

**Satellitenaltimetrie über Eis –
Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem
Ekströmisen, Antarktis.**

**Satellite Altimetry over Ice –
Application of the GEOSAT Altimeter over the
Ekströmisen, Antarctica**

Klemens Heidland

**Ber. Polarforsch. 141 (1994)
ISSN 0176 - 5027**

Klemens Heidland

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Postfach 12 01 61
D-27515 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung
einer Dissertation, die 1993 dem Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen vorgelegt wurde.

Zusammenfassung	3
Summary	5
1 Einleitung	7
1.1 Zielsetzung der Arbeit	8
1.2 Entwicklungsstand der Satellitenaltimetrie	9
1.3 Beitrag der Altimetrie zu glaziologischen Arbeiten in der Antarktis	11
1.4 Das Arbeitsgebiet Ekströmisen	15
2 Die GEOSAT-Mission	17
2.1 Überblick über die GEOSAT-Mission	17
2.2 Umlaufbahnen des GEOSAT	18
2.3 Instrumentierung	20
2.4 Datenprodukte und Datenverteilung	21
3 Verfahren der Satellitenaltimetrie	23
3.1 Prinzip der Altimetermessung	23
3.2 Geometrie der Satellitenaltimetrie	27
3.3 Bahnbestimmung für den GEOSAT	29
3.4 Korrekturen der Altimetermessung	32
3.4.1 Gezeiten	34
3.4.2 Ausbreitung der Radarwellen in der Atmosphäre	35
3.4.3 Einfluß der angemessenen Fläche auf die Genauigkeit der Altimetermessung	36
3.4.4 Laufzeitmessung	37
4 Höhenbestimmung über Eis mittels Satellitenaltimetrie	39
4.1 Aktive Radarverfahren	39
4.1.1 Radarrückstreufläche (radar cross section)	41
4.1.2 Signalverfolgung	43
4.1.3 Radarmessung über Schnee- und Eisflächen	44
4.1.4 Rückkehrsignale (waveforms)	47
4.2 Retracking	51
4.3 Nadirabweichung und Neigungseinflüsse	54
4.3.1 Nadirabweichung der Altimeterantenne	54
4.3.2 Korrektur wegen geneigter Reflexionsfläche	55
4.4 Fehlerhaushalt der Altimetrie über Eis	58
5 Aufbereitung der GEOSAT-Daten	59
5.1 Datenverteilung	59
5.2 Datenorganisation	60
5.2.1 Numerierung der Umlaufbahn	62
5.2.2 Kombination der Datenprodukte	64

5.3	Plausibilitätsprüfungen der GEOSAT-Daten	65
5.3.1	Plausibilitätsprüfung der WDRs	65
5.3.2	Plausibilitätsprüfung der SDRs	66
5.3.3	Plausibilitätsprüfung der GDRs	67
5.4	Korrekturen der Altimetermessung	70
5.4.1	Durchführung des Retracking	70
5.4.2	Korrektur wegen geneigter Reflexionsfläche	74
5.4.3	Übrige Korrekturen	75
6	Datenauswertung, Ausgleichung und Höhenmodellierung	77
6.1	Ausgleichung der radialen Einflüsse auf die Höhenprofile	77
6.2	Berechnung gemittelter Höhenprofile aus Wiederholungsmessungen	89
6.3	Kreuzungspunkte der Satellitenbahnen	93
6.4	Interpolation von Höhenlinien	95
7	Vermessung eines Höhenprofils auf dem Ekströmisen	97
7.1	GPS-Messungen zur Bestimmung der Koordinaten der vermarkten Punkte	98
7.1.1	Durchführung der GPS-Messungen auf dem Schelfeis	98
7.1.2	Auswertung der GPS-Messungen	99
7.2	Trigonometrisches Nivellement	103
7.2.1	Meßverfahren und Durchführung der Messungen	103
7.2.2	Auswertung des trigonometrischen Nivellements	105
8	Vergleiche mit Ergebnissen anderer Höhenbestimmungen	111
8.1	Fernerkundungsaufnahmen der LANDSAT-Satelliten	111
8.2	Höhenprofil entlang der Satellitenspur 177	113
8.3	Höhen der Ekströmis-Karte	114
8.4	Altimetermessungen des Satelliten SEASAT	119
9	Ausblick	123
	Literatur	125
	Dank	138
	Anhang	139
A	Inhalt der Datenprodukte	139
B	Programme	141
C	Abkürzungen	144

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden Altimetermessungen über Eis, die der Satellit GEOSAT in den Jahren 1987 bis 1989 durchgeführt hat, im Bereich des Ekströmisen in der Antarktis ausgewertet.

Die Altimetermessungen werden bei der Aufbereitung durch Korrekturen verbessert, die die Einflüsse entlang des Signalwegs, Gezeiteneinflüsse usw. kompensieren. Über Eis sind zusätzliche Korrekturen erforderlich. Die Retracking-Korrektur verbessert die im Altimeter durchgeführte Laufzeitmessung durch Analyse der vom Altimeter empfangenen Rückkehrsignale. Die im Bereich des Ekströmisen ermittelten Korrekturwerte liegen im Durchschnitt bei 70 cm.

Aufgrund der im Altimeter eingesetzten unzureichenden Signalverfolgung geht das Meßsignal über ansteigenden oder abfallenden Eisflächen verloren und verursacht eine Lücke in den Höhenprofilen von etwa 30 km. Für diese Zeiträume werden falsche Werte gespeichert. Dadurch wird eine Plausibilitätsprüfung der GEOSAT-Daten erforderlich, die gezeigt hat, daß über 15% der Eisflächen der Antarktis Messungen mit dem Altimeter des GEOSAT durchführbar waren. Im Arbeitsgebiet Ekströmisen beschränken sich diese Messungen auf den ebenen Westteil.

Die Genauigkeit der Höhe der Umlaufbahn des Satelliten wirkt sich direkt auf die Genauigkeit der Höhenprofile aus. Die Ausgleichung der Höhenprofile nutzt die exakte Wiederholung der Umlaufbahn für die Bestimmung eines Additionswertes als Höhenverbesserung für jedes Profil. Die Höhenverbesserung beträgt durchschnittlich 0.5 m und erreicht maximal 5 m. Aus allen verfügbaren Wiederholungsmessungen wird ein gemittelttes Höhenprofil berechnet. Die Meßgenauigkeit ist für die einzelnen Höhenprofile unterschiedlich. Die Abweichungen aller Einzelmessungen vom gemittelten Höhenprofil ergeben Standardabweichungen (1σ) zwischen ± 0.3 m und ± 1.3 m.

Nach der Ausgleichung verbleiben an den Kreuzungspunkten der Höhenprofile aus auf- und absteigenden Satellitenbahnen Differenzen zwischen 0.5 m und 3.0 m. Die für die Laufzeitmessung vom Altimeter angemessene Fläche im Nadir hat einen Durchmesser von mehr als 5 km. Innerhalb dieser Fläche können durchaus größere Höhenänderungen auftreten, so daß die erhaltenen Differenzen dadurch zu begründen sind.

Der Vergleich der Höhenliniendarstellung aus der Altimeterauswertung und der topographischen Karte "Ekströmsen" des *IfAG* (1989) mit Höhen, die während vieler Expeditionen mit terrestrischen Methoden gemessen worden sind, zeigt gute Übereinstimmung der Höhenlinien in der geometrischen Genauigkeit und morphologischen Richtigkeit.

Trotz der eingeschränkten Eignung des GEOSAT-Altimeters für die Messungen über Eis, hat sich das Potential der Satellitenaltimetrie über Eis gezeigt. Sofern die gravierenden Mängel der Signalverfolgung über Eis abgestellt werden und die Bahnbestimmung des Satelliten verbessert wird, wird die Satellitenaltimetrie das am effektivsten einsetzbare und nutzbare Verfahren der Höhenmessung in den Polargebieten werden.

Summary

In this thesis radar altimeter measurements over ice sheets carried out by the satellite GEOSAT between 1987 and 1989 are analysed for the area of the ice shelf Ekströmisen in Antarctica.

All altimeter measurements have to be improved for compensation of different influences during the way of the signal in the atmosphere, tidal influences etc. for the correct determination of heights. Additional corrections are necessary over ice. The retracking correction improves the measurement of the travel time of the signal by analysis of the returning waveform. The average of the retracking corrections in the area of the Ekströmisen amounts to 70 cm.

The altimeter was designed specifically for operation over the ocean. Therefore the signal tracking over ice sheets is often insufficient. The altimeter loses the signal especially over ice sheets with more than 1° slope of the ice surface and the consequence are data gaps. The GEOSAT data products contain invalid data for these gaps which have to be eliminated before the processing. The plausibility control of the GEOSAT data indicates that 15 % of all measurements in Antarctica are valid especially over flat ice sheets. Valid measurements over the Ekströmisen are concentrated in the flat western part.

The accuracy of the height of the satellite orbit affects directly the accuracy of the height profiles. The adjustment uses the exact repeating satellite orbits for the computation of an addition constant for every height profile. The improved height profiles are used for the adjustment of an averaged height profile. The accuracy of the height profiles is given by the root mean square which are determined by the adjustment and vary in the range between ± 0.3 m and ± 1.3 m.

The remaining differences after the adjustment between the height profiles and the crosspoints of the ascending and descending satellite orbits vary in the range between 0.5 m and 3.0 m. The footprint over ice has a diameter of more than 5 km. The variation of the surface heights inside the footprint can be a few meters and entails the obtained differences.

The comparison of the topographic map with isolines determined from the altimeter measurements and the topographic map "Ekströmisén" (IfAG, 1989) which contains height measurements carried out with terrestrial methods during many Antarctic expedition indicates good correspondence of the morphological forms for the correct interpretation of the surface and good geometrical accuracy of the isolines.

The altimeter technique shows the potential of the precise height determination for the Ekströmisén although the use of the GEOSAT altimeter is limited over ice. If more advanced altimeters will be able to track the signal continuously over ice sheets and the determination of the satellite orbit will be improved than the altimeter technique will be the best technique for precise height measurement in polar regions.

1 Einleitung

In der aktuellen Klimadiskussion steht die Antarktis mit ihrem sensiblen Eisregime an zentraler Position. Die Glaziologie trägt mit der Bestimmung der Eismassenhaushalte der Eisschilde und der Schelfeise der Antarktis wesentlich zur Lösung der sich daraus ergebenden Fragen bei. Änderungen der Temperatur des Ozeans und Meeresspiegeländerungen wirken sich insbesondere auf das dynamische Verhalten der Schelfeise aus.

Der Kontinent Antarktika bedeckt mit den von ihm abfließenden Schelfeisen etwa 14 Mio. km² bzw. 2.5% der Erdoberfläche. 98% der Antarktis sind von Eis bedeckt. Im antarktischen Eis sind etwa 80% des Süßwassers der Erde gespeichert (*Kohnen, 1983; Swithinbank, 1988*). Der mächtige Eiskörper Antarktikas hat einen wesentlichen Einfluß auf das Klima der Erde, das Verhalten der eisbedeckten Gebiete ist zentraler Indikator für das Klimageschehen auf der Erde (*Thomas u.a., 1985*). Forschungsergebnisse aus der Antarktis, insbesondere die Beobachtung des Wachsens oder Schrumpfens oder des Gleichgewichtszustandes des antarktischen Eiskörpers, geben wichtige Hinweise über den Gesamtzustand des globalen Klimasystems unserer Erde.

Glaziologisches Interesse richtet sich auf diejenigen Haushaltsgrößen, die die Eismassenbilanz beeinflussen. Die Unwirtlichkeit der Antarktis, die Unzugänglichkeit vieler Gebiete für den Großteil des Jahres und der hohe logistische Aufwand für Landexpeditionen bedingen, daß von diesem Kontinent vergleichsweise wenig bekannt ist.

Für die Höhenbestimmung der Gesamtantarktis, die eine wichtige Grundlage für die glaziologische Forschung ist, kommen nur satellitengestützte Fernerkundungsverfahren in Frage, die sowohl effektiv einsetzbar und praktikabel für die flächendeckende Beobachtung der Eisflächen sind als auch die notwendigen Genauigkeiten der Höhenbestimmung gewährleisten. Dazu bietet sich die Satellitenaltimetrie an, die bereits für die Bestimmung der Meeresflächentopographie und die Beobachtung der zeitlichen Variation der Meeresflächentopographie Grundlegendes geleistet hat.

Die Satellitenaltimetrie mißt die Distanz zwischen Satellit und Erdoberfläche über die Laufzeit eines vom Altimeter ausgesendeten Signals. Mit der durch die Satellitenbahnbeobachtung bekannten Höhe des Satelliten wird die Höhe der angemessenen Fläche be-

stimmt. Die Nutzung der Satellitenaltimetrie für die Glaziologie begann mit dem Altimeter auf GEOS-3, der von April 1975 bis Dezember 1978 auf Bahnen zwischen 65°N und 65°S Meßdaten von Südgrönland lieferte, und setzte sich verstärkt fort mit SEASAT (Meßdauer von Juni 1978 - Oktober 1978) und GEOSAT (Meßdauer von März 1985 - Oktober 1989), die sich auf Bahnen zwischen 72°N und 72°S bewegten und größere eisbedeckte Gebiete Grönlands und den Rand der Antarktis erfaßten.

1.1 Zielsetzung der Arbeit

Mit der Verfügbarkeit von Altimetermessungen der Satelliten SEASAT und GEOSAT am nördl. Rand der Antarktis (Abb. 1.1) ist die Höhenbestimmung in diesen Bereichen möglich geworden.

Die Arbeit untersucht die Möglichkeiten und Grenzen der Anwendung der Satellitenaltimetrie über Eis, speziell über dem Ekströmisen, dem Schelfeis, auf dem die deutsche ganzjährig besetzte Station Georg-von-Neumayer (bis 1992) bzw. Neumayer (ab 1992) liegt.

Die Arbeit behandelt die wesentlichen Aspekte der Bearbeitung der Satellitenaltimetrie allgemein und speziell über Eis. Dabei werden die Auswerteverfahren zur Korrektur der Altimetermessung über Eis untersucht. Über Eis ist besonders das sogenannte Retracking von Bedeutung, weil die Signalverfolgung des Altimeters, das für den Einsatz über dem Ozean konzipiert war, über dem Eis zu ungenau arbeitet und darum eine Korrektur der Laufzeitmessung des Signals notwendig wird.

In der Arbeit werden Messungen des Satelliten GEOSAT im Bereich des Ekströmisen untersucht und ausgewertet. Dafür stehen die Daten von etwas mehr als einem Jahr zur Verfügung.

Auf dem Ekströmisen wurden in der Vergangenheit viele Höhenmessungen mit konventionellen Verfahren durchgeführt. Während der Expedition ANT VII/3 wurde entlang des GEOSAT-Orbits 177 ein trigonometrisches Nivellement von etwa 50 km Länge durchgeführt. Dieses Profil und die übrigen Höhenmessungen dienen als Bodenkontrolle (ground truth) für die Höhenbestimmung aus Satellitenmessungen. Aus dem Vergleich beider Datensätze wird die Genauigkeit der Altimetermessung über Eis abgeleitet.

1.2 Entwicklungsstand der Satellitenaltimetrie

Die Nutzung der Satellitenaltimetrie auf den Satelliten GEOS-3, SEASAT und GEOSAT hat der Geodäsie, der Geophysik, der Ozeanographie und anderen Disziplinen wesentliche Impulse für die globale Höhenbestimmung, die Bestimmung des Schwerefeldes, die Beobachtung der zeitlichen Veränderung der Meeresflächentopographie usw. gegeben.

Die Satellitenaltimetrie beobachtet als aktives Radarverfahren die Laufzeit, die das ausgesendete Signal für den Weg Satellit - Reflexionsfläche - Satellit benötigt. In Kenntnis der Höhe der Bahn über dem Ellipsoid und der Ausbreitungseigenschaften des Signals läßt sich die ellipsoidische Höhe der angemessenen Fläche bestimmen. Die Höhenbestimmung als wesentliches Ziel der Satellitenaltimetrie kombiniert die Altimetermessung mit der präzisen Bahn, den Einstellwerten des Altimeters und den Reduktionen für den Ausbreitungsweg und die Rückstreuläche des Signals.

Die Bahnbestimmung für GEOSAT erfolgte mit Dopplerverfahren mit einer Genauigkeit von nur etwa ± 5 m. Die Messung der Bahn mit Lasern ermöglicht eine präzisere Bahnbestimmung, wurde aber für GEOSAT nicht durchgeführt.

Unabhängige Kalibrierungen wurden dazu durchgeführt, die Satellitenmessungen und die anschließenden Auswertalgorithmen zu überprüfen und zu verbessern. Zur unabhängigen und präzisen Messung der Satellitenbahn und der Altimeterdistanz wurden dazu in der Spur des Satelliten Kalibrierungsstationen eingerichtet. Die verbleibenden Residuen der Höhen, die durch die Kalibrierung im Testfeld bestimmt werden, sind wichtige Kriterien für die Qualität der Satellitenaltimetrie. Über dem Ozean wurden aufwendige Kalibrierungen für GEOS-3 (*Martin und Kolenkiewicz, 1981*) und SEASAT (*Kolenkiewicz und Martin, 1982*) durchgeführt, indem in einer Satellitenspur neben einer kleinen Insel ein Laser den überfliegenden Satelliten anmißt und unabhängig vom Altimeter die Distanz Laser - Satellit beobachtet. Das Ergebnis dieser Messung ergab für GEOS-3 eine Unsicherheit der Höhenbestimmung von ± 16 cm und für SEASAT ± 7 cm.

Für die Auswertung der Satellitenaltimetrie über Eis sind besondere Verfahren zu entwickeln, die nur zum Teil auf Verfahren der Altimetrie über dem Ozean zurückgreifen können.

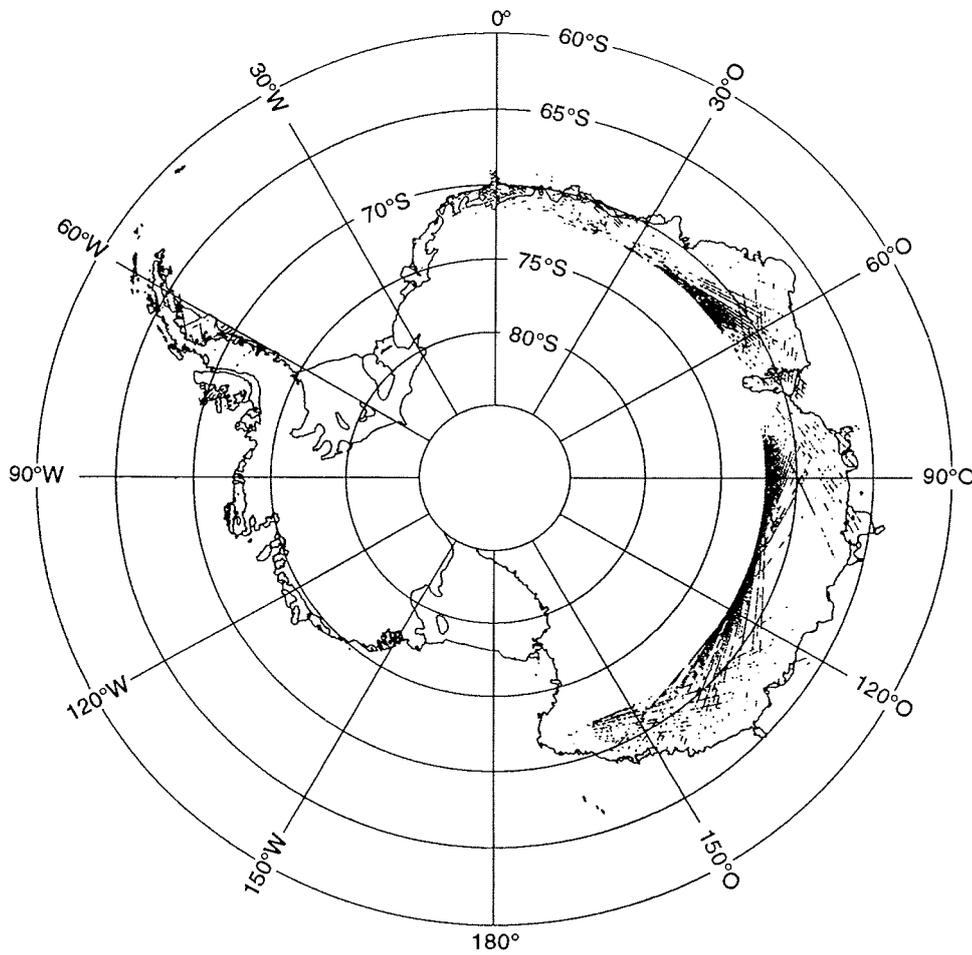


Abb: 1.1: Lage der GEOSAT-Bahnen in der Antarktis
Die Abb. zeigt den Bereich in der Antarktis, der von GEOSAT-Bahnen abgedeckt wird.

Begrenzenden Einfluß auf die Genauigkeit der Höhenbestimmung bei der Anwendung über Eis hat das reflektierende Eis, das komplexer und heterogener aufgebaut ist als die Meeresoberfläche. Die Eigenschaften der Rückstreufläche werden im reflektierten Signal (waveform) aufgezeichnet. Die Analyse und Interpretation des Signals durch das Retracking führt zur Verbesserung der Höhenwerte. Erfahrungen mit dem Retracking haben Gruppen der NASA (National Aeronautics and Space Administration) (*Martin* u.a., 1983) und des MSSL (Mullard Space Science Laboratory, London) (*Partington*, 1988, *Ridley* u.a., 1988), die Algorithmen und Programme für das Retracking entwickelt haben.

1.3 Beitrag der Altimetrie zu glaziologischen Arbeiten in der Antarktis

Die Modellierung der Veränderung einzelner Schelfeise der Antarktis wie des Filchner-Ronne-Schelfeises sind fortgeschritten, u.a. *Lange* und *McAyeal* (1988) oder *Determann* (1991).

In der Massenbilanz der Schelfeise dominieren die Prozesse an der Unterseite, Frieren und Schmelzen (*Hellmer*, 1989, *Kipfstuhl*, 1991). Im Gegensatz zu den aufliegenden Eismassen des Inlandeises treten hier Wechselwirkungen mit dem Ozean auf.

Die Modellierung der Dynamik des antarktischen Eiskörpers benötigt Messungen. Dazu zählen folgende Messungen:

- Eishöhen und daraus abgeleitete Neigungen der Eisoberfläche
- Eisdicke
- Bestimmung der Lage der Eiskante und Lokalisierung von Besonderheiten
- Niederschlagsmenge, Schneeauftrag, Akkumulation, Kalben
- Oberflächentemperatur
- Oberflächengeschwindigkeit
- Anfrieren an der Unterseite

Die Verifikation der Modelle, die Änderungen der Eishöhen beschreiben, kann erfolgen, wenn Eishöhen flächendeckend bestimmt worden sind. Die Bestimmung der Höhen der Eisflächen der Antarktis liegt im Gegensatz zu Grönland nur teilweise mit der gewünschten Genauigkeit vor. Die flächendeckende Messung wird durch die Satellitenaltimetrie zu großen Teilen ermöglicht werden. Die Ableitung von Höhenänderungen, die sich aus Wiederholungsmes-

sungen nach wenigen Jahren bestimmen lassen, werden zur Beantwortung der aktuellen Frage nach der Eismassenbilanz der Antarktis beitragen.

Für die Modellierung ist sie eine wichtige Randbedingung (*Huybrechts*, 1992). Aus den Höhen lassen sich die Neigungen des Eises und damit Fließlinien ableiten, wichtige Größen für die Beschreibung der Dynamik des Eises.

Modellierte Massenbilanzen lassen sich mit den gemessenen Höhen verifizieren. Für Vergleiche sind ältere Nivellements, z.B. das Nivellement über das grönländische Inlandeis während der EGIG-Kampagne im Jahr 1959 (*Mälzer*, 1964), unentbehrlich. Neuere Arbeiten über Grönland (*Bindschadler* u.a., 1989) greifen immer wieder darauf zurück.

Zur Bestimmung der Eishöhen trägt die Satellitenaltimetrie bei, die der Glaziologie die präzise Vermessung der Höhen entlang der Satellitenbahn und die daraus abgeleiteten Neigungen der Eisoberfläche bietet.

Die Schwierigkeit der Höhenbestimmung in der Antarktis wird in vielen Karten dadurch offensichtlich, daß keine Höhenlinien vorhanden sind, obwohl Höheninformation zentraler Inhalt von Karten ist. Begründen läßt es sich mit fehlenden Messungen.

Drewry hat für die Karte "The Surface of the Antarctic Ice Sheet" (1983) (Abb. 1.2) alle ihm zugänglichen Höhenmessungen genutzt. Die Karte zeigt die Höhen der Antarktis und alle Meßprofile und Einzelpunktmessungen, die in die Karte eingegangen sind. Die Karte verdeutlicht das Mißverhältnis zwischen der Anzahl und Verteilung der Messungen und der Größe der dargestellten Fläche.

Die Karte "Ekströmsen" des IfAG (Institut für Angewandte Geodäsie, 1989) zeigt bereits für den begrenzten Bereich des Ekströmsen die Schwierigkeit der Datenbeschaffung. In den ebenen, leichter zugänglichen Teilen dieses Schelfeises liegen ausreichend Höhenmessungen vor, in den Übergangsbereichen zum aufliegenden Eis mit den Anstiegen auf den Søråsen und Halvfarryggen oder in weniger interessierenden Teilen liegen kaum Messungen vor.

Die Bestimmung der Höhen der Eisoberfläche der gesamten Antarktis ist eine wichtige Aufgabe für die Dokumentation des aktuellen Zustands.

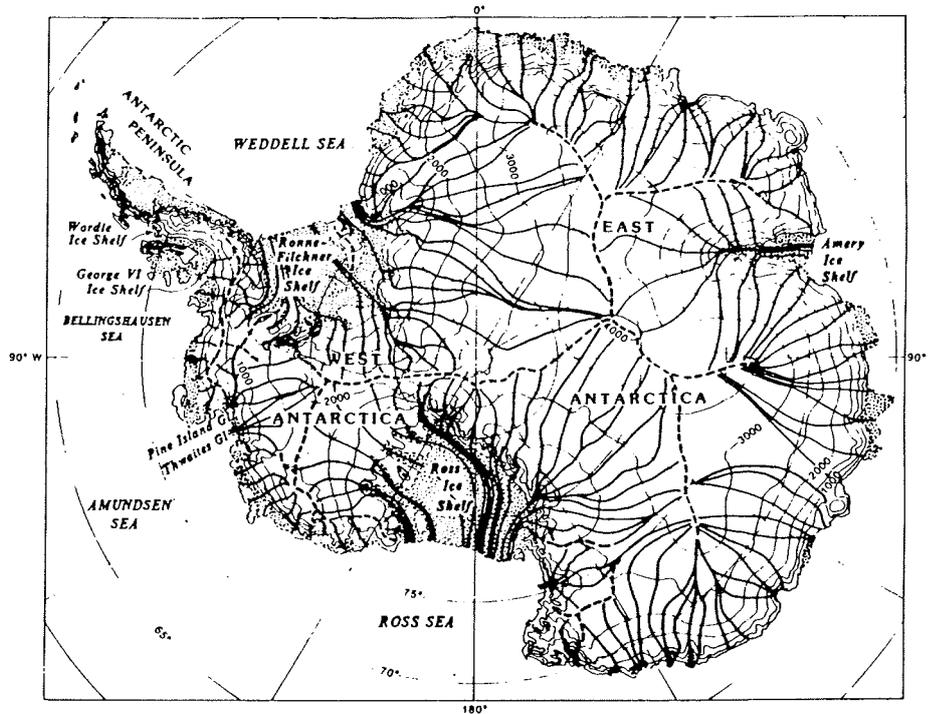


Abb. 1.2: Topographische Karte mit Höhenlinien und Hauptfließlinien der Antarktis nach *Drewry* (1983), bearbeitet von *Huybrechts* (1992, Seite 24). Die Einzugsgebiete der Schelfeise sind durch gestrichelte Linien abgegrenzt.

Für die Höhenbestimmung sind folgende Verfahren anwendbar.

1.) Terrestrische Verfahren

Terrestrische Verfahren erfordern die Anwesenheit vor Ort und sind mit hohem logistischen Aufwand verbunden. Der Arbeitsfortschritt ist in erster Linie von der Geschwindigkeit des Beobachters abhängig. Zum Einsatz kommen:

- Einzelpunktbestimmung mit Satellitenverfahren
- trigonometrisches/geometrisches Nivellement
- barometrische Höhenbestimmung

2.) Flugzeuggestützte Verfahren

Flugzeuggestützte Verfahren sind mit noch umfangreicherer Logistik und Gerätetechnik verbunden. Der Arbeitsfortschritt ist abhängig von der Geschwindigkeit des Flugzeugs, z.B. Flug-EMR (Elektromagnetisches Reflexionsverfahren) (*Thyssen* und *Grosfeld*, 1988). Dazu ist auch die Ballonaltimetrie zu zählen, die in der Antarktis eingesetzt wurde (*Levanon*, 1982). Die Meßprofile werden durch die Windrichtung bestimmt. Die so gewonnenen Daten sind für systematische Arbeiten nicht einsetzbar. Die Photogrammetrie als klassisches flugzeuggestütztes Vermessungsverfahren ist über eisbedeckten Flächen nicht effektiv einsetzbar.

3.) Satellitengestützte Verfahren

Satellitengestützte Altimeter sind mit hohen Entwicklungskosten vor dem Start verbunden. Wenn der Satellit nach dem Start arbeitet, werden die Messungen des Satelliten kontinuierlich an eine Bodenstation übertragen und von dort verteilt. Die Anwesenheit im Meßgebiet ist nur zur Überprüfung und Kalibrierung der Altimetermessungen erforderlich.

Für die präzise Höhenbestimmung der gesamten Antarktis bleibt nur die Fernerkundung mit der Satellitenaltimetrie. Die übrigen Verfahren sind für die Gesamtvermessung ungeeignet, entweder wegen unzureichender Genauigkeit oder unbefriedigenden Arbeitsfortschritts.

Den Expeditionen auf dem Eis kommt neben den bisherigen Forschungsaktivitäten für die Fernerkundung die wichtige Aufgabe zu, unabhängige Überprüfungs- und Kalibrierungsmessungen auf den Eisflächen selbst durchzuführen, die Aufschluß über Qualität und Zuverlässigkeit der Fernerkundungsmessungen geben und die Beobachtungen von Satelliten für die Glaziologie anwendbar machen. Die Eishöhe oder die Lage der Eiskante lassen sich zur Zeit schon recht gut mit Fernerkundungsverfahren bestimmen.

1.4 Das Arbeitsgebiet Ekströmisen

Die Untersuchungen in dieser Arbeit wurden auf dem Ekströmisen durchgeführt (Abb. 1.3). Das Schelfeis liegt nordöstlich des Weddellmeeres, die Nord-Süd-Ausdehnung beträgt etwa 120 km, die Ost-West-Ausdehnung zwischen 60 km im Norden und 30 km im Süden. Das Schelfeis befindet sich zwischen den aufliegenden Eiskörpern des Halvfaryggen im Osten und des Søråsen im Westen.

Auf dem Schelfeis befindet sich seit 1981 die Überwinterungsstation der Bundesrepublik Deutschland Georg-von-Neumayer, die im antarktischen Sommer logistische Basis für Meßkampagnen auf dem Schelfeis ist. Über das Ekströmisen geben u. a. *Kobarg* (1988), *Eckstaller* (1988), *Kipfstuhl* (1991) oder *Nixdorf* (1992) Auskunft.

Das gesamte Ekströmisen befindet sich innerhalb des Meßbereichs des GEOSAT, dessen Bahn bis 72°S verläuft.

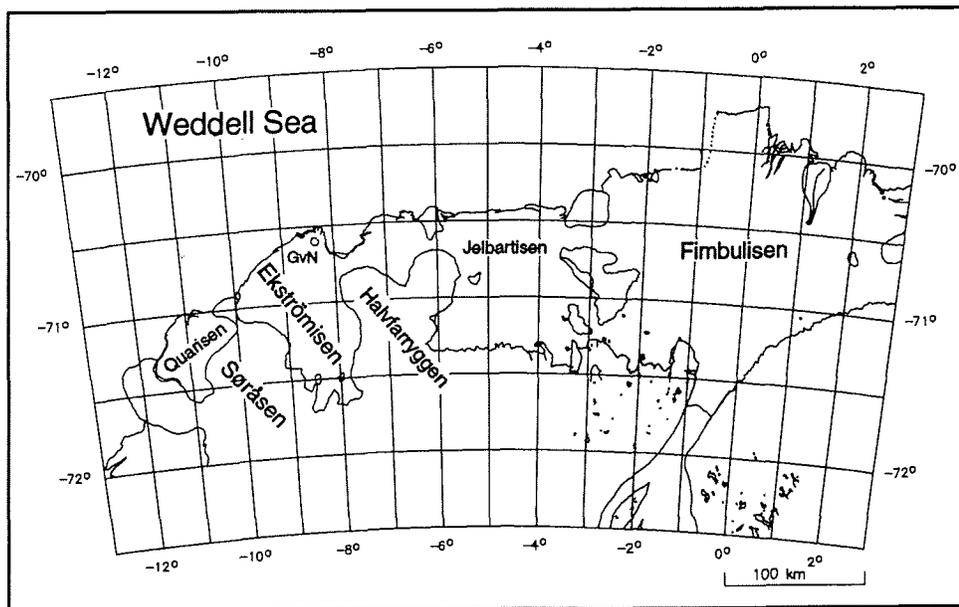


Abb. 1.3: Überblick über das Ekströmisen und die umgebenden Schelfeise. Der Karteninhalt beruht auf einer Digitalisierung von LANDSAT-Szenen aus den Jahren 1986 bis 1988. Die Geocodierung und Interpretation wurde vom Institut für Angewandte Geodäsie (IfAG) in Frankfurt und die Digitalisierung im AWI in Bremerhaven durchgeführt (*Heidrich* u.a., 1992).

2 Die GEOSAT-Mission

Die Ergebnisse der nur drei Monate dauernden SEASAT-Mission waren richtungsweisend für viele Anwendungen der Satellitenaltimetrie, so daß eine Nachfolgemission angestrebt wurde. Mit dem Satelliten GEOSAT (abgekürzt für GEOdetic SATellite) stand erstmalig nach SEASAT wieder ein Satellit zur Verfügung, der mit seiner Bahn große Gebiete Grönlands und der Antarktis abdeckte.

2.1 Überblick über die GEOSAT-Mission

Der Satellit GEOSAT wurde am 13. März 1985 von der Vandenberg Air Force Base, Kalifornien, USA, mit einer Atlas-E Trägerrakete von der US-Navy gestartet. Er erhielt die Bezeichnung 1985-21A und die NASA-Katalognummer 15595. Er wurde in eine etwa 800 km hohe Bahn mit einer Inklination zur Äquatorebene von 108° manövriert, die Bahn des Satelliten wurde dadurch von 72°N und 72°S begrenzt (*Jensen und Wooldridge, 1987*).

Während der ersten 18 Monate der Mission, der GEOSAT Primary Mission oder der Geodetic Mission (GM), wurde der Satellit für ein Projekt der US-Navy eingesetzt, um ein dichtes globales Netz von Altimetermessungen zur Verbesserung des Erdschwerefeldes zu erhalten. Die Satellitenbahn war so gelegt, daß sie sich im 3-Tages Zyklus nahezu wiederholte, der Abstand der Bahnen auf der Erde betrug 2-3 km. Nach Abschluß der Primary Mission lag ein dichtes Netz präziser Höhenmessungen vor (*McConathy und Kilgus, 1987*).

Die Messungen und Ergebnisse der Geodetic Mission standen zunächst nur einem autorisierten Nutzerkreis zur Verfügung. Südlich von 60°S wurden sie 1990 von der US-Navy freigegeben (*Marks u.a., 1991*) und südlich von 30°S 1992 (*Blue, 1992*).

Für den weiteren Teil der Mission, der Exact Repeat Mission (ERM), wurde die Satellitenbahn etwas geändert. Wichtigstes Ziel der Mission war die Erfassung von Zeitreihen mit der (jahres)zeitlichen Variation der Meeresflächentopographie. Der Satellit flog dafür ab dem 8. November 1986 auf einer für die ozeanographischen Anwendungen optimierten Bahn, die sich im 17-Tages Zyklus mit einer angestrebten Genauigkeit von ± 1 km wiederholte. Der Abstand zwischen den Bahnen betrug am Äquator 164 km und verringerte sich nach Norden und Süden entsprechend der Abnahme der Breitenkreisdurchmesser.

Die Mission war aufgrund von Komplikationen mit der Datenaufzeichnung auf den Recordern an Bord des Satelliten im Oktober 1989 erheblich eingeschränkt und wurde schließlich nach einem Defekt der Stromversorgung im Januar 1990 für beendet erklärt (*Cheney*, pers. Mitteilung). Tabelle 2.1 faßt den zeitlichen Ablauf zusammen.

Start	13.03.85, 01:55 UTC
1. Teil der Mission GEOSAT Primary Mission Geodetic Mission (GM)	31.03.85 - 30.09.86
Manöver zur Änderung der Bahn	ab 01.10.86
2. Teil der Mission Exact Repeat Mission (ERM)	08.11.86 - 10.89
offizielles Ende der Mission	05.01.90

Tabelle 2.1: Zeitlicher Verlauf der GEOSAT-Mission

2.2 Umlaufbahnen des GEOSAT

Die Bahn eines mit einem Altimeter bestückten Satelliten ist äußeren Gegebenheiten unterworfen. Für eine präzise Bestimmung der Höhe der Satellitenbahn, die sich direkt auf die Höhenbestimmung auswirkt, muß der Satellit höher als 800 km fliegen, um einem großen Einfluß der Atmosphäre zu entgehen, der sich bei der Interpolation zwischen den gemessenen Bahnpunkten auf die Bahnhöhe auswirkt und nicht präzise genug modelliert werden kann. Auf der anderen Seite muß er niedriger als 1500 km fliegen, da darüber die für das Altimeter erforderliche Sendeleistung zu groß wird. Die Inklination der Umlaufbahn muß so gewählt sein, daß sowohl eine gute Überdeckung als auch günstige Winkel zwischen auf- und absteigenden Umlaufbahnen zur Messung in zwei Richtungen sowie zur Ausgleichung und Kontrolle erzielt werden (*Cheney* u.a., 1986).

Die Satellitenbahnparameter des GEOSAT während der Exact Repeat Mission (ERM) (Tabelle 2.2) entsprachen etwa denen des Satelliten SEASAT, dessen Bahnen zu Beginn so gelegt waren, daß sie etwas versetzt nach 17.05 Tagen wiederholt wurden. SEASAT arbeitete 1978 nur etwas mehr als 90 Tage und es konnten keine längeren Zeitreihen zur Erfassung der Dynamik der Ozeane gemessen wer-

den. Für die Berechnung von Differenzen zur Bestimmung von Veränderungen waren daher weitere Messungen erforderlich. Gleiche Bahnen von SEASAT und GEOSAT ermöglichten dann sowohl den direkten Vergleich zwischen den Messungen beider Satelliten als auch die Übertragung vieler Anwendungen und Programmentwicklungen von SEASAT auf GEOSAT. Abb. 2.1 zeigt die Umlaufbahnen beispielhaft für einen Tag.

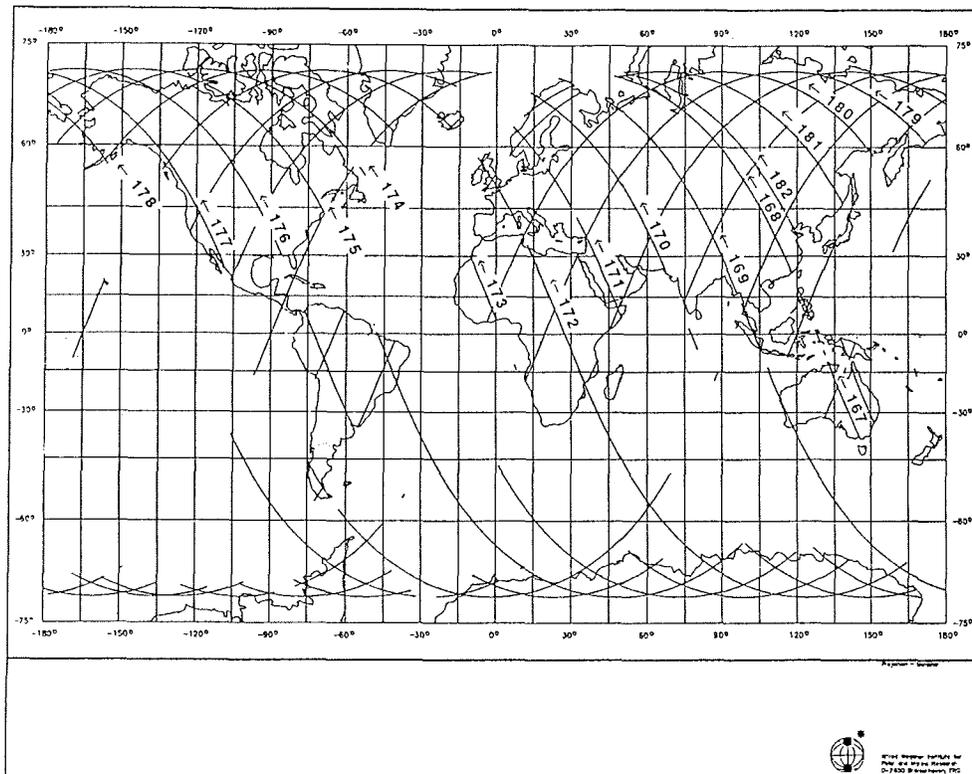


Abb. 2.1: Umlaufbahnen des GEOSAT eines Tages über Land und Eis

Flughöhe	780-820 km
Inklination zur Äquatorebene	108°
große Halbachse der Umlaufbahn	7162 km
Exzentrizität	0.0008
Periode	6037 s
Umläufe pro Tag	14.3
Wiederholrate	244 Umläufe, 17.05 Tage

Tabelle 2.2: Parameter der Umlaufbahn während der ERM

2.3 Instrumentierung

Im folgenden werden kurz wesentliche Systeme des Satelliten zum besseren Verständnis des Meßverfahrens, der Datenaufzeichnung und der Auswertung beschrieben. Die für die Altimetrie relevanten Systeme werden in den nachfolgenden Kapiteln ausführlicher behandelt, die Geometrie der Satellitenaltimetrie in Kap. 3, das Radaraltimeter - speziell über Eis - in Kap. 4.

Altimeter

Der einzige Beobachtungssensor auf GEOSAT war das Radaraltimeter, das in ähnlicher Bauweise schon sehr zuverlässig auf SEASAT gearbeitet hatte. Es arbeitete im K_u -Band (13.5 GHz) in einem sogenannten "atmosphärischen Fenster".

Das Altimeter mißt:

- die Laufzeit des Signals zur Berechnung der Distanz zwischen Satellit und Rückstreufäche
- die Form des zurückgestreuten Signals zur Interpretation der Eigenschaften der Rückstreufäche, z.B. Wellenhöhe, Rauigkeit, Neigung oder Dielektrizität
- die zurückgestreute Energie, aus der sich z.B. die Windgeschwindigkeit am Boden ableiten läßt, da die Windgeschwindigkeit das Signal beeinflußt.

Bahnbestimmung

Die Bahnbestimmung ist von zentraler Bedeutung für die Bestimmung von absoluten Höhen aus Messungen des Satellitenaltimeters. Bei GEOSAT erfolgte die Messung der Bahn mit Dopplerverfahren. GEOSAT sendete dafür Signale mit den Frequenzen 150 MHz und 400 MHz (siehe Kap. 3.3).

Steuerung, Ausrichtungs- und Geschwindigkeitskontrolle

Zur genauen Ausrichtung des Altimeters in den Nadir besaß der Satellit ein Schweregradient-System, das gewährleisten sollte, daß die Abweichung des Altimeters aus dem Nadir während 98% der Operationsdauer weniger als 1° betragen sollte. Am Satelliten befand sich dafür ein 6.10 m langer Ausleger mit einer Endmasse von 45 kg. Der Satellit selbst hatte ein Gesamtgewicht von 630 kg.

Bahnmanöver

Für die Durchführung von Bahnänderungsmanövern und für die Stabilisierung des Satelliten in seiner Umlaufbahn war der Satellit mit einem Schubsystem ausgerüstet. Es bestand aus sechs Düsen und wurde mit Freon 14 versorgt, das dafür in Tanks mitgeführt wurde. Der Satellit konnte damit seine Geschwindigkeit sowie Roll- und Pitchwinkel verändern (*Frain* u.a., 1987). Bahnkorrekturen wurden etwa einmal pro Monat durchgeführt, damit die angestrebte Bahn möglichst genau eingehalten werden konnte.

Datenaufzeichnung

Das Altimeter lieferte einen Datenstrom von 10.205 kbit/s (=110 MByte/Tag), der auf den zwei mitfliegenden Recordern alternierend aufgezeichnet wurde. Die Altimetermessungen und -einstellwerte wurden bereits im Satelliten komprimiert. Im Oktober 1989 konnten nach dem Defekt beider Recorder keine Messungen mehr gespeichert werden. Ab diesem Zeitpunkt wurden nur noch die während der Überfliegung der Bodenstation gemessenen Daten übertragen.

Kommunikation

Der Kontakt zum Satelliten erfolgte über die Bodenstation in Laurel, Maryland, USA, die für den Betrieb und die Steuerung zuständig war. Der Satellit überflog die Bodenstation zweimal pro Tag, während einer aufsteigenden und einer absteigenden Umlaufbahn. Die Aufzeichnungen wurden beim Überfliegen der Bodenstation an diese mit Sendern, die im S-Band (2.2 GHz) arbeiteten, übertragen. Die Übertragungsrates betrug 833.4 kbits/s, der Überflug über die Station dauerte etwa 15 Minuten. Die Steuerung erfolgte über einen Befehlsvorrat, der im Satelliten gespeichert war und von der Bodenstation aus aktiviert wurde.

2.4 Datenprodukte und Datenverteilung

Nach der Aufzeichnung der Daten an der Bodenstation auf Analogbänder wurden die Daten im anschließenden Verarbeitungsprozeß zu sogenannten SDRs (sensor data record) und WDRs (waveform data record) aufbereitet (Inhalt dieser Datensätze im Anhang).

Für die ozeanographische Anwendung waren die SDRs wichtiges Zwischenprodukt. Sie enthalten Werte für die Nadirabweichung und den Rückstreukoeffizienten (backscatter coefficient), die aus den

WDRs abgeleitet wurden. Die WDRs selbst enthielten für die Anwendung über dem Ozean ansonsten keine relevante Information.

Die SDRs wurden nach Rockville, Maryland, USA zum dortigen Rechenzentrum der NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) geschickt, wo sie mit den Satellitenpositionen, Korrekturwerten für Troposphäre und Ionosphäre, Gezeitenwerten usw. kombiniert wurden, um die GDRs (geophysical data record) zu erzeugen.

Die GDRs sind das Standardprodukt und enthalten in komprimierter Form die notwendige Information. Die GDRs werden als komplette ERM verteilt, pro ERM benötigen die GDRs etwa 60 MByte. Die SDRs und WDRs werden aufgrund der größeren Datenmenge tageweise verteilt, die SDRs verbrauchen 365 MByte und die WDRs 950 MByte pro ERM. Die Nutzer erhalten die Datenprodukte von den Datenverteilern der NOAA. Das AWI erhielt die GDRs über Land/Eis vom National Snow and Ice Data Center (NSIDC) in Boulder, Colorado, USA, die WDRs und SDRs über das National Oceanographic Data Center (NODC) in Washington D.C., USA.

Für die Auswertung von Altimetermessungen über Eis müssen von beiden Organisationen aufbereitete und verteilte Daten wieder kombiniert werden.

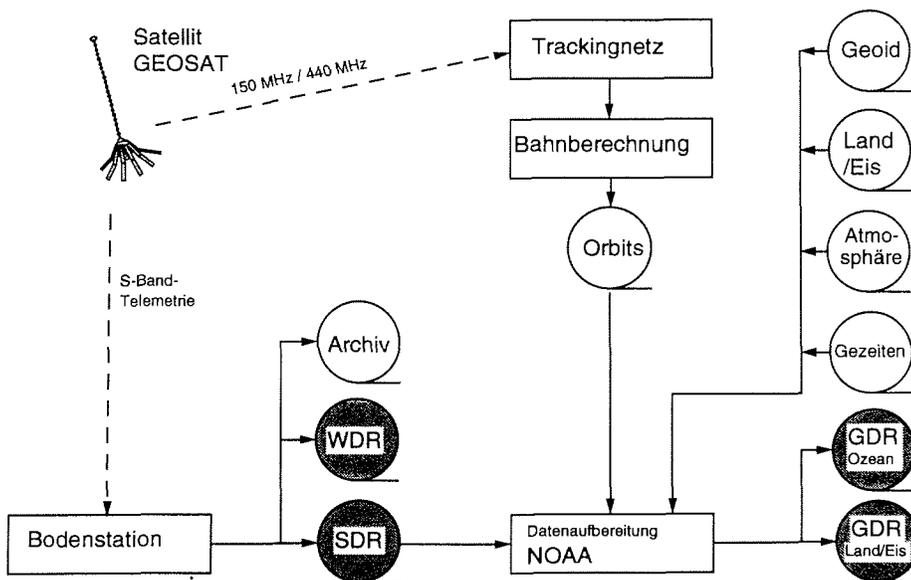


Abb. 2.2: Schematische Darstellung des Datenflusses von der Altimetermessung bis zum fertigen Datenprodukt

3 Verfahren der Satellitenaltimetrie

3.1 Prinzip der Altimetermessung

Die Satellitenaltimetrie ist die Messung der Flughöhe des Satelliten über der Erdoberfläche. Der Satellit dient als bewegte Plattform für das Radaraltimeter, das kurze Impulse aussendet und nach Reflexion an der Erdoberfläche wieder empfängt. Die Höhe des Satelliten über der Erdoberfläche kann angenähert direkt nach (3.1) aus der Laufzeit des Signals bestimmt werden (Abb. 3.1).

$$a = c * \frac{\Delta t}{2} \quad (3.1)$$

mit a: Altimetermeßwert, Flughöhe, Distanz Satellit - Rückstreuläche
 c: Signalgeschwindigkeit
 Δt : Laufzeit

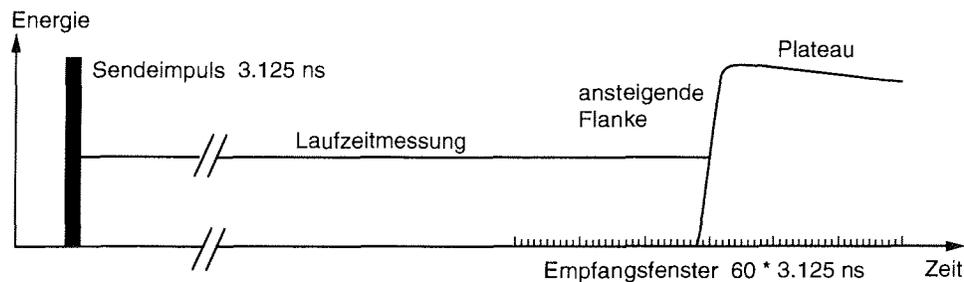


Abb. 3.1: Laufzeitmessung des Radaraltimeters

Das Prinzip wird am Beispiel des GEOSAT-Altimeters erläutert. Das Altimeter des GEOSAT arbeitete im K_u -Band mit einer Frequenz von 13.5 GHz oder entsprechend 2.2 cm Wellenlänge. Die Altimeterantenne sendete ein eng gebündeltes Signal mit einem Öffnungswinkel von 2° . Der Öffnungswinkel einer Antenne ist der Winkel, über den nahezu die gesamte Energie abgestrahlt wird und bei dem die Signalstärke am Rand auf die Hälfte des Maximalwertes (= 3 dB) abgefallen ist. Das Altimeter des GEOSAT führte pro Sekunde 1024 Messungen durch. Die einzelnen Meßimpulse haben eine Länge von $t_{pe} = 102.4 \mu s$, die um den Faktor $K = 32768$ auf eine Länge von $t_{pa} = 3.125 ns$ komprimiert sind (3.2). Die Komprimierung des Impulses erfolgt durch lineare Frequenzmodulation mit einem Frequenz-

hub, der in der Radartechnik auch Bandbreite genannt wird, von $\Delta f = 320$ MHz (Tabelle 3.1).

$$K = \frac{t_{pe}}{t_{pa}} = \Delta f * t_{pe} \quad (3.2)$$

Abstrahlwinkel (3dB-Abschwächung)	2°
Frequenz	13.5 GHz
Impulsbreite	102.4 μ s
komprimierte Impulsbreite	3.125 ns
Frequenzhub, Bandbreite	320 MHz
Impulswiederholung	1024 Messungen/s
Sendeleistung	20 W
Antennengewinn	37.6 dB

Tabelle 3.1: Charakteristika des Radaraltimeters des GEOSAT

Die Komprimierung des Impulses verringert das Distanzauflösungsvermögen Δr zweier Objekte. Das Distanzauflösungsvermögen ist vom Frequenzhub Δf abhängig und berechnet sich nach (3.3). Beim GEOSAT-Altimeter betrug $\Delta r = 47$ cm.

$$\Delta r = \frac{c}{2 * \Delta f} \quad (3.3)$$

Dieses Verfahren dient insbesondere dazu, mit geringer Sendeleistung zu wesentlich höherer Impulsleistung zu kommen. Bei GEOSAT wurde dafür ein 20 W-Verstärker verwendet, der im LANDSAT-Programm erprobt war und über lange Zeiträume zuverlässig gearbeitet hat. Die zuvor auf SEASAT und GEOS-3 eingesetzten 2 kW-Verstärker waren nur für den Betrieb von einigen tausend Stunden ausgelegt. Für das Altimeter des GEOSAT war eine lange Operationsdauer vorgesehen, bis zum Ende der Mission hat das Altimeter etwa 40000 Stunden gearbeitet.

Zur Begrenzung der Datenmenge und zur Glättung der Rückkehrsignale werden bereits im Satelliten jeweils 100 Signale gemittelt und als eine Signalform gespeichert. Die anfallende Datenmenge wird dadurch wirkungsvoll reduziert. Der Informationsgehalt eines einzelnen Rückkehrsignals ist sehr gering. Eine gemittelte Signalform repräsentiert dann 660 m der Subsatellitenbahn. Da der Durchmesser eines Footprints von 2-10 km viel größer ist, geht durch die Datenreduzierung keine relevante Information verloren.

Für den Empfang des Rückkehrsignals wird im Altimeter ein Fenster geöffnet, das sich aus 60 Zellen von jeweils 3.125 ns Länge zusammensetzt (Abb. 3.1). Die zeitliche Länge einer Zelle ist gleich der Länge des Sendeimpulses. Im Empfangsfenster wird der für die Laufzeitmessung wesentliche Teil des Rückkehrsignals mit der ansteigenden Flanke und dem sich anschließenden Plateau aufgezeichnet. Für die Laufzeitmessung des Signals ist eine ausgeprägte ansteigende Flanke notwendig. Je besser die ansteigende Flanke ausgeprägt ist, desto genauer kann die Laufzeit gemessen werden. Für das zurückkommende Signal wird eine Laufzeit präzidiert, die die ansteigende Flanke des Rückkehrsignals im Empfangsfenster zentrieren soll. Für die Messung des Rückkehrsignals stehen von den 60 Zellen dann nur noch 30 zur Verfügung.

Von der Bauart her ist das auf GEOSAT eingesetzte Altimeter ein impulsbegrenztes (pulse limited) Altimeter. Das Altimeter sendet einen sehr kurzen Impuls aus, damit die Laufzeit zum Nadirpunkt bestimmt wird, auch wenn das Altimeter nicht ganz präzise in den Nadir ausgerichtet ist. Da das Signal sehr kurz ist, wird die gesamte Reflexionsfläche nicht gleichzeitig beleuchtet. Das Signal erreicht im Idealfall zuerst den Nadirpunkt und wird von dort reflektiert. Wenn das Impulsende den Nadirpunkt erreicht hat, kann aus dem Nadir keine Energie mehr reflektiert werden und aus der Reflexionsfläche wird ein Kreisring. Der Flächeninhalt der Reflexionsfläche bleibt jedoch nahezu konstant, bis die durch den Abstrahlwinkel des Altimeters festgelegte Grenze erreicht wird (Abb. 3.2).

Die Form des aufgezeichneten Signals besteht dann aus einer ansteigenden Flanke, die solange ansteigt wie sich die Reflexionsfläche vergrößert. Daran schließt sich ein Plateau mit nahezu konstanter oder leicht abfallender Amplitude für die Zeit gleich großer Reflexionsfläche an. Das Abfallen des Plateaus des Rückkehrsignals entspricht der Abschwächung am Rande der Sendekeule. Die auslaufende Flanke fällt außerhalb des Empfangsfensters und wird nicht mehr aufgezeichnet.

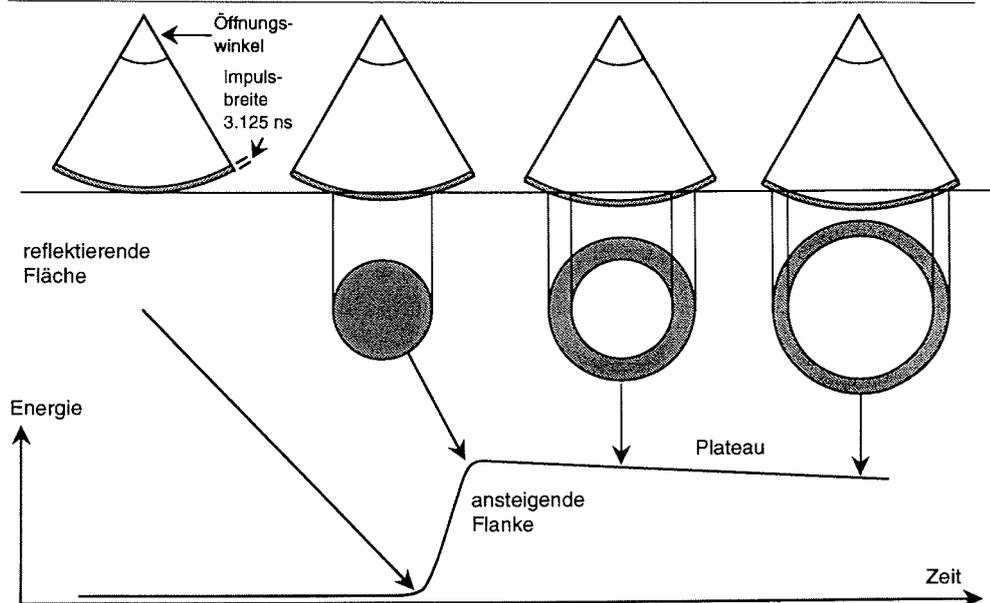


Abb. 3.2: Veränderung der Reflexionsfläche und Zuordnung zum Rückkehrsignal

Daneben mißt das Altimeter über dem Ozean die Wellenhöhe SWH (significant wave height), die sich in der Steilheit der ansteigenden Flanke des Rückkehrsignals abzeichnet.

$$SWH = f(WSC_i, i=1,60) \quad (3.4)$$

mit SWH: Wellenhöhe
 WSC_i: korrigierter Wert der i-ten Zelle des Empfangsfensters nach (waveform sample corrected)

Das Altimeter mißt die empfangene Energie und berechnet daraus den Rückstreukoeffizienten (backscatter coefficient) σ° . Änderungen des Rückstreukoeffizienten werden durch unterschiedliche Dämpfung in der Atmosphäre verursacht. Über dem Ozean lassen sie sich mit der Windgeschwindigkeit korrelieren.

$$\sigma^\circ = f(WSC_i, i=1,60) \quad (3.5)$$

mit σ° : Rückstreukoeffizient
 WSC_i: korrigierter Wert der i-ten Zelle des Empfangsfensters

3.2 Geometrie der Satellitaltimetrie

Die Geometrie bei der Höhenbestimmung zeigt die Abb. 3.3. Die ellipsoidische Höhe h eines Punktes ergibt sich nach (3.6) aus der berechneten Bahnhöhe h_{Orb} des Satelliten über dem Ellipsoid, von der der Altimetermeßwert a einschließlich der Kalibrierungswerte a_{Cal} , die Gezeiteneinflüsse t_{Ocean} und t_{Erde} , die Ausbreitungseinflüsse in der Ionosphäre d_{Iono} und der Troposphäre d_{Tro} und die Einflüsse der Ozean- bzw. Eisoberfläche d_{RSF} subtrahiert werden. Die berechnete Bahnhöhe weicht von der tatsächlichen um den Wert d ab.

$$h = h_{\text{Orb}} - d - a - a_{\text{Cal}} - t_{\text{Ocean}} - t_{\text{Erde}} - d_{\text{Iono}} - d_{\text{Tro}} - d_{\text{RSF}} \quad (3.6)$$

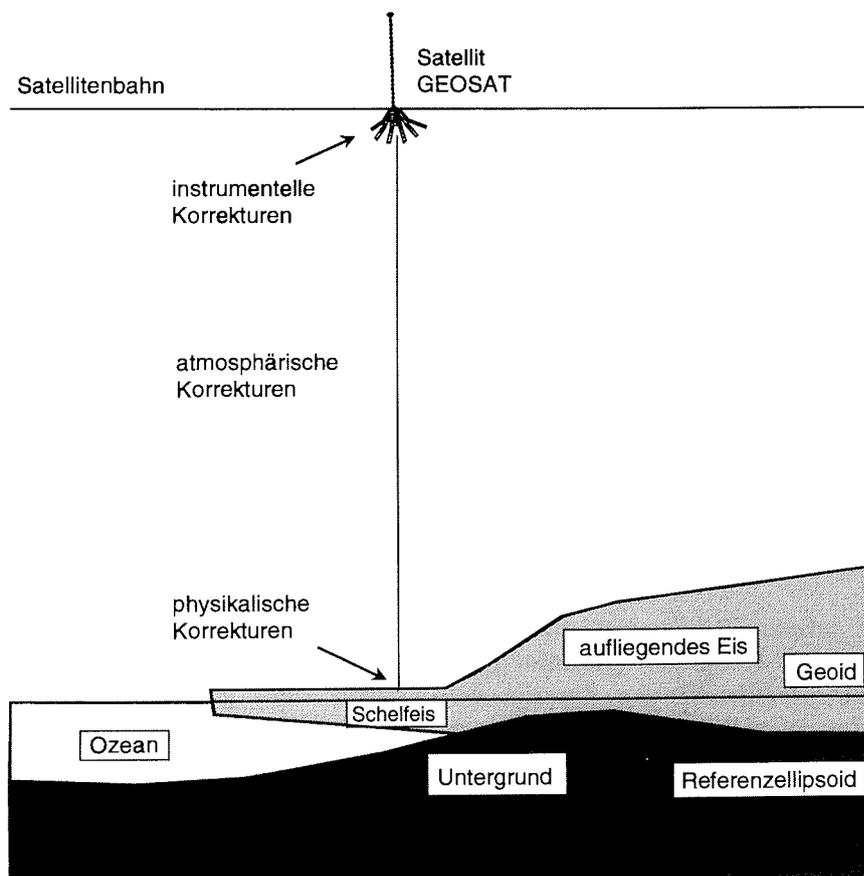


Abb. 3.3: Geometrie der Altimetermessung

Die orthometrische Höhe H ergibt sich bei bekannter Geoidundulation N aus (3.7).

$$H = h - N \quad (3.7)$$

Über dem Ozean drückt sich in H die Meeresflächentopographie (sea surface topography, SST) aus, deren Bestimmung einschl. der zeitlichen Veränderung insbesondere Ziel ozeanographischer Anwendung ist. Das geodätische Interesse richtet sich bei der Ozeanbeobachtung auf die der Geoidundulation N , die sich nach Korrektur der Einflüsse durch Strömungen, Luftdruckunterschiede, Temperaturunterschiede etc. aus der Altimetermessung ergibt.

Die Satellitenbahn wird von Bodenstationen aus verfolgt und gemessen. Die Bahn wird dann mit diesen Messungen und zusätzlicher Information, die das Verhalten des Satelliten in seiner Bahn bestimmt, in einem geozentrischen Koordinatensystem modelliert und anschließend in ein geographisches Koordinatensystem transformiert, z.B. WGS84. Diese Transformation verwendet ein Rotationsellipsoid und dadurch ergibt sich die Flughöhe des Satelliten als ellipsoidische Höhe. Für viele Anwendungen, z.B. die Berechnung von Höhendifferenzen, ist das Rotationsellipsoid als Höhenbezugsfläche geeignet.

Die natürliche Höhenbezugsfläche ist das Geoid, eine im Meeresniveau verlaufende Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes. Es stellt die natürliche Referenzfläche der Höhen dar, an Land der kontinentalen Topographie, auf See der Meeresflächentopographie. Das Geoid weicht vom Ellipsoid maximal mit ± 100 m ab. Es gibt die Massenverteilung der Erde wieder.

In den letzten Jahren hat die Bestimmung des Geoids durch die Satellitengeodäsie eine dynamische Entwicklung erfahren. Die langwelligen Strukturen des Geoids werden mit dem globalen Schwerefeld aus Satellitenbahnbeobachtungen bestimmt. Die mittel- und kurzwelligen Strukturen des Geoids im Bereich der Ozeane werden durch die Satellitenaltimetrie und im Landbereich durch Schweremessungen und andere Verfahren verdichtet. Im Meeresbereich wurde dadurch die Genauigkeit des Geoids auf ± 10 cm gesteigert (Tapley u.a., 1982), im Landbereich können ± 2 cm erreicht werden (Torge und Denker, 1991).

In der Antarktis ist die Zahl der Schweremessungen, der Messungen von Lotabweichungen oder der Differenzen aus terrestrischem

Nivellement und Satellitenhöhenbestimmung noch so gering, daß das Geoid hier nur unzureichend bekannt ist. Wegen der schwierig durchzuführenden Messungen wird sich der Zustand in den kommenden Jahren nur langsam verbessern.

3.3 Bahnbestimmung für den GEOSAT

Die präzise Bestimmung der Umlaufbahn des Satelliten ist entscheidend für die Bestimmung absoluter Höhen. Fehler der Bahnbestimmung wirken sich direkt auf die Genauigkeit der Höhen aus.

Die Genauigkeit, mit der die Bahn bestimmt werden kann, ist abhängig von:

- der Art und Genauigkeit des Meßverfahrens, mit dem der Satellit verfolgt wird,
- der Verteilung und den Fehlern in den Koordinaten der Beobachtungsstationen,
- der Genauigkeit des Schwerefeldes, das für die Modellierung der Satellitenbahn benutzt wird.

Dopplermessungen können zu Satelliten durchgeführt werden, die kontinuierlich auf stabilen Frequenzen Signale senden. Die Genauigkeiten, die mit Dopplerverfahren erreichbar sind, liegen in der Größenordnung von ± 5 m.

In der Satellitengeodäsie haben Dopplerverfahren mit der Einrichtung des TRANSIT-Systems eine weite Verbreitung erfahren und sich zu einem Standardverfahren entwickelt. Die global eingerichteten Beobachtungsnetze für die Bahnbestimmung der Satelliten des Systems bieten ideale Voraussetzungen auch für die Bahnbestimmung anderer Satelliten, wenn sie Signale auf den Frequenzen senden, die von den Empfängern im Beobachtungsnetz aufgezeichnet werden können.

Die für diese Messungen einsetzbaren Dopplerempfänger sind kompakt gebaut und leicht zu transportieren, die Handhabung ist relativ einfach und die Sendefrequenzen durchdringen die Atmosphäre, so daß kontinuierliche Messungen gewährleistet sind. Messungen müssen nicht im Satelliten gespeichert werden.

Die Bahnbestimmung beim GEOSAT erfolgte mit Dopplerverfahren. GEOSAT sendete Signale mit Frequenzen bei 150 MHz und 400 MHz, auf denen ebenfalls die Satelliten des TRANSIT-Systems senden (Anderle, 1986). Das ermöglicht die Nutzung der für die Bahnbestimmung der Satelliten des TRANSIT-Systems eingerichteten Beobachtungsnetze, z.B. des TRANET (Transit Network) oder des OPNET (Navy's Operational Network). Das TRANSIT-System bietet als ein global operierendes und genutztes System für die Navigation und Positionsbestimmung die notwendigen Voraussetzungen für die Bahnbestimmung des GEOSAT.

Für die Altimetrie ist die Genauigkeit, die mit Dopplerverfahren zu erreichen ist, nicht ausreichend. Die Auswertung der Altimetrie über dem Ozean behilft sich damit, daß sie bei den Ausgleichungsverfahren von einem über längere Zeit konstant bleibenden Offset der Bahn ausgeht und die Abweichungen an den Kreuzungspunkten der Umlaufbahnen minimiert.

Die Beobachtungsstationen für die Satellitenbahnmessung in fest eingerichteten Observatorien sind oft an Forschungsinstitute oder andere Institutionen gebunden, die sich zum größten Teil auf der Nordhemisphäre befinden. Die Anzahl der Beobachtungsstationen ist auf der Nordhemisphäre sehr viel größer als auf der Südhemisphäre und damit ist die Bahnbestimmung auf der Nordhemisphäre genauer als auf der Südhemisphäre. Abhängig vom Meßverfahren ist die Anzahl der Beobachtungsstationen auf der Südhemisphäre nur kurzfristig für globale Projekte zu steigern.

Die Modellierung der Satellitenbahn benötigt ein hochaufgelöstes Schwerefeld, das durch die harmonischen Koeffizienten des Feldes beschrieben wird. Die heute zur Verfügung stehenden Schwerefeldmodelle beruhen auf Satellitenbahnanalysen, Schwere- und Höhenmessungen auf der Erde und Altimetermessungen.

Bei der Kugelfunktionsentwicklung des Potentials des Schwerefeldes ausschließlich aus Satellitenbahnanalysen endet die Empfindlichkeit der Modellierung der harmonischen Koeffizienten etwa beim Grad 20 (Seeber, 1989), z.B. GEM-T1 (Marsh u.v.a., 1988), GEM-T2 (Marsh u.v.a., 1990) oder GEM-T3 (Lerch u.v.a., 1992). Die Genauigkeit dieser Modelle ist abhängig von der Anzahl und Verteilung der beobachteten Satelliten, vom Meßverfahren zur Bahnbestimmung und der Anzahl und Verteilung der beobachtenden Stationen.

Die globalen Schweremodelle werden auf den Kontinenten verdichtet durch die Nutzung von Schweremessungen zur Bestimmung mittelwelliger Anteile etwa von 20 - 200 km und durch hochauflösende Geländemodelle zur Bestimmung kurzwelliger Anteile. Auf den Ozeanen erfolgt die Verdichtung durch Altimetermessungen. Mit der Nutzung der Altimetrie ist das Geoid im Bereich der Ozeane viel genauer bekannt als im Bereich der Kontinente.

Das genutzte Schwerefeld wirkt sich auf die Genauigkeit der Bahnbestimmung eines Satelliten unterschiedlich aus, weil sich die Satelliten auf unterschiedlichen Bahnen bewegen und sich die Kräfte des Schwerefeldes unterschiedlich auf jeden einzelnen Satelliten auswirken.

Für einige Satelliten, die mit einem Altimeter ausgerüstet waren, sind darum speziell angepasste Modelle berechnet worden, für GEOS-3 z.B. das Modell GEM-10 (*Lerch* u.a., 1979), für SEASAT das Modell PGS-1331 (*Lerch* u.a., 1982) oder für TOPEX/POSEIDON das Modell PTGF-4A (*Shum* u.a., 1990). Die Bahnelemente des GEOSAT und des SEASAT sind ähnlich, so daß die SEASAT-Modelle auch für die Bahnberechnung des GEOSAT verwendet werden.

Die in den GDRs enthaltenen Bahnkoordinaten wurden von der Navy Astronautics Group (NAG) in Point Mugu, Kalifornien, USA, berechnet (*Cheney* u.a., 1987). Der Satellit wurde dafür auf den OPNET-Stationen mit Dopplerverfahren beobachtet. Die Modellierung der Satellitenbahn erfolgte mit dem Erdmodell GEM-10 (Goddard Earth Model 10), das 1978 aus Satellitenbahnbeobachtungen und terrestrischen Schweremessungen berechnet worden war. Das Modell hat eine Koeffizientenentwicklung des Schwerepotentials bis zum Grad $l=22$. Es schließt noch keine Altimetermessungen ein. Nachfolgemodelle wie GEM-10A, GEM-10B und GEM-10C beziehen dann bereits Altimetermessungen von GEOS-3 ein, mit der Folge, daß das im Meeresbereich bislang unzureichend bekannte Erdmodell nun im Ozeanbereich sehr viel genauer bekannt ist als im Bereich der Kontinente.

Die Standardabweichung der berechneten Koordinaten wird mit ± 4 m abgeschätzt. Die Abweichung der berechneten Satellitenbahn von der tatsächlichen bleibt jedoch über lange Distanzen von einigen tausend Kilometern konstant, so daß in den angewendeten Ausgleichungsverfahren diese Abweichung als Unbekannte eingeführt werden kann. In der Auswertung der Altimetermessungen über dem Ozean wird durch Ausgleichung der Kreuzungspunkte der

auf- und absteigenden Satellitenbahnen eine wesentliche Verbesserung erzielt und die verbleibenden Residuen liegen im Bereich von ± 10 cm. Bei ausgewählten Bahnen des GEOSAT verblieben bei der Bahnbestimmung mit GEM-T1 Residuen von ± 2.9 m, mit GEM-T2 von ± 1.1 m (*Marsh* u.v.a., 1990, *Haines* u.a., 1990).

3.4 Korrekturen der Altimetermessung

Aufgrund bekannter Einflüsse bei der Höhenbestimmung nach (3.6) sind Korrekturen notwendig:

- Abweichung der modellierten Bahn von der tatsächlichen Bahn

In Abhängigkeit vom Verfahren der Bahnbestimmung und -modellierung beträgt dieser Fehler etwa ± 2 m. Er ist langwellig, so daß er sich bei der Modellierung kurzer Bahnstücke als konstanter Einfluß auswirkt und bei der Ausgleichung herausfällt.

- Instrumentelle Einflüsse

Die Radartechnik selbst begrenzt die Genauigkeit, mit der die Laufzeit des Altimetersignals bestimmt wird. Die Entwicklung der Radartechnik ermöglicht für die Distanzbestimmungen immer präzisere Messungen. In der Satellitenaltimetrie steigerte sich die Genauigkeit der Radarmessung von ± 50 cm bei GEOS-3 bis auf ± 10 cm bei SEASAT und GEOSAT und liegt bei ERS-1 und TOPEX/POSEIDON bei etwa ± 5 cm (*Kolenkiewicz* und *Martin*, 1987).

- Einflüsse entlang des Signalweges

Die Radarwellen werden durch die Eigenschaften des inhomogenen Ausbreitungsmediums Atmosphäre beeinflusst. Refraktion, Dispersion und Absorption wirken sich auf die Laufzeit und die Amplitude des Signals aus. Die Ausprägung dieser Effekte hängt vom Zustand des Mediums und von den Parametern der Radarwellen (Frequenz, Amplitude, Ausbreitungsrichtung, Phase, Polarisation) ab. Diese Einflüsse lassen sich zum Teil durch Modelle beschreiben. Es bleiben jedoch Effekte, die sich auf die Laufzeitmessung als systematische oder zufällige Fehler auswirken.

- Einflüsse durch die Rückstreufäche

Die Interpretierbarkeit des Rückkehrsignals hängt wesentlich von den Eigenschaften der Reflexionsfläche ab. Das Signal/Rausch-Verhältnis, die empfangene Energie und das Setzen eines Schwellwertes für die ansteigende Flanke des Signals wirken sich auf die Qualität der Laufzeitmessung aus. Die Auswirkungen der speziellen Einflüsse auf die Altimetermessung über Eis wird in Kap. 4 ausführlicher behandelt.

Fehlerart	Quelle	Amplitude (cm)	Residuen (cm) (1σ)	Wellenlänge (km)
Altimeter	Tracker Bias	10	2	200- 1000
	Bias Drift	-	2	-
	Data time tag	-	5	20000
	Instr.-Rauschen	-	5	50
Rückstreufäche	Luftdruck	50	3	200- 1000
	Wellenhöhe	<70	<20	500- 1000
Signalausbreitung	freie Elektronen in der Ionosphäre	20	3	50- 10000
	Luftmassen der Troposphäre	240	1	1000
	Wassergehalt der Troposphäre	10-40	3	50- 500
	Wolken, Regen	50-100	?	10- 100
Gezeiten	Ozeangezeiten	100	10	500- 20000
	Gez. d. festen Erde	20	2	20000
Geoid	Massenverteilung der Erde	10000	200	500- 20000
Bahnbestimmung	Schwerefeld	10 km	140	40000
	atmosphärische Reibung	300	30	20000
	Sonnenstrahlung	300	30	20000
	Stationsbestimmung	-	10	40000

Tabelle 3.1: Fehlerhaushalt der Altimetermessung

Der Fehlerhaushalt der Altimetermessung (Tabelle 3.1) wurde nach *Tapley* u.a. (1982), *Lybanon* und *Crout* (1987) und *Wagner* (1989) zusammengestellt. Die Zusammenstellung beruht im wesentlichen auf Erfahrungen und Abschätzungen des SEASAT-Altimeters. Über die Effektivität der Korrekturen für die Höhenbestimmung mit dem GEOSAT-Altimeter und die verbleibenden Residuen schreiben *Ray* u.a. (1991). Sie gilt grundsätzlich für alle Altimeter, ist für neue Altimeter jedoch entsprechend den Gerätemodifikationen und Weiterentwicklungen anzupassen.

3.4.1 Gezeiten

Die Höhenbestimmung aus der Altimetermessung muß um die Einflüsse der Gezeiten des Ozeans und der festen Erde korrigiert werden. Die Beträge der Einflüsse auf die Höhenbestimmung liegen bei den Ozeangezeiten bei 100 cm und bei den Gezeiten der festen Erde bei 20 cm. Die Bestimmung der Korrekturen ist für den Ozeanbereich mit einer Genauigkeit von ± 10 cm und bei der Gezeiten der festen Erde von ± 2 cm möglich. Bei der Untersuchung der Ozeangezeiten haben *Cartwright* und *Ray* (1991) Testgebiete im offenen Ozean untersucht und zum Teil größere Abweichungen zwischen den verwendeten Gezeitenmodellen festgestellt. Dieses gilt insbesondere für Randmeere, für die an die lokalen Gegebenheiten angepaßte Modelle zu verwenden sind. Sind keine speziellen Modelle verfügbar, sind die Residuen größer.

Für die Berechnung der Ozeangezeiten werden globale Gezeitenmodelle herangezogen, z.B. nach *Schwiderski* (1980) oder *Hendershott* (1977). Für das Modell von *Schwiderski* (1980) ist ein globales 1° -Raster mit Werten von 11 Partialtiden im eintägigen, halbtägigen und langperiodischen Bereich vertafelt. In diesem 1° -Raster werden dann für einen bestimmten Ort und eine bestimmte Zeit Werte interpoliert.

Die Schelfeise schwimmen auf dem Ozean und machen die Gezeitenbewegungen des Ozeans im wesentlichen mit. Die Bewegungsfreiheit ist jedoch dadurch eingeschränkt, daß sie an den Rändern aufliegen. Für die Bestimmung des Gezeiteneinflusses für ein Schelfeis ist darum ein speziell angepaßtes Gezeitenmodell notwendig, wie es z.B. auch für Randmeere erforderlich ist. Solche Modelle stehen nicht zur Verfügung.

Auf dem Ekströmsen werden im geophysikalischen Observatorium der Georg-von-Neumayer-Station Gezeiten mit einem Gravimeter und mit Neigungsmessern registriert. Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekströmsen behandelt *Kobarg* (1988), der Schwere-, Neigungs- und Strainmessungen des geophysikalischen Observatoriums und der geophysikalischen Traverse während der Expedition ANT V bearbeitet.

Die Anbindung der Gezeiten des Ekströmsen an die Gezeiten des Ozeans geben *Tezkan* und *Yaramanci* (1992) in der Untersuchung einer Zeitreihe von gleichzeitigen Schweremessungen des geophysikalischen Observatoriums und Pegelmessungen eines im Ozean verankerten Druckpegels, etwa 10 km vor der Schelfeiskante, vom 27.02.1987-17.01.1988.

Die Werte für die Gezeiten des Ozeans und der festen Erde werden mit den GDRs verteilt (*Cheney* u.a., 1987). Die Ozeangezeiten wurden von der NOAA entlang der Subsatellitenbahn nach *Schwiderski* (1980) interpoliert. Die Berechnung der aktuellen Erdgezeiten erfolgte ebenfalls entlang der Subsatellitenbahn nach Verfahren und Gezeitentabellen von *Cartwright* und *Taylor* (1971) und *Cartwright* und *Edden* (1973).

3.4.2 Ausbreitung der Radarwellen in der Atmosphäre

Die Erdatmosphäre wird für technische Anwendungen vereinfacht nach den Auswirkungen auf die Signalausbreitung in die Troposphäre und die Ionosphäre unterteilt. Die Troposphäre ist der untere Teil der Atmosphäre, in der die Wellen durch Wasserdampf, temperaturbedingte Luftschichtung und Luftdruck beeinflusst werden. In der darüberliegenden Stratosphäre und insbesondere der Ionosphäre, die bis etwa 1000 km Höhe reicht, wirken sich freie Elektronen auf die Signalausbreitung aus.

Der Einfluß der Ionosphäre auf die Höhenmessung ist abhängig von der Anzahl freier Elektronen in der Ionosphäre und damit von der Sonneneinstrahlung. Den Einfluß auf die Distanzmessung schätzt *Wagner* (1989) mit bis zu ± 20 cm, die verbleibenden Residuen mit ± 3 cm ab. Die Auswirkung auf das Signal ist frequenzabhängig (*Leigh* u.a., 1988), hohe Frequenzen von z.B. 20 GHz werden weniger beeinflusst als niedrigere, jedoch schließt die Dämpfung der Atmosphäre sehr hohe Frequenzen aus. Die Messung mit zwei Frequenzen ermöglicht die Modellierung dieses Einflusses. Hochgenaue Alti-

meter, z.B. das des Satelliten TOPEX/POSEIDON, messen mit zwei Frequenzen (Stewart, 1989). Die Korrekturwerte für das GEOSAT-Altimeter stammen aus Ionosphärenmodellen, wie sie z.B. Nutzer von Einfrequenz-GPS-Empfängern verwenden (Klobuchar, 1987). Für die Modellierung der Ionosphäre eignen sich Messungen der Signale der Satelliten des GPS, das Signale auf zwei Frequenzen (1.575 GHz und 1.227 GHz) sendet. Da die Frequenzen in der Nähe der Altimeterfrequenz (13.5 GHz) liegen, können sie zur Modellierung herangezogen werden. Unterschiedliche Ionosphärenmodelle und ihre Auswirkung auf die Altimetermessung untersuchen Musman u.a. (1990).

Bei GPS-Messungen in der Antarktis zeigt sich immer wieder, daß die Signalausbreitung in der Ionosphäre stark gestört wird. Die Abschätzung der Residuen mit ± 3 cm ist darum recht optimistisch. Vorteilhaft für die Genauigkeit wirkt sich aus, daß die Signale des Altimeters in Nadirrichtung gesendet werden.

In der Troposphäre beeinflussen der Wassergehalt und die Luftmassen der Troposphäre die Laufzeit des Altimetersignals. Die Modellierung benötigt meteorologische Messungen, die entweder von einem Radiometer auf dem Satelliten, wie auf dem SEASAT und dem ERS-1, direkt gemessen werden oder von einem meteorologischen Dienst übernommen werden. Die nach der Modellierung verbleibenden Residuen betragen für den Einfluß des Wassergehalts ± 3 cm und den der Luftmassen ± 1 cm (Wagner, 1989).

Mit den GDRs werden zwei Korrekturwerte verteilt, die den Einfluß des Wassergehalts in der Troposphäre berücksichtigen. Der eine Wert wurde vom Fleet Numerical Oceanographic Center (FNOC) berechnet, der zweite Wert beruht auf Messungen des SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) auf dem Satelliten NIMBUS 7. Der Korrekturwert zur Berücksichtigung des Einflusses der Luftmassen in der Troposphäre stammt vom FNOC. Diese Korrekturwerte werden als globale Rasterwerte verteilt. In diesem Raster wird dann der benötigte Wert interpoliert (Cheney u.a., 1987).

3.4.3 Einfluß der angemessenen Fläche auf die Genauigkeit der Altimetermessung

Die präzise Ausrichtung des Altimeters in den Nadir mit einer Zuverlässigkeit von 1° (das entspricht dem halben Öffnungswinkel der Radarsendekeule) muß gewährleistet sein, damit die maximale

Energie des Signals von der Fläche im Nadir reflektiert wird. Über Eis ist diese Ausrichtung umso wichtiger, da die Eisflächen selbst Neigungen aufweisen und sich beide Einflüsse im Rückkehrsignal überlagern und nicht voneinander getrennt werden können. Die Größe des Einflusses ist abhängig von der Neigung der Eisoberfläche. Sie erreicht schnell Werte im m-Bereich und damit verbleiben entsprechend große Residuen (mehr dazu in Kap. 4).

Der Signalverfolgungsalgorithmus zentriert das Rückkehrsignal im Empfangsfenster in Kenntnis der Laufzeit. Diese im Altimeter online durchgeführte Messung reagiert über Eisflächen zu träge auf Änderungen der Distanz. Die Distanz muß mit dem Retracking (Kap. 4.2) durch Analyse des Rückkehrsignals verbessert werden. Der Betrag der Verbesserung erreicht maximal 10 m, über Grönland z.B. betragen die Korrekturbeträge durchschnittlich 1 m (*Zwally* u.a., 1989). Es verbleiben Residuen in Abhängigkeit von der Qualität des Rückkehrsignals von mindestens ± 10 cm.

Ein Teil des Radarimpulses wird durch die Eisoberfläche reflektiert, der Rest dringt in das Eis ein und wird von tieferen Schichten zurückgestreut. Das Rückkehrsignal wird dadurch komplex und erschwert die Analyse durch das Retracking. *Ridley* u.a. (1989) schätzen diesen Einfluß auf ± 20 cm.

3.4.4 Laufzeitmessung

Die Genauigkeit der Altimeterdistanzmessung ergibt sich aus der Genauigkeit, mit der die Ankunftszeit des Empfangsimpulses gemessen werden kann. Das ist vom Signal/Rausch-Verhältnis und von der Interpretierbarkeit des zurückgestreuten Signals abhängig. Die Meßtechnik ist soweit fortgeschritten, daß bei GEOSAT von einer Genauigkeit von ± 10 cm ausgegangen werden kann (*Kolenkiewicz* und *Martin*, 1987).

4 Höhenbestimmung über Eis mittels Satellitenaltimetrie

Die Anwendung der Satellitenaltimetrie über Eis unterscheidet sich von der über dem Ozean insbesondere durch folgendes:

- die Signalverfolgung muß flexibler auf Änderungen der Distanz und der Eigenschaften der Reflexionsfläche reagieren
- das Altimeter muß präziser in den Nadir ausgerichtet sein, da sich Nadirabweichungen und Geländeneigungen überlagern
- die für die Ozeananwendung entwickelten Ausgleichungsverfahren zur Bahnverbesserung sind nur zum Teil für die Anwendung über Eis geeignet
- die für den Ozean aus der Signalform abgeleiteten Werte für Wellenhöhe und Nadirabweichung sind nicht auf die Anwendung über Eis übertragbar

4.1 Aktive Radarverfahren

Radarverfahren sind von großer Bedeutung für die präzise Entfernungs- und Bewegungsbestimmung. Wesentliche Entwicklungen der Radartechnik sind durch Anwendung in Navigation und Verkehrsüberwachung vorangetrieben worden.

In der Fernerkundung werden aktive Radarverfahren u.a. für folgende Anwendungen genutzt:

- präzise Distanzmessung mit Altimetern
- abbildende Radarverfahren, z.B. SAR (Synthetic Aperture Radar), für die Beobachtung von Wolkenstrukturen, Niederschlagsparametern, Windfeldern, Wellenstrukturen und -richtungen u.ä.

Die eingesetzten aktiven Radarverfahren arbeiten unabhängig von Wetter und Sonnenstand. In der Atmosphäre befinden sich im Bereich der Mikrowellen lokale Ausbreitungsfenster, in denen die Dämpfung der Mikrowellen durch Wolken, Regen oder Nebel minimal ist. Das macht aktive Radarverfahren daher hervorragend geeignet für die flächendeckende Beobachtung schwer zugänglicher Gebiete, wie der Ozeane oder der polaren Eisschilde. In den polaren Zonen sind wegen der dort vorherrschenden Wetterbedingungen

und der langen Dunkelheit während der Winter nur Radarverfahren für die ganzjährige Beobachtung einsetzbar.

Für die Bestimmung physikalischer Eigenschaften des Schnees, wie Trockenheit oder Feuchtigkeit, sind Radarverfahren sehr gut geeignet, weil sich die physikalischen Eigenschaften des Schnees in der zurückgestreuten Energie oder der Form der Rückkehrsignale abzeichnen.

In der Glaziologie werden aktive Radarverfahren weiterhin z.B. zur Messung der Eisdicke und zur Bestimmung interner Strukturen von Schelfeisen oder Gletschern eingesetzt (*Bogorodsky* u.a., 1985). Das Radar ist auf einem Schlitten, unter einem Flugzeug oder Hubschrauber montiert. Auf dem Ekströmisen und dem Filchner-Ronne-Schelfeis werden diese Verfahren z.B. von der Universität Münster eingesetzt (*Thyssen* und *Grosfeld*, 1988).

Allen Anwendungen gemeinsam ist die Radargleichung (4.1), die den Zusammenhang zwischen Sende- (P_s) und Empfangsleistung (P_e) für ein Objekt in Richtung der Hauptsendekeule unter idealisierten Bedingungen liefert (*Skolnik*, 1970, S. 2-4).

$$\frac{P_e}{P_s} = \frac{A_w^2 * \sigma}{4\pi * a^4 * \lambda^2} \quad (4.1)$$

mit: P_e Empfangsleistung
 P_s Sendeleistung
 A_w Antennenwirkfläche der Empfangsantenne
 σ Radarrückstreulfläche (radar cross section)
 a Distanz
 λ Wellenlänge

Entscheidend für die Empfangsleistung (P_e) ist die sogenannte Radarrückstreulfläche σ , die in der Literatur auch als Radarrückstrahlfläche bezeichnet wird. Sie bezeichnet die Rückstrahlfähigkeit eines Radarziels. Von der Dimension her ist sie eine Fläche und berücksichtigt sämtliche Effekte des jeweiligen Radarziels, die zum Rückkehrsignal beitragen und meistens sehr heterogene Eigenschaften aufweisen.

Die Antennenwirkfläche (A_w) und die Wellenlänge (λ) des Signals sind Konstanten des eingesetzten Altimeters. Der Einfluß unterschiedlicher Flughöhe (a), die durch die Erdabplattung hervorgerufen wird, wirkt sich auf die Empfangsleistung (P_e) maximal mit etwa 10% aus.

4.1.1 Radarrückstreuläche (radar cross section)

Für die Distanzmessung nutzt die Radartechnik das Reflexionsvermögen angestrahler Ziele. Die Radarwellen werden an Grenzschichten zwischen unterschiedlichen Medien reflektiert und gelangen zur Empfangsantenne zurück. Ein Teil der Radarwellen dringt in Abhängigkeit von den Eigenschaften des angestrahnten Körpers mehr oder weniger tief in den Körper ein und wird an Teilen, die klein gegenüber der Wellenlänge sind, gestreut. Ein Teil dieser ins Medium eingedrungenen Wellen verläßt das Medium wieder und gelangt zur Empfangsantenne. Reflexion an der Oberfläche und Streuung im angestrahnten Körper wirken komplex zusammen und sind von zeitlich und örtlich schwankenden Ursachen abhängig, deren Zusammenhänge meistens nicht bekannt sind.

Bei Meerwasser ist die Eindringtiefe des Signals äußerst gering, so daß in der Praxis nur die Reflexion an der Meeresoberfläche berücksichtigt wird.

Die für die Höhenbestimmung relevante reflektierende Fläche wird als Footprint bezeichnet. Idealerweise ist es eine vollständig ausgeleuchtete reflektierende Kreisfläche (Abb. 3.2). Dabei wird für den Footprint zwischen nachfolgenden Definitionen unterschieden:

Das Altimeter des GEOSAT war von der Bauart her ein impulsbegrenztes Altimeter (Kap. 3.1). Für die reine Laufzeitmessung wird nur die ansteigende Flanke des Rückkehrimpulses benötigt (Abb. 3.1). Diese ist voll ausgebildet, wenn das Impulsende den Nadirpunkt erreicht hat und reflektiert wurde. Der durch die Impulslänge begrenzte Durchmesser D_{PLF} (pulse limited footprint) nach (4.2) ist abhängig von der Impulslänge ($t_{pa} = 3.125$ ns), der Flughöhe der Satelliten ($a = 800$ km) und der Signalgeschwindigkeit ($c = 300000$ km/s).

$$D_{PLF} = 2 * \sqrt{a * t_{pa} * c} = 1.8 \text{ km} \quad (4.2)$$

Im Empfangsfenster für das Rückkehrsignal kann nur ein Teil der reflektierten Energie empfangen werden. Der größte Teil der zukommenden Energie liegt außerhalb des Empfangsfensters und geht verloren. Der Durchmesser D_{AGC} (automatic gain control) bezeichnet die Fläche, von der die reflektierte Energie im Empfangsfenster aufgezeichnet werden kann. Der Durchmesser ist abhängig von der Lage der ansteigenden Flanke im Empfangsfenster. Liegt sie in der Mitte, ergibt sich der Durchmesser des Footprints nach (4.3).

$$D_{AGC} = 2 * \sqrt{30 * a * t_{pa} * c} = 9.5 \text{ km} \quad (4.3)$$

Der Durchmesser D_{BLF} (beam limited footprint) des Footprints wird durch den Öffnungswinkel ($\theta = 2^\circ$) der Sendeantenne nach (4.4) bestimmt. Für impulsbegrenzte Altimeter ist er nicht relevant.

$$D_{BLF} = a * \tan \theta = 28 \text{ km} \quad (4.4)$$

Um die gesamte zurückkommende Energie zu empfangen, müßte das Empfangsfenster sehr viel länger geöffnet sein. Bei einem Öffnungswinkel der Antenne von 2° wären 250 Zellen von 3.125 ns notwendig. Für die reine Laufzeitmessung ist das nicht erforderlich. Hier wird ein möglichst kleiner Durchmesser angestrebt, der zu einer ausgeprägten ansteigenden Flanke führt (siehe auch Abb. 3.2).

Die beschriebenen Durchmesser gelten für ruhige Ozeanoberflächen. Sobald Wellen vorhanden sind, wächst die Fläche des Footprints an, da Wellenberge zeitlich früher reflektieren als Wellentäler und dadurch die maximale Amplitude des Rückkehrsignals etwas später erreicht wird. Bei einer Wellenhöhe von 1 m beträgt der Durchmesser D_{PLF} des Footprints 3.1 km, bei 2 m bereits 4.0 km und bei 5 m z.B. 6.0 km.

Über Eis ist der Footprint aufgrund der Oberflächeneigenschaften und des Eindringverhaltens des Signals von vornherein größer als über ruhigem Ozean und liegt in der Größenordnung zwischen 2-10 km. Die Größe läßt sich bei gut zu interpretierenden Rückkehrsignalen aus der Breite der ansteigenden Flanke ableiten, die genaue Bestimmung des Durchmessers des Footprints ist jedoch nicht möglich.

Bei sich ändernder Topographie mit Geländeformen, die kleiner als der Footprintdurchmesser sind, ist eine Auflösung dieser Formen nicht möglich. Die Distanzmessung wird jedoch durch diese Formen beeinflusst, so daß die Distanz nicht korrekt bestimmt werden kann.

4.1.2 Signalverfolgung

Die Signalverfolgung mit einem sogenannten α/β -Tracker zentriert das Empfangsfenster auf die ansteigende Flanke des Rückkehrsignals, für das als Schwellwert die Hälfte der erwarteten Amplitude gesetzt wird. Die Laufzeitanpassung erfolgt nach den Formeln (4.5) und (4.6). Dabei sind a_{n+1} , a_n und a_{n-1} die prädizierten Altimeterdistanzen, \dot{a}_n und \dot{a}_{n-1} die prädizierten Distanzänderungen für die Zeitpunkte $n+1$, n und $n-1$, Δa_{n-1} ist die Differenz des vom Altimeter gemessenen Wertes zum prädizierten Wert und Δt ist die Zeitdifferenz zwischen zwei Laufzeitanpassungen. Für α und β werden angepaßt an das jeweilige Altimeter und abhängig vom Modus der Signalverfolgung spezifische Parameter gesetzt.

$$a_{n+1} = a_n + \alpha * \Delta a_{n-1} + \Delta t * \dot{a}_n \quad (4.5)$$

$$\dot{a}_n = \dot{a}_{n-1} + \beta * \frac{\Delta a_{n-1}}{\Delta t} \quad (4.6)$$

Dieses Verfahren funktioniert sehr gut über dem Ozean, da hier nur sehr geringe Laufzeitänderungen auftreten und sich die Amplitude des Rückkehrsignals aufgrund der Rückstreuungseigenschaften des Ozeans gut präzisieren läßt. Über Land oder Eis dagegen ist die ansteigende Flanke für die Signalverfolgung schwieriger zu erkennen, weil sich die Distanz und damit auch die Laufzeit über den Land- oder Eisflächen ebenso wie die Rückstreuungseigenschaften lokal sehr schnell ändern. Bei Höhenänderungen wird das Empfangsfenster dynamisch angepaßt. Der α/β -Tracker arbeitet jedoch träge und verschleppt damit häufig die Anpassung an die aktuelle Höhe. Sobald die Distanzänderungen zu groß sind, liegt das Rückkehrsignal außerhalb des Empfangsfensters, und es erfolgt keine Laufzeitmessung. Die Signalverfolgung des GEOSAT-Altimeters war gegenüber dem des SEASAT zwar verbessert worden (Zwally u.a., 1987a), doch verblieben auch bei GEOSAT-Messungen über Eis große Datenlücken. Bei den verbleibenden Messungen besteht die Notwendigkeit, die Unzulänglichkeit der Distanzbestimmung in Echtzeit über Land oder Eis durch das Retracking (Kap. 4.2) zu verbessern.

Bei Signalverlust schaltet das Altimeter in einen Suchalgorithmus. Der Suchalgorithmus setzt das Empfangsfenster $1 \mu s$ vor die geschätzte Echoposition und verschiebt das Fenster danach um jeweils 50 ns bis das Echo wieder empfangen wird (Partington, 1988). Über Eisoberflächen mit einer Neigung von über 1.0° oder über Eisflächen mit Neigungsänderungen von 0.5° gelingt es dem Altimeter

meistens über einen längeren Zeitraum nicht, das Rückkehrsignal wieder zu empfangen. Ein Signalverlust tritt z.B. bereits beim Übergang vom Meereis auf große Tafelberge auf (*McIntyre* und *Cudlip*, 1986). Da jedoch unabhängig von der Funktion des Altimeters Laufzeiten übertragen werden, ähnelt der Verlauf des Höhenprofils dann einer Sägezahnkurve, die durch fortlaufendes Suchen des Signals entsteht. Für die Messung bedeutet der Signalverlust den Ausfall von 5 s Meßzeit oder umgerechnet eine Lücke von 30-35 km im Höhenprofil.

Die maximal zulässige Höhendifferenz ($h_{rate_{max}}$) (4.7) zwischen zwei aufeinanderfolgenden Altimetermessungen beträgt ± 14 m.

$$h_{rate_{max}} = 30 * c * 3.125 \text{ ns} \quad (4.7)$$

Bei der Analyse der GEOSAT-Daten hat sich jedoch gezeigt, daß das Meßsignal bereits bei einer Differenz von etwa 10 m verlorenght. Über Eis treten Differenzen in dieser Größenordnung häufig auf. Zudem ist hier die Rückstreuung des Signals oft sehr viel schwächer und damit das Signal/Rausch-Verhältnis ungünstig. Dadurch verstärken sich die Probleme der Signalverfolgung.

4.1.3 Radarmessung über Schnee- und Eisflächen

Das Rückkehrsignal der Altimetermessung über Schnee- bzw. Eisflächen setzt sich im wesentlichen aus zwei Anteilen zusammen:

- Reflexion an der Schnee- bzw. Eisoberfläche
- Rückstreuung aus dem oberen Schnee- bzw. Eiskörper

Die Altimetrie benötigt für die Laufzeitmessung den von der Oberfläche reflektierten Anteil des Signals, der die ansteigende Flanke bildet. Der ins Eis eindringende und von dort zurückgestreute Anteil vergrößert die relative Amplitude des Rückkehrsignals und verlängert die ansteigende Flanke des Signals. Die Laufzeit wird dadurch zu lang bestimmt. Für die korrekte Bestimmung der Laufzeit über Eis ist die Kenntnis der Schnee- bzw. Eiseigenschaften erforderlich, um diese Anteile trennen zu können.

Wesentlich für die Größe der oben genannten Anteile ist die Durchlässigkeit des Schnee- bzw. Eiskörpers für die Radarwellen. Die Durchlässigkeit wird z.B. über die Eindringtiefe angegeben. Als Eindringtiefe wird die Tiefe bezeichnet, in der die Energie des Signals auf $1/e$ ($=0.37$) reduziert ist. Sie läßt sich bei niederen Mikrowel-

lenfrequenzen mit zufriedenstellender Genauigkeit über die komplexe Dielektrizitätskonstante beschreiben. In der Gleichung der Dielektrizitätskonstanten (4.8) beschreibt der Realteil (ϵ') im wesentlichen die Richtung der Wellenausbreitung und den Reflexionsanteil beim Übergang von einem Medium zum anderen. Der Imaginärteil (ϵ'') gibt die Verluste im Medium an. Die Gleichung (4.9) für die Eindringtiefe (δ_p) gilt für Medien mit $\epsilon''/\epsilon' < 0.1$, z.B. Eis, sie gilt jedoch nicht für Wasser.

$$\epsilon = \epsilon' - i\epsilon'' \quad (4.8)$$

$$\delta_p = \frac{\lambda * \sqrt{\epsilon'}}{2\pi * \epsilon''} \quad (4.9)$$

ϵ'' von Wasser ist sehr viel größer als ϵ'' von Schnee, so daß die Eindringtiefe der Radarwellen im wesentlichen vom Wassergehalt des Schnees abhängt. Der Wassergehalt der oberen Schneeschichten hängt von der Temperatur ab (Abb. 4.1).

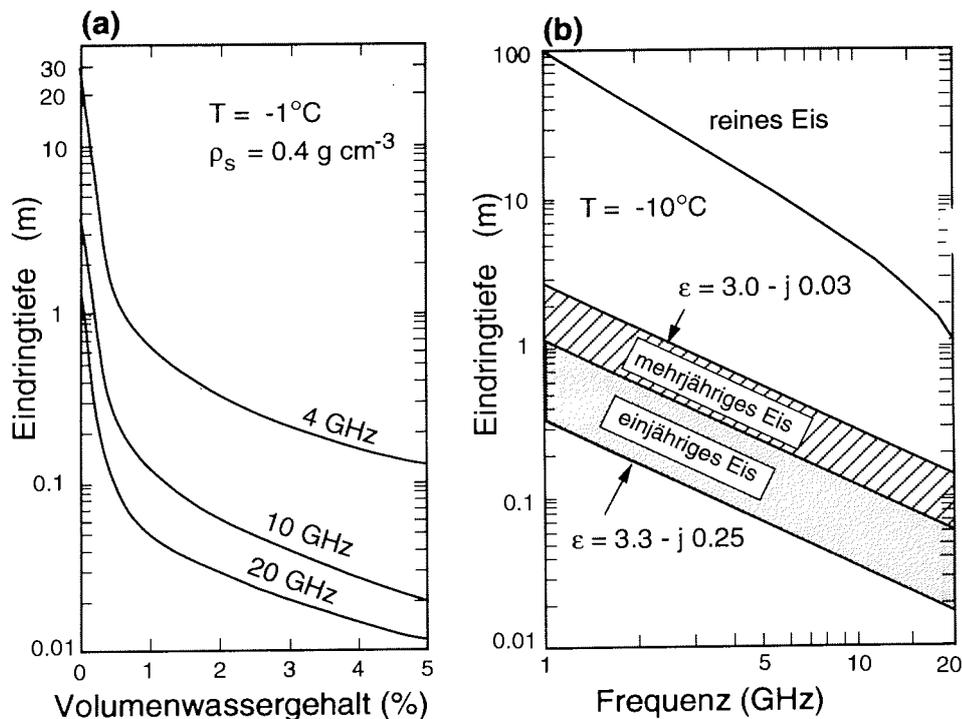


Abb. 4.1: Eindringtiefe des Radarsignals ins Eis in Abhängigkeit vom Volumenwassergehalt bei unterschiedlichen Frequenzen (a) und der Frequenz bei unterschiedlichen Eisarten (b) nach *Ulaby* (1982, S. 850 und S. 849). Das GEOSAT-Altimeter arbeitete mit 13.5 GHz.

Die reflektierte Energie hängt bei feuchtem Schnee ab von:

- den flüssigen Anteilen im Schnee
- der Rauigkeit der Schneeoberfläche
- der Korngröße

und bei trockenem Schnee von:

- der Schneehöhe und -dichte
- der horizontalen Schichtung im Schnee- bzw. Eiskörper
- der Korngröße

Durch den jahreszeitlichen Temperaturgang in der Antarktis, insbesondere in den küstennahen Bereichen, bilden sich Sommer- und Winterschichten mit unterschiedlichen Reflexionseigenschaften aus, die unter Umständen in den Rückkehrsignalen des Altimeters zu erkennen sind oder durch die Analyse sehr vieler Signale bestimmt werden können.

Unterschiedliche Rückkehrsignale zwischen den Messungen im Sommer und Winter und zwischen verschiedenen Regionen der Antarktis und Grönlands zeigt *Partington* (1988) (Abb. 4.2), der sehr viele Rückkehrsignale normiert, differenziert und die differen-

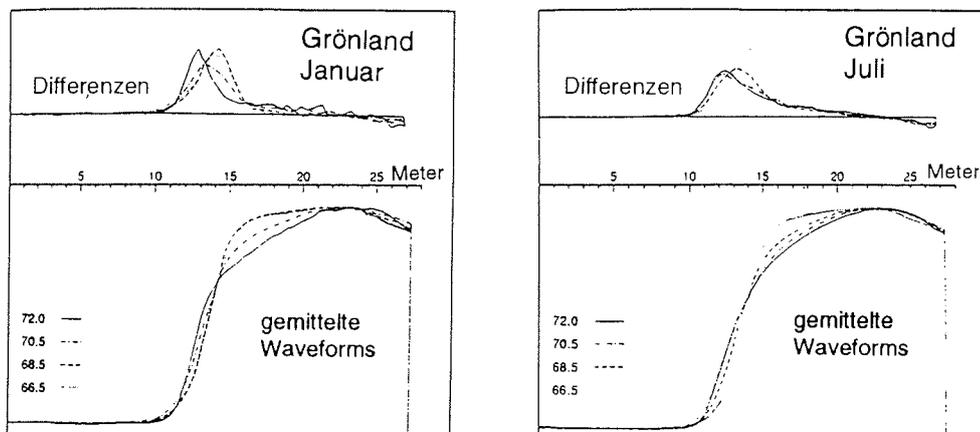


Abb. 4.2: Gemittelte und normierte Rückkehrsignale von unterschiedlichen Breiten in Grönland vom Januar und Juli aus *Partington* (1988, Seite 140)

zierten Signale analysiert hat. In der jeweils wärmeren Jahreszeit ähnelt die Form der Rückkehrsignale denen vom Ozean, weil die oberen Schichten wärmer und damit feuchter sind und das Altimetersignal zum großen Teil von der Oberfläche reflektiert wird. In der kälteren Jahreszeit dringt das Signal tiefer in den Schnee ein, weil die oberen Schichten durch die tieferen Temperaturen trockener und für das Signal durchlässiger sind. Der eindringende Anteil wird vom Altimeter etwas später empfangen und dadurch verflacht die ansteigende Flanke.

Für diese Analyse sind allerdings sehr viele Signale notwendig, um zu zuverlässigen Aussagen zu kommen, da der Informationsgehalt in einem einzelnen Rückkehrsignal viel zu gering ist. Die Anzahl der für die Arbeit vorliegenden Rückkehrsignale vom Ekströmisern ist zu gering, um derartige Analysen durchführen zu können.

Für die Distanzbestimmung ist nur der Oberflächenanteil im Rückkehrsignal relevant. Der ins Eis eingedrungene Anteil vergrößert die Amplitude des Signals. Mit der sich dann ergebenden Amplitude ändert sich der Schwellwert und damit der Zeitpunkt innerhalb des Signals für die Distanzmessung. Wird das nicht berücksichtigt, wird die Distanz vom Altimeter systematisch zu lang bestimmt.

4.1.4 Rückkehrsignale (waveforms)

Von der Idealform des Rückkehrsignals, wie die Abb. 3.1 sie zeigt, weichen fast alle Rückkehrsignale ab, weil die aktuellen Meßbedingungen nicht den idealen Bedingungen entsprechen.

Die Abb. 4.3 zeigt idealisierte Rückkehrsignale für verschiedene Wellenhöhen und Nadirabweichungen. Mit dem Anwachsen der Wellenhöhe verbreitert sich die ansteigende Flanke des Rückkehrsignals und damit wird die Positionierung der ansteigenden Flanke sowie die Laufzeitmessung ungenauer. Bei Nadirabweichungen des Altimeters erreicht die ansteigende Flanke nicht die maximale Amplitude und verschlechtert damit ebenfalls die Laufzeitbestimmung. Die Abb. 4.4 zeigt idealisierte Signale, die in dieser Form nicht gemessen werden, weil diese und andere Effekte kombiniert auftreten mit der Folge, daß sich die einzelnen Effekte im Rückkehrsignal überlagern und insbesondere über Schnee und Eis die Laufzeitbestimmung erheblich verschlechtern oder die Signalverfolgung verhindern.

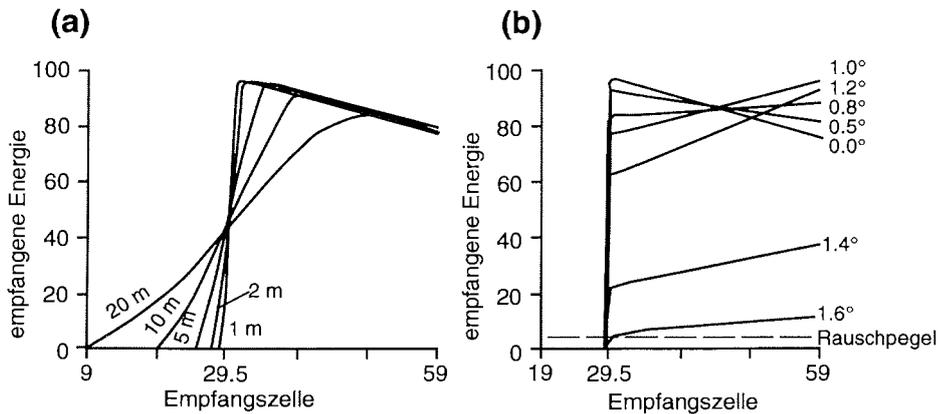


Abb. 4.3: Einfluß von Wellenhöhe (a) und Nadirabweichung (b) auf das Rückkehrsignal nach *Martin* u.a. (1983)

Abb. 4.4 zeigt Beispiele von Rückkehrsignalen vom Ozean, vom Meereis und vom Schelfeis. Die Rückkehrsignale sind durch den automatischen Amplitudenausgleich (automatic gain control, AGC) normiert, die Höhe der Amplitude besagt daher nichts über die empfangene Energie. Die Rückkehrsignale zeigen folgende typische Eigenschaften.

Die Signale über dem Ozean weisen ein günstiges Signal/Rausch-Verhältnis auf und die ansteigende Flanke ist gut interpretierbar. Die Rückkehrsignale vom Schelfeis weisen ein ungünstigeres Signal/Rausch-Verhältnis auf, die ansteigende Flanke ist z.T. recht gut interpretierbar, sie befindet sich jedoch häufig nicht in der Mitte des Empfangsfensters und macht damit das Retracking (Kap. 4.2) erforderlich.

Bei den Rückkehrsignalen vom Meereis fällt die steil ansteigende Flanke und das ebenso schnelle Abfallen der Amplitude im Signal auf. Das ist bedingt durch die Eigenschaften des Meereises. Die ansteigende Flanke befindet sich wie bei den Signalen vom Ozean in der Mitte des Empfangsfensters, da das Meereis nur geringe Höhenvariationen aufweist. Besonders deutlich wird aber über dem Meereis, daß sich die Rückkehrsignale aus unterschiedlich gut reflektierenden Komponenten innerhalb des Footprints zusammensetzen. Gut reflektierende Meereisflächen beeinflussen das Rückkehrsignal so stark, daß z.B. die schwächer reflektierenden Flächen des Schelfeises im Rückkehrsignal untergehen. Mit Rückkehrsignalen

vom Meereis befragen sich z.B. *Chase* und *Holyer* (1990) zur Altersklassifizierung von Meereis.

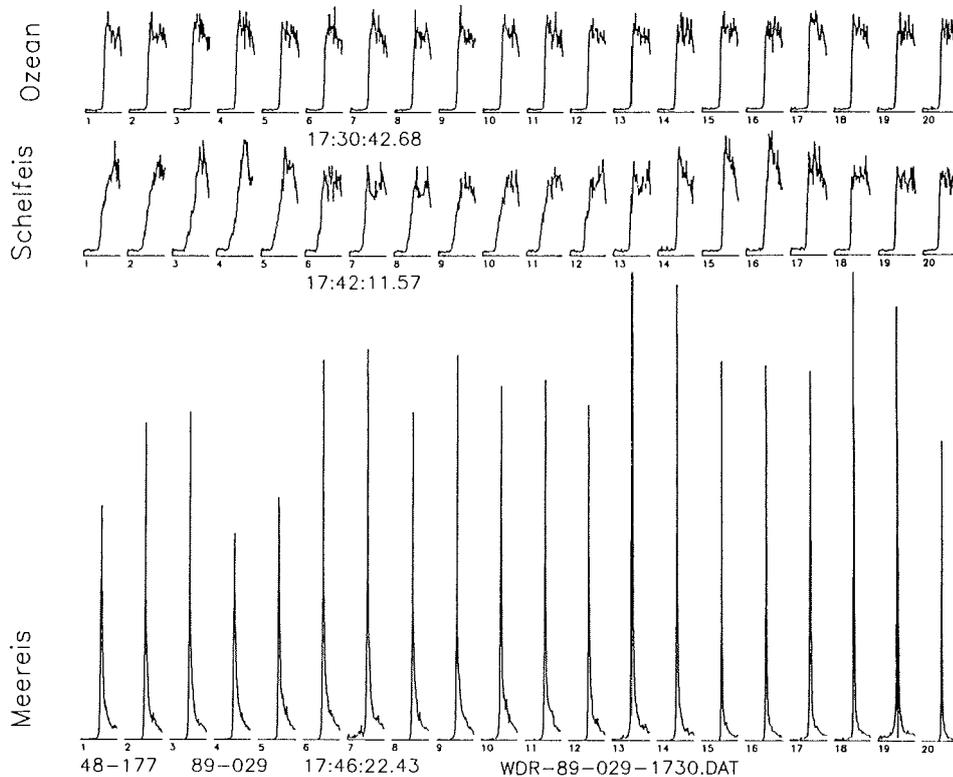
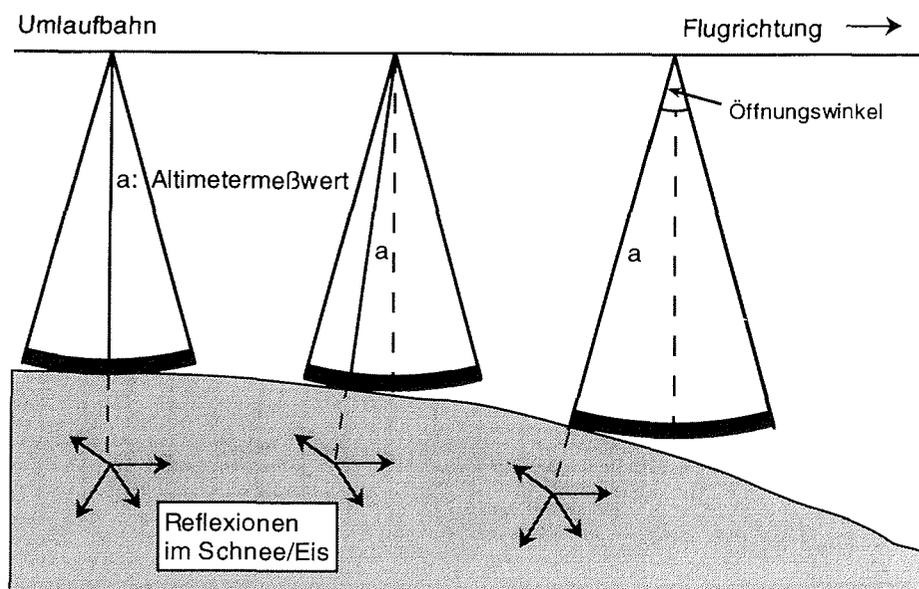


Abb. 4.4: Rückkehrsignale des GEOSAT vom Ozean, vom Meer- und Schelfeis

Abb. 4.5 zeigt Rückkehrsignale der Altimetermessung über Schnee und Eis und deren Besonderheiten, die durch Eindringen des Signals, geneigte Reflexionsfläche und Höhenänderung der Reflexionsfläche hervorgerufen werden. Der Satellit fliegt von rechts nach links, die Eisoberfläche fällt ab. Bei der ersten Messung ist die Eisoberfläche eben, das Signal wird aus dem Nadir reflektiert, die ansteigende Flanke ist ausgeprägt und die Amplitude setzt sich aus der reflektierten Energie der Oberfläche und des "Eiskörpers" zusammen. Bei der zweiten Messung über geneigter Eisoberfläche kommt die zuerst reflektierte Energie nicht aus dem Zentrum der Sendekeule und das Signal erreicht das Empfangsfenster etwas ver-

spätet. Im Rückkehrsignal bleibt die empfangene Energie nach der ansteigenden Flanke konstant. Das Signal ist zeitlich nach hinten verschoben. Bei der dritten Messung fällt die Eisoberfläche steiler ab und die Neigung der Eisoberfläche ist gleich dem halben Öffnungswinkel der Altimeterantenne. Das Rückkehrsignal erreicht das geöffnete Empfangsfenster verspätet und wird nur zum Teil registriert. Die zuerst reflektierte Energie stammt vom Rand der Sendekeule mit schwächerer Sendeleistung, die Amplitude steigt nach der ansteigenden Flanke weiter an.



Form der Rückkehrsignale

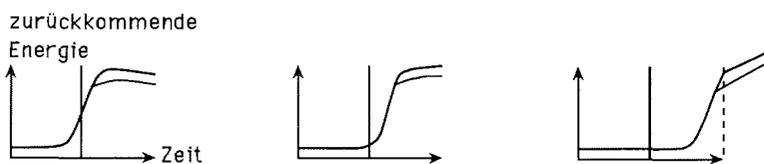


Abb.: 4.5: Charakteristika der Altimetermessung über Eis

4.2 Retracking

Unter Retracking ist die Verbesserung der Distanzmessung des Altimeters durch Analyse des Rückkehrsignals zu verstehen. Das Empfangsfenster für das zurückkommende Signal wird in Abhängigkeit von der Laufzeit des Signals so positioniert, daß die Fenstermitte mit der ansteigenden Flanke des Rückkehrsignals zusammenfällt. Da dieses in Echtzeit erfolgt, gibt es über Eis Differenzen zwischen der Fenstermitte und der ansteigenden Flanke. Diese notwendigen Verbesserungen sind umso größer, je stärker sich die Höhengradienten ändern.

Beim Retracking haben sich aufgrund der Anwendungsziele unterschiedliche Vorgehensweisen etabliert.

1) first return - Schwellwertverfahren

Bei diesem Verfahren wird der erste Anstieg des Signal über dem Rauschpegel gesucht und für die Laufzeitbestimmung verwendet. Dafür muß ein Schwellwert gesetzt werden. Sobald dieser überschritten wird, wird die Laufzeitmessung durchgeführt. Dieses Verfahren wurde von *Thomas* u.a. (1983) an der Schelfeiskante angewendet, um sicherzugehen, daß beim Übergang vom Meereis zum Schelfeis oder aufliegenden Eis mit sehr unterschiedlichen Rückstreuungseigenschaften (Abb. 4.4) die Reflexion vom Schelfeis erkannt wurde. Die ansteigende Flanke ist über Schelfeis oder aufliegendem Eis in der Regel sehr viel schwächer ausgeprägt als über Meereis. Die vom Schelfeis reflektierte Energie würde sich in der ansteigenden Flanke des Signals kaum abbilden.

Für die Anwendung über Eis besteht bei diesem Verfahren die Schwierigkeit, einen geeigneten Schwellwert festzusetzen. Unterschiedliche Eigenschaften der reflektierenden Flächen beeinflussen die ansteigende Flanke und die Amplitude des Signals. Die Amplitude des Rückkehrsignals variiert mit der Einstellung des Automatic Gain Control (AGC).

2) 50%-Schwellwertverfahren

Bei diesem von *Brown* (1977) angewendeten Verfahren wird der Zeitpunkt bestimmt, an dem die halbe Amplitude des Rückkehrsignals erreicht ist. Dieses Verfahren ist sehr gut geeignet, wenn das Signal zum größten Teil von der Oberfläche reflektiert wird, d.h. wenn die Rückkehrsignale den Signalen über dem Ozean ähneln.

Über Eisflächen wird das Signal nur teilweise von der Eisoberfläche reflektiert. Anteile des Impulses dringen in den Schnee- bzw. Eiskörper ein und streuen aus diesem zurück. Die Amplitude setzt sich dann aus beiden Anteilen zusammen. Bei diesem Verfahren wird dann nicht die Laufzeit zur Oberfläche bestimmt, sondern ein Wert, der unterhalb liegt. Das kann u. U. je nach der Rauigkeit der Oberfläche und dem Verhältnis zwischen der Oberflächenreflexion und der Rückstreuung aus dem Schnee- bzw. Eiskörper einige m ausmachen. Verbesserungen dieses Verfahrens berücksichtigen das Eindringen des Signals ins Eis und setzen den Zeitpunkt für die Laufzeitmessung bereits dann, wenn z.B. 30% der Amplitude erreicht sind. Diese Verbesserungen erfordern die Kenntnis der Rückstreuungseigenschaften und sind nicht automatisch durchzuführen.

3) Retracking-Verfahren nach *Martin* u.a. (1983)

Ziel dieses Verfahrens ist, die Laufzeit, die der Schnee-bzw. Eisoberfläche zuzuordnen ist, zu bestimmen, insbesondere wenn von der Oberfläche nur relativ wenig Energie reflektiert wird und ein großer Anteil der zurückgestreuten Energie aus dem Eis oder von einer gut reflektierenden Schicht im Eis stammt.

Die Rückkehrsignale werden in Einzelflanken- und Doppelflankenformen unterteilt und durch eine 5- oder 9-Parameterfunktion nach (4.10) und (4.11) approximiert (Abb. 4.6). Durch die Approximation wird die Lage der ansteigenden Flanke bestimmt. Die Verbesserung ergibt sich nach (4.13) aus der Differenz zwischen der Lage der ansteigenden Flanke und der Fenstermitte multipliziert mit der Distanz, die einer Empfangszelle zugeordnet ist. Wenn die Abszissenwerte des Empfangsfensters von 1 - 60 laufen, liegt die Fenstermitte bei 30.5.

$$y = \beta_1 + \beta_2 * (x - \beta_3 - \frac{\beta_4}{2}) * (1 + \beta_5) * P(\frac{x - \beta_3}{\beta_4}) \quad (4.10)$$

$$y = \beta_1 + \beta_2 * (x - \beta_3 - \frac{\beta_4}{2}) * (1 + \beta_9) * P(\frac{x - \beta_3}{\beta_4}) + \beta_5 * (x - \beta_6 - \frac{\beta_7}{2}) * (1 + \beta_8) * P(\frac{x - \beta_6}{\beta_7}) \quad (4.11)$$

$$\text{mit } P(z) = \int_{-\infty}^z \frac{1}{\sqrt{2\pi}} * e^{-\frac{q^2}{2}} dq \quad (4.12)$$

$$\Gamma_{\text{retracking}} = (\beta_3 - 30.5) * .468 \text{ m} \quad (4.13)$$

Bei der Analyse der SEASAT-Rückkehrsignale haben *Martin* u.a. (1983) festgestellt, daß viele Signale über Eis zwei ansteigende Flanken aufweisen, von denen die erste von der Reflexion an der Oberfläche stammt, die zweite Flanke auf eine stark reflektierende Schicht im Eis hindeutet. Dabei ist die erste Flanke oft nur schwach ausgeprägt und würde bei anderen Verfahren unterdrückt. Solche Schichten entstehen bei ausgeprägten Unterschieden zwischen der Temperatur und dem Schneezutrag im Sommer- und Winterhalbjahr und treten insbesondere da auf, wo trockener Schnee auf einer gut reflektierenden Schicht liegt. Der Schneezutrag im Winter ist aufgrund niedriger Temperaturen relativ trocken, das Signal durchdringt diesen trockenen Schnee und wird von der gefrorenen Sommerschicht reflektiert.

Das Verfahren setzt neben der reflektierenden Oberfläche einen im Eis vorhandenen reflektierenden Horizont voraus. Wenn das Signal jedoch in den Schnee- bzw. Eiskörper eindringt, wird bereits aus dem Bereich über diesem Horizont Energie zurückgestreut, die zur Amplitude des Rückkehrsignals beiträgt. Eine zweite ausgeprägte ansteigende Flanke bildet sich dann kaum aus. Der ideale Amplitu-

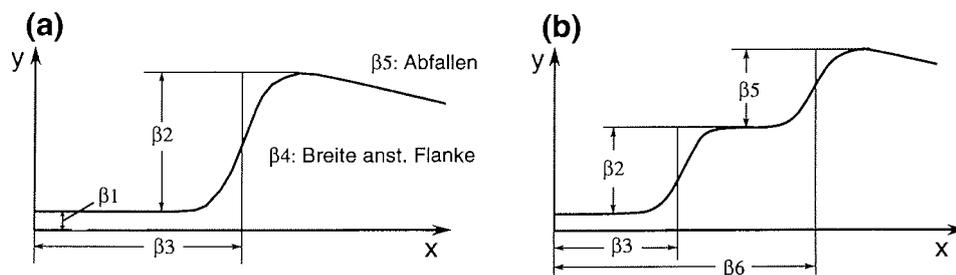


Abb. 4.6: 5- und 9-Parameter-Modellfunktion für die Approximierung der Rückkehrsignale durch das Retracking nach *Martin* u.a. (1983) bei Signalen mit einer (a) und zwei (b) ansteigenden Flanken. Die Parameter bedeuten im Fall (a): β_1 : Rauschen, β_2 : Amplitude, β_3 : Zeitpunkt des halben Flankenanstiegs, β_4 : Breite der ansteigenden Flanke, β_5 : Abfallen des auslaufenden Plateaus und im Fall (b): β_1 : Rauschen, β_2 : Amplitude des 1. Plateaus, β_3 : Zeitpunkt des halben Anstiegs der 1. Flanke, β_4 : Breite der ansteigenden 1. Flanke, β_5 : Amplitude des 2. Plateaus, β_6 : Zeitpunkt des halben Anstiegs der 2. Flanke, β_7 : Breite der ansteigenden 2. Flanke, β_8 : Abfallen des 2. Plateaus und β_9 : Abfallen des 1. Plateaus.

denverlauf, wie er in Abb. 4.6b dargestellt ist, tritt kaum auf. Wenn mit dem Verfahren keine ausgeprägte zweite ansteigende Flanke zu bestimmen ist, wird die 5-Parameter-Approximation angewendet.

Die in dieser Arbeit untersuchten Rückkehrsignale des GEOSAT-Altimeters aus dem Bereich des Ekströmisen und der benachbarten Eisflächen stammen aus dem Januar und Februar. Bei der Analyse der Rückkehrsignale über dem Ekströmisen sind Signale mit zwei ansteigenden Flanken nicht aufgetreten.

4.3 Nadirabweichung und Neigungseinflüsse

4.3.1 Nadirabweichung der Altimeterantenne

Die Altimetermessung erfordert die Ausrichtung des Altimeters in den Nadir mit einer Präzision von $\pm 1^\circ$, damit die maximale Energie der Sendekeule vom Nadirpunkt reflektiert wird. Zur genauen Ausrichtung des Altimeters in den Nadir war der Satellit mit einem Schweregradient-System ausgerüstet.

Die Nadirabweichung läßt sich über dem Ozean gut durch Analyse der WDRs bestimmen. Ist das Altimeter nicht in den Nadir ausgerichtet, wird das Energiemaximum innerhalb der Sendekeule nicht vom Nadirpunkt reflektiert, sondern wird von umliegenden Flächen reflektiert. Die Nadirabweichung zeichnet sich im Amplitudenverlauf des Rückkehrsignals ab (Abb. 4.3). Die ansteigende Flanke steigt nicht bis zum maximal möglichen Wert, sondern erreicht nur einen geringeren Wert. Abhängig von der Größe der Nadirabweichung fällt die Amplitude des Signals nach der ansteigenden Flanke langsamer ab oder steigt bei größeren Abweichungen sogar noch an. Bei der späteren Bearbeitung werden die Berechnung der Nadirabweichung ζ die Amplitudenwerte der letzten acht Zellen des Empfangsfensters mit den Amplitudenwerten im übrigen Fenster verglichen (Cole u.a., 1985).

Die Laufzeitbestimmung und Interpretierbarkeit der Signale sowie die Signalverfolgung wird mit steigender Nadirabweichung schwieriger, weil die ansteigende Flanke schlechter ausgeprägt ist.

Die Verteilung der Häufigkeiten der Nadirabweichungen zeigt Abb. 4.7a exemplarisch für den 29.1.1989. Untersucht wurden etwa 88000 SDRs, von denen etwa 50% nicht durch Flags als fehlerhaft gekennzeichnet waren. Die Nadirabweichungen dieser Messungen

liegen gleichmäßig verteilt im Intervall von 0.3° bis 1.1° . Bei größeren berechneten Nadirabweichungen erscheint keine zuverlässige Messung möglich, die Messung wird dann nicht genutzt. Bei gut zu interpretierenden Rückkehrsignalen kann die Nadirabweichung mit einer Genauigkeit von $\pm 0.1^\circ$ - $\pm 0.2^\circ$ bestimmt werden. Abb. 4.7b zeigt die Nadirabweichungen der Umlaufbahn 177 (die Lage der Umlaufbahn zeigt Abb. 2.1) vom 29.1.89. Die dargestellten Werte wurden nur aus Messungen über dem Ozean bestimmt.

Über Land oder Eis ist die Bestimmung der Nadirabweichung mit dem oben genannten Verfahren nicht durchführbar, weil sich hier Nadirabweichung, Neigung der reflektierenden Fläche und das Eindringen des Signals ins Eis überlagern. Abb. 4.7b zeigt Schwankungen der Nadirabweichung von einigen 0.1° bereits innerhalb weniger Minuten. Eine Extrapolation der Nadirabweichung vom Ozean aufs Land oder Eis ist darum nicht möglich.

Über Eis können nur gut interpretierbare Signalformen genutzt werden, die mit hoher Zuverlässigkeit große Nadirabweichungen ausschließen.

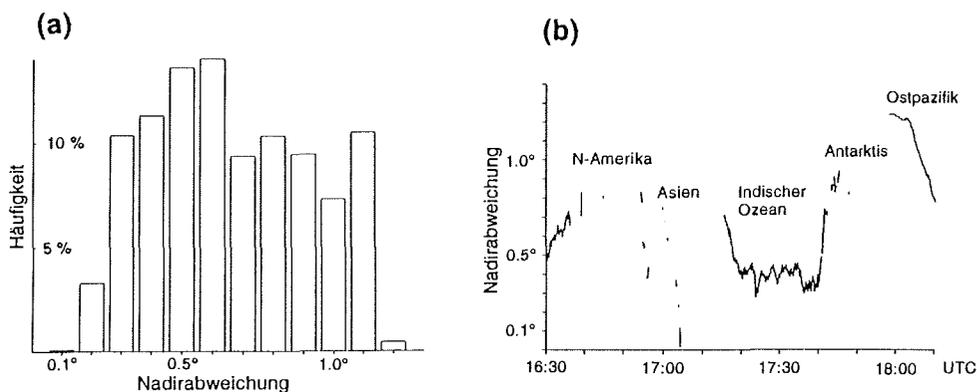


Abb. 4.7: (a) Häufigkeit der Nadirabweichungen für den Orbit 177 der ERM 48, (b) Nadirabweichungen während des Orbits 177

4.3.2 Korrektur wegen geneigter Reflexionsfläche

Die Nadirabweichung wirkt sich auf das Rückkehrsignal in gleicher Weise aus wie eine geneigte Reflexionsfläche. Bei geneigter Reflexionsfläche wird die Distanz immer zu kurz bestimmt, da das Signal

zuerst von der Fläche reflektiert wird, die dem Altimeter am nächsten gelegen ist (Abb. 4.8).

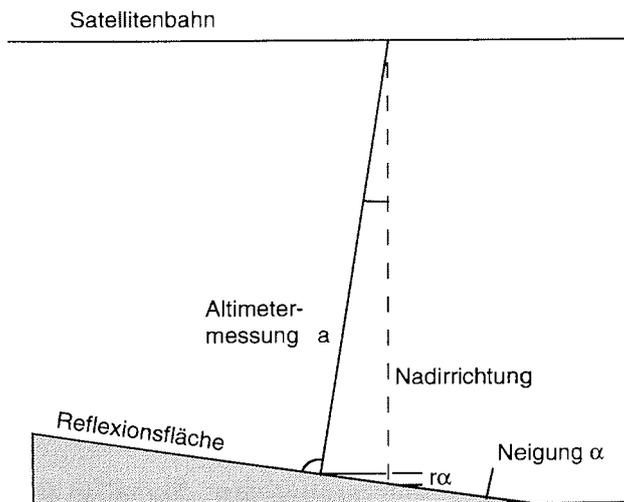


Abb. 4.8: Geometrie der Altimetermessung über geneigter Reflexionsfläche

Für die Korrektur von SEASAT-Altimetermessungen haben *Brenner* u.a. (1983) zwei Verfahren vorgestellt. Das eine Verfahren (slope correction method) berechnet aus der Geländeneigung einen Korrekturwert nach (4.14) und (4.15) für die Verbesserung der Höhe des Nadirpunktes. Das andere Verfahren (relocation method) berechnet nach (4.16) und (4.17) die Lage und Höhe von Position auf dem Eis, von der das Signal zuerst reflektiert wurde.

Beide Verfahren benötigen die Geländeneigung und die Richtung der maximalen Neigung, die bei der Bestimmung der Korrekturwerte unbekannt sind. Da sie aus den Altimetermessungen abgeleitet werden müssen, haben sich iterative Vorgehensweisen etabliert, die mit korrigierten Höhen bessere Geländeneigungen bestimmen (*Gundestrup* u.a., 1986, *Remy* u.a., 1989, *Novotny* u.a., 1991).

Bei der zweidimensionalen Anwendung wird dafür das aktuelle Höhenprofil entlang der Satellitenspur durch die Altimetermessungen approximiert oder es gehen Werte eines terrestrisch gemessenen Höhenprofils längs der Satellitenspur ein. Für die dreidimensionale Anwendung wird ein einfaches digitales Geländemodell (DGM) berechnet. Aus dem DGM werden z.B. mit dem im AWI zur Verfügung

stehenden Programm DGM_NEIG Betrag und Richtung der Neigung abgeleitet (*Niederjasper*, pers. Mitteilung).

$$\alpha = \arctan \frac{\Delta h}{\Delta s} = \arctan \frac{|h_n - h_{n-1}|}{662 \text{ m}} \quad (4.14)$$

$$r_\alpha = a * \left(1 - \frac{1}{\cos \alpha} \right) \quad (4.15)$$

$$d = a * \sin \alpha \quad (4.16)$$

$$r_{\text{rel}} = a - a * \cos \alpha \quad (4.17)$$

mit α : Geländeneigung
 Δh : Differenz zweier aufeinanderfolg. Höhenbestimmungen
 Δs : Distanz zwischen zwei Altimetermessungen (660 m)
 h_n : Höhenwert zum Zeitpunkt n
 r_α : Korrekturwert für die Höhe
 a : Altimetermeßwert
 d : Distanz zwischen Nadirpunkt und angemessenem Punkt
 r_{rel} : Korrekturwert für die Höhe (relocation)

Die Genauigkeit der Korrekturwerte r_α bzw. r_{rel} und damit auch der daraus abgeleiteten Höhen hängt wesentlich von der Bestimmung der Geländeneigung ab, die nur genähert zu bestimmen ist. Die Abb. 4.9 zeigt die Korrekturwerte r_α in Abhängigkeit von der Geländeneigung.

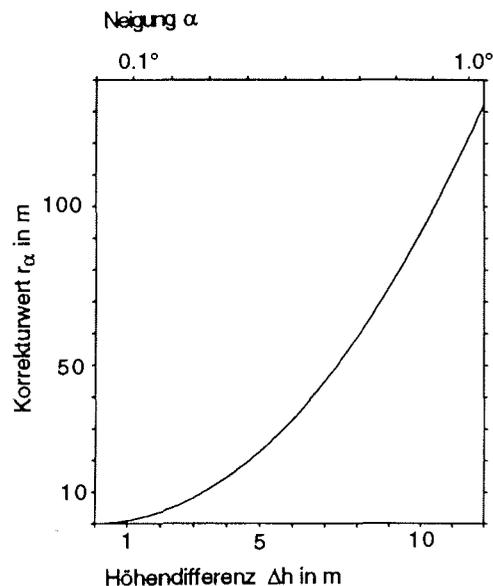


Abb. 4.9: Korrekturwerte r_α für die Höhe des Nadirpunktes bei der Altimetermessung über geneigter Reflexionsfläche

Über Schnee- bzw. Eisflächen hat bewegte Topographie allgemein zur Folge, daß Erhebungen überbewertet werden, da das Altimetersignal zuerst von den höheren Flächen reflektiert wird. Das Altimeter springt von Erhebung zu Erhebung. Die niedriger gelegenen Flächen und niedriger gelegene Strukturen, die kleiner als der Footprint sind, zeichnen sich nicht in der ansteigenden Flanke des Rückkehrsignals ab und gehen darum nicht in die Höhenbestimmung ein.

4.4 Fehlerhaushalt der Altimetrie über Eis

Über Eis ist der in Kap. 3.4 behandelte Fehlerhaushalt um die nur über Eis auftretenden Einflüsse zu ergänzen (Tabelle 4.2). Die Größe dieser Einflüsse ist von der Topographie der Schnee- bzw. Eisoberfläche und von den Rückstreuungseigenschaften des Eises abhängig.

Die Effekte über Schnee oder Eis ändern sich entsprechend den lokalen Gegebenheiten relativ rasch und mit ihnen ändern sich die Korrekturwerte. Die Größe dieser Korrekturen ist von den Eigenschaften der reflektierenden Flächen abhängig und die Bestimmung zum Teil schwierig, da sich Einflüsse überlagern und unterschiedlich auf das Rückkehrsignal auswirken. Die Änderungen der Amplituden dieser Einflüsse sind zum Teil erheblich größer als die in Kap. 3.4 behandelten und damit auch die verbleibenden Residuen.

Bei der Berechnung des Korrekturwertes für die Höhenbestimmung wegen der Neigung der Reflexionsfläche wird eine gleichmäßig geneigte Reflexionsfläche vorausgesetzt. Diese gleichmäßige Neigung ist jedoch gerade dann nicht gegeben, wenn die Neigung der Reflexionsfläche und damit die Größe des Korrekturwertes zunimmt. Da sich die Neigung nicht unabhängig aus den Altimetermessungen selbst bestimmen läßt, verbleiben zum Teil erhebliche Residuen.

Fehlerart	Quelle	Amplitude (cm)	Residuen (cm) (1σ)	Wellenlänge (km)
Reflexionsfläche	Neigung d. Reflexionsfläche (Kap. 4.3.2)	<5000	<500	-
	Höhenänderung der Reflexionsf. (Kap. 4.2)	1000	200	-
	Eindringen d. Signals ins Eis (Kap. 4.1.3)	500	20	-

Tabelle 4.2: Fehlerhaushalt der Altimetermessung über Eis

5 Aufbereitung der GEOSAT-Daten

5.1 Datenverteilung

Die Messungen des Altimeters wurden an Bord des Satelliten GEOSAT mit einem 8086 Prozessor vor der Übertragung zur Bodenstation vorprozessiert. Dort werden die Daten zunächst zu den SDRs (Tabelle A.2) und WDRs (Tabelle A.3) aufbereitet. Daraus und aus zusätzlich notwendiger Information wurden als Standardprodukt die GDRs gebildet (Tabelle A.1). Die Datenaufbereitung der GDRs durch die Verteiler trennte die Messungen über Land oder Eis und über dem Ozean.

Die GDRs über Land oder Eis beinhalten alle Messungen, die nicht eindeutig dem Ozean zugeordnet werden konnten, das bedeutet, daß die Qualität dieser Daten sehr ungleichmäßig ist. Die Nutzer bestellen die Daten entsprechend der angestrebten Anwendung und erhalten sie dann auf Magnetband. Die GDRs sind binär ausschließlich als INTEGER-Variable und die SDRs und WDRs im ASCII-Format auf Magnetband gespeichert.

Für die Untersuchungen in der vorliegenden Arbeit wurden folgende Datensätze vom GEOSAT bestellt:

GDR	ERM 8, ERM 9 und ERM 31 bis ERM 56 (7.3.-9.4.1987 und 1.4.1988-16.6.1989) 14 Magnetbänder (3 MByte/Tag)
WDR	89_019 bis 89_036 (19.1.-5.2.1989) 11 Magnetbänder (55 MByte/Tag)
SDR	89_015 bis 89_048 (15.1.-17.2.1989) 9 Magnetbänder (22 MByte/Tag)

Zunächst wurden die GDRs bestellt. Deren Analyse ergab, daß die Altimetermessungen über Eis nur teilweise zu nutzen waren. Von den erheblich umfangreicheren WDRs und SDRs wurde darum jeweils nur eine komplette ERM bestellt.

Zusätzlich zu den Messungen des GEOSAT standen aufbereitete Daten des SEASAT aus dem Antarktissektor zwischen 12°W und 0° und südl. 69°S zur Verfügung (*Zwally*, 1987).

5.2 Datenorganisation

Alle Rechnerarbeiten sind auf dem VAX-D-Cluster des Alfred-Wegener-Instituts durchgeführt worden. Der Cluster setzt sich aus mehreren Rechnern der VAX-Familie der Firma Digital Equipment Corporation (DEC) zusammen. Die aktuelle Zusammenstellung ist von der jeweiligen technischen Entwicklung abhängig. Der Cluster ist mit anderen Rechnern und umfangreicher Peripherie vernetzt und bietet ideale Voraussetzungen für die Datenbearbeitung sowohl von der Hardware- als auch von der Softwareseite.

Den Ablauf des Dateneinlesens und -speicherns zeigt Abb. 5.1. Die auf Magnetband zur Verfügung stehenden Daten sind so umfangreich, daß jeweils nur ein kleiner Teil der benötigten Daten des GEOSAT auf den Plattenspeichern des VAX-D-Clusters gespeichert werden kann.

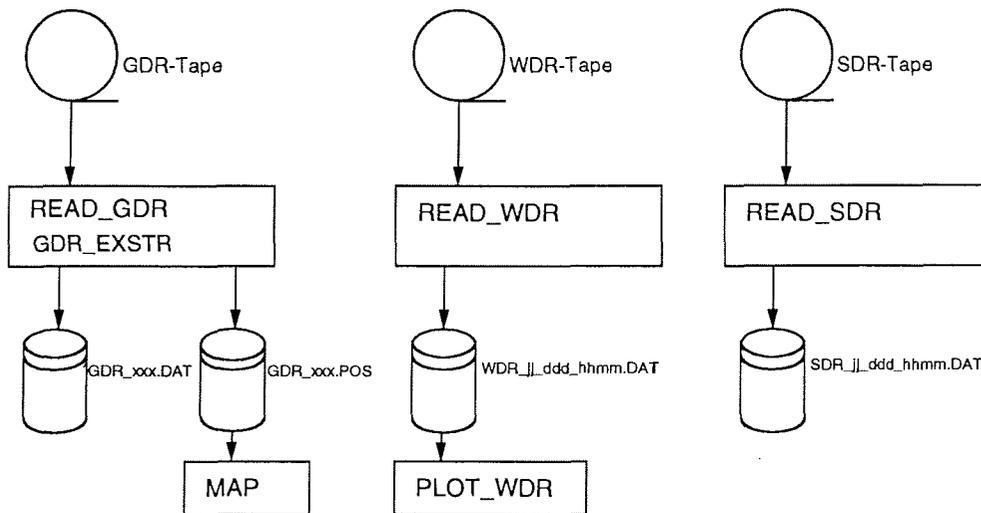


Abb.: 5.1: Ablauf des Dateneinlesens und -selektierens

Das Programm GDR_EXSTR greift auf GDR-Dateien zu, die auf Magnetband oder auf Plattenlaufwerken gespeichert sind, und erstellt einen Auszug aus den Daten in Abhängigkeit von der Orbitnummer, der Nummer der ERM, der Zeit oder eines geographisch begrenzten Gebiets. Die neu entstandenen Dateien haben das gleiche Format, enthalten jedoch nur die Daten, die für die spezielle Anforderung benötigt werden. Mit dem Programm wurden zunächst die Daten aus dem Bereich der Antarktis extrahiert und daraus dann die

Daten für das Ekströmisen mit Umgebung. Daraus wurden dann Dateien einer ERM oder eines Orbits gebildet.

Der Satellit flog während der aufsteigenden Orbits 204, 161, 118, 75, 32, 233, 190 und 147 und der absteigenden Orbits 5, 48, 91, 134, 177, 220, 19 und 62 über das Ekströmisen. Die Abb. 5.2 zeigt die Lage der Abschnitte entlang der Subsatellitenbahnen der ERM 48, für die plausible Messungen vorliegen.

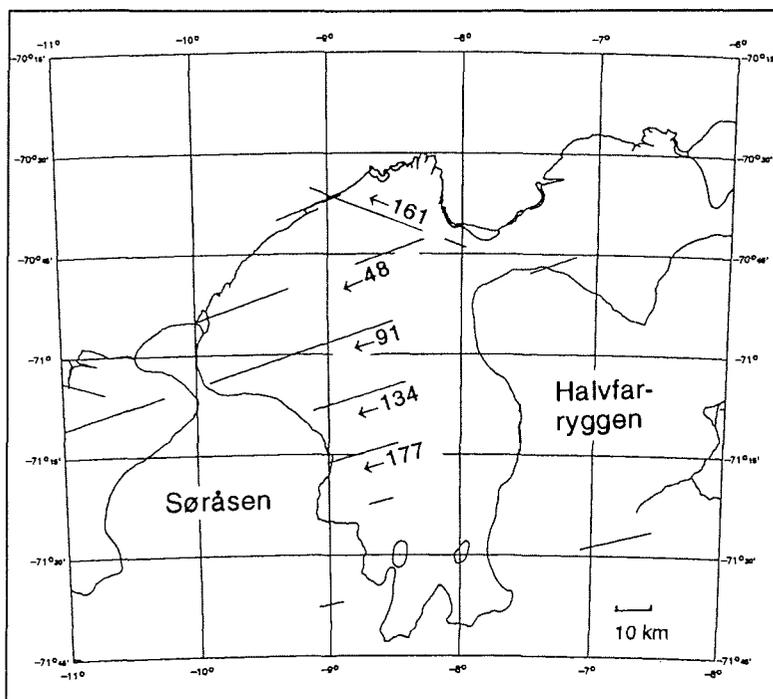


Abb. 5.2: Karte des Ekströmisen mit den Subsatellitenbahnen der GEOSAT-ERM 48 aus bereinigten GDRs

Die WDRs bzw. SDRs wurden mit dem Programm READ_WDR bzw. READ_SDR von Magnetband gelesen und in Dateien abgespeichert, die einen Zeitraum von 10 oder 15 Minuten umfassen. Das entspricht einer Länge von 4000 km bzw. 6000 km, die ausreichend ist, um den Teil der Umlaufbahn in der Antarktis komplett zu speichern, und nicht zu lang für sequentiellen Zugriff durch Programme. Der Name dieser Dateien setzt sich aus Datum und Startzeit zusammen. Alle vom Ekströmisen vorliegenden Messungen wurden extrahiert und in Dateien auf den Plattenspeichern des VAX-D-Clusters vorgehalten (Tabelle 5.1).

WDR-Datei	SDR-Datei	ERM	ORBIT
WDR_88_365_1310		46	233
WDR_89_002_1320		47	32
WDR_89_004_1530		47	62
WDR_89_005_1320		47	75
WDR_89_019_1430	SDR_89_019_1430	48	32
WDR_89_020_1720	SDR_89_020_1720	48	48
WDR_89_021_1650	SDR_89_021_1650	48	62
WDR_89_022_1430	SDR_89_022_1430	48	75
WDR_89_023_1720	SDR_89_023_1720	48	91
WDR_89_025_1440	SDR_89_025_1440	48	118
WDR_89_026_1730	SDR_89_026_1730	48	134
WDR_89_027_1520	SDR_89_027_1520	48	147
WDR_89_028_1450	SDR_89_028_1450	48	161
WDR_89_029_1730	SDR_89_029_1730	48	177
WDR_89_030_1530	SDR_89_030_1530	48	190
WDR_89_031_1500	SDR_89_031_1500	48	204
WDR_89_032_1740	SDR_89_032_1740	48	220
WDR_89_033_1530	SDR_89_033_1530	48	233
WDR_89_034_1820	SDR_89_034_1820	49	5
WDR_89_035_1750	SDR_89_035_1750	49	9
WDR_89_036_1540	SDR_89_036_1540	49	32

Tabelle 5.1: Dateien der selektierten WDRs und SDRs vom Ekströmisen

Die Hersteller der GEOSAT-Produkte haben für die GDRs, SDRs und WDRs Formate für die Speicherung auf Magnetband vorgegeben (Inhalt der Datensätze im Anhang A). Das Format der GDRs wurde für die Speicherung auf den Plattenlaufwerken der VAX übernommen. Das Format der SDRs und WDRs wurde um Parameter aus deren Header erweitert, damit in jedem Datensatz die notwendigen Parameter für eine Zeitzuordnung zur Verfügung stehen.

5.2.1 Numerierung der Umlaufbahn

Die Umlaufbahnen eines Satelliten um die Erde werden fortlaufend gezählt, z.B. für Bahnvorhersagen, Datenverteilung usw.. Diese Zahl wächst bei niedrig fliegenden Satelliten sehr schnell an und ist für Vergleiche und Kombinationen verschiedener Umlaufbahnen wenig geeignet. Sie wird darum für eine bessere Datenorganisation und automatische Datenbearbeitung für die Zeit der ERM durch die lfd. Nummer der ERM und die lfd. Nummer der Umlaufbahn ersetzt.

Beim GEOSAT beginnt diese Bahnzählung mit Erreichen der Bahn der ERM am 8.11.1986. Die lfd. Nummer der NASA-Numerierung

8654 entspricht dem Orbit 1 der ERM 1. Der Satellit überquerte den Äquator dabei etwa bei 3.43° Ost (*McConathy und Kilgus, 1987*). Die Zuordnung zu einer ERM und einer lfd. Bahnnummer dieser ERM erfolgt mit den Formeln (5.1)-(5.3). Diese Formel eignet sich für die Anwendung in der Antarktis problemlos, für die Anwendung im Bereich des Äquators ist eine zusätzliche Prüfung erforderlich, da hier die Nummer der Umlaufbahn weitergezählt wird und in der Formel keine aktuelle Zeit für den Äquatorüberflug berücksichtigt ist.

$$i_{\text{rev}} = \frac{\text{UTC}_{\text{GDR}} [\text{s}] - \text{UTC0}_{\text{GDR}} [\text{s}]}{6037.5 [\text{s}]} + 8654 \quad (5.1)$$

$$i_{\text{ERM}} = \frac{i_{\text{rev}} - 8653}{244} + 1 \quad (5.2)$$

$$i_{\text{Orb}} = (i_{\text{rev}} - 8653) - (i_{\text{ERM}} - 1) * 244 \quad (5.3)$$

mit:

i_{rev} : lfd. Nr. der Umlaufbahn gezählt vom Start des Satelliten GEOSAT
 i_{ERM} : lfd. Nr. einer ERM des GEOSAT
 i_{Orb} : lfd. Nr. der Umlaufbahn innerhalb einer ERM
 UTC_{GDR} : UTC in [s] in den GDRs, beginnend am 1.1.85, 0:00:00 Uhr
 UTC0_{GDR} : UTC in [s] zu Beginn der ERM am 8.11.1986, 0:32:25 Uhr ($i_{\text{ERM}}=1$;
 $i_{\text{Orb}}=1$)

Die SEASAT-Datensätze enthalten die lfd. Nummer der Erdumlaufbahn. In der nur 3 Monate dauernden Mission wurde die Umlaufbahn von einem 17-tägigen auf einen 3-tägigen Orbit umgestellt. Die Zuordnung der 17-tägigen Umlaufbahn mit den Bahnnummern 145 bis 700 zu den GEOSAT-Umlaufbahnen der ERM erfolgt mit (5.4). Der 3-tägige Orbit, der sich aus 43 Umläufen zusammensetzt, begann mit der Bahn 1069 und endete mit der Bahn 1503 am 9.10.78. Die Zuordnung erfolgt nach (5.5).

$$i_{\text{Orb}} = \text{MOD} ((i_{\text{revS}} + 55), 244) + 1 \quad (5.4)$$

$$i_{\text{Orb3}} = \text{MOD} ((i_{\text{revS}} - 1069), 43) + 1 \quad (5.5)$$

mit:

i_{revS} : lfd. Nr. der Umlaufbahn gezählt vom Start des Satelliten SEASAT
 i_{Orb} : lfd. Nr. der Umlaufbahn innerhalb einer ERM des GEOSAT
 i_{Orb3} : lfd. Nr. der 3-tägigen-Umlaufbahn des SEASAT

5.2.2 Kombination der Datenprodukte

Die Kombination der unterschiedlichen Datenprodukte erfolgt über die Zeit und die laufende Orbitnummer. Diese Werte sind in unterschiedlicher Form in den Datensätzen enthalten oder können abgeleitet werden.

GEOSAT-GDR

Die GDRs sind als Tagesdateien auf Magnetband gespeichert. Ein Datensatz beinhaltet die zehn Messungen einer Sekunde. Die GDRs enthalten die Zeit in UTC, die ab dem 1.1.85, 0.00 Uhr fortlaufend gezählt wurde. Der angegebene Zeitpunkt und die Position beziehen sich auf die Mitte der zehn Höhenmessungen.

GEOSAT-WDR und SDR

Die SDRs und WDRs sind als Tages- bzw. Halbtagesdateien auf Magnetband gespeichert. Vor jeder Datei steht eine Headerdatei mit Informationen, die für die gesamte nachfolgende Datei relevant sind und nicht vom Satelliten übertragen wurden. Für die zeitliche Zuordnung enthalten die WDRs und SDRs den internen Zähler (frame count) des Altimeters. Der Zähler bezieht sich auf den Zeitpunkt der ersten Messung im Datensatz. Beim Kontakt mit der Bodenstation wurde für den Zähler die Zeit in UTC bestimmt. Im Header sind diese Werte und zugehörige Korrekturwerte gespeichert.

SEASAT

Die SEASAT-Daten enthalten für die Zuordnung das modifizierte Julianische Datum (MJD), den Tagesbruchteil und die lfd. Nr. der Umlaufbahn des Satelliten. Die Umlaufbahnen Nr. 145 - Nr. 700 während des 17-Tage-Orbits liegen von denen des GEOSAT maximal 5 km entfernt. Die Zuordnung zu den Bahnen des GEOSAT erfolgt mit (5.4).

Alle Programme, die auf die Daten der GDRs, SDRs oder WDRs zugreifen oder bearbeiten, enthalten jeweils einen COMMON-Bereich für die einzelnen Datenprodukte.

5.3 Plausibilitätsprüfungen der GEOSAT-Daten

Die Altimetermessung ist über Eis nur eingeschränkt anwendbar. Vor der Bearbeitung der Altimetermessung ist darum eine Plausibilitätskontrolle zur Eliminierung fehlerhafter Werte notwendig.

Geeignete Kriterien zur Prüfung der WDRs, SDRs und GDRs zur optimalen Ausnutzung des Datenmaterials bei gleichzeitiger hoher Zuverlässigkeit werden im folgenden vorgestellt und verglichen.

5.3.1 Plausibilitätsprüfung der WDRs

Für die Prüfung der WDRs ist das Programm WDR_CHECK entwickelt worden. Das Programm prüft folgende Kriterien:

- Fehlfunktionen des Altimeters oder anderer Satellitenaggregate werden mit Flags gekennzeichnet und zur Bodenstation übertragen. Das Flag-Wort steht in jedem Datensatz, läßt sich einfach prüfen und für eine Qualitätskontrolle verwenden.
- Fehlt eine ausgeprägte Flanke in der Waveform, ist eine zuverlässige Laufzeitmessung nicht möglich. Die ansteigende Flanke ist gefunden, wenn 25% des Wertes der maximalen relativen Amplitude erreicht sind. Das Signal wird verwendet, wenn diese Flanke innerhalb der Zellen 6 - 55 des Empfangsfensters liegt.
- Für die relative Amplitude ist ein Wertebereich von 0 - 225 vorgesehen. Das Signal wird nicht verwendet, wenn als Maximalwert 30 nicht erreicht wird.
- Hat der Maximalwert einer Zelle des Rückkehrsignals weniger als den 10-fachen Wert des Minimalwertes, liegt ein ungünstiges Signal/Rausch-Verhältnis vor und dieses Signal wird nicht verwendet.

Im Untersuchungsgebiet des Ekströmisen mit den angrenzenden aufliegenden Eiskörpern des Søråsen und des Halvfarryggen hat sich bei der Analyse der vorhandenen WDRs der ERM 48/49 gezeigt, daß nur 14% der WDRs verwertbar sind. Die Abb. 5.3 zeigt die Lage auswertbarer Altimetermessungen auf dem Ekströmisen. Die von NO nach SW verlaufenden absteigenden Bahnen zeigen im westl. Bereich des Ekströmisen zufriedenstellende Messungen, während die von SO nach NW verlaufenden aufsteigenden Bahnen

weniger brauchbare Messungen liefern. Eine Analyse der WDRs in einem vergrößerten Untersuchungsgebiet, in das die ebenen Schelfeise Jelbart- und Fimbulisen eingeschlossen sind, zeigt mit 16% ein ähnliches Ergebnis (Tab. 5.2). Von 12758 Rückkehrsignalen sind etwa 2100 nutzbar.

5.3.2 Plausibilitätsprüfung der SDRs

Die SDRs stehen für denselben Zeitraum wie die WDRs zur Verfügung. Sie beinhalten dasselbe Modus- und Flag-Wort und sind einander über den internen Zähler des Altimeters zuzuordnen. Eine eigene Plausibilitätsprüfung der SDRs wurde nicht durchgeführt, da der wesentliche Inhalt der SDRs in den GDRs enthalten ist.

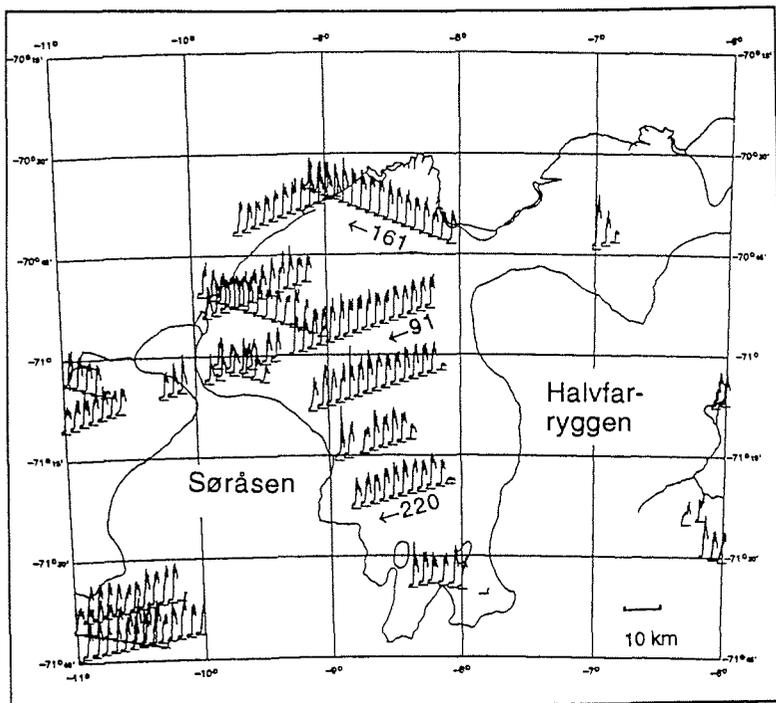


Abb. 5.3: Rückkehrsignale vom Ekströmsen aus den WDRs einer ERM mit der Verteilung auswertbarer Altimetermessungen auf dem Ekströmsen. Die von NO nach SW verlaufenden Bahnen zeigen im westl. Bereich des Ekströmsen zufriedenstellende Messungen, während die von SO nach NW verlaufenden Bahnen weniger brauchbare Messungen aufweisen.

Datei	ERM	Orbit	Ekström (11°W-6°W)		erw. Gebiet (12°W-0°W)	
			gute	alle	gute	alle
WDR_88_365_1310	46	233	0	289	0	612
WDR_89_002_1320	47	32	0	252	0	579
WDR_89_004_1530	47	62	54	284	267	682
WDR_89_005_1320	47	75	55	239	55	569
WDR_89_019_1430	48	32	0	251	0	578
WDR_89_020_1720	48	48	50	250	120	320
WDR_89_021_1650	48	62	26	284	189	682
WDR_89_022_1430	48	75	0	238	0	568
WDR_89_023_1720	48	91	139	303	210	562
WDR_89_025_1440	48	118	10	221	11	555
WDR_89_026_1730	48	134	58	299	170	724
WDR_89_027_1520	48	147	15	285	15	639
WDR_89_028_1450	48	161	72	201	176	540
WDR_89_029_1730	48	177	34	294	161	711
WDR_89_030_1530	48	190	2	288	2	632
WDR_89_031_1500	48	204	0	97	0	440
WDR_89_032_1740	48	220	51	290	274	701
WDR_89_033_1530	48	233	37	288	64	611
WDR_89_034_1820	49	5	48	70	118	140
WDR_89_035_1610	49	18	38	278	38	645
WDR_89_035_1750	49	19	45	287	206	691
WDR_89_036_1540	49	32	18	251	24	577
Summe			752	5539	2100	12758

Tab. 5.2: Ergebnisse der WDR-Prüfung mit dem Programm ANALYSE_WDR

5.3.3 Plausibilitätsprüfung der GDRs

Die GDRs sind durchgehend vorhanden, unabhängig von der Zuverlässigkeit der Messungen. Darum sind sehr viele unbrauchbare Daten in den GDRs enthalten, die vor einer weiteren Bearbeitung unbedingt eliminiert werden müssen. Für die Prüfung und die Entwicklung geeigneter Plausibilitätskriterien stehen nur die Daten in den GDRs selbst zur Verfügung.

Im Gegensatz zur Prüfung der WDRs muß bei der Prüfung der GDRs eine längere Meßreihe betrachtet werden. Daher ist es möglich, daß insbesondere dort Differenzen zwischen den Auswahlverfahren auftreten, wo das Altimeter nur kurzzeitig das Meßsignal verfolgen konnte.

Die GDRs werden mit dem Programm GDR_CHECK in folgender Weise geprüft.

- Das Flag-Wort in den GDRs ist zusammengestellt aus den vom Satelliten übertragenen Flags und Flags aus der Datenaufbereitung (Cheney u.a., 1987). Alle Flags werden geprüft.
- Die Differenz zwischen zwei aufeinanderfolgenden Laufzeitmessungen, die in den GDRs als Höhen vorliegen, kann den Betrag der möglichen Fensterverschiebung nicht überschreiten. Ist sie größer als 14 m, ist das Meßsignal verloren gegangen und die vorhandenen Daten sind nicht verwendbar.
- Aus den zehn Höhenwerten einer Sekunde wird eine Standardabweichung für die Höhe geschätzt. Ist sie auf Null gesetzt oder größer als ein vorzugebender Wert, wird der Datensatz nicht verwendet. Sobald die Differenz der Standardabweichungen zweier aufeinanderfolgender Datensätze größer als ein vorzugebender Wert ist, wird der zweite Datensatz ebenfalls nicht verwendet.
- Aus den Rückkehrsignalen wird die Nadirabweichung abgeleitet. Der Algorithmus setzt dabei für die Reflexionsfläche Ozeaneigenschaften voraus. Der berechnete Wert ist über Eis darum nicht zuverlässig. Wenn für die Prüfung die WDRs nicht vorhanden sind, kann dieser Wert genutzt werden. Übersteigt er einen bestimmten Betrag, wird die Messung verworfen.
- Neben der aus der Form der Rückkehrsignale abgeleiteten Nadirabweichung gibt der Rückstreuoeffizient eine Aussage über das Rückkehrsignal. Ist er kleiner als ein vorzugebender Wert, so ist das Signal/Rausch-Verhältnis des Rückkehrsignals ungünstig und der Datensatz wird nicht weiter verwendet.

Das Ergebnis dieser Prüfung ist in Abb. 5.2 für den Bereich des Ekströmisen zu sehen. Die Satellitenbahnen sind durchgezeichnet dargestellt, wenn plausible Messungen vorliegen.

Das Programm reagiert sensibel auf Änderung der Parameter für die Überprüfung. Sind die Parameter so gewählt, daß alle fehlerhaften Daten gelöscht werden, dann gehen auch viele korrekte Meßwerte verloren. Um das zu vermeiden, wurden die Parameter so gewählt, daß möglichst wenig korrekte Messungen eliminiert wurden. Die verbleibenden Fehlmessungen wurden dann interaktiv und grafikunterstützt mit dem Programm GDR_INT_EDIT bereinigt.

Wesentlich für die Plausibilitätstests ist eine gute Übereinstimmung der Tests für die GDRs und die WDRs. Die WDRs bieten die besseren Kriterien für die Datenprüfung als die GDRs, sie liegen aber nur für den Zeitraum einer ERM vor. Die GDRs sollten aber nur dann übernommen werden, wenn die WDRs korrekt sind. Darum wurden die Ergebnisse der Plausibilitätstests für die Profile, von denen beide Datensätze vorliegen, für den Bereich Ekströmisen verglichen. Den Vergleich zeigt Abb. 5.4, plausible WDRs sind mit einem Kreuz, plausible GDRs mit einem Kreis gekennzeichnet. Die Abb. 5.4 zeigt gute Übereinstimmung zwischen beiden Plausibilitätsprüfungen und insbesondere zuverlässiges Erkennen falscher Werte durch die GDR-Prüfung. Unterschiede treten an Stellen auf, wo das Rückkehrsignal schwächer wird und trotzdem eine korrekte Laufzeitmessung durchgeführt wurde oder wo das Signal nach einem Verlust gerade wieder empfangen wurde.

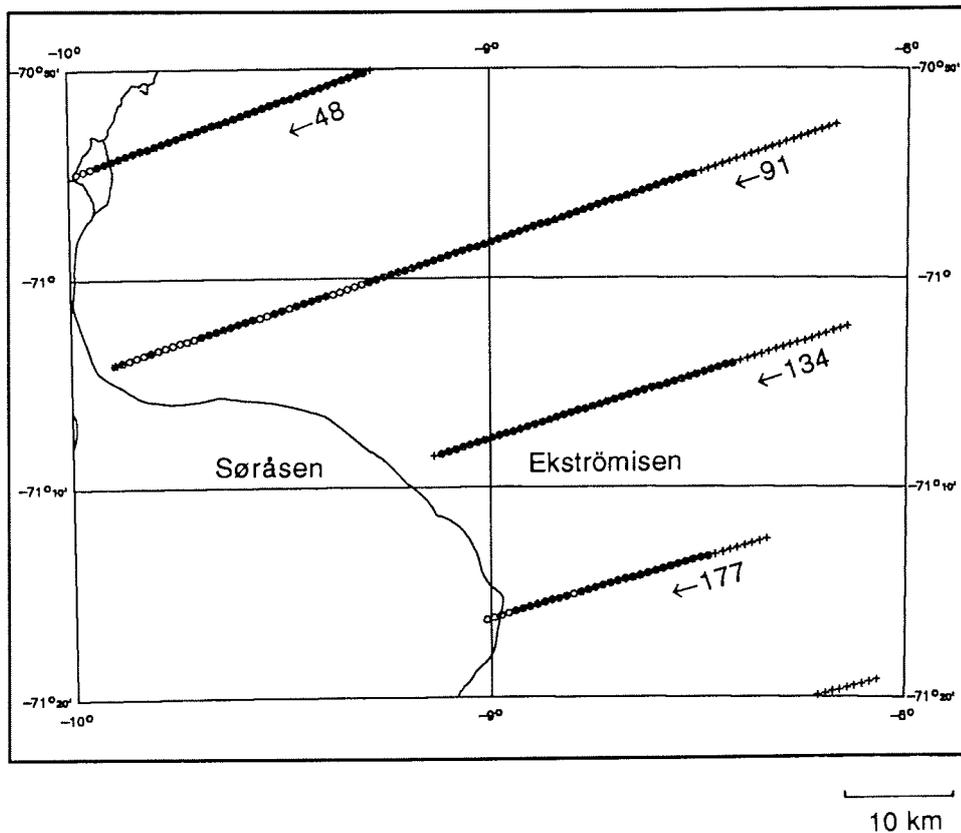


Abb. 5.4: Vergleich der Plausibilitätskontrollen
 o: plausible Messung nach Prüfung der GDRs
 +: plausible Messung nach Prüfung der WDRs

5.4 Korrekturen der Altimetermessung

5.4.1 Durchführung des Retracking

Die Retracking-Korrektur ist erforderlich, weil die Laufzeitmessung und die Signalverfolgung in Echtzeit verzögert auf Höhenänderungen reagieren und damit die vom Satelliten übertragenen Höhen fehlerbehaftet sind.

Nach der Überprüfung der Rückkehrsignale mit dem Programm WDR_CHECK wurde der Korrekturwert nach dem von *Martin* u.a. (1983) beschriebenen Verfahren bestimmt (Kap. 4.2). Das Rückkehrsignal wird dabei durch eine Exponentialfunktion mit fünf Parametern approximiert. Vorteil des Verfahrens ist die gute Bestimmung der Lage der ansteigenden Flanke, Nachteil gegenüber einfacheren Verfahren ist der große Rechenzeitbedarf. Die Genauigkeit des Korrekturwertes ist von der Ausbildung der ansteigenden Flanke abhängig. Eine visuelle Kontrolle der Berechnung ist meistens erforderlich.

Da die WDRs nur für einen relativ kurzen Zeitraum vorliegen, wurde versucht, aus den GDRs Informationen zu entnehmen, die mit den Retracking-Korrekturen korrespondieren könnten. Dazu wurden aus den Höhen in den GDRs Differenzen gerechnet und zusammen mit den zugehörigen Retracking-Korrekturen aus den WDRs dargestellt (Abb. 5.5). Zwischen den Höhendifferenzen und den Retracking-Korrekturen besteht kein funktionaler Zusammenhang. Das Ergebnis ist erwartungsgemäß, da die Signalverfolgung die Laufzeitdifferenzen der vorherigen Messungen für die Prädiktion der aktuellen Messung nutzt und das Empfangsfenster dynamisch anpaßt.

Die technisch möglichen Korrekturwerte liegen zwischen -14 m und +14 m. Die Analyse der 2112 Rückkehrsignale aus dem Bereich des Ekströmisen ergibt, daß über 90% aller Korrekturwerte zwischen -5 m und +5 m liegen. Die Häufigkeitsverteilung zeigt Abb. 5.6. Der Mittelwert aller Korrekturen liegt bei 0.67 m mit einer Standardabweichung (3σ) von ± 2.60 m.

Die Abb. 5.5 und 5.6 zeigen, wie groß die zu erwartenden Retracking-Korrekturen sind. Die Genauigkeit der Höhenmessung ist abhängig von den Meßbedingungen. Sind die Meßbedingungen nicht bekannt, kann der Fehler ohne Retracking-Korrektur etwa ± 2.5 m betragen. Die verbleibenden Residuen nach dem Retracking sind abhängig von der Ausprägung der ansteigenden Flanken und der

Form des Rückkehrsignals. In Abb. 5.7 sind Retracking-Korrekturen mit den zugehörigen Standardabweichungen dargestellt. Die Abb. zeigt die Variation der Form der Rückkehrsignale und die Retracking-Korrekturen innerhalb von etwa 25 km, vom Wiedereinfangen des Signals bis zum Signalverlust. Die Standardabweichung liegt bei dem hier angewendeten Verfahren bei gut zu approximierenden Rückkehrsignalen bei ± 0.1 m und bei schlecht zu approximierenden häufig über ± 1.0 m liegen.

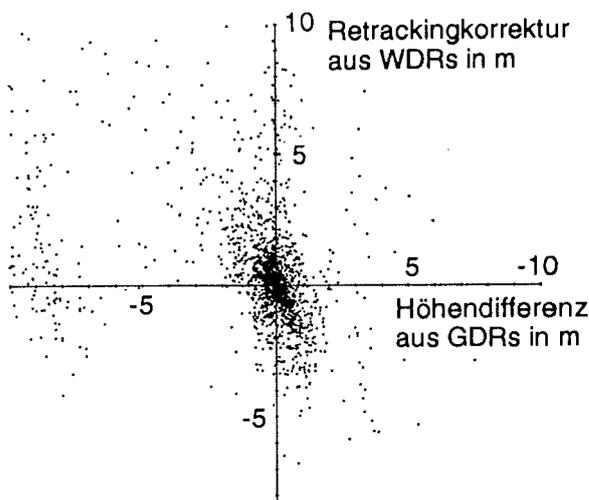


Abb. 5.5: Retracking-Korrekturen und Höhendifferenzen

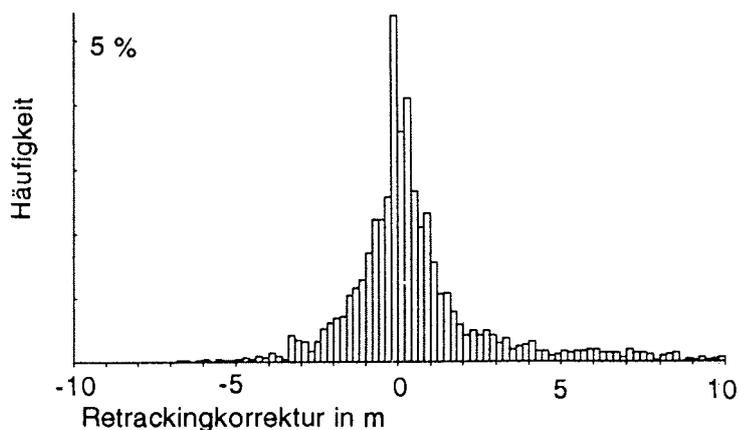


Abb. 5.6: Häufigkeitsverteilung der Retracking-Korrekturen

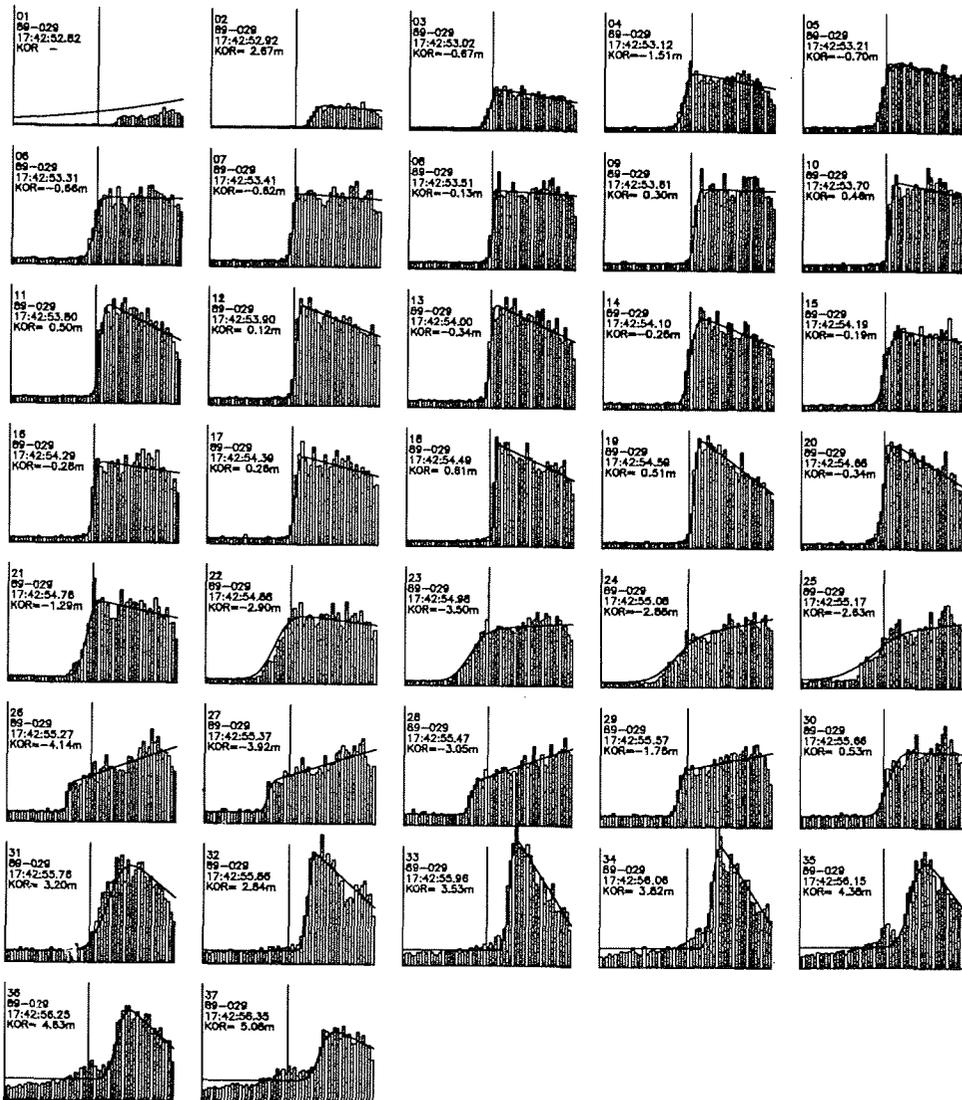


Abb. 5.7: Rückkehrsignale des Orbits 177 der ERM 48 im Bereich des westl. Ekströmisen mit der berechneten ausgleichenden Funktion. Die Signale 1 - 20 wurden gut reflektiert. Ab Signal 21 sind die Rückkehrsignale komplexer und ungenauer zu approximieren. Die Lage zeigt Abb. 5.8.

Die Retracking-Korrektur wurde mit dem dafür geschriebenen Programm WDR_RETRACK durchgeführt. Das Programm liest aus einer WDR-Datei, prüft das jeweilige Rückkehrsignal mit WDR_CHECK, berechnet durch eine Ausgleichung die Lage der ansteigenden Flanke im Rückkehrsignal, berechnet daraus den Korrekturwert und schreibt plausible Werte zusammen mit der Zeit in die Datei RETRACK_ee_ooo.DAT, wobei ee für die ERM-Nummer und ooo für die Orbitnummer steht.

Beispiele für das Retracking von Höhenprofilen zeigt Abb. 5.8 mit den Höhenprofilen entlang der Satellitenbahnen 91 und 177. Es ist deutlich zu sehen, daß ohne Retracking Strukturen unterdrückt werden, weil die Signalverfolgung etwas verzögert auf Höhenänderungen reagiert. Die verzögerte Anpassung der Signalverfolgung an die aktuelle Höhe zeigt der Vergleich der Profile mit und ohne Retracking. Bei ansteigender Reflexionsfläche liegt die retrakte Höhe oberhalb, bei abfallender Reflexionsfläche unterhalb des vom Altimeter gemessenen Höhenprofils, das dadurch in diesem Fall in Flugrichtung verschoben erscheint.

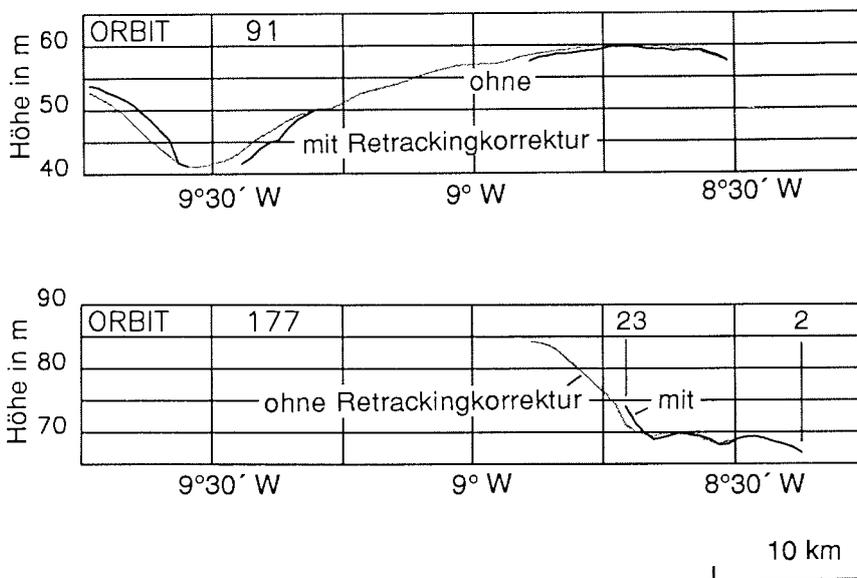


Abb. 5.8: Höhenprofile mit und ohne Retrackingkorrektur vom Ekströmisen entlang der Satellitenbahnen 91 und 177 der ERM 48. Die Nummern oberhalb des Höhenprofils geben die Lage der in Abb. 5.7 dargestellten Rückkehrsignale an.

5.4.2 Korrektur wegen geneigter Reflexionsfläche

Die präzise Bestimmung der Neigung der Reflexionsfläche im Nadirpunkt für die Berechnung eines Korrekturwertes ausschließlich aus Altimetermessungen ist nicht möglich (Kap. 4.3); die zur Zeit bereits entwickelten Lösungen arbeiten mit Näherungen. Für die Bestimmung wäre die genaue Kenntnis der Topographie der reflektierenden Eisoberfläche erforderlich, die jedoch erst aus den Altimetermessungen abgeleitet werden soll.

Für die Korrekturberechnung wurde das Programm GDR_NEIGCOR geschrieben. Darin wird die Neigung der Eisoberfläche nach (4.14) bestimmt und daraus ein Korrekturwert nach (4.15) berechnet. Die Neigung wird für die reflektierenden Eisflächen berechnet, die vom Nadirpunkt weit entfernt sein können. Die Korrektur ist auch deshalb nur genähert zu bestimmen, weil das Altimeter Strukturen kleiner als der Footprint nicht auflöst und Täler zwischen Erhebungen, die das Altimetersignal immer zuerst reflektieren, nicht erfaßt. Der Korrekturwert wurde darum zunächst zu 50% an die Höhe angebracht. Mit der teilkorrigierten Höhe wurde dann erneut die Neigung und der endgültige Korrekturwert berechnet.

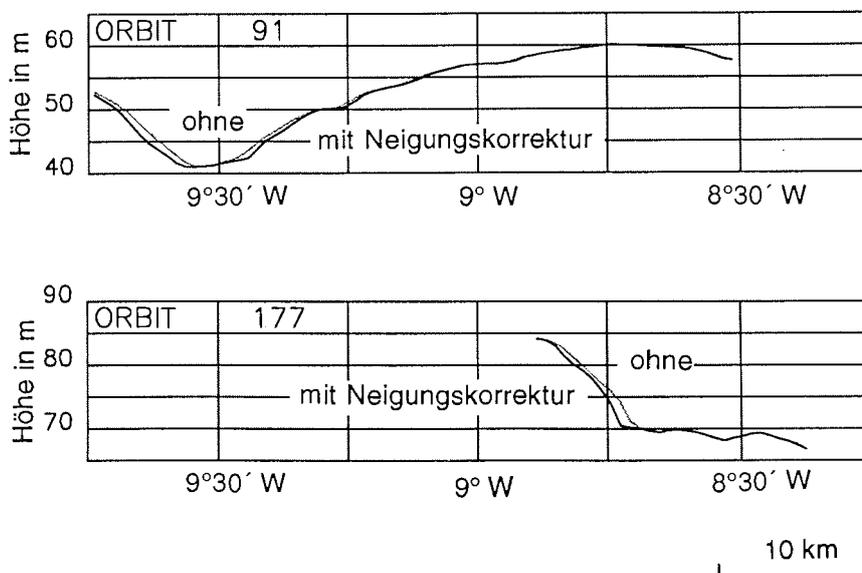


Abb. 5.9: Höhenprofile der Satellitenbahnen 91 und 177 der ERM 48 mit und ohne Neigungskorrektur.

Die Berechnung der Neigungskorrektur wird nach dem Retracking durchgeführt, da ohne Retracking falsche Korrekturen dann besonders dort bestimmt werden, wo große Neigungsänderungen auftreten, z.B. in Abb. 5.9 im Orbit 177 beim Anstieg vom Ekströmisen auf den Søråsen westl. 8° 40' W. Die Korrektur verdeutlicht an dieser Stelle, daß Anstiege zu früh registriert werden und flacher erscheinen als sie in Wirklichkeit sind. Das ist auch in Orbit 91 zu sehen, obwohl hier die Oberfläche ebener ist. Die Korrekturwerte sind entsprechend kleiner.

5.4.3 Übrige Korrekturen

Die Altimetermessungen wurden außerdem wegen der in Kap. 3 und Kap. 4 näher behandelten Einflüsse korrigiert.

Dazu wurde das Programm GDR-CORRECTION entwickelt, das auf die GDR-Dateien zugreift, die darin enthaltenen Höhenwerte mit den Korrekturwerten, die zum Teil in den GDRs selbst enthalten sind oder in gesonderten Dateien stehen, verbindet und in eine neue Datei schreibt. Die Kombination der Daten erfolgt entweder über die Zeit oder die Position. Das Programm sieht die Möglichkeit vor, wahlweise auf die Korrekturwerte in den GDRs oder auf andere Korrekturwerte zuzugreifen (Abb.5.10).

Das Programm GDR-CORRECTION liest GDR-Dateien ein. Für das Einlesen der Korrekturen sind jeweils Unterprogramme vorgesehen, die abhängig von Ort oder Zeit auf die Korrekturdaten in separaten Dateien zugreifen oder die bereits in den GDRs enthaltenen Korrekturen verwenden. Das Programm ist modular aufgebaut und läßt sich um zusätzliche Ausgabedateien erweitern sowie an weitere Korrekturerfordernisse anpassen. Daran schließt sich falls notwendig die interaktive grafikunterstützte Editierung fehlerhafter Daten mit dem Programm GDR_INT_EDIT an.

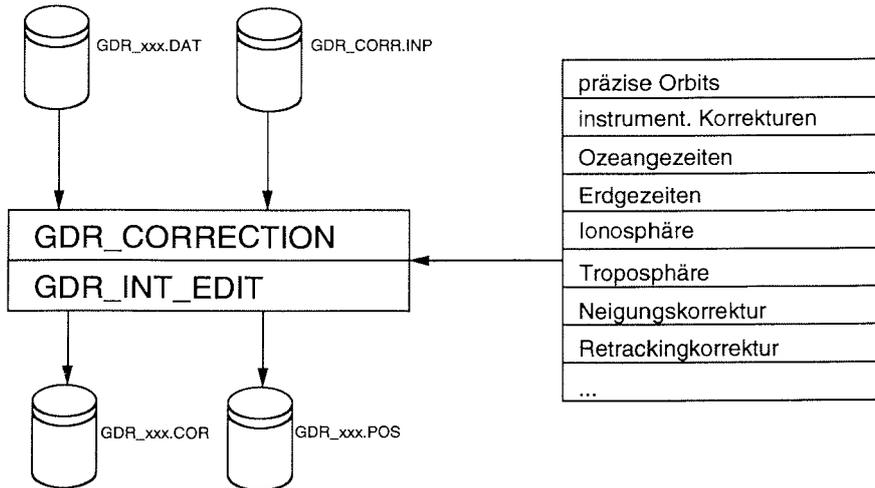


Abb. 5.10: Ablauf der Korrektur der GDRs.

Das Programm `GDR_CORRECTION` greift auf eine GDR-Datei und eine Steuerdatei zu. Das Programm liest die Korrekturwerte über Unterprogramme. Abhängig von der Eingabe in der Steuerdatei `GDR_CORRECTION.INP` werden dann die in den GDRs verfügbaren Korrekturen, die in COMMON-Blöcken gespeichert sind, oder Korrekturen aus speziell dafür aufbereiteten Dateien verwendet.

6 Datenauswertung, Ausgleichung und Höhenmodellierung

Konzipiert für den Einsatz über dem Ozean stellt die Satellitenaltimetrie andere Anforderungen an die Auswertung und Interpretation der Messungen über Eis. Die für die Anwendung über dem Ozean entwickelten Ausgleichungsansätze können über Eisflächen häufig deswegen nicht angewendet werden, weil große Datenlücken existieren, sich die Topographie und damit verbunden die Eishöhen sehr schnell ändern und die Eigenschaften der Rückstreufläche komplexer sind.

6.1 Ausgleichung der radialen Einflüsse auf die Höhenprofile

Im Kap. 3.4 und Kap. 4.4 sind die Korrekturen der Altimetermessung mit den Amplituden der Einflüsse und deren Wellenlängen, unter denen hier die Distanz entlang der Satellitenbahn zu verstehen ist, während der die Amplitude des Einflusses bis auf vernachlässigbar kleine Anteile nahezu gleich groß bleibt, behandelt worden. Den größten Einfluß auf die Höhenbestimmung hat die Genauigkeit des berechneten Orbits. Der berechnete Orbit weicht vom tatsächlichen Orbit um einen Betrag ab; dieser jedoch bleibt über lange Distanzen nahezu konstant. Ähnlich verhält es sich für kurze Profilabschnitte mit den anderen Einflüssen, die von der Reflexionsfläche unabhängig sind. Höhenänderungen sind daher weitgehend frei von diesen Fehlereffekten.

Die Höhenprofile über ebenem Schelfeis aus Wiederholungsüberflügen zeigen einen parallelen Verlauf (Abb. 6.1). Im parallelen Verlauf zeichnet sich hauptsächlich der radiale Bahnfehler ab. Die Differenzen zwischen den Profilen liegen in der Größe der erwarteten Bahngenauigkeit.

Das Standardverfahren der Ausgleichung über dem Ozean ist die Kreuzungspunktausgleichung. In den Kreuzungspunkten der auf- und absteigenden Satellitenorbits ist die Reflexionsfläche gleich. Nach Anbringung der Korrekturen muß dann auch die Höhe gleich sein. Für die Ausgleichung eines größeren Gebiets werden alle Kreuzungspunkte und die Höhendifferenzen bestimmt. Ziel der Ausgleichung ist die Minimierung der Höhendifferenzen an den Kreuzungspunkten.

Über Eis ist die Ausgleichung über Kreuzungspunkte meistens nicht möglich, weil, wie z.B. über dem Ekströmisen, aufgrund des Signal-

verlustes des Altimeters nur Höhenprofile aus aufsteigenden oder absteigenden Bahnen gemessen werden konnten.

Der in diesem Fall mögliche Ausgleichungsansatz ergibt sich aus Wiederholungen der Höhenprofile. Während der ERM des GEOSAT wurde jede Bahn nach 17 Tagen präzise wiederholt. Von einigen Höhenprofilen liegen über 25 Wiederholungen vor, von anderen Höhenprofilen mit ungünstigen Meßbedingungen allerdings nur ganz wenige. Aufgrund der häufigen Wiederholungen gibt es ausreichend Überbestimmungen für die Berechnung verbesserter Höhenprofile.

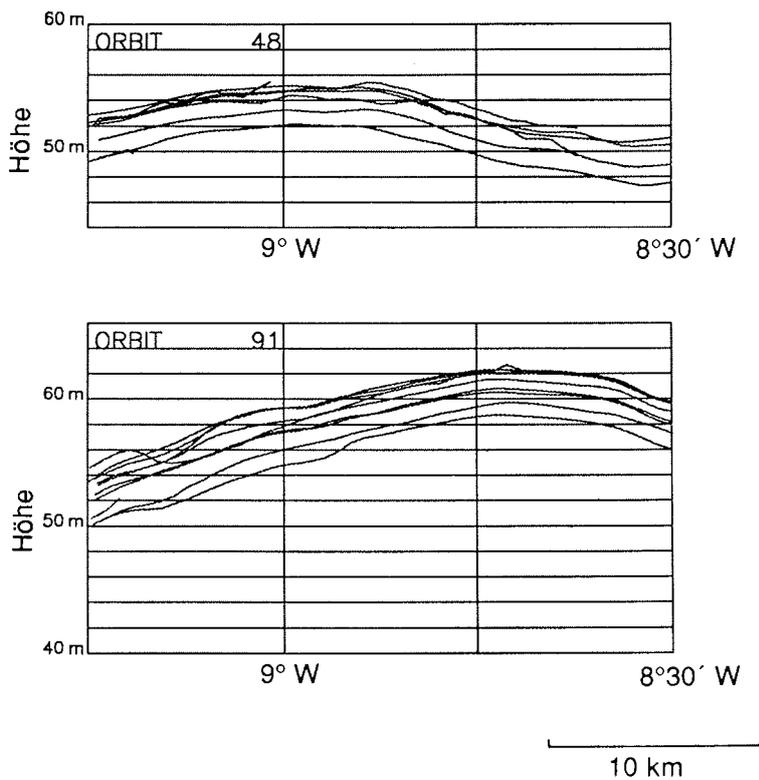


Abb. 6.1: Mit Korrekturen versehene und gefilterte Höhenprofile der Satellitenorbits 48 und 91 aller vorhandenen ERMs. Die Höhenprofile zeigen deutlich einen parallelen Verlauf, der im wesentlichen aus dem verbleibenden Bahnfehler resultiert.

In der Ausgleichung werden ausgeglichene Unbekannte und Verbesserungen für die Messungen bestimmt. Die ausgeglichenen und verbesserten Messungen sind eine Funktion der ausgeglichenen Unbekannten (6.1).

$$\bar{\mathbf{L}} = \mathbf{L} + \mathbf{v} = f(\bar{\mathbf{X}}) \quad (6.1)$$

mit: $\bar{\mathbf{L}}$: Vektor der ausgeglichenen Beobachtungen
 \mathbf{L} : Beobachtungsvektor
 \mathbf{v} : Verbesserungsvektor
 $\bar{\mathbf{X}}$: Vektor der ausgeglichenen Unbekannten

Die ursprünglich nichtlinearen Verbesserungsgleichungen werden dafür linearisiert und in einer Reihe nach (6.3) entwickelt. Mit günstig gewählten Näherungswerten für die Unbekannten werden dann bereits Glieder zweiter Ordnung der Reihenentwicklung vernachlässigbar klein. Für die numerische Lösung werden Unbekannte und Messungen verkürzt nach (6.2) und (6.4), von den Unbekannten werden Näherungsunbekannte und von den Messungen Funktionswerte, die mit Näherungsunbekannten gerechnet worden sind, subtrahiert. Dadurch werden die zu bestimmenden Werte kleiner.

$$\bar{\mathbf{X}} = \overset{0}{\mathbf{X}} + \mathbf{x} \quad (6.2)$$

mit: $\overset{0}{\mathbf{X}}$: Vektor der Näherungsunbekannten
 \mathbf{x} : Vektor der verkürzten Unbekannten

$$f(\bar{\mathbf{X}}) = f(\overset{0}{\mathbf{X}}) + \left(\frac{\partial f}{\partial x_1}\right)_0 + \left(\frac{\partial f}{\partial x_2}\right)_0 + \dots + \left(\frac{\partial f}{\partial x_u}\right)_0 + \dots \quad (6.3)$$

$$\mathbf{l} = \mathbf{L} - f(\overset{0}{\mathbf{X}}) \quad (6.4)$$

mit: \mathbf{l} : Vektor der verkürzten Beobachtungen

Ausgleichungsziel ist die Minimierung der gewichteten Verbesserungsquadrate (6.5).

$$\mathbf{v}^T \mathbf{P} \mathbf{v} \implies \text{Minimum} \quad (6.5)$$

mit: \mathbf{v}^T : transponierter Verbesserungsvektor
 \mathbf{P} : Gewichtsmatrix

Für die Ausgleichung der parallel verschobenen Höhenprofile lassen sich kurze Profilstücke ausreichend genau durch Funktionen, z.B. Polynome, gut approximieren.

Das Altimeter mißt Distanzen, aus denen ellipsoidische Höhen abgeleitet werden, die als Beobachtungen in die Ausgleichung eingeführt werden. Die Satellitenbahn ist in Form von geographischen Koordinaten gegeben. Das Arbeitsgebiet liegt sehr weit südlich und die Orbits verlaufen in Ost-West-Richtung. Für die Ausgleichung werden die Höhen gegen die geogr. Länge aufgetragen, um eine einfache Zuordnung zur Lage zu ermöglichen.

In die Ausgleichung der Höhenprofile mehrerer Wiederholungsüberflüge wird für jeden Wiederholungsüberflug eine Unbekannte als Additionskonstante für die Bahnverbesserung eingeführt. Jede Bahn weicht von der tatsächlichen Bahn um den Betrag d ab (Kap. 3.1), der in die Verbesserungsgleichungen als Unbekannte a_0 eingeführt wird. Bei der Ausgleichung von j Wiederholungsüberflügen sind dafür dann j Unbekannte a_{0j} zu bestimmen.

Die einzelnen Verbesserungsgleichungen lauten dann:

$$v_i = a_{0j} + a_1 x_i + a_2 x_i^2 + a_3 x_i^3 + \dots + a_k x_i^k - l_i \quad (6.6)$$

mit:

- v_i : Verbesserung für die i -te Messung
- a_i : Polynomkoeffizienten
- l_i : gekürzte Beobachtungen $l_i = h_i - h_m$
von den Höhen h_i wird eine mittlere Höhe h_m subtrahiert
- x_i : $x_i = \lambda_i - \lambda_m$
von den Längen λ_i wird eine mittlere Länge λ_m subtrahiert

Funktionales Modell der Ausgleichung

Die Koeffizientenmatrix \mathbf{A} enthält die Glieder erster Ordnung der Reihenentwicklung, die partiellen Ableitungen der Verbesserungsgleichungen nach den der Unbekannten (6.7).

$$\mathbf{A} = \begin{matrix} & \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} & \cdot & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} & \cdot & a_{2n} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} & \cdot & a_{3n} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ a_{n1} & a_{n2} & a_{n3} & \cdot & a_{nn} \end{bmatrix} \\ \begin{matrix} n,n \\ n,n \end{matrix} & \end{matrix} \quad (6.7)$$

$$\text{mit } a_{ij} = \left(\frac{\partial f_i}{\partial x_j} \right)_0$$

$$\left(\frac{\partial f_i}{\partial a_{0j}} \right)_0 = 1, \text{ für alle Messungen des } j\text{-ten Profils;}$$

$$\left(\frac{\partial f_i}{\partial a_{0j}} \right)_0 = 0, \text{ für alle anderen Messungen}$$

$$\left(\frac{\partial f_i}{\partial a_k} \right)_0 = k * a_k * x^{k-1}$$

Stochastisches Modell der Ausgleichung

Die Einflüsse auf die Genauigkeit der Höhenbestimmung sind in Kap. 3.4 und Kap. 4.4 beschrieben. Die Gewichtung der Altimetermessung ist von den Genauigkeit abhängig, mit der die Korrekturwerte für die Altimetermessung bestimmt werden können. Wenn WDRs vorhanden sind, ist die Genauigkeit und Qualität der Altimetermessung durch Analyse der ansteigenden Flanke des Rückkehrsignals bestimmbar. Stehen die WDRs nicht zur Verfügung, bleiben für die Gewichtung nur die Werte, die in den GDRs selbst enthalten oder aus ihnen ableitbar sind.

Die Genauigkeit einer Höhenmessung wird hauptsächlich durch die Neigung der Reflexionsfläche begrenzt, die Korrekturen erforderlich macht. Abhängig von der Größe dieser Korrekturen werden die Kofaktoren nach (6.9) eingeführt.

Das Altimeter mißt im Abstand von 660 m, der Durchmesser des Footprints (Kap. 4.1.3) beträgt bei guten Meßbedingungen zwischen 2 km bis 5 km, so daß sich die Reflexionsflächen aufeinanderfolgender Messungen in Abhängigkeit vom Durchmesser des Footprints

überlagern. Abb. 6.2 zeigt den prozentualen Anteil der Überlagerung. Zwischen aufeinanderfolgenden Messungen besteht hohe Korrelation. Für die Berechnung der Korrelationen nach (6.10) wird jeweils ein Footprintdurchmesser vorgegeben, der über Eis zwischen 2 km bis 5 km liegt.

In die Ausgleichung gehen unterschiedlich viele Messungen für jedes einzelne Höhenprofil ein. Damit jedes Profil das gleiche Gesamtgewicht erhält, werden die Kofaktoren durch die Anzahl der Höhenpunkte des Profils dividiert. Dadurch werden alle Profile gleich bewertet. Liegen für ein Profil nur wenige Messungen vor, wird das Gewicht begrenzt, um das Profil nicht überzubewerten.

Die Gewichtsmatrix \mathbf{P} enthält die Gewichte des Beobachtungsvektors \mathbf{l} , sie ist die Inverse der Kofaktormatrix \mathbf{Q}_{11} , deren Elemente nach (6.9) bis (6.11) berechnet werden.

$$\mathbf{P} = \mathbf{Q}_{11}^{-1} = \begin{bmatrix} q_{11} & q_{12} & q_{13} & \cdot & q_{1n} \\ q_{21} & q_{22} & q_{23} & \cdot & q_{2n} \\ q_{31} & q_{32} & q_{33} & \cdot & q_{3n} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ q_{n1} & q_{n2} & q_{n3} & \cdot & q_{nn} \end{bmatrix} \quad (6.8)$$

$$\begin{aligned} q_{ii} &= \frac{1}{n_k}, & \text{wenn} & \quad r_\alpha \leq 5 \text{ m} \\ q_{ii} &= \frac{2}{n_k}, & \text{wenn} & \quad 5 \text{ m} < r_\alpha < 20 \text{ m} \\ q_{ii} &= \frac{3}{n_k}, & \text{wenn} & \quad r_\alpha \geq 20 \text{ m} \end{aligned} \quad (6.9)$$

mit:

- q_{ii} : Kofaktor der i-ten Messung
- r_α : Korrekturwert wegen geneigter Reflexionsfläche
- n_k : Anzahl der Messungen des k-ten Höhenprofils

Zwischen den Messungen bestehen die Korrelationen r_{ij} , die sich aus der Überlappung aufeinanderfolgender Footprints ergeben

$$r_{ij} = \frac{2 * D_{PLF}^2 * \arccos \frac{d}{D_{PLF}} - 2 * d * \sqrt{D_{PLF}^2 - d^2}}{D_{PLF}^2 * \pi} \quad (6.10)$$

Daraus ergeben sich die korrelierten Kofaktoren.

$$q_{ij} = r_{ij} * \sqrt{q_{ii} * q_{jj}} \quad (6.11)$$

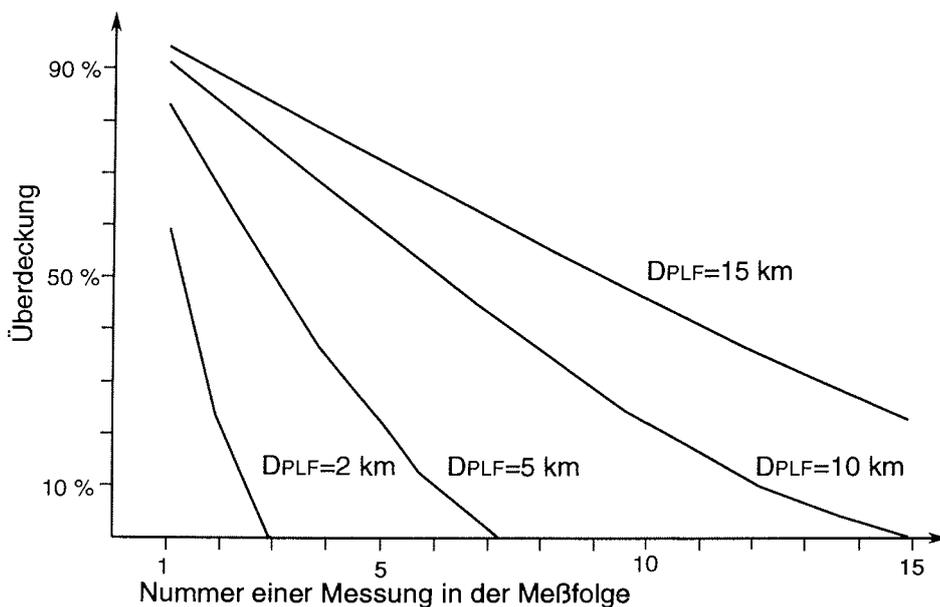


Abb. 6.2: Korrelation zwischen aufeinanderfolgenden Messungen. Die Abb. zeigt die prozentuale Überdeckung aufeinanderfolgender Footprints bei unterschiedlichem Footprintdurchmesser.

Durchführung der Ausgleichung

Die Höhen aus der Altimetermessung wurden, wie in Kap. 5 beschrieben, korrigiert. Als Ergebnis liegen Dateien mit korrigierten ellipsoidischen Höhen, Lagekoordinaten und wichtigen Zusatzinformationen, wie Meßzeit, Orbitnummer, Nummer der ERM usw. vor.

Das Programm AUSGL_HPROFIL liest die gefilterten und korrigierten Höhen aus einer Datei, in der jeweils die Höhen aller Wiederholungsmessungen eines Orbits stehen. Das Programm erkennt die Zugehörigkeit einer Messung zu einem Orbit und speichert sie entsprechend für die Ausgleichung ab.

Die Lösung erfolgt nach Verfahren der Ausgleichsrechnung (Höpke, 1980) nach den Matrizenformeln (6.12) - (6.15), nachdem die Koeffizientenmatrix \mathbf{A} und die Gewichtsmatrix \mathbf{P} berechnet worden ist.

$$\mathbf{v} = \mathbf{A} \mathbf{x} - \mathbf{l} / \mathbf{P} \quad (6.12)$$

$\begin{matrix} n,1 & n,u & u,1 & n,1 & n,n \end{matrix}$

$$\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A} \mathbf{x} - \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{l} = \mathbf{0} \quad (6.13)$$

$$\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A} = \mathbf{N} \quad \text{und} \quad \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{l} = \mathbf{n} \quad (6.14)$$

$$\mathbf{x} = \mathbf{N}^{-1} \mathbf{n} \quad (6.15)$$

$$\sigma_0 = \frac{\mathbf{v}^T \mathbf{P} \mathbf{v}}{n-u} \quad (6.16)$$

mit σ_0 : Standardabweichung der Gewichtseinheit

Die Additionswerte aller berechneten Profile werden in der Datei GDR_VERB.DAT abgespeichert, die mit fester Datensatzlänge und direktem Zugriff strukturiert ist.

Die Ergebnisse der Ausgleichung der radialen Einflüsse auf die Höhenprofile über dem Ekströmisen zeigt Abb. 6.4 für die absteigenden Satellitenbahnen 5, 48, 91, 134, 177, 220 und 19. Die Abb. 6.5 zeigt das Ergebnis für die aufsteigenden Satellitenbahnen 161, 118, 75, 32 sowie 233. Die Lage der Subsatellitenbahnen ist in Abb. 6.3 zu sehen.

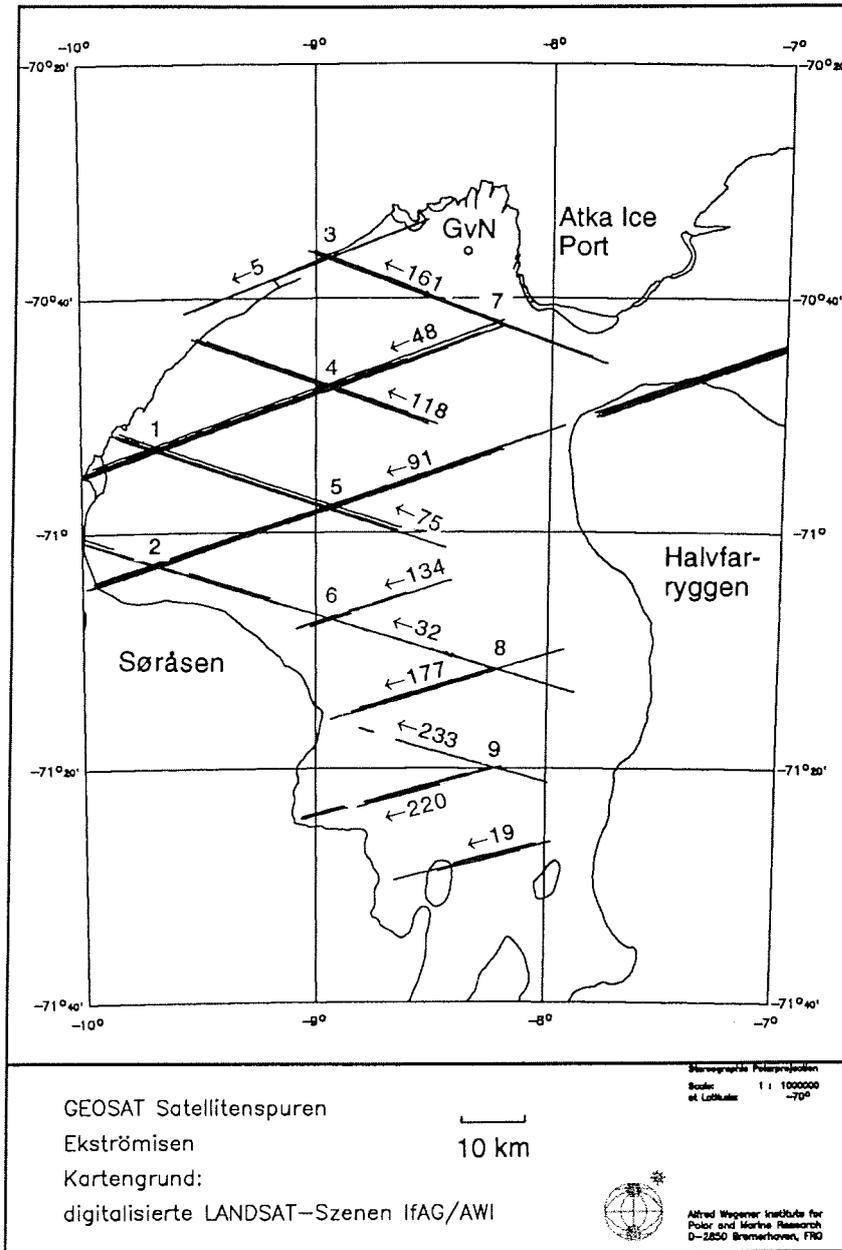


Abb. 6.3: Lage der Subsatellitenbahnen aller ERMs aus bereinigten GDRs auf dem Ekströmisen

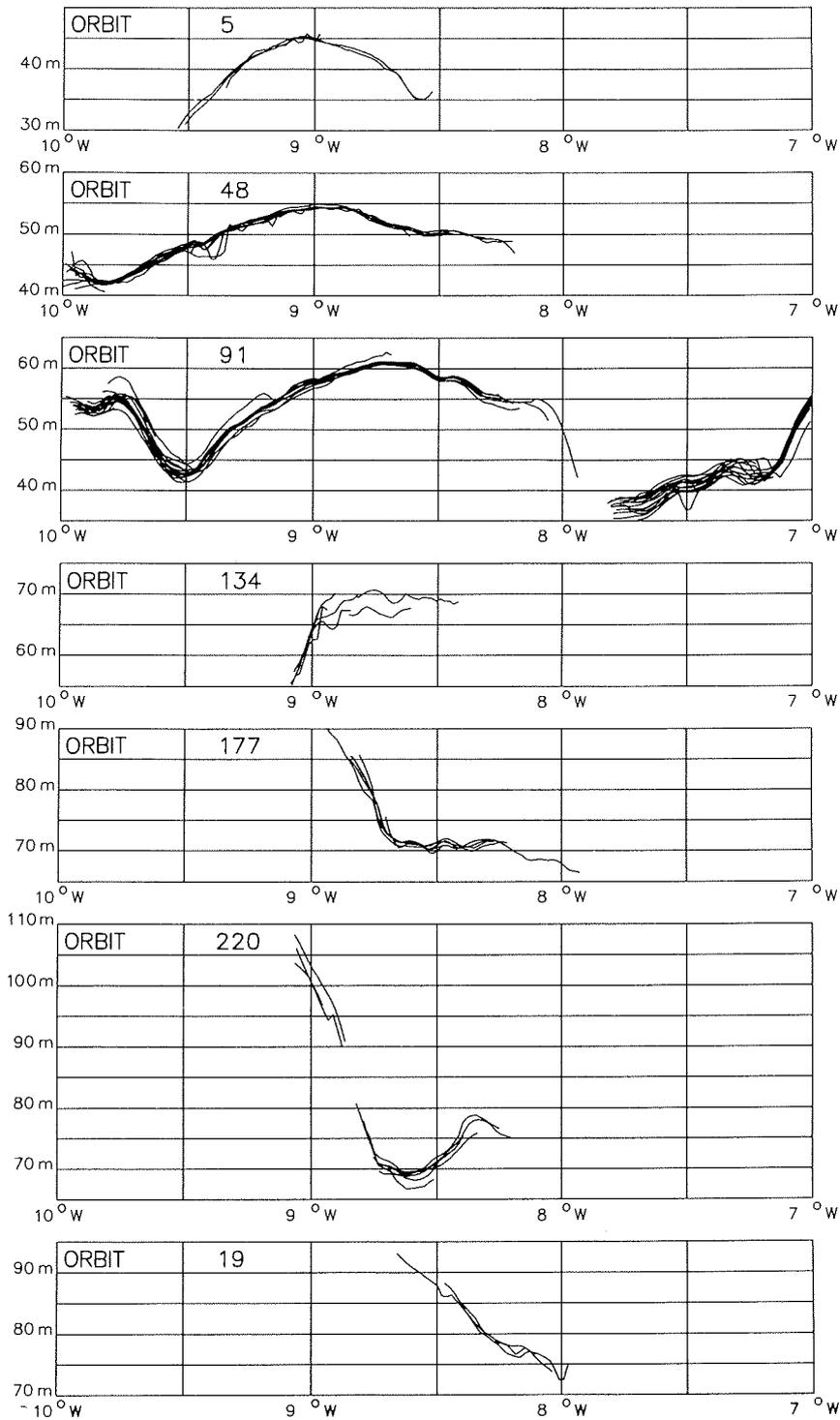


Abb. 6.4: Höhenprofile entlang der absteigenden Satellitenbahnen

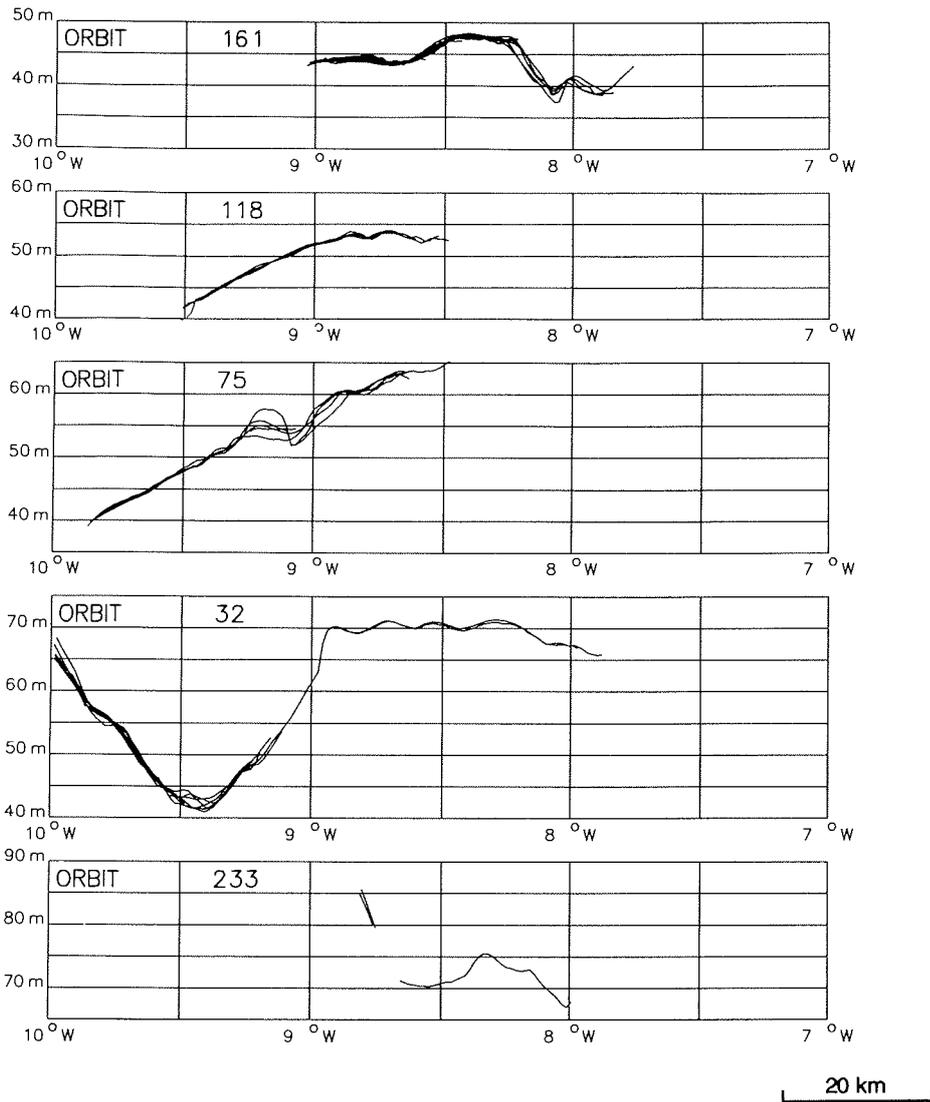


Abb. 6.5: Höhenprofile entlang der aufsteigenden Satellitenbahnen

Orbit	5	48	91	134	177	220	19	161	118	75	32	233
ERM												
8	-	-1.18	0.44	-	-	-	-	-1.75	-0.45	1.69	4.03	-
9	-	-	-	-	-	-	-	0.44	-	0.29	-	-
31	-	-	-0.12	1.59	-	-	-	2.15	-	1.20	-	-
32	-	-	0.69	-0.77	-	-	-	0.92	-	0.84	2.16	-
33	-	0.89	-0.36	-	-	-3.02	-	-	-	-	3.51	-
34	-	-	-	-	-	-0.17	-	1.45	-0.59	-	1.77	-
35	-0.05	-	-0.48	-0.19	-	-	-	-	0.07	-1.15	-1.10	-
36	-	-	-	-	-	5.41	-	-	-	-	-2.03	-
37	-	-	-0.58	2.88	-	0.72	-	-	-	-	-2.54	-
38	-	0.38	-	-	-0.91	-	-0.63	-	0.45	-2.01	-	-
39	-	-	-	-	-	-	-	-0.13	-	-1.72	-	-
40	-	0.68	0.89	-	-	2.22	1.94	-0.55	-	-	-	-
41	-	-	1.16	-	-	-	-	-	-	-	1.47	-
42	-	-	0.45	-	2.36	-	-	-1.18	-	-	-	-
43	-	-	-	-	0.70	-	-	-	-	-	-	-
44	-	-	-0.04	-	-0.73	-0.14	-	-	-	-	-	-
45	-	0.84	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
46	-	-	-0.35	-2.99	-	-	-	-	-	-	-	-
47	-	-2.77	-1.22	-	-	-	-	-	-	-	-	-
48	-	4.04	1.43	-0.71	1.78	2.37	-	-2.06	-	-	-	-
49	-1.28	-2.78	1.73	-	-	-	-	-	-	-	-	-
50	-	-	-0.10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
51	1.33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
52	-	-0.11	-1.12	-	-	-	-	0.69	-	-	-	-
53	-	0.17	-0.90	-	-	-	-	-1.45	0.52	-	-	-
54	-	-	-	-	-2.33	-1.98	-	-	-	-	1.27	-
55	-	-6.19	-1.96	-	-	-	-1.31	1.45	-	-	-	-

Tabelle 6.1: Additionswerte für die Höhenprofile in m

In Tabelle 6.1 sind die ermittelten Additionswerte zusammengestellt. Die Tabelle verdeutlicht, daß das Altimeter nur bei wenigen Orbits, z.B. Nr. 91, fast bei jedem Wiederholungsüberflug ein zufriedenstellendes Höhenprofil gemessen hat, bei sehr vielen Wiederholungsüberflügen über dem Ekströmsen jedoch nicht gemessen hat.

Der mittlere Betrag aller Verschiebungswerte im Bereich des Ekströmsen liegt bei 0.44 m mit einer Streuung von ± 1.86 m. Diese Werte beruhen auf 88 Höhenprofilen. Die Größe der mittleren Verschiebung und deren Streuung besagt, daß aufgrund der radialen Einflüsse auf die Satellitenbahn mit Standardabweichungen (1σ) für die Höhenprofile von ± 2 m zu rechnen ist.

Für den Orbit 233 wurden keine Additionswerte berechnet, weil die drei vorhandenen Profile keinen gemeinsamen Teil im Höhenprofil haben.

6.2 Berechnung gemittelter Höhenprofile aus Wiederholungsmessungen

Nach der Bestimmung der Additionswerte wird für jedes Höhenprofil aus allen Wiederholungsmessungen ein ausgleichendes Profil berechnet. Dazu werden kurze Teilstücke aus dem Profil herausgenommen, die durch ein Polynom approximiert und anschließend wieder zum Gesamtprofil zusammengesetzt wurden, das dann das Höhenprofil entlang dieses Orbits repräsentiert. Dazu wurde zunächst ein Polynom höheren Grades gewählt. War die Abweichung aller einzelnen Höhenprofile zum Polynom gering, wurde das Polynom übernommen. Ansonsten wurde der Polynomgrad solange schrittweise verringert, bis eine gute Übereinstimmung erzielt war. Das Verfahren eignet sich für kurze, ebene und wenig strukturierte Profile auf dem Schelfeis.

Den Bearbeitungsablauf mit den verwendeten Dateibezeichnungen zeigt Abb. 6.6. Die Ergebnisse der Ausgleichung sind in Abb. 6.7 und 6.8 zu sehen.

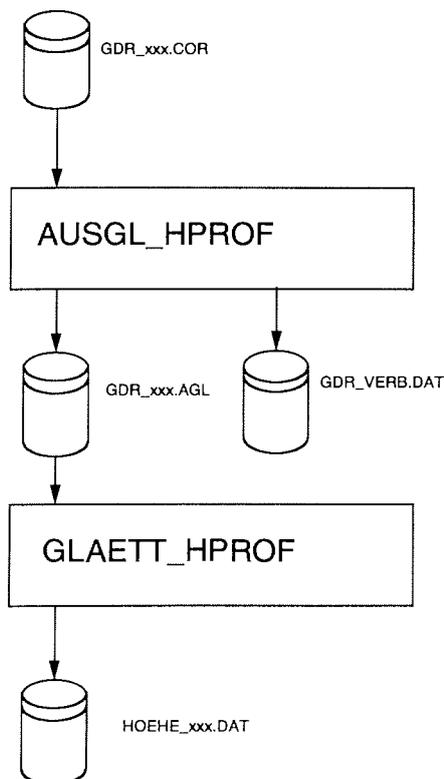


Abb. 6.6: Ablauf der Ausgleichung und Glättung der Höhenprofile aus Wiederholungsmessungen

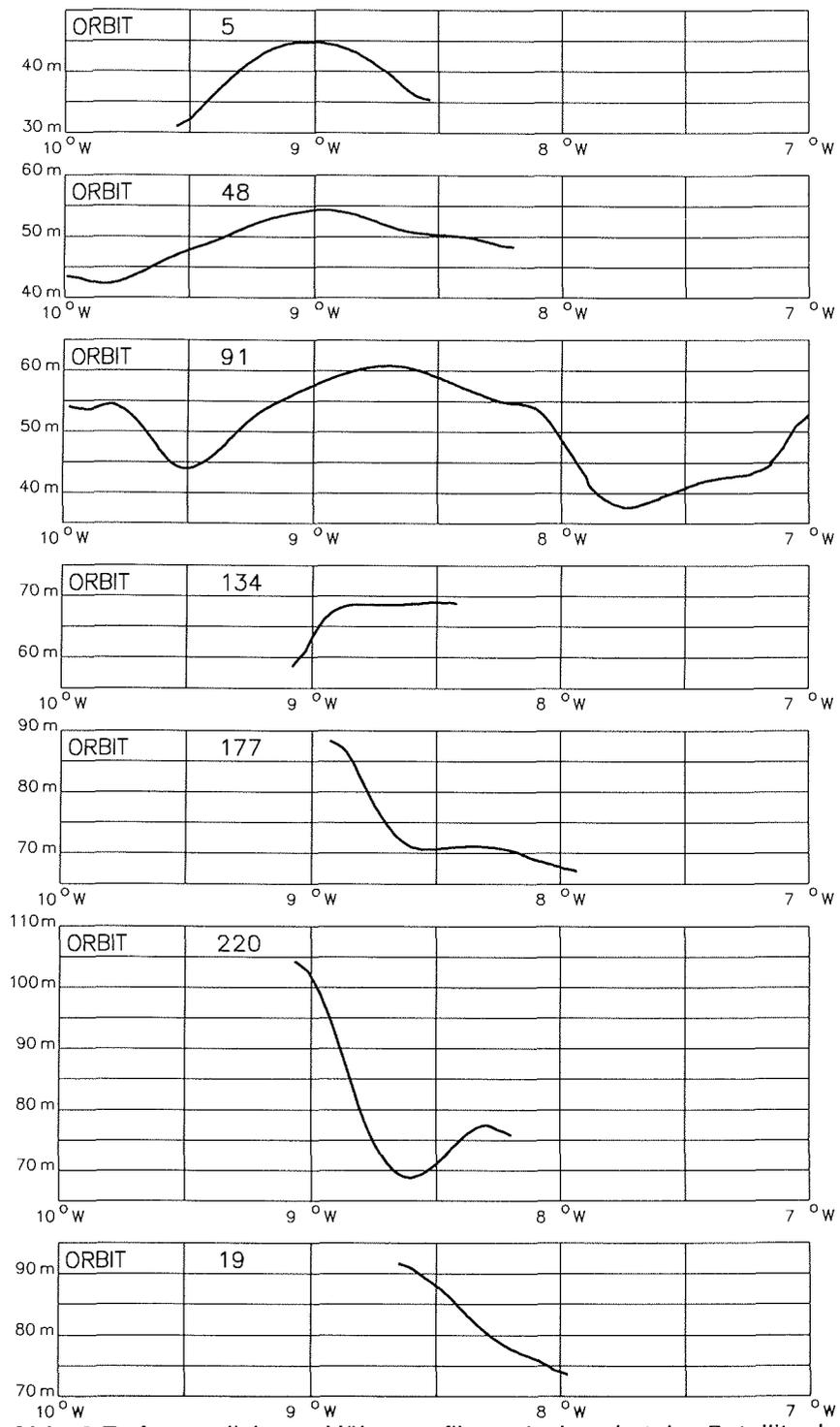


Abb. 6.7: Ausgelinehte Höhenprofile entl. der absteig. Satellitenbahnen

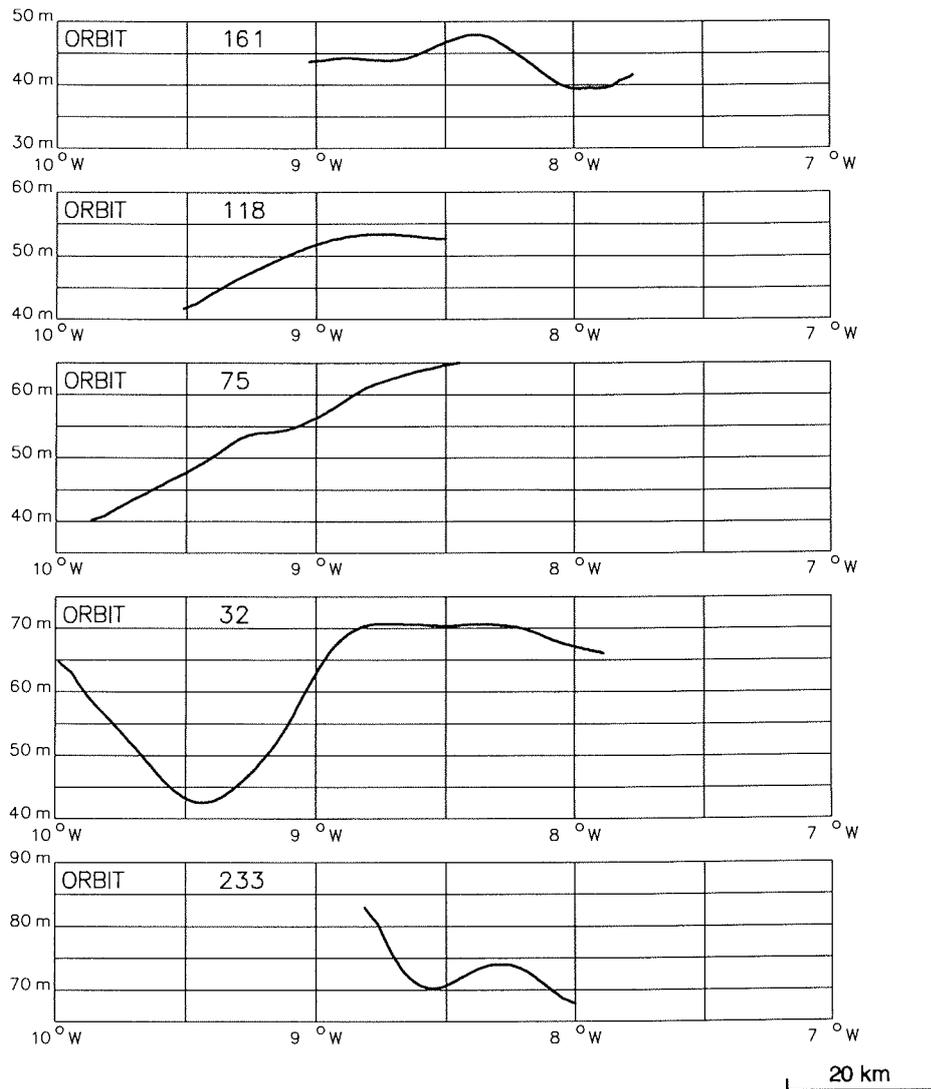


Abb. 6.8: Ausgeglichenere Höhenprofile entl. der aufsteig. Satellitenbahnen

Die Genauigkeit der Altimetermessung selbst läßt sich aus der Wiederholbarkeit eines Höhenprofils prüfen und bestimmen. Dabei wird hier nicht berücksichtigt, daß die Genauigkeit der Höhenbestimmung aus der Altimetermessung anderen Einflüssen unterliegt. Die Abweichungen aller Einzelmessungen vom mittleren Höhenprofil sind bei ausreichend großer Anzahl von Wiederholungen ein Maß für die Qualität eines mittleren Höhenprofils. Für das Arbeitsgebiet wurde für jedes Profil in dieser Weise eine Standardabweichung berechnet.

Die Ergebnisse für das Arbeitsgebiet sind in Tabelle 6.2 zusammengestellt. Die Standardabweichungen (1σ) der Höhenprofile liegen zwischen ± 0.3 m und ± 1.3 m. Der visuelle Vergleich mit den Abb. 6.4 und 6.5, die die korrigierten Höhenprofile zeigen, veranschaulicht diese Werte. In einigen Profilen, z.B. 48 oder 75, existieren Teilprofile von etwa 10 km Länge mit ungünstigen Meßbedingungen, die bei der interaktiven Korrektur nicht eindeutig als Fehlmessungen erkannt wurden. Die Höhen aus Wiederholungsüberflügen variieren hier um bis zu 5 m. Beim gut meßbaren Profil 91 liegt die Standardabweichung (1σ) deshalb bei ± 1.1 m.

Daraus wird gefolgert, daß die innere Genauigkeit der Höhenbestimmung des Satellitenaltimeters des GEOSAT oder vergleichbarer Altimeter über ebenen Schelfeisen, wie dem Ekströmis, mit einer Genauigkeit (1σ) von ± 1 m möglich ist.

absteigende Bahnen		aufsteigende Bahnen	
Orbit	(1σ)	Orbit	(1σ)
5	± 0.42 m	161	± 0.68 m
48	± 0.61 m	118	± 0.29 m
91	± 1.08 m	75	± 0.88 m
134	± 1.34 m	32	± 0.77 m
177	± 0.93 m	233	± 0.64 m
220	± 1.25 m		
19	± 0.70 m		

Tabelle 6.2: Standardabweichungen der ausgeglichenen Höhenprofile

6.3 Kreuzungspunkte der Satellitenbahnen

Die Ausgleichung über Kreuzungspunkte durch Minimierung der Abweichung der Höhen zwischen den auf- und absteigenden Satellitenbahnen, wie sie in der Auswertung der Satellitenaltimetrie über dem Ozean üblich ist, ist über dem Ekströmsen aufgrund zu geringer Anzahl von Kreuzungspunkten nicht möglich. Zudem beeinflussen oder verfälschen lokale Änderungen der Genauigkeit, die innerhalb eines Profils auftreten können, bei der geringen Anzahl von Kreuzungspunkten die Ausgleichung ganz erheblich. Darum ist die Ausgleichung über Kreuzungspunkte hier nicht angewendet worden.

Über dem Ekströmsen schneiden sich die auf- und absteigenden Satellitenbahnen in neun Kreuzungspunkten, die für eine Genauigkeitsanalyse genutzt werden. Die Ausgleichung der radialen Einflüsse in Kap. 6.1 und die Ausgleichung der Wiederholung zur Berechnung eines mittleren Höhenprofils in Kap. 6.2 wird durch die Analyse überprüft. Abb. 6.3 zeigt die Lage der Kreuzungspunkte auf dem Eis.

Alle Profile wurden unabhängig voneinander prozessiert. Sie sind deshalb algebraisch nicht miteinander korreliert. Kreuzungspunkte am Anfang oder Ende eines Profils sind weniger zuverlässig, weil das Profil hier nur in einer Richtung durch benachbarte Höhen gestützt wird.

In Tabelle 6.3 sind die Höhen an den Kreuzungspunkten zusammengestellt. Die Höhen wurden aus den geglätteten Höhenprofilen der Abb. 6.7 und 6.8 an den Kreuzungspunkten berechnet. Der Betrag der Abweichungen liegt an fünf Kreuzungspunkten unter 0.5 m, an den übrigen z.T. erheblich höher. Am Kreuzungspunkt Nr. 4 zeigen die Profile eine Differenz von 1.9 m. Mögliche Ursache dafür ist die Bestimmung des Profils 118 aus nur fünf Wiederholungen. Die Differenz am Punkt Nr. 5 beträgt 1.2 m. Hier ist die Ursache im Profil 75 begründet, das westlich von 8°W große Differenzen von etwa 5 m zwischen den Wiederholungsüberflügen zeigt. Die große Differenz an Punkt Nr. 7 von 3.3 m zwischen den Profilen 161 und 48 wird dadurch erklärt, daß die Streuung der Höhen im Profile 161 im Bereich des Kreuzungspunkts sehr groß ist und das Profil 48 erst kurz vor dem Kreuzungspunkt beginnt. Die Differenz von 2.2 m zwischen den Profilen 220 und 233 wird verursacht durch die geringe Anzahl von Wiederholungsüberflügen bei beiden Profilen.

Für das Profil 233 konnte keine Ausgleichung der radialen Einflüsse durchgeführt werden.

Nr.	absteig. Bahn	aufsteig. Bahn	Höhe der abst. Bahn	Höhe der aufst. Bahn	Differenz
1	48	75	46.4 m	46.0 m	0.4 m
2	91	32	45.3 m	45.8 m	0.5 m
3	5	161	44.5 m	44.2 m	0.3 m
4	48	118	54.4 m	52.5 m	1.9 m
5	91	75	58.7 m	57.5 m	1.2 m
6	134	32	66.8 m	66.7 m	0.1 m
7	48	161	48.5 m	45.2 m	3.3 m
8	177	32	70.8 m	70.5 m	0.3 m
9	220	233	76.0 m	73.8 m	2.2 m

Tabelle 6.3: Höhen und Differenzen an den Kreuzungspunkten

Die Analyse der Höhen an den Kreuzungspunkten verdeutlicht die Leistungsfähigkeit der Satellitenaltimetrie. Die sich ergebenden Differenzen von weniger als 1 m bei den gut meßbaren Profilen liegen in der Größenordnung der zuvor in Kap. 6.1 und 6.2 erhaltenen Genauigkeiten.

Die Aussagekraft des Vergleichs der Höhen an den Kreuzungspunkten ist wegen der geringen Anzahl an Kreuzungspunkten eingeschränkt und nicht auf andere Gebiete übertragbar, der Vergleich zeigt jedoch deutlich die Tendenz der Genauigkeit ausgewerteter Altimetermessungen.

6.4 Interpolation von Höhenlinien

Die rechnergestützte Berechnung eines digitalen Geländemodells (DGM) für das Arbeitsgebiet Ekströmisen im angestrebten Maßstab 1:500000 (entsprechend des Maßstabs der Karte "Ekströmisen" (IfAG, 1989)) ist aufgrund der ungünstigen Verteilung der Profile nicht möglich. Die Anzahl der Satellitenspuren ist zu gering, der Profilabstand während der ERM zu groß und die Qualität der Altimetermessungen zu unterschiedlich (Abb. 6.4 und 6.5).

Für die Interpolation von Höhenlinien muß entsprechend dem angestrebten Maßstab der Abstand der zu vermessenden Punkte festgelegt werden. Als Abstand der Satellitenbahnen für die Interpolation von Höhenlinien ist der Footprintdurchmesser des Altimeters anzustreben, der die Grenze der Auflösung von Strukturen auf dem Eis ist. Bei einem größeren Abstand können viele Strukturen nicht erfaßt werden. Auf dem Ekströmisen beträgt der Abstand der Satellitenspuren während des 17-Tage-Orbits der ERM etwa 20 km.

In der Anfangsphase der GEOSAT-Mission lagen die Bahnen für eine Interpolation erheblich dichter zusammen, doch hat sich gezeigt, daß der Informationsgehalt eines einzelnen Höhenprofils zu gering ist und erst eine größere Anzahl von Wiederholungen die Berechnung eines zufriedenstellenden Höhenprofils ermöglicht.

Die geometrische Genauigkeit der Höhenlinien ist im Bereich der Satellitenspuren gegeben. Die Zwischenräume von bis zu 20 km sind groß und die geometrische Genauigkeit ist hier eingeschränkt, weil ohne Stützpunkte interpoliert wurde. Morphologische Strukturen oder Formlinien sind im Bereich der vorliegenden Altimetermessungen bis auf die Aufsetzlinien, die das Schelfeis begrenzen, nicht vorhanden.

Auf Grundlage der Höhenprofile über dem Ekströmisen wurden die Höhenlinien manuell interpoliert (Abb. 6.9). Bisher unbekannte Oberflächenformen sind mithilfe der Altimetrie bestimmt worden, z.B. das Spaltengebiet in der Umgebung des Schnittpunkts der Orbits 91 und 32 nordöstlich des Søråsen. Hier ist eine etwa 20 km breite und 30 m tiefe Senke bestimmt worden, die sich hier aufgrund der Dynamik des Schelfeises ausgebildet hat. Zwischen 9°W und 8°W zeigen sich sowohl im Profil 32 als auch im Profil 177 auf einer Länge von 20 km Wellenformen von 1-2 m Höhe.

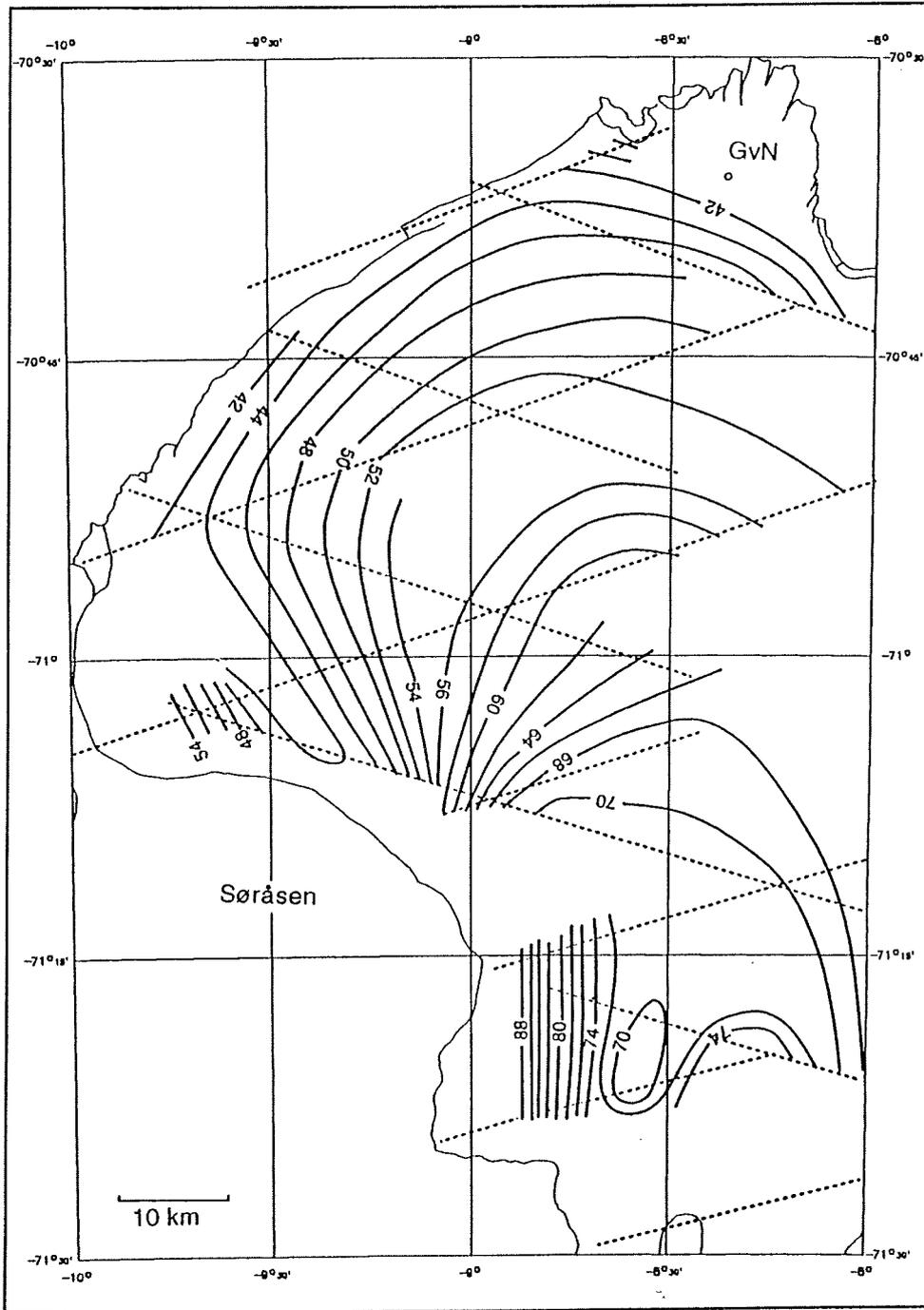


Abb. 6.9: Höhenkarte des Ekströmsisen aus GEOSAT-Messungen mit ellipsoidischen Höhen in m

7 Vermessung eines Höhenprofils auf dem Ekströmisen

Entlang der Satellitenspur 177 des GEOSAT wurde auf dem Ekströmis ein Höhenprofil terrestrisch vermessen (Timmen, 1989). Das Profil liegt zwischen $9^{\circ} 21' W$ und $8^{\circ} 7' W$ und ist 45 km lang. Es schnitt die sogenannte Kottas-Trasse, die von der Georg-von-Neumayer-Station (GvN) aus nach den Kottas-Bergen im Süden verläuft und während der Expedition ANT V/4 (1986/87) (Karsten und Ritter, 1990) abgesteckt worden war, etwa bei Kilometer 70. Das Profil beginnt in der Mitte des Ekströmis und verläuft in südwestlicher Richtung zum Søråsen. Die Entscheidung für das Profil 177 fiel, weil von diesem Profil gute GEOSAT-Messungen vorlagen und es im Bereich bekannter Trassen lag und damit den notwendigen Sicherheitsanforderungen gerecht wurde.

Die genaue Lage der Trasse wurde mit GPS (Global Positioning System) aufgesucht. Die Trasse wurde im Abstand von ungefähr 10 km mit Aluminiumstäben, die fest im Eis verankert wurden, vermarktet. Die Lage der Punkte zeigt die Abb. 7.1. Die Koordinaten der Punkte, Lage und ellipsoidische Höhe, wurden mit GPS gemessen. Zwischen diesen Punkten wurde die Höhenübertragung mit dem motorisierten trigonometrischen Nivellement durchgeführt.

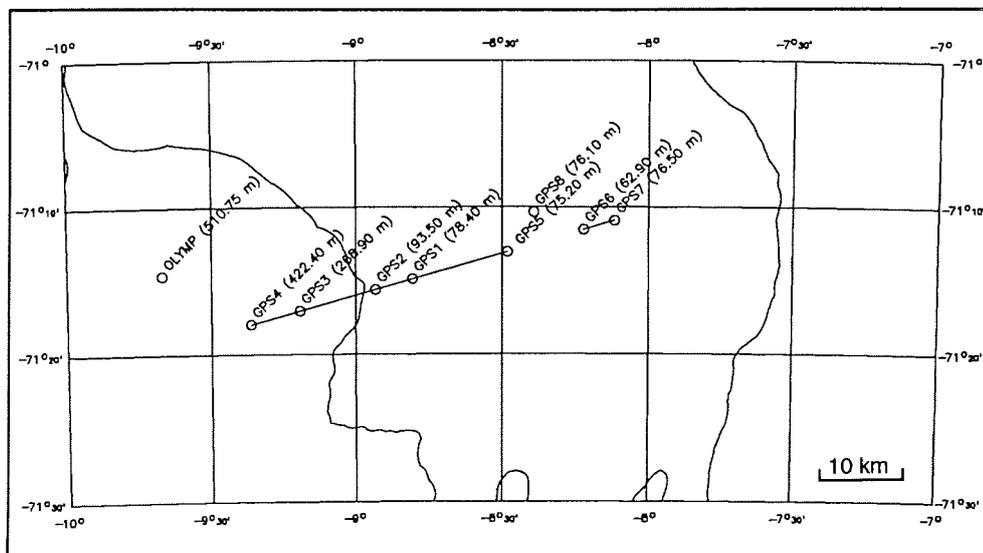


Abb. 7.1: Lage des terrestrisch gemessenen Profils auf dem Ekströmis

7.1 GPS-Messungen zur Bestimmung der Koordinaten der vermarkten Punkte

7.1.1 Durchführung der GPS-Messungen auf dem Schelfeis

Die präzise Koordinatenbestimmung der vermarkten Punkte erfolgte mit GPS im Differentialmodus. Ein zu vermessender Punkt wird dabei relativ zu einer bekannten Referenzstation bestimmt. Durch die Differentiallösung werden systematische Einflüsse eliminiert, sofern eine lineare Abhängigkeit dieser Einflüsse zwischen beiden Punkten besteht. Auf allen Punkten werden vier identische Satelliten gleichzeitig beobachtet (*Seeber, 1989*).

Als Referenzpunkt wird üblicherweise ein koordinatenmäßig bekannter und gut vermarkter Punkt auf festem Untergrund gewählt. Dieses ist in der Antarktis aber häufig nicht möglich, weil ein eisfreier Punkt zu weit entfernt ist. Das ist auch in der Nähe von GvN nicht möglich und darum wurde als Referenzstation ein Punkt auf dem Treppenturm der Georg-von-Neumayer-Station eingerichtet. Die Geschwindigkeit und Richtung der Bewegung dieses Punktes ist durch langfristige Messungen mit GPS und TRANSIT während einiger Expeditionen und Überwinterungen gut bekannt (*Hinze, 1990*) und kann in der Auswertung berücksichtigt werden.

Für die Koordinatenbestimmung im Differentialmodus müssen auf der Referenzstation und dem Neupunkt vier identische Satelliten gleichzeitig empfangen und die Messungen gespeichert werden. Während der Aufbauphase des GPS war die Anzahl der einsatzbereiten Satelliten im Orbit noch nicht ausreichend und die Sichtbarkeit von mindestens vier Satelliten beschränkte sich auf zwei zeitlich begrenzte Fenster pro Tag. Da die eingesetzten GPS-Empfänger nur vier Satelliten gleichzeitig empfangen und speichern können, ist zuvor ein genauer Beobachtungsplan aufzustellen, damit die optimalen geometrischen Satellitenkonstellationen mit den zugehörigen Satelliten und Beobachtungszeiten festgelegt werden und die Voraussetzungen für die spätere Auswertung auch dann erfüllt sind, wenn während der Messung kein Kontakt zwischen den beiden Meßstationen möglich ist. Die Beobachter müssen auf beiden Empfängern gleichzeitig dieselben Satelliten manuell auswählen. Da für die Messung jeweils die beste Satellitengeometrie genommen wird, sind die Satelliten bei längerer Beobachtungszeit häufiger zu wechseln.

Für das Projekt wurden zwei Texas Instruments TI 4100 GPS-Empfänger eingesetzt worden. Diese Empfänger waren bereits häufiger

in der Antarktis eingesetzt worden und hatten sich im Gelände gut bewährt (Ehrhardt, 1988, Hinze, 1990). Auf der Referenzstation wurde jeweils während des gesamten Sichtbarkeitsfensters aufgezeichnet, wenn auch auf Neupunkten gemessen wurde. Auf den Neupunkten wurde jeweils 60 bis 90 Minuten lang gemessen. Die Messungen wurden auf speziellen Datenkassetten gespeichert, die für die Auswertung auf dem VAX-Computer des AWI einzulesen sind. Auf einer Datenkassette können etwa 30 Minuten aufgezeichnet werden.

Die Tabelle 7.1 zeigt die Zeiten der GPS-Messungen auf dem Ekströmsen. Für den Punkt GPS4 kann nur eine Einzelstationslösung gerechnet werden, weil am 28.01.89 auf der Referenzstation keine Daten aufgezeichnet werden konnten.

Datum	Station	Beobachtungszeit	Station	Beobachtungszeit
18.01.89	GVN	13:50 - 18:00	GPS1	15:10 - 16:20
19.01.89	GVN	13:45 - 16:55	GPS2	13:25 - 14:26
28.01.89	-	-	GPS3	13:30 - 14:45
			GPS4	15:48 - 17:20
06.02.89	GVN	12:38 - 16:45	GPS6	12:19 - 13:40
			GPS5	15:11 - 16:40
07.02.89	GVN	12:38 - 16:40	GPS3	14:05 - 15:15
15.02.89	GVN	12:24 - 16:00	GPS7	12:39 - 13:38
			GPS8	14:52 - 16:08

Tabelle 7.1: GPS-Beobachtungszeiträume

7.1.2 Auswertung der GPS-Messungen

Für die Auswertung der GPS-Messungen wurde das an der Universität Hannover entwickelte Programmsystem GEONAV (Wübbena, 1988) eingesetzt und dafür auf dem VAX-Computer des AWI installiert. Dieses Programmsystem dient insbesondere der Auswertung von GPS-Messungen auf bewegten Plattformen und besteht im wesentlichen aus den beiden Programmen GEONAV und GEONAVC. Das Programm GEONAVC berechnet Korrekturwerte, die aus den GPS-Messungen auf der Referenzstation berechnet worden sind, und übergibt sie an das Programm GEONAV, das für die Neupunkte Koordinaten berechnet, die durch die Korrekturwerte der Referenzstation verbessert werden. Eine Spezialanwendung des Programms ist die Auswertung von festen Punkten, wie sie hier vorliegen.

Die grundlegenden Meßgrößen des GPS sind Pseudoentfernungen zwischen Satellit und Empfänger, die aus den Laufzeiten der Signale bestimmt werden und systematische Einflüsse enthalten. GEONAV nutzt die Pseudoentfernungen, die aus dem Code der Satellitensignale abgeleitet werden. Das ermöglicht eine eindeutige Lösung für die Pseudoentfernungen. Für genaue geodätische Anwendungen werden die Pseudoentfernungen in der Regel aus der Phasenlage der Trägersignale genutzt, jedoch tritt hier das Problem der Mehrdeutigkeit auf, die Bestimmung der Anzahl der ganzen Wellenzüge zwischen Satellit und Empfänger. Das Programmsystem GEONAV wurde eingesetzt, weil nicht für alle Neupunkte Referenzmessungen vorlagen und einige Messungen an der Referenzstation und den Neupunkten zeitlich nur unzureichend aufeinander abgestimmt waren.

Die Programme greifen auf ein empfängerunabhängiges Datenformat zu. Dafür sind die Meßdaten so vorzubereiten, wie es in der Abb. 7.2 dargestellt ist. Die Meßdaten auf Kassetten werden mit dem Programm READ_GPSKASS über den Kassettenrecorder Philips M4105 in den VAX-Computer eingelesen und binär in hexadezimaler Darstellung in Dateien gespeichert. Auf diese Daten greift das Programm TI_HEX_GNV zu, das die Daten dekodiert und das Eingabeformat für die Programme GEONAV und GEONAVC erzeugt (Völkse, 1990). Das Programm TI_HEX_GNV ist aus dem Programm TIDECO der Universität Hannover weiterentwickelt worden, weil das Programm TIDECO selbst auf dem VAX-Computer nicht genutzt werden konnte.

Mit GEONAV wurden zuerst Koordinaten für den Referenzpunkt bestimmt. Die Ergebnisse dieser Berechnung zeigt die Tabelle 7.2. Anschließend berechnete das Programm GEONAVC mit den zuvor bestimmten Sollkoordinaten des Referenzpunkts Korrekturwerte, die sich aus der Differenz zwischen dem Sollwert zu den Istwerten der jeweiligen GPS-Messung ergeben, und schreibt sie in eine Datei, die einmal pro Minute aufdatiert wird. Die Berechnung der Koordinaten für den Neupunkt wird wiederum mit GEONAV durchgeführt, das in diesen Durchläufen auf GPS-Messungen und Korrekturen zugreift.

In den Ergebnissen der GEONAV-Auswertung zeigen sich Driftphasen in den Koordinatenwerten, die durch eine Verschlechterung der Satellitengeometrie vor den Satellitenwechseln und eine Verbesserung danach verursacht werden. Bei Satellitenwechseln treten größere Sprünge auf. Diese Zeiträume mit offensichtlich schlechter Koordinatenbestimmung werden eliminiert. Die verbleibenden Werte

einer zusammenhängenden Meßzeit auf einem Punkt (Session) werden gemittelt und eine Standardabweichung für die innere Genauigkeit bestimmt. Da sich die äußeren Meßbedingungen und systematische Einflüsse von Session zu Session ändern, müssen für die Standardabweichungen der absoluten Koordinaten größere Werte angenommen werden. Die Ergebnisse der einzelnen Sessions werden gemittelt und auf einen Zeitpunkt in der Mitte der Kampagne bezogen.

Die Bewegung der Referenzstation und die damit verbundene Lageänderung wird hier nicht berücksichtigt. Sie beträgt während der gesamten Kampagne von 27 Tagen etwa 12 m. Die mittlere Position liegt im Bereich der Genauigkeit, mit der die Koordinaten der Referenzstation bestimmt sind. Die Bewegung der Neupunkte hat geringere Werte und eine andere Richtung. Da auf den Neupunkten aber jeweils nur eine Session gemessen worden ist, kann deren Bewegung nicht bestimmt werden.

GEONAV liefert als Ergebnis Lagekoordinaten und Höhen, die sich auf das geodätische Weltsystem WGS 84 beziehen. Die Koordinaten der Höhen des GEOSAT in den GDRs und die Karte "Ekströmisen" des IfAG (1989) beziehen sich auf das geodätische Weltsystem WGS 72. Für Vergleiche sind die Koordinaten in das WGS 72 zu transformieren. Zwischen allen geodätischen Bezugssystemen bestehen eindeutige Transformationsbeziehungen. Gebrauchsformeln gibt z.B. Seeber (1989).

Datum	Länge	Breite	Höhe	Standardabweichung (1σ)		
				σ_ϕ	σ_λ	σ_h
19.01.89	70° 35' 59.13" S	8° 21' 44.25" W	55.70 m	±6.5 m	±6.5 m	±5.5 m
29.01.89	70° 35' 58.86" S	8° 21' 44.13" W	52.80 m	±7.5 m	±7.5 m	±6.5 m
06.02.89	70° 35' 58.81" S	8° 21' 44.09" W	51.65 m	±5.0 m	±5.0 m	±4.5 m
07.01.89	70° 35' 58.70" S	8° 21' 44.30" W	55.60 m	±4.5 m	±4.5 m	±4.0 m
15.02.89	70° 35' 58.74" S	8° 21' 44.00" W	52.50 m	±6.0 m	±6.0 m	±6.0 m
02.02.89	mittlere Position					
	70° 35' 58.85" S	8° 21' 44.15" W	53.65 m	±5.0 m	±5.0 m	±5.0 m

Tabelle 7.2: Geographische Koordinaten und ellipsoidische Höhe der Referenzstation (Treppenturm GvN) bezogen auf WGS 84

Punkt	Länge	Breite	Höhe	Standardabweichung (1σ)		
				σ_ϕ	σ_λ	σ_h
GPS 1	71° 14' 53.37" S	8° 48' 15.33" W	78.40 m	±6.0 m	±6.5 m	±6.5 m
GPS 2	71° 15' 36.47" S	8° 55' 59.75" W	93.50 m	±2.0 m	±2.0 m	±2.0 m
GPS 3	71° 17' 2.82" S	9° 11' 36.11" W	268.90 m	±6.0 m	±6.0 m	±6.0 m
GPS 4	71° 17' 57.30" S	9° 21' 44.67" W	422.40 m	±4.0 m	±4.0 m	±4.0 m
GPS 5	71° 13' 3.10" S	8° 28' 50.86" W	75.20 m	±2.0 m	±2.0 m	±2.0 m
GPS 6	71° 11' 32.21" S	8° 13' 11.51" W	62.90 m	±10. m	±10. m	±10. m
GPS 7	71° 10' 55.50" S	8° 6' 52.40" W	76.50 m	±5.0 m	±5.0 m	±5.0 m
GPS 8	71° 10' 20.48" S	8° 23' 42.17" W	76.10 m	±5.0 m	±5.0 m	±5.0 m
Olymp	71° 14' 37.30" S	9° 40' 15.70" W	510.75 m	±6.0 m	±6.0 m	±6.0 m

Tabelle 7.3: Geographische Koordinaten und ellipsoidische Höhen der Neupunkte (Balisenoberkante) bezogen auf WGS 84

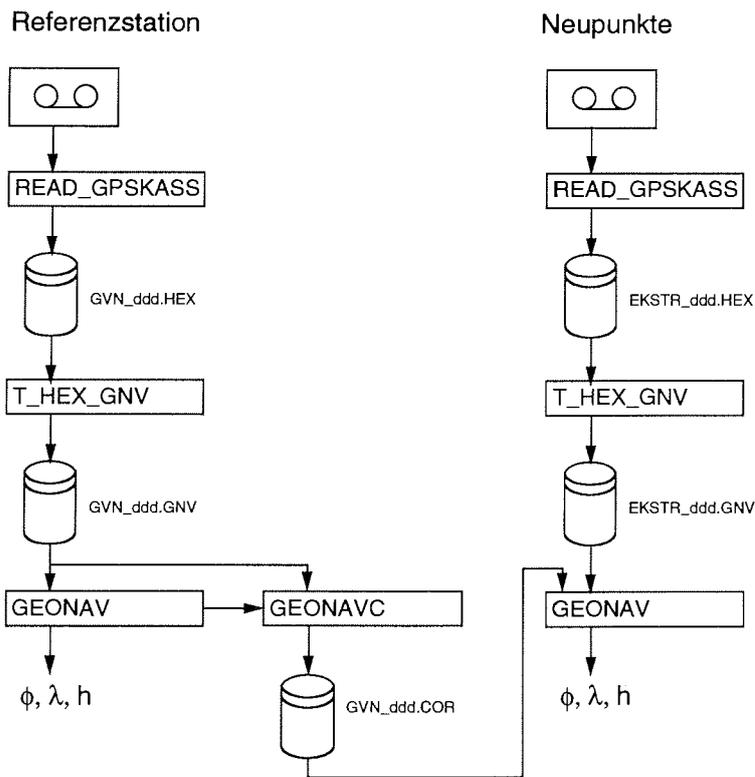


Abb. 7.2: Ablauf der Auswertung der GPS-Messungen mit dem Programmsystem GEONAV

7.2 Trigonometrisches Nivellement

7.2.1 Meßverfahren und Durchführung der Messungen

Das motorisierte trigonometrische Nivellement mit gegenseitig-zeitigen Zielungen bei einem mittleren Punktabstand von 1 km gewährleistet die Höhengenaugigkeit benachbarter Punkte von ± 5 cm bei Wetterlagen mit normal variierenden Refraktionsverhältnissen (Karsten und Ritter, 1990). Es wird mit zwei Motorschlitten (Ski Doo) mit angehängten Nansenschlitten durchgeführt. Instrumenten- und Zielstandpunkt sind mit Spezialstativen auf dem Schlitten eingerichtet, der direkt vom Ski Doo gezogen (Abb. 7.3) wird. Die grobe Horizontierung des Meßgeräts erfolgt durch Lösen des Kugelkopfsystems des Stativs und Einspielen der Dosenlibelle. Die Feinhorizontierung wird mit den Fußschrauben des Instrumentendreifusses und Einspielen der Röhrenlibelle durchgeführt. Zentrisch unter dem Instrument befindet sich die Zieltafel mit den Reflektoren für die Distanzmessung.

Als Meßgeräte wurden zwei Totalstationen Geodimeter 142 und Geodimeter 440 eingesetzt zur Messung der Distanz, des Horizontal- und Zenitwinkels. Das Geodimeter 142 hatte sich im Einsatz unter extremen Bedingungen während der Überwinterung 1987 gut bewährt (Nixdorf, 1992).

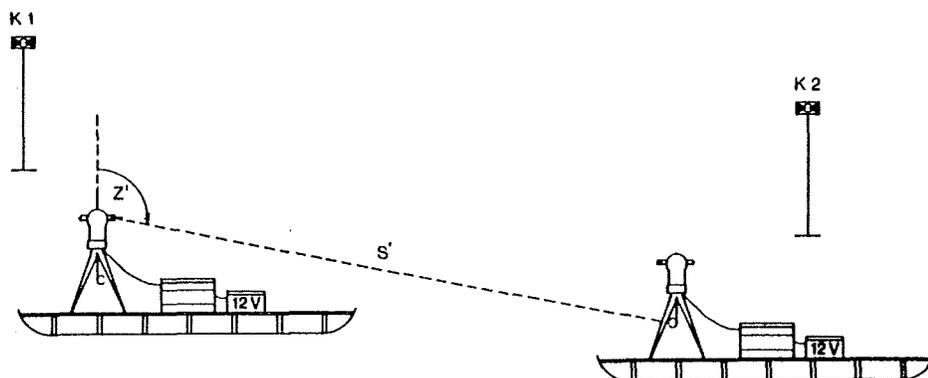


Abb. 7.3: Aufbau der Meßschlitten beim trigonometrischen Nivellement nach Karsten und Ritter (1990)

Bei der Messung selbst wechseln die beiden Schlitten ihre Funktion als Rückblick- oder Vorblickzieltafel ab. Während der Schlitten Nr. 1 auf dem ersten Standpunkt den Rückblick zum vermarkten Ausgangspunkt mißt, fährt Schlitten Nr. 2 zum zweiten Standpunkt. Schlitten Nr. 1 mißt den Vorblick zum zweiten Punkt gleichzeitig zur Messung des Rückblicks von Schlitten Nr. 2 zum ersten Punkt. Anschließend fährt Schlitten Nr. 1 etwa 2 km zum dritten Punkt und es erfolgt die nächste Messung. Dieser Ablauf erfolgt im Wechsel bis zum nächsten vermarkten Punkt. Über die Durchführung und Konzeption schreibt *Kock* (1987).

Während dieser Kampagne wurde das Meßverfahren dahingehend variiert, daß ein Seitblick im Abstand von etwa 1 km senkrecht zur Trasse eingefügt wurde. Beim Umsetzen fahren die Schlitten nicht direkt bis zum übernächsten Punkt, sondern sie fahren zunächst für den Seitblick zum seitwärts gelegenen Punkt und anschließend zum nächsten Standpunkt in der Trasse.

Zum Schutz gegen grobe Fehler wurde jede Zieltafel zweimal angezielt und die Messung ein zweites Mal durchgeführt. Ferner wurde ein Kontrollstab, der mit einem Prisma versehen war, in etwa 20 m Abstand aufgestellt und zu Beginn und am Ende der Messungen auf einem Standpunkt angemessen, um eventuell aufgetretene Änderungen der Instrumentenaufstellung zu erfassen.

Auf die automatische Registrierung der Messungen wurde verzichtet, weil die Anzahl der Messungen im Vergleich zur Meßzeit sehr gering war und sie zusätzliche Abhängigkeit von einem Computer im Zelt auf dem Eis bedeutet hätte. Der Aufwand durch Nachmessen wäre viel höher. Durch das Aufschreiben der Meßwerte werden Meßfehler schneller erkannt.

Für die Übertragung der Richtung und zur Sicherung der Höhe wurden an den Abschlußpunkten eines Meßtages jeweils zwei Punkte südlich der Trasse mit Stäben vermarktet und angemessen. An den mit GPS eingemessenen Punkten wurde jeweils ein zusätzlicher Stab südlich der Trasse aufgestellt. Am folgenden Meßtag wurden die Stäbe für den Anschluß der Lagekoordinaten und der Höhe erneut angemessen.

Während der Meßkampagne war es nicht möglich, einen geschlossenen Zug zu vermessen. Darum kann kein Abschlußfehler für die Lage und Höhe angegeben werden.

Die atmosphärischen Verhältnisse in den Polargebieten erfordern eine besondere Beachtung der Refraktionsverhältnisse. Die Bestimmung der Refraktion zwischen den Standpunkten ist nur mit aufwendiger Messung meteorologischer Parameter möglich. Beim trigonometrischen Nivellement wird darum gegenseitig-gleichzeitig gemessen und es werden gleiche Refraktionsverhältnisse an Stand- und Zielpunkt vorausgesetzt. Die Refraktion wird durch den mittleren Refraktionskoeffizienten beschrieben, der das Verhältnis des Erdradius zum Radius des Zielstrahls angibt. An Strahlungstagen ist diese Voraussetzung in den Polargebieten nicht mehr gegeben, in den Nachmittagsstunden wird dann ein starker Anstieg des Refraktionskoeffizienten beobachtet (*Lindner und Ritter, 1985*).

7.2.2 Auswertung des trigonometrischen Nivellements

Lage und Höhe des trigonometrischen Nivellements wurden getrennt ausgewertet.

Auf die Lageauswertung wird in dieser Arbeit nur kurz eingegangen, da die Genauigkeit der Lagekoordinaten auf der sehr ebenen Eisoberfläche von untergeordneter Bedeutung bei der Auswertung des trigonometrischen Nivellements ist gegenüber der Höhenauswertung.

Die Bestimmung der Lagekoordinaten erfolgte mit Polygonzügen zwischen den vermarkten Punkten, die mit GPS vermessen worden waren. Die Koordinaten dieser Punkte wurden mit einem Programm, das von der Technischen Universität Braunschweig zur Verfügung gestellt worden war (*Riedel, pers. Mitteilung*), in eine ebene konforme Lambertabbildung mit zwei längentreuen Parallelkreisen transformiert. Mit den gemessenen Strecken und Brechungswinkeln der Polygonzüge wurden zunächst lokale Koordinaten für sämtliche Polygonpunkte berechnet. Die lokalen Koordinaten wurden dann mit einer Helmerttransformation in das Koordinatensystem der Lambertabbildung übertragen und zum Abschluß mit dem oben erwähnten Programm in geographische Koordinaten transformiert.

Die Auswertung der Höhen des trigonometrischen Nivellements erfolgte in Anlehnung an *Karsten und Ritter (1990)* und *Möller und Ritter (1988)*.

Die gemessenen Zenitwinkel werden nach (7.1) auf die Kippachshöhe des Meßinstruments reduziert.

$$z = z' - \arctan \frac{t}{s'} \quad (7.1)$$

mit z : Zenitwinkel zwischen Stand- und Zielpunkt
 z' : gemessener Zenitwinkel
 t : Tafelhöhe
 s' : gemessene Strecke

Der Höhenunterschied zwischen dem Standpunkt (P_i) und den Zielpunkt (P_j) ergibt sich nach (7.2).

$$\Delta h_{ij} = \frac{1}{2} * s' * (\cos z_{ij} - \cos z_{ji}) \quad (7.2)$$

mit Δh_{ij} : Höhendifferenz zwischen P_i und P_j
 z_{ij} : Zenitwinkel von P_i nach P_j

Der mittlere Refraktionskoeffizient wird nach (7.3) bestimmt.

$$k = 1 - \frac{z_{ij} + z_{ji} - 200}{\rho} * \frac{r}{s' * \sin z_{ij}} \quad (7.3)$$

mit k : mittlerer Refraktionskoeffizient
 r : Erdradius
 ρ : $200 / \pi$

Die Genauigkeit, mit der sich die Höhendifferenz bestimmen läßt, hängt neben der Messung selbst von gleicher Refraktion zwischen Stand- und Zielpunkt und der Stabilität der Refraktionsverhältnisse ab. In gemäßigten Breiten ist die Variation des Refraktionskoeffizienten gering und in der Regel reicht die gegenseitig-gleichzeitige Messung der Zenitwinkel. In der Antarktis wirkt sich unterschiedliche Refraktion aus und kann bei der Berechnung der Höhendifferenz nach (7.4) berücksichtigt werden.

$$\Delta h_{ij} = \frac{1}{2} * s' * (\cos z_{ij} - \cos z_{ji}) - \frac{s'^2}{4r} * \Delta k \quad (7.4)$$

mit Δk : Differenz der Refraktionskoeffizienten von P_i und P_j

Nach Gleichung (7.4) ist die Höhendifferenz von den Zenitwinkeln und der Strecke sowie der Differenz der Refraktionskoeffizienten zwischen Stand- und Zielpunkt abhängig. Für eine Genauigkeitsab-

schätzung der Höhendifferenz sind die Genauigkeiten der in die Gleichung eingehenden Werte zu untersuchen. Nach dem partiellen Differenzieren der Gleichung (7.4) nach den Einflußgrößen Zenitwinkel, Strecke und Differenz der Refraktionskoeffizienten ergeben sich folgenden Formeln (7.5) - (7.7) für die einzelnen Einflüsse.

$$m_{\Delta h}(z) = \pm \frac{s' * \sin z_{ij}}{\sqrt{2}} * m_z \quad (7.5)$$

$$m_{\Delta h}(s) = \pm \cos z_{ij} * m_s \quad (7.6)$$

$$m_{\Delta h}(\Delta k) = \pm \frac{s'^2}{4r} * m_{\Delta k} \quad (7.7)$$

mit $m_{\Delta h}(z)$: Einfluß der Zenitwinkelmessung auf die Höhendifferenz
 m_z : Standardabweichung der Zenitwinkelmessung
 $m_{\Delta h}(s)$: Einfluß der Streckenmessung auf die Höhendifferenz
 m_s : Standardabweichung der Streckenmessung
 $m_{\Delta h}(\Delta k)$: Einfluß der Diff. der Refraktionskoeff. auf die Höhendiff.
 $m_{\Delta k}$: Standardabw. der Differenz der Refraktionskoeffizienten

Die Genauigkeit der Winkelmessung schätzen *Karsten* und *Ritter* (1990) mit $m_z = 0.9$ mgon ab. Dieser Wert erscheint bei der Beurteilung der Feldbücher nicht realistisch und wird für das eingesetzte Instrumentarium auf $m_z = 2.0$ mgon gesetzt. Der Einfluß einer Strecke von 1000 m ist bei den gemessenen Zenitwinkeln zwischen 98 gon und 102 gon so gering, daß er vernachlässigt werden kann. Die Genauigkeit der Bestimmung der Differenz der Refraktionskoeffizienten wird mit $m_{\Delta k} = 0.5$ angenommen. Nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz (7.8)

$$m_{\Delta h} = \sqrt{m_{\Delta h}(z)^2 + m_{\Delta h}(s)^2 + m_{\Delta h}(\Delta k)^2} \quad (7.8)$$

und Einsetzen der oberen Werte ergibt sich für die Genauigkeit der Höhenübertragung ein Wert von

$$v_{\Delta h} = \pm 3 \text{ cm.}$$

Für alle Standpunkte wurden die Höhendifferenzen nach (7.2) und die mittleren Refraktionskoeffizienten nach (7.3) berechnet. Der Refraktionskoeffizient dient der Kontrolle der Messung. Sobald größere Differenzen zwischen den Refraktionskoeffizienten aufeinanderfolgender Messungen auftreten, ist eine schlechte Messung zu unterstellen. Das war für einige Messungen der Fall, das Profil von GPS 5 nach GPS 6 kann darum nicht ausgewertet werden.

Das Höhenprofil von GPS 5 über GPS 1 nach GPS 2 und GPS 3 (Abb. 7.1) ergab zufriedenstellende Messungen. Zwischen den vermarkten und mit GPS vermessenen Punkten wurden die Höhendifferenzen bestimmt. Die Höhendifferenzen wurden mit den Höhendifferenzen aus der GPS-Messung verglichen und die Abweichungen minimiert.

Es wird unterstellt, daß die Höhendifferenzen des trigonometrischen Nivellements bei korrekt erscheinenden Höhendifferenzen und Refraktionskoeffizienten zuverlässiger sind als die GPS-Höhen, die teilweise ohne Referenzstation bestimmt wurden.

Beim trigonometrischen Nivellement konnte keine geschlossene Schleife gemessen und damit kein Abschlußfehler bestimmt werden. Das hat den Nachteil, daß keine konkrete Aussage über die Genauigkeit, die beim trig. Nivellement erreicht wurde, gegeben werden kann. Die Abschätzung nach (7.8) ist nicht realistisch. Die Genauigkeit der gemessenen Höhendifferenzen ist zum Teil erheblich schlechter. Darauf deuten Differenzen zwischen den berechneten Refraktionskoeffizienten aufeinanderfolgender Messungen hin.

Ausgehend vom Punkt GPS 5 wurde das Höhenprofil berechnet, das in der Abb. 7.4 dargestellt ist.

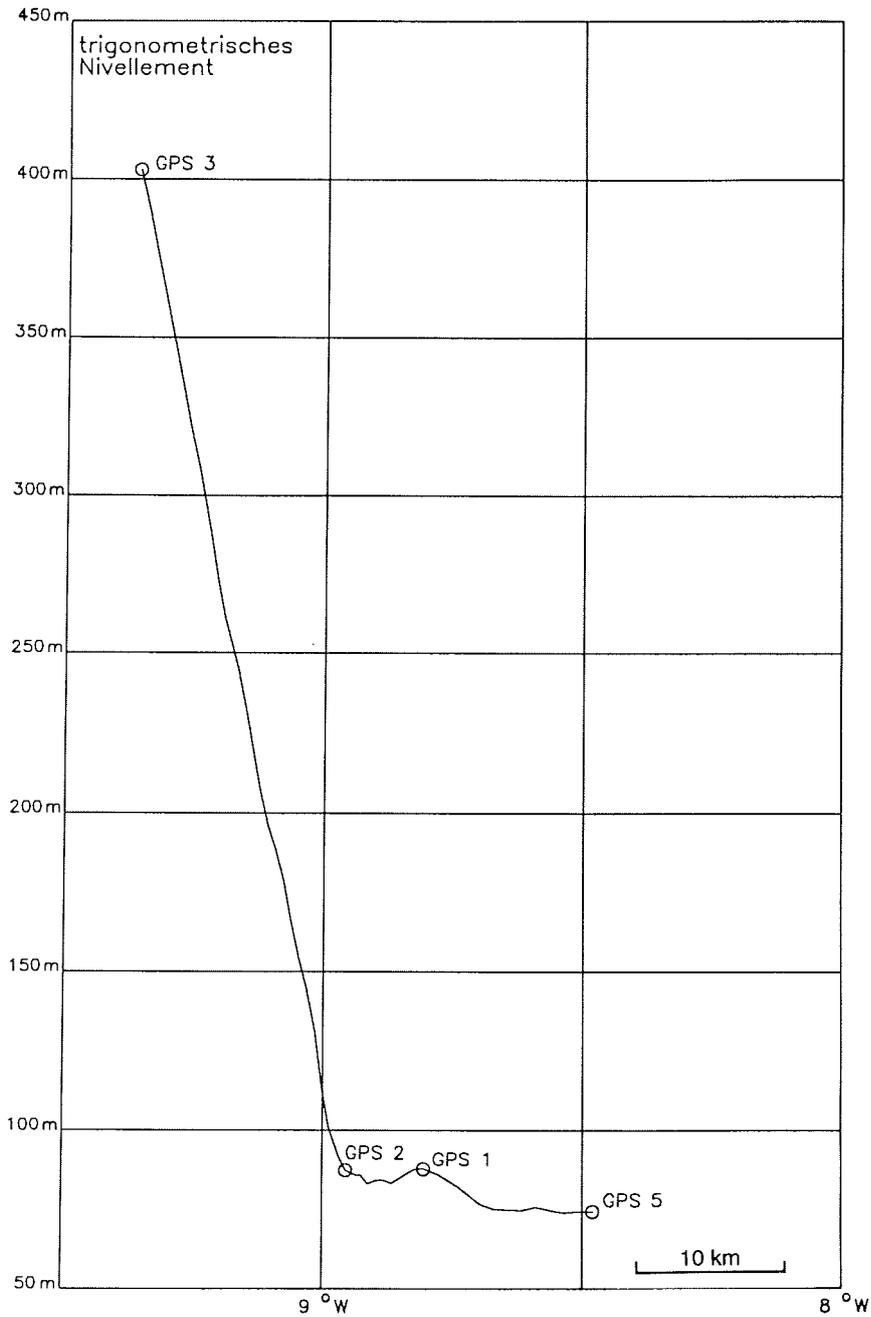


Abb. 7.4: Höhenprofil zwischen den Punkten GPS 3 bis GPS 5 aus dem trigonometrischen Nivellement

8 Vergleiche mit Ergebnissen anderer Höhenbestimmungen

8.1 Fernerkundungsaufnahmen der LANDSAT-Satelliten

Die Satelliten LANDSAT-4 und LANDSAT-5 liefern Aufnahmen der Erde im sichtbaren Bereich mit dem MSS (Multi Spectral Scanner), der eine Auflösung von etwa 80 m hat. Für den Bereich des Ekströmisen wurden Satellitenbilder aus den Jahren 1986 bis 1988 bearbeitet und digitalisiert (*Heidrich* u.a., 1992). Die Digitalisierung gibt die Strukturen der Eisoberfläche wieder. Sie enthält neben den Küstenlinien alle glaziologisch und topographisch wichtigen Linien wie Aufsetzlinien (grounding lines), Eishöcker (ice rises), Eiskuppeln (ice rumples), Fließlinien (flow lines) usw.. Deutlich zu unterscheiden sind aufliegende Eisflächen von Schelfeisflächen.

Das Aufnahmesystem liefert keine Höhen, eignet sich jedoch gut für einen qualitativen Vergleich, wie es in der Abb. 8.1 dargestellt ist.

Beim Übergang vom Schelfeis zum aufliegenden Eis steigt die Eisoberfläche relativ schnell an und die Altimetermessung setzt aus. Das zeigt sich zwischen den aufliegenden Eisflächen zwischen dem Fimbulisen und Jelbartisen, beim Anstieg auf den Halvfarrgyen und den Søråsen. Der Satellit kommt aus östlicher Richtung. Das plötzliche Abfallen des Höhenprofils wird dadurch hervorgerufen, daß das Rückkehrsignal außerhalb des Empfangsfensters liegt, das darum zeitlich nach hinten versetzt wird, um das Signal wiederzufinden. Die vermeintliche Laufzeit und damit auch die Altimeterdistanz, die in den GDRs steht, erscheint länger und das Höhenprofil fällt ab.

Der qualitative Vergleich zeigt, daß Eistopographie und Altimetermessung gut zu korrelieren sind, und belegt, daß Altimetermessungen über ebenem Schelfeis erfolgreich sind.

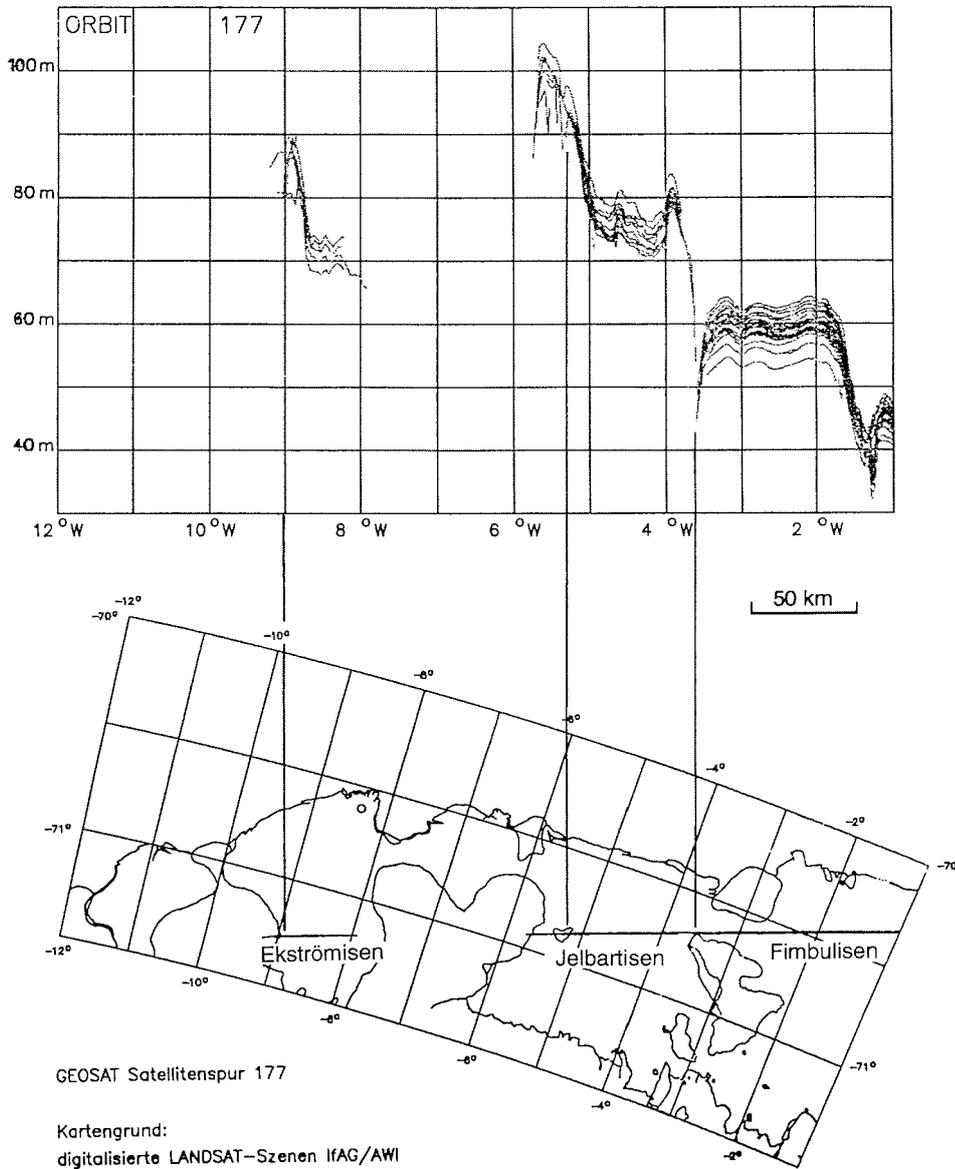


Abb. 8.1: Höhenprofile des Orbits 177 des GEOSAT und Lage in einer nach Landsat-Daten erstellten Karte. Die Höhenprofile sind weder korrigiert noch ausgeglichen. Ungefilterte Höhen wurden direkt aus den GDRs übernommen, da sie lediglich dem quantitativen Vergleich dienen. Die Höhen wurden abhängig von der geographischen Länge aufgetragen, die nach unten in die Karte verlängert als Schnittpunkt mit dem Orbit wiederzufinden ist.

8.2 Höhenprofil entlang der Satellitenspur 177

Die Abb. 8.2 zeigt das Höhenprofil des trigonometrischen Nivellements zusammen mit dem entsprechenden Höhenprofil 177 der Altimetermessung. Die Vergleichbarkeit beträgt etwa 15 km.

Der Satellit fliegt von Ost nach West. Beide Profile zeigen eine gute Übereinstimmung im Verlauf zwischen den Punkten GPS5 und GPS1. Die Senke zwischen den Punkten GPS1 und GPS2 kann das Altimeter nicht erkennen. Sie ist nur 5 km breit und liegt in der Größe des Footprintdurchmessers des Altimeters. Oberflächenformen, die kleiner als der Footprint sind, werden vom Altimeter in der Regel nicht aufgelöst. Westlich vom Punkt GPS2 steigt die Eisoberfläche mit 1.3° an. Das bedeutet, daß die zuerst vom Altimeter empfangene Energie von den ansteigenden Flächen im Westen reflektiert wurde. Kurz danach geht das Meßsignal bei jeder Messung verloren.

Zwischen den Punkten GPS5 und GPS1 weisen die beiden Profile eine Differenz von durchschnittlich 3 m auf. Das Höhenprofil aus der Altimetermessung wird durch sechs Wiederholungsprofile gestützt (Tabelle 6.1) und ist mit einer Standardabweichung (1σ) von ± 1 m (Tabelle 6.2) berechnet worden. Die absolute Höhe des Profils des trig. Nivellements beruht auf GPS-Messungen. Die Standardabweichungen der GPS-Höhen betragen einige m. Das sind mögliche Ursachen für die Differenz der Höhenprofile.

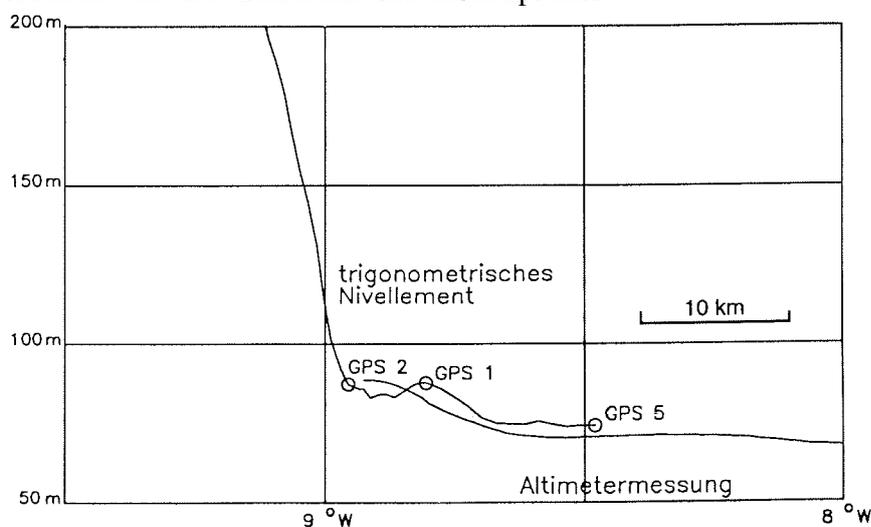


Abb. 8.2: Höhenprofile aus dem trigonometrischen Nivellement und der entsprechenden Satellitenbahn des GEOSAT

8.3 Höhen der Ekströmisen-Karte

Die auf dem Ekströmisen in den Jahren bis 1988 durchgeführten Vermessungsarbeiten wurden aufbereitet und vom *IfAG* (1989) als Karte herausgegeben. Die topographische Karte (Maßstab 1:500000) mit Höhenlinien nutzt im wesentlichen die Vermessungsflüge der Universität Münster (*Thyssen* und *Grosfeld*, 1988), die trigonometrischen Nivellements der Techn. Universität Braunschweig (*Möller* und *Ritter*, 1988) und Einzelpunktmessungen der Universität Hannover (*Hinze* und *Seeber*, 1988).

Die Lage der Vermessungsflüge und der trigonometrischen Nivellements zeigt die Abb. 8.3. Die Genauigkeit der Höhenbestimmung ist vom angewendeten Verfahren abhängig, sie beträgt bei den Vermessungsflügen ± 2 m und bei den trig. Nivellements in Abhängigkeit von den Abschlußfehlern der Profile etwa ± 0.5 m.

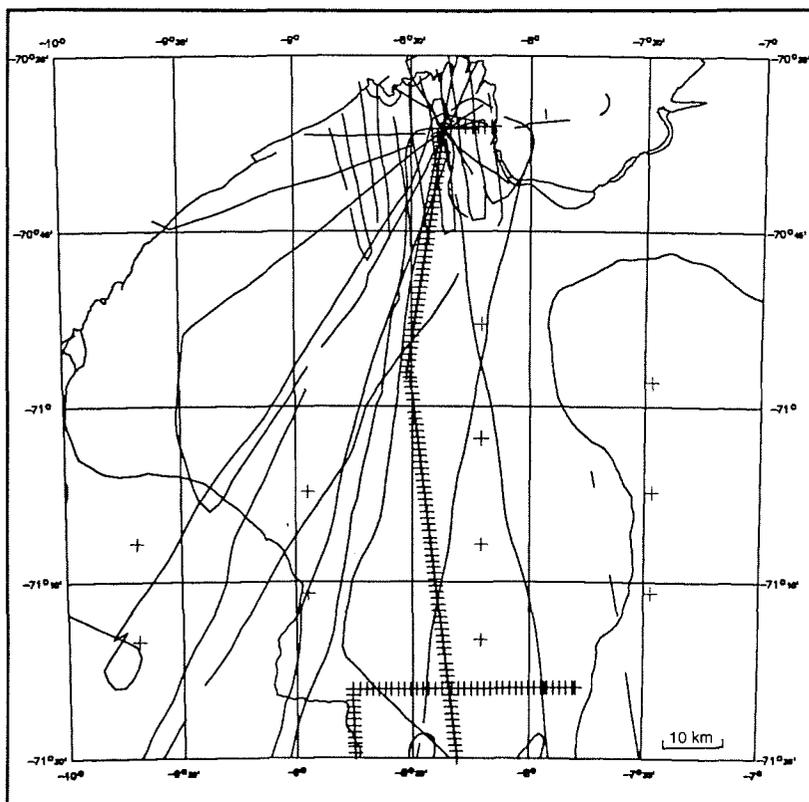


Abb. 8.3: Lage der Vermessungsflüge (—) und der trig. Nivellements (+) auf dem Ekströmisen

Der in dieser Arbeit untersuchte Teil des Ekströmisens ist zum Teil sehr eben, so daß die Lage der Höhenlinien unsicher ist. Einer Höhengenaugigkeit von ± 2 m entspricht eine Lagegenauigkeit von ± 5 km. Die Lage der trigonometrischen Nivellements richtet sich in erster Linie nach Sicherheitserfordernissen und nicht nach morphologisch relevanten Gesichtspunkten, denn gerade in Gebieten mit größeren Neigungen treten vermehrt Spalten auf. Bei der Planung der Vermessungsflüge war die Höhenbestimmung ein Kriterium neben anderen, z.B. die Bestimmung der Schelfeisdicke.

Kriterien für Höhenlinien sind geometrische Genauigkeit und morphologische Richtigkeit (Hake, 1982). Die Höhenlinien sind im Bereich der gemessenen Profile entsprechend des Meßverfahrens geometrisch genau. Die Morphologie der Eisoberfläche soll durch die Höhenlinien richtig wiedergegeben werden. Das ist jedoch nur dann möglich, wenn die Formlinien auf dem Eis, z.B. Fließlinien, Aufsetzlinien usw., bekannt sind und für die Interpretation genutzt werden.

Die Ekströmisens-Karte zeigt die Zuverlässigkeit einer Höhenlinie durch geschlossene oder gestrichelte Linienführung. Für den Vergleich mit den aus der Satellitenaltimetrie erhaltenen Höhen ist dieses zu berücksichtigen. Der Vergleich soll in erster Linie die morphologische Richtigkeit der Höhenlinien überprüfen. Für die Prüfung der geometrischen Genauigkeit ist er weniger geeignet, da sich die Lage der terrestrischen Vermessungsprofile zu sehr von der Lage der Altimeterprofile unterscheidet.

Der Vergleich der aus Altimetermessungen abgeleiteten Höhenlinien (Abb. 6.9) mit den Höhenlinien der Ekströmisens-Karte zeigt im Rahmen der zu erwartenden Genauigkeit gute Übereinstimmung. In beiden Karten ist der Verlauf der Höhenlinien ähnlich. Gute Übereinstimmung der Oberflächenformen zeigen beide Karten im Süden des Ekströmisens mit dem Plateau bei $71^{\circ}15'$ S oder mit einer Senke von wenigen m bei $71^{\circ}20'$ S und $8^{\circ}40'$ W. Der visuelle Vergleich zeigt deutlich, daß die Morphologie in der Höhenlinienkarte richtig wiedergegeben wird.

Für einen weiteren Vergleich wurden aus der Ekströmisens-Karte entlang der Altimeterprofile Höhen entnommen. Die sich daraus ergebenden Höhenprofile sind zusammen mit den ausgeglichenen Höhenprofilen der Altimetermessung in den Abb. 8.4 und 8.5 dargestellt.

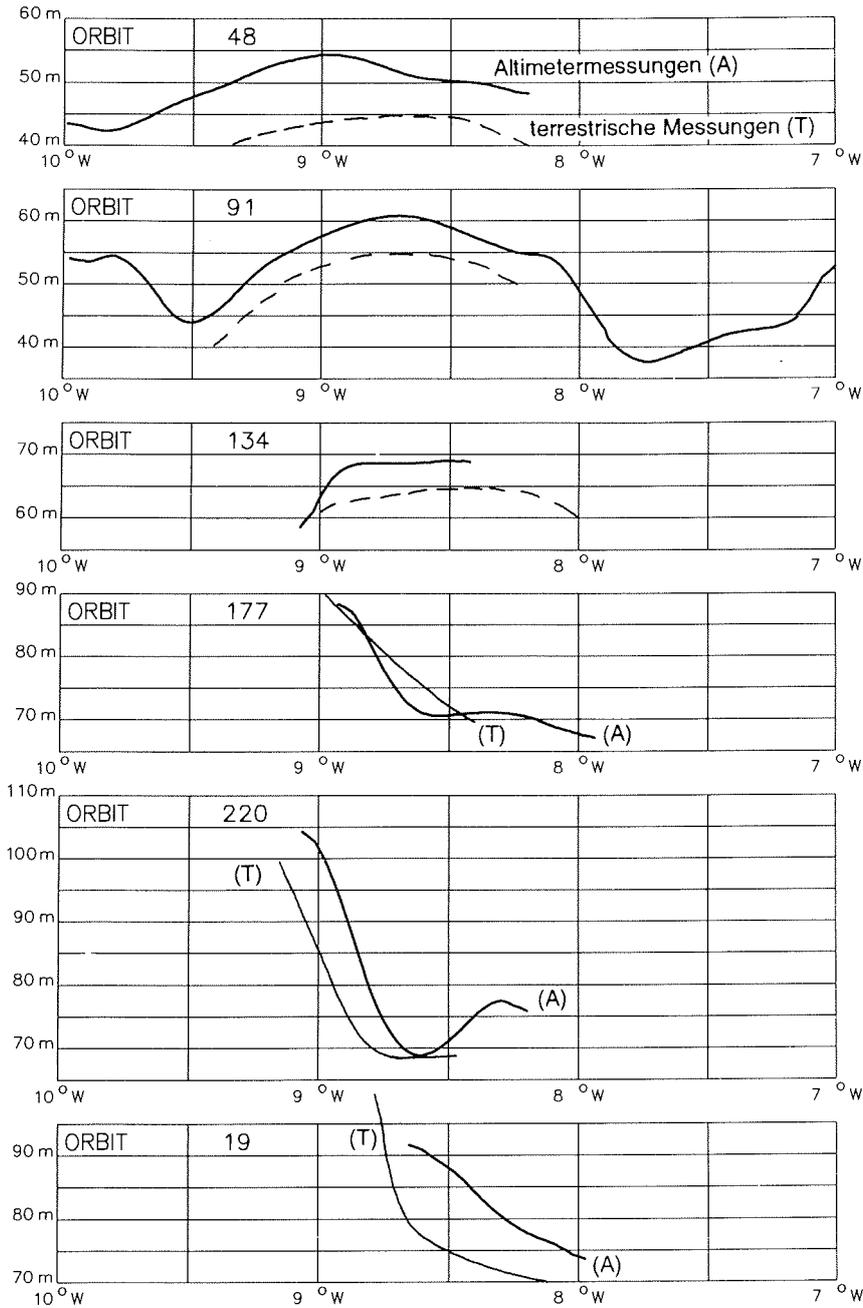


Abb. 8.4: Höhenprofile der Altimetermessung und abgeleitet aus der Ekströmisen-Karte (IfAG, 1989) entlang der absteigenden Satellitenbahnen des GEOSAT. Die Lage zeigt Abb. 6.3. Gestrichelte Profile sind nur durch wenige Messungen gestützt.

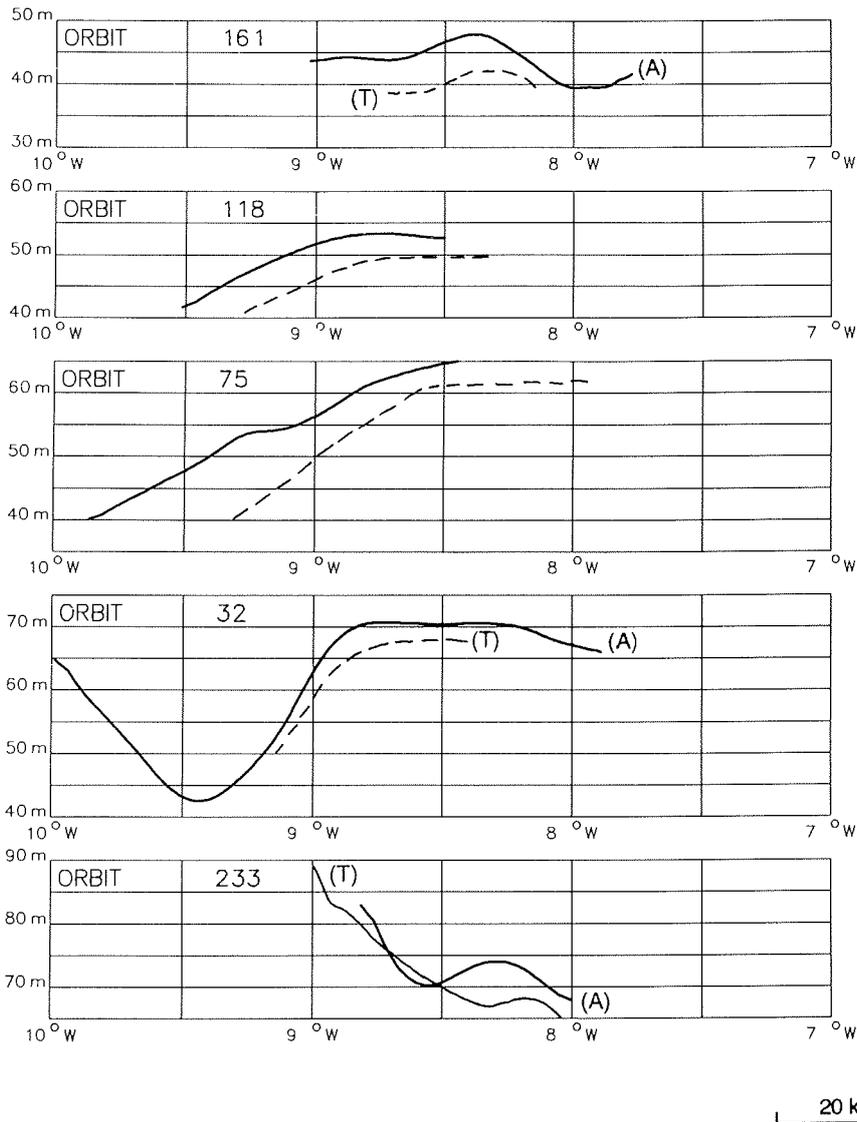


Abb. 8.5: Höhenprofile der Altimetermessung und abgeleitet aus der Ekströmsen-Karte (*IfAG*, 1989) entlang der aufsteigenden Satellitenbahnen des GEOSAT. Die Lage zeigt Abb. 6.3. Gestrichelte Profile sind nur durch wenige Messungen gestützt.

Die Profile aus der Ekströmisen-Karte liegen durchweg 5 m bis 10 m unterhalb der Altimeterprofile. Die Ursache liegt darin, daß die Geoidundulation nicht berücksichtigt ist. Die Altimeterprofile enthalten ellipsoidische Höhen, da sich aus der Bahnberechnung des Satelliten Höhen über dem Ellipsoid ergeben.

Das trig. Nivellement ergibt orthometrische Höhen, die sich auf das Geoid beziehen. Das trig. Nivellement wurde an der Schelfeiskante an den Ozean angeschlossen, die gemessenen Höhen beziehen sich auf den Meeresspiegel. Die Vermessungsflüge ergeben ebenfalls orthometrische Höhen, die sich auf den Meeresspiegel vor der Schelfeiskante beziehen.

Die Geoidundulationen, die aus den GDRs entnommen wurden, betragen im Norden des Ekströmisen etwa +9 m und im Süden +7 m. Dieses zeigt auch die Karte der *AUSLIG* (1986) der gesamten Antarktis mit Geoidundulationen zwischen GEM 10 und dem WGS 72. Die Geoidundulationen im Bereich des Ekströmisen liegen zwischen +5 m und +10 m. Das Geoid liegt über dem Ellipsoid. Die Höhenprofile aus der Ekströmisen-Karte müssen um die Größe der Geoidundulation unterhalb der Höhenprofile aus den Altimetermessungen liegen.

Die Höhen aus der Altimetermessung wurden nicht in orthometrische Höhen umgewandelt, weil das Geoid nur unzureichend bekannt ist und sich die schlechte Genauigkeit der Geoidundulation auf die Genauigkeit der Höhen übertragen hätte.

Bei den im Norden des Ekströmisen liegenden Profilen 48, 91 und 134 bzw. 161, 118, 75 und 32. stimmt der Verlauf beider Profile gut überein; der Abstand liegt in der Größe der Geoidundulation. Die Profile sind gestrichelt dargestellt, wenn die Höhenlinien der Ekströmisen-Karte wegen wenig verfügbarer Stützstellen gestrichelt dargestellt sind. Die Abweichungen werden dort größer, wo am Rand interpoliert wurde, z.B. 48 oder 75.

Bei den übrigen Profile stimmt der Verlauf der Höhen gut überein, es gibt aber lokal etwas größere Differenzen. Das ist zum einen durch die Lage der terrestrischen Höhenmessungen begründet zum anderen durch die geringe Zahl an erfolgreich durchzuführenden Altimetermessungen, z.B. bei den Profilen 19 und 233. Die Aufsetzlinie (grounding line) zwischen Ekströmisen und Søråsen verläuft nicht geradlinig. Damit ist auch der Anstieg vom Ekströmisen auf den Søråsen nicht gleichmäßig. In diesem Bereich topographisch

bewegterer Oberfläche wirken sich bereits geringe Lagedifferenzen auf die Höhe aus. Bei den hier betrachteten Höhenunterschieden von wenigen m kann es lokal durchaus zu größeren Abweichungen kommen, die sich mit der Zufälligkeit der vorliegenden Profile erklären lassen.

Weiterhin wurden zur Erfassung der Dynamik des Schelfeises an einigen Punkten die Geschwindigkeit und Richtung des Eisflusses und das Verformungsverhalten an der Schelfeisoberfläche gemessen. In der Regel kann angenommen werden, daß das Schelfeis in Richtung der größten Oberflächenneigung fließt. Die Fließrichtung steht dann senkrecht zu den Höhenlinien. Fließlinien des Ekströmisen zeigt *Hinze* (1990), der die Messungen von 1980 bis 1987 ausgewertet hat.

8.4 Altimetermessungen des Satelliten SEASAT

SEASAT war ein wichtiger Satellit für die Fernerkundung der Ozeane und Eisschilde und mit entsprechenden Sensoren ausgestattet (*Born* u.a., 1979, *Lame* u.a., 1982). Die Mission dauerte vom 26.06. - 07.10.1978. Der Satellitenorbit war so ausgewählt, daß für alle Sensoren sowohl eine gute Überdeckung als auch eine gute Zeitreihe erzielt wurde. Zu Beginn der Mission flog der Satellit auf einer Bahn, die sich nach 17.05 Tagen nahezu wiederholte, der Abstand betrug am Äquator 20 km. Anschließend wurde die Bahn in eine 3-tägige Wiederholungsbahn geändert. Die Lage der SEASAT-Bahnen im Untersuchungsgebiet zeigt Abb. 8.4, die Zuordnung zum Wiederholungorbit erfolgt nach den Formeln (5.4) und (5.5).

Vom Ekströmisen liegen 70 Überflüge vor.

aufsteigende Bahnen				absteigende Bahnen			
GEOSAT	SEASAT			GEOSAT	SEASAT		
5	193	437	681	204	148	392	636
48	236	480		161		593	
91	279	523		118		550	
134			566	75	263	507	
177			609	32	220	464	
220	164		652	233	177	421	665
19	207	451	695	190			622
62	250	494		147		579	

Tabelle 8.4: SEASAT-Bahnen des 17-Tage-Orbits

aufsteigende Bahnen					absteigende Bahnen				
Wdhl.-Orbit	SEASAT				Wdhl.-Orbit	SEASAT			
13	1167	1210	1253	1296	29	1183	1269	1312	1355
	1339	1382	1425	1468		1398	1441		
27	1224	1267	1310	1353	43	1154	1197	1240	1283
	1396	1439	1482			1326	1369	1412	1455
						1498			

Tabelle 8.1: SEASAT-Bahnen des 3-Tage-Orbits

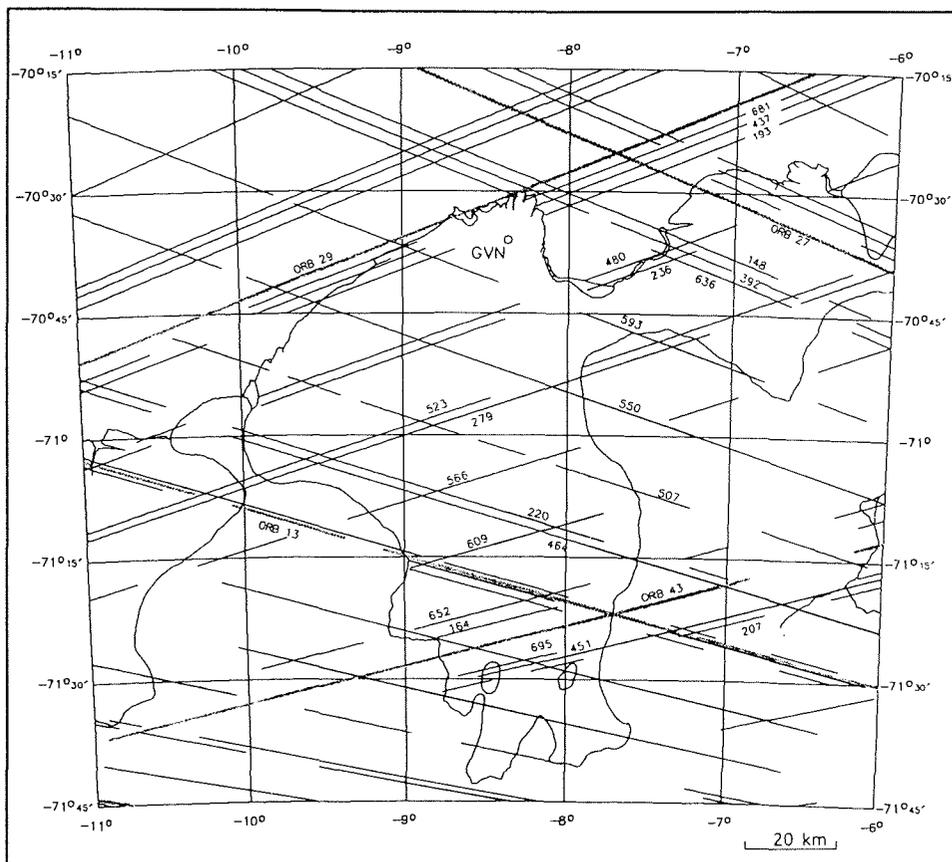


Abb. 8.6: Lage der SEASAT-Bahnen auf dem Ekströmisen

Noch mehr als beim Altimeter des GEOSAT wirkt sich beim Altimeter des SEASAT das Problem aus, daß das Altimeter über Eis oft ausgesetzt hat und damit in den Höhenprofilen große Lücken sind.

Für den nur kurzen Zeitraum der SEASAT-Mission von nur drei Monaten liegen darum nur wenige Wiederholungsüberflüge vor. Auf eine Auswertung des 17-Tage-Orbits wurde darum verzichtet, weil höchstens drei nahe beieinander liegende Überflüge vorhanden sind. Die Wiederholrate während des 3-Tage-Orbits war günstiger, doch damit verbunden war ein größerer Abstand zwischen den Bahnen. Nur der Orbit 13 deckt sich etwa mit dem GEOSAT-Orbit 233 auf dem Ekströmisen (Abb. 8.6).

Der Orbit Nr. 13 wurde insgesamt achtmal wiederholt. Davon konnte das Altimeter im Bereich des Ekströmisen viermal messen. Die Abweichung zwischen den Höhenprofilen voneinander beträgt jedoch bis zu 7 m, so daß die absolute Höhe des Profils in dieser Größenordnung unsicher ist. Für einen numerischen Vergleich ist das Profil darum ungeeignet.

Für die vier Profile wurde nach Kap. 6.1 jeweils der radiale Einfluß durch Ausgleichung bestimmt (Abb. 8.7) und anschließend ein ausgleichendes Höhenprofil nach Kap. 6.2 berechnet (Abb. 8.8). Der Orbit Nr. 13 liegt nahe beim Orbit 177 der GEOSAT-ERM. Die Differenzen zwischen beiden Messungen liegen im Bereich einiger m, der Verlauf beider Höhenprofile zeigt gute Übereinstimmung.

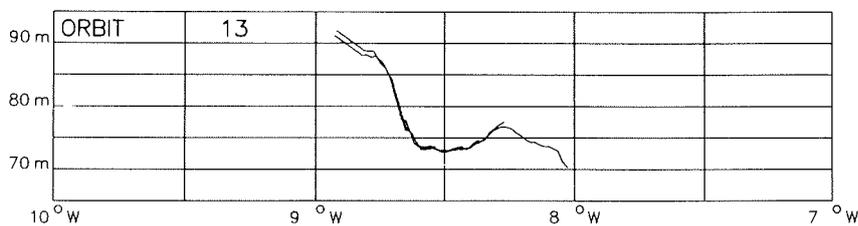


Abb. 8.7: Höhenprofile entlang des SEASAT-Orbits Nr. 13

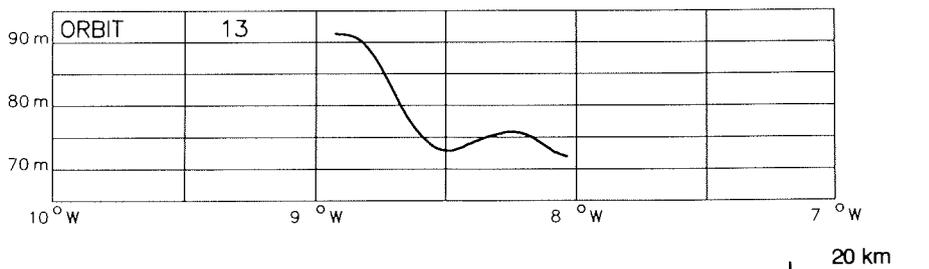


Abb. 8.8: gemittelttes Höhenprofil entlang des SEASAT-Orbits Nr. 13

9 Ausblick

Die Genauigkeit der Bahnbestimmung des Altimetersatelliten hat entscheidenden Einfluß auf die Genauigkeit der Höhenbestimmung aus der Altimetermessung. Über dem Ozean läßt sich die Bahn durch Ausgleichsalgorithmen gut verbessern, über Eis ist diese Verbesserung nicht möglich, so daß hier von vornherein die Verfahren der Satellitenbahnbestimmung angewendet werden sollten, die der angestrebten Genauigkeit der Höhenbestimmung angepaßt sind.

Die Anwendung über Eis hat gezeigt, daß die Signalverfolgung große Schwierigkeiten bereitet und mit großen Lücken im Höhenprofil zu rechnen ist. Für die Anwendung über Eis ist eine bessere Signalverfolgung dringend erforderlich.

Der Satellit ERS-1, der im Juli 1991 gestartet wurde erreicht mit seiner Bahn 82°N bzw. 82°S und fliegt über einen großen Teil der eisbedeckten Flächen Grönlands und der Antarktis. Die Anwendung über Eis ist ein wesentlicher Teil der Mission, im Gegensatz zu den Satelliten SEASAT und GEOSAT, die mit Bahnen zwischen 72°N und 72°S für die Anwendung über dem Ozean konzipiert waren und nur Teilgebiete Grönlands und der Antarktis erfaßten.

Das Altimeter des ERS-1 ist für die Messung über Eis mit einem speziellen Eismodus ausgerüstet, der eine bessere Signalverfolgung über Eis ermöglicht, die jedoch mit einer schlechteren Laufzeitmessung verbunden ist. Das Altimeter kann zwischen Ozean- und Eismodus umgeschaltet werden.

Technisch arbeitet das Altimeter dabei mit einer um den Faktor 4 geringeren Bandbreite von 82.5 GHz und um den Faktor 4 verbreiterten Zellen des Empfangsfensters. Die Reduzierung der Bandbreite wirkt sich auf den ausgesendeten Impuls aus, der 12.5 ns lang ist (Kap. 3.1) und weniger scharf ausgeprägt ist. Der Footprintdurchmesser (Kap. 4.1.1), der durch die Impulslänge festgelegt wird, wächst dadurch auf mehr als 3.4 km an, die reflektierende Fläche ebenfalls um den Faktor 4.

Erste Messungen des Altimeters im Eismodus während des 3-Tage-Orbits in der Anfangsphase der ERS-1-Mission haben keine befriedigende Resultate gebracht. Die Qualität des Rückkehrsignals war unzureichend und es konnten keine zufriedenstellenden Laufzeitmessungen durchgeführt werden (*Ihde*, pers. Mitteilung).

Für die Herstellung topographischer Karten wird neben der Zuverlässigkeit der Höhenbestimmung ein möglichst geringer Abstand zwischen der Bahnen angestrebt. Der 35-Tage-Orbit des ERS1 ist für die Interpolation von Höhenlinien gut geeignet, der Abstand der aufsteigenden oder absteigenden Umlaufbahnen beträgt z.B. bei 70° S während des 35-Tage-Orbit etwa 27 km.

Eine andere Entwicklung für ein Altimeter zur Reduktion der Fehlereinflüsse auf die Altimetermessung (Kap. 3.4.2) ist auf dem Forschungssatelliten TOPEX/POSEIDON in Betrieb. Der Satellit ist mit zwei Altimetern ausgerüstet, von denen das eine Altimeter mit zwei Frequenzen arbeitet. Durch die Altimetermessung auf zwei Frequenzen wird die präzise Modellierung des frequenzabhängigen Einflusses der Ionosphäre ermöglicht.

Für den ERS-1 war mit dem PRARE ein eigenständiges Bahnbestimmungssystem geplant und entwickelt worden.

10 Literaturverzeichnis

- Anderle, R.J. (1986): Doppler satellite measurements and their interpretation. - in: A. Anderson and A. Cazenave (Eds.), Space Geodesy and Geodynamics, Academic Press Inc. Ltd, London, 113-167.
- AUSLIG (1986): Antarctica, Contours of N, the height of the geoid above the WGS72 spheroid in metres using GEM 10 gravity coefficients. - Edition 4, produced by Australien Surveying and Land Information Group, Canberra, A.C.T. in association with Antarctic Division, Hobart, Tas..
- Axelsson, S.R.J. (1987): Radar altimetry response from rough surfaces. - Photogrammetria, **42**, 1-18.
- Bindschadler, R.A., H.J. Zwally, J.A. Major, A.C. Brenner (1989): Surface topography of the Greenland Ice Sheet from satellite radar altimetry. - NASA SP-503, Washington DC., 105 S.
- Blue, C. (1992): More GEOSAT data declassified. - Trans. Am. Geophys. Un., **73**, 265.
- Bogorodsky, V.V., C.R. Bentley, P.E. Gudmandsen (1985): Radioglaciology. - D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 254 S.
- Born, G.H., J.A. Dunne, D.B. Lame (1979): SEASAT mission overview. - Science, **204**, 1405-1406.
- Brenner, A.C., R.A. Bindschadler, R.H. Thomas, H.J. Zwally (1983): Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets. - J. Geophys. Res./C, **88**, 1617-1623.
- Brooks, R.L., W.J. Campbell, R.O. Ramseier, H.J. Stanley, H.J. Zwally (1978): Ice sheet topography by satellite altimetry. - Nature, **274**, 539-543.
- Brooks, R.L., G.A. Norcross (1984): Ice sheet surface features from satellite radar altimetry. - Mar.Geod., **8**, 211-220.
- Brown, G.S. (1977): The average of impulse response of a rough surface and its application. - IEEE Trans. Antennas Propag., Ap-25, 67-74.

- Cartwright, D.E., R.J. Tayler (1971): New computations of the tide generating potential. - *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **23**, 45-74.
- Cartwright, D.E., A.C. Edden (1973): Corrected tables of tidal harmonics. - *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **33**, 253-264.
- Cartwright, D.E., R.D. Ray (1991): Ocean tides from GEOSAT altimetry. - *J. Geophys. Res./C*, **95**, 3069-3090.
- Chase, J.R., R.J. Holyer (1990): Estimation of sea ice type and concentration by linear unmixing of GEOSAT altimeter waveforms. - *J. Geophys. Res./C*, **95**, 18015-18025.
- Cheney, R.E., B.C. Douglas, R. Agreen, D.C. McAdoo, D.T. Sandwell (1986): Geodetic and oceanographic applications of satellite altimetry. - in: A. Anderson and A. Cazenave (Eds.), *Space Geodesy and Geodynamics*, Academic Press Inc. Ltd, London, 377-405.
- Cheney, R., B. Douglas, R. Agreen, L. Miller, D.L. Porter, N. Doyle (1987): GEOSAT altimeter geophysical data record.- NOAA Technical Memorandum NOS NGS-46, Rockville, 28 S.
- Clough, J.W. (1977): Radio-echo sounding: Reflections from internal layers in ice sheets. - *J. Glaciol.*, **18**, No.78, 3-14.
- Cole, T.D. (1985): GEOSAT-A data users / ground system interface control document (ICD). - Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory, 7292-9510 Rev. 1, Laurel, Maryland, 122 S.
- Denker, H., R.H. Rapp (1990): Geodetic and oceanographic results from the analysis of 1 year of GEOSAT Data. - *J. Geophys. Res./C*, **95**, 13151-13168.
- Determann, J. (1991): Das Fließen von Schelfeisen - numerische Simulationen mit der Methode der finiten Elemente. - *Ber. Polarforsch.*, **83**, 82 S.
- Dittrich, G., A. Helbig (1981): Geodätische und meteorologische Untersuchungen der terrestrischen Refraktion des Enderby-Landes (Ostantarktis). - *Geod. Geophys. Veröff.*, R III, H 48, 245 S.

- Domik, G., F. Leberl, M. Kobrick (1984): Analyse von Radarbildern mittels Digitaler Höhenmodelle. - Bildmessung u. Luftbildwesen, **52**, 249-263.
- Dowdeswell, J.A., and N.F. McIntyre (1987): The surface topography of large ice masses from Landsat imagery. - J. Glaciol., **33**, 16-23.
- Drewry, D.J., (1983): The surface of the Antarctic ice sheet, sheet 2 of Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio. - D.J. Drewry, Ed., Scott Polar Research Institute, University of Cambridge, Cambridge.
- Drinkwater, M.R. (1987): Radar altimeter studies of polar ice. - Thesis, Emmanuel College, University of Cambridge, Cambridge, 231 S.
- Drinkwater, M.R., G.B. Crocker (1988): Modelling changes in the dielectric and scattering properties of young snow-covered sea ice at GHz frequencies. - J. Glaciol., **34**, 274-282.
- Eckstaller, A. (1988): Seismologische Untersuchungen mit Daten der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis, 1982-1984. - Dissertation, Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität, München, 239 S.
- Ehrhardt, H., H. Hinze, W. Oswald, H.W. Schenke, L. Timmen (1988): Satellitengestützte Positionsbestimmungen zur Ermittlung der Eisbewegung - in: Miller, H., H. Oerter (Eds.) Die Expedition ANTARKTIS-V/4-5 mit FS Polarstern 1986/87, Ber.Polarforsch., **57**, 82-87.
- Frain, W.E., M.H. Barbagallo, R.J. Harvey (1987): The design and operation of GEOSAT. - Johns Hopkins Appl. Phys. Lab. Digest, **8**, 184-189.
- Gube-Lenhardt, M. (1987): The meteorological data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1983 and 1984. - Ber. Polarforsch., **38**, 108 S.
- Gundestrup, N.S., R.A. Bindschadler, H.J. Zwally (1986): Seasat range measurements verified on a 3-D ice sheet. - Ann. Glaciol. **8**, 69-72.

- Haines, B.J., G.H. Born, G.W. Rosborough, J.G. Marsh, R.G. Williamson (1990): Precise orbit computation for the Geosat Exact Repeat Mission. - *J. Geophys. Res./C*, **95**, 2871-2885.
- Hake, G. (1982): *Kartographie I*, de Gruyter, Berlin, New York, 342 S.
- Hall, D.K., J. Martinec (1985): *Remote sensing of ice and snow*. - Chapman and Hall, London, New York, 181 S.
- Hayne, G.S., D.W. Hancock III (1990): Corrections for the effects of significant wave height and attitude on GEOSAT radar altimeter measurements. - *J. Geophys. Res./C*, **95**, 2837-2842.
- Heidrich, B., J. Sievers, H.W. Schenke, M. Thiel (1992): *Digitale topographische Datenbank Antarktis*. - *Na. Ka. Verm*, Reihe I, Heft 107, Frankfurt am Main, 107-140.
- Hellmer, H. (1989): Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis. - *Ber. Polarforsch.*, **60**, 86 S.
- Helmes, L. (1989): The meteorological data of the Georg-von Neumayer-Station (Antarctica) for 1985, 1986 and 1987. - *Ber. Polarforsch.*, **64**, 90 S.
- Hendershott, M.C. (1977): Numerical models of ocean tides. - in: Goldberg, F.D. u.a. (Eds.), *The Sea*, Vol.6., John Wiley & Sons, New York, London, 47-95.
- Hinze, H., G. Seeber (1988): Ice-motion determination by means of satellite positioning systems. - *Ann. Glaciol.*, **11**, 36-41.
- Hinze, H. (1990): Zum Einsatz von Satellitenpositionierungsverfahren für glaziologische Aufgaben in der Antarktis. - *Wiss. Arb. Fachr. Verm.wesen*, Nr. 167, Univ. Hannover, Hannover, 166 S.
- Höpke, W. (1980): *Fehlerlehre und Ausgleichsrechnung*. - de Gruyter, Berlin, New York, 227 S.
- Huybrechts, P. (1992): The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. - *Ber. Polarforsch.*, **99**, 241 S.

- IfAG (1989): Ekströmisen, SR 29-30, Antarktis. - Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt am Main.
- Jensen, J.J., F.R. Wooldridge (1987): The navy GEOSAT mission: an introduction. - Johns Hopkins Appl. Phys. Lab. Digest, **8**, 169.
- Jezek, K.C., J.W. Clough, C.R. Bentley, S. Shabtaie (1978): Dielectric permittivity of glacier ice measured in situ by radar wide-angle reflection. - J. Glaciol., **21**, 315-329.
- Jones, S.C., B.E. Tossman, L.M. Dubois (1987): The GEOSAT ground station. - Johns Hopkins Appl. Phys. Lab. Digest, **8**, 190-196.
- Karsten, A. (1987): Anmerkungen zur Leistungsfähigkeit der trigonometrischen Höhenmessung auf Eisoberflächen. - in: Festschrift Prof D. Möller, Geod. Schriftenreihe der Techn. Universität Braunschweig, Nr. 7, Braunschweig, 61-66.
- Karsten, A., B. Ritter (1990): Trigonometrisches Nivellement 1987 auf dem Ekström-Schelfeis. - in: Miller, H., H. Oerter (Eds.) Die Expedition ANTARKTIS-V/4-5 mit FS Polarstern 1986/87, Ber.Polarforsch., **57**, 76-81.
- Kipfstuhl, J. (1991): Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis. - Ber. Polarforsch., **85**, 88 S.
- Klobuchar, J.A. (1987): Ionospheric time-delay algorithm for single-frequency GPS users. - IEEE Trans., Aerosp. Electron Syst., AES-23, 325-331.
- Kobarg, W. (1988): Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis. - Ber. Polarforsch., **50**, 162 S.
- Kobarg, W., R. Tonn (1988): Die Gezeitenbewegungen des Ekström-Schelfeises. - in: Miller, H., H. Oerter (Eds.) Die Expedition ANTARKTIS-V/4-5 mit FS Polarstern 1986/87, Ber. Polarforsch., **57**, 97-106.

- Kock, H. (1987): Konzeption eines schnellen motorisierten trigonometrischen Nivellements. - Festschrift Prof D. Möller, Geod. Schriftenreihe der Techn. Universität Braunschweig, Nr. 7, Braunschweig, 39-48.
- Kohnen (1983): Erforschung der antarktischen Eisbedeckung. - Geogr. Rdsch., **35**, 104-111.
- Kolenkiewicz, R., C.F. Martin (1982): SEASAT altimeter calibration. - J. Geophys. Res./C, **87**, 3189-3197.
- Kolenkiewicz, R., C.F. Martin (1987): Techniques for high accuracy altimeter calibration. - Proceedings of IUGG XIX. General Assembly, Vancouver, 525-534.
- Lame, D.B, G.H. Born (1982): SEASAT measurement system evaluation: achievements and limitations. - J. Geophys. Res./C, **87**, 3175-3178.
- Lange, M.A., D.R. MacAyeal (1988): Numerical models of steady-state thickness and basal ice configurations of the central Ronne Ice Shelf. - Ann. Glaciol., **11**, 74-70.
- Langner, A. (1989): Deutsche Beiträge zur Nutzung des ersten europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1. - Geo-Informationssysteme, **2**, 3-8.
- Lechner, W., H. Wilmes (1989): The Precise Range and Range rate Equipment PRARE on a GPS-satellite - Simulations about the capability for orbit determination and positioning. - Proceedings Fifth Internat. Geod. Sympos. on Satellite Positioning, Las Cruces, New Mexico, March 13-17, , 262-271.
- Leigh, R.P., T.R. Robinson, M. Lester (1988): Ionospheric corrections for radar altimetry. - Proceedings of IGARSS '88, Edinburgh, UK, 12-16 September 1988, ESA publications division, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 989-992.
- Lerch, F.J. u.v.a. (1992): Geopotential models of the earth from satellite tracking, altimeter and surface gravity observations: GEM-T3 and GEM-T3S. - NASA Technical Memorandum 104555, 108 S.

-
- Lerch, F.J., S.M. Klosko, R.E. Laubscher, C.A. Wagner (1979): Gravity model improvement using GEOS-3 (GEM-9 and GEM-10). - J. Geophys. Res./B, **84**, 3897-3915.
- Lerch, F.J., J.G. Marsh, S.M. Klosko, R.G. Williamson (1982): Gravity model improved for SEASAT. - J. Geophys. Res./C, **87**, 3281-3296.
- LeSchack, A.R., R.V. Sailor (1988): A preliminary model for GEOSAT altimeter data errors. - Geophys. Res. Lett., **15**, 1203-1206.
- Levanon, N. (1982): Antarctic ice elevation maps from balloon altimetry. - Ann. Glaciol., **3**, 184-188.
- Lindner, K., B. Ritter (1985): Geodätische Arbeiten auf den Filchner-Ronne- und Ekström-Schelfeisen 1979-1982. - Polarforsch., **55**, 1-26.
- Lybanon, M. R.L. Crout (1987): The NORDA GEOSAT application program. - Johns Hopkins Appl. Phys. Lab. Digest, **8**, 212-218.
- MacArthur, J.L., P.C. Marth, J.G. Wall (1987): The GEOSAT radar altimeter - Johns Hopkins Appl. Phys. Lab. Digest, **8**, 176-181.
- Mälzer, H. (1964): Das Nivellement über das grönländische Inlandeis der internationalen glaziologischen Grönland-Expedition 1959. - Meddelelser om Grønland, **173**, Nr. 7, 122 S.
- Marks, K.M., D.C. McAdoo, D.T. Sandwell (1991): GEOSAT GM data reveal new details of ocean floor. - Trans. Am. Geophys. Un., **72**, 145-149.
- Marsh, J.G. u.v.a. (1988): A new gravitational model from the earth from satellite tracking data: GEM-T1. - J. Geophys. Res./B, **93**, 6169-6215.
- Marsh, J.G. u.v.a. (1990): The GEM-T2 gravitational model. - J. Geophys. Res./B, **95**, 22043-22071.
- Martin, C.F., R. Kolenkiewicz (1981): Calibration validation for the GEOS3 altimeter. - J. Geophys. Res./C, **86**, 6369-6381.

- Martin, T.V., H.J. Zwally, A.C. Brenner, R.A. Bindschadler (1983): Analysis and retracking of continental ice sheet altimeter waveforms. - *J. Geophys. Res./C*, **88**, 1608-1616.
- Mätzler, C., E.Schanda (1984): Snow mapping with active microwave sensors. - *Int. J. Remote Sensing*, **5**, 409-422.
- Mätzler, C. (1987): Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. - *Remote Sensing Reviews*, **2**, 259-387.
- Mazegga, P. (1986): How radial orbit errors are mapped in altimetric surfaces. - *J. Geophys. Res./C*, **91**, 6609-6628.
- McConathy, D.R., C.W. Kilgus (1987): The NAVY GEOSAT mission: an overview. - *Johns Hopkins Appl. Phys. Lab. Digest*, **8**, 170-175.
- McIntyre, N.F., W. Cudlip (1986): Observation of a giant Antarctic tabular iceberg by satellite radar altimetry. - *Pol. Rec.*, **23**, 458-462.
- Möller, D., B. Ritter (1988): Glacial geodetic contributions to the mass balance and the dynamic of ice shelves. - *Ann. Glaciol.*, **11**, 89-94.
- Monaldo, F. (1988): The Influence of water vapour on the detection of ocean mesoscale fronts and eddies by the GEOSAT altimeter. - *Proceedings of IGARSS '88, Edinburgh, UK, 12-16 September 1988*, ESA publications division, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 643-646.
- Monka, F.M. (1984): Zur Aufbereitung und Auswertung von GEOS-3 Satellitenradaraltimetermessungen. - *Wiss. Arb. Fachr. Verm.wesen*, Nr. 134, Univ. Hannover, Hannover, 154 S.
- Musman, S., A. Drew, B. Douglas (1990): Ionospheric effects on GEOSAT altimeter observations. - *J. Geophys. Res./C*, **95**, 2965-2967.
- Nixdorf, U. (1992): Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. - Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden. - *Ber. Polarforsch.*, **108**, 101 S.

-
- Novotny, E., A.P.R. Cooper (1991): Computer simulations of radar altimetric waveforms. - *Int. J. Remote Sensing*, **12**, 125-134.
- Partington, K.C. (1988): Studies of the ice sheets by satellite radar altimetry. - Thesis, Mullard Space Science Laboratory, Department of Physics and Astronomy, University College London, London. 320 S.
- Partington, K.C., W. Cudlip, C.G. Rapley (1991): An assessment of the capability of the satellite radar altimeter for measurement ice sheet topographic change. - *Int. J. Remote Sensing*, **12**, 585-609.
- Ping, C.S. (1990): Height errors introduced into the analysis of radar altimetry data by use of the simplified Brown model. - *Int. J. Remote Sensing*, **11**, 561-575.
- Rapley, C.G., W. Cudlip, K.C. Partington, N.F. McIntyre, J.K. Ridley (1989): Satellite radar altimetry of ice sheets and ice shelves. - in: *Proceedings of British Antarctic Survey, Antarctic Special Topic*, 9-10 Nov 1988, 43-50.
- Rapp, R.H. (1986): The determination of geoid undulations and gravity anomalies from SEASAT altimeter data. - *J. Geophys. Res./C*, **88**, 1552-1562.
- Ray, R.D., C.J. Koblinsky, D.B. Beckley (1991): On the effectiveness of GEOSAT altimeter corrections. - *Int. J. Remote Sensing*, **12**, 1979-1984.
- Rees, W.G. (1989): Technological limitations to satellite glaciology. - *Int. J. Remote Sensing*, **10**, 7-22.
- Reigber, C., W. Lechner, H. Wilmes (1989): ERS-1 and the PRARE-system. - in: *Proceedings of the 6th International Symposium: Geodesy and Physics of the Earth*, Potsdam, 319-325.
- Remy, F., P. Mazzega, S. Houry, C. Brossier, J.F. Minster (1989): Mapping of the topography of continental ice by inversion of satellite-altimeter data. - *J. Glaciol.*, **35**, 98-107.

- Ridley, J.K., K.C. Partington (1988): A model of satellite radar altimeter return from ice sheets. - *Int. J. Remote Sensing*, **9**, 601-624.
- Ridley, J.K., W. Cudlip, N.F. McIntyre, C.G. Rapley (1989): The topography and surface characteristics of the Larsen Ice Shelf Antarctica, using satellite altimetry. - *J. Glaciol.*, **35**, 299-310.
- Ritter, B. (1987): Einige Ergebnisse des motorisierten trigonometrischen Nivellements 1987 im Ritscher-Hochland/Antarktis. - *Festschrift Prof D. Möller, Geod. Schriftenreihe der Techn. Universität Braunschweig, Nr. 7, Braunschweig*, 49-59.
- Robin, G. de Qu., C. Swithinbank (1987): Fifty years of progress in understanding ice sheets. - *J. Glaciol., Special Issue*, 33-47.
- Rott, H., G. Domik, C. Mätzler, H. Miller, K.G. Lenhart (1985): Study on use of SAR for land snow and ice applications, final report. - *European Space Agency, Contract Report 5441/83/D/IM(SC)*, 117 S.
- Rott, H. (1991): Aktive Mikrowellenverfahren zur Erforschung der Landkyrosphäre. - *Geowiss. Zeit*, **9**, 150-155.
- Sailor, R.V., A.R. LeSchack (1987): Preliminary determination of the GEOSAT radar altimeter noise spectrum. - *Johns Hopkins Appl. Phys. Lab. Digest*, **8**, 182-183.
- Schüssler, H. (1989): Radar applications for land altimetry. - in: *Proceedings of an International Workshop of High Precision Navigation - Integration of Navigational and Geodetic Methods held in Stuttgart and Altenstein May 1988* - Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, *Proc. High Precis. Nav.*, 286-293.
- Schwiderski, E.W. (1980): On charting global ocean tides. - *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 243-268.
- Schwintzer, P. u.v.a. (1992): GRIM4-Globale Schwerefeldmodelle. - *Z. Vermess.Wes.*, **117**, 227-247.
- Seeber G. (1989): *Satellitengeodäsie*. - de Gruyter, Berlin, New York, 489 S.

-
- Shum, C.K., D.N. Yuan, J.C. Ries, J.C. Smith, B.E. Schutz, B.D. Tapley (1990): Precision orbit determination for the Geosat Exact Repeat Mission. - *J. Geophys. Res./C*, **95**, 2887-2898.
- Skolnik, M.I. (1970): *Radar Handbook - Introduction to radar systems*. - McGraw Hill Book Company Inc., New York.
- Swithinbank, C. (1988): *Antarctica, satellite images atlas of glaciers of the world*. - United States geological survey, Professional paper 1386-B, United States Government printing office, Washington D. C., 278 S.
- Stewart, R.H., C.A. Yamarone (1989): The TOPEX/POSEIDON satellite system: status, policy and plans. - *Proceedings Fifth International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Las Cruces, New Mexico, March 13-17*, 118-121.
- Stiles, W.H., F.T. Ulaby (1980): The active and passive microwave response to snow parameters, 1. Wetness. - *J. Geophys. Res./C*, **85**, 1037-1044.
- Tai, C.-K. (1988): GEOSAT crossover analysis in the tropical Pacific 1. Constrained sinusoidal crossover adjustment. - *J. Geophys. Res./C*, **93**, 10621-10629.
- Tapley, B.D., G.H. Born, M.E. Parke (1982): The SEASAT altimeter data and its accuracy assessment. - *J. Geophys. Res./C*, **87**, 3179-3188.
- Tezkan, B., U. Yaramanci (1992): Mechanical properties of the Antarctic Ekström Ice Shelf investigated using gravity and sea tides. - submitted to *Geophys. J. Astron. Soc.*, revised version 2.9.92.
- Thomas, R.H., T.V. Martin, H.J. Zwally (1983): Mapping ice sheet margins from radar altimetry data. - *Ann. Glaciol.*, **4**, 283-288.
- Thomas, R.H., R.A. Bindschadler, R.L. Cameron, F.D. Carsey, B. Holt, T.J. Hughes, C.W.M. Swithinbank, I.M. Willans, H.J. Zwally (1985): *Satellite remote sensing for ice sheet research*. - NASA Technical Memorandum 86233, 32 S..

- Thyssen, F., K. Grosfeld (1988): Ekström Ice Shelf, Antarctica. - *Ann. Glaciol.*, **11**, 180-183.
- Timmen, L. (1989): Expeditionsbericht, ANT VIII/3, unveröffentl..
- Torge, W., H. Denker (1991): Zur Entwicklung der Geoidmodellierung in Europa. - *Z. VermessWes.*, **116**, 220-229.
- Ulaby, F.T., W.H. Stiles (1980): The active and passive microwave response to snow parameters, 2. Water equivalent of dry snow. - *J. Geophys. Res./C*, **85**, 1045-1049.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore, A.K. Fung (1982): Microwave remote sensing - active and passive, Vol.II: Radar remote sensing and surface scattering and emission theory. - Addison-Wesley Publishing Company, Reading, Massachusetts, 608 S.
- Ulander, L. (1988): Observations of ice types in satellite altimeter data. - Proceedings of IGARSS '88, Edinburgh, UK, 12-16 September 1988, ESA publications division, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 655-658.
- Völksen, C. (1990): GEONAV - Dokumentation der Installation Anpassung des Programms auf dem VAX-Cluster des AWI. - Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 20 S., unveröffentlicht.
- Wagner, C.A. (1989): Summer School lectures on satellite altimetry. - in: Lecture notes in earth sciences, Vol. 25: F. Sanso, R. Rummel (Eds.), Theory of satellite geodesy and gravity fields determination, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 285-334.
- Weber, G. and P.Wilson (1988): Mediterranean island radar altimeter calibration, Lampedusa experiment (MIRACLE). - Poseidon Program Proposal submitted to CNES, Toulouse.
- Wilmes, H., C. Reigber, W. Schäfer, P. Hartl (1987): Precise Range and Range Rate Equipment, PRARE, on board ERS-1 - orbithography. - in support of radar altimetry and tool for precise relative geodetic positioning, Proceedings of IUGG XIX. General Assembly, Vancouver, 586-596.

-
- Wübbena, G. (1988): GEONAV, Version 10.08.88. - Programmbeschreibung, Institut für Erdmessung, Universität Hannover, Hannover.
- Zwally, H.J., R.A. Bindschadler, A.C. Brenner, T.V. Martin, R.H. Thomas (1983): Surface elevation contours of Greenland and Antarctic ice sheets. - *J. Geophys. Res./C*, **88**, 1589-1596.
- Zwally, H.J., J.A. Major, A.C. Brenner, R.A. Bindschadler (1987a): Ice measurements by GEOSAT radar altimetry. - *Johns Hopkins Appl. Phys. Lab. Digest*, **8**, 251-254. .
- Zwally, H.J. (1987b): Satellite radar altimetry ice data record (IDR) tape format. - internal paper, Laboratory for Oceans, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 8 S.
- Zwally, H.J., A.C. Brenner, J.A. Major, R.A. Bindschadler, J.G. Marsh (1989): Growth of Greenland ice sheet: Measurement. - *Science*, **246**, 1587-1589.
- Zwally, H.J. (1989): Growth of Greenland ice sheet: Interpretation. - *Science*, **246**, 1589-1591.
- Speziell zur Satellitenaltimetrie sind Sonderausgaben einiger Zeitschriften erschienen, davon sind einige aufgeführt:
- GEOS 3, *J. Geophys. Res./B*, **84**, (B8), 3779-4082, 1979.
- SEASAT Reports, *Science*, **204**, 1405-1424, 1979.
- SEASAT Special Issue I, *J. Geophys. Res./C*, **87**, 3173-3438, 1982.
- SEASAT Special Issue II, *J. Geophys. Res./C*, **88**, 1529-1952, 1983.
- SEASAT, *Mar. Geod.*, **8** (1-4), 1-402, 1984.
- GEOSAT Special Section, *J. Geophys. Res./C*, **95**, 2833-3180, 1990.

Dank

Herrn Prof. Dr. H. Miller danke ich für die Vergabe dieser Arbeit und für die Möglichkeit, die Arbeit im Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven anfertigen zu können.

Für die Übernahme des Korreferates danke ich Herrn Prof. Dr. G. Stäblein.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr.-Ing. H.W. Schenke für die Anregung dieser Arbeit, für viele anregende Diskussionen und die Anteilnahme am Fortgang dieser Arbeit.

Für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die Verbesserungsvorschläge danke ich Herrn Dr.-Ing. H. Hinze, Herrn Dipl.-Ing. F. Niederjasper und Herrn Dipl.-Ing. T. Schöne.

Herrn Dipl.-Ing. L. Timmen danke ich für die Durchführung der Vermessungsarbeiten auf dem Ekströmis. Für die dortige Unterstützung danke ich Herrn Dr. A. Eckstaller und den Überwinterern an der Georg-von-Neumayer-Station, insbesondere auch der AWI-Logistik, ohne die wissenschaftliche Meßprogramme in der Antarktis nicht durchgeführt werden können.

Herrn Prof. Dr.-Ing. G. Seeber danke ich für sein Interesse und die Kritik zur Verbesserung der Arbeit. Für die Nutzung des Programms GEONAV des Instituts für Erdmessung der Universität Hannover danke ich ihm und Herrn Dr.-Ing. G. Wübbena.

Herrn Prof. Dr.-Ing. D. Möller und Herrn Dr.-Ing. B. Ritter vom Institut für Vermessungskunde der Techn. Universität Braunschweig danke ich für Beratung und Unterstützung bei der Vorbereitung und Auswertung des trigonometrischen Nivellements.

Allen Mitarbeitern des Alfred-Wegener-Instituts, die zum Gelingen der Arbeit durch Diskussionen und Anregungen beigetragen haben und namentlich nicht genannt sind, möchte ich an dieser Stelle meinen herzlichen Dank aussprechen.

Nicht zuletzt danke ich meiner Frau und meiner Familie für ihr Verständnis, ihre Unterstützung und stete Ermunterung während der Erstellung der Arbeit.

Anhang**A Inhalt der Datenprodukte**

lfd.Nr.	Parameter	Einheit	Wertebereich
1	UTC (Zeit in ganzen Sek. seit 1.1.85)	s	0 - 2 ³¹
2	UTC (Sekundenbruchteil)	µs	0 - 10 ⁶
3	Breite	µ°	±72.1*10 ⁶
4	Länge	µ°	0-360*10 ⁶
5	h _{Orbit} (ellipsoidische Höhe des Orbit)	mm	7*10 ⁸ - 9*10 ⁸
6	h (gemittelte ellipsoidische Höhe)	cm	±32766
7	σ _h (Standardabweichung der Höhe)	cm	0-32766
8	N (Geoidundulation)	cm	±1.5*10 ⁵
9	h ₁ (ellipsoidische Höhe)	cm	±32766
10	h ₂ (ellipsoidische Höhe)	cm	±32766
11	h ₃ (ellipsoidische Höhe)	cm	±32766
12	h ₄ (ellipsoidische Höhe)	cm	±32766
13	h ₅ (ellipsoidische Höhe)	cm	±32766
14	h ₆ (ellipsoidische Höhe)	cm	±32766
15	h ₇ (ellipsoidische Höhe)	cm	±32766
16	h ₈ (ellipsoidische Höhe)	cm	±32766
17	h ₉ (ellipsoidische Höhe)	cm	±32766
18	h ₁₀ (ellipsoidische Höhe)	cm	±32766
19	SWH (signifikante Wellenhöhe)	cm	0 - 2000
20	σ _{SWH} (Standardabw. der Wellenhöhe)	cm	0 - 2000
21	σ ⁰ (Backscatterkoeffizient)	0.01 dB	0 - 6400
22	AGC (Automatic Gain Control)	0.01 dB	0 - 6400
23	σ _{AGC} (Standardabw. des AGC)	0.01 dB	0 - 6400
24	Flags (INTEGER*2-Variable)		16 bits
25	h _{OFFSET} (Konstante für die ellip. Höhen)	m	0 - 50000
26	t _{Erde} (Erdzeit)	mm	±1000
27	t _{Ozean} (Ozeangezeit)	mm	±1000
28	d _{TRO} (feucht) (aus Daten des FNOC)	mm	0 - -1000
29	d _{TRO} (feucht) (aus Fernerkundungsdaten)	mm	0 - -1000
30	d _{TRO} (trocken) (aus Daten des FNOC)	mm	-2000 - -3000
31	d _{IONO} (ionosphärische Korrektur)	mm	0 - -500
32	dh(SWH/ζ) (Korr.-w. Wellenh. zu Nadirabw.)	mm	±9999
33	dh(FM) (Korrekturw. Impulskompression)	mm	±999
34	ζ (Nadirabweichung)	0.01°	0-200

Tabelle A.1: Inhalt der Geophysical Data Records (GDR) (Cheney u.a., 1987)

Die Datensätze enthalten jeweils die Messungen einer Sekunde. Die GDRs sind binär, die SDRs (Tabelle A.2) als INTEGER- oder REAL-Variable in ASCII und die WDRs (Tabelle A.3) als INTEGER-Variable auf Magnetband gespeichert.

lfd.Nr.	Parameter	Aufl./Einh. Werteber.	
1	MFC (Major Frame Count, interner Zähler)	1 count	0 - 2 ²⁴ -1
2	mFC (Minor Frame Count, interner Zähler)	1 count	0 - 31
3	Modus-Wort		0 - 2 ³⁰ -1
4	Flag-Wort		0 - 2 ³⁰ -1
5	a ₁ (1. Distanzmessung der Sekunde)	1 mm	10 ⁸ - 10 ⁹ mm
...			
14	a ₁ (10. Distanzmessung der Sekunde)	1 mm	10 ⁸ - 10 ⁹ mm
15	σ _a (Standardabw. der Distanzmessungen)	1 mm	0 - 9999 mm
16	Δa(SWH/ζ) (Korr.-w. Wellenh. zu Nadirabw.)	1 mm	±9999 mm
17	Δa(FM) (Korrekturw. Impulskompression)	1 mm	±999 mm
18	SWH ₁ (1. Messung der signif. Wellenhöhe)	1 cm	0 - 20 m
...			
27	SWH ₁₀ (10. Messung der signif. Wellenhöhe)	1 cm	0 - 20 m
28	σ _{SWH} (Standardabw. der SWH-Messungen)	1 cm	0 - 2 m
29	ΔSWH(SWH/ζ) (Korr.-Wert)	1 cm	±9.99 m
30	AGC ₁ (1. Messung des Autom. Gain Control)	0.01 dB	0 - 64 dB
...			
39	AGC ₁₀ (10. Messung d. Autom. Gain Control)	0.01 dB	0 - 64 dB
40	σ _{AGC} (Standardabw. der AGC-Messungen)	0.01 dB	0 - 64 dB
41	ΔAGC(SWH/ζ) (Korr.-Wert)	0.01 dB	±9.99 dB
42	ΔAGC(a) (Korr.-Wert wg. Distanz)	0.01 dB	±9.99 dB
43	ΔAGC(T) (Korr.-Wert wg. Temperatur)	0.01 dB	±9.99 dB
44	da/dt (Distanzänderung)	1 m/s	±99 m/s
45	ζ (Nadirabweichung, aus WDR berechnet)	0.01°	0-2°
46	σ ⁰ (Backscatterkoeffizient)	0.01 dB	0 - 64 dB
47	W _c (Windgeschwindigkeit)	0.1 m/s	0 - 32 m
48	VATT (Rechenwert für Nadirab.)	0.001v	0 - 3 v
49	RCVT (Altimetertemperatur)	0.1° C	-30 - 110° C
50	Reserve		

Tabelle A.2: Inhalt der Sensor Data Records (SDR) (Cole, 1985)

lfd.Nr.	Parameter	Auflösung Werteber.	
1	MFC (Major Frame Count, interner Zähler)	1 count	0 - 2 ²⁴ -1
2	mFC (Minor Frame Count, interner Zähler)	1 count	0 - 31
3	Modus-Wort		0 - 2 ³⁰ -1
4	Flag-Wort		0 - 2 ³⁰ -1
5	WS(1,1) (Waveform Sample, skaliert)	1 count	0 - 225
6	WS(2,1) (Waveform Sample, skaliert)	1 count	0 - 225
...			
634	WS(63,10) (Waveform Sample, skaliert)	1 count	0 - 225
635	SC(1) (Maßstab der 1. Waveform)		1, 2, 4
...			
644	SC(1) (Maßstab der 10. Waveform)		1, 2, 4
645	Reserve		

Tabelle A.3: Inhalt der Waveform Data Records (WDR) (Cole, 1985)

B Programme

Die Liste umfaßt wesentliche Programme und Unterprogramme, die für die vorliegende Arbeit entwickelt worden sind. Programme für spezielle Anwendungen oder Programme ohne direkten Bezug zur Arbeit sind nicht aufgenommen worden. Die Programme sind in Fortran für die Anwendung auf der VAX geschrieben worden.

AUSGL_HPROF	Das Ausgleichungsprogramm berechnet Additionskonstanten für jedes Profil durch Minimierung der Abweichungen der Höhen eines jeden Profils von einem gemittelten Höhenprofil.
GDR_CORRECTION	Das Programm korrigiert die GDRs mit dafür bereitgestellten Korrekturwerten.
GDR_EXSTR	Das Programm liest GDRs und selektiert ausgewählte Datensätze.
GDR_GEDIT	Graphischer Editor für die interaktive Korrektur von Höhenprofilen im Anschluß an die Bearbeitung mit dem Programm GDR_CORRECTION.
GDR_NEIGKOR	Das Programm berechnet Neigungskorrekturen für die GDRs.
GDR_PLOT	Das Programm plottet ausgewählte Daten aus den GDRs.
GLAETT_HPROF	Ausgleichungsprogramm für die Berechnung eines gemittelten Höhenprofils aus Wiederholungsmessungen.
MERGE_WDR_GDR	Das Programm kombiniert GDRs und WDRs für die kombinierte Anwendung beider Datensätze.
MERGE_WDR_GDR_MAP	Das Programm kombiniert GDRs und WDRs für die Ausgabe mit dem Kartenplotprogramm MAP.

SET_GDR_VERB	Erzeugen und Setzen von Werten in der Datei GDR_VERB.DAT.
T_GDR_FORM	Das Programm erzeugt eine formatierte Ausgabedatei von den GDRs.
T_SDR_FORM	Das Programm erzeugt eine formatierte Ausgabedatei von den SDRs.
T_WDR_FORM	Das Programm erzeugt eine formatierte Ausgabedatei von den WDRs.
T_WDR_MAP	Das Programm erzeugt eine Ausgabedatei mit den Rückkehrsignalen und deren Position für die Einbindung in das Kartenplotprogramm MAP.
WDR_ANALYSE	Das Programm analysiert Rückkehrsignale und plottet das Ergebnis.
WDR_PLOT	Das Programm plottet Rückkehrsignale.
WDR_RETRACK	Das Programm berechnet die Retrackingkorrektur für die einzelnen Rückkehrsignale. Das Rückkehrsignal wird in einem Ausgleichsprogramm durch eine Funktion mit fünf Parametern approximiert.
DIFF_RL	Das Unterprogramm berechnet Längen- und Breitendifferenzen für eine Satellitenposition mit den Bahnelementen der Satellitenbahn.
GDR_CHECK	Das Unterprogramm prüft die Qualität der GDRs.
PLMAP_WDR	Das Unterprogramm des Programms MAP plottet Rückkehrsignale in eine Karte.
READ_GDR	Einlesen, Decodieren und Skalieren der GDRs.

READ_SDR	Einlesen, Decodieren und Skalieren der SDRs.
READ_WDR	Einlesen, Decodieren und Skalieren der WDRs.
T_DAYDGR_DAY	Umrechnung der Tagezählung der GDRs in das Datum.
T_DAYTIM_UTCGDR	Umrechnung von Tag und Tageszeit in die Sekundenzählung der GDRs.
T_DAY_DAYGDR	Umrechnung des Datums in die Tagezählung der GDRs.
T_ERMORB_UTCGDR	Berechnung des Beginns eines Orbits in der Sekundenzählung der GDRs aus ERM- und Orbitnummer.
T_UTCGDR_DAYTIM	Umrechnung der Sekundenzählung der GDRs in Datum und Tageszeit.
T_UTCGDR_ERMORB	Berechnung der ERM- und Orbitnummer aus der Sekundenzählung der GDRs.
WDR_CHECK	Das Unterprogramm prüft die Qualität der GDRs.

C Abkürzungen

ANT	Antarktis-Expedition
AUSLIG	Australian Surveying and Land Information Group
AWI	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforsch.
DGM	digitales Geländemodell
EGIG	Internationale glaziologische Grönland-Expedition
EMR	elektromagnetisches Reflexionsverfahren
ERM	Exact Repeat Mission
ERS	European Remote Sensing Satellite
FNOC	Fleet Numerical Oceanographic Center
GDR	Geophysical Data Record
GEOS	Geodynamics Experimental Ocean Satellite
GEOSAT	Geodetic Satellite
GM	Geodetic Mission
GPS	Global Positioning System
GVN	Georg-von-Neumayer-Station
IfAG	Institut für Angewandte Geodäsie
LANDSAT	Land Remote Sensing Satellite
MSSL	Mullard Space Science Laboratory
NAG	Navy Astronautics Group
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NODC	National Oceanographic Data Center
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
OPNET	Navy's Operational Network
PRARE	Precise Range and Range-Rate Equipment
SDR	Sensor Data Record
SEASAT	Sea Satellite
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SST	Sea Surface Topography
SWH	Significant Wave Height
TOPEX	Ocean Topography Experiment
TRANET	TRANSIT Network
WDR	Waveform Data Record
WGS	World Geodetic System