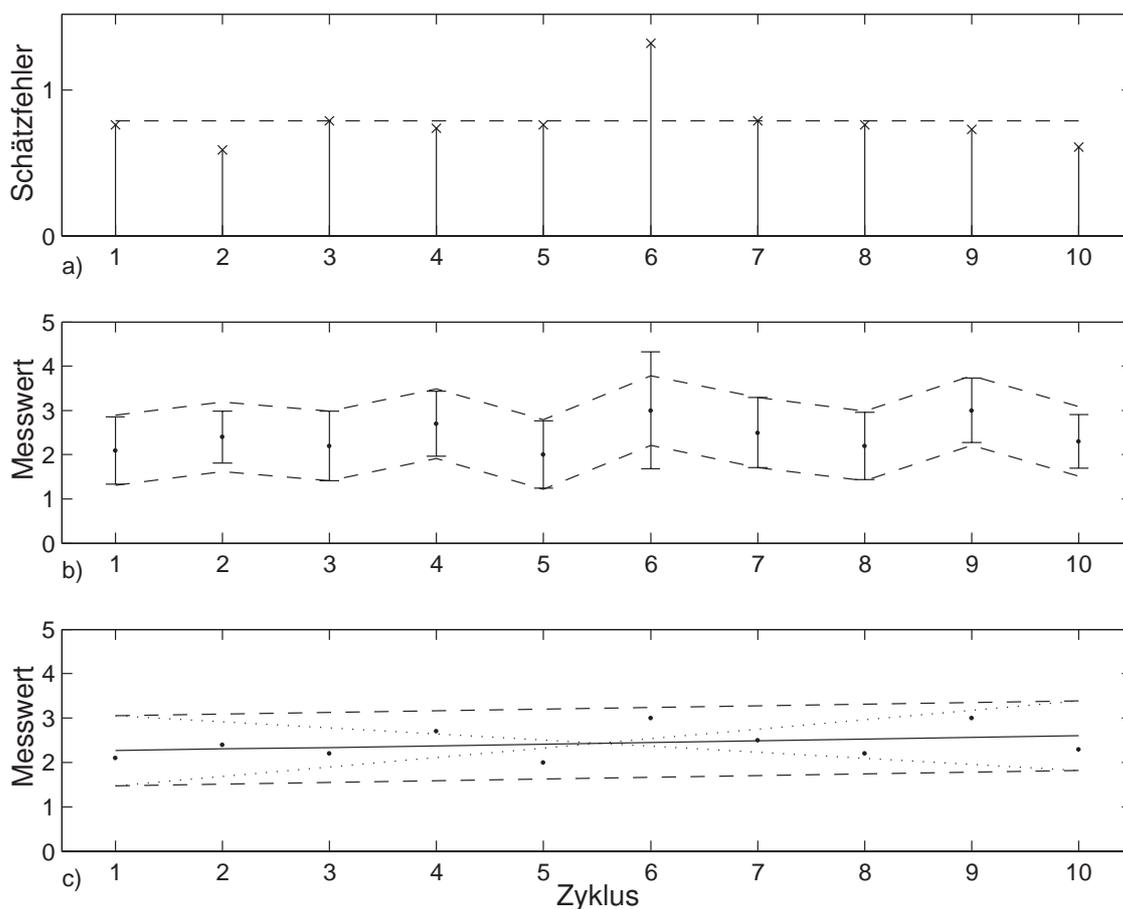


Abbildung 6.5: Schematische Darstellung des a) über das Noiselevel geschätzten Kriging-Schätzfehlers an einem Gitterpunkt der Höhenmodelle über zehn aufeinander folgende Zyklen. Die gestrichelte Linie stellt das 75% Quartil der Schätzfehler dar. Dieses dient der Abschätzung der Schwankungsbreite aller Schätzfehler. In b) sind die Schätzfehler den interpolierten Höhenwerten zugeordnet. Da der Schätzfehler nur absolut geschätzt werden kann, wird er in beide Richtungen angegeben. In c) ist die lineare Trendgerade der Höhenänderung dargestellt. Die Schwankungsbreite der Schätzfehler wird für die Trendgeraden übernommen. Innerhalb dieser Schwankungsbreite kann die potentielle minimale und maximale Steigung der Trendgerade der Höhenänderung abgeschätzt werden (gepunktete Geraden).

Für jeden 35d Zyklus liegt damit an jedem Gitterpunkt des Höhenmodells ein geschätzter absoluter Schätzfehler s_0 (Gleichung 4.31) vor. Mit Hilfe dieses Schätzfehlers kann die potentielle Höhenänderung der Eisoberfläche bezüglich dieser Un-

genauigkeiten abgeschätzt werden. Die potentielle Höhenänderung gibt an, wie groß der Trend der Höhenänderung bei den gegebenen Meß- und Interpolationsfehlern mindestens sein muss, damit er tatsächlich als ein Trend erkannt werden kann. Die Vorgehensweise wird in Abbildung 6.5 näher erläutert. In Abb. 6.5a ist der Schätzfehler für zehn aufeinander folgende Zyklen exemplarisch dargestellt. In Zyklus 6 sei ein etwas höherer Schätzfehler berechnet worden. Treten sehr extreme Schätzfehler auf, kann das auf eine unzureichende Anpassung bei der Berechnung des Noiselevels zurückzuführen sein. Daher wird nicht der maximale Schätzfehler, sondern das 75%-Quartil aller Schätzfehler für diesen Gitterpunkt als Obergrenze des allgemeinen Schätzfehlers herangezogen. Diese Grenze wird in Abb. 6.5 als gestrichelte Linie angezeigt.

In Abbildung 6.5b sind die Höhenwerte zusammen mit den Schätzfehlern dargestellt. Die Obergrenze des allgemeinen Schätzfehlers ist hier ebenfalls gestrichelt. Da der Schätzfehler nur absolut bekannt ist, läßt er sich nur zu beiden Seiten des Schätzwerts definieren ($z(x_0) \pm s_0$). Damit existiert neben der Ober- auch eine Untergrenze des Schätzfehlers im gleichen Abstand zum Schätzwert. Da davon ausgegangen werden kann, daß eine mögliche Höhenänderung über den gesamten Meßzeitraum allenfalls linear verläuft, kann die Höhenänderung über eine lineare Trendgerade wiedergegeben werden. In Abb. 6.5 wird dies exemplarisch für die 10 dargestellten Höhenwerte durchgeführt. Geht man davon aus, daß die Ober- und Untergrenze der Schätzfehler in der selben Größenordnung auch für die Trendgerade angenommen werden kann, lassen sich diese Grenzen auf die Trendgerade übertragen. Zwar hängen diese Grenzen von der Wahl der Definition der maximalen Fehlergrenzen ab (hier: 75%-Quartils), sie ermöglichen jedoch eine ungefähre Abschätzung, in welchem Rahmen sich die Steigung der Trendgeraden potentiell bewegt. Im Extremfall liegt die Gerade so, daß sie über den Meßzeitraum von der oberen zur unteren oder von der unteren zur oberen Grenze verläuft (gepunktete Linien). Berechnet man die Steigungen dieser potentiellen Trendgeraden, läßt sich die Schwankungsbreite der potentiellen Höhenänderung angeben (Abb. 6.6).

Damit läßt sich eine Aussage darüber treffen, wie groß die jährliche Höhenänderung bei gegebenen Meß- und Interpolationsfehlern mindestens oder höchstens sein kann. Es zeigt sich, daß die potentielle Höhenänderung auf dem Eisschelf eine Schwankungsbreite von wenigen cm/a hat, während sie auf dem Inlandeis bei etwa 20 bis 40 cm/a liegt. Dort, wo Gebirgsbereiche aus dem Eis herausragen, ist sie mit 80 bis 100 cm/a und mehr am größten. Allerdings finden sich auch am Rand einiger Regionen (z. B. bei der Eisstromregion) sehr hohe potentielle Höhenänderungen. Diese könnten darauf zurückzuführen sein, daß bei der Segmentierung diese randlichen Gebiete fälschlich einer Region und nicht einer Grenzzone zugeordnet werden.

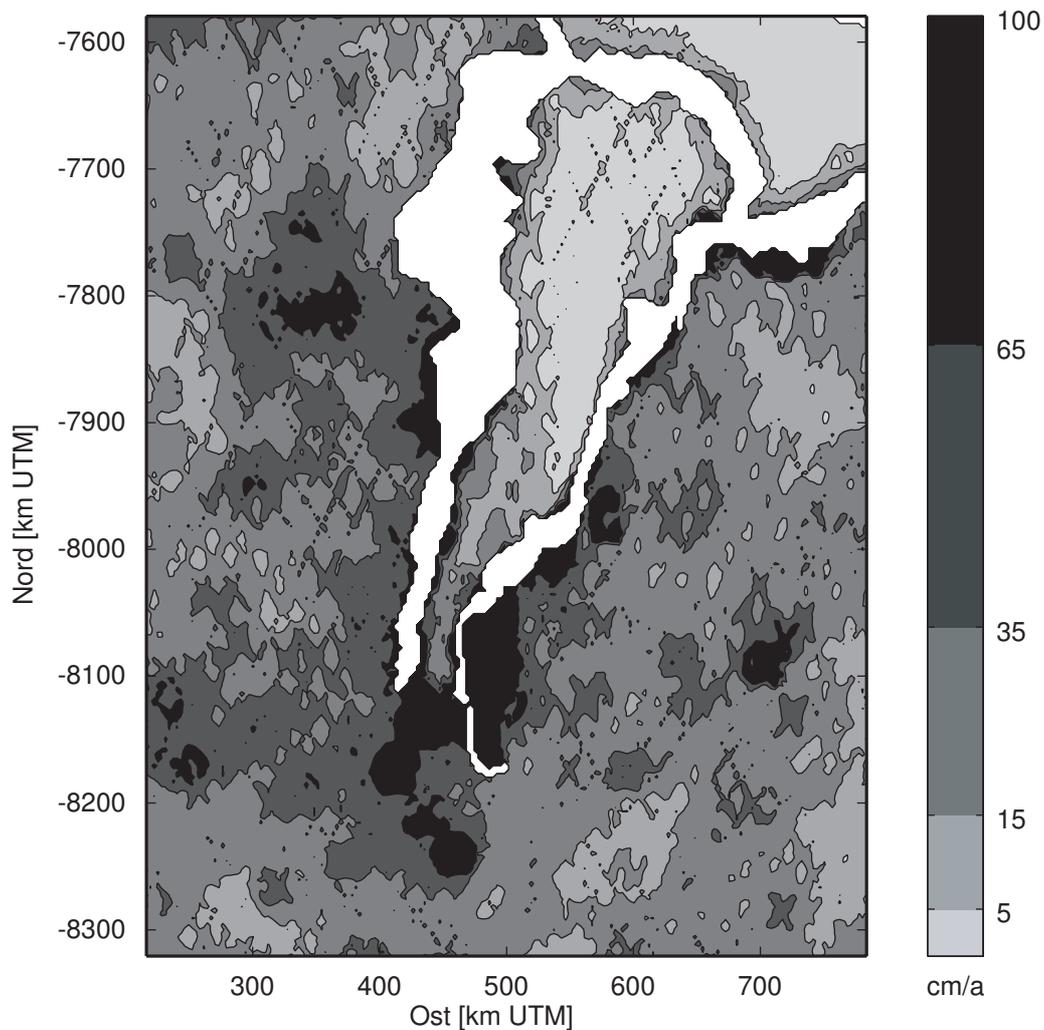


Abbildung 6.6: Karte der Schwankungsbreite der potentiellen Höhenänderung in cm/a. Dargestellte sind die potentiellen jährlichen Steigungen linearer Trendgeraden der Höhenänderung unter Einbeziehung des 75% Quartils des über das Noiselevel geschätzten Schätzfehlers.

6.5 Signifikante Höhenänderungen

Die Höhenänderung der Eisoberfläche läßt sich an jedem Gitterpunkt des Höhenmodells aus der Steigung des linearen Trendmodells über alle Zyklen ableiten und in cm/a umrechnen. Da die Höhenänderung an den Gitterpunkten sehr gering ausfallen kann, muß die Steigung mit Hilfe eines t-Tests auf Signifikanz geprüft werden. Die Nullhypothese geht von einer Steigung von 0 aus, während die Alternativhypothese ausdrückt, daß die Steigung signifikant von 0 abweicht. Für eine hohe Trennschärfe wird ein Signifikanzniveau von 90% angesetzt. Signifikante Trends sind in Abbildung 6.7 für positive und in Abbildung 6.8 für negative Trends an den einzelnen Gitterpunkten dargestellt.

Die räumliche Verteilung der positiven und negativen signifikanten Trends zeigt kein klares Muster sondern vor allem in den Inlandeisregionen eine sehr heterogene räumliche Verteilung. Lediglich auf dem zentralen und östlichen Eisschelf läßt sich ein größeres zusammenhängendes Gebiet mit positiven Trends erkennen, im westlichen Teil des Eisschelfs sind hauptsächlich negative Tendenzen der Höhenänderung erkennbar. Abbildung 6.7 zeigt auf dem Eisschelf geringe Höhenänderungen von bis zu 15 cm/a. Neben den Höhenänderungen auf dem Eisschelf sind vor allem in den Gebirgsregionen positive Trends der Höhenänderung von 65 cm/a und mehr zu erkennen. Dies ist jedoch gerade in den eisfreien Bereichen der Gebirgsregionen nicht plausibel sondern ist auf die große Ungenauigkeit der altimetrischen Messung in diesen Regionen zurückzuführen. Insgesamt lassen sich beim Vergleich der Abbildungen 6.7 und 6.8 tendenziell mehr positive als negative signifikante Höhenänderungen ausmachen.

Die potentielle Schwankungsbreite in Abbildung 6.6 stellt den Schätzfehler an den Gitterpunkten dar, der sich aus den Messfehlern und dem Interpolationsfehler ergibt. Unter Einbeziehung dieses Schätzfehlers kann ein signifikanter Trend der Höhenänderung, nur als plausibel betrachtet werden, wenn er die potentielle Schwankungsbreite überschreitet. Vergleicht man die signifikanten Trends der Höhenänderungen mit der potentiellen Schwankungsbreite, stellt man fest, dass es nur sehr wenige signifikante Trendwerte gibt, die diese Voraussetzung erfüllen (Abb. 6.9). Im Bereich des Eisschelfs und des Meereises treten solche Werte nur vereinzelt am Rand auf und sind daher eher als Randeffekte einzustufen. In den Inlandeis- und Gebirgsregionen ist die räumliche Verteilung dagegen sehr heterogen und es läßt sich keine typische Struktur ausmachen. Vielmehr handelt es sich um ein zufälliges Muster. Entsprechende Werte treten aber vermehrt dort auf, wo sich einzelne Satelliten-Tracks überschneiden. Dort ist die potentielle Schwankungsbreite gering, da hier eine größere Anzahl von Messwerten vorliegt und damit der Noiselevel-Schätzfehler geringer ausfällt.

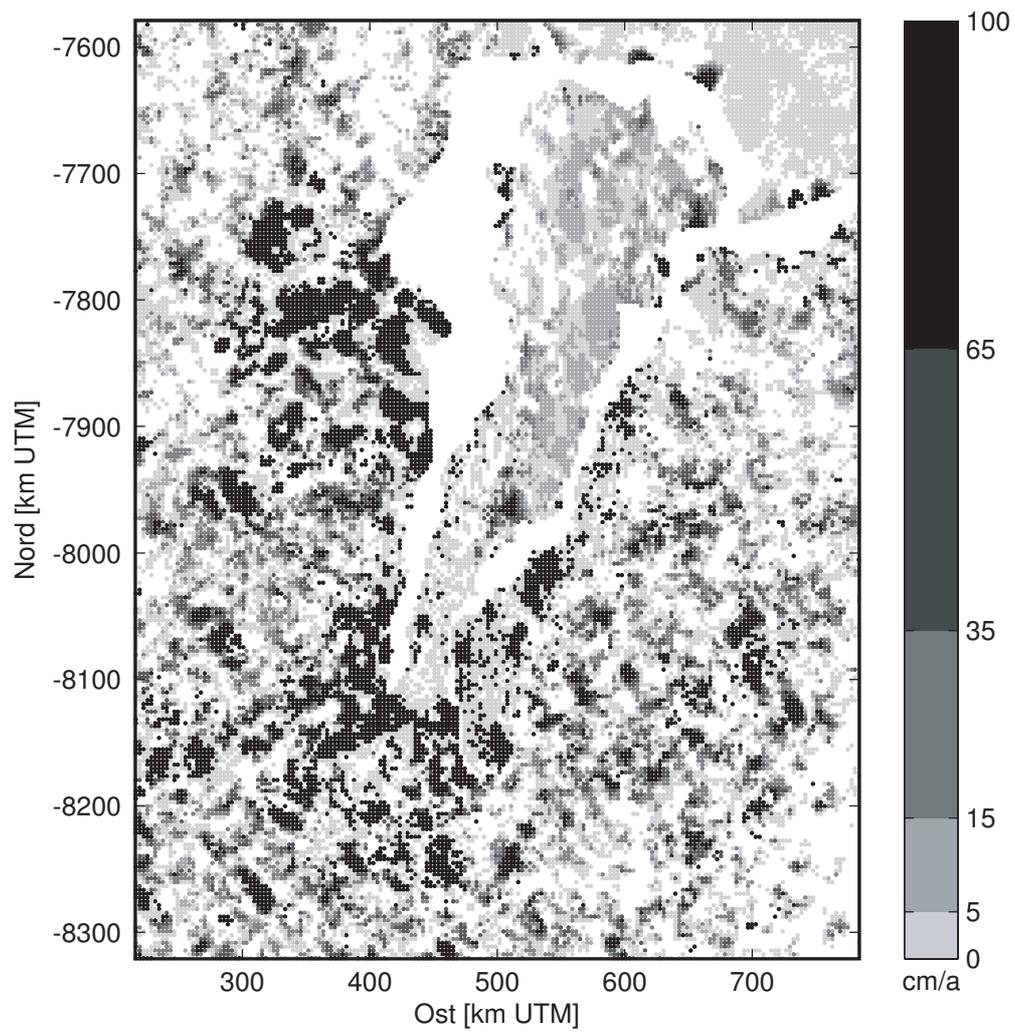


Abbildung 6.7: Karte der signifikanten positiven Höhenänderung der Eisoberfläche in cm/a, berechnet aus der Steigung des linearen Trendmodells (Signifikanzniveau 90%).

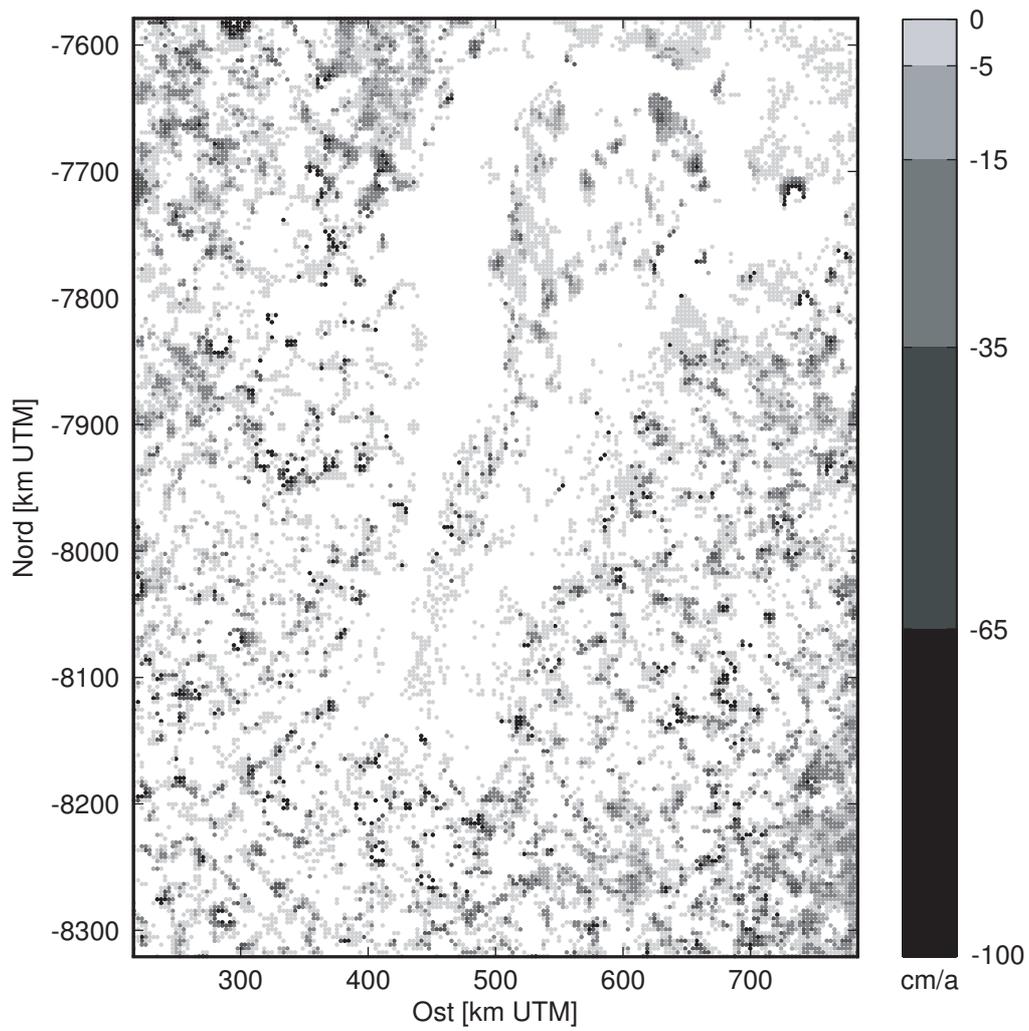


Abbildung 6.8: Karte der signifikanten negativen Höhenänderung der Eisoberfläche in cm/a, berechnet aus der Steigung des linearen Trendmodells (Signifikanzniveau 90%).

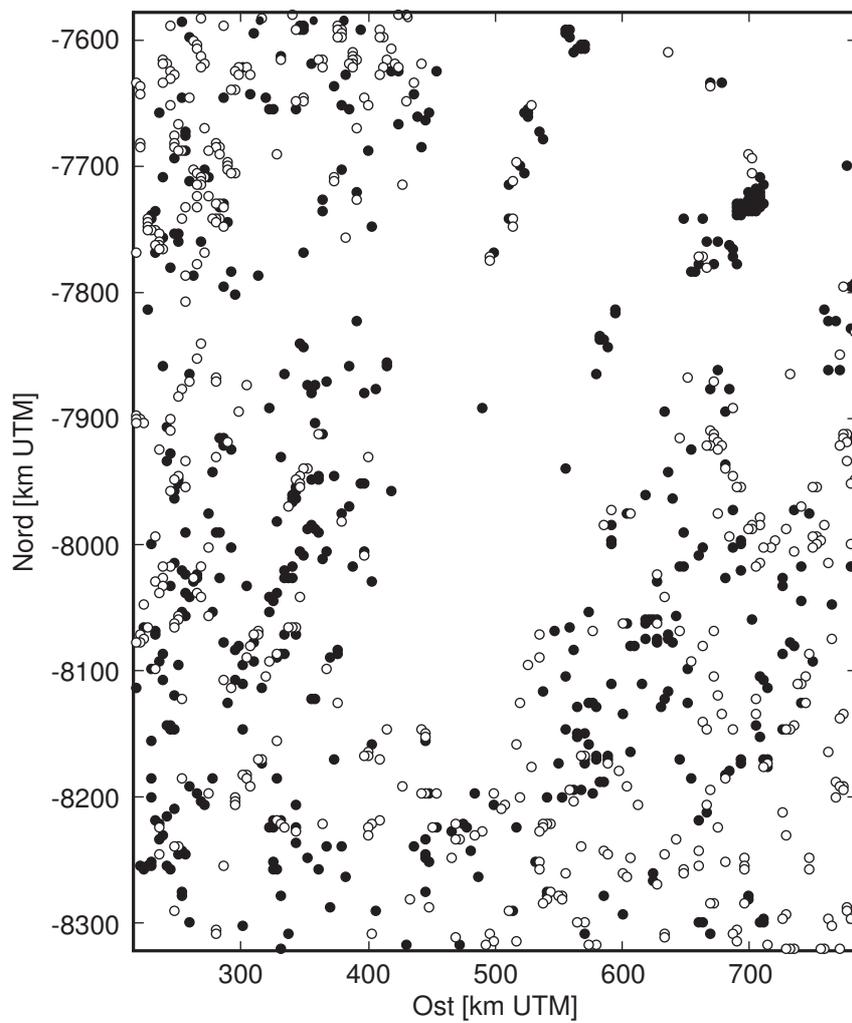


Abbildung 6.9: Karte der signifikanten und plausiblen Höhenänderung der Eisoberfläche, berechnet aus der Steigung des linearen Trendmodells (Signifikanzniveau 90%) und verglichen mit der potentiellen Höhenänderung. Positive Trends in schwarz, negative Trends in weiß.

7 Schlussfolgerungen

Trotz der Berücksichtigung von Grenzzonen durch das stratifizierte Kriging sind diese Bereiche nach wie vor nur unzureichend zu interpolieren. Daher bleiben sie bei der Beurteilung des stratifizierten Kriging Verfahrens, der Betrachtung der Schätzfehler sowie der Trendabschätzung unberücksichtigt. Diese Bereiche lassen sich nur über verbesserte Meßtechniken erschließen.

Die Schätzfehler der Kreuzvalidierung können zeitlich als konstant angesehen werden, was darauf schließen läßt, dass sich in der Qualität der Daten keine systematischen Veränderungen ergeben haben. Saisonale oder annuelle Schwankungen der regionalen Mediane der Kreuzvalidierung sind nicht auszumachen, was aber möglicherweise auch darauf zurückzuführen ist, daß durch die Verwendung des regionalen Medians derartige Tendenzen nicht aufgelöst werden können. Die Gesamtmediane der einzelnen Regionen sind in den meisten Fällen negativ, was vermuten läßt, daß die Meßwerte durch die Interpolation tendenziell leicht unterschätzt werden. Dies entspricht einer Glättung, wie sie bei einer Interpolation zu erwarten ist.

Die signifikanten Höhenänderungen verhalten sich in ihrer räumlichen Verteilung im Wesentlichen ähnlich wie die potentielle Schwankungsbreite, die sich aus den Noiselevel-Schätzfehlern ergibt. Aus der räumlichen Verteilung der signifikanten Höhenänderungen lassen sich aber abgesehen von der Eisschelf Region keine großflächigen Höhenänderungen der Eisoberfläche ableiten. Die räumliche Verteilung der Höhenänderungen ist gerade bei den Inlandeisregionen sehr heterogen. Beim Vergleich mit der Schwankungsbreite tritt zudem kein explizites Verteilungsmuster zu Tage. Die Gebirgsregionen weisen zwar sehr deutliche positive Trends der Höhenänderung auf, in diesen Bereichen sind jedoch auch die Schätzfehler und damit die Schwankungsbreite sehr hoch, so daß diese Trends nicht als verlässlich angesehen werden können. Will man Aussagen über die totale Massenbilanz für ein derartiges Einzugsgebiet machen, ist zu berücksichtigen, daß es kleinräumig zum Teil große Unterschiede zwischen positiven und negativen lokalen Massenbilanzen geben kann. Dies ist beispielsweise entscheidend für die Ausweisung eines Einzugsgebiets. Die fehlerhafte Einbeziehung kleiner Gebiete mit großer Massenbilanzänderungen hat somit möglicherweise einen großen Einfluss auf die totale Massenbilanz.

Es bestehen zwei Möglichkeiten, weshalb sich in dem vorliegenden Untersuchungsgebiet mit der hier angewendeten Methode keine großflächig zusammenhängenden Gebiete gleicher Höhenänderungstendenz zeigen:

- Es existieren keine signifikanten großflächig zusammenhängenden Höhenänderungen in diesem Gebiet.
- Signifikante Höhenänderungen sind zwar zusammenhängend vorhanden, sie lassen sich aber mit den verwendeten Daten und der angewendeten Methode nicht nachweisen.

Im ersten Fall ist zwar die Höhengenaugigkeit der Altimeterdaten ausreichend und die hier vorgestellten Verfahren arbeiten korrekt, aber das Untersuchungsgebiet ist ungeeignet, um dies zu demonstrieren. Im zweiten Fall, lassen sich verschiedene Faktoren anführen, die sich negativ auf das Ergebnis auswirken:

1. Qualität der Höhenkorrektur

Die Höhengenaugigkeit hängt bei den ERS Radaraltimeterdaten von einer Vielzahl von Einflußfaktoren ab, die zum Teil selbst große Unsicherheiten aufweisen. Zum einen wird die vertikale Verteilung der atmosphärischen Zusammensetzung nur aus Bodendaten und Atmosphärenmodellen abgeleitet, eine begleitende Messung findet nicht statt (vgl. 3.3.1 und 3.3.2.1). Eventuelle Variationen wirken sich somit auf die Höhenkorrektur aus. Zum anderen basiert die Genauigkeit der Flugbahnberechnung auf einem Orbitmodell, das wiederum an die Qualität des Geoidmodells gekoppelt ist. Da auf der Südhalbkugel die Geoidungenauigkeiten vergleichsweise hoch sind, ist die Flugbahnberechnung hier entsprechend ungenau (vgl. 3.3.2.2 und 3.3.2.3). Die Messung über Eisoberflächen erfordert außerdem spezielle Korrekturen wie die Neigungskorrektur und das Retracking, die je nach Art der Oberflächeneigenschaften des Eises mehr oder weniger gut funktionieren (vgl. 3.3.4).

2. Meßprinzip

Der Footprintdurchmesser begrenzt die mögliche Messauflösung. Je größer der Footprint ist, desto mehr verschiedene Teilflächen streuen das Signal zurück und desto schwieriger ist auch die Umrechnung des aufgefangenen Signals in einen Höhenwert. Zwar kann bei ERS in einen Eismodus gewechselt werden, die Meßfrequenz und damit die Meßauflösung ist dadurch allerdings geringer als im Ozeanmodus (vgl. 3.2). Gerade dort, wo die Topographie sich besonders stark ändert, können die ERS-Altimeter keine Daten aufnehmen, weil das Trackingsystem bei starken topographischen Variationen aussetzt. Mitunter fallen auch ganze Tracks aus, was sich sehr negativ auf die Berechnung des Schätzfehlers auswirken kann. Hier können nur besser angepasste Meßverfahren Abhilfe schaffen.

3. Räumliche und zeitliche Verteilung

Die Daten werden entlang der Tracks mit einer hohen Datendichte (328 m) aufgenommen, zwischen den Tracks besteht dagegen ein Abstand von mehreren Kilometern. Wählt man, wie bei den 35d Daten, einen niedrigen Wiederholungsort, hat sich die Eisoberfläche zwar zwischen den einzelnen Messungen nicht sehr verändert, die Abstände zwischen den Tracks sind damit aber sehr groß, wodurch sich auch der Interpolationsfehler erhöht. Bei einer hohen Wiederholungsrate wie zum Beispiel bei den 168d Daten ist die Datendichte dagegen um so höher. ERS-1 wurde jedoch nur für ein Jahr in diesem Modus betrieben, für ERS-2 fehlen solche Daten.

4. Nicht erfassbare Faktoren

Einen wichtigen Einfluß haben die Oberflächen- und Volumenstreuung (vgl. 3.4.1). Beide hängen von den dielektrischen Eigenschaften des Eises ab, die sich sowohl regional als auch journal, saisonal und annuell sehr stark verändern können. Davon wird die Eindringtiefe des Signals ins Eis beeinflusst. Die Bestimmung der Massenänderung aus der Höhenänderung der Eisoberfläche setzt eine konstante Dichte der Firnschicht voraus. Da diese mit bis zu 100 m auf dem antarktischen Inlandeis sehr mächtig sein kann, können hier auch starke Dichteveränderungen auftreten. Auch die Hebung des Eisuntergrundes aufgrund des verringerten Auflastdrucks nach der letzten Eiszeit läßt sich bislang nicht flächendeckend bestimmen, so dass sich isostatische Ausgleichsbewegungen des geologischen Untergrundes bei der Höhenbestimmung über längere Zeiträume auswirken könnten. Dass die Trends der Höhenänderungen in den Gebirgsregionen sehr hoch sind, könnte also auch teilweise darauf zurückzuführen sein, dass hier die Eisauflast geringer und damit die Ausgleichsbewegung stärker ist.

Die Qualität der Daten würde sich durch die Entwicklung präziserer Höhenkorrekturen entscheidend verbessern. Vor allem die Volumenstreuung sollte so genau wie möglich bestimmt werden. Hierzu gibt es bereits vielfache Bestrebungen (ZAHNEN ET AL., 2003). Um die Interpolationsgenauigkeit zu erhöhen, bieten sich multivariate Verfahren unter Einbeziehung sekundärer Daten wie z. B. der Oberflächentemperatur an. Diese könnte bei der Interpolation durch das Cokriging-Verfahren integriert werden (WACKERNAGEL, 1998). Auch die Anwendung raum-zeitlicher Kriging-Verfahren könnte Interpolationsergebnisse mit geringeren Schätzfehlern liefern (CHRISTAKOS ET AL., 2001). Da die Höhengenaugigkeit der ERS Radaraltimeterdaten allerdings begrenzt ist, werden in Zukunft besonders die neuen Altimeter auf ENVISAT, ICESAT und CRYOSAT von Bedeutung sein. Ein hohes Potential hat in Zukunft auch die GNSS-Reflektometrie (GLEASON ET AL., 2005).

Literaturverzeichnis

- ABABOU, R., A. C. BAGTZOGLU & E. F. WOOD (1994): *On the Condition Number of Covariance Matrices in Kriging, Estimation, and Simulation of Random Fields*, *Mathematical Geology*, 26(1), 99–133.
- ALLISON, I. (1979): *The Mass Budget of the Lambert Glacier Drainage Basin, Antarctica*, *Journal of Glaciology*, 22(87), 223–235.
- ALLISON, I. (1998): *Surface Climate of the Interior of the Lambert Glacier Basin, Antarctica, from Automatic Weather Station Data*, *Annals of Glaciology*, 27, 515–520.
- ARMSTRONG, M. (1998): *Basic Linear Geostatistics*, Springer, Berlin u.a.
- ARTHERN, R. J. & D. J. WINGHAM (1998): *The Natural Fluctuations of Firn Densification and Their Effect on the Geodetic Determination of Ice Sheet Mass Balance*, *Climate Change*, 40(3-4), 605–624.
- AUSTRALIAN ANTARCTIC DIVISION (1992): *Australian Antarctic Territory: Mac Robertsonland*, Karte, 1:100.000, UTM, Landsat TM, WGS84.
- BAMBER, J. L. (1994a): *A Digital Elevation Model of the Antarctic Ice Sheet Derived from ERS-1 Altimeter Data and Comparison with Terrestrial Measurements*, *Annals of Glaciology*, 20, 48–54.
- BAMBER, J. L. (1994b): *Ice Sheet Altimeter Processing Scheme*, *International Journal of Remote Sensing*, 15(4), 925–938.
- BAMBER, J. L. & P. HUYBRECHTS (1996): *Geometric Boundary Conditions for Modelling the Velocity Field of the Antarctic Ice Sheet*, *Annals of Glaciology*, 23, 364–373.
- BAMBER, J. L. & A. J. PAYNE (Hrsg.) (2004): *Mass Balance of the Cryosphere - Observation and Modelling of Contemporary and Future Changes*, Cambridge University Press, Cambridge.
- BAMBER, J. L., R. J. HARDY, P. HUYBRECHTS & I. JOUGHIN (2000): *A Comparison of Balance Velocities, Measured Velocities and Thermomechanically Modelled Velocities for the Greenland Ice Sheet*, *Annals of Glaciology*, 30, 211–216.
- BARNETT, V. & T. LEWIS (1984): *Outliers in Statistical Data*, 2. Auflage, Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics, Wiley, Chicester u. a.
- BILITZA, D. (1990): *International Reference Ionosphere 1990*, National Space Science Data Center, Greenbelt, Maryland.

- BINTANJA, R. (1998): *The Contribution of Snowdrift Sublimation to the Surface Mass Balance of Antarctica*, *Annals of Glaciology*, 27, 251–259.
- BINTANJA, R. & M. R. VAN DEN BROEKE (1995): *The Surface Energy Balance of Antarctic Snow and Blue Ice*, *Journal of Applied Meteorology*, 34, 902–926.
- BOUCNEAU, G., M. VAN MEIRVENNE, O. THAS & G. HOFMAN (1996): *Stratified Kriging Using Vague Transition Zones*, in: MOWRER, H. T., R. C. CZAPLEWSKI & R. H. HAMRE (Hrsg.), *Spatial Accuracy Assessment in Natural Resources and Environmental Sciences: Second International Symposium, May 21-23, 1996, Fort Collins, Colorado, General Technical Report*, Band RM-GTR-277, USDA Forest Service, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, 251–258.
- BOUCNEAU, G., M. VAN MEIRVENNE, O. THAS & G. HOFMAN (1998): *Integrating Properties of Soil Map Delineations into Ordinary Kriging*, *European Journal of Soil Science*, 49, 213–229.
- BRENNER, A. (2000): *Investigation of the Observed ERS-1/ERS-2 Bias*, NASA/GSFC Ice Sheet Altimetry Group, http://icesat4.gsfc.nasa.gov/ia_home/ers1_ers2_bias.html.
- BRENNER, A. C., R. A. BINDSCHADLER, R. H. THOMAS & H. J. ZWALLY (1983): *Slope-Induced Errors in Radar Altimetry over Continental Ice Sheets*, *Journal of Geophysical Research*, 88(C3), 1617–1623.
- BUDD, W. F., M. J. CORRY & T. H. JACKA (1982): *Results from the Amery Ice Shelf Project*, *Annals of Glaciology*, 3, 36–41.
- BURROUGH, P. A. & R. A. MCDONNELL (1998): *Principles of Geographical Information Systems*, Oxford University Press, Oxford.
- CHELTON, D. B., J. C. RIES, B. J. HAINES, L.-L. FU & P. S. CALLAHAN (2001): *Satellite Altimetry*, in: FU, L.-L. & A. CAZENAVE (Hrsg.), *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications, International Geophysics Series*, Band 69, Kapitel 1, Academic Press, San Diego, 1–131.
- CHRISTAKOS, G., P. BOGAERT & M. L. SERRE (2001): *Temporal GIS: Advanced Functions for Field-Based Applications*, Springer, Berlin.
- CRESSIE, N. & D. L. ZIMMERMAN (1992): *On the Stability of the Geostatistical Method*, *Mathematical Geology*, 24(1), 45–59.
- CUDLIP, W. & M. MILNES (1994): *Overview of Altimeter Data Processing at the U.K. Earth Observation Data Center*, *International Journal of Remote Sensing*, 15(4), 871–887.
- CUDLIP, W., D. R. MANTRIPP, C. L. WRENCH, H. D. GRIFFITHS, D. V. SHEEHAN, M. LESTER, R. P. LEIGH & T. R. ROBINSON (1994): *Corrections for Altimeter Low-Level Processing at the Earth Observation Data Center*, *International Journal of Remote Sensing*, 15(4), 889–914.

- DAVIS, C. H. (1993): *A Surface and Volume Scattering Retracking Algorithm for Ice Sheet Altimetry*, IEEE Transactions on Geosciences & Remote Sensing, 31(4), 811–818.
- DAVIS, C. H. (1997): *A Robust Threshold Retracking Algorithm for Measuring Ice Sheet Surface Elevation Change from Satellite Radar Altimeters*, IEEE Transactions on Geosciences & Remote Sensing, GE-35(4), 974–979.
- DAVIS, C. H. & R. K. MOORE (1993): *A Combined Surface- and Volume-Scattering Model for Ice-Sheet Radar Altimetry*, Journal of Glaciology, 39(133), 675–686.
- DAVIS, C. H. & V. I. POZNYAK (1993): *The Depth of Penetration in Antarctic Firn at 10 GHz*, IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, 31(5), 1107–1111.
- DAVIS, C. H. & H. J. ZWALLY (1993): *Geographic and Seasonal Variations in the Surface Properties of the Ice Sheet by Satellite-Radar Altimetry*, Journal of Glaciology, 39(133), 687–697.
- DAVIS, G. J. & M. D. MORRIS (1997): *Six Factors which Affect the Condition Number of Matrices Associated with Kriging*, Mathematical Geology, 29(5), 669–683.
- DAVIS, J. C. (2002): *Statistics and Data Analysis in Geology*, 3. Auflage, Wiley, New York u.a.
- DREWRY, D. J., S. R. JORDAN & E. JANKOWSKI (1982): *Measured Properties of the Antarctic Ice Sheet: Surface Configuration, Ice Thickness, Volume and Bedrock Characteristics*, Annals of Glaciology, 3, 83–91.
- EMERY, W. J., G. H. BORN, D. G. BALDWIN & C. L. NORRIS (1990): *Satellite-Derived Water Vapor Corrections for GEOSAT Altimetry*, Journal of Geophysical Research, 95(C3), 2953–2964.
- EROS DATA CENTER (EDC) (1996): *Global 30 Arc Second Elevation Data Set Documentation*.
- EUROPEAN SPACE AGENCY (1992): *ERS-1 System*, Band SP-1146, ESA Publication Division, Noordwijk.
- EUROPEAN SPACE AGENCY (2002): *ENVISAT Users Handbook: RA-2 and MWR Instruments*, <http://envisat.esa.int/dataproducts/ra2-mwr/>.
- EUROPEAN SPACE AGENCY (2003): *CRYOSAT - ESA's Ice Mission*, ESTC, Noordwijk, BR-199.
- FITZGERALD, W. J. & J. G. PAREN (1975): *The Dielectric Properties of Antarctic Ice*, Journal of Glaciology, 15(73), 39–48.
- FÉMÉNIAS, P. (1996): *ERS QLOPR and OPR Range Processing*, Technischer Bericht ER-TN-RS-RA-0022, ESA / ESRIN - ERS Mission Coordination & Product Assurance Section.

- FÉMÉNIAS, P., F. RÉMY, R. RAIZONVILLE & J. F. MINSTER (1993): *Analysis of Satellite Altimeter Height Measurements above Continental Ice Sheets*, Journal of Glaciology, 39(133), 591–600.
- FRICKER, H. A., G. HYLAND, R. COLEMAN & N. W. YOUNG (2000a): *Digital Elevation Models for the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf System, East Antarctica, from ERS-1 Satellite Radar Altimetry*, Journal of Glaciology, 46(155), 553–560.
- FRICKER, H. A., R. C. WARNER & I. ALLISON (2000b): *Mass Balance of the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf System, East Antarctica: A Comparison of Computed Balance Fluxes and Measured Fluxes*, Journal of Glaciology, 46(155), 561–570.
- FRICKER, H. A., S. POPOV, I. ALLISON & N. W. YOUNG (2001): *Distribution of Marine Ice under the Amery Ice Shelf, East Antarctica*, Geophysical Research Letters, 28(11), 2241–2244.
- FRICKER, H. A., N. W. YOUNG, I. ALLISON & R. COLEMAN (2002): *Iceberg Calving from the Amery Ice Shelf System, East Antarctica*, Annals of Glaciology, 34, 241–246.
- GANDIN, L. S. (1963): *Objective Analysis of Meteorological Fields*, Band NTIS: TT-65-50007, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- GENTON, M. G. (1998): *Highly Robust Variogram Estimation*, Mathematical Geology, 30(2), 213–221.
- GIOVINETTO, M. B. & H. J. ZWALLY (1995): *An Assessment of the Mass Budget of Antarctica and Greenland Using Accumulation Derived from Remotely Sensed Data in Areas of Dry Snow*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 31, 25–37.
- GLEASON, S., M. ADJRAD & M. UNWIN (2005): *Sensing Ocean, Ice and Land Reflected Signals from Space: results from the UK-DMC GPS Reflectometry Experiment*, in: ION GNSS 18th International Meeting of the Satellite Division, 13-16 September 2005, Long Beach, CA, 1679–1685.
- GODDARD SPACE FLIGHT CENTER (1997): *GSFC Ice Altimetry Home Page*, <http://icesat4.gsfc.nasa.gov/ia> home.
- GOODWIN, I. D., M. HIGHAM, I. ALLISON & R. JAIWEN (1994): *Accumulation Variation in Eastern Kemp Land, Antarctica*, Annals of Glaciology, 20, 202–206.
- GOOVAERTS, P. (1997): *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*, Oxford University Press, New York u.a.
- GOOVAERTS, P. (1999): *Performance Comparison of Geostatistical Algorithms for Incorporating Elevation into the Mapping of Precipitation*, GeoComputation99.
- HAAS, T. C. (1990): *Kriging and Automated Variogram Modeling within a Moving Window*, Atmospheric Environment, 24A(7), 1759–1769.

- HEIDLAND, K. (1994): *Satellitenaltimetrie über Eis - Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis, Berichte zur Polarforschung*, Band 141, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- HELLMER, H. H. & S. S. JACOBS (1992): *Ocean Interactions with the Base of Amery Ice Shelf, Antarctica*, *Journal of Geophysical Research*, 97, 20.305–20.317.
- HENLEY, S. (1987): *Kriging - Blue or Pink?*, *Mathematical Geology*, 19(2), 155–158.
- HERZFELD, U. C. (1998): *The 1993-1995 Surge of Bering Glacier (Alaska) - A Photographic Documentation of Crevasse Patterns and Environmental Changes*, *Trierer Geographische Studien*, Band 17, Geographische Gesellschaft Trier, Trier.
- HERZFELD, U. C. (1999): *Geostatistical Interpolation and Classification of Remote Sensing Data from Ice Surfaces*, *International Journal of Remote Sensing*, 20(2), 307–327.
- HERZFELD, U. C. (2004): *Atlas of Antarctica*, Springer, Berlin.
- HERZFELD, U. C. & M. S. MATASSA (1999a): *An Atlas of Antarctica North of 72.°1 from GEOSAT Radar Altimeter Data*, *International Journal of Remote Sensing*, 20(2), 241–258.
- HERZFELD, U. C. & M. S. MATASSA (1999b): *TRANSVIEW: A Program for Matching Universal Transversal Mercator (UTM) and Geographic Coordinates*, *Computers & Geosciences*, 25, 765–773.
- HERZFELD, U. C., C. S. LINGLE & L.-H. LEE (1993): *Geostatistical Evaluation of Satellite Radar Altimetry for High-Resolution Mapping of Lambert Glacier, Antarctica*, *Annals of Glaciology*, 17, 77–85.
- HERZFELD, U. C., C. S. LINGLE & L.-H. LEE (1994): *Recent Advance of the Grounding Line of Lambert Glacier, Antarctica, Deduced from Satellite-Radar Altimetry*, *Annals of Glaciology*, 20, 43–47.
- HERZFELD, U. C., H. MAYER, C. A. HIGGINSON & M. MATASSA (1996): *Geostatistical Approaches to Interpolation and Classification of Remote-Sensing Data from Ice Surfaces*, in: *Proceedings of the Forth Symposium on Remote Sensing of the Polar Environments, Lyngby, Denmark, 29 April - 1 May 1996*, SP-391, ESA Publications Division, 59–63.
- HERZFELD, U. C., C. S. LINGLE, C. FREEMAN, C. A. HIGGINSON, M. P. LAMBERT, L.-H. LEE & V. A. VORONINA (1997): *Monitoring Changes of Icestreams using Time Series of Satellite-Altometry-Based Digital Terrain Models*, *Mathematical Geology*, 29(7), 859–890.
- HERZFELD, U. C., M. S. MATASSA, M. SCHNEIDER & R. O. STOSIUS (1998): *Satellite-Altometry-Derived Surface Elevation in Antarctica and its Relationship to the Geoid in Poorly Constrained Regions*, in: FREEDEN, W. (Hrsg.), *Progress in Geodetic Science*, *Geodätische Woche 98*, Universität Kaiserslautern, Shaker, Aachen, 97–105.

- HIGHAM, M., M. REYNOLDS, A. BROCKLESBY & I. ALLISON (1995): *Ice Radar Digital Recording, Data Processing and Results from the Lambert Glacier Basin Traverse*, Terra Antarctica, 2(1), 23–32.
- HIGHAM, M., M. CRAVEN, A. RUDELL & I. ALLISON (1997): *Snow-Accumulation Distribution in the Interior of the Lambert Glacier Basin, Antarctica*, Annals of Glaciology, 25, 412–417.
- HILLGER, D. W. & T. H. VONDER HAAR (1988): *Estimating Noise Levels of Remotely Sensed Measurements from Satellites Using Spatial Structure Analysis*, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 5, 206–214.
- HUYBRECHTS, P. (1990): *The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial-Interglacial Cycle: A Three-Dimensional Experiment*, Annals of Glaciology, 14, 115–119.
- HUYBRECHTS, P. (1994): *Formation and Desintegration of the Antarctic Ice Sheet*, Annals of Glaciology, 20, 336–340.
- HUYBRECHTS, P., D. STEINHAGE, F. WILHELMS & J. BAMBER (2000): *Balance Velocities and Measured Properties of the Antarctic Ice Sheet from a New Compilation of Gridded Data for Modelling*, Annals of Glaciology, 30, 52–60.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*.
- ISAAKS, E. H. & R. M. SRIVASTAVA (1989): *Applied Geostatistics*, Oxford University Press, New York.
- JACOBS, S. S., H. H. HELLMER, C. S. M. DOAKE, A. JENKINS & R. M. FROLICH (1992): *Melting of Ice Shelves and the Mass Balance of Antarctica*, Journal of Glaciology, 38(130), 375–387.
- JAIN, R. B. (1981): *Percentage Points of Many-Outlier Detection Procedures*, Technometrics, 23(1), 71–75.
- JEZEK, K. C. (1999): *Glaciological Properties of the Antarctic Ice Sheet from RADARSAT-1 Synthetic Aperture Radar Imagery*, Annals of Glaciology, 29, 286–290.
- JEZEK, K. C., M. R. DRINKWATER, J. P. CRAWFORD, R. BINDSCHADLER & R. KWOK (1993): *Analysis of Synthetic Aperture Radar Data Collected over the Southwestern Greenland Ice Sheet*, Journal of Glaciology, 39(131), 119–132.
- JIAN, X., R. A. OLEA & Y.-S. YU (1996): *Semivariogram Modeling by Weighted Least Squares*, Computers & Geosciences, 22(4), 387–397.
- JOUGHIN, I., D. WINEBRENNER, M. FAHNENSTOCK, R. KWOK & W. KRABILL (1996): *Measurement of Ice-Sheet Topography Using Satellite-Radar Interferometry*, Journal of Glaciology, 42(140), 10–22.

- JOURNEL, A. G. & C. J. HUIJBREGTS (1997): *Mining Geostatistics*, Academic Press, London.
- KRAMER, H. J. (1996): *Observation of the Earth and Its Environment: Survey Missions and Sensors*, 3. Auflage, Springer, Berlin u.a.
- LAM, N. (1983): *Spatial Interpolation Methods: A Review*, The American Geographer, 10(2), 129–149.
- LEGRÉSY, B. & F. RÉMY (1997a): *Altimetric Observation of Surface Characteristics of the Antarctic Ice Sheet*, Journal of Glaciology, 43(144), 265–275.
- LEGRÉSY, B. & F. RÉMY (1997b): *Antarctic Ice Sheet Snow Properties Derived from ERS Altimeter Data*, Space at the Service of our Environment - third ERS Symposium, 14-21 March, Florence.
- LEVANON, N. (1982): *Antarctic Ice Elevation Maps from Balloon Altimetry*, Annals of Glaciology, 3, 184–188.
- LILJEQUIST, G. & K. CEHAK (1984): *Allgemeine Meteorologie*, 3. Auflage, Vieweg, Braunschweig, Wiesbaden.
- LINGLE, C. S. & D. N. COVEY (1998): *Elevation Changes on the East Antarctic Ice Sheet, 1979-93, from Satellite Radar Altimetry: A Preliminary Assessment*, Annals of Glaciology, 27, 7–18.
- LINGLE, C. S., L.-H. LEE, H. J. ZWALLY & T. C. SEISS (1994): *Recent Elevation Increase on Lambert Glacier, Antarctica, from Orbit Cross-Over Analysis of Satellite-Radar Altimetry*, Annals of Glaciology, 20, 26–32.
- LIU, H., K. C. JEZEK & B. LI (1999): *Development of an Antarctic Digital Elevation Model by Integrating Cartographic and Remotely Sensed Data: A Geographic Information System Based Approach*, Journal of Geophysical Research, 104(B10), 23.199–23.213.
- MACAYEAL, D. R. (1992): *The Basal Stress Distribution of Ice Stream E, Antarctic, Inferred by Control Methods*, Journal of Geophysical Research, 97(B1), 595–603.
- MARQUARDT, D. E. (1963): *An Algorithm for Least Squares Estimation of Nonlinear Parameters*, Journal of Social, Industrial and Applied Mathematics, 11(2), 431–441.
- MARTIN, T. V., H. J. ZWALLY, A. C. BRENNER & R. A. BINDSCHADLER (1983): *Analysis and Retracking of Continental Ice Sheet Radar Altimeter Waveforms*, Journal of Geophysical Research, 88(C3), 1608–1616.
- MARTINI, A. & P. FÉMÉNIAS (2000): *The ERS SPTR2000 Altimetric Range Correction. Results and Validation*, <http://earth.esa.int/pes/ers/ra/auxdata/sptr/ERE-TN-ADQ-GSO-6001.pdf>.
- MATHERON, G. (1963): *Principles of Geostatistics*, Economic Geology, 58, 1246–1266.

- MCINTYRE, N. F. (1985): *A Re-Assessment of the Mass Balance of the Lambert Glacier Drainage Basin, Antarctica*, Journal of Glaciology, 31(107), 34–38.
- MEIER, M. F. (1993): *Ice, Climate and Sea-Level: Do We Know What is Happening?*, in: PELTIER, W. R. (Hrsg.), *Ice in the Climate System, I: Global Environmental Change*, Band 12, NATO ASI, Springer, Berlin, 141–160.
- MORGAN, V. I. & W. F. BUDD (1975): *Radio-Echo Soundings of the Lambert Glacier Basin*, Journal of Glaciology, 15(73), 103–111.
- MUSMAN, S., A. DREW & B. DOUGLAS (1990): *Ionospheric Effects on GEOSAT Altimeter Observations*, Journal of Geophysical Research, 95(C3), 2965–2967.
- MYERS, D. E. (1985): *Some Aspects of Robustness*, Sciences de la Terre, 24, 63–79.
- NASA GODDARD SPACE FLIGHT CENTER (2002): *ICESat - Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite*, Greenbelt, Maryland.
- NATIONAL OCEANOGRAPHIC DATA CENTER (1997): *TOPEX/Poseidon Users Handbook - Section 4*, [http://www.nodc.noaa.gov/woce V2/disk12/topex/docs/html/uhsec04.htm](http://www.nodc.noaa.gov/woce/V2/disk12/topex/docs/html/uhsec04.htm).
- OKE, T. R. (2000): *Boundary Layer Climates*, 2. Auflage, Routledge, London.
- PADMAN, L., H. A. FRICKER, R. COLEMAN, S. HOWARD & L. EROFEEVA (2002): *A New Tide Model for the Antarctic Ice Shelves and Seas*, Annals of Glaciology, 34, 247–254.
- PARTINGTON, K. C. (1998): *Antenna Beamwidth and Antenna Pointing-Induced Errors in Topographic Monitoring from Satellite Radar Altimeters*, IEEE Transactions on Geosciences & Remote Sensing, 36(1), 312–316.
- PARTINGTON, K. C., W. CUDLIP, N. F. MCINTYRE & S. KING-HELE (1987): *Mapping of Amery Ice Shelf, Antarctica, Surface Features by Satellite Altimetry*, Annals of Glaciology, 9, 183–188.
- PARTINGTON, K. C., J. K. RIDLEY, C. G. RAPLEY & H. J. ZWALLY (1989): *Observation of the Surface Properties of the Ice Sheets by Satellite Radar Altimetry*, Journal of Glaciology, 35(120), 267–275.
- PARTINGTON, K. C., W. CUDLIP & C. G. RAPLEY (1991): *An Assessment of the Capacity of the Satellite Radar Altimeter for Measuring Ice Sheet Topographic Change*, International Journal of Remote Sensing, 12(3), 585–609.
- PATERSON, W. S. B. (1994): *The Physics of Glaciers*, 3. Auflage, Elsevier, Oxford.
- PHILLIPS, H. A. (1998): *Surface Meltstreams on the Amery Ice Shelf, East Antarctica*, Annals of Glaciology, 27, 177–181.

- PHILLIPS, H. A., I. ALLISON, R. COLEMAN, G. HYLAND, P. J. MORGAN & N. W. YOUNG (1998): *Comparison of ERS Satellite Radar Altimeter Heights with GPS-Derived Heights on the Amery Ice Shelf, East Antarctica*, *Annals of Glaciology*, 27, 19–24.
- RAPP, R. H., Y. M. WANG & N. K. PAVLIS (1991): *The Ohio State 1991 Geopotential and Sea Surface Topography Harmonic Coefficient Models*.
- REINSCH, C. H. (1967): *Smoothing by Spline Functions*, *Numerische Mathematik*, 10, 177–183.
- RIDLEY, J. K. & J. L. BAMBER (1995): *Antarctic Field Measurements of Radar Backscatter from Snow and Comparison with ERS-1 Altimeter Data*, *Journal of Electromagnetic Waves & Applications*, 9(3), 355–371.
- RIDLEY, J. K. & K. C. PARTINGTON (1988): *A Model of Satellite Radar Altimeter Return from Ice Sheets*, *International Journal of Remote Sensing*, 9(4), 601–624.
- RÉMY, F. & B. LEGRÉSY (1998): *Antarctic Non-Stationary Signals Derived from SEASAT-ERS-1 Altimetry Comparison*, *Annals of Glaciology*, 27, 81–85.
- RÉMY, F., C. BROSSIER & J. F. MINSTER (1990): *Intensity of Satellite Radar-Altimeter Return Power over Continental Ice: A Potential Measurement of Katabatic Wind Intensity*, *Journal of Glaciology*, 36(123), 133–142.
- ROTT, H., K. STURM & H. MILLER (1993): *Active and Passive Microwave Signatures of Antarctic Firn by Means of Field Measurements and Satellite Data*, *Annals of Glaciology*, 17, 337–343.
- SCAMBOS, T. A. & M. A. FAHNENSTOCK (1998): *Improving Digital Elevation Models over Ice Sheets Using AVHRR-based Photoclinometry*, *Journal of Glaciology*, 44(146), 97–103.
- SCHARROO, R. (2001): *Effect of New USO and SPTR Tables on ERS-1 and ERS-2 Range*, <http://earth.esa.int/pcs/ers/ra/articles/biascmp.pdf>.
- SCHARROO, R. & P. VISSER (1998): *Precise Orbit Determination and Gravity Field Improvement for the ERS Satellites*, *Journal of Geophysical Research*, 103(C4), 8113–8127.
- SCHARROO, R., K. F. WAKKER & G. J. METS (1993): *The Orbit Determination Accuracy of the ERS-1 Mission*, in: KALDEICH, B. (Hrsg.), *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment, Hamburg, Germany, 11-14 October 1993, SP-361*, Band 2, ESA Publications Division, Noordwijk, 735–740.
- STANLEY, H. R. (1979): *The GEOS 3 Project*, *Journal of Geophysical Research*, 84(B8), 3779–3783.
- STOSIUS, R. & U. C. HERZFELD (2004): *Geostatistical Estimation from Radar Altimeter Data with Respect to Morphologic Units Outlined by SAR Data - Application to Lambert Glacier / AmeryIce Shelf*, *Annals of Glaciology*, 39, 251–255.

- THE MATHWORKS INC. (2004): *MATLAB The Language of Technical Computing*, <http://www.mathworks.de>.
- THOMAS, R. H. & C. R. BENTLEY (1978): *A Model of Holocene Retreat of the West Antarctic Ice Sheet*, *Quaternary Research*, 10(2), 150–170.
- TIURI, M. T., A. H. SIHVOLA, E. G. NYFORS & M. T. HALLIKAINEN (1984): *The Complex Dielectric Constant of Snow at Microwave Frequencies*, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, OE-9(5), 377–382.
- TOBLER, W. (1970): *A Computer Model Simulating Urban Growth in the Detroit Region*, *Economic Geography*, 46(2), 234–240.
- TREGONING, P., A. WELSH, H. MCQUEEN & K. LAMBECK (2000): *The Search for Postglacial Rebound Near the Lambert Glacier, Antarctica*, *Earth Planets Space*, 52, 1037–1041.
- UNIVERSITY OF LEEDS - SCHOOL OF THE ENVIRONMENT (2003): *Climate Predictions: 14. Emission Scenarios and Climate Change Predictions*, <http://www.env.leeds.ac.uk/envi2150>.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY (1989): *Miscellaneous Investigations Series: MAP I-2284, Satellite Image of Antarctica*, 1:5.000.000, NOAA-AVHRR 1980-1987.
- VAN DER VEEN, C. J. (1993): *Interpretation of Short-Time Ice-Sheet Elevation Changes Inferred from Satellite Altimetry*, *Climatic Change*, 23(4), 383–405.
- VAUGHAN, D. G., J. L. BAMBER, M. B. GIOVINETTO, J. RUSSEL & A. P. R. COOPER (1999): *Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica*, *Journal of Climate*, 12(4), 933–946.
- WACKERNAGEL, H. (1998): *Multivariate Geostatistics - An Introduction with Applications*, 2. Auflage, Springer, Berlin u.a.
- WARNER, R. C. & W. F. BUDD (2000): *Derivation of the Ice Thickness and Bedrock Topography in Data-Gap Regions over Antarctica*, *Annals of Glaciology*, 31, 191–197.
- WEBSTER, R. (1978): *Optimally Partitioning of Soil Transects*, *Journal of Soil Sciences*, 29, 388–402.
- WEBSTER, R. & M. A. OLIVER (2001): *Geostatistics for Environmental Scientists*, Wiley, Chichester u.a.
- WILLIAMS, M. J. M., R. C. WARNER & W. F. BUDD (1998): *The Effects of Ocean Warming on Melting and Ocean Circulation under the Amery Ice Shelf, East Antarctica*, *Annals of Glaciology*, 27, 75–80.

- WINGHAM, D. J., C. G. RAPLEY & H. G. GRIFFITHS (1986): *New Techniques in Satellite Altimeter Tracking Systems*, in: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '86). Remote Sensing: Today's Solutions for Tomorrow's Information Needs, August 1986, Zürich, Switzerland*, Nummer 5388 in SP-254, European Space Agency, ESTEC, Scientific and Technical Publications Branch, Noordwijk, 1339–1344.
- WINGHAM, D. J., R. J. ARTHURN, D. C. CURTIS & J. J. PROUD (1993): *Measuring Ice Sheet Changes with the ERS-1 Altimeter*, in: KALDEICH, B. (Hrsg.), *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment, Hamburg, Germany, 11-14 October 1993, SP-361*, Band 1, ESA Publications Division, Noordwijk, 127–131.
- WU, X. & K. C. JEZEK (2004): *Antarctice Ice-Sheet Balance Velocities from Merged Point and Vector Data*, *Journal of Glaciology*, 50(169), 219–230.
- XIAO, C., R. JIAWEN, Q. DAHE, L. ZHONGQIN, S. WEIZHEN & I. ALLISON (2001): *Complexity of the Climatic Regime over the Lambert Glacier Basin of the East Antarctic Ice Sheet: Firn-Core Evidences*, *Journal of Glaciology*, 47(156), 160–162.
- YFANTIS, E., G. T. FLATMAN & J. V. BEHAR (1987): *Efficiency of Kriging Estimation for Square, Triangular and Hexagonal Grids*, *Mathematical Geology*, 19(3), 183–205.
- YI, D., C. R. BENTLEY & M. D. STENOIEN (1997): *Seasonal Variations in the Apparent Height of the East Antarctic Ice Sheet*, *Annals of Glaciology*, 24, 191–198.
- YI, D., J. B. MINSTER & C. R. BENTLEY (2000): *The Effect of Tidal Loading on Satellite Altimetry over Antarctica*, *Antarctic Science*, 12(1), 119–124.
- YOUNG, N. W. & G. HYLAND (2002): *Velocity and Strain Rates Derived from InSAR Analysis over the Amery Ice Shelf, East Antarctica*, *Annals of Glaciology*, 34, 228–234.
- ZAHNEN, N., F. JUNG-ROTHENHÄUSLER, H. OERRTER, F. WILHELMS & H. MILLER (2003): *Correlation between Antarctic Dry Snow Properties and Backscattering Characteristics in RADARSAT SAR Imagery*, in: REUTER, R. (Hrsg.), *Observing our Cryosphere from Space: Techniques and Methods for Monitoring Snow and Ice with Regard to Climate Change, EARSeL eProceedings*, Band 2, BIS, Oldenburg, 140–148.
- ZIMMERMAN, D. L. (1993): *Another Look at Anisotropy in Geostatistics*, *Mathematical Geology*, 25(4), 453–470.
- ZWALLY, H. J. & R. A. BINDSCHADLER (1981): *Ice-Sheet Dynamics by Satellite Laser Altimetry*, in: CARVER, K. R. (Hrsg.), *Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, June 8-10, Washington, DC*, Band 2, 1012–1022.
- ZWALLY, H. J. & A. C. BRENNER (2001): *Ice Sheet Dynamics and Mass Balance*, in: FU, L.-L. & A. CAZENAVE (Hrsg.), *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications, International Geophysics Series*, Band 69, Kapitel 9, Academic Press, San Diego, 351–369.

- ZWALLY, H. J. & S. FIEGLES (1994): *Extend and Duration of Antarctic Surface Melting*, Journal of Glaciology, 40(136), 463–476.
- ZWALLY, H. J., A. C. BRENNER, J. DIMARZIO & T. SEISS (1993): *Ice Sheet Topography from Retracked ERS-1 Altimetry*, in: KALDEICH, B. (Hrsg.), *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment, Hamburg, Germany, 11-14 October 1993, SP-361*, Band 1, ESA Publications Division, Noordwijk, 159–164.
- ZWALLY, H. J., M. A. BECKLEY, A. C. BRENNER & M. B. GIOVINETTO (2002): *Motion of Major Ice-Shelf Fronts in Antarctica from Slant-Range Analysis of Radar Altimeter Data 1978-98*, Annals of Glaciology, 34, 255–262.
- ZWARTZ, D., P. TREGONING, K. LAMBECK, P. JOHNSTON & J. STONE (1999): *Estimates of Present-Day Glacial Rebound in the Lambert Glacier Region*, Geophysical Research Letters, 26(10), 1461–1464.

Danksagung

Für die Betreuung meiner Dissertation und die zahlreichen konstruktiven Diskussionen bedanke ich mich bei Prof. Dr. Wolfhard Symader (Hydrologie, Fachbereich Geographie/Geowissenschaften, Universität Trier). Mein Dank gilt auch Prof. Dr. Volker Schulz (Numerik, Fachbereich Wirtschaftsmathematik/Angewandte Mathematik, Universität Trier) für seine Hilfestellung bei wichtigen Teilen dieser Arbeit. Danken möchte ich auch Dr. Ute C. Herzfeld (Cooperative Institute for Environmental Sciences, Boulder, Colorado, U.S.A.), durch die ich die grundlegenden Verfahren der Geostatistik und der Radaraltimetrie sowie die Faszination der Polarforschung kennengelernt habe. Ich danke Prof. Dr. Joachim Hill (Fernerkundung, Fachbereich Geographie/Geowissenschaften, Universität Trier) für seine Unterstützung und dem Forschungsreferat der Universität Trier für die Gewährung eines Abschlußstipendiums. Besonders danke ich Dr. Christian Haas vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven, der mich fachlich über mehrere Jahre begleitet und mir viele hilfreiche Anregungen gegeben hat.

Für die vielen wertvollen Tipps und den Zugang zu den Rechenanlagen des Fachbereichs Mathematik bedanke ich mich bei Dr. Manfred Ries (Numerik, Fachbereich Wirtschaftsmathematik/Angewandte Mathematik, Universität Trier). Ferner gilt mein Dank jun. Prof. Dr. Marcus Casper (Physische Geographie, Fachbereich Geographie/Geowissenschaften, Universität Trier) für den Zugang zur Rechenanlage der Physischen Geographie. Für die fachliche Diskussion zu Teilen meiner Arbeit und für Verbesserungsvorschläge bedanke ich mich bei Dr. Jörg Bareiss (Klimatologie), Dr. Thomas Udelhoven (Fernerkundung) und Dr. Manuel Seeger (Physische Geographie), alle Fachbereich Geographie/Geowissenschaften, Universität Trier sowie Achim Helm und Dr. Georg Beyerle, beide GeoForschungs-Zentrum Potsdam. Ohne die unentgeltliche Bereitstellung der Radaraltimeterdaten des NASA/GSFC durch Dr. Anita Brenner wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

Mein Dank gebührt aber in erster Linie auch meinen Eltern, Heinz und Hannelore Stosius, die mir das Studium und die Promotion an der Universität Trier ermöglicht haben. Besonderer Dank gilt Annette Scheid für Ihre konstruktive und seelische Unterstützung bei der Fertigstellung dieser Arbeit. Dank gebührt auch all denjenigen, die mich direkt (Korrekturlesen) oder indirekt (Aufmunterung) unterstützt haben.

„Berichte zur Polarforschung“

Eine Titelübersicht der Hefte 1 bis 376 (1981 - 2000) erschien zuletzt im Heft 413 der nachfolgenden Reihe „Berichte zur Polar- und Meeresforschung“. Ein Verzeichnis aller Hefte beider Reihen sowie eine Zusammenstellung der Abstracts in englischer Sprache finden Sie im Internet unter der Adresse:
<http://www.awi-bremerhaven.de/Resources/publications.html>

Ab dem Heft-Nr. 377 erscheint die Reihe unter dem Namen:

„Berichte zur Polar- und Meeresforschung“

- Heft-Nr. 377/2000** – „Rekrutierungsmuster ausgewählter Wattfauna nach unterschiedlich strengen Wintern“ von Matthias Strasser
- Heft-Nr. 378/2001** – „Der Transport von Wärme, Wasser und Salz in den Arktischen Ozean“, von Boris Cisewski
- Heft-Nr. 379/2001** – „Analyse hydrographischer Schnitte mit Satellitenaltimetrie“, von Martin Losch
- Heft-Nr. 380/2001** – „Die Expeditionen ANTARKTIS XI/1-2 des Forschungsschiffes POLARSTERN 1998/1999“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Saad El Naggar.
- Heft-Nr. 381/2001** – „UV-Schutz- und Reparaturmechanismen bei antarktischen Diatomeen und *Phaeocystis antarctica*“, von Lieselotte Riegger.
- Heft-Nr. 382/2001** – „Age determination in polar Crustacea using the autofluorescent pigment lipofuscin“, by Bodil Blumh.
- Heft-Nr. 383/2001** – „Zeitliche und räumliche Verteilung, Habitatspräferenzen und Populationsdynamik benthischer Copepoda Harpacticoida in der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Gritta Veit-Köhler.
- Heft-Nr. 384/2001** – „Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskerntiefbohrung“, von Daniel Steinhage.
- Heft-Nr. 385/2001** – „Actinium-227 als Tracer für Advektion und Mischung in der Tiefsee“, von Walter Geibert.
- Heft-Nr. 386/2001** – „Messung von optischen Eigenschaften troposphärischer Aerosole in der Arktis“ von Rolf Schumacher.
- Heft-Nr. 387/2001** – „Bestimmung des Ozonabbaus in der arktischen und subarktischen Stratosphäre“, von Astrid Schulz.
- Heft-Nr. 388/2001** – „Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA 2000: The Expedition LENA 2000“, edited by Volker Rachold and Mikhail N. Grigoriev.
- Heft-Nr. 389/2001** – „The Expeditions ARKTIS XVII/1 and ARKTIS XVI/2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2000“, edited by Gunther Krause and Ursula Schauer.
- Heft-Nr. 390/2001** – „Late Quaternary climate variations recorded in North Atlantic deep-sea ostracodes“, by Claudia Didié.
- Heft-Nr. 391/2001** – „The polar and subpolar North Atlantic during the last five glacial-interglacial cycles“, by Jan. P. Helmke.
- Heft-Nr. 392/2000** – „Geochemische Untersuchungen an hydrothermal beeinflussten Sedimenten der Bransfield Straße (Antarktis)“, von Anke Dählmann.
- Heft-Nr. 393/2001** – „The German-Russian Project on Siberian River Run-off (SIRRO): Scientific Cruise Report of the Kara-Sea Expedition 'SIRRO 2000' of RV 'Boris Petrov' and first results“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 394/2001** – „Untersuchung der Photooxidantien Wasserstoffperoxid, Methylhydroperoxid und Formaldehyd in der Troposphäre der Antarktis“, von Katja Riedel.
- Heft-Nr. 395/2001** – „Role of benthic cnidarians in the energy transfer processes in the Southern Ocean marine ecosystem (Antarctica)“, by Covadonga Orejas Saco del Valle.
- Heft-Nr. 396/2001** – „Biogeochemistry of Dissolved Carbohydrates in the Arctic“, by Ralph Engbrodt.
- Heft-Nr. 397/2001** – „Seasonality of marine algae and grazers of an Antarctic rocky intertidal, with emphasis on the role of the limpet *Nacilla concinna* Strebel (Gastropoda: Patellidae)“, by Dohong Kim.
- Heft-Nr. 398/2001** – „Polare Stratosphärenwolken und mesoskalige Dynamik am Polarwirbelrand“, von Marion Müller.
- Heft-Nr. 399/2001** – „North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water: Their Interaction and Influence on Modes of the Global Ocean Circulation“, by Holger Brix.
- Heft-Nr. 400/2001** – „The Expeditions ANTARKTIS XVIII/1-2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2000“ edited by Victor Smetacek, Ulrich Bathmann, Saad El Naggar.
- Heft-Nr. 401/2001** – „Variabilität von CH₂O (Formaldehyd) - untersucht mit Hilfe der solaren Absorptionsspektroskopie und Modellen“ von Torsten Albrecht.
- Heft-Nr. 402/2001** – „The Expedition ANTARKTIS XVII/3 (EASIZ III) of RV 'Polarstern' in 2000“, edited by Wolf E. Arntz and Thomas Brey.
- Heft-Nr. 403/2001** – „Mikrohabitatansprüche benthischer Foraminiferen in Sedimenten des Südatlantiks“, von Stefanie Schumacher.
- Heft-Nr. 404/2002** – „Die Expedition ANTARKTIS XVII/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 2000“, herausgegeben von Jörn Thiede und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 405/2002** – „Feeding Ecology of the Arctic Ice-Amphipod *Gammarus wilkitzkii*. Physiological, Morphological and Ecological Studies“, by Carolin E. Arndt.
- Heft-Nr. 406/2002** – „Radiolarienfauna im Ochotskischen Meer - eine aktuopaläontologische Charakterisierung der Biozönose und Taphozönose“, von Anja Nimmergut.
- Heft-Nr. 407/2002** – „The Expedition ANTARKTIS XVIII/5b of the Research Vessel 'Polarstern' in 2001, edited by Ulrich Bathmann.
- Heft-Nr. 408/2002** – „Siedlungsmuster und Wechselbeziehungen von Seepocken (Cirripedia) auf Muschelbänken (*Mytilus edulis* L.) im Wattenmeer“, von Christian Buschbaum.

Heft-Nr. 409/2002 – „Zur Ökologie von Schmelzwassertümpeln auf arktischem Meereis - Charakteristika, saisonale Dynamik und Vergleich mit anderen aquatischen Lebensräumen polarer Regionen“, von Marina Carstens.

Heft-Nr. 410/2002 – „Impuls- und Wärmeaustausch zwischen der Atmosphäre und dem eisbedeckten Ozean“, von Thomas Garbrecht.

Heft-Nr. 411/2002 – „Messung und Charakterisierung laminarer Ozonstrukturen in der polaren Stratosphäre“, von Petra Wahl.

Heft-Nr. 412/2002 – „Open Ocean Aquaculture und Offshore Windparks. Eine Machbarkeitsstudie über die multifunktionale Nutzung von Offshore-Windparks und Offshore-Marikultur im Raum Nordsee“, von Bela Hieronymus Buck.

Heft-Nr. 413/2002 – „Arctic Coastal Dynamics. Report of an International Workshop. Potsdam (Germany) 26-30 November 2001“, edited by Volker Rachold, Jerry Brown and Steve Solomon.

Heft-Nr. 414/2002 – „Entwicklung und Anwendung eines Laserablations-ICP-MS-Verfahrens zur Multielementanalyse von atmosphärischen Einträgen in Eisbohrkernen“, von Heiko Reinhardt.

Heft-Nr. 415/2002 – „Gefrier- und Tauprozesse im sibirischen Permafrost – Untersuchungsmethoden und ökologische Bedeutung“, von Wiebke Müller-Lupp.

Heft-Nr. 416/2002 – „Natürliche Klimavariationen der Arktis in einem regionalen hochauflösenden Atmosphärenmodell“, von Wolfgang Dorn.

Heft-Nr. 417/2002 – „Ecological comparison of two sandy shores with different wave energy and morphodynamics in the North Sea“, by Iris Menn.

Heft-Nr. 418/2002 – „Numerische Modellierung turbulenter Umströmungen von Gebäuden“, von Simón Domingo López.

Heft-Nr. 419/2002 – „Scientific Cruise Report of the Kara-Sea Expedition 2001 of RV „Academic Petrov“: The German-Russian Project on Siberian River Run-off (SIRRO) and the Project „ESTABLISH“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.

Heft-Nr. 420/2002 – „Vulkanologie und Geochemie pliozäner bis rezenter Vulkanite beiderseits der Bransfield-Straße / West-Antarktis“, von Andreas Veit.

Heft-Nr. 421/2002 – „POLARSTERN ARKTIS XVII/2 Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition)“, by J. Thiede et al.

Heft-Nr. 422/2002 – „The Expedition „AWI of RV „L'Atalante“ in 2001“, edited by Michael Klages, Benoit Mesnil, Thomas Soltwedel and Alain Christophe with contributions of the participants.

Heft-Nr. 423/2002 – „Über die Tiefenwasserausbreitung im Weddellmeer und in der Scotia-Sea: Numerische Untersuchungen der Transport- und Austauschprozesse in der Weddell-Scotia-Konfluenz-Zone“, von Michael Schodlok.

Heft-Nr. 424/2002 – „Short- and Long-Term Environmental Changes in the Laptev Sea (Siberian Arctic) During the Holocene“, von Thomas Müller-Lupp.

Heft-Nr. 425/2002 – „Characterisation of glacio-chemical and glacio-meteorological parameters of Amundsenisen, Dronning Maud Land, Antarctica“, by Fidan Göktas.

Heft-Nr. 426/2002 – „Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA 2000: The Expedition LENA 2001“, edited by Eva-Maria Pfeiffer and Mikhail N. Grigoriev.

Heft-Nr. 427/2002 – „From the Inner Shelf to the Deep Sea: Depositional Environments on the West Antarctic Peninsula Margin – A Sedimentological and Seismostratigraphic Study (ODP Leg 178)“, by Tobias Mörz.

Heft-Nr. 428/2002 – „Concentration and Size Distribution of Microparticles in the NGRIP Ice Core (Central Greenland) during the Last Glacial Period“, by Urs Ruth.

Heft-Nr. 429/2002 – „Interpretation von FCKW-Daten im Weddellmeer“, von Olaf Klatt.

Heft-Nr. 430/2002 – „Thermal History of the Middle and Late Miocene Southern Ocean - Diatom Evidence“, by Bernd M. Censarek.

Heft-Nr. 431/2002 – „Radium-226 and Radium-228 in the Atlantic Sector of the Southern Ocean“, by Claudia Hanfland.

Heft-Nr. 432/2002 – „Population dynamics and ecology of the surf clam *Donax serra* (Bivalvia, Donacidae) inhabiting beaches of the Benguela upwelling system“, by Jürgen Laudien.

Heft-Nr. 433/2002 – „Die Expedition ARKTIS XVII/1 des Forschungsschiffes POLARSTERN 2001“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.

Heft-Nr. 434/2002 – „The Role of Sponges in High-Antarctic Carbon and Silicon Cycling – a Modelling Approach“, by Susanne Gatti.

Heft-Nr. 435/2003 – „Sedimente des Changeable-Sees, Oktoberrevolutions-Insel (Severnaja Zemlja), als Archive der Paläoumwelt Mittelsibiriens seit dem Frühweichsel“, von Alexandra Raab.

Heft-Nr. 436/2003 – „The charnockite-anorthosite suite of rocks exposed in central Dronning Maud Land, East Antarctica: a study on fluid-rock interactions, and post-entrapment change of metamorphic fluid inclusions“, by Bärbel Kleinfeld.

Heft-Nr. 437/2003 – „Variable C:N Ratios of Particulate Organic Matter and Their Influence on the Marine Carbon Cycle“, by Birgit Schneider.

Heft-Nr. 438/2003 – „Population ecology and genetics of the polychaete *Scoloplos armiger* (Orbiniidae)“, by Inken Kruse.

Heft-Nr. 439/2003 – „Architecture and geodynamic evolution of the Svalbard Archipelago, the Yermak Plateau and the Fram Strait oceanic Province from deep seismic experiments“, by Oliver Ritzmann.

Heft-Nr. 440/2003 – „Occurrence, induction and physiological importance of UV-absorbing substances in polar macroalgae“, by Kirsten Hoyer.

Heft-Nr. 441/2003 – „Sea ice conditions in the Transpolar Drift in August/September 2001. Observations during POLARSTERN cruise ARKTIS XVII/2“, compiled by Christian Haas and Jan J. Lieser.

Heft-Nr. 442/2003 – „Süßwassereintrag und Festeis in der ostsibirischen Arktis - Ergebnisse aus Boden- und Satellitenbeobachtungen sowie Sensitivitätsstudien mit einem thermodynamischen Festeismodell“, von Jörg Bareiss.

- Heft-Nr. 443/2003** – „Arctic Coastal Dynamics. Report of the 3rd International Workshop. University of Oslo (Norway) 2-5 December 2002“, edited by Volker Rachold, Jerry Brown, Steven Solomon and Johan Ludvig Sollid.
- Heft-Nr. 444/2003** – „Ventilation der Grönlandsee – Variabilität und ihre Ursachen 1994-2001“, von Stephanie Ronski.
- Heft-Nr. 445/2003** – „Die Expedition ANTARKTIS XVIII/3-4 des Forschungsschiffes POLARSTERN 2000/2001 sowie die Aktivitäten an Land und bei der Neumayer-Station“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach, Dieter Fütterer, Saad El Naggar und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 446/2003** – „The Expedition ARKTIS XVIII/1 a, b of the Research Vessel „Polarstern“ in 2002“, edited by Peter Lemke
- Heft-Nr. 447/2003** – „Investigation of the Greenland Atmospheric Boundary Layer over Summit 2002 (IGLOS). Field Phase Report“, by Clemens Drüe and Günther Heinemann.
- Heft-Nr. 448/2003** – „Die Expedition ANTARKTIS XIX mit FS „Polarstern“ 2001/2002. Bericht von den Fahrtabschnitten 1 und 2“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Gunther Krause.
- Heft-Nr. 449/2003** – „The Expedition ARKTIS XVIII/2 of RV „Polarstern“ in 2002. Contributions of the Participants“, edited by Wilfried Jokat.
- Heft-Nr. 450/2003** – „Scientific Cruise Report of the joint Russian-German Kara Sea Expedition in 2002 with RV „Akademik Boris Petrov“, edited by Frank Schoster and Michael Levitan.
- Heft-Nr. 451/2003** – „Die Krustenstruktur der Fjordregion Ostgrönlands zwischen dem präkambrischen Schild und den rezenten mittelozeanischen Rücken: Ergebnisse seismischer und gravimetrischer Modellierungen“, von Mechita Schmidt-Aursch.
- Heft-Nr. 452/2003** – „Untersuchungen zur Biodiversität antarktischer benthischer Amphipoda (Malacostraca, Crustacea)“, von Anne-Nina Lörz.
- Heft-Nr. 453/2003** – „The Antarctic Circumpolar Current: Dynamics of a circumpolar channel with blocked geostrophic contours“, by Daniel Borowski.
- Heft-Nr. 454/2003** – „The effects of climate induced temperature changes on Cod (*Gadus morhua* L.): Linking ecological and physiological investigations“, by Torsten Fischer.
- Heft-Nr. 455/2003** – „Sediment Transport on Arctic Shelves – Seasonal Variations in Suspended Particulate Matter Dynamics on the Laptev Sea Shelf (Siberian Arctic)“, by Carolyn Wegner.
- Heft-Nr. 456/2003** – „Dynamics of the Ocean Surface in the Polar and Subpolar North Atlantic over the last 500 000 Years“, by Evgenia S. Kandiano
- Heft-Nr. 457/2003** – „Structure and dynamics of a submarine continent: Tectonic-magmatic evolution of the Campbell Plateau (New Zealand). report of the RV „SONNE“ cruise SO-169, Project CAMP, 17 January to 24 February 2003“, edited by Karsten Gohl
- Heft-Nr. 458/2003** – „Antioxidative properties of marine macroalgae from the Arctic“ by Angelika Dummermuth.
- Heft-Nr. 459/2003** – „Analysing benthic communities in the Weddell Sea (Antarctica): a landscape approach“, by N ria Teixid  Ullod
- Heft-Nr. 460/2003** – „The Expeditions Amery Oasis, East Antarctica, in 2001/02 and Taylor Valley, Southern Victoria Land, in 2002“, by Bernd Wagner.
- Heft-Nr. 461/2003** – „Late Quaternary climate history of Northern Siberia – evidence from ground ice“, by Hanno Meyer.
- Heft-Nr. 462/2003** – „The Expedition ANTARKTIS XIX/5 (LAMPOS) of RV ‘Polarstern’ in 2002“, edited by Wolf E. Arntz and Thomas Brey.
- Heft-Nr. 463/2003** – „Distribution, composition, flux and variability of organic carbon in Fram Strait/Yermak Plateau (Arctic Ocean) and (palaeo) environmental significance“, by Daniel Birgel.
- Heft-Nr. 464/2003** – „The influence of aerosols on the oceanic sedimentation and environmental conditions in the Arctic“, by Vladimir Shevchenko.
- Heft-Nr. 465/2003** – „Chemical ecology and palatability of marine invertebrates in the sub-Arctic Kongsfjord (Spitsbergen), by Heike Lippert.
- Heft-Nr. 466/2003** – „Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA. The Expedition LENA 2002“, edited by Mikhail N. Grigoriev, Volker Rachold, Dmitry Yu. Bolshianov, Eva-Maria Pfeiffer, Lutz Schirrmeister, Dirk Wagner and Hans-Wolfgang Hubberten.
- Heft-Nr. 467/2003** – „Effekte von UV-Strahlung auf die antarktische Rotalge *Palmaria decipiens*“, von Frank Poppe.
- Heft-Nr. 468/2003** – „Einfluss arktischer S bwasserquellen auf die Zirkulation im Nordmeer und im Nordatlantik in einem prognostischen Ozean-Meereis-Modell“, von Matthias Prange.
- Heft-Nr. 469/2003** – „Acclimation of the photosynthetic apparatus of the endemic Antarctic red macroalga *Palmaria decipiens* to seasonally changing light conditions“, by Ulrike H. L der.
- Heft-Nr. 470/2003** – „The Expeditions ANTARKTIS-XIX/3-4 of the Research Vessel POLARSTERN in 2002 (ANDEEP I and II: Antarctic benthic deep-sea biodiversity – colonization, history and recent community patterns)“, edited by Dieter K. F tterer, Angelika Brandt and Gary C. B. Poore.
- Heft-Nr. 471/2004** – „Late Quaternary Sedimentation History of the Lena Delta“, by Georg Johannes Schwamborn
- Heft-Nr. 472/2004** – „Late Jurassic to Early Cretaceous black shale formation and paleoenvironment in high northern latitudes“, by Uwe Langrock.
- Heft-Nr. 473/2004** – „Melatoningehalt in marinen Makroalgen. Entwicklung und Validierung quantitativer Bestimmungen mittels HPLC und Enzym-gekoppeltem Immunoassay“, von Carsten Pape.
- Heft-Nr. 474/2004** – „On the nature, interpretation, and application of electromagnetic reflections in cold ice“, by Olaf Eisen.

Heft-Nr. 475/2004 – „The Expedition ARKTIS XIX/4 of the Research Vessel POLARSTERN in 2003. Reports of Legs 4a and 4b“, edited by Wilfried Jokat.

Heft-Nr. 476/2004 – „Variabilität chemischer und physikalischer Parameter des Aerosols in der antarktischen Troposphäre“, von Claudia Piel.

Heft-Nr. 477/2004 – „Die Entwicklung der deutschen Wattforschung: Ein wissenschaftshistorischer Beitrag zur Bedeutung der Pionierarbeiten“, von Hauke Bietz.

Heft-Nr. 478/2004 – „Multidecadal and NAO related variability in a numerical model of the North Atlantic circulation“, by Jennifer P. Brauch.

Heft-Nr. 479/2004 – „Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition with RV „Akademik Boris Petrov“ in 2003 within the frames of the Russian-German project „SIRRO“ and the Russian-Norwegian project „MAREAS“, edited by Frank Schoster and Michael Levitan.

Heft-Nr. 480/2004 – „Environment, adaptation and evolution: Scallop ecology across the latitudinal gradient“, by Olaf Heilmayer.

Heft-Nr. 481/2004 – „The Expedition ARKTIS XIX/1 a, b and XIX/2 of the Research Vessel „POLARSTERN“ in 2003“, edited by Ursula Schauer and Gerhard Kattner.

Heft-Nr. 482/2004 – „Arctic Coastal Dynamics. Report of the 4th International Workshop. VNIIOkeangeologia, St. Petersburg (Russia), 10-13 November 2003“, edited by Volker Rachold, and Georgy Cherkashov.

Heft-Nr. 483/2003 – „Reproductive trade-offs in benthic decapod crustaceans of high southern latitudes: tolerance of cold and food limitation“, by Sven Thatje.

Heft-Nr. 484/2004 – „Wavelength dependent induction and biosynthesis of UV-absorbing mycosporine-like amino acids in marine macroalgae“, by Gudrun Kräbs.

Heft-Nr. 485/2004 – „A Numerical Model for Short-term Sea Ice Forecasting in the Arctic“, by Jan Leonhard Lieser.

Heft-Nr. 486/2004 – „Zum Einfluß troposphärischer Aerosole auf das Klima der Arktis“, von Martin Fortmann.

Heft-Nr. 487/2004 – „Parallel Filter Algorithms for Data Assimilation in Oceanography“, by Lars Nerger.

Heft-Nr. 488/2004 – „The Expedition ARKTIS XIX/3 of the Research Vessel POLARSTERN in 2003. Reports of Legs 3a, 3b and 3c“, edited by Michael Klages, Jörn Thiede and Jean-Paul Foucher.

Heft-Nr. 489/2003 – „Expeditions in Siberia in 2003“, edited by Lutz Schirrmeister.

Heft-Nr. 490/2004 – „Modern Sedimentation Processes in the Kara Sea (Siberia)“, by Andrea Catalina Gebhardt.

Heft-Nr. 491/2004 – „Bentho-pelagische Kopplungsprozesse im arktischen Mellemfjord (Westgrönland) unter besonderer Berücksichtigung benthischer Peracarida (Malacostraca, Crustacea)“, von Jörg Nickel.

Heft-Nr. 492/2004 – „The coastal ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard. Synopsis of biological research performed at the Koldewey Station in the years 1991-2003“, edited by Christian Wiencke.

Heft-Nr. 493/2004 – „Ontogeny of osmoregulatory functions and structures of three decapod crustaceans from the North Sea“, by Ude Cieluch.

Heft-Nr. 494/2005 – „Community dynamics and development of soft bottom macrozoobenthos in the German Bight (North Sea) 1969-2000“, by Alexander Schroeder.

Heft-Nr. 495/2005 – „The Expedition ANTARKTIS-XX of RV 'Polarstern' in 2002/2003. Reports of Legs 1 and 2“, edited by Dieter K. Fütterer and Gerhard Kattner.

Heft-Nr. 496/2005 – „Reproduction strategies and distribution of larvae and juveniles of benthic soft-bottom invertebrates in the Kara Sea (Russian Arctic)“, by Ingo Fetzer.

Heft-Nr. 497/2005 – „Großräumige Zirkulationsstrukturen in einem nichtlinearen adaptiven Atmosphärenmodell“, von Matthias Läufer.

Heft-Nr. 498/2005 – „Terrigener Sedimenteintrag und Paläoumwelt im spätquartären Arktischen Ozean: Rekonstruktionen nach Haupt- und Spurenelementverteilungen“, von Frank Schoster.

Heft-Nr. 499/2005 – „Der Einfluss der Großen Meteorbank auf die Ernährungsbiologie und Verteilung dominanter Calanoida (Crustacea, Copepoda)“, von Lutz Fischer.

Heft-Nr. 500/2005 – „The Expeditions ANTARKTIS XXI/3-4-5 of the Research Vessel „Polarstern“ in 2004“, edited by Victor Smetacek, Ulrich Bathmann, Elisabeth Helmke.

Heft-Nr. 501/2005 – „Pechora Sea Environments: Past, Present, and Future“, edited by H. A. Bauch, Yu. A. Pavlidis, Ye. I. Polyakova, G. G. Matishov, N. Koç.

Heft-Nr. 502/2005 – „Distribution and Mobility of Juvenile Polychaeta in a Sedimentary Tidal Environment“, by Norma Angélica Hernández-Guevara.

Heft-Nr. 503/2005 – „The Expedition ANTARKTIS XXI/2 (BENDEX) of RV 'Polarstern' in 2003/2004“, edited by Wolf E. Arntz and Thomas Brey.

Heft-Nr. 504/2005 – „Sea ice conditions in the northern North Atlantic in 2003 and 2004. Observations during RV POLARSTERN cruises ARKTIS XIX/1a and b and ARKTIS XX/2“, compiled by Jan L. Lieser.

Heft-Nr. 505/2005 – „Biodiversity, zoogeography and ecology of polychaetes from the Magellan region and adjacent areas“, by Américo Montiel San Martín.

Heft-Nr. 506/2005 – „Arctic Coastal Dynamics. Report of the 5th International Workshop. McGill University, Montreal (Canada), 13-16 October 2004“, edited by Volker Rachold, Hugues Lantuit, Nicole Couture and Wayne Pollard.

Heft-Nr. 507/2005 – „Evolution of Antarctic Fauna. Extended Abstracts of the IBMANT/ANDEEP International Symposium and Workshop in 2003“, edited by Sven Thatje, Javier A. Calcagno and Wolf E. Arntz.

Heft-Nr. 508/2005 – „Calanoid copepod resting eggs – a safeguard against adverse environmental conditions in the German Bight and the Kara Sea?“, by Marcus Engel.

- Heft-Nr. 509/2005** – „The Expedition El'gygytgyn Lake 2003 (Siberian Arctic)“, edited by Martin Melles, Pavel Minyuk, Julie Brigham-Grette and Olaf Juschus.
- Heft-Nr. 510/2005** – „Stability of the Climate System and Extreme Climates in Model Experiments“, by Vanya Romanova.
- Heft-Nr. 511/2005** – „Untersuchungen zu gezeitenbedingten Höhenänderungen des subglazialen Lake Vostok, Antarktika, von Anja Wendt.
- Heft-Nr. 512/2005** – „Demography, Reproductive Biology and Trophic Ecology of Red Coral (*Corallium rubrum* L.) at the Costa Brava (NW Mediterranean)“, by Georgios Tsounis.
- Heft-Nr. 513/2005** – „Rekonstruktion tausendjähriger aerosolchemischer Eiskernzeitreihen aus Nordostgrönland: Quantifizierung zeitlicher Veränderungen in Atmosphärenzirkulation, Emission und Deposition“, von Birgit Mieding.
- Heft-Nr. 514/2005** – „Radiation conditions in an Antarctic environment“, by Sigrid Wuttke.
- Heft-Nr. 515/2005** – „Südöstlicher Atlantik und südwestlicher Indik. Rekonstruktion der sedimentären und tektonischen Entwicklung seit der Kreide. AISTEK-I: Agulhas Transect. Report of the RV „Sonne“ cruise SO-182, Project AISTEK-I. 4 April to 18 May 2005“, edited by Gabriele Uenzelmann-Neben.
- Heft-Nr. 516/2005** – „Kontinental-Verschiebungen“, Originalnotizen und Literatúrauszüge von Alfred Wegener, herausgegeben von Reinhard Krause und Jörn Thiede.
- Heft-Nr. 517/2005** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XX/3 of RV „Polarstern“ in 2004: Fram Strait, Yermak Plateau and East Greenland Continental Margin“, edited by Ruediger Stein.
- Heft-Nr. 518/2005** – „Exploring the neogene sedimentation of the eastern South Atlantic with reflection seismic data“, by Etienne Wildeboer Schut.
- Heft-Nr. 519/2006** – „The Influence of an Improved Soil Scheme on the Arctic Climate in a Regional Climate Model (RCM)“, by Subodh Kumar Saha.
- Heft-Nr. 520/2006** – „Global Implications of Arctic Climate Processes and Feedbacks. Report of the Arctic Climate Workshop. Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Potsdam (Germany), 5-7 September 2005“, edited by Annette Rinke and Klaus Dethloff.
- Heft-Nr. 521/2006** – „Südöstlicher Atlantik und südwestlicher Indik: Rekonstruktion der sedimentären und tektonischen Entwicklung seit der Kreide. AISTEK-II: Mosambik Rücken und Mosambik Becken. Report of the RV „Sonne“ cruise SO-183, Projekt AISTEK-II. 20 May to 7 July 2005“, edited by Wilfried Jokat.
- Heft-Nr. 522/2006** – „Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen als Anzeiger für spätquartäre Positionsänderungen der Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstroms im Südatlantik“, von Miriam Rudolph.
- Heft-Nr. 523/2006** – „Late Weichselian to Holocene Sedimentation in the Inner Kara Sea: Qualification and Quantification of Processes“, by Klaus Hauke Dittmers.
- Heft-Nr. 524/2006** – „Nichtlineare Dynamik atmosphärischer Zirkulationsregime in einem idealisierten Modell“, von Mario Sempf.
- Heft-Nr. 525/2006** – „Processing of shipborne magnetometer data and revision of the timing and geometry of the Mesozoic break-up of Gondwana“, by Matthias König.
- Heft-Nr. 526/2006** – „Effects of ultraviolet radiation on early life stages of cold temperate and Arctic macroalgae: implications for recruitment and vertical depth distribution“, by Michael Y. Røleda.
- Heft-Nr. 527/2006** – „Kleinskalige Heterogenität in der arktischen Tiefsee: Einfluss kleiner Kaltwasser-Schwämme auf die Diversität benthischer Nematoden-Gemeinschaften“, von Christiane Hasemann.
- Heft-Nr. 528/2006** – „Makrozoobenthos-Gemeinschaften arktischer Weichböden: Struktur und Bedeutung als Nahrungsgrundlage demersaler Fische“, von Marko Herrmann.
- Heft-Nr. 529/2006** – „Strategies of cellular ageing in polar and temperate marine Invertebrates“, by Eva Philipp.
- Heft-Nr. 530/2006** – „Schiffstagebuch der Steam-Bark GROENLAND geführt auf einer Fangreise in die Antarktis im Jahre 1873/1874 unter der Leitung von Capitain Ed. Dallmann“, herausgegeben und kommentiert von Reinhard A. Krause und Ursula Rack.
- Heft-Nr. 531/2006** – „Aggregations of Arctic deep-sea scavenging amphipods at large food falls“, by Katrin Premke.
- Heft-Nr. 532/2006** – „Ecological Preferences of Benthic Foraminifera in the Eastern South Atlantic: Distribution Patterns, Stable Carbon Isotopic Composition, and Paleoceanographic Implications“, by Laetitia Licari.
- Heft-Nr. 533/2006** – „The Expedition ANTARKTIS-XXII/3 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2005, edited by Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 534/2006** – „Sensitivitätsstudien und Analyse von Atmosphäre-Meereis-Wechselwirkungen mit dem regionalen Atmosphärenmodell HIRHAM4 auf Basis eines neu entwickelten beobachtungsgestützten unteren Modellantriebs während ausgewählter Sommer über der Arktis / Laptevsee“, von Klaus Gørgen.
- Heft-Nr. 535/2006** – „Beobachtung und Modellierung der Schneeschmelze und Aufeisbildung auf arktischem und antarktischem Meereis“, von Marcel Nicolaus.
[Notice for corrections: The name of the author Nicolaus was regrettably misprinted on the title pages of that volume]
- Heft-Nr. 536/2006** – „Tunicaten (Ascidiacea) der Nordsee: Chemische Ökologie und pharmakologisches Potential“, von Jana Stefanie Barenbrock.
- Heft-Nr. 537/2006** – „The Expeditions ANTARKTIS-XXII/4 and 5 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2005“, edited by Hans-Werner Schenke and Walter Zenk.
- Heft-Nr. 538/2006** – „Radiation Measurements and Synoptic Observations at Ny-Ålesund, Svalbard“, by Heike Kupfer, Andreas Herber and Gert König-Langlo. – Notice: The report including the large appendix ist published at: <http://epic.awi.de/Publications/Kup2006a.pdf>
- Heft-Nr. 539/2006** – „The Expedition LENA 2004 in Siberia and the Expedition LIVINGSTON 2005 in Antarctica“, edited by Dirk Wagner.

- Heft-Nr. 540/2006** – „Seafloor analysis based on multibeam bathymetry and backscatter data“, by Andreas Beyer.
- Heft-Nr. 541/2006** – „The Exchange of Energy, Water and Carbon Dioxide between Wet Arctic Tundra and the Atmosphere at the Lena River Delta, Northern Siberia“, by Lars Kutzbach.
- Heft-Nr. 542/2007** – „Identification of seafloor provinces - specific applications at the deep-sea Håkon Mosby Mud Volcano and the North Sea“, by Kerstin Jerosch.
- Heft-Nr. 543/2007** – „Farming in a High Energy Environment: Potentials and Constraints of Sustainable Offshore Aquaculture in the German Bight (North Sea)“, by Bela Hieronymus Buck.
- Heft-Nr. 544/2007** – „The Expeditions ARKTIS XX/1 and XX/2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2004“, edited by Gereon Budéus and Peter Lemke.
- Heft-Nr. 545/2007** – „Lakustrine Sedimente als Archive des spätquartären Umweltwandels in der Amery-Oase, Ostantarktis“, von Nadja Hultzsich.
- Heft-Nr. 546/2007** – „Detaillierte Biomarkeruntersuchungen an Sedimentkernen von ODP-Leg 177“, von Petra Weller.
- Heft-Nr. 547/2007** – „Development of a novel balloon-borne optical sonde for the measurement of ozone and other stratospheric trace gases“, von Mareile Wolff.
- Heft-Nr. 548/2007** – „Holocene and Last Glacial Maximum (paleo-)productivity off Morocco. Evidence from benthic foraminifera and stable carbon isotopes“, by Astrid Eberwein.
- Heft-Nr. 549/2007** – „11th International Conference on the Physics and Chemistry of Ice (PCI-2006). Bremerhaven, Germany, 23-28 July 2006. Abstracts“, edited by Frank Wilhelms and Werner F. Kuhs.
- Heft-Nr. 550/2007** – „Expeditions in Siberia in 2005“, edited by Lutz Schirrmeyer.
- Heft-Nr. 551/2007** – „The Expeditions ANTARKTIS-XXII/1 and XXII/2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2004/2005“, edited by Saad El Naggar, Gerhard Dieckmann, Christian Haas, Michael Schröder and Michael Spindler.
- Heft-Nr. 552/2007** – „Spatial distribution of snow accumulation and snowpack properties in Dronning Maud Land, Antarctica: Observational techniques and methods for surface mass-balance assessments of polar ice sheets“, by Gerit Rotschky.
- Heft-Nr. 553/2007** – „Helicopter Electromagnetic sea ice thickness estimation: An induction method in the centimetre scale“, by Andreas Pfaffling.
- Heft-Nr. 554/2007** – „Late Quaternary environment of Central Yakutia (NE Siberia): Signals in frozen ground and terrestrial sediments“, by Steffen Popp.
- Heft-Nr. 555/2007** – „Bestimmung verschiedener Eisklassen durch statistische Analyse der Rauigkeit von Meereis“, von Carola von Saldern.
- Heft-Nr. 556/2007** – „The Expedition ANTARKTIS-XXIII/1 of the Research Vessel „Polarstern“ in 2005“, edited by Michiel Rutgers van der Loeff.
- Heft-Nr. 557/2007** – „The Expedition ANTARKTIS-XXIII/4 of the Research Vessel „Polarstern“ in 2006“, edited by Karsten Gohl.
- Heft-Nr. 558/2007** – „The Expedition ANTARKTIS-XXIII/3 of the Research Vessel „Polarstern“ in 2006“, edited by Christine Provost.
- Heft-Nr. 559/2007** – „Determination of Sea Ice Surface Elevation with Laser and Radar Altimetry and Comparison with Ice Thickness Data Sets in the Arctic and Antarctic“, by Sibylle Göbell.
- Heft-Nr. 560/2007** – „Steps of Foundation of Institutionalized Antarctic Research. Proceedings of the 1st SCAR Workshop on the History of Antarctic Research. Bavarian Academy of Sciences and Humanities, Munich (Germany), 2-3 June, 2005“, edited by Cornelia Lüdecke.
- Heft-Nr. 561/2007** – „Anwendung des stratifizierten Krigings auf ERS-1 und ERS-2 Radaraltimeterdaten zur Untersuchung von Eishöhenänderungen im Lambert Gletscher/Amery Eisschelf-System, Ostantarktis“, von Ralf Stosius.

* vergriffen/out of print.

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