

**Ein Beitrag zum Schwerefeld im Bereich
des Weddellmeeres, Antarktis
Nutzung von Altimetermessungen des
GEOSAT und ERS-1**

**The Gravity Field in the Weddell Sea,
Antarctica, by Radar Altimetry from
GEOSAT and ERS-1**

Tilo Schöne

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich leicht veränderte Fassung einer Dissertation, die 1996 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

Tilo Schöne

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

Zusammenfassung	III
Summary	V
1 Einleitung	1
1.1 Zielsetzung der Arbeit.....	2
1.2 Entwicklungsstand der Satellitenaltimetrie.....	4
1.3 Altimetrie in den Polargebieten.....	7
1.3.1 Messungen des Schwerefeldes.....	8
1.3.2 Messungen der Eisschilde.....	9
1.4 Arbeitsgebiet: südliches und zentrales Weddellmeer.....	9
2 Die Altimetermissionen ERS-1 und GEOSAT	13
2.1 Der Satellit ERS-1.....	13
2.1.1 Missionsüberblick.....	15
2.1.2 Das Altimeter des ERS-1.....	17
2.1.3 Die Umlaufbahn des ERS-1.....	19
2.1.4 Bahnbestimmung des ERS-1.....	20
2.2 Der Satellit GEOSAT.....	22
3 Verfahren der Altimetrie	25
3.1 Arbeitsweise eines Altimeters.....	25
3.1.1 Meßprinzip eines Altimeters.....	25
3.1.2 Geometrie der Satellitenaltimetrie.....	28
3.1.3 Rückkehrsignale.....	30
3.1.4 Signalverfolgung.....	32
3.2 Fehlerhaushalt von Altimetermessungen.....	33
3.3 Reduktionen.....	35
3.3.1 Kalibrierung von Altimetern.....	35
3.3.2 Nadirabweichung und ihre Auswirkung.....	36
3.3.3 Radarmessungen über Meereis.....	38
3.4 Weitere Reduktionen.....	40
3.4.1 Gezeitenwirkung.....	40
3.4.2 Refraktion.....	42
3.4.3 Inverser barometrischer Effekt.....	46
3.4.4 Signifikante Wellenhöhe / Sea State Bias.....	47
3.4.5 Meeresoberflächentopographie.....	49
3.5 Auflösungsvermögen von Altimetermessungen.....	51
4 Datenaufbereitung und Plausibilitätskontrollen	55
4.1 Datenaufbereitung und -verteilung.....	55
4.1.1 Datenprodukte ERS-1 Altimetrie.....	55
4.1.2 Datenaufbereitung ERS-1.....	56
4.1.3 Datenprodukte GEOSAT.....	56
4.1.4 Datenaufbereitung GEOSAT.....	57
4.2 Plausibilitätsprüfung der Altimetermessungen.....	58
5 Bearbeitung von Altimeterhöhenprofilen	63
5.1 Einleitung.....	63

5.2	Entwicklung eines Fehlermodells für die Satellitenbahn- ausgleichung.....	65
5.3	Ausgleichung radialer Fehler.....	67
5.3.1	Kollinearanalyse.....	69
5.3.2	Kreuzungspunktausgleichung.....	76
5.4	Besonderheiten bei der Ausgleichung von Altimetermessungen im Bereich von Meereis.....	80
5.5	Kombination der Altimetermessungen von ERS-1 und GEOSAT.....	85
6	Schwereanomalien aus Altimetermessungen.....	89
6.1	Das Schwerfeld der Erde.....	89
6.2	Methoden zur Berechnung von Schwereanomalien.....	91
6.3	Ableitung von Schwereanomalien aus Altimeterhöhenprofilen.....	94
6.4	Berechnung von Schwereanomalien.....	97
6.5	Genauigkeit der Schwereanomalien, Vergleiche mit marinen Schweremessungen.....	104
7	Das Schwerfeld im Weddellmeer	113
7.1	Geographie und Bathymetrie des Weddellmeeres.....	113
7.2	Meeresoberflächentopographie und Geoid im Weddellmeer	116
7.3	Schwereanomalien im Weddellmeer	120
8	Ausblick	125
	Literaturverzeichnis	127
	Dank	137
	Anhang	139
	Beschreibung der Datenprodukte (OPR02, GM, ERM)	139
	Abkürzungen	142
	Keplersche Bahnelemente	144

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit Auswertungen von Altimetermessungen des Satelliten ERS-1 ab dem Jahr 1991 und Messungen des Satelliten GEOSAT aus den Jahren 1986 bis 1990. Die Auswertung erfolgt unter dem Gesichtspunkt der Berechnung von Parametern des Schwerefeldes in meereisbeeinflussten Gebieten, im wesentlichen beschränkt auf das Gebiet des Weddellmeeres. Die Auswertungen wurden möglich, da mit dem ERS-1 erstmalig ein Forschungssatellit zur Verfügung steht, dessen Bahnen alle Ozeanbereiche der Südhemisphäre überdecken. Dadurch werden auch die Gebiete erfaßt, die ganzjährig unter einer nahezu permanenten Meereisdecke liegen.

Da die in der Literatur angegebenen Strategien zur Auswertung von Altimetermessungen unter den o.g. Bedingungen zu keinem Ergebnis führten, wurden weiterführende Modellansätze und neue Strategien erarbeitet. Die Meßwerte werden wegen Einflüssen entlang des Signalweges und wegen Veränderungen der Reflexionsfläche, z.B. durch Gezeiten, korrigiert. Durch die Kombination von Kollinearanalyse, Kreuzungspunktausgleichung und verschiedenen Methoden zur Ausreißerdetektion werden ausgeglichene Höhen der mittleren Meeresoberfläche im gesamten Bereich des Weddellmeeres berechnet. Diese Werte werden für die Berechnung von Schwereanomalien und der Meeresoberflächentopographie genutzt. Durch die Kombination der Altimetermessungen von ERS-1 und GEOSAT wird eine wesentlich verbesserte Auflösung erzielt. Südlich von 72°S liegen nur Messungen des ERS-1 vor, die Auflösung des Schwerefeldes ist in diesem Bereich durch den größeren radialen Abstand der Satellitenbahnen geringer.

Die abgeleiteten Schwereanomalien weisen für das Gebiet des nördlichen Weddellmeeres, das nur geringfügig und zeitlich begrenzt von Meereis beeinflusst wird, mittlere Fehler von ± 7 mGal bis ± 11 mGal, bezogen auf unabhängige marine Schweremessungen, auf. In Gebieten mit permanenter Meereisbedeckung liegt der mittlere Fehler bei ± 22 mGal. Für den Wellenlängenbereich >150 km beträgt der mittlere Fehler der Schwereanomalien $\pm 8,5$ mGal.

Eine Abschätzung des Signal-/Rauschverhältnisses zeigt, daß mit den Messungen des ERS-1 Geoidstrukturen ab 35 km Wellenlänge aufgelöst werden können. Durch eine Kollinearanalyse wird das Signal-/Rauschverhältnis so weit verbessert, daß Strukturen mit Wellenlängen ab 19 km aufgelöst werden können. Der mittlere Fehler der ausgeglichenen Altimeter-Höhenprofile liegt zwischen

± 7 cm und ± 20 cm, abhängig von der Variabilität der Meeresoberfläche und dem Signal-/Rauschverhältnis der Altimetermessungen.

Die abgeleiteten Geoidhöhen im Bereich des Untersuchungsgebietes weisen Differenzen zu bekannten Kugelfunktionsmodellen von bis zu 8 m auf. Diese Differenz ist im wesentlichen auf fehlende Messungen bei der Ableitung dieser Modelle zurückzuführen. Die in dieser Arbeit berechneten Höhen der Meeresoberfläche stellen damit einen wichtigen Beitrag für die Ableitung neuer Kugelfunktionsmodelle dar.

Eine Interpretation der abgeleiteten Schwereanomalien ermöglicht, die Lage der Ozean-/Kontinent-Grenze im südlichen Weddellmeer besser einzugrenzen und gibt Hinweise auf die Öffnung Gondwanas zwischen Afrika, Südamerika und der Antarktis.

Summary

In this thesis, radar altimeter measurements carried out by the satellites GEOSAT and ERS-1 were analysed. The GEOSAT was launched in 1986 and decayed in 1990, the European Remote Sensing satellite ERS-1 was launched in 1991 carrying an technically improved type of a radar altimeter. With ERS-1, the first time it is possible to perform radar altimeter measurements also over large regions in Antarctica south of 72°S. This work focuses mainly on the computation of gravity anomalies in ice covered regions, especially in the Weddell Sea. Due to the permanent sea ice coverage in the southern oceans, only a reduced number of sub-satellite tracks could be used for these investigations.

Due to the complex radar echo standard procedures as generally used for altimeter investigations cannot be applied in ice covered regions. Therefore, new algorithms and strategies were developed. At first the radar altimeter measurements were corrected for various effects, e.g. ionospheric and tropospheric delays or tides. Then, a collinear analysis and a crossover adjustment was combined with robust outlier detection algorithms. Finally, averaged height profiles were extracted from repeat orbits and used for the computation of gravity anomalies and the mean sea surface. By combining the measurements from ERS-1 and GEOSAT a significant improvement of the resolution of the models was achieved. South of 72°S only ERS-1 data exist. Due to the reduced coverage of usefull satellite subtracks in this region, the resolution of the models is degraded.

In areas of none or little sea ice coverage, the r.m.s. of the computed gravity anomalies was determined between ± 7 and ± 11 mGal as compared to marine gravity measurements. In the totally ice covered regions of the central and southern Weddell Sea the r.m.s. rise to ± 22 mGal. In this area the r.m.s. is ± 8.5 mGal for wavelengths of the gravity field longer than 150 km.

The analysis of single repeat orbits from ERS-1 demonstrate, that in ice free regions the geoid with wavelengths as small as 35 km can be determined. Using a collinear analysis the signal-to-noise ratio can be improved and wavelengths of 19 km can be resolved. Applying a least squares adjustment, the r.m.s. of the computed sea surface height profiles lies between ± 7 cm and ± 20 cm depending on the variability of the sea surface and the signal-to-noise ratio.

The altimeter data were also used for the determination of an improved sea surface height model. Comparisons to sea surface heights from actual geopotential models, e.g. OSU91A, reveal differences up to 8 m in the central Weddell Sea. This may be caused by sparse or incomplete data sets in the polar regions used for the computation of the global geopotential models. However, gravity anomalies computed in this thesis, will be used to improve the models.

The determined gravity anomalies provide a new insight into the tectonic development of the Weddell Sea area, and may be useful for the understanding the Gondwana break up.

1 Einleitung

Die Antarktis und die sie umgebenden Meere gehören zum Großteil zu den "weißen" Gebieten der Erde. Das liegt nicht nur an der fast vollständigen Bedeckung mit Eis, sondern auch an der relativen Unzugänglichkeit - auch heute kann die Antarktis ohne Flugzeuge und eisbrechende Schiffe nur schwer erreicht werden - und an ihrer Größe. Der Antarktische Kontinent, mit 14,19 Mio. km² Fläche (einschließlich der Schelfeise), ist fast doppelt so groß wie Australien und um ein Drittel größer als Europa. Die Bedeckung mit Eis, das an einigen Stellen bis über 4000 m mächtig ist, verhindert zudem viele direkte Untersuchungen. Ausgeprägte saisonale Meereisvariationen, die Flächendifferenz der Meereisbedeckung beträgt im Jahresgang 16 Mio. km², erschweren die Forschung im marinen Bereich.

In das Interesse der Forschung gelangte die Antarktis wegen ihrer relativen Unzugänglichkeit und der damit vorhandenen Möglichkeit, Naturphänomäne ohne störende Einflüsse durch den Menschen, zu untersuchen. Wissenschaftsdisziplinen, wie z.B. Geodäsie, Geophysik, Geologie, Glaziologie, Ozeanographie und Biologie sind an der Erforschung der Antarktis beteiligt. Die Vielfalt der Wissenschaftsdisziplinen zeigt die Komplexität der Forschung in den polaren Gebieten.

Ziel heutiger Untersuchungen sind vor allem klimarelevante Fragestellungen. Die Antarktis, zu 98% mit Eis bedeckt, bindet 80% der Weltsüßwasservorräte (Kohnen, 1983). Globale Klimaänderungen, die ein Wachsen oder Schrumpfen der Eismassen zur Folge haben, lassen sich in der Antarktis, wegen des fehlenden direkten Einflusses des Menschen, besonders genau feststellen. In Eiskernen, die in den letzten Jahren erbohrt wurden, ist, durch die jährliche Schneeakkumulation, ein hochgenaues Klimaarchiv der letzten 260000 Jahre erhalten (Vostock Project Members, 1995). Für die Zukunft sind deshalb mehrere Bohrungen geplant.

Nicht zuletzt spielt die Antarktis für tektonische Fragestellungen eine wichtige Rolle. Bei den heutigen Modellvorstellungen über die Entwicklung der Erde wird davon ausgegangen, daß die Kontinente mindestens zweimal einen "Superkontinent" bildeten. Der Antarktis ist dabei gemein, daß sie jeweils den zentralen Teil darstellte. Bildung und Zerfall des ersten Superkontinents ist weitestgehend spekulativ, eine derzeit diskutierte Hypothese ist die SWEAT-Hypothese (Dalziel, 1992).

Der zweite Superkontinent ist unter dem Namen Gondwana bekannt. Er bildete sich vor ca. 500 Ma, der erneute Zerfall begann vor ca. 170 Ma im Bereich des heutigen Weddellmeeres¹. Die genaue Rekonstruktion der tektonischen Geschichte des Weddellmeeres wird im wesentlichen durch die geringe Anzahl geowissenschaftlicher Daten, wie Seismik, Magnetik und Gravimetrie, beschränkt. Schiffsexpeditionen bleiben, wegen der extremen Meeressituation, vorwiegend auf den saisonal eisfreien Teil des Weddellmeeres oder auf Polynien entlang der Schelfeiskanten beschränkt. Landgestützte Forschungen sind auf wenige eisfreie Gebiete, meist Nunataker oder das Transantarktische Gebirge, begrenzt.

1.1 Zielsetzung der Arbeit

Durch die Mission des europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1 (European Remote Sensing Satellite), dessen Flugbahnen das gesamte Gebiet des Weddellmeeres (Abb. 1.1) abdecken, ist es erstmals möglich, Parameter des Schwerfeldes in diesem Bereich flächendeckend mit Fernerkundungsmethoden, hier der Altimetrie, zu erfassen. Die ERS-1 Mission stellt eine wesentliche Erweiterung vorangegangener Altimetermissionen, wie z.B. die der amerikanischen Satelliten GEOSAT und SEASAT, dar, die nur Gebiete bis $\pm 72^\circ$ geographischer Breite abdeckten.

Für die Nutzung der Messungen früherer Altimetermissionen wurden zahlreiche Auswertansätze für die Bereiche der Ozeane, Schelf- und Inlandeis entwickelt (z.B. *Heidland*, 1994). Bei der ERS-1 Mission überfliegt der Satellit auch Gebiete, in denen eine permanente Meereisbedeckung existiert. Für die Auswertung von Altimetermessungen und der Ableitung von Parametern des Schwerfeldes in diesen extremen geographischen Breiten müssen neue Auswertestrategien entwickelt werden, bisherige Arbeiten sparen diese Bereiche wegen der extrem schlechten Meßwertqualität aus (z.B. *Sandwell*, 1992; *McAdoo und Marks*, 1992; *Bode et al.*, 1993).

Die Arbeit behandelt wesentliche Aspekte der Auswertung von Altimetermessungen im Bereich der Ozeane und im Bereich von Meereis. Neben der Entwicklung von spezifischen Algorithmen werden mittlere Höhen der Meeresoberfläche abgeleitet. Diese Höhen

¹J. Weddell (1787-1834), britischer Seefahrer

werden für die Berechnung von Schwereanomalien genutzt. Der Vergleich mit marinen gravimetrischen Messungen während der Expedition ANT X/2 des Forschungsschiffes "Polarstern" (Miller, 1994) ermöglicht die Abschätzung von Genauigkeiten altimetrisch abgeleiteter Schwereanomalien.

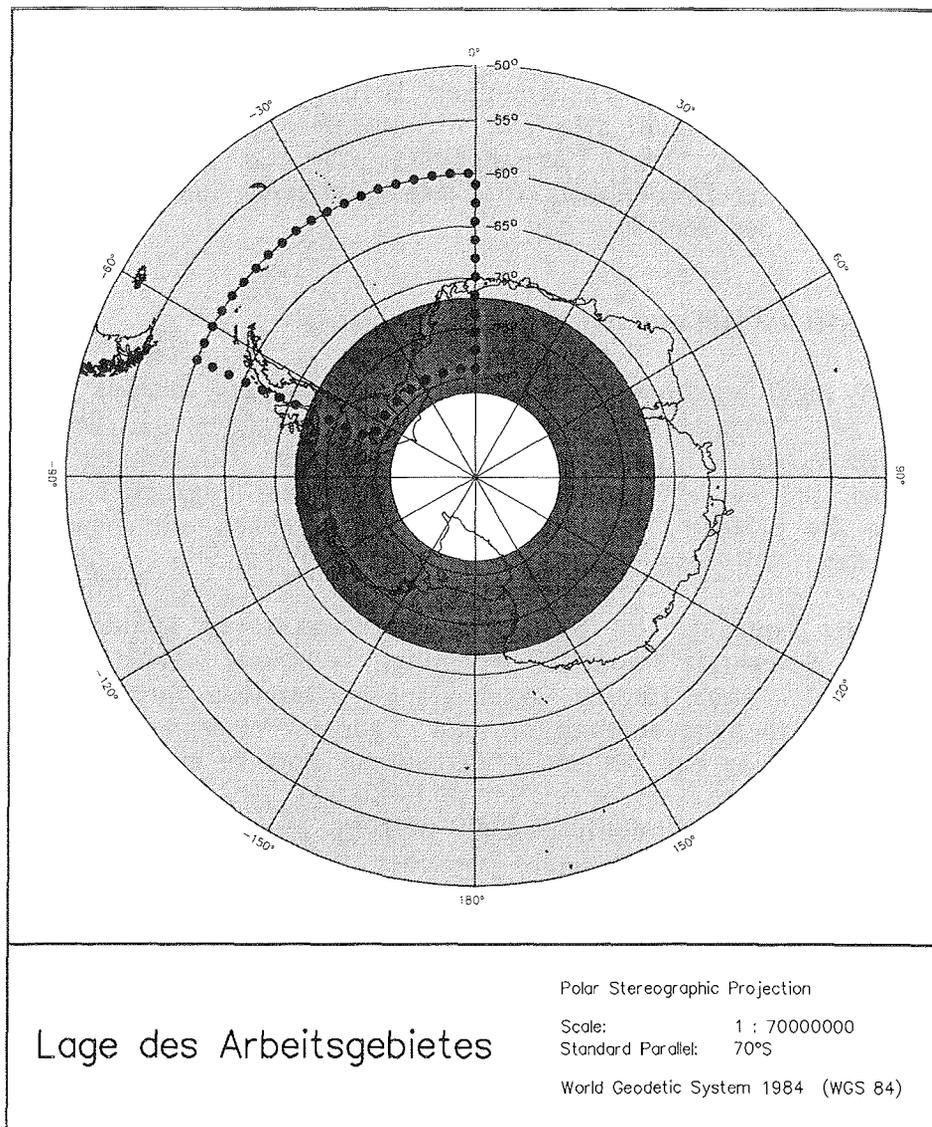


Abb. 1.1 Lage des Arbeitsgebietes (gepunktete Linie) im Bereich der Antarktis. Die hellgrau unterlegte Fläche zeigt den Überdeckungsbereich des GEOSAT, die dunkelgraue Fläche die Regionen, die zusätzlich durch den ERS-1 abgedeckt werden.

Für die Arbeit stehen Messungen des GEOSAT für den Zeitraum 1986-1989 und des ERS-1 für den Zeitraum 1991-1995 zur Verfügung. Durch eine Kombination der Messungen beider Satelliten kann eine verbesserte Überdeckung und damit eine höhere Auflösung der Höhen der Meeresoberfläche und des Schwerefeldes nördlich von 72°S erreicht werden.

Die Berechnung von Schwereanomalien im Weddellmeer im Bereich südlich 60°S liefert einen wichtigen Beitrag für viele geodynamische Fragestellungen. Die aus Altimetermessungen abgeleiteten Schwereanomalien stellen Anhaltspunkte für die Rekonstruktion des Zerfalls des Urkontinents Gondwana zwischen Südafrika, Südamerika und der Antarktis dar.

1.2 Entwicklungsstand der Satellitenaltimetrie

Bei der Satellitenaltimetrie handelt es sich um ein neueres Verfahren der Geodäsie aus dem Bereich der Fernerkundung. Fernerkundungsverfahren eignen sich besonders für die Erforschung von Gebieten, die nur schwer oder zeitlich beschränkt zugänglich sind, und für die Erfassung von Prozessen mit einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung.

Durch die Nutzung von Satellitenaltimetermessungen konnten die globalen Schwerefeldmodelle² wesentlich verbessert werden (*Rapp et al.*, 1991). Auch für die Ozeanographie (Gezeiten, Strömungen), Geophysik (Schwereanomalien) und andere Wissenschaftsdisziplinen gehen von der Altimetrie wesentliche Impulse aus.

Bei der Satellitenaltimetrie, einem aktiven Radarverfahren, steht die Bestimmung des Abstandes zwischen Satellit und Reflexionsfläche (Footprint) im Vordergrund. Dieser Wert wird aus der Messung der Laufzeit eines Radarimpulses ermittelt. Die zurückgestreute Energie des Impulses wird im Satelliten aufgezeichnet (Rückkehrsignal) und für die Ableitung weiterer Parameter genutzt. So gibt die Analyse der Form des Rückkehrsignals (waveform) wichtige Hinweise auf die bodennahen Windgeschwindigkeiten und die Rauigkeit der bestrahlten Fläche.

Mit dem Satelliten GEOS-3 konnten erstmals global flächendeckende Altimeterdaten gesammelt werden. Bedingt durch die große Inklination

²Das Geoid als Äquipotentialfläche des Schwerefeldes ist die Null-Fläche für die Festlegung von Höhen.

nation der Satellitenbahn von 115° , war die Überdeckung auf den Bereich $\pm 65^\circ$ geographischer Breite beschränkt. Mit den dabei gewonnenen Höhenwerten wurden zahlreiche regionale (z.B. *Monka*, 1984) und globale (z.B. *Rapp*, 1979) Schwerefeldmodelle vorgestellt. Die Messungen dieses Satelliten lieferten erstmalig Höheninformationen für die Eisflächen polarer Gebiete, z.B. die Eiskappe Grönland (*Brooks et al.*, 1978).

Mit der Folgemission des SEASAT, die auf den Erfahrungen der GEOS-3 Mission aufbaute, wurde innerhalb kurzer Zeit eine globale Überdeckung im Bereich $\pm 72^\circ$ geographischer Breite erreicht. Vor allem die höhere Genauigkeit der Einzelmessungen (10 cm statt 60 cm beim GEOS-3) führte zu einer deutlichen Verbesserung der existierenden Schwerefeld- und Meeresoberflächentopographiemodelle (*Rapp*, 1983).

Mit dem Start des GEOSAT, einer rein geodätischen Satellitenmission, wurde eine neue Etappe in der Satellitenaltimetrie eingeleitet. Die Mission bestand aus zwei Abschnitten, einer geodätischen Mission, bei der die flächendeckende hochauflösende Bestimmung der Meeresoberflächentopographie im Vordergrund stand, und einer zweiten Phase für ozeanographische Anwendungen, in der der Satellit auf sich wiederholenden Bahnen flog. Während die Messungen der geodätischen Mission erst 1992 in Teilgebieten für zivile Nutzer freigegeben wurden, konnten die Altimetermessungen der zweiten Phase sofort wissenschaftlich genutzt werden.

Der Satellit ERS-1, der von der europäischen Raumfahrtorganisation ESA (European Space Agency) gestartet wurde, erfüllt durch eine umfangreiche Instrumentierung viele wissenschaftliche Anforderungen. Durch die Unterteilung der Mission in verschiedene Phasen, bei denen der Satellit auf unterschiedlichen Orbits fliegt, werden sowohl zeitlich als auch räumlich hochauflösende Messungen erhalten. Durch die, gegen vorangegangene Satelliten, kleinere Bahnneigung von nur 98° , decken die Messungen große Teile der Antarktis und Arktis ab. Diese Messungen werden für die Erfassung von Höhen der Eisschilde (Antarktis, Grönland) genutzt und tragen zu einer verbesserten Bestimmung des Eismassenhaushaltes der Erde bei (*Heidland*, 1994). Mit dem Start des ERS-2 werden in der Zukunft weitere Meßwerte in den polaren Bereichen verfügbar sein. Durch ein verbessertes Bahnbestimmungssystem ist bei diesem Satelliten eine Genauigkeitssteigerung der abgeleiteten Höhen zu erwarten.

Die Mission des Satelliten TOPEX/Poseidon³ stellt in vielen Bereichen ein Novum dar. Durch die Verwendung eines Altimeters (TOPEX) mit zwei unterschiedlichen Frequenzen (5,3 GHz und 13,6 GHz) und eines Radiometers ist es erstmals möglich, atmosphärische Laufzeitverzögerungen hypothesenfrei zu bestimmen. Gleichfalls wurde die Bahnbestimmung des Satelliten, die betragsmäßig größte Fehlerquelle, verbessert. Der Satellit trägt neben Laserreflektoren auch ein Dopplermesssystem (DORIS) und eine Antenne für GPS-Messungen. Die resultierenden Genauigkeiten der Höhenmessungen liegen im Zentimeterbereich. Bedingt durch die große Inklination werden nur Bereiche von $\pm 66^\circ$ geographischer Breite abgedeckt. Dieser Satellit liefert daher nur einen eingeschränkten Beitrag für die Erfassung des Schwerefeldes in den polaren Regionen. Die Bahninformationen des TOPEX/Poseidon werden aber teilweise genutzt, um eine Verbesserung der Bahnbestimmung des ERS-1, über Bahnkreuzungspunktausgleichungen, zu erreichen.

Der Satellit ERS-2, der 1995 gestartet wurde, soll die Messungen des ERS-1 fortführen. Nach einer sogenannten Tandem Mission, in der beide Satelliten auf sich ergänzenden Orbits fliegen und die Sensoren gegeneinander kalibriert werden können, wird der ERS-1 später voraussichtlich nur noch für einzelne Kampagnen reaktiviert. Der ERS-2 hat die gleichen Bahnparameter, so daß die Bestimmung des Schwerefeldes in polaren Bereichen und die Bestimmung von Eishöhen fortgeführt und verbessert werden kann.

Von den künftigen Altimetermissionen ist die GEOSAT "follow on" Mission von großer Bedeutung. Der Satellit, der voraussichtlich 1996 gestartet wird, wird die Bahn des GEOSAT wiederholen. Durch den zeitlichen Abstand zu den ersten Messungen sind Aussagen z.B. zu Änderungen des globalen Meeresspiegels und damit ein direkter Beitrag zur aktuellen Klimadiskussion zu erwarten.

Einen Überblick über wichtige Altimetermissionen gibt Tabelle 1.1.

Für eine Analyse des Genauigkeitspotentials von Altimetermessungen wurden für jeden Satelliten Kalibrierungen durchgeführt. Aus diesen Messungen kann, neben der Höhenkorrektur, auch die Genauigkeit einer Einzelmessung bestimmt werden. Während die Höhenfehler durch verschiedene Methoden weitestgehend eliminiert werden können, geht die Unsicherheit der Einzelmessung un-

³Der Satellit trägt zwei Altimeter, TOPEX ist eine amerikanische Entwicklung, Poseidon wurde in Frankreich entwickelt.

mittelbar als Rauschen in das Ergebnis der ausgeglichenen Meeresoberfläche ein. Durch Ausgleichungsansätze, die auf der Analyse sich wiederholender Messungen beruhen, wird eine Verbesserung der Höhenbestimmungen angestrebt. Der mittlere Fehler der Einzelmessung liegt beim GEOS-3 bei ± 60 cm (*Berbert und Carney, 1979*), beim SEASAT bei ± 7 cm (*Kolenkiewicz und Martin, 1982*). Für den ERS-1 wird der mittlere Fehler der Messung mit $\pm 3,3$ cm angegeben.

Mission	Zeitraum	Agentur	Wiederhol-orbit (Tage)	Besonderheiten
Skylab	1973/74			
GEOS-3	1975-78	NASA	nein	
SEASAT	1978	NASA	teilweise	Radiometer
GEOSAT	1985-89	U.S. Navy	teilweise, 17	
ERS-1	1991 -	ESA	3, 35, 168	Radiometer
TOPEX/Poseidon	1992 -	NASA/ CNES	10	Radiometer 2 Frequenzen GPS, DORIS
ERS-2	1995 -	ESA	3, 35	Radiometer
GEOSAT follow on	1996	U.S. Navy	17	Radiometer, wie GEOSAT
POEM	1998	ESA	35	Radiometer 2 Frequenzen
TOPEX follow on	1998	NASA/ CNES		Radiometer 2 Frequenzen
EOS Alt	2003	NASA		Radiometer 2 Frequenzen

Tab. 1.1 Übersicht über wichtige Altimetermissionen (*Koblinsky et al., 1992*)

1.3 Altimetrie in den Polargebieten

Das Hauptziel aller Altimetermissionen ist die Bestimmung des Verlaufs des Geoids und die Bestimmung der Meeresoberflächentopographie. Bei einer kleinen Bahnneigung der Satelliten werden auch polare Gebiete erfaßt. Da die Standard-Auswertalgorithmen für Altimetermessungen nur unzureichend für die Bedingungen über Eis geeignet sind, wurden für solche Messungen spezielle Auswertestrategien erarbeitet. Damit konnten Messungen, die über Schelf- und Landeisgebieten erfolgten, erfolgreich bearbeitet werden (z.B. *Zwally, 1993; Heidland, 1994*). Messungen im Bereich von Meereis hingegen sind damit nur eingeschränkt auswertbar. Bedingt durch

die schnellen räumlichen Änderungen der Rückstreuungseigenschaften innerhalb der Rückstreulfläche, sind in den aufgezeichneten Meßwerten viele Ausreißer enthalten, die auf nicht optimale Signalverfolgungsalgorithmen zurückzuführen sind. Zur Detektion dieser Fehlmessungen und für die Nutzung der Meßwerte sind weitergehende Auswertestrategien zu entwickeln.

1.3.1 Messungen des Schwerefeldes

Aus geodätischer und geophysikalischer Sicht steht, bei Altimetermessungen über dem Ozean, die Bestimmung von Parametern des Erdschwerefeldes im Vordergrund. In der Geodäsie werden die Messungen für die Bestimmung des Geoids benötigt, in der Geophysik dienen daraus abgeleitete Schwereanomalien z.B. der Interpretation von Bruchzonen und Kontinentalrändern.

In erster Näherung kann die aus der Altimetrie bestimmte mittlere Meeresoberfläche im Ozeanbereich mit dem Geoid gleichgesetzt werden. Eine Abweichung (<2 m) von dieser Fläche wird hauptsächlich durch die stationäre Meeresoberflächentopographie hervorgerufen. Ursachen sind z.B. Dichtevariationen des Meerwassers oder unterschiedliche Auflasten durch die Atmosphäre.

Altimetermessungen werden schon seit langem für Untersuchungen des Schwerefeldes genutzt. Dabei wurden vor allem Höhen der Meeresoberfläche für die Verbesserung von Kugelfunktionsmodellen oder zur Berechnung von mittleren Schwereanomalien durch Kollokation (*Rapp*, 1979) genutzt. *Cheney et al.* (1984) und *Sandwell* (1984) nutzten Altimeter-Schwereanomalien zur geophysikalischen Interpretation von Bruchzonen und zur Lokalisierung von Seamounts in Gebieten mit wenigen bathymetrischen Informationen. *Schöne und Schenke* (1994) nutzten Altimetermessungen zur Prädiktion der Bathymetrie in polaren Gebieten, *Hagen et al.* (1994) beschreiben die Nutzung von Schwereanomalien zur Interpolation und Interpretation von bathymetrischen Modellen in Gebieten mit wenig und/oder ausreißerbehafteten Tiefen im Bereich des Weddellmeeres.

Schwerefeldmodelle aus Altimetermessungen in polaren Gebieten wurden bisher nur von *Sandwell* (1992) und *McAdoo und Marks* (1992) vorgestellt. Diese Auswertungen sind im Süden auf 72°S begrenzt und weisen viele Ausreißer in den eisbedeckten Regionen auf.

1.3.2 Messungen der Eisschilde

Die Altimetrie, ursprünglich nur für den Einsatz über den Ozeanen vorgesehen, leistet in den polaren Gebieten einen wichtigen Beitrag zur Beantwortung von Fragen der globalen Klimaentwicklung. Ein Wachsen oder Schrumpfen der Eisschilde führt unmittelbar zu Änderungen des Meeresspiegels. *Brooks et al.* (1978) bestimmten erstmals die Topographie des Eisschildes von Grönland aus Altimetermessungen des Satelliten GEOS-3.

Insbesondere mit den Messungen des Satelliten GEOSAT wurden verschiedene Analysen der Bestimmung von Höhen über Grönland und der antarktischen Schelfeise (z.B. *Heidland*, 1994) durchgeführt. Mit dem Start des ERS-1 arbeitet ein Altimeter, das erstmals auch speziell für Messungen über Eis konzipiert wurde. Dazu kann das Altimeter in einem speziellen Eisoperationsmodus (ice mode) betrieben werden, der die Meßwertqualität und -ausbeute verbessern soll. Höhenmodelle der Eisgebiete der Antarktis und Grönlands wurden u.a. von *Ihde et al.* (1993), *Andersen* (1993) und *Zwally et al.* (1993) vorgestellt. Von einer Kampagne zur Einrichtung eines Höhentestnetzes im Kreuzungspunkt zweier Subsatellitenbahnen⁴ auf dem Filchner-Ronne Schelfeis berichten *Schenke et al.* (1994). Dieses Höhentestfeld konnte gleichzeitig zur Bestimmung des Genauigkeitspotentials von Altimetermessungen des ERS-1 genutzt werden.

1.4 Arbeitsgebiet: südliches und zentrales Weddellmeer

Der Bereich des südlichen und zentralen Weddellmeeres ist in vielerlei Hinsicht ein "weißes" Gebiet. Bedingt durch eine fast permanent geschlossene Meereisdecke wurden bisher nur wenige geophysikalische Messungen in diesem Bereich durchgeführt. Entsprechend gering sind die Kenntnisse über die Bathymetrie, Gravimetrie und die tektonische Entwicklung (*Jokat et al.*, 1995).

Um die tektonische Entwicklung des Weddellmeeres in den letzten 170 Ma zu rekonstruieren, führten mehrere geowissenschaftliche Expeditionen des Forschungsschiffes "Polarstern" in dieses Gebiet. Dabei wurden zahlreiche reflexions- und refraktionsseismische Messungen durchgeführt. Parallel dazu wurden marine Schwerdaten und eingeschränkt Magnetikdaten aufgezeichnet. Durch die

⁴Als Subsatellitenbahn oder Subtrack wird die Spur des Satelliten auf der Erdoberfläche bezeichnet

extremen Eisbedingungen beschränken sich diese Messungen jedoch überwiegend auf die Bereiche von Polynien (Bereich des östlichen Weddellmeeres und vor dem Filchner-Ronne Schelfeis) und zeitweise eisfreier Gebiete im Bereich des Explora Escarpments (20°W) vor Kap Norvegia (Abb. 1.2). Im Bereich des zentralen und westlichen Weddellmeeres liegen nur wenige marine Messungen vor (Jokat *et al.*, 1995).

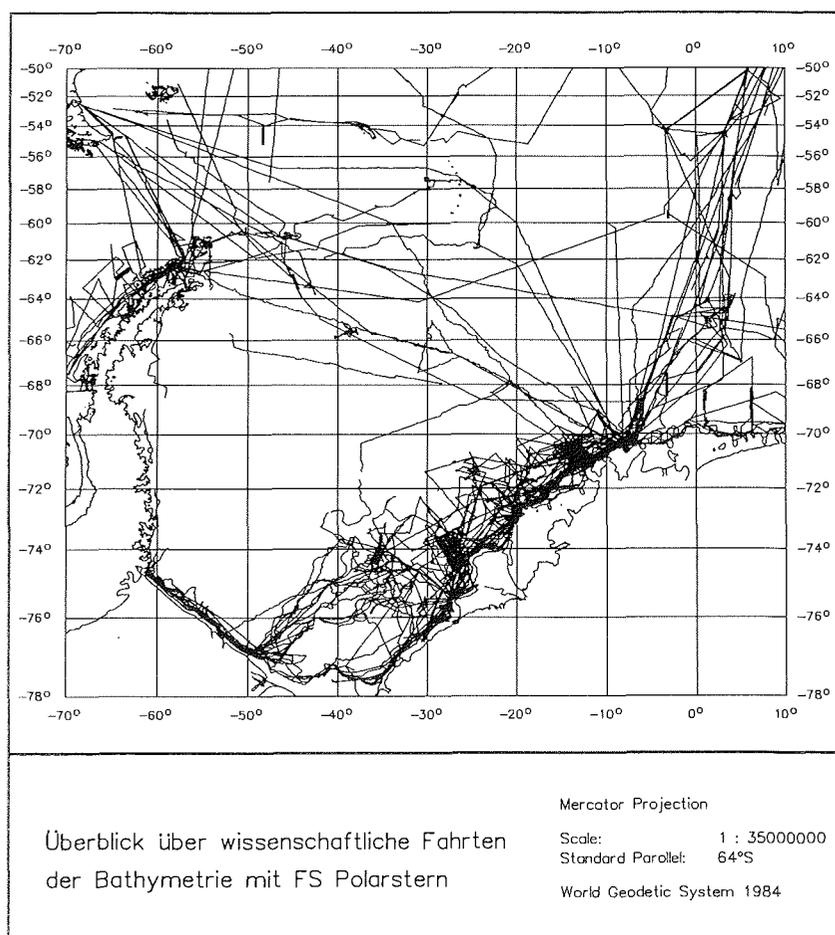


Abb. 1.2 Überblick über geowissenschaftliche Fahrten mit FS "Polarstern". Auf diesen Fahrten wurden bathymetrische Daten gesammelt. Teilweise liegen auch Daten der Seismik, Magnetik und marinen Gravimetrie vor.

Der geringe Kenntnisstand über dieses Gebiet wird deutlich, wenn man sieht, daß der Wegener Canyon, ein 25 km langer und bis zu 1300 m tiefer, markanter Einschnitt im Explora Escarpments, erst

1985 entdeckt wurde, die Polarsternbank, ein Seamount bei $71^{\circ}30'S/25^{\circ}W$, wurde erst während der Polarstern-Expedition ANT VIII/5 (*Miller und Oerter*, 1990) entdeckt.

Eine Verbesserung des Kenntnisstandes über die schwer zugänglichen Gebiete ist daher vor allem von den Fernerkundungsverfahren zu erwarten. Die Bestimmung des Schwerefeldes wurde mit dem Start des ERS-1, der den Bereich bis $81^{\circ}30'S$ abdeckt, möglich.

Im Bereich der Ozeane wird das Geoid durch die 'idealisierte' Meeresoberfläche repräsentiert. Bei einer permanenten Meereisbedeckung, die für weite Teile des Weddellmeeres typisch ist, wird aber eine davon abweichende Fläche bestimmt. Diese Fläche kann dabei sowohl die Oberfläche als auch ein interner Reflektor innerhalb des Meereises sein. Weiterhin sind durch Meßfehler und ein hohes Signal/Rauschverhältnis mathematische Filteroperationen während der Auswertung notwendig, die, neben den Ausreißern, auch die kurzwelligen Anteile des Schwerefeldes unterdrücken. Das hat zur Folge, daß das abgeleitete Schwerefeld in diesem Bereich eine geringere Auflösung hat, als es die Altimetrie in eisfreien Gebieten erlaubt. In den Auswertungen muß deshalb auf eine effektive Trennung zwischen Meßwerten über dem offenen Ozean und meereisbedeckten Gebieten geachtet werden.

Aus ozeanographischer Sicht steht das Weddellmeer wegen der hier stattfindenden Bodenwasserbildung und Zirkulation im Mittelpunkt des Interesses. Informationen über den Geoidverlauf und die abgeleitete Meeresoberflächentopographie stellen einen unverzichtbaren Datensatz für globale Zirkulationsmodelle dar. Die aus der Altimetrie abgeleiteten Meereshöhen, die Summe von Geoidhöhe und Meeresoberflächentopographie, liefert dazu einen wichtigen Beitrag.

2 Die Altimetermissionen ERS-1 und GEOSAT

Bei den Missionen von ERS-1 und GEOSAT wurden Altimetermessungen durchgeführt, die durch ihre Genauigkeit und Überdeckung einen wesentlichen Beitrag zur Bestimmung des Schwerefeldes liefern. Da die Messungen beider Satelliten in dieser Arbeit genutzt werden, werden die Missionen im folgenden kurz vorgestellt.

2.1 Der Satellit ERS-1

Mit dem Start des ERS-1 steht ein Satellit zur Verfügung, der die Möglichkeiten der Erdfernerkundung wesentlich erweitert. Für die Polarforschung ist der Satellit von Bedeutung, da er durch seine Bahnneigung von 98° große Teile der Arktis und Antarktis überfliegt. So können nun erstmalig Altimeterdaten aus dem Bereich des zentralen Weddellmeeres, des Rossmeeres und des Arktischen Ozeans gewonnen werden.

Der Satellit trägt verschiedene wissenschaftliche Instrumente, ein

- Aktives Mikrowelleninstrument (AMI), umschaltbar zwischen Synthetic Aperture Radar (SAR) und Windscatterometer,
- Radaraltimeter (RA),
- Along-Track Scanning Radiometer and Microwave Sounder (ATSR-M), Infrarot Radiometer (IRR) und Mikrowellenradiometer (MWR),
- Precise Range and Range-rate Equipment (PRARE) und
- Laserreflektoren.

Durch diese Instrumentierung kann ein breites Spektrum von Wissenschaftsdisziplinen an den Messungen und Ergebnissen des ERS-1 partizipieren. Insbesondere sind Anwendungen möglich, die die Meßdaten verschiedener Sensoren kombinieren.

Mit dem SAR steht ein abbildender Sensor mit einer Auflösung von $30 \times 30 \text{ m}^2$ zur Verfügung, der es erlaubt, wetterunabhängig die Erdoberfläche zu erfassen. Zur Altimetrie im Bereich der Ozeane ergeben sich aber nur wenig Felder, bei denen die Messungen beider Sensoren gemeinsam oder ergänzend genutzt werden können. Über den Schelfeisen können aus SAR-Messungen Höhenänderungen durch Interferometrie bestimmt werden. Diese Werte sind für die Überprüfung der altimetrisch bestimmten Höhen nutzbar.

Mit dem Windscatterometer werden bodennahe Windgeschwindigkeiten und -richtungen abgeleitet. Hier sind Anwendungen für die Altimetrie bei der Bestimmung der Oberflächenbeschaffenheit des Ozeans (Wellenhöhen, Rauigkeit) denkbar (*Fu und Glazman, 1991*).

Besondere Bedeutung für die Altimetermission hat das mitgeführte MWR. Mit diesem Instrument kann der Wassergehalt der Atmosphäre entlang des Signalweges des Altimeters bestimmt werden. Dieser Wert wird genutzt, um Korrekturen für die Veränderung der Signallaufzeiten in der Troposphäre zu berechnen (Kap. 3.4.2).

Das PRARE, ein aktiver Transponder zur Entfernungs- und Bewegungsbestimmung, das die Bahnbestimmung des ERS-1 wesentlich verbessern sollte, mußte nach technischen Problemen bei der Aktivierung abgeschaltet bleiben (*ESA, pers. Mitteilung*). Das hat insbesondere Auswirkungen auf die Altimetermission, da für die Bestimmung des Geoids und dynamischer Parameter der Ozeanoberfläche eine präzise Satellitenbahn benötigt wird. Mit PRARE, das auch auf dem ERS-2 installiert ist, sollen Entfernungsmessungen zwischen Satellit und Bodenstation mit einer Genauigkeit von 5-10 cm möglich sein. Bei einem Einsatz von PRARE wäre die absolute Genauigkeit der Altimetermessungen durch genauere Bahnbestimmung wesentlich verbessert worden.

Die Laserreflektoren dienen als passives Instrument zur Bahnbestimmung. Sie werden für die Bestimmung der Entfernung zwischen dem Satelliten und Laser-Tracking Stationen auf der Erde genutzt. Nach dem Ausfall von PRARE besteht nur noch über diese Reflektoren die Möglichkeit die Satellitenbahn zu bestimmen. Dadurch sind insbesondere Experimente betroffen, die Altimetermessungen zur Untersuchung ozeanographischer Effekte auswerten.

Ausgehend von den Erfahrungen der Altimetermissionen GEOS-3 (*Marks und Sailor, 1986*), SEASAT (*Kolenkiewicz und Martin, 1982*) und GEOSAT (*Cheney et al., 1991*) wurde das Radaraltimeter des ERS-1 mit verbesserten Eigenschaften versehen. So wurde das Altimeter aufgrund der Messungen des GEOSAT über Eisgebieten (*Zwally et al., 1993; Heidland, 1994*) und den daraus gewonnenen Erkenntnissen zur Eismassenbilanz mit verschiedenen Meßmodi ausgestattet. Neben dem Meßbetrieb über dem Ozean (ocean mode) wurde ein spezieller "ice mode" implementiert (Kap. 2.1.2), um die Meßwertqualität und -ausbeute über Land und den polaren Eisschilden der Antarktis und Grönlands zu verbessern.

2.1.1 Missionsüberblick

Der ERS-1 wurde am 17. Juli 1991 mit einer ARIANE 4 vom französischen Raumfahrtzentrum in Kourou (Französisch Guiana) gestartet. Die Gesamtmission, die voraussichtlich bis Ende 1995 fortgeführt wird, besteht aus 5 Phasen (Tabelle 2.1):

- "Commissioning Phase" (Phase A),
- "First Ice Phase" (Phase B),
- "Multi-disciplinary Phase" (Phase C),
- "Second Ice Phase" (Phase D),
- "Geodetic Phase" (Phase E),
- "Tandem Mission" (Phase F).

Die einzelnen Phasen sind durch Bahnmanöver unterbrochen, um den Satelliten in die jeweils neue Bahn zu manövrieren.

Während der Phase A wurden die einzelnen Systemkomponenten überprüft und die Sensoren in verschiedenen Kampagnen kalibriert. Die Messungen aus dieser Phase wurden nur einem eingeschränkten Nutzerkreis für Testauswertungen und Programmadaptation zur Verfügung gestellt.

Mit dem Beginn der Phase B (Abb. 2.1) sind die ersten Messungen des Altimeters für wissenschaftliche Nutzer verfügbar. Der Satellit flog in dieser Zeit 31 Wiederholungsortbits, von denen von ca. 26 Umläufen verwertbare Daten vorliegen. Die Umläufe erfolgten in einem 3-Tage Orbit¹, der speziell auf Untersuchungen, die im Südwinter in der Antarktis stattfanden, abgestimmt war. Während dieser Phase wurde das Altimeter im "ice mode" (Kap. 2.1.2) betrieben. Der Vorteil der kurzen Zeiträume zwischen den Wiederholungsortbits liegt in der hohen zeitlichen Auflösung durch Meßwerte. So wurde u.a. während dieser Phase auf dem Filchner-Ronne Schelfeis ein Altimeter-Höhentestfeld im Kreuzungspunkt zweier Subsatellitenbahnen eingerichtet. Aus dem Vergleich von terrestrischen Höhenmessungen mit GPS und Altimetermessungen sind wertvolle Erkenntnisse zu erreichbaren Genauigkeiten des Altimeters über Eis zu erwarten (*Schenke et al.*, 1994).

Während der Phase C wurde der Satellit auf einem 35-Tage Orbit gehalten. In dieser Phase konnte eine hohe Überdeckung mit Subsatellitenbahnen erreicht werden (Abstand 39 km bei 60° geo-

¹Der Satellit überfliegt alle 3 Tage den selben Punkt auf der Erdoberfläche

graphischer Breite). Aus geodätischer Sicht liegen die Hauptvorteile dieses Orbits in der Möglichkeit zur Bestimmung einer guten mittleren Meeresoberfläche und in der guten Erfassung von Land- und Eisflächen mit SAR. Wegen der hohen räumlichen Überdeckung mit Satellitenbahnen wurden die Meßwerte dieses Orbits vorwiegend in dieser Arbeit verwendet. Es konnten Messungen von insgesamt 14 bis 18 Umläufen je Subsatellitenbahn genutzt werden. Die Operationszeit über zwei Südwinter schränkt, durch die saisonale Vereisung des Weddellmeeres im Winter, die Erfassung qualitativ hochwertiger Altimeterhöhen allerdings stark ein (Kap. 4.2).

Vom Januar 1994 bis März 1994 konnten in der Phase D, einem 3-Tage Orbit, Experimente aus der Phase B wiederholt werden. Aus den Ergebnissen sollen vor allem Erkenntnisse aus dem großen zeitlichen Abstand zwischen den Messungen gewonnen werden (z.B. Änderungen in Höhentestfeldern).

Ab April 1994 befand sich der Satellit in der "Geodetic Phase", einem 168-Tage Orbit. Die Messungen dieses Orbits ergeben eine sehr hohe räumliche Auflösung und tragen damit wesentlich zur verbesserten Bestimmung der Meeresoberfläche und des Schwerefeldes in mittleren geographischen Breiten bei. Für die Arbeiten im Bereich der polaren Meere ist dieser Orbit nur eingeschränkt nutzbar, da jede Bahn nur einmal geflogen wurde. So stehen keine Wiederholungsmessungen zur Verfügung, um Ausreißeranalysen (Kap. 5.4) durchführen zu können. Vor dem Beginn des zweiten Umlaufes im 168-Tage Orbit wurde die Bahn um 8 km (am Äquator) verschoben.

	Orbit	Beginn	Ende
Start und Erprobung		17.07.1991 -	30.07.1991
Commissioning Phase	3-Tage	01.08.1991 -	12.12.1991
First Ice Phase	3-Tage	28.12.1991 -	30.03.1992
Multi-disciplinary Phase	35-Tage	14.04.1992 -	15.12.1993
Second Ice Phase	3-Tage	24.12.1993 -	01.04.1994
Geodetic Phase	168-Tage	10.04.1994 -	19.03.1995
Tandem Mission	35-Tage	21.03.1995 -	

Tab. 2.1 Zeitlicher Ablauf der Mission des ERS-1

Während der sogenannten Tandem-Mission werden sich die Bahnen von ERS-1 und dem neu gestarteten Satelliten ERS-2 ergänzen. Dabei überfliegen beide Satelliten in kurzem zeitlichen Abstand gleiche Orte. Dadurch wird ein Studium von sich schnell ändernden

Prozessen, wie z.B. der Drift von Meereis oder der Bewegung von Eddies, möglich. Gleichzeitig können die Sensoren beider Satelliten, die im wesentlichen identisch sind, kalibriert werden, so daß eine kontinuierliche Auswertung und Zeitreihenanalyse der Messungen erfolgen kann.

Über einen parallelen Weiterbetrieb von ERS-1 und ERS-2, sind bisher keine Entscheidungen seitens der ESA erfolgt (ESA, pers. Mitteilung). Wahrscheinlich ist, daß eine Abschaltung des ERS-1 erfolgt und der Satellit nur für einzelne Kampagnen reaktiviert wird.

2.1.2 Das Altimeter des ERS-1

Das Altimeter des ERS-1 arbeitet im sogenannten K_u -Band² bei einer Frequenz von 13,8 GHz. Für die Messung wird eine elektromagnetische Welle in Richtung des Nadir abgestrahlt. Aus der Laufzeit des Signals und der Form des rückkehrenden Impulses können verschiedene Parameter abgeleitet werden.

Im "ocean mode" werden folgende Werte abgeleitet:

- Aus der Laufzeit der elektromagnetischen Welle wird die Entfernung zwischen Satellit und Nadirpunkt des Satelliten bestimmt.
- Die Analyse der Veränderung der Impulsform des Rückkehrsignals, die abhängig von Höhenvariationen im Nadirpunkt ist, ermöglicht eine Bestimmung der Wellenhöhe.
- Die Messung der Empfangsleistung der zurückgestrahlten Energie ist abhängig von der Rauigkeit der bestrahlten Fläche und wird zur Bestimmung der bodennahen Windgeschwindigkeiten genutzt.

Die Rückkehrimpulse des Radarsignales über Eisflächen haben wesentlich komplexere Eigenschaften als solche über dem Ozean (Heidland, 1994). Um eine Signalaufzeichnung zu gewährleisten, wird der Operationsmodus über Land und Eis geändert. Im "ice mode" wird die Breite jedes Empfangsfensters (Kap. 3.1.1) um den Faktor 4 auf 12,12 ns vergrößert. Die Genauigkeit der Messung verringert sich dadurch allerdings ebenfalls um den Faktor 4. Die Reaktionszeit des bordeigenen Signalverfolgers wird so verkürzt, daß dieser auf Höhenänderungen schneller reagieren kann (Kap. 3.1.3).

²Das K_u -Band umfaßt den Frequenzbereich 12,5 - 18,0 GHz

In diesem Mode kann die Ozean/Eisgrenze und Eisoberfläche erfaßt und Eistypen klassifiziert werden.

Für die Ausrichtung der Radarantenne in den Nadir führt der Satellit ein 3-Achsen Lagestabilisierungssystem mit. Dieses System soll die Lagefehler bei der Ausrichtung auf kleiner $0,06^\circ$ halten. Die Langzeitstabilität der Lage wird durch Horizont-Infrarot-Sensoren und einen Sonnensensor gewährleistet. Die Kurzzeitstabilität wird durch eine Inertialplattform mit 3 Kreiseln aufrechterhalten. Die Lage kann durch spezielle Drehmomentenmodule und durch die Antriebsaggregate des Satelliten gesteuert werden (*Francis et al.*, 1991).

Die Gesamtdatenrate aller kontinuierlich arbeitenden Instrumente beträgt ca. 1,1 Mbit/s. Diese, einschließlich der Messungen des Altimeters, werden an Bord des Satelliten auf einem Datenrecorder (Speicherplatz 6,5 Gbit) aufgezeichnet. Bei einem Überflug über eine der Monitoringstationen, Fucino (Italien), Gatineau (Kanada), Maspalomas (Spanien), Kiruna (Schweden), werden die Daten zur Erde übertragen (*ibid*). Durch die geographische Verteilung der Stationen ist die Speicherkapazität an Bord teilweise nicht für einen vollen Umlauf ausreichend. Deshalb werden die Messungen einzelner Bahnstücke nicht aufgezeichnet.

Masse des Satelliten		< 96 kg
Antennendurchmesser		1,2 m
Sendefrequenz		13,8 GHz
Pulswiederholrate		1020 Hz
Pulslänge		20 μ s Chirp
Abstrahlwinkel		1,3°
Sendeleistung		50 W
Ø der Rückstreulfläche		< 10 km
Bandbreite	ocean mode	330 MHz
	ice mode	82,5 MHz
Fensterbreite	ocean mode	64 x 3,03 ns
	ice mode	64 x 12,12 ns

Tab. 2.2 Charakteristiken des Altimeters des ERS-1

Die Kommunikation mit dem Satelliten und die Übertragung der Daten zur Bodenstation erfolgt hauptsächlich über Kiruna. Während des Überfluges werden Telemetrie-Daten (S-Band³, 2 Kbit/s) ge-

³Das S-Band umfaßt den Frequenzbereich 2 - 4 GHz

sendet, sowie der Datenrecorder (S-Band, 15 Mbit/s) ausgelesen. Um Übertragungszeit zu sparen, wird der Auslesevorgang dabei mit einer 13,6 fachen Geschwindigkeit in rückwärtiger Bandrichtung durchgeführt.

2.1.3 Die Umlaufbahn des ERS-1

Die Wahl einer geeigneten Umlaufbahn eines Satelliten hängt von den angestrebten Zielen der Mission ab. Die Bahnhöhe des Satelliten kann nur innerhalb geringer Grenzen (ca. 700 km bis 1500 km) variiert werden. Fliegt der Satellit zu niedrig, kommt er in den Einfluß der Hochatmosphäre und kurzweiliger Komponenten des Erdschwerefeldes, wodurch die Bahnmodellierung erschwert wird. Bei zu großem Abstand von der Erdoberfläche wird eine erhöhte Sendeleistung des Altimeters erforderlich.

Der ERS-1 wurde in eine sonnensynchrone polare Umlaufbahn mit einer hohen Inklination plaziert. Die Inklination wurde dabei so gewählt, daß die, durch die nichtsphärischen Komponenten des Erdschwerefeldes hervorgerufene Präzession der Satellitenbahn, durch die Revolution der Erde um die Sonne aufgehoben wird. Die dazu notwendige Inklination der Satellitenbahn stellt eine Funktion der Flughöhe des Satelliten dar und ergibt sich bei einer mittleren Flughöhe von 780 km mit ca. $98,5^\circ$ (Francis et al., 1991).

mittlere große Halbachse	7159,495 km
Inklination	98,543°
Exzentrizität	0,001165
mittlere Umlaufzeit	6035,9 s
mittlere Bahnhöhe	780 km

Tab. 2.3 Bahnparameter des ERS-1

Für die verschiedenen Phasen der Mission wurden einzelne Bahnparameter mehrfach geändert. Dadurch wurde erreicht, daß der Satellit unterschiedliche Wiederholorbits flog. Solche geänderten Orbits sind für wissenschaftliche Anwendungen notwendig, um verschiedene zeitliche und räumliche Überdeckungen mit Meßwerten zu erreichen. Abb. 2.1 zeigt exemplarisch die Umlaufbahnen des ERS-1 während der Phase B.

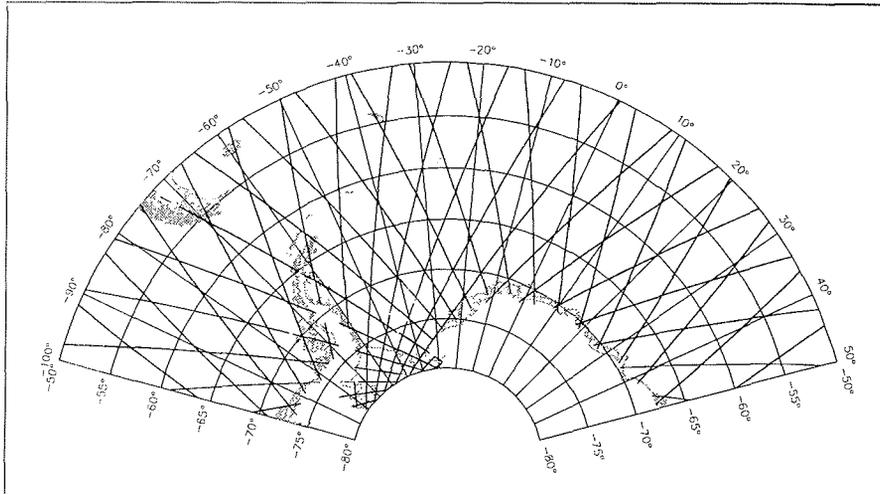


Abb. 2.1 Umlaufbahnen des ERS-1 während der Phase B

2.1.4 Bahnbestimmung des ERS-1

Nach dem Ausfall von PRARE stehen für die Bahnbestimmung des ERS-1 nur die Entfernungsmessungen der Laser-Tracking Stationen zur Verfügung. Eingeschränkt lassen sich die Altimeterdaten, die Höhen über der Erdoberfläche und Abweichungen der Bahnen in den Kreuzungspunkten (Kap. 5.3.2) liefern, für die Bahnbestimmung nutzen. Die Berechnung der Bahndaten wird vom GeoForschungs-Zentrum Potsdam (German Processing and Archiving Facility for ERS-1, D-PAF) koordiniert und durchgeführt.

Für den ERS-1 stehen zwei Produkte mit Bahninformationen zur Verfügung. "Preliminary Orbits" werden aus einer eingeschränkten Anzahl von Lasermessungen und prädierten oder vorläufigen physikalischen Parametern, wie z.B. Erdrotationsparameter und solarer Strahlungsdruck, berechnet und dienen vor allem der Verbreitung von "Quick-Look" Produkten. Die Bahninformationen stehen innerhalb kurzer Zeit (<7 Tage) zur Verfügung.

"Precise Orbits" werden mit etwa 4-monatiger Verzögerung berechnet und werden zum Beispiel für die in dieser Arbeit genutzten OPR02-Altimeter Daten (Ocean Product Level 2) verwendet. Für die Bahnberechnung werden alle zur Verfügung stehenden Laserdistanzmessungen und verbesserte physikalische Parameter verwendet.

Der Haupteinfluß auf die Satellitenbahn wird durch das Erdschwerefeld ausgeübt (Kap. 5.1). Um die Bahn gut modellieren zu können, wird ein hochauflösendes Schwerefeldmodell benötigt. Für die Bahnrechnungen von Satelliten werden Kugelfunktionsmodelle genutzt. Mit Kugelfunktionen und ihren harmonischen Koeffizienten kann der langwellige Anteil des Schwerefeldes der Erde mathematisch durch Reihenentwicklungen dargestellt werden.

Heute stehen Kugelfunktionsmodelle aus der Analyse von Satellitenbahnen, Altimetermessungen und Schweremessungen zur Verfügung. Diese Modelle lösen das Schwerefeld auf 1° Wellenlänge auf (Grad und Ordnung 360) (*Rapp et al.*, 1991). Schwerefeldmodelle, wie das GRIM4-S3, das aus Kamera-, Doppler- und Laserbeobachtungen von 30 Satelliten abgeleitet wurde, lösen das Schwerefeld nur bis ca. Grad und Ordnung 60 auf (*Bode et al.*, 1993). Diese Modelle werden hauptsächlich zur Satellitenbahnmodellierung genutzt.

Bilden die Umlaufperiode des Satelliten und die Erdrotationsgeschwindigkeit etwa ein ganzzahliges Verhältnis, verstärken sich Untergruppen von harmonischen Koeffizienten der Kugelfunktionsmodelle (*Seeber*, 1989). Dadurch kommt es bei der Bahnmodellierung zu resonanten Effekten und die Amplituden der Bahnstörungen vergrößern sich. Um die resultierenden Fehler klein zu halten, werden für jeden Satelliten spezielle Schwerefeldmodelle abgeleitet. So konnten die Bahngenauigkeiten des GEOS-3 durch Einführung des Modells GEM-10 (*Lerch et al.*, 1979) von ursprünglich 10 m auf 1 bis 2 m gesteigert werden. Für den GEOSAT wurden in den Originalprodukten die Bahnparameter mit dem Modell GEM-10 berechnet. Die Genauigkeiten der Bahnen lagen bei ± 3 m. In den überarbeiteten Altimeter-Datenrekords wurde das Modell GEM-T2 (*Marsh et al.*, 1990) genutzt. Die Genauigkeiten liegen nun bei ± 35 cm (*Cheney et al.*, 1991).

Für die Bahnrechnung des ERS-1 wurde vom D-PAF bis Juni 1993 das Schwerefeldmodell PGM009 (Grad und Ordnung 63), ab Juli 1993 das Modell PGM035 (Grad und Ordnung 66) genutzt. Das Modell PGM009 wurde auf der Basis von GRIM4-S3 und den ersten Daten des ERS-1 berechnet. Die erreichbaren Genauigkeiten der Bahnbestimmung lagen bei ± 60 cm. Bei dem neuen Modell, das auf der Grundlage von GRIM4-S4P und ERS-1 Messungen berechnet wurde, reduzieren sich die Fehler auf ± 20 cm (*Schwintzer et al.*, 1994).

Durch den Wechsel des Schwerfeldmodelles in der Bahnmodellierung kommt es zu Inhomogenitäten beim Vergleich mit Altimeterdaten des ERS-1, die vor Juni 1993 verteilt wurden. Um zu einem einheitlichen Datensatz zu gelangen, wird eine Neuberechnung der Bahnparameter mit einem Berechnungsstand vor Juli 1993 notwendig.

Durch den gleichzeitigen Flug des Satelliten TOPEX/Poseidon, der mit GPS und DORIS über zwei hochgenaue Bahnbestimmungssysteme verfügt, wird derzeit ein neues Konzept für eine nachträgliche, verbesserte Bahnbestimmung des ERS-1 ausgearbeitet. Dazu werden in den Bahn-Kreuzungspunkten des TOPEX/Poseidon mit dem ERS-1 Altimeterhöhen der Meeresoberfläche aus den Messungen beider Satelliten bestimmt. Differenzen in dieser Höhe werden als Verbesserungen in die Orbitbestimmung des ERS-1 eingebracht, d.h. der ERS-1 wird auf die Bahn des TOPEX/Poseidon zentriert. Das Verfahren bietet mehrere Vorteile. So werden die Bahnen des ERS-1 stabilisiert und die Daten beider Satelliten sind vergleichbar. Durch die Verbesserung der absoluten Bahn können Meeresspiegelschwankungen und Geoidhöhen sicherer bestimmt werden.

2.2 Der Satellit GEOSAT

Der Satellit GEOSAT wurde am 12. März 1985 durch die U.S. Navy gestartet (*Jensen und Wooldridge, 1987*). Er wurde als reiner geodätischer Satellit konzipiert und führte als wissenschaftliche Instrumentierung nur ein Radaraltimeter mit.

Die Gesamtmission setzte sich aus zwei Abschnitten zusammen. In der ersten Phase, der "geodetic mission" (GM), wurde der Satellit in einem Orbit gehalten, der sich nach 3 Tagen nahezu wiederholte. Durch eine geringe Drift der Bahn ergab sich ein dichtes Netz von Altimetermessungen, die der Verbesserung des marinen Schwerfeldes dienten. Die GM-Phase dauerte von März 1985 bis September 1986. Während dieser Zeit wurden fast 270 Millionen Altimetermessungen aufgezeichnet, die wegen der guten Datenqualität und Überdeckung anfänglich nur einem eingeschränkten Nutzerkreis zur Verfügung gestellt wurden. 1992 wurden die Daten im Bereich 72°S bis 30°S für die wissenschaftliche Nutzung freigegeben.

In der zweiten Phase, der "exact repeat mission" (ERM), die ab Oktober 1986 bis zum Ende der Mission 1989 dauerte, flog der

Satellit in einem 17-Tage Orbit. Ziel dieses Teils der Mission war die Erfassung der stationären und dynamischen Meeresoberflächentopographie.

Durch einen Fehler an den Datenrecordern mußte die Mission Ende 1989 teilweise eingeschränkt werden. Messungen wurden danach nur während des Überfluges über Monitoringstationen aufgezeichnet. Nach einem Defekt in der Stromversorgung wurde die Mission im Januar 1991 beendet (*Cheney et al.*, 1991).

Die Inklination der Satellitenbahn betrug 108° , die Messungen des Satelliten deckten damit $\pm 72^\circ$ geographischer Breite ab. Der Satellit hatte eine durchschnittliche Bahnhöhe von 800 km.

Masse des Satelliten	630 kg
Sendefrequenz	13,5 GHz
Pulswiederholrate	1024 Hz
Pulslänge	102,4 μ s
Abstrahlwinkel	2°
Sendeleistung	20 W
\varnothing der Rückstreuläche	<10 km
Bandbreite	320 MHz
Fensterbreite	60 x 3,125 ns

Tab. 2.4 Charakteristiken des Altimeters des GEOSAT

Zur Lageausrichtung der Antenne in den Nadir trug der Satellit einen Endausleger von 6,10 m Länge mit einer Masse von 45 kg. Gleichzeitig führte der Satellit zur Lagestabilisierung ein Drehmomentenschwungrad mit.

mittlere große Halbachse	7162 km
Inklination	$108,058^\circ$
Exzentrizität	0,0008
mittlere Umlaufzeit	6037 s
mittlere Bahnhöhe	800 km

Tab. 2.5 Bahnparameter des GEOSAT während der ERM

Für die Bahnbestimmung wurde das Dopplermessverfahren verwendet. Dazu sendete der Satellit Signale auf zwei Frequenzen (150 MHz und 400 MHz), wie sie ebenfalls für das Navigationssystem TRANSIT (*Sentman et al.*, 1986) verwendet werden. Die Orbitbestimmung und Berechnung erfolgte durch das Naval Surface Weapons Center (NSWC) der USA, das auf die Daten der Doppler-

meßstationen der U.S. Defence Mapping Agency (DMA) der USA zugreifen konnte. Die Bahnparameter, die eine Genauigkeit von ± 60 cm aufweisen, wurden nur einem eingeschränkten militärischen Nutzerkreis zur Verfügung gestellt. Die freigegebenen Altimetermessungen der ERM enthielten Bahnparameter, die von der Navy Astronautics Group (NAG) der USA aus Messungen der Dopplerstationen in Maine, Minnesota, Kalifornien (USA) und Hawaii berechnet wurden. Für die Bahnberechnung wurde das Geoidmodell GEM-10 genutzt. Die Genauigkeit der Bahnen liegt bei ± 3 m. Nach Abschluß der Mission erfolgte eine Überarbeitung einschließlich einer Neuberechnung der Bahnparameter. Diese basieren auf dem Schwerefeldmodell GEM-T2 (*Marsh et al.*, 1990). Bei dieser Berechnung wurden Dopplermessungen von Stationen in Belgien, Kanada und von Frankreich betriebene Stationen in Französisch Guiana, Tahiti und auf den Kerguelen genutzt. Die Genauigkeit der Bahndaten wird mit ± 25 bis ± 35 cm angegeben (*Cheney et al.*, 1991).

3 Verfahren der Altimetrie

3.1 Arbeitsweise eines Altimeters

Bei der Altimetrie steht die Bestimmung des Abstandes zwischen der Sensorplattform und der Erdoberfläche im Vordergrund. Nach Art des Sensorträgers wird zwischen Flug- und Satellitenaltimetrie unterschieden, das Prinzip ist aber bei beiden Plattformen ähnlich. Da im Rahmen dieser Arbeit ausschließlich Satellitenmessungen ausgewertet werden, wird im folgenden nur auf Satellitenaltimeter eingegangen.

3.1.1 Meßprinzip eines Altimeters

Aus der Laufzeit eines, durch das Altimeter in den Nadir abgestrahlten, Radarimpulses kann in einfacher Weise der Abstand h_s des Satelliten zur Rückstreulfläche berechnet werden:

$$h_s = c * \frac{\Delta t}{2} \quad /3.1/$$

(c Geschwindigkeit des Radarimpulses, Δt Laufzeit des Radarimpulses). Bei bekannter Höhe r_s des Satelliten über einer Referenzfläche, z.B. einem Ellipsoid, kann die Höhe h der Rückstreulfläche im Koordinatensystem des Satelliten berechnet werden:

$$h = r_s - h_s \quad /3.2/$$

Radaraltimeter werden oft nach ihrem Meßprinzip in "beam-width limited" und "pulse-length limited" Systeme unterschieden.

Bei den "beam-width limited" Systemen wird der Radius der Rückstreulfläche durch eine Begrenzung des Abstrahlwinkels der Antenne gesteuert. Solche Systeme erfordern eine sehr große Antenne und eine genaue Ausrichtung in den Nadir. Deshalb wurden Altimeter die nach diesem Prinzip arbeiten bisher nicht eingesetzt (Seeber, 1989).

Die zweite Art von Altimetersystemen sind "pulse-length limited" Systeme. Hier wird der Radius der Rückstreulfläche durch die Länge des abgestrahlten Altimetersignales begrenzt. Dadurch ergeben sich konstruktive Vorteile (z.B. eine kleinere Antenne), so daß sich solche Systeme durchgesetzt haben. Auch beim ERS-1 wird dieses Prinzip genutzt. Die Funktionsweise wird deshalb an diesem Altimeter beschrieben.

Vom Satelliten werden kurze, eng gebündelte Impulse von $20 \mu\text{s}$ Länge in Richtung des Nadir mit einer Pulswiederholrate von 1020 Hz abgestrahlt. Durch eine lineare Frequenzmodulation mit einem Frequenzhub Δf (Bandbreite) von 330 MHz (ocean mode) werden die einzelnen Impulse auf 3,03 ns (effektive Impulslänge τ) komprimiert. Dieses Verfahren ermöglicht eine hohe Impulsleistung bei einer geringen Sendeleistung. Bei den Satelliten GEOS-3 und SEASAT lag die maximale Sendeleistung noch bei ca. 2,5 kW (Seeber, 1989). Beim GEOSAT reichten 20 W aus, beim ERS-1 liegt die maximale Sendeleistung bei ca. 55 W. Durch die Verringerung der Sendeleistung wurde eine erheblich längere Operationsdauer der Altimeter-Systeme erzielt.

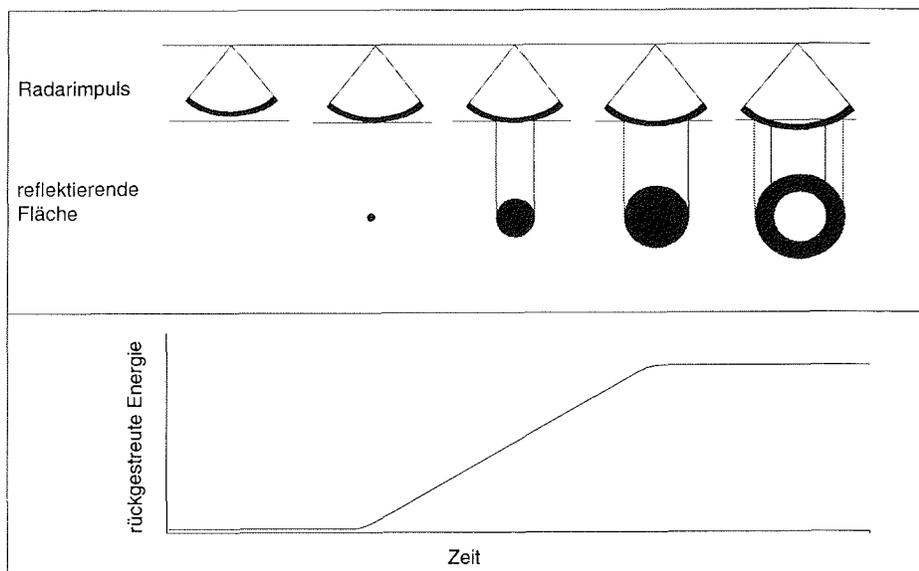


Abb. 3.1 Reflexionsfläche und Rückkehrsignal (idealisiertes Brown Modell) (Brown, 1977)

Die Impulsfront erreicht die Meeresoberfläche in der kürzesten Distanz zum Satelliten (Abb. 3.1). Die bestrahlte Fläche hat zuerst eine Kreisform, deren Flächeninhalt langsam zunimmt. Wenn die Rückfront des Impulses die Meeresoberfläche erreicht, wird der Kreis zu einem Kreisring, dessen Fläche über lange Zeit konstant bleibt. Das im Altimeter aufgezeichnete Rückkehrsignal zeigt eine ansteigende Flanke, solange der Flächeninhalt der illuminierten Fläche größer wird. Es schließt sich ein Plateau mit gleichbleibender oder leicht abfallender Amplitude an, solange die beleuchtete Fläche ein Kreisring ist. Die abfallende Flanke, die dem vollständigen Eindringen

des Impulses in der Ozeanoberfläche entspricht, liegt außerhalb des Empfangsfensters und wird nicht mehr aufgezeichnet.

Die rückkehrende Energie wird beim Satelliten ERS-1 mit 64 Werten (Empfangsfenstern) mit einer Länge von 3,03 ns (ocean mode) bzw. 12,12 ns (ice mode) aufgezeichnet. Um ein auswertbares Signal zu erhalten, wird der Mittelwert aus 50 aufeinanderfolgenden Rückkehrimpulsen gebildet. Als Rückkehrzeitpunkt wird der Punkt definiert, an dem die Hälfte der maximalen Amplitude der zurückkehrenden Energie gemessen wird. Die Laufzeit wird präzisiert und die Empfangsfenster werden so geöffnet, daß das zurückkehrende Signal in das mittlere Empfangsfenster fällt (Kap. 3.1.4).

Bei einer Altimetermessung handelt es sich nicht um eine punktuelle Messung. Jeder Meßwert stellt, obwohl ihm eine diskrete Position zugeordnet wird, eine integrale Flächenhöhe dar. Strukturen, die kleiner als der Durchmesser der Rückstreufäche sind, können nicht aufgelöst werden. Durch den Mittelungsprozeß innerhalb der Rückstreufäche haben kleine Strukturen keinen Einfluß auf die Laufzeitmessung und damit auch nicht auf die Höhenbestimmung.

Der maximale Radius der bestrahlten Fläche ist bei ruhiger Wasseroberfläche:

$$FP_r = \sqrt{2h_s c \tau} \quad /3.3/$$

(τ effektive Impulslänge). Der Radius der bestrahlten Fläche ist nicht vom Abstrahlwinkel der Antenne abhängig, sondern nur von der Satellitenhöhe, der Impulslänge und der Geschwindigkeit des Radarsignales.

Mit zunehmender Wellenhöhe (signifikante Wellenhöhe, SWH, Kap. 3.4.4) vergrößert sich der Radius der bestrahlten Fläche, wobei die Zunahme durch die Vergrößerung der effektiven Impulslänge hervorgerufen wird (Rummel, 1993):

$$\tau' = \tau + \frac{2SWH}{c} \quad /3.4/$$

$$FP_r = \sqrt{2h_s c \tau'} \quad /3.5/.$$

Für den ERS-1 mit $h_s = 800 \text{ km}$, $c = 3 \cdot 10^8 \text{ ms}^{-1}$ und $\tau = 3,03 \text{ ns}$ (ocean mode) liegt der Radius der Rückstreufäche zwischen 1,2 km (ruhige See, SWH = 0 m, Gl.3.3) und 5,8 km (rauhe See, SWH = 10 m, Gl.3.5).

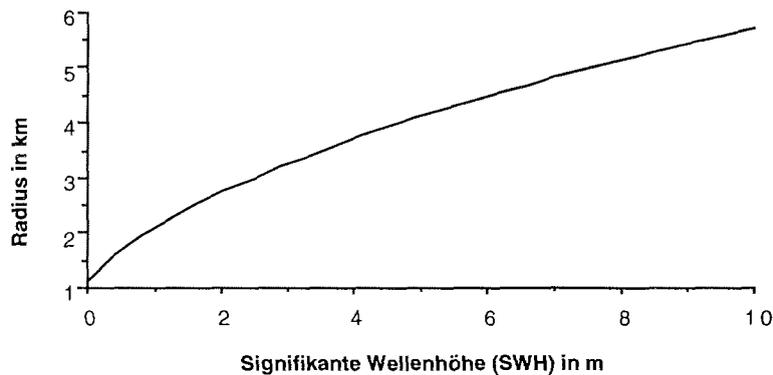


Abb. 3.2 Abhängigkeit des Durchmessers der Rückstreuläche von der signifikanten Wellenhöhe

Bei "beam-width limited" Altimetern beträgt der Radius der Rückstreuläche in Abhängigkeit von der Satellitenhöhe h_s und dem Antennenabstrahlwinkel θ :

$$FP_r = h_s * \tan\left(\frac{\theta}{2}\right) \quad /3.6/.$$

Neben der Laufzeit des Altimetersignales kann die SWH und ein Rückstreukoeffizient (backscatter coefficient, σ^0) berechnet werden. Die SWH wird aus der Steilheit der Flanke des zurückkommenden Signals abgeleitet (Kap. 3.4.4). Der Rückstreukoeffizient findet bei der Ableitung bodennaher Windgeschwindigkeiten (U) Verwendung. U wird in einigen Auswertemodellen genutzt, um die Altimetermessungen bezüglich der Auswirkungen der SWH zu korrigieren.

3.1.2 Geometrie der Satellitenaltimetrie

Bei der Satellitenaltimetrie steht die Bestimmung der Erdfigur (Land oder Ozean) im Vordergrund. Um diese Bestimmung genau durchführen zu können, müssen die einzelnen Altimetermessungen für jeden Einfluß korrigiert werden, der die Meßwerte verfälscht.

Die auftretenden Fehler lassen sich in zwei Gruppen zusammenfassen, das sind

- Fehler beim Durchgang des Radarsignales durch die Atmosphäre,
- Fehler durch Veränderung der Reflexionsfläche.

In der Atmosphäre wird die Messung durch troposphärische und ionosphärische Laufzeitverzögerungen verändert ($l_{\text{tropo}}/l_{\text{iono}}$), die Reflexionsfläche "Ozean" unterliegt den Einflüssen der Gezeiten der festen Erde und des Ozeans ($t_{\text{Erde}}/t_{\text{Ozean}}$). Zusätzlich wird die Messung durch die Auswirkungen regionaler Luftdruckunterschiede (l_{Baro} inverser barometrischer Effekt) und die Rauigkeit der Meeresoberfläche (l_{SWH} Korrektur für die SWH) verändert.

Für Messungen im Bereich der Ozeane muß deshalb die allgemeine Gl. 3.2 erweitert werden

$$h = r_s - h_s - l_{\text{tropo}} - l_{\text{iono}} - l_{\text{Baro}} - l_{\text{SWH}} - t_{\text{Erde}} - t_{\text{Ozean}} \quad /3.7/.$$

Im Bereich des Ozeans beschreibt der Wert h die Meeresoberfläche (sea surface height, SSH). Die Variationen von h , bezüglich des Ellipsoids, liegen global im Bereich zwischen +85 m und -110 m. Bedingt durch die Dynamik des Ozeans (z.B. Strömungen) weicht die SSH vom Geoid im globalen Mittel um ca. ± 2 m ab (Levitus, 1982). Die Differenz zwischen SSH und Geoid ist die Meeresoberflächentopographie (sea surface topography SST), die Höhe des Geoids über dem Ellipsoid wird als Geoidundulation N bezeichnet.

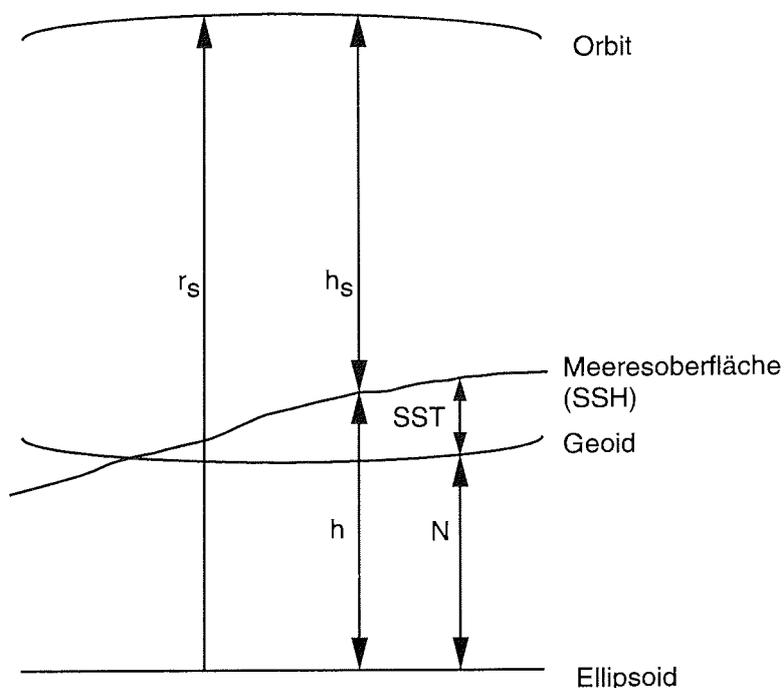


Abb. 3.3 Vereinfachte Geometrie der Satellitaltimetrie

Eine vereinfachte Darstellung der geometrischen Zusammenhänge zeigt Abb. 3.3.

Während die SST in der Geodäsie eine Störgröße ist, wird dieser Wert in der Ozeanographie für Fragestellungen der Ozeanzirkulationen ausgewertet.

Die SST läßt sich in einen stationären und einen dynamischen Anteil (dSST) unterteilen. Der stationäre Anteil wird z.B. durch unterschiedliche Salzgehalte im Meerwasser, ausgeprägte Strömungssysteme (z.B. Golfstrom) und durch den unterschiedlichen mittleren Luftdruck in verschiedenen Regionen der Erde verursacht. Der dynamische Anteil ist hauptsächlich auf lokale ozeanographische Effekte (z.B. Eddies), meteorologische Effekte (Luftdruckunterschiede, Windstaueffekte) und saisonale Verschiebungen von ozeanographischen Strömungssystemen zurückzuführen.

Eine klare Trennung von Geoid und SST ist nicht ohne weitere Annahmen möglich, da nur h , als Summe von Geoid und SST, gemessen wird. *Rummel* (1993) bezeichnet dieses Problem deshalb als "Münchhausen-Problem"¹. Einige Autoren versuchen den Anteil der SST durch geostrophische Strömungsmodelle zu erfassen (*Arent*, 1993), ein weiterer Ansatz nutzt die Tatsache, daß der nicht-modellierte Anteil des Geoids, im Gegensatz zur SST, mit dem Bahnfehler verbunden ist (*Rummel*, 1993).

3.1.3 Rückkehrsignale

Das im Satelliten aufgezeichnete Rückkehrsignal wird, nach der Mittelbildung über mehrere Messungen, durch ein Brown-Modell (*Brown*, 1977) beschrieben (Abb. 3.1).

Von dieser idealisierten Form können die Rückkehrsignale, in Abhängigkeit von den Oberflächeneigenschaften innerhalb der Rückstreufäche, abweichen. Im Bereich der Ozeane wird die Form des Rückkehrsignals hauptsächlich durch die Nadirabweichung des Satelliten (Kap. 3.3.2) und durch die Wellenhöhe (Kap. 3.4.4) verändert. Die Nadirabweichung verändert die Amplitude und die Form der auslaufenden Flanke, die Wellenhöhe wirkt sich vor allem auf den Anstieg der ansteigenden Flanke aus.

¹Baron von Münchhausen (1720-1797), in einer seiner Geschichten zieht er sich und sein Pferd an den Haaren aus einem Schlammloch

Das Rückkehrsignal eines Meßimpulses wird als Funktion über die Zeit aufgezeichnet. Für die Ableitung einer Altimeterhöhe ist deshalb ein Punkt zu definieren, für den dann die Höhe aus der Laufzeit des Impulses abgeleitet werden kann. Für Messungen über dem Ozean wird als Zeitpunkt festgelegt, wenn 50% der Amplitude des Rückkehrsignals erreicht wird (50%-Schwellwertverfahren) (Brown, 1977).

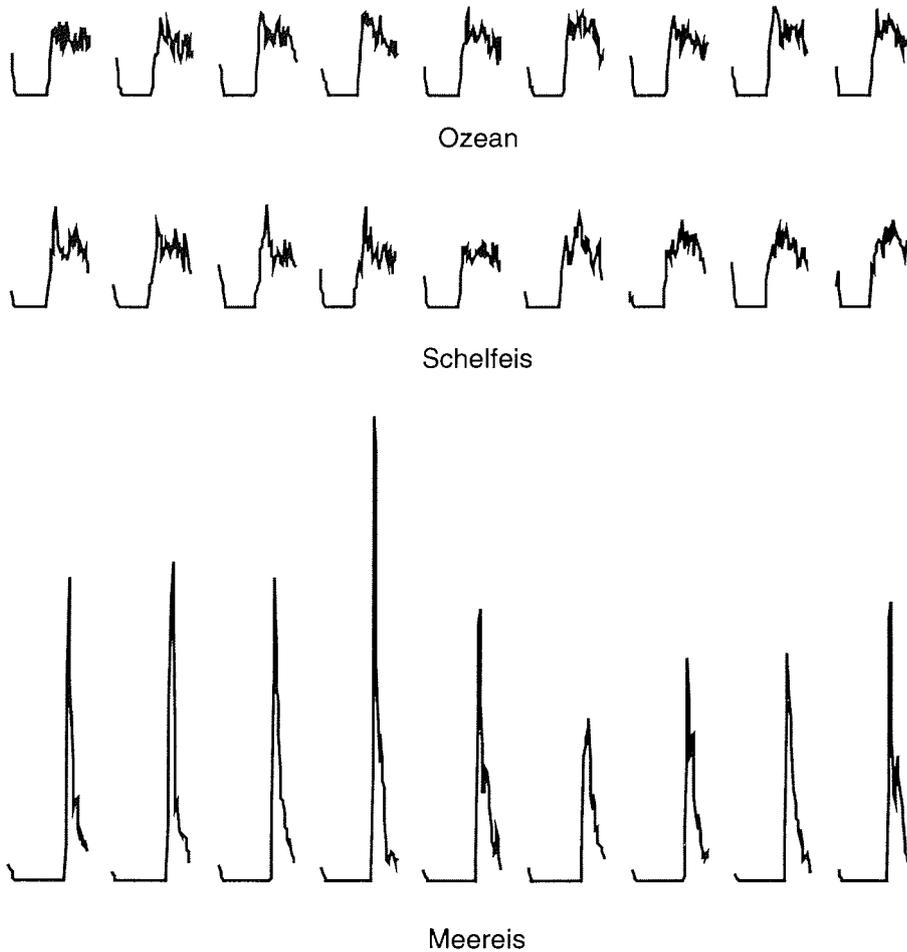


Abb. 3.4 Ausgewählte Rückkehrsignale des ERS-1 im "ocean mode" (3-Tage Orbit). Jedes dargestellte Rückkehrsignal besteht aus 64 einzelnen Werten (vergl. Abb. 3.1), die Gesamtlänge beträgt $64 \cdot 3,03$ ns. Die Rückkehrsignale sind aus 50 Einzelmessungen abgeleitet.

Die Rückkehrsignale über Meereis lassen sich nicht mehr durch ein Brown-Modell beschreiben. Da Meereis aber nur geringe Höhenva-

riationen aufweist, zeigen die Rückkehrsignale eine, für die Laufzeitbestimmung, gut interpretierbare ansteigende Flanke.

Abb. 3.4 zeigt ausgewählte Rückkehrsignale des Altimeters des ERS-1 über dem Ozean, dem Meer- und Schelfeis.

3.1.4 Signalverfolgung

Um das zurückkehrende Radarsignal vollständig aufzuzeichnen, arbeitet im Satelliten ein Signalverfolgungsalgorithmus (Tracker). Dieser Signalverfolger steuert das Empfangsfenster so, daß die ansteigende Flanke des Signals in das mittlere Fenster fällt. Die Steuerung erfolgt über einen einfachen Algorithmus (*Fetterer et al.*, 1992):

$$h_{s_{(n+1)}} = h_{s_{(n-1)}} + \alpha * \Delta h_n + \Delta t * h'_n \quad /3.8/$$

mit

$$h'_n = h'_{n-1} + \beta * \frac{\Delta h_n}{\Delta t} \quad /3.9/$$

Die zu erwartende Höhe $h_{s_{(n+1)}}$ und damit der Zeitpunkt für die Fensteröffnung wird aus den berechneten Höhen $h_{s_{(n-1)}}$, dem Höhenfehler Δh_n (Differenz zwischen dem tatsächlichen Zeitpunkt der ansteigenden Flanke und dem mittleren Fenster) und den Höhenänderungen h' der vorangegangenen Messungen bestimmt. Die Parameter α und β werden im Abstand von Δt (beim GEOSAT $\Delta t = 50$ Pulse = 156,25 ns) neu bestimmt.

Beim GEOSAT, bei dem der zurückkehrende Radarimpuls mit nur 60 Empfangsfenstern aufgezeichnet wird, wird als Empfangszeitpunkt, standardmäßig die Zeit "Mitte des Empfangsfensters Nr. 30" angegeben. Die Höhe zu diesem Zeitpunkt wird in den Datenprodukten für den GEOSAT verteilt. Arbeitet der Signalverfolger zu langsam, z.B. bei Höhenänderungen durch Eisberge oder Land, kommt es zu einer Verschiebung der ansteigenden Flanke und damit zu einer falschen Laufzeitbestimmung. Für die Berechnung einer Offsetkorrektur wird ein Retracking (*Heidland*, 1994) durchgeführt, ein Standardauswerteverfahren für Messungen über Eis. *Brenner et al.* (1993) zeigen, daß ein Retracking auch im Bereich des Ozeans zu einer Verbesserung der Höhenbestimmung führen kann. Allerdings erfordert die Anwendung eines Retrackings einen sehr großen rechentechnischen Aufwand, so daß sich dieses Verfahren für Anwendungen über dem Ozean nicht durchgesetzt hat.

Eine wesentlich verbesserte Signalverarbeitung wurde beim ERS-1 gewählt. Im Echtzeitbetrieb erfolgt die Anpassung der Rückkehrsignale an das Brown-Modell durch eine Schätzung von Modellparametern mit einem Sub-optimalen Maximum Likelihood Estimator (SMLE) (*Fetterer et al.*, 1992). Die Anwendung eines SMLE ist notwendig, da die begrenzte Kapazität des Satellitenbordrechner keine zeitintensiven Programme erlaubt. Mit Hilfe der so geschätzten Parameter können die Laufzeit des Altimeterimpulses und der Backscatterkoeffizient abgeleitet werden. Eine gute Übersicht über die Verwendung der Maximum Likelihood Estimator geben *Tokmakian et al.* (1994). Im Postprocessing wird eine genauere Bestimmung der Parameter durch eine mehrstufige Ausgleichung zur Modellanpassung durchgeführt (*ESA*, 1992).

3.2 Fehlerhaushalt von Altimetermessungen

Altimetermessungen sind verschiedenen Einflüssen unterworfen, die das Signal systematisch und/oder zufällig verändern. Die Fehler können in vier Gruppen eingeteilt werden:

- Instrumentelle Fehler
Hierzu zählen z.B. Fehler im Zeitmeßsystem und Laufzeitfehler in der Elektronik des Satelliten, sowie eine unzureichende Bestimmung des Abstandes des Antennenphasenzentrums zum Massenschwerpunkt des Altimeters (*Seeber*, 1989). Diese Fehler können durch Kalibrierungen weitestgehend erfaßt und korrigiert werden.
- Bahnfehler
Bahnfehler stellen den betragsmäßig größten Fehleranteil (Kap. 5.1) dar. Verbesserte Verfahren der Bahnbestimmung, z.B. durch Einbeziehung von PRARE, zielen speziell auf die Minimierung dieses Fehleranteiles ab.
- Einflüsse entlang des Signalweges
Radarwellen unterliegen beim Durchgang durch das inhomogene Ausbreitungsmedium "Atmosphäre" unterschiedlichen Einflüssen. Es treten Refraktion, Dispersion, Absorption und Szintillation, daß sind kurzzeitige, durch ionosphärische Störungen hervorgerufene Änderungen der Phase und Amplitude, auf. Diese Effekte beeinflussen die Phase, die Laufzeit, die Amplitude und die Polarisation der elektromagnetischen Welle. Die Größe ihrer Auswirkung hängt von den Parametern der

elektromagnetischen Welle, wie Frequenz, Amplitude, Ausbreitungsrichtung, Phase und Polarisation ab (*Hinze, 1990*).

- Einflüsse durch die Rückstreulfläche

Beim Auftreffen des Altimetersignales auf die Oberfläche wird das Signal z.B. durch die Rauigkeit der Meeresoberfläche, bei Messungen im Bereich von Meereis auch durch unterschiedliche Reflexionseigenschaften von Eis/Schnee und durch ein Eindringen in das Eis verändert. Außerdem unterliegt die Rückstreulfläche "Ozean" unterschiedlichen Einflüssen, wie Meereszeiten und ozeanographischen Strömungen.

Fehler	Herkunft	Amplitude (cm)	Residuen (cm)	Wellenlänge der Fehler (km)
Altimeter	Rauschen	-	<5	
	Offset	20	2	
Rauigkeit der Meeresoberfläche		7% SWH	3%SWH	100 - 1000
Signalausbreitung	Ionosphäre	2 - 20	3	50 - 10000
	Troposphäre			
	- trocken	230	1	1000
	- feucht	6 - 30	3	50 - 1000
	Regen	10 - 100		30 - 50
Gezeiten	Ozean	100	5	500 - 20000
	feste Erde	20	2	20000
Meeresströmungen	äquatoriale	30	?	5000
	westliche	130	?	100 - 1000
	östliche	30	?	100 - 1000
	Eddies	25		100
	Ringe	100		100
	Wirbel	50		3
Bahnbestimmung	Schwerefeld	10	140	40000
	atm.Reibung	300	30	20000
	Sonnenstrahlung	300	30	20000
	Stationskoordinaten		10	40000
Luftdruck		50	3	200 - 1000
Nadirabweichung		2 - 20		

Tab. 3.1 Abschätzung der Fehler einer Altimetermessung (nach *Monka, 1984; Rummel, 1993; Heidland, 1994*)

Durch Kalibrierungen und Bestimmung von Korrekturwerten wird versucht die Messungen soweit aufzubereiten, daß sie nur noch zufällige Fehleranteile enthalten. Eine Übersicht über die wirkenden Fehleranteile gibt Tabelle 3.1 wieder.

3.3 Reduktionen

3.3.1 Kalibrierung von Altimetern

Um bei den Altimetermessungen hohe Genauigkeiten zu erzielen, sind unabhängige Kalibrierungen notwendig. Dadurch können instrumentelle Fehler, wie:

- der Abstand zwischen dem Antennenphasenzentrum und dem Schwerpunkt des Altimeters,
- Laufzeitverzögerungen in der Elektronik des Altimeters und
- Zeitfehler im Meßsystem

korrigiert werden (*Seeber*, 1989). Zur Kalibrierung werden spezielle Testgebiete eingerichtet, in denen der Satellit nahezu im Zenit von Laser-Tracking Stationen fliegt. Für den GEOS-3 wurde ein Testgebiet vor der Ostküste der USA eingerichtet. Für dieses Untersuchungsgebiet existiert ein hochauflösendes Schwerfeld- und Gezeitenmodell. Während der Kalibrierung wurden zusätzlich ozeanographische und meteorologische Parameter von Schiffen aus aufgezeichnet. Für den GEOS-3 wurde ein Korrekturwert für die Altimeterhöhenmessung von $(+529 \pm 63)$ cm ermittelt (*Berbert und Carney*, 1979). Für den Satelliten SEASAT wurde, bei einem zentralen Überflug über eine Laser-Tracking Station, kein signifikant von Null abweichender Wert ermittelt. Der mittlere Fehler der Bestimmung lag bei ± 7 cm (*Kolenkiewicz und Martin*, 1982).

Zur Kalibrierung des Radaraltimeters des ERS-1 wurde eine eigene Kampagne (Venice calibration campaign) durchgeführt (*ESA*, 1992). Für die Untersuchungen wurden von einer Forschungsplattform in der Nähe von Venedig (Adria, Italien) Messungen zur Überwachung der Atmosphäre, Ionosphäre und des Meeresspiegels durchgeführt. Für das Gebiet des Mittelmeeres existieren außerdem sehr gute lokale Geoidinformationen (z.B. *Arabelos und Tscherning*, 1988).

Die Plattform ist durch GPS-Messungen mit Laser-Tracking Stationen in Wettzell, Zimmerwald, Graz, Grasse und Matera verbunden. Die Koordinaten dieser Stationen sind durch GPS- und LAGEOS-Messungen bekannt, zusätzlich wurde eine mobile Laser-Tracking Station in der Nähe der Plattform installiert. Während der

Kampagne wurde der Satellit von diesen Stationen beobachtet. Mit den dabei gemessenen Laser-Entfernungen konnten hochgenaue Satellitenbahnhöhen abgeleitet werden.

Der Vergleich direkter Altimetermeßwerte mit den indirekt bestimmten Höhen der Meeresoberfläche wurde zur Ableitung eines Korrekturwertes und zur Genauigkeitsbestimmung für das Altimeter des ERS-1 genutzt. Es wurde ein Korrekturwert von $(-25,1 \pm 3,3)$ cm ermittelt² (ESA, 1992).

3.3.2 Nadirabweichung und ihre Auswirkung

Altimetermessungen erfordern eine sehr genaue Ausrichtung der Sendekeule in den Nadir. Eine Abweichung wirkt sich auf die Form des Rückkehrsignals aus und hat somit einen Einfluß auf die Laufzeitbestimmung. Zur Gewährleistung der Ausrichtung der Antenne werden Lagestabilisierungssysteme im Satelliten eingebaut.

Die Nadirabweichung kann im Bereich der Ozeane aus einer Analyse der Rückkehrsignale abgeleitet werden. Bei einer falschen Ausrichtung der Sendekeule wird nicht das Energiemaximum innerhalb der Sendekeule zum Altimeter reflektiert, sondern das Signal wird von umliegenden Flächen reflektiert. Bei dem aufgezeichneten Rückkehrsignal steigt die Amplitude daher nicht bis zum maximalen Wert an, der Anstieg ist weniger ausgeprägt und fällt mit größer werdender Nadirabweichung langsamer ab. Durch den flacheren Anstieg der Amplitude wird die Signalverfolgung erschwert und damit die Laufzeitberechnung weniger genau. Die Werte h , SWH und der Backscatterkoeffizient σ^0 können bei ausreichend genau bestimmten Nadirabweichungen entsprechend korrigiert werden.

Godbey *et al.* (1972) leiten aus theoretischen Überlegungen eine Beziehung für den aus Nadirabweichungen resultierenden Fehler h_f für "pulse-length limited" Altimeter ab:

$$2h_f(\theta_n) = -0,225 * c * \tau * \frac{\theta_t}{\theta_A} + \left(\frac{\theta_n}{\theta_A}\right)^2 * c * \tau * \frac{\theta_t}{\theta_A} \quad /3.10/$$

$$\text{mit } \theta_t = 2\sqrt{c * \tau * h_s^{-1}} \quad /3.11/$$

²Der Wert wurde 1993 auf -416 mm geändert (ESTEC, pers. Mitteilung)

(θ_n Nadirabweichung, θ_A 3dB-Antennenbreite, c Geschwindigkeit, τ effektive Impulslänge). θ_t ist der wirksame Öffnungswinkel der Radarkeule bei voll ausgeleuchteter Rückstreulfläche, als θ_A wird der Raumwinkel aufgefaßt, über den nahezu die gesamte Antennenleistung abgestrahlt wird und bei dem die maximale Signalstärke auf die Hälfte abgesunken ist (Skolnik, 1970).

Der erste Teil der Gleichung beschreibt den konstruktiv bedingten Anteil des Fehlers und wird in der Kalibrierung berücksichtigt, der zweite Teil beschreibt die Abhängigkeit von der Nadirabweichung.

Wird die Nadirabweichung größer als der halbe Öffnungswinkel der Antenne, wird die Rückstreulfläche im Nadir nicht mehr voll ausgeleuchtet. Das führt sehr oft zum Ausfall der Höhenmessungen, da der bordeigene Signalverfolger dann fehlerhaft arbeitet (Cheney *et al.*, 1991) (vergl. Abb. 3.5). Analysen von Cheney *et al.* (1987) zeigen, daß die Höhenbestimmung beim GEOSAT bei Nadirabweichungen kleiner $1,1^\circ$ keinem signifikanten Einfluß unterworfen ist. Eine Auswirkung auf die Bestimmung des Backscatterkoeffizienten und die SWH kann aber nicht ausgeschlossen werden (*ibid.*).

Eigene Untersuchungen zeigen, daß für über 50% der Altimetermessungen des GEOSAT während der ERM-Phase die Nadirabweichungen im Bereich von $0,5^\circ$ bis $0,9^\circ$ liegen (Abb. 3.5).

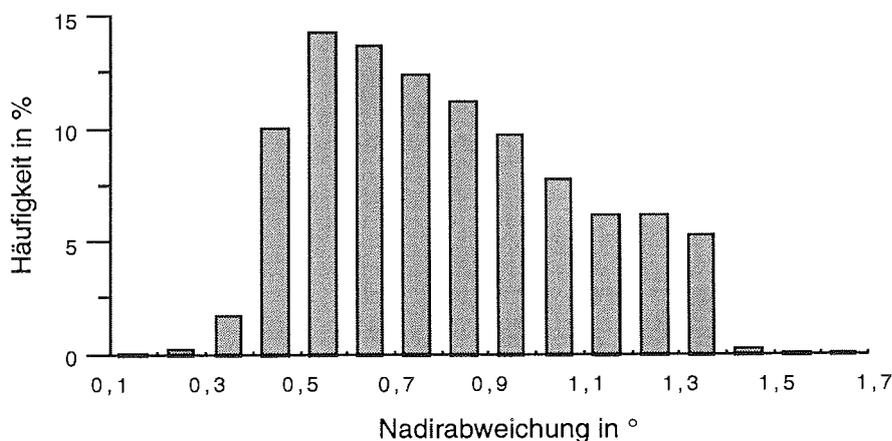


Abb. 3.5 Nadirabweichungen des GEOSAT während der ERM-Phase, es existieren nur wenige Messungen mit einer Nadirabweichung größer $1,3^\circ$.

Beim ERS-1 werden keine Reduktionswerte für einen aus der Nadirabweichung resultierenden Höhenfehler berechnet. Untersuchungen bei der French Processing and Archiving Facility (F-PAF), die für die Aufbereitung der Altimetermessungen über dem Ozean verantwortlich ist, zeigen, daß der aus einer Analyse der Signalform abgeleitete Wert für den Höhenfehler stark fehlerbehaftet ist (*Dumont und Stum, 1994*).

Unter der Annahme, daß ein Signalverlust bei einer Nadirabweichung größer dem halben Öffnungswinkel der Antenne eintritt, liegen die resultierenden Fehler für die Höhenmessungen des ERS-1 nach Gl. 3.10 im "ocean mode" im Zentimeterbereich und im "ice mode" kleiner 10 cm.

3.3.3 Radarmessungen über Meereis

Im Bereich der Ozeane wird das Geoid in erster Näherung durch die mittlere Meeresoberfläche beschrieben. Um Parameter des Erdschwerefeldes, wie z.B. Geoidhöhen oder Schwereanomalien, zu berechnen, muß die 'freie' Wasseroberfläche angemessen werden. In Bereichen nahezu permanenter Meereisbedeckung, wie sie für weite Teile des südlichen und westlichen Weddellmeeres typisch sind, sind nur sehr selten große eisfreie Flächen vorhanden.

Mit den in Kapitel 5 vorgestellten Verfahren ist es möglich, eine Höhenfläche, die sowohl 'freier' Ozean als auch Meereis sein kann, in eisbedeckten Gebieten zu bestimmen. Unter der Annahme, daß die Meereisoberfläche mit dem Verlauf des Geoids nahezu identisch ist, können Aussagen über den Verlauf des Erdschwerefeldes getroffen werden.

Um die Größenordnung der Fehler abzuschätzen, muß der Einfluß von Schnee und Meereis auf Radarmessungen untersucht werden.

Beim Auftreffen von Radarwellen auf Meereis/Schnee wird der Radarimpuls an der Oberfläche und an den inneren Schichten (z.B. an der Schnee-/Eisgrenze) reflektiert oder zurückgestreut. Die im Satelliten aufgezeichnete Flanke des Rückkehrsignals wird dadurch weniger ausgeprägt und zeitlich verzögert. Dieser Effekt führt zu einer scheinbaren Vergrößerung des Abstandes zwischen Satellit und Oberfläche.

Die Eindringtiefe eines Radarsignales in ein Material (hier Eis und Schnee) ist abhängig von dessen komplexen Dielektrizitätskonstante. Meereis ist sehr inhomogen aufgebaut und verändert seine Dielektrizitätskonstante mit zunehmendem Alter. Die Eindringtiefe in Schnee ist hauptsächlich vom Wassergehalt abhängig (*Ulaby et al.*, 1986). Die Eindringtiefe eines Radarsignales in Schnee und Eis in Abhängigkeit von der Frequenz zeigt Abb. 3.6.

Eicken et al. (1994) haben die Verteilung von Schnee- und Eismächtigkeiten im zentralen und östlichen Weddellmeer während mehrerer Expeditionen im Winterhalbjahr untersucht. Diese Untersuchungen erlauben eine Abschätzung der Schneeauflagen auf dem Meereis und damit eine Abschätzung von möglichen induzierten Höhenfehlern in den Altimetermessungen. Sie geben für einjähriges Meereis Schneeauflagen von 16 cm (Eismächtigkeit 75 cm) und für zweijähriges Eis 53 cm (Eismächtigkeit 170 cm) an.

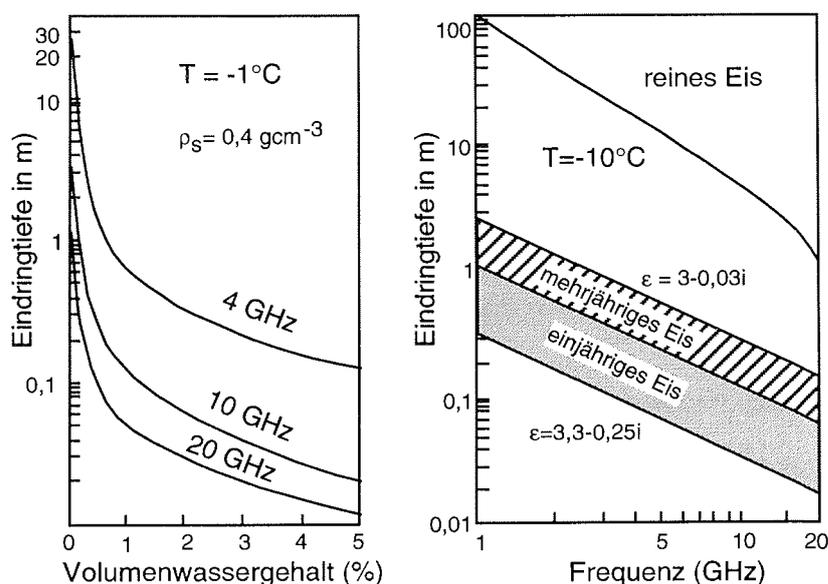


Abb. 3.6 Eindringtiefe eines Radarsignales in Schnee (a) und Eis (b) in Abhängigkeit von der Frequenz (nach *Ulaby et al.*, 1986). ERS-1 und GEOSAT arbeiten bei einer Frequenz von ca. 13 GHz

Garrity (1992) gibt für den Volumenwassergehalt für ein- und mehrjährigen Schnee Winter-Werte von kleiner 1,1% an. Der Vergleich der Höhe der Schneeauflage mit den Eindringtiefen von Radarstrahlen (13,8 GHz) in Schnee oder Eis (Abb. 3.6) zeigt, daß die Eindringtiefe des Radarimpulses nicht vollständig durch die Höhe

der Schneeaufgabe kompensiert wird. Die aus Altimetermessungen abgeleitete Höhen-Fläche wird immer zu hoch berechnet. Nur in Bereichen in denen Neueisbildung stattfindet und das Eis deshalb nur unwesentlich über die Wasseroberfläche ragt, ist der Fehler gering. Der resultierende Fehler der Höhenbestimmung aus Altimetermessungen über schneebedeckten Meereisflächen wird mit kleiner 40 cm abgeschätzt.

Da es keine zuverlässigen Fernerkundungsverfahren zur Erfassung der Eis- und Schneekonzentration und deren physikalischer Parameter gibt, verbleibt die nichtkompensierte Eindringtiefe als Fehler in der abgeleiteten SSH. Auswirkungen sind insbesondere beim Übergang zwischen Meereis und Ozean zu erwarten, da hier die größte Änderung im Reflexionsverhalten auftritt.

Unebenheiten der Eisoberfläche, wie z.B. Ridges, haben keinen Einfluß auf die Messung, da durch den Mittelungsprozess innerhalb einer Rückstreufäche die Wirkung solcher Strukturen unterdrückt wird.

3.4 Weitere Reduktionen

Die in diesem Abschnitt beschriebenen Reduktionen werden durch Veränderungen des Signals während des direkten Meßvorganges notwendig. Die Wahl unterschiedlicher Modellansätze zur Berechnung der Reduktionen hat großen Einfluß auf das Ergebnis.

3.4.1 Gezeitenwirkung

Die Altimetrie spielt sowohl für die Bestimmung des Erdschwerefeldes im Bereich der Ozeane als auch in der Ozeanographie zur Bestimmung von periodischen Änderungen der Meeresoberfläche eine wichtige Rolle. Einerseits werden Ozeangezeiten zur Reduktion der Altimetermessungen auf ein einheitliches Bezugsniveau benötigt, andererseits sollen die Gezeiten aus den zeitlichen Änderungen der Altimetermessungen abgeleitet werden. Im Bereich von Randmeeren und Küsten können die Signalanteile durch die Nutzung externer Informationen zu Gezeiteneinflüssen, wie z.B. durch Pegelmessungen, separiert werden. Im Bereich der Ozeane ermöglichen Zeitreihenanalysen von Altimeter-Langzeitbeobachtungen eine Verbesserung von existierenden Gezeitenmodellen. Mit Hilfe dieser Modelle können dann die notwendigen Reduktionen für

die Anforderungen der Schwerefeldbestimmung verbessert werden.

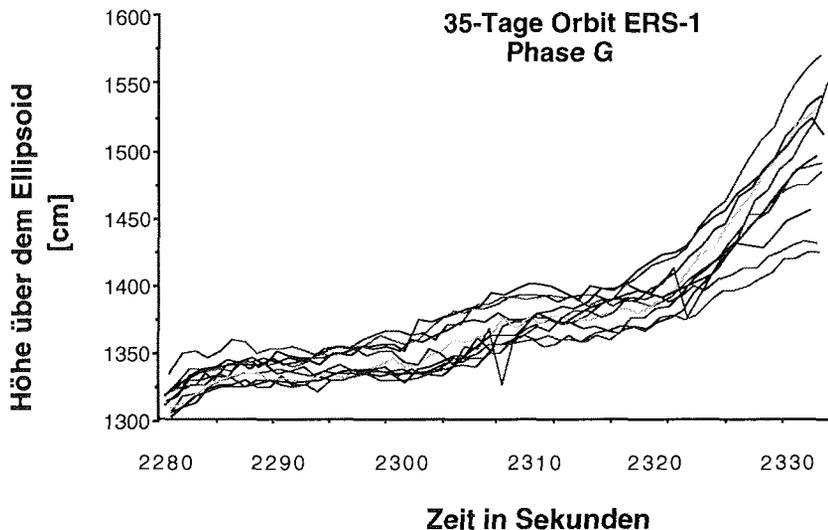


Abb.3.7 Wirkung nicht vollständig reduzierter Gezeiteneinflüsse auf Altimetermessungen (theoretische Gezeiten sind reduziert). In Landnähe (2320 -> 2333 sek, Bereich vor Südamerika) zeigen die Einzelprofile eine wesentlich erhöhte Variation. Die gezeigten Profile wurden über einen Zeitraum von einem Jahr aufgezeichnet.

Mit den Problemen der Berechnung von Ozeangezeiten haben sich verschiedene Autoren beschäftigt. *Schwiderski* (1980) und *Cartwright und Ray* (1990) stellten globale Modelle und Partialtiden zur numerischen Berechnung der Gezeiten vor. Die Partialtiden liegen für ein $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ Gitter tabelliert vor. Aus diesen Werten können die Gezeitenreduktionen für einen bestimmten Zeitpunkt und Ort interpoliert werden. Globale Vergleiche von modellierten Tiden mit direkten Messungen ergaben Genauigkeiten von ± 10 cm (ibid). Auf der südlichen Hemisphäre liegen allerdings nur eine geringe Anzahl von Stützungsmessungen für diese Gezeitenmodelle vor. So konnten durch Analysen von Wiederholungsmessungen des ERS-1 in einigen Regionen, wie z.B. der Ostküste Südamerikas, Fehler im Bereich von mehreren Dezimetern gefunden werden (Abb. 3.7).

Diese Fehler werden durch variierende Tiden als Folge von Aufstauwirkungen im Bereich von Festlandsmassen hervorgerufen. Einige Autoren verwenden deshalb für regionale Auswertungen speziell angepaßte Gezeitenmodelle (z.B. *Monka*, 1984). Für den Bereich der Antarktis existieren derzeit aber keine solchen Modelle. Die zu er-

wartenden Fehler sind in dieser Größe eher unwahrscheinlich, da, bedingt durch die geographische Lage der Antarktis, Landmassen fehlen, die Aufstaueffekte hervorrufen können. Auch die ausgewerteten Altimeterdaten geben keine Hinweise auf Fehler in dieser Größenordnung. *Shibuya et al.* (1990) verglichen Gezeitenmessungen an der japanischen Antarktisstation Syowa, die direkt mit einem Drucksensor aufgezeichnet wurden, mit interpolierten Gezeiten aus einem Gezeitenmodell mit 9 Partialtiden und ermittelten Restfehler von maximal 50 cm. Fehler in dieser Größenordnung müssen im gesamten Bereich der Antarktis erwartet werden.

Für die Messungen des ERS-1 werden Gezeitenwerte durch das F-PAF berechnet und in den Datenprodukten verteilt (*Dumont und Stum*, 1994). In einem kombinierten Modell nach *Schwiderski* (1980) und *Provost et al.* (1990) werden 13 Partialtiden genutzt. Die Reduktionen liegen in der Größenordnung von etwa 2 m. Um eine Vergleichbarkeit der Altimetermessungen des ERS-1 mit den Messungen des TOPEX/Poseidon zu erreichen, wurde das ursprünglich verwendete Modell mit 16 Partialtiden zugunsten eines für beide Satelliten einheitlichen Modells mit 13 Partialtiden ersetzt.

Eine weitere notwendige Reduktion sind die Gezeiten der festen Erde. Diese werden hauptsächlich durch die Anziehungswirkung von Mond und Sonne auf den Erdkörper hervorgerufen. Die notwendigen Reduktionswerte lassen sich ausreichend genau berechnen (*Cartwright und Taylor*, 1971; *Cartwright und Edden*, 1973) und liegen in der Größenordnung von ca. -20 cm bis +30 cm, bei einem Fehler von ± 2 cm.

Die Wirkung der Ozeangezeiten durch Massenverlagerungen des Wassers auf die feste Erde werden als "tidal loading" bezeichnet. Diese Reduktionswerte werden in den Datenprodukten des ERS-1 verteilt (*Provost et al.*, 1990). Die Größenordnung der Reduktionen liegen bei 5 cm. Dieser Reduktionswert kann mit hoher Genauigkeit (Fehler 2,5%) berechnet werden (*Francis und Mazzega*, 1990).

3.4.2 Refraktion

Beim Durchgang einer elektromagnetischen Welle durch die Atmosphäre wird diese durch Refraktion, Dispersion, Absorption und Szintillation in ihren Eigenschaften beeinflusst. Dabei werden Richtung und Laufzeit des Signals verändert (*Hinze*, 1990). Für genaue Altimetermessungen müssen diese Effekte korrigiert werden.

Ein Teil der Einflußfaktoren kann durch Modelle ausreichend genau beschrieben werden, andere müssen durch Modellannahmen in ihrer Wirkung abgeschätzt werden.

Für die Modellierung der Ausbreitungsverzögerungen der elektromagnetischen Welle wird die Atmosphäre vereinfacht in die Ionosphäre und Troposphäre unterteilt. Nach *Seeber* (1989) wird der Teil der Erdatmosphäre zwischen 0 und 40 km als Troposphäre, der Teil von 40 km bis über 1000 km als Ionosphäre bezeichnet. Eine weitere Unterteilung (bezogen auf die Ausbreitungsverzögerungen) wird nicht vorgenommen.

Der Einfluß der Ionosphäre auf ein Radarsignal wird durch die Anzahl der freien Elektronen in der Atmosphäre bestimmt. Der Einfluß ist frequenzabhängig und kann bei Messungen mit zwei unterschiedlichen Frequenzen analytisch bestimmt werden. Das TOPEX Altimeter der TOPEX/Poseidon Mission arbeitet nach diesem Prinzip (*AVISO*, 1992) und ermöglicht dadurch eine höhere Genauigkeit der Messungen. Beim Altimeter des ERS-1, das nur mit einer Frequenz arbeitet, muß dieser Anteil durch Modellannahmen abgeschätzt werden.

Der Korrekturterm für die Laufzeit des Radarimpulses in der Ionosphäre wird durch eine Reihenentwicklung in Abhängigkeit von der Frequenz f mit

$$\Delta_1 = c_1 * f^{-2} + c_2 * f^{-3} + \dots \quad /3.12/$$

berechnet. Der Einfluß wird ausreichend genau modelliert, wenn die Reihe nach dem ersten Glied abgebrochen wird. Für den Wert Δ_1 kann die Gebrauchsformel

$$\Delta_1 (\text{mm}) = 40250 * \text{TEC} * f^{-2} \quad /3.13/$$

(TEC, Total Electron Content, Einheit: Elektronen/m²) (*Dumont und Stum*, 1994) genutzt (Frequenz f in Hz; die Einheiten werden durch die Konstante kompensiert). In der Literatur (z.B. *Hinze*, 1990) werden für den TEC Werte zwischen $1,5 \cdot 10^{16}$ (Nacht), $1 \cdot 10^{17}$ (Übergang Tag/ Nacht) bis zu $6 \cdot 10^{17}$ (Tag) angegeben. Damit ergeben sich für das Altimeter des ERS-1 Reduktionswerte von 0,3 cm bis zu 12,7 cm.

Auswertungen von GPS-Messungen (z.B. *Hinze*, 1990; *Schenke et al.*, 1994) zeigen den stark störenden Einfluß der Ionosphäre im Bereich der Antarktis. Obwohl das Signal des Altimeters direkt in den Nadir gesendet wird und damit den kürzesten Weg durch die Atmosphäre hat, ist die Abschätzung eines Fehlers von ± 3 cm wie sie

von einigen Autoren (z.B. *Rummel*, 1993) angegeben wird, in den Polarregionen zu gering.

In den Berechnungen der ESA werden die Reduktionswerte nach einem Modell von Bent (*Llewellyn und Bent*, 1973) berechnet. Der Wertebereich der Reduktionen liegt zwischen 0 und 14 cm.

Für die Berechnung des ionosphärischen Einflusses beim GEOSAT wurde ein Modell nach *Klobuchar* (1987) verwendet, wie es auch für die Korrektur von Einfrequenzmessungen von GPS genutzt wird. *Musman et al.* (1990) verglichen die aus diesem Modell abgeleiteten Reduktionswerte mit direkten Messungen und fanden, unter normalen atmosphärischen Bedingungen, eine gute Übereinstimmung. Der Wertebereich der Reduktionen liegt vergleichbar bei 0 bis 14,3 cm.

Im Bereich der Troposphäre spielen sich die Mehrzahl der für das Wettergeschehen relevanten Prozesse ab. Die Troposphäre beeinflusst die Laufzeit des Altimetersignales durch die Faktoren Luftdruck (P), Partialdruck des Wasserdampfes (e) und Temperatur (T). Der Einfluß der Troposphäre erhöht sich mit steigender Frequenz des Signals. Bei praktischen Berechnungen für satellitengeodätische Anwendungen wird die Reduktion nach den wirkenden Parametern in einen Trockenanteil Δ_d (abhängig von P und T) und einen Feuchtanteil Δ_w (zusätzlich abhängig von e) unterteilt.

In den Datenprodukten der ESA werden die troposphärischen Laufzeitreduktionen nach einem Ansatz von *Saastamoinen* (1973) berechnet. Für die eingehenden Parameter werden Werte genutzt, die alle 6 Stunden vom Französischen Meteorologischen Büro (FMO) aus der Analyse globaler Messungen verbreitet werden. Der Reduktionswert für den Trockenanteil wird durch ein einfaches Modell abgeleitet, das nur vom Luftdruck P am Boden und der geographischen Breite φ abhängt:

$$\Delta_d \text{ (mm)} = -2,277 * (1 + (0,0026 * \cos(2*\varphi))) * P_{\text{(mbar)}} \quad /3.14/$$

Die Korrektur für den Feuchtanteil wird über ein Integral entlang des Radarsignalweges berechnet:

$$\Delta_w \text{ (mm)} = -17616 * \int_0^{P_s} \frac{q}{T} dP \quad /3.15/$$

(P Luftdruck in hPa, P_s Luftdruck am Boden in hPa, q spezifische Feuchte in kg/kg, T Temperatur in K). Die benötigten Werte werden

ebenfalls den Modellen des FMO entnommen. Der Anteil des Trockenterms Δ_d beträgt ca. 85-90% der Reduktion für den troposphärischen Anteil und kann durch Modelle ausreichend genau beschrieben werden. Die Größe der Reduktion beträgt maximal 231 cm. Der Anteil des Feuchtterms Δ_w an der Reduktion liegt in der Größenordnung von 20 cm.

Beiden Reduktionswerten ist gemein, daß das Analysemodell des FMO überwiegend durch Werte auf der Nordhalbkugel gestützt ist. Es gibt keine Abschätzungen, wie gut diese Modelle auf die Bedingungen in der Antarktis anwendbar sind. In den mathematischen Ansätzen des F-PAF wird ein sehr einfacher Ansatz zur Berechnung der Reduktionsterme genutzt. Gl. 3.14 wird für die Berechnung des Trockenterms genutzt, es wird nur die Abhängigkeit vom Luftdruck beachtet. Vergleiche von Luftdruckwerten, die im Weddellmeer von Bojen aus gemessen wurden, mit Modellwerten des European Center for Medium-range Weather Forecasting (ECMWF) weisen Fehler von ± 5 hPa (1σ) auf (*C.Kottmeier*, pers. Mitteilung). Unter der Annahme von maximalen Abweichungen des tatsächlichen Luftdrucks von den Modellwerten in der Größenordnung von 3σ resultiert nach Gl. 3.14 ein Fehler dieses Korrekturterms von ± 3 cm.

Der Fehler des Feuchtanteils kann nicht auf einfachem Wege aus Gl. 3.15 abgeleitet werden, da dazu Annahmen über der vertikalen Gradienten der Feuchte nötig sind. In der Satellitengeodäsie wird ein Algorithmus genutzt, der von *Hopfield* (1971) vorgeschlagen wurde (Gl. 3.16).

$$\Delta_w \text{ (mm)} = (155,2 \cdot 10^{-7}) * \frac{4810 * e}{T^2} * (11 \cdot 10^6) \quad /3.16/$$

Dieser Ansatz kann genutzt werden, um den mittleren Fehler des Feuchtanteils abzuschätzen. Für den mittleren Fehler der Temperatur im Weddellmeer zwischen Messungen von Meß-Bojen und Werten des ECMWF gibt *Fischer* (1995) $\pm 2^\circ\text{C}$ an. Für den Partialdruck des Wasserdampfes existieren für den Bereich des Weddellmeeres keine Vergleiche, da dieser Parameter bei Bojenmessungen zu große Fehler aufweist (*C.Kottmeier*, pers. Mitteilung). Unter der Annahme von einem mittleren Fehler von e von ± 2 hPa, liegt der mittlere Fehler der Korrektur für den Feuchtanteil nach Gl. 3.16 bei ± 3 bis ± 5 cm (3σ -Fehler aus T und e).

Beim ERS-1 kann der Reduktionswert für den Feuchtterm direkt berechnet werden, da der Satellit ein Mikrowellenradiometer, mit

dem der Wasserdampfgehalt entlang des Signalweges direkt gemessen werden kann, mitführt. Dadurch ist dieser Reduktionswert weitestgehend frei von Modellannahmen. Bei einem Ausfall des Radiometers werden die Reduktionswerte aus den entsprechenden Modellen genutzt.

Die Reduktionswerte für den GEOSAT wurden aus Modellen des Fleet Numerical Oceanographic Center (FNOC) bzw. aus Mikrowellenradiometerdaten des Satelliten Nimbus 7 abgeleitet. In den neu aufbereiteten Datenrekords wurden auch Reduktionswerte aus Modellen des ECMWF und Radiometerdaten des TIROS Experiments³ (*Emery et al.*, 1990) verteilt. Analysen von *Emery et al.* (1990) zeigen, daß die Reduktionswerte aus verschiedenen getesteten Modellen und aus direkten Messungen vergleichbare Genauigkeiten aufweisen, die Reduktionen, die mit den Modellwerten des FNOC berechnet werden, aber grundsätzlich zu gering sind.

3.4.3 Inverser barometrischer Effekt

Mit den Auswirkungen des inversen barometrischen Effektes auf die Altimetermessungen haben sich bisher nur wenige Autoren beschäftigt. Der Effekt wird durch regionale Luftdruckunterschiede hervorgerufen. Nicht untersucht wurde bisher das Antwortverhalten des Ozeans, d.h. in welchen Zeiträumen und in welcher Größenordnung sich Luftdruckänderungen auf eine Änderung in der Meeresoberfläche auswirken (*Cheney et al.*, 1987). Insbesondere ungeklärt sind die Auswirkungen kleinskaliger Luftdruckunterschiede durch das Wettergeschehen. *Dietrich et al.* (1993) konnten den inversen barometrischen Effekt und seine Auswirkungen auf Pegelmessungen in Epischelfseen im Bereich der Schirmacher Oase (Antarktis) nachweisen. Diese Auswertungen zeigen, daß eine Verbesserung der Ergebnisse der Partialtidenbestimmungen durch eine Reduktion für den inversen barometrischen Effektes erzielt werden kann.

Um die Auswirkungen einer Reduktion für diesen Effekt auf die hier vorgestellten Messungen abzuschätzen, wurden Kollinearanalysen (Kap. 5.3.1) mit und ohne Reduktion für den inversen barometrischen Effekt durchgeführt. Anhand der mittleren Fehler der Ausgleichung kann der Einfluß der Reduktion abgeschätzt werden.

³Das Radiometer wurde auf verschiedenen NOAA-Wettersatelliten betrieben.

Da in den Datenprodukten des GEOSAT und ERS-1 dieser Reduktionswert nicht direkt enthalten ist, wird er aus anderen, in den Datenprodukten verteilten Werten abgeleitet. Der Trockenterm der Troposphärenreduktion (Δ_d) aus den Modelldaten des FMO enthält indirekt den Luftdruck P . Der inverse barometrische Effekt läßt sich dann berechnen nach:

$$\text{INV_BARO}_{(\text{mm})} = -9,948 * (P_{(\text{mbar})} - 1013,3) \quad /3.17/$$

(Dumont und Stum, 1994). Für die Untersuchungen wurden einzelne Profile der ERM-Phase des GEOSAT ausgewählt und als repräsentativ für alle weiteren Altimetermessungen angenommen. Eine Auswahl von mittleren Fehlern der Ausgleichungen (Kap. 5.3.1) mit und ohne Reduktion für INV_BARO nach beiden Verfahren ist in Tabelle 3.2 zusammengestellt.

Orbitnummer (ID)	$ \sigma_0 $ (mit Reduktion) (cm)	$ \sigma_0 $ (ohne Reduktion) (cm)
001	12,6	12,8
010	7,0	7,3
021	19,2	19,4
042	14,9	14,9
057	16,7	16,8

Tab. 3.2 Auswahl von mittleren Fehlern mit und ohne Berücksichtigung des inversen barometrischen Effektes.

Es zeigt sich bei fast allen Profilen ein geringerer mittlerer Fehler, wenn der inverse barometrische Effekt berücksichtigt wird. Für die vorliegenden Untersuchungen wird deshalb diese Reduktion berechnet und an den Meßwerten angebracht.

3.4.4 Signifikante Wellenhöhe / Sea State Bias

Bei den bisher beschriebenen Reduktionen handelt es sich um Werte, die nicht von den Reflexionseigenschaften der angestrahlten Fläche abhängen. Für die Berechnung der SSH wird die Annahme zugrunde gelegt, daß es sich bei der durch die Sendekeule bestrahlten Fläche um die glatte Meeresoberfläche handelt. Bedingt durch den Seegang existiert aber zum großen Teil nur eine aufgeraute Oberfläche. Zur Rauigkeit der SSH (sea state) zählen alle Effekte, deren halbe Wellenlänge kleiner als die Rückstreufläche des Altimeters ist, wie z.B. Wellen, mit Wellenlängen im Bereich von Zentimetern bis 300 m oder die Dünung mit Wellenlängen zwischen 200 m und mehreren Kilometern. Die Rauigkeit führt dazu, daß

das Signal des Altimeters an den Wellenbergen eher reflektiert wird und damit das Ergebnis der Laufzeitmessung systematisch verfälscht. Mit diesem Effekt haben sich erstmals *Shapiro et al.* (1972) mit empirischen Untersuchungen beschäftigt. Die Notwendigkeit einer Reduktion der Altimetermessungen für diesen Fehler wurde durch theoretische Untersuchungen von *Jackson* (1979) bestätigt.

Als signifikante Wellenhöhe wird das Mittel aus einem Drittel⁴ der höchsten Wellenhöhen, die in einem zeitlich und örtlich begrenzten Bereich auftreten, bezeichnet (*Monka*, 1984). Durch die Wellen wird die reflektierende Fläche vergrößert und zwar so, daß die ansteigende Flanke des Rückkehrimpulses flacher wird, je höher die Wellenhöhe ist (Abb. 3.8). Es ist aber anzumerken, daß der Zeitpunkt, bei dem die Hälfte der Amplitude der zurückkommenden Energie des Rückkehrimpulses erreicht wird, bei sich ändernden Wellenhöhen nur geringfügig verändert wird. Das ist insbesondere wichtig, da dieser Zeitpunkt für die Berechnung der Laufzeit des Altimetersignales verwendet wird (Kap.3.1.3). Zur Bestimmung der Wellenhöhe aus Altimetermessungen wurden verschiedene Ansätze ausgearbeitet (z.B. *Hayne und Hancock*, 1990; *Parsons*, 1979).

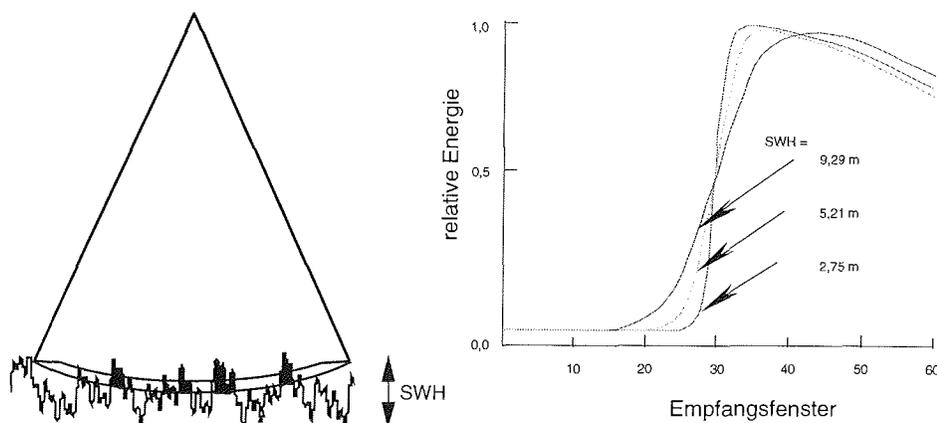


Abb. 3.8 Signifikante Wellenhöhe (nach *Monka*, 1984) und (normierte) Form des Rückkehrimpulses des Altimetersignales (nach *Rummel*, 1993)

Es wurden zahlreiche Untersuchungen durchgeführt, mit welchem Wert der Wellenhöhe (sea state bias, SSB) die Altimetermessungen zu korrigieren sind, um diesen Effekt zu kompensieren (z.B. *Ray und Koblinsky*, 1991; *Douglas und Agreen*, 1983). Zur Bestimmung

⁴Dieser Wert wird deshalb in der Literatur oft als $H_{1/3}$ bezeichnet

des SSB werden die Kreuzungspunktdifferenzen aufeinanderfolgender Altimeterhöhenprofile berechnet und die Residuen durch eine mathematische Funktion angepaßt. Für die zu verwendende Funktion wurden verschiedene Ansätze entwickelt. *Fu und Glazman* (1991) legen ihrem Modell, neben der signifikanten Wellenhöhe, auch die Windgeschwindigkeiten als Antriebskraft für Wellenbewegungen, die aus den Altimetermessungen abgeleitet werden können, zu Grunde. Das am weitesten verbreitete Modell ist eine lineare Gleichung der Form

$$\text{SSB} = \delta * \text{SWH} \quad /3.18/.$$

Für den Satelliten ERS-1 bestimmten *Gaspar und Ogor* (1994) den Wert δ mit $(-5,5 \pm 0,3)\%$. Für den Satelliten GEOSAT wird δ mit $-2,6\%$ angegeben.

3.4.5 Meeresoberflächentopographie

Bei geodätischen Berechnungen mit Altimeterhöhen stehen streng genommen die Bestimmung des Geoids und die daraus abgeleiteten Parameter des Erdschwerefeldes im Vordergrund. Das Geoid stimmt aber im Bereich der Ozeane nur auf etwa ± 2 m mit der stationären Meeresoberfläche überein. Die Abweichung zwischen dem Geoid und der Meeresoberfläche wird als Meeresoberflächentopographie (SST) bezeichnet. Die SST kann noch einmal unterteilt werden in einen konstanten oder nahezu konstanten Teil und in einen zeitabhängigen Teil.

Der konstante Teil wird durch globale Luftdruckunterschiede, den stationären Anteil ozeanographischer Strömungssysteme und durch die Dichteveriationen des Meerwassers beeinflusst. Der betragsmäßig größte Anteil wird durch die Dichteveriationen hervorgerufen (-180 cm bis $+80$ cm). Dieser Anteil der SST wird in der Ozeanographie als dynamische Höhe bezeichnet und als Integral über die vertikale Dichteverteilung in der Wassersäule bestimmt. Er ist von der Temperatur und dem Salzgehalt abhängig (*Schlitzer*, 1995). In den polaren Gebieten überwiegt der Einfluß des Salzgehaltes, in mittleren Breiten wird die Dichte von beiden Faktoren in etwa gleich beeinflusst.

Die Auswirkungen des globale Luftdruckfeldes auf die Deformation der SSH schätzt *Lisitzin* (1974) mit ca. -10 cm im südlichen Atlantik und bis zu $+20$ cm im Bereich der Antarktis ab.

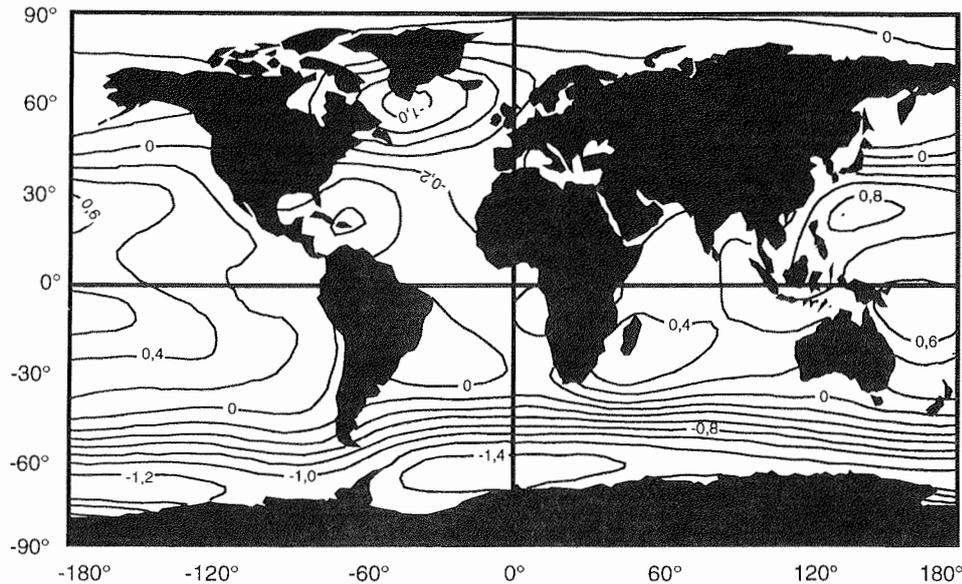


Abb. 3.9 Stationäre Meeresoberflächentopographie nach *Levitus* (1982), Kontourintervall 0,2 m (nach *Bode et al.*, 1993)

Bei diesen globalen Effekten handelt es sich um Auswirkungen mit sehr großer Wellenlänge, die sich gut mathematisch beschreiben lassen. Für die Höhen der SST wurden verschiedene Kugelfunktionsmodelle bis Grad und Ordnung 10 berechnet (Abb. 3.9; *Bode et al.*, 1993), das entspricht einer Auflösung von ca. 2000 km ($\lambda/2$). Die SST kann mit Genauigkeiten von ± 30 cm modelliert werden (*Denker und Rapp*, 1990; *Bode et al.*, 1993).

Ursachen für die $dSST$ sind z.B. die saisonale Variabilität oder Interaktionen ozeanographischer Strömungssysteme. Die Reduktion der $dSST$ kann nur indirekt in die Auswertung der Profile einbezogen werden, da ihre direkten Wirkungen bisher nicht ausreichend bekannt sind. Abb. 3.10 zeigt exemplarisch die Auswirkungen dieser Dynamik auf ein Altimeterhöhenprofil des ERS-1. Durch eine niedrige Gewichtung der Meßwerte bei der Ausgleichung (Kap. 5.3.1) an Stellen hoher Variabilität kann versucht werden, die Auswirkungen auf das gesamte Höhenprofil zu minimieren. Im Bereich des Weddellmeeres sind Regionen hoher Variabilität nur in Bereichen des Weddellwirbels zu erwarten. Durch die geringe Überdeckung mit Meßwerten in den durch Meereis beeinflussten Gebieten konnten jedoch in dieser Arbeit keine Untersuchungen zu den Größenordnungen und Fehlern dieser Effekte durchgeführt werden. Untersuchungen von *Wang und Rapp* (1992) zur globalen

Ozeanvariabilität zeigen eine hohe Variabilität (± 25 cm) im Bereich der Drake Passage.

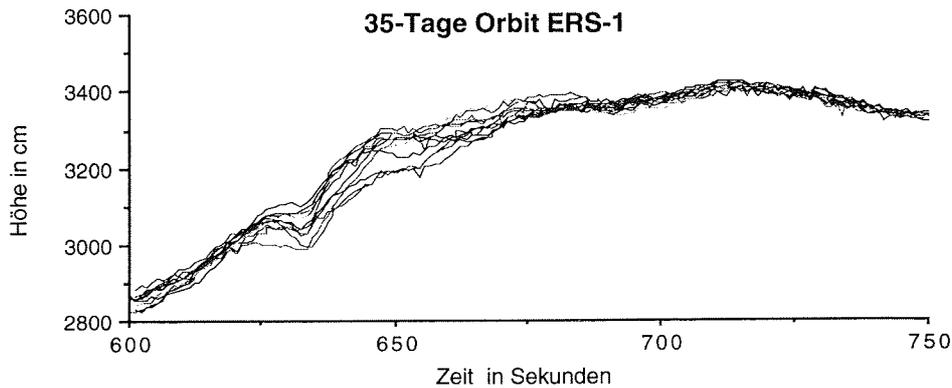


Abb. 3.10 Auswirkungen der Variabilität der Meeresoberfläche auf ein Altimeterhöhenprofil des Satelliten ERS-1. Die radialen Bahnfehler wurden durch eine Ausgleichung minimiert. Während das Höhenprofil normalerweise die stationäre Meeresoberfläche beschreibt, überlagert die Meeresoberflächenvariabilität im Bereich 625 sek bis 675 sek diese Höhenänderung.

3.5 Auflösungsvermögen von Altimetermessungen

Für die Berechnung von Parametern des Schwerefeldes (Schwereanomalien, Geoidhöhen) und deren Interpretation, muß das Auflösungsvermögen und die Größenordnung des Rauschens von Altimetermessungen abgeschätzt werden. Solche Untersuchungen wurden u.a. von *Marks und Sailor* (1986) für GEOS-3 und SEASAT durchgeführt.

Das Auflösungsvermögen der Altimetermessungen kann durch die normierte Kohärenz zweier kollinearere Höhenprofile beschrieben werden:

$$\chi(\omega) = \frac{|S_{xy}(\omega)|^2}{S_{xx}(\omega)S_{yy}(\omega)} \quad (0 \leq \chi(\omega) \leq 1) \quad /3.19/$$

(S_{xx} , S_{yy} Spektraldichtefunktion, S_{xy} Kreuzspektraldichtefunktion). Gl. 3.19 beschreibt die Ähnlichkeit zweier Meßwertfolgen X und Y auf der Frequenz ω (*Meier und Keller*, 1990). $\chi(\omega)$ nimmt den Wert "1" an, wenn beide Meßwertfolgen identisch sind und den Wert "0", wenn die Folgen unkorreliert sind. Um die Auflösung der Altimeterprofile abzuschätzen, wird angenommen, daß beide Profile (in

ihren Frequenzen) ähnlich sind, wenn die untere Grenze der 1σ -Umgebung von $\chi(\omega)$ größer 0,5 ist. Diese Wellenlänge beschreibt dann die minimale Ausdehnung einer Geoidsignatur, die vom Altimeter noch aufgelöst werden kann.

Um eine vereinfachte Modellgleichung für die Abschätzung des Rauschens zu erhalten, werden alle Effekte, die nicht durch das Schwerfeld hervorgerufen werden, z.B. ozeanographische Effekte, als Rauschen angesehen. Die Höhe entlang eines Altimeterprofils ist dann vereinfacht:

$$\text{SSH}_m(t) = h_m(t) + e_m(t) \quad /3.20/$$

(h_m zeitinvarianter Höhenanteil, e_m Rauschen). Durch die Differenzenbildung zweier aufeinanderfolgender Höhenprofile entfallen alle zeitinvarianten Anteile (Geoid, stationäre SST), es verbleibt nur der Anteil des Rauschens. Unter der Voraussetzung, daß das Rauschen unkorreliert ist, lautet die Spektraldichtefunktion des Rauschens (abgeleitet aus der Differenz zweier Höhenprofile):

$$S_{h_1-h_2} = 2S_{e_m} \quad /3.21/$$

Die Größenordnung des Rauschens hängt sehr stark von der geographischen Lage der ausgewählten Höhenprofile ab. Messungen in Bereichen hoher ozeanographischer Variabilität zeigen ein höheres Rauschniveau.

Die minimal mögliche Auflösung von Strukturen wird durch das Abtasttheorem festgelegt (*Meier und Keller, 1990*). In den vorliegenden Untersuchungen werden 1 Hz Mittelwerte⁵ verwendet, die Nyquist-Frequenz ist $\omega_n = \frac{1}{13,4 \text{ km}}$.

Für die Analyse werden aus jeweils zwei kollinearen Höhenprofilen komplementäre Messungen extrahiert und trendbereinigt (Subtraktion eines Geoidmodells und nachfolgende Beseitigung linearer Trends). Die Länge der Höhenprofile wurde jeweils auf 500 Punkte (ca. 3350 km) begrenzt.

Bei den Profilen wird die Kohärenz-Grenze (1σ -Umgebung) von 0,5 erstmalig bei einer Wellenlänge von 43,7 km unterschritten (Abb. 3.11). Einige Autoren (z.B. *Marks und Sailor, 1986*) geben als Auf-

⁵Die Nominalgeschwindigkeit der Satelliten GEOSAT und ERS-1 über Grund beträgt ca. $6,7 \text{ km s}^{-1}$. 1 Hz entspricht demnach 6,7 km Punktabstand. In der vorliegenden Arbeit werden die Einheiten Hz und km gleichberechtigt für Abstände/Entfernungen verwendet.

lösungsvermögen auch den Wert an, bei dem die Kohärenz des Signales selber kleiner 0,5 wird. Dieser Wert wird bei ca. 33 km unterschritten. Dieser Wert ist für das erwartete Auflösungsvermögen der Altimetermessungen des ERS-1 etwas zu groß. Eine detailliertere Auswertung zeigt bei den einzelnen Höhenprofilen sehr unterschiedliche Kohärenzspektren. Die Differenzen sind insbesondere mit ozeanographischen Effekten innerhalb einzelner Profile zu erklären. Variationen in der dSST verringern die scheinbare Auflösung. Die mittleren Fehler (1σ) sind deshalb in den Bereichen unterhalb 50 km Wellenlänge sehr groß. Bei einigen Altimeterhöhenprofilen liegt die Auflösung bei ca. 34 km. Dieser Wert liegt im Bereich des erwarteten Auflösungsvermögens des Altimeters.

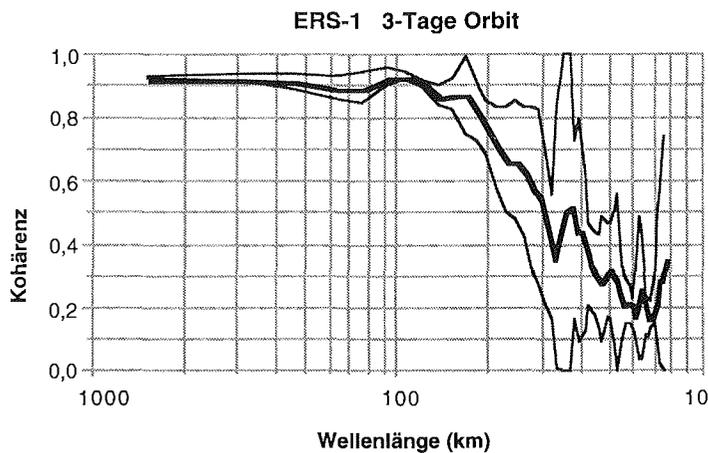


Abb. 3.11 Kohärenzspektrum von Altimetermessungen des ERS-1. Es wurden mehrere Höhenprofile analysiert und ihre Spektren gemittelt. Die beiden dünneren Linien geben die $\pm 1\sigma$ -Umgebung der Mittelbildung an.

Bei den vorhergehenden Analysen nur wurde die Auflösungsvermögen von Einzelprofilen untersucht. Eine Ausgleiche der Einzelprofile und Berechnung von mittleren Höhenprofilen wird mit dem Ziel der Rauschminimierung durchgeführt. Das dadurch verbesserte Auflösungsvermögen muß sich auch in den Spektraldichtefunktionen nachweisen lassen. Dazu wurden Geoid- und Rauschspektren von Einzelprofilen und gemittelten Höhen (1 Monat, jeweils 10 Profile) untersucht. Abb. 3.12 zeigt, daß das Rauschen deutlich verringert wird, wenn die Messungen über einen längeren Zeitraum gemittelt werden. Rausch- und Geoid-Spektraldichte schneiden sich bei 30,7 km (Einzelprofile) und bei 19,5 km (ge-

mittelte Profile). Die Spektraldichte des Geoidsignales bleibt auch nach der Mittelbildung weitestgehend erhalten.

Die in diesem Abschnitt durchgeführten Untersuchungen zeigen, daß die Altimetermessungen des ERS-1, nach einer Mittelung von mehreren Einzelprofilen, Geoidstrukturen mit einer Wellenlänge von ca. 20 km aufgelöst werden können.

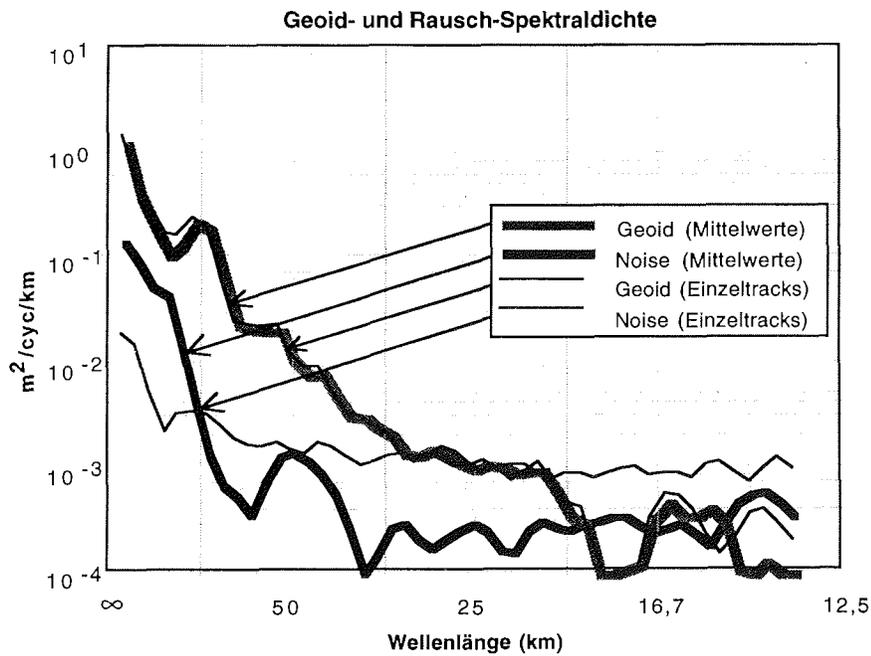


Abb. 3.12 Geoid- und Rausch-Spektraldichten für Einzelprofile und gemittelte Messungen.

4 Datenaufbereitung und Plausibilitätskontrollen

4.1 Datenaufbereitung und -verteilung

Für die vorliegende Arbeit wurden Altimetermessungen der Satelliten ERS-1 und GEOSAT genutzt. Bevor die Messungen und Reduktionswerte von den zuständigen Institutionen an Nutzer abgegeben werden, findet eine umfangreiche Aufbereitung und Validierung statt. Im folgenden Abschnitt soll der Ablauf der Datenaufbereitung und Datenverteilung kurz dargestellt werden.

4.1.1 Datenprodukte ERS-1 Altimetrie

Durch die multifunktionale Verwendung des ERS-1 als Trägereinheit für wissenschaftliche Sensoren wurde die Aufbereitung der Sensordaten auf verschiedene Organisationen der ESA-Mitgliedsstaaten aufgeteilt (z.B. D-PAF und F-PAF). Für die Anforderungen der Altimetrie werden die Daten der Bahnbestimmung und Altimetermessungen, aber auch Messungen des Radiometers für die Bestimmung des Wasserdampfgehaltes entlang des Signalweges und weitere meteorologische Parameter, die z.B. vom FMO aus der Analyse globaler Messungen bereitgestellt werden, benötigt. Diese Datensätze werden kombiniert, mit verschiedenen Korrekturwerten versehen und an Nutzer abgegeben.

Für die Auswertung von Altimetermessungen werden von der ESA folgende Datenprodukte bereitgestellt:

- FDC Off-line Produkt der an Bord des Satelliten bestimmten Altimeterhöhen und Korrekturen, die Daten stehen innerhalb von 7 Tagen für Auswertungen zur Verfügung,
- PRL Vorläufige Bahndaten mit einer zeitlichen Auflösung von 120 Sekunden (Preliminary Orbits, PRL),
- PRC Präzise Bahndaten mit einer zeitlichen Auflösung von 30 Sekunden (Precise Orbits, PRC),
- OPR02 Altimetermessungen über dem Ozean, die Daten werden nachträglich im F-PAF aufbereitet; dieses Produkt enthält Orbithöhen, die aus den PRC berechnet wurden,
- QLOPR Altimetermessungen über dem Ozean, die aus den FDC-Produkten abgeleitet werden; die QLOPR enthalten die Orbithöhen, die aus den PRL berechnet wurden,
- WAP "Waveform Products" enthalten die Rückkehrsignale und Altimeterhöhen mit Retracking-Korrektur,
- EGM Schwerefeldmodell, das in der Bahnberechnung verwendet wird (basierend auf ERS-1 Messungen).

4.1.2 Datenaufbereitung ERS-1

Die Aufbereitung der Bahnparameter erfolgt durch das D-PAF. Innerhalb von 7 Tagen werden PRL-Produkte bereitgestellt. Diese werden genutzt, um Quick-Look-Produkte (z.B. QLOPR, FDC) aufzubereiten. Die Bahnparameter sind auf Rechenanlagen des D-PAF verfügbar und durch Nutzer abrufbar. Die PRC stehen nach ca. 4 Monaten zur Verfügung. Mit den verbesserten PRC-Bahnparametern werden die Altimetermessungen durch das F-PAF aufbereitet und als OPR02 ca. 6 Monate nach der Messung verteilt.

In einem ersten Verarbeitungsschritt werden die Rohwerte des Altimeters zu OIP-Produkten (Ocean Intermediate Product) verarbeitet. Diese Aufbereitung umfaßt im wesentlichen die Kombination von Telemetriedaten, Bahnparameter und Instrumentenkorrekturen. Aus einer Analyse der Waveform werden die Altimeterhöhe, signifikante Wellenhöhe, Signal/Rauschverhältnis und die Nadirabweichung abgeleitet. Es werden verschiedene Instrumenten- und physikalische Korrekturen berechnet und es erfolgt eine Zuordnung der Messungen zu einer geographischen Position. Unter Verwendung eines Land/Ozean-Modelles (Auflösung 10') werden die Altimetermessungen über Land abgetrennt. Die 20 Hz Einzelmessungen werden zu 10 Hz Messungen und zu 1 Hz Messungen gemittelt.

Bei der Weiterverarbeitung zu OPR02-Produkten werden die Bahnparameter der PRC für die Berechnung der Höhe des Satelliten über dem Ellipsoid genutzt. Für die Berechnung der verschiedenen Laufzeitkorrekturen (Kap. 3.3) werden die Parameter des FMO und Messungen des Radiometers genutzt. Die OPR02 enthalten alle notwendigen Informationen und Reduktionsparameter für die Berechnung mittlerer Meereshöhen.

4.1.3 Datenprodukte GEOSAT

Die Mission des GEOSAT ist in zwei Abschnitte unterteilt. Im ersten Abschnitt, der GM-Mission, flog der Satellit keine Wiederholorbits. Damit eignen sich die Messungen nur bedingt zur Berechnung der mittleren Meeresoberfläche in Gebieten mit Meereisbedeckung. Einzelne Datensätze der GM werden erst seit 1992 an wissenschaftliche Nutzer abgegeben.

In der zweiten Phase, der ERM-Mission, flog der Satellit in einem 17-Tage Wiederholorbit. Für die aufbereiteten Messungen gibt es

zwei unterschiedliche Bearbeitungsstände. In der ersten Version, die schon während der Mission laufend an wissenschaftliche Nutzer abgegeben wurden, sind teilweise Reduktionswerte und Parameter einbezogen, die einen vorläufigen Charakter hatten. So sind die verwendeten Bahnparameter, die nur mit den Doppler-Distanzmessungen von 4 Bodenstationen gestützt sind, mit sehr großen Fehlern behaftet (Kap. 2.2). Deshalb wurden die Daten, nach Abschluß der Mission 1990, vollständig überarbeitet und als T2-GDR-Datenrekords an die Nutzer verteilt.

4.1.4 Datenaufbereitung GEOSAT

Die Messungen des GEOSAT wurden nach einer Vorverarbeitung im Satelliten als sogenannte Sensor Data Records (SDR) und Waveform Data Records (WDR) bei einer Bodenstation gesammelt. Hier wurden die Messungen mit den nachträglich berechneten Bahnparametern des Satelliten und verschiedenen Korrekturwerten, wie z.B. Gezeiten und Signallaufzeitkorrekturen, zu Geophysical Data Records (GDR) verarbeitet. Jeder Datensatz der GDR enthält zehn Einzelmessungen (10 Hz). Sowohl die Bahnparameter, die während der Mission von der NAG (USA) berechnet wurden, als auch verschiedene Korrekturen waren bei den ursprünglich verteilten Datensätzen nur vorläufig berechnet.

Nach Abschluß der Mission wurden die Datensätze der ERM deshalb überarbeitet und mit neuen, verbesserten Bahnparametern versehen (Kap. 2.2), die auf der Grundlage eines neuen Geoidmodelles (GEM-T2) berechnet sind. Gleichzeitig wurden die Reduktionswerte für den Feuchtterm der troposphärischen Laufzeitverzögerung neu berechnet. Das führte zu einer signifikanten Verbesserung der Ergebnisse bei der Ableitung der Meeresoberflächentopographie (Cheney *et al.*, 1991).

Die Messungen der GM-Mission wurden erst 1992 teilweise freigegeben. Diese Datensätze überdecken den Bereich 72°S bis 30°S. Bedingt durch die Charakteristik der Satellitenbahn haben die Bahnen eine sehr hohe räumliche Überdeckung (2-3 km radialer Abstand bei 60°S).

Die Datenaufbereitung der GM-Mission lehnt sich eng an den Bearbeitungsstand der ursprünglichen Datensätze der ERM-Mission an. Die Genauigkeit der abgeleiteten altimetrischen Höhen ist deshalb geringer als bei den Datensätzen der T2-GDR. Als besonders

nachteilig hat sich erwiesen, daß alle Orbits nur einmal geflogen wurden. Im Bereich des südwestlichen Weddellmeeres sind als Folge der Meereisbedeckung viele unplausible Meßwerte enthalten, die die Ergebnisse der Berechnung der Meeresoberflächentopographie verschlechtern. Bedingt durch die fehlenden Wiederholorbits können viele Algorithmen zur Ausreißerererkennung (Kap. 5.4) nicht verwendet werden.

Für die weitere Verarbeitung der GM-Datensätze werden nur 1 Hz Mittelwerte verwendet, die aber nicht in den GDR enthalten sind. Dieser Wert wird aus den Einzelmessungen durch eine Polynominterpolation mit iterativer Ausreißerdetektion bestimmt. Dazu werden die 10 Werte eines Datensatzes durch eine Gerade approximiert. Liegen Meßwerte außerhalb der Standardabweichung von ± 15 cm, wird der Werte mit dem größten Fehler eliminiert. Die Berechnung wird mit den verbleibenden Punkten solange fortgeführt, bis alle Werte innerhalb der geforderten Standardabweichung liegen oder weniger als 7 Meßwerte vorhanden sind.

In die vorliegende Auswertung gingen die verbesserten Datensätze der ERM (T2-GDR) ein. Die GM-Datensätze wurden zur Verbesserung der Überdeckung mit Meßwerten nur für die Berechnung von Schwereanomalien genutzt.

4.2 Plausibilitätsprüfung der Altimetermessungen

Von zentraler Bedeutung für alle Auswertungen von Altimetermessungen ist die Abtrennung von nicht plausiblen Datensätzen und Ausreißern. Jeder nicht erkannte und in den weiteren Bearbeitungsschritten verwendete fehlerhafte Datensatz führt zu einer Verschlechterung der Berechnungsergebnisse und zu Inhomogenitäten in den ausgeglichenen Altimeterprofilen. Liegen die Meßwerte in mittleren geographischen Breiten, reichen die in den Datenprodukten mitgelieferten Qualitätsparameter (Flags) aus. In den nahezu ganzjährig mit Eis bedeckten Gebieten der Antarktis zeigt sich, daß die Anwendung dieser Parameter dazu führen kann, daß keine Meßwerte als plausibel akzeptiert werden (z.B. *Bode et al.*, 1993), oder die akzeptierten Meßwerte viele Ausreißer enthalten. Um plausible Kriterien für die Weiterverarbeitung von Altimetermessungen zu finden, wurden ausgehend von Untersuchungen verschiedener Autoren (z.B. *Gysen et al.*, 1992; *Bode et al.*, 1993), umfangreiche Testrechnungen durchgeführt. Dabei wurde, ausgehend von einer Auswertung der Flags (*Cheney et al.*, 1991;

Dumont und Stum, 1994) versucht, die Auswirkung von Änderungen und neu eingeführten Parametern auf das Endergebnis abzuschätzen.

Für die Plausibilitätsprüfungen wurden dann folgende Kriterien eingeführt (Die in [] angegebenen Nummern beziehen sich auf eine Übersicht in Tab. 4.1):

- In den verteilten Datensätzen sind Qualitätsflags enthalten, die Aussagen über Fehlfunktionen des Altimeters, bereits detektierte Ausreißer und suspekta Meßwerte zulassen. Diese Flags werden für eine erste Kontrolle ausgewertet [2, 6].
- Meßwerte über Land oder mit nicht definierten Reduktionswerten (Kapitel 3.4) werden nicht genutzt [8, 10].
- Sind mehr als sieben der 10 Hz-Einzelmessungen undefiniert, wird der Meßwert verworfen. Gehen zu wenig Meßwerte in die Mittelwertbildung ein, wird der abgeleitete Wert unzuverlässig, gleichzeitig gibt eine hohe Ausfallrate Hinweise auf schlechte Meßbedingungen [4, 5, 7].
- Liegt die signifikante Wellenhöhe über einem Grenzwert von 10 m, wird die Messung verworfen. Der Wert SWH wird aus der Form des Rückkehrsignals abgeleitet. Je größer die Wellenhöhe ist, desto weniger Energie wird zurückgestreut. Dadurch wird die Laufzeitbestimmung des Altimetersignales verschlechtert und die Entfernung zwischen Satellit und Meeresoberfläche kann nicht mehr exakt berechnet werden [1].
- Die Standardabweichung σ_{SWH} muß kleiner $\frac{1}{10}$ SWH sein [3].
- Ist die Differenz der 10 Hz-Messungen eines Datensatzes zu ihrem Mittelwert oder zueinander größer als 100 cm, wird die Messung verworfen.
- Es werden alle Messungen während Bahnmanövern/Orbitänderungen verworfen. Bahnmanöver werden zwischen den einzelnen Phasen der Mission oder zur Korrektur der aktuellen Bahn durchgeführt, um den Satelliten in der vorgegebenen Wiederholgenauigkeit der vorgesehenen Subsatellitenbahnen zu halten.
- Liegt der 1 Hz-Mittelwert der Messung mehr als 20 m von einem Geoidmodell (GRIM4-C2; *Bode et al.*, 1993) entfernt, wird der Meßwert verworfen [9].
- Der aus SMMR-Messungen abgeleitete Term für die troposphärische Laufzeitkorrektur (Feuchtterm) darf nicht größer als 100 cm werden.

- Die Abweichung der Sendekeule der Antenne aus dem Nadir darf nicht mehr als 1.3° betragen. Bei einer größeren Nadirabweichung wird nicht mehr die Laufzeit zum Nadirpunkt gemessen, da der Abstrahlwinkel des Radarsignales nur 1.3° beträgt. Da keine Nadirabweichung für den ERS-1 berechnet wird, findet dieses Kriterium nur bei Messungen des GEOSAT Verwendung.
- Der Wert AGC (automatic gain control) muß zwischen 13 dB und 40 dB liegen (nur beim GEOSAT).

Diese Kriterien werden ergänzt durch weitere Testalgorithmen, wenn der Meßwert südlich von 58°S liegt. Diese geographische Grenze wurde gewählt, da die mittlere Meereisbedeckung im Monat September (maximale Bedeckung) (Abb. 4.1) diese Breite erreicht (Gloersen und Campbell, 1988; Gloersen et al., 1992; Fischer, 1995).

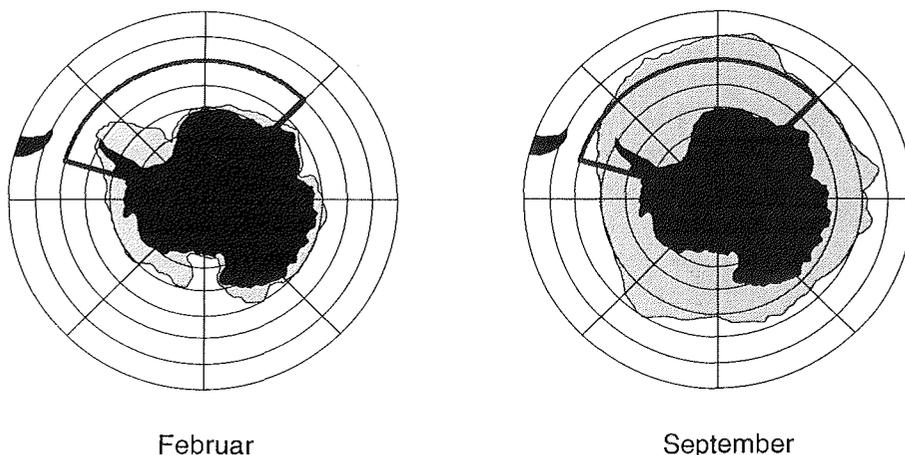


Abb. 4.1 Minimale und maximale Meereisbedeckung im Bereich der Antarktis (nach Gloersen et al., 1992)

- Es wird die Steigung zweier aufeinanderfolgender Höhenmessungen berechnet. Der dritte Höhenwert darf, bei einer Extrapolation mit gleichbleibender Steigung, nicht mehr als 50 cm von diesem Prädiktionspunkt abweichen, bzw. bei Änderung der Richtung der Steigung nicht mehr als 100 cm.
- Ist der Gradient zweier aufeinanderfolgender Höhenmessungen größer als $250 \mu\text{rad}$, wird der Meßwert nicht weiter verwendet [11].

Diese beiden Randbedingungen haben entscheidenden Einfluß auf die Erkennung von Ausreißern. Die maximal auftretenden Lotabweichungen im Schwerfeld betragen ca. $250 \mu\text{rad}$. Die Nutzung

dieses Grenzwertes ist deshalb vertretbar. Treten Gradienten größer als $250 \mu\text{rad}$ auf, handelt es sich in den meisten Fällen um Ausreißer, die durch den Übergang der Messungen zwischen Wasser- und Meereisoberfläche hervorgerufen werden.

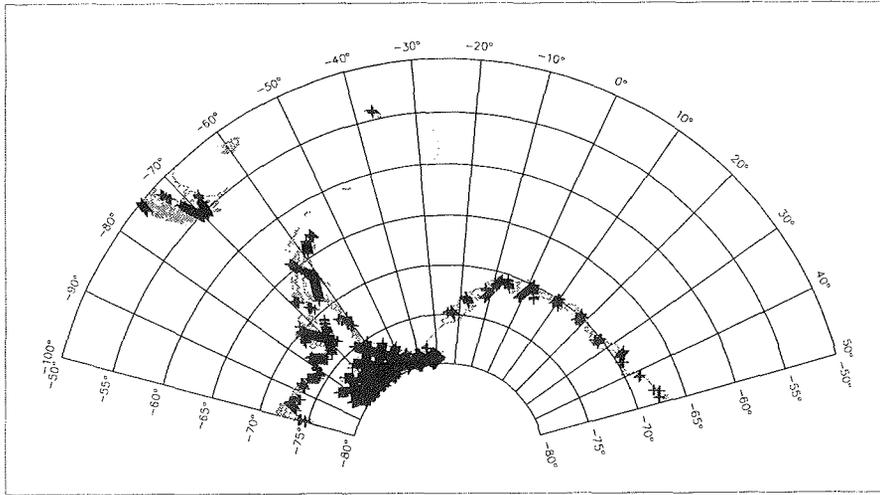


Abb. 4.2 Messungen im Bereich des Weddellmeeres, die als "über Wasser" gekennzeichnet sind, aber im Bereich der Schelfeise oder von Land liegen (3-Tage Orbit des ERS-1, Januar- März 1992)

Bei früheren Altimetermissionen wurde erkannt, daß das Altimeter auch über Land sinnvolle Meßwerte liefert. Diese Tatsache wird heute für die Ableitung digitaler Eishöhenmodelle und in der Eismassenhaushaltsbestimmung der polaren Eisschilde verwendet (Heidland, 1994; Zwally *et al.*, 1993). Die Messungen über Land werden deshalb ebenfalls aufgezeichnet und in den Datenprodukten verteilt. Beim GEOSAT werden die Messungen anhand eines $1/12^\circ$ Modells nach Land- und Meerdaten klassifiziert (Shum *et al.*, 1987). Dieser Wert entspricht einer Auflösung von ca. 9 km. Die verwendeten 1 Hz Messungen entsprechen aber einer Auflösung von ca. 6,7 km. Das hat zur Folge, daß Messungen in den Übergangsbereichen falsch klassifiziert sind und in den nachfolgenden Ausgleichsverfahren zu einer Verschlechterung der Ergebnisse führen. Zudem entspricht das verwendete Küstenlinienmodell nicht den aktuellen Küstenlinien im Bereich der Antarktis. Die Schelfeise werden in den Algorithmen der Auswertezentren des ERS-1 (FPAF) dem Ozean zugerechnet, da hier eine Land-/Ozeanunterscheidung anhand der Aufsetzlinie des Schelfeises auf den Meeresboden (Grounding Line) durchgeführt wird. Um eine verbesserte Lage-Zuordnung von Meßwerten über Land-/Ozean zu ermöglichen, wurden

die am Alfred-Wegener-Institut vorhandene Küstenlinie und die Schelfeiskanten aus der topographischen Datenbank Antarktis (Heidrich *et al.*, 1992) als Grenzen gewählt. Die Lage der Schelfeiskanten wurden durch Messungen der Arbeitsgruppe Bathymetrie des AWI ergänzt und teilweise korrigiert. Die Abb. 4.2 zeigt Messungen, die in den Originaldatensätzen als "über Wasser" gekennzeichnet sind, aber im Bereich von Land oder der Schelfeise liegen.

Orbit	003	032	061	190	404
Anzahl der Messungen	11896	12591	12814	13691	12697
Genutzt	8894	10252	9801	8544	9413
Verworfen	3002	2339	3013	5147	3284
Anzahl der Punkte im Weddellmeer	3891	3664	3518	4210	4288
davon genutzt	2159	1997	1713	1948	2190
nicht genutzt	1732	1667	1805	2262	2098
<u>Im Weddellmeer nicht genutzt wegen:</u>					
SWH größer als 10m [1]	716	462	620	1391	1092
Regen/Eis im Fußpunkt [2]	71	59	44	35	51
σ_{SWH} zu groß [3]	467	332	200	159	272
Höhe undefiniert [4]	145	66	49	39	56
$\epsilon_{\text{(h)}}$ undefiniert oder negativ [5]	149	71	48	39	57
ohne Mikrowellenmessung [6]	166	144	106	81	128
zu wenig Einzelmessungen [7]	500	914	730	536	745
$h_{\text{(Offset)}}$ zu groß [8]	10	47	0	0	7
Differenz Höhe - Geoid > 20 m [9]	328	219	445	214	157
Messungen über Land/Eis [10]	526	403	483	486	456
Steigung zu groß [11]	1125	1424	1395	1366	1453

Tab. 4.1 Übersicht über die Anzahl verworfener Meßwerte und deren Ursachen (Mehrfachnennungen sind möglich). Bei den ausgewählten Orbits traten nicht alle für Plausibilitätsprüfungen gewählten Kriterien auf. Die Angaben in [] beziehen sich auf die vorher angeführten Plausibilitätskriterien.

Einen Überblick über die akzeptierten und verworfenen Meßwerte ausgewählter Altimeterhöhenprofile des 35-Tage Orbits des ERS-1 gibt Tabelle 4.1 wieder.

5 Bearbeitung von Altimeterhöhenprofilen

5.1 Einleitung

Die Genauigkeit von Altimetermessungen wird durch verschiedene Faktoren, wie die Bahnfehler des Satelliten, Einflüsse entlang des Signalweges, die Variabilität der Meeresoberfläche und Restfehler durch unvollständige Reduktionen von physikalischen Parametern, gemindert. Nach einer Reduktion der Altimetermessungen wegen bekannter Einflüsse (Kap. 3.3 und 3.4) verbleiben als betragsgrößter Anteil die Bahnfehler. Während die Größe des Bahnfehlers bei ± 30 cm liegt (ERS-1), sind die anderen wirkenden Fehler durch Korrekturen auf die Größenordnung von wenigen Zentimetern reduziert. Bahnfehler des Satelliten werden hervorgerufen durch (Seeber, 1989)

- die Genauigkeit des in der Bahnberechnung verwendeten Schwerefeldmodelles,
- Koordinatenfehler der Trackingstationen,
- Meßfehler der Trackingsysteme und
- unvollständige Modellierung der Satellitenbahnen.

Die Genauigkeit der Bahnbestimmung des ERS-1 wird mit ± 10 cm für eine Periode von 5 Tagen angegeben (radialer Fehler) (Massmann *et al.*, 1994). Bei der Bearbeitung über längere Zeiträume muß aber mit größeren Fehlern gerechnet werden. Der Ausfall von PRARE zur genauen Bahnbestimmung macht sich hier besonders negativ bemerkbar. Die Verteilung der in die Bahnbestimmung einbezogenen Laser-Tracking Stationen konzentriert sich insbesondere auf die Nordhalbkugel (Abb. 5.1). Fehlende Trackingstationen im Bereich der Antarktis führen zu einer Vergrößerung der Bahnfehler auf der Südhemisphäre. Zur Zeit sind ca. 30 Laser-Tracking Stationen in den regulären Bahnbestimmungsdienst einbezogen, von denen sich aber nur 5 Stationen auf der Südhemisphäre befinden (ibid).

Die Fehler, die durch unterschiedliche Ursachen hervorgerufen werden, addieren und überlagern sich häufig in ihrer Wirkung. Eine klare Trennung nach Fehlerursachen ist nur schwer durchzuführen. Durch Korrekturen wird versucht, bekannte Einflüsse soweit zu minimieren, daß die verbleibenden Fehler als klein und statistisch normalverteilt angenommen werden können. Diese werden dann mit Verfahren der Ausgleichsrechnung minimiert.

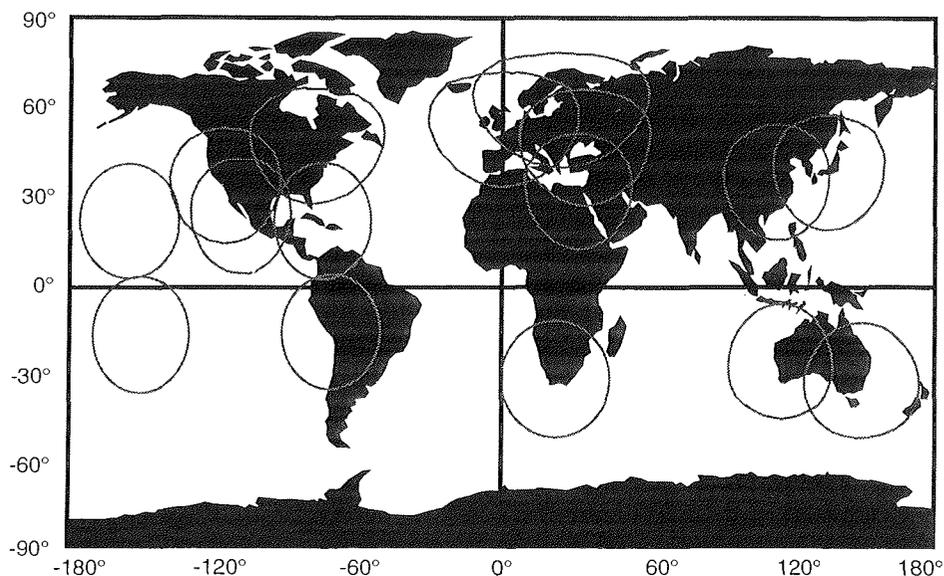


Abb. 5.1 Verteilung der Laser-Tracking Stationen, deren Meßwerte in die Bahnberechnung des ERS-1 in der Periode 13.-19. September 1993 einbezogen werden konnten (nach *Massmann et al.*, 1994).

Für die folgenden Auswertungen der Altimetermessungen werden nur die radialen Komponenten der Restfehler betrachtet und unter dem Begriff Bahnfehler zusammengefaßt. Fehler in Bahnlängs- und -querrichtung sind nur schwer zu modellieren. Die Wirkung der daraus resultierenden Fehler ist aber klein gegenüber der Wirkung radialer Fehler, da Höhen innerhalb der Rückstreufäche gemittelt werden.

Um einen homogenen Satz von mittleren Meereshöhen zu erhalten, werden die Bahnfehler minimiert. Dabei werden sowohl Fehler der einzelnen Wiederholorbits, als auch Differenzen zwischen den sich kreuzenden Bahnen beseitigt. Diese Verfahren werden in der Literatur als Kollinearanalyse (collinear analysis) (Kap. 5.3.1) und Kreuzungspunktausgleichung (crossover adjustment) (Kap. 5.3.2) bezeichnet.

Die Verwendung von unterschiedlichen Gleichungsansätzen als Fehlermodell (Kap. 5.2) für die Ausgleichung ist von verschiedenen Faktoren abhängig. Insbesondere spielen die zu modellierenden Fehler und die Länge der auszuwertenden Bahnbögen eine Rolle. Für kurze Bahnbogenstücke werden oft lineare Gleichungen ver-

wendet, je länger die zu bearbeitenden Bahnbögen sind, desto mehr Parameter werden in die Gleichung eingeführt.

Heidland (1994) verwendet für Altimeterauswertungen über Schelfeis ein einfaches Polynom 1. Grades, bei dem nur ein Höhenoffset beseitigt wird. Andere Autoren benutzen Gleichungen mit bis zu 6 Parametern, die noch höherfrequente Fehleranteile mit modellieren (z.B. *Andersen*, 1993).

In den folgenden Abschnitten wird ein funktionales Modell für den Bahnfehler entwickelt und anschließend die Ausgleichung durch Kollinearanalyse und die Kreuzungspunktausgleichung näher beschrieben.

5.2 Entwicklung eines Fehlermodells für die Satellitenbahnausgleichung

Nachdem die notwendigen Korrekturen für die verschiedenen Einflüsse an die einzelnen Altimetermessungen angebracht wurden (Kap. 3.3 und 3.4), verbleiben noch Restfehler. Diese Anteile werden in der Hauptsache durch die Fehler in der Bahnbestimmung hervorgerufen. Da diese Fehler sehr große Wellenlängen haben, zeigen alle Höhenprofile einen nahezu parallelen Verlauf (Abb. 5.2). Die Differenzen zwischen den einzelnen Bahnen liegen in der Größenordnung, wie sie aus der Genauigkeit der Bahnberechnung für die einzelnen Satelliten zu erwarten sind. Für die Bahnen des GEOSAT liegen die Abweichungen in der Größenordnung von ± 35 cm (*Cheney et al.*, 1991), für den ERS-1 in der Größenordnung von ± 30 cm (*Massmann et al.*, 1994). Dieser Wert übersteigt die Genauigkeit der Altimetermessungen um den Faktor 10.

Untersuchungen verschiedener Autoren (z.B. *Wagner*, 1985; *Sandwell und Zhang*, 1989) zeigen, daß das Amplitudenspektrum der Bahnfehler ein deutliches Signal bei 40.000 km besitzt. Dieser Wert entspricht dem Fehler eines Orbitumlafes. Um diesen Fehler mit mathematischen Methoden zu minimieren ist es notwendig, einen Ansatz zu formulieren, der diesen Fehleranteil ausreichend genau beschreibt.

Da die Fehler überwiegend aus der Bahn des Satelliten resultieren, wird ein Ansatz aus der Bahnbewegung genutzt. Eine Definition der wichtigsten hier genutzten Bahnparameter ist in Anhang C dargestellt. Ausgangspunkt ist die Gleichung für den Radiusvektor der Satellitenbahn

$$r = a * (1 - e * \cos(E)) \quad /5.1/$$

mit a als große Halbachse der Satellitenbahn, e der Exzentrizität der Bahn und E der exzentrischen Anomalie. Die meisten Satellitenbahnen sind nahezu kreisförmig, d.h die Exzentrizität ist nahe Null. Die exzentrische Anomalie ist mit der mittleren Anomalie M

$$M = \frac{2\pi}{T} * (t_0 - t_i) \quad /5.2/$$

verbunden durch die Keplersche Gleichung

$$M = E - e * \sin(E) \quad /5.3/$$

(T Umlaufzeit des Satelliten, t_0 Zeit des Perigäumdurchganges, t_i aktuelle Zeit des Satelliten in der Umlaufbahn). Die mittlere Anomalie wird eingeführt, da dadurch eine direkte Beziehung der Bahnbeziehung zur Umlaufzeit des Satelliten hergestellt wird. Gl. 5.3 läuft wegen $e \ll 1$ nach wenigen Iterationen gegen einen Grenzwert. Gl. 5.1 kann, in Abhängigkeit von M , durch eine Reihenentwicklung dargestellt werden (Wagner, 1985)

$$r = a * \left\{ 1 - e * \cos(M) - \frac{e^2}{2} [\cos(2M) - 1] - \dots \right\} \quad /5.4/$$

Da e sehr klein ist, wird unter Vernachlässigung von Termen höherer Ordnung

$$r = a * (1 - e * \cos(M)) \quad /5.5/$$

gesetzt. Um zu einer Darstellung des Bahnfehlers Δr zu gelangen,

werden die partiellen Ableitungen $\left(\frac{\partial r}{\partial a}\right)$, $\left(\frac{\partial r}{\partial e}\right)$ und $\left(\frac{\partial r}{\partial M}\right)$ gebildet.

Wiederum unter Vernachlässigung von sehr kleinen Werten wird

$$\Delta r = \Delta a + (e * a * \sin(M)) * \Delta M - (a * \cos(M)) * \Delta e \quad /5.6/$$

Damit ergibt sich als formale Beschreibung des Bahnfehlers (Ansatz M3)

$$\Delta r = x_1 + x_2 * \sin(M) + x_3 * \cos(M) \quad /5.7/$$

Für Intervalle bis zu einem Orbitumlauf können die Werte Δa , Δe und ΔM als nahezu konstant gelten (Rummel, 1993). Gl. 5.7 kann deshalb nur für Bahnstücke bis zu einem Orbitumlauf genutzt werden. Für kürzere Bahnstücke (<2000 km) wird oft, unter der Voraussetzung $\sin(M) \approx M$ und $\cos(M) \approx 1$, der Ansatz (Ansatz M2)

$$\Delta r = x_1 + x_2 * M \quad /5.8/$$

oder für sehr kurze Bahnsegmente (z.B. Heidland, 1994) (Ansatz M1)

$\Delta r = x_1$

/5.9/

genutzt.

Denker und Rapp (1990) und *Andersen* (1993) nutzen in ihren Auswertungen Gleichungen mit 7 bzw. 6 Unbekannten, die auch zeitabhängige Variationen innerhalb eines Altimeterhöhenprofils modellieren sollen. Für die vorliegenden Untersuchungen hat sich jedoch ein Gleichungen mit 3 Parametern (Ansatz M3) als sinnvoll und ausreichend erwiesen.

Mit den Gleichungen 5.7 bis 5.9 (Ansatz M1-M3) steht eine physikalisch begründete Repräsentation der Fehlergleichung für Bahnfehler zur Verfügung, die für die notwendigen Ausgleichsverfahren in den folgenden Abschnitten genutzt wird.

5.3 Ausgleichung radialer Fehler

In den nachfolgenden Kapiteln wird die Minimierung der radialen Fehler der Altimeterhöhenprofile durch eine Ausgleichung beschrieben. Solche Fehler treten sowohl innerhalb der einzelnen Profile, als auch in den sich kreuzenden Profilen auf. Bei der Ausgleichung wird davon ausgegangen, daß alle Meßwerte soweit für bekannte Einflüsse korrigiert sind, daß die verbleibenden Fehler klein und normalverteilt sind.

Viele Autoren (z.B. *Fu und Chelton*, 1984; *Tai*, 1988; *Monka*, 1984) wenden zur Minimierung der radialen Fehler der Satellitenbahnen eine Kreuzungspunktausgleichung (Kap. 5.3.2) an. Hier werden die Differenzen der Höhen aller einzelnen Profile in den Kreuzungspunkten zwischen den Bahnen gebildet und durch eine Ausgleichung minimiert. Dieser Berechnungsansatz hat den Nachteil sehr großer, instabiler Normalgleichungssysteme. Die Auflösung von solchen Gleichungssystemen ist mit hohem Zeit- und Rechenaufwand verbunden.

Die Anwendung dieses Ansatzes hat sich, unter den speziellen Bedingungen wie sie durch Messungen mit einem hohen Signal/Rauschverhältnis im Bereich vom Meereis gegeben sind, als nicht sinnvoll erwiesen. Als besonders nachteilig wirken sich die nicht detektierten und beseitigten Ausreißer und die unterschiedlichen Genauigkeiten der Messungen innerhalb eines Höhenprofils aus. Ein weiterer Nachteil ergibt sich durch die großen Lücken zwischen nutzbaren Messungen im Bereich von Meereis. Vielfach lassen sich

bei regionalen Ausgleichungen für kurze Bahnbogenstücke, wie sie besonders im Winter bei ausgedehnter Eisbedeckung charakteristisch sind, keine geeigneten Kreuzungspunkte finden.

In der vorliegenden Arbeit wurde deshalb eine andere Auswertestrategie verfolgt. In einem ersten Bearbeitungsschritt werden die einzelnen Wiederholorbitalprofile durch eine Kollinearanalyse soweit aufbereitet, daß homogene Höhenprofile mit ausreichender Stützung durch Messungen berechnet werden können. In einem zweiten Bearbeitungsschritt werden Differenzen zwischen den ausgeglichenen Profilen durch eine Kreuzungspunktausgleichung minimiert.

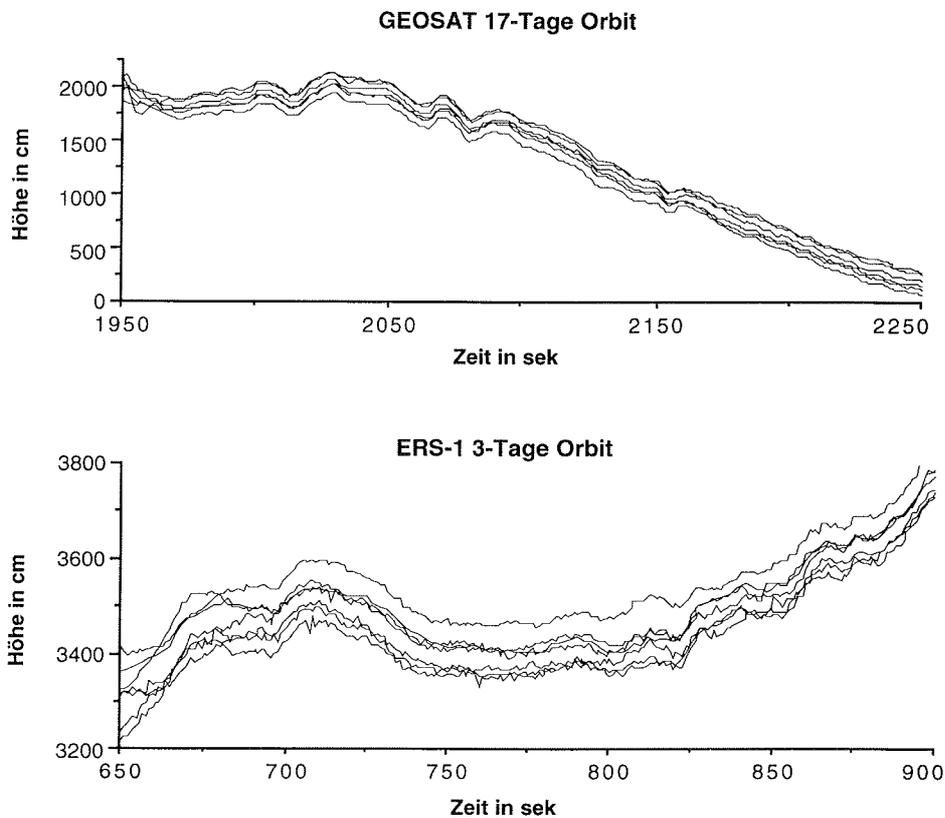


Abb. 5.2 Die Höhen beschreiben in der ersten Näherung das Geoid. Bedingt durch die Bahnfehler treten Differenzen zwischen den einzelnen sich wiederholenden Bahnen bzw. Höhenprofilen auf, die minimiert werden müssen. Die Größenordnung der Abweichungen sind bei GEOSAT und ERS-1 vergleichbar (Die Achsen beider Abbildungen haben unterschiedliche Maßstäbe).

5.3.1 Kollinearanalyse

Die Kollinearanalyse hat zum Ziel, die radialen Fehler der Satellitenbahnen eines Orbits zu minimieren. Dazu werden alle Meßwerte genutzt, die innerhalb der Wiederholorbits gemessen wurden. Der Vorteil der Anwendung der Kollinearanalyse für die vorliegenden Messungen liegt darin, daß in den Gebieten mit zeitweiser Eisbedeckung weitere Methoden zur Ausreißereliminierung entwickelt und genutzt werden können (Kap. 5.4).

Bei der Ausgleichung wird davon ausgegangen, daß bei den einzelnen Wiederholorbits gleiche Punkte auf der Meeresoberfläche angemessen werden. Nach den notwendigen Reduktionen (Kap. 3.4) sollte deshalb gelten:

$$h_{ij} = h_{i+1,j} = h_{i+2,j} = \dots = h_{m,j} \quad /5.10/$$

Der Index i ($i=1,2,\dots,m$) bezeichnet die Nummer des einzelnen Wiederholorbits, j ($j=1,2,\dots,n$) bezeichnet die einzelne Messung innerhalb eines Altimeterhöhenprofils.

Durch unvollständige Reduktionen und verbleibende Bahnfehler treten Differenzen zwischen den einzelnen Orbits auf, die durch einen mathematischen Ansatz (Kap. 5.2) ausreichend genau beschrieben werden können. In den einzelnen Punkten wird für alle Messungen gefordert, daß ihre Werte, abgesehen von zufälligen Anteilen, die Gl. 5.10 erfüllen. Da Überbestimmungen vorliegen, kann diese Bedingung am einfachsten durch eine vermittelnde Ausgleichung (Gauß-Markoff Modell) erfüllt werden. Dabei werden die unbekannt Parameter der Gleichungen nach den Ansätzen M1, M2 oder M3 (Gl. 5.7 bis 5.9) bestimmt.

Die im folgenden beschriebene Methode der Kollinearanalyse, die in dieser Arbeit verwendet wird, lehnt sich eng an die Darstellung *Gysen et al.* (1992) an.

Bei dem Ansatz M3 steht die Messung l_{ij} im Zusammenhang zur Höhe h_j der SSH durch

$$l_{ij} + v_{ij} = h_j + x_{1i} + \sin\left(\frac{2\pi}{T} * (t_0 - t_j)\right) * x_{2i} + \cos\left(\frac{2\pi}{T} * (t_0 - t_j)\right) * x_{3i} \quad /5.11/$$

oder in Matrixschreibweise

$$l_{ij} + v_{ij} = h_j + \mathbf{A}_{ij} * \mathbf{x}_i \quad /5.12/$$

\mathbf{A} enthält die Koeffizienten der Gl. 5.7, \mathbf{x} die zu bestimmenden Parameter x_k ($k=1,2,\dots,q$). q ist die Anzahl der Koeffizienten der Ausgleichung (für Ansatz M3 ist $q = 3$) und \mathbf{v} enthält die Verbesserungen v_{ij} der individuellen Messungen.

Gibt es innerhalb des Altimeterhöhenprofils keine fehlenden Messungen, gilt für den ausgeglichenen Vektor \mathbf{l}_i

$$\mathbf{l}_i + \mathbf{v}_i = \mathbf{h} + \mathbf{A} * \mathbf{x}_i \quad /5.13/.$$

Um die gegenseitigen Abhängigkeiten (Korrelationen) zwischen den Meßwerten zu beschreiben, wird die Gewichtsmatrix \mathbf{P} eingeführt. Für die weiteren Betrachtungen wird angenommen, daß alle Meßwerte und ihre Fehler unkorreliert sind. Diese Annahme trifft im Normalfall nicht zu, da schon durch die Verwendung von gemittelten Altimetermessungen und durch die Überlappung benachbarter Messungen gegenseitige Abhängigkeiten erzeugt werden.

Die Einführung einer vollständigen Gewichtsmatrix die auch Korrelationen aufeinanderfolgender Meßwerte beachtet (z.B. *Heidland*, 1994), hat sich in den vorliegenden Auswertungen als nicht sinnvoll erwiesen. Durch die zeitlichen Änderungen der Reflexionsfläche (Rauhigkeit und Variabilität der Ozeanoberfläche, Meereisbedeckung) sind die Korrelationen der Meßwerte nur schwer zu bestimmen. Die hier vorgestellte Vorgehensweise hat den Vorteil, daß empirische Annahmen zur Fehlerverteilung, wie die Variabilität der Meeresoberfläche oder der Einfluß von Meereis, im weiteren Verlauf der Berechnungen einbezogen werden können.

Für die Auswertungen erhalten alle Meßwerte innerhalb der Matrix \mathbf{P}_i ein individuelles Gewicht P_{ij} . Da die Varianz am Anfang der Berechnungen nicht bekannt ist, wird der Startwert für die Gewichte mit "1" festgelegt.

Die vorher aufgestellte Bedingung, daß kein Meßwert innerhalb der einzelnen Höhenprofile fehlen darf, wird bei den Messungen nicht erfüllt. In Abhängigkeit von den äußeren Bedingungen, wie z.B. den jahreszeitlichen Schwankungen der Meereisbedeckung, entstehen innerhalb der einzelnen Profile größere Lücken zwischen nutzbaren Messungen, die sich auch zwischen den einzelnen Wiederholerbits ändern können. Für das individuelle Höhenprofil wird deshalb die Ereignismatrix \mathbf{E} eingeführt. Diese Matrix wird von der Einheitsmatrix \mathbf{I} abgeleitet und enthält in der Diagonalen den Wert "0" für fehlende Messungen, alle anderen Diagonalelemente behalten den Wert "1". Alle Matrizen und Vektoren eines Höhenprofils werden mit \mathbf{E} multipliziert:

$$\mathbf{A}_i = \mathbf{E}_i \mathbf{A}, \quad \mathbf{h}_i = \mathbf{E}_i \mathbf{h}, \quad \mathbf{P}_i = \mathbf{E}_i \mathbf{P} \mathbf{E}_i^T \quad /5.14/$$

(\mathbf{E}^T transponierte von \mathbf{E}). Durch die Multiplikation wird erreicht, daß nur an Punkten, an denen Meßwerte vorliegen, Werte in die Berechnungen eingehen.

Damit kann als Ausgleichungsproblem formuliert werden

$$\begin{bmatrix} \mathbf{l}_1 \\ \mathbf{l}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{l}_n \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \mathbf{v}_1 \\ \mathbf{v}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{v}_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_1 & \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{0} & \mathbf{E}_1 \\ \mathbf{0} & \mathbf{A}_2 & \cdots & \mathbf{0} & \mathbf{E}_2 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{A}_m & \mathbf{E}_m \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{x}_1 \\ \mathbf{x}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{x}_m \\ \mathbf{h} \end{bmatrix} \quad /5.15/$$

Die Gewichtsmatrix wird zu $\text{diag}(\mathbf{P}_1, \mathbf{P}_2, \dots, \mathbf{P}_n)$. Nach Koch (1988) sind die Koeffizienten in \mathbf{x} durch Ausgleichung so zu bestimmen, daß die Gleichung

$$\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A} \mathbf{x} = \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{l} \quad /5.16/$$

erfüllt wird. Ziel der Ausgleichung ist eine Minimierung der gewichteten Quadrate der Verbesserungen¹ \mathbf{v} zu

$$\mathbf{v}^T \mathbf{P} \mathbf{v} \Rightarrow \text{Minimum} \quad /5.17/$$

Gl. 5.16 auf das vorliegende Ausgleichungsproblem angewendet, wird ausführlich geschrieben

$$\left[\begin{array}{cccc|c} \mathbf{A}_1^T \mathbf{P}_1 \mathbf{A}_1 & \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{0} & \mathbf{A}_1^T \mathbf{P}_1 \mathbf{l}_1 \\ \mathbf{0} & \mathbf{A}_2^T \mathbf{P}_2 \mathbf{A}_2 & \cdots & \mathbf{0} & \mathbf{A}_2^T \mathbf{P}_2 \mathbf{l}_2 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{A}_m^T \mathbf{P}_m \mathbf{A}_m & \mathbf{A}_m^T \mathbf{P}_m \mathbf{l}_m \\ \hline \mathbf{P}_1 \mathbf{A}_1 & \mathbf{P}_2 \mathbf{A}_2 & \cdots & \mathbf{P}_m \mathbf{A}_m & \sum_{i=1}^m \mathbf{E}_i^T \mathbf{P}_i \mathbf{l}_i \end{array} \right] \begin{bmatrix} \mathbf{x}_1 \\ \mathbf{x}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{x}_m \\ \mathbf{h} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_1^T \mathbf{P}_1 \mathbf{l}_1 \\ \mathbf{A}_2^T \mathbf{P}_2 \mathbf{l}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{A}_m^T \mathbf{P}_m \mathbf{l}_m \\ \sum_{i=1}^m \mathbf{E}_i^T \mathbf{P}_i \mathbf{l}_i \end{bmatrix} \quad /5.18/$$

Die Gl. 5.18 hat eine Blockstruktur (Meissl, 1982). Teile der Gleichung können zusammengefaßt und in einer allgemeinen Form

$$\begin{bmatrix} \mathbf{N}_{11} & \mathbf{N}_{12} \\ \mathbf{N}_{21} & \mathbf{N}_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{x} \\ \mathbf{h} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{b}_1 \\ \mathbf{b}_2 \end{bmatrix} \quad /5.19/$$

angegeben werden. Damit sind aus $q \cdot m + n$ Gleichungen $q \cdot m$ Parametern und der Vektor der ausgeglichene Höhen zu bestimmen. Eine Untersuchung des Ranges der Normalgleichungsmatrix ($\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A}$)

¹Dieses Verfahren wird deshalb oft als "Ausgleichung nach kleinsten Quadraten" bezeichnet

zeigt, daß diese einen Rangdefekt² von q hat. Die Inversion der Normalgleichung führt zu einer Singularität. Für die Ausgleichung der Altimetermessungen bedeutet das, daß die Höhenprofile bzw. Bahnen im Rahmen von q Parametern im Raum frei bewegt werden können, ohne daß sich am Ergebnis der Ausgleichungsbedingung (Gl. 5.17) etwas ändert. Um diesen Rangdefekt zu beseitigen, werden Einschränkungen für die Gleichungen formuliert. Für die Auflösung von Normalgleichungssystemen mit Rangdefekt gibt es verschiedene Lösungsverfahren (*Reißmann*, 1976; *Koch*, 1988). Bei dem hier verwendeten Ansatz werden die Parameter so bestimmt, daß sie minimaler Norm genügen, d.h. die Summe der Parameter in \mathbf{x} wird Null. Dazu wird die Normalgleichung um q unabhängige Gleichungen

$$\sum_{i=1}^m \mathbf{x}_i = \mathbf{0} \quad /5.20/$$

erweitert. Der Rangdefekt wird dann beseitigt, indem \mathbf{N}_{21} in Gl. 5.19 durch $\bar{\mathbf{N}}_{21}$ ersetzt wird.

$$\bar{\mathbf{N}}_{21} = [\mathbf{P}_1 \mathbf{A}_1 - \mathbf{P} \mathbf{A}, \mathbf{P}_2 \mathbf{A}_2 - \mathbf{P} \mathbf{A}, \dots, \mathbf{P}_m \mathbf{A}_m - \mathbf{P} \mathbf{A}] \quad /5.21/$$

Existieren keine Lücken in den Altimeterprofilen, d.h. für jedes Höhenprofil liegen Werte an den gleichen Punkte vor, ist $\mathbf{P}_i \mathbf{A}_i = \mathbf{P} \mathbf{A}$ für alle i . In der Matrix $\bar{\mathbf{N}}_{21}$ treten von Null verschiedene Elemente nur an den Stellen auf, an denen Lücken in den Altimeterprofilen vorhanden sind. Die Normalgleichung (Gl. 5.19) kann nach dem Block-Gauß-Verfahren (*Meissl*, 1982) aufgelöst werden:

$$\mathbf{B} = (\mathbf{N}_{11} - \mathbf{N}_{12} \mathbf{N}_{22}^{-1} \bar{\mathbf{N}}_{21})^{-1} \quad /5.22/$$

$$\mathbf{x} = \mathbf{B} \mathbf{b}_1 - \mathbf{B} \mathbf{N}_{12} \mathbf{N}_{22}^{-1} \mathbf{b}_2 \quad /5.23/$$

$$\mathbf{h} = \mathbf{N}_{22}^{-1} \mathbf{b}_2 - \mathbf{N}_{22}^{-1} \bar{\mathbf{N}}_{21} \mathbf{x} \quad /5.24/$$

Im Ergebnis werden die Parameter \mathbf{x}_i für jedes Höhenprofil in der Ausgleichung bestimmt. Die Verbesserung für jeden Meßwert kann nach

$$v_{ij} = \mathbf{A}_{ij} \mathbf{x}_i + h_{ij} - l_{ij} \quad /5.25/$$

berechnet werden. Durch den hier verwendeten Ansatz wird, neben den Parametern der Verbesserungsgleichung, gleichzeitig das gesuchte ausgeglichene Altimeterhöhenprofil \mathbf{h} mit berechnet.

²Der Rangdefekt einer Matrix entspricht dem geodätischen Datumsdefekt d

Iterative Ausgleichung

Für eine Ausgleichung nach einem Gauß-Markoff Modell wird gefordert, daß die Fehler normalverteilt sind und die Messungen keine groben Ausreißer enthalten. Die erste Forderung wird nicht erfüllt, da sich, bedingt durch die dSST, die Höhen mit der Zeit verändern können. Die zweite Forderung sollte durch die im Kap. 4.2 eingeführten Testverfahren erfüllt sein. Dort wurde aber schon auf die Schwierigkeit der Auswahl geeigneter Testkriterien hingewiesen. Es zeigte sich bei der Bearbeitung, daß die eingehenden Höhenwerte immer noch Ausreißer enthalten, die das Ergebnis der Ausgleichung verschlechtern.

Um den Einfluß hoher Variabilität innerhalb der Wiederholorbis zu minimieren, wird die Ausgleichung iterativ durchgeführt. Dadurch eröffnet sich die Möglichkeit, durch die Vergabe von angepassten Gewichten P_{ij} die Auswirkung verrauschter oder ausreißerbehalteter Messungen auf das ausgeglichene Altimeterhöhenprofil zu verringern.

Mit

$$\sigma_0 = \sqrt{\frac{\sum_i \sum_j p_j v_{ij}^2}{\left(\sum_i m\right) - (q^*(i-1))}} \quad /5.26/$$

wird die Standardabweichung der Ausgleichung für eine Altimeterhöhenprofil bestimmt. Gleichzeitig kann die Standardabweichung aller Meßwerte an der Stelle j durch

$$\sigma_j = \sqrt{\frac{\sum_i p_j v_{ij}^2}{m_j - 1}} \quad /5.27/$$

berechnet werden. Damit stehen zwei Werte zur Verfügung, die Aussagen über die Zuverlässigkeit der Messungen im gesamten Höhenprofil und an einer ausgewählten Stelle ermöglichen.

Bei der ersten Iteration wurden die Gewichte P_{ij} empirisch durch $\mathbf{P} = \mathbf{I}$ festgelegt. Für die weiteren Iterationen werden Gewichte für jede Stelle j nach der Gleichung

$$p_{ij} = \begin{cases} 1 & \frac{\sigma_j}{\sigma_0} < k \\ \frac{1}{\sqrt{v_{ij}^2}} \Big|_{v_{ij} > \sigma_j} & \frac{\sigma_j}{\sigma_0} \geq k \end{cases} \quad /5.28/$$

neu berechnet. Der Grenzwert k kann nur empirisch festgelegt werden und ist in die Berechnung mit $k=1$ eingeführt worden.

Im Ergebnis der Ausgleichung unterscheiden sich die Wiederhol-orbits nur noch durch zufällige Fehleranteile. Abb. 5.3 zeigt das Ergebnis einer Kollinearanalyse anhand der bereits in Abb. 5.2 vorge-stellten Altimeterhöhenprofile.

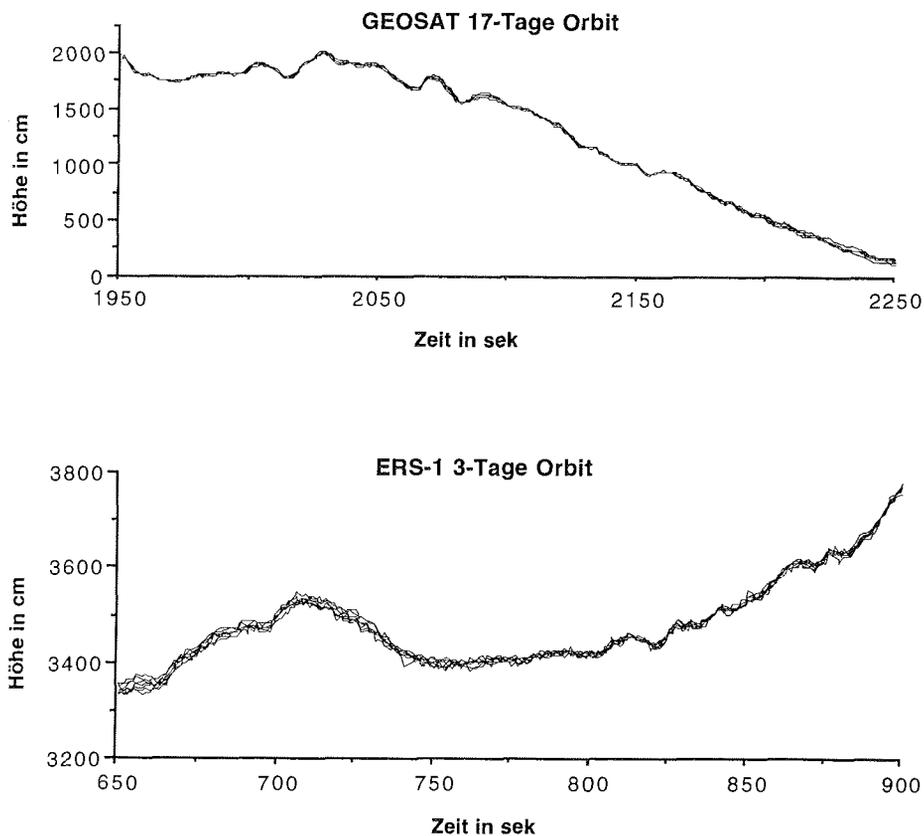


Abb. 5.3 Ausgelinegte Altimeterhöhenprofile des GEOSAT und ERS-1. Die einzelnen Profile unterscheiden sich nur durch zufällige Anteile.

Auswirkung unterschiedlicher Fehlermodelle auf die Ausgleichung

Im Kapitel 5.2 wurden für die Fehlergleichung Ansätze mit einer unterschiedliche Anzahl von Koeffizienten abgeleitet. Anhand eines Altimeterhöhenprofils soll exemplarisch die Auswirkung der verschiedenen Ansätze auf das Ausgleichungsergebnis dargestellt werden.

Gleichungen mit einer unterschiedlichen Anzahl von Koeffizienten werden verwendet, um in Abhängigkeit von der Länge der Profile eine ausreichende Modellierung der Fehler zu erreichen, oder um Effekte höherer Ordnung mit zu erfassen. Ein Altimeterhöhenprofil des 17-Tage Orbits des GEOSAT wurde mit den Ansätzen M1 bis M3 ausgeglichen (vergl. Abb. 5.2 und 5.3). Aus der Gegenüberstellung der mittleren Fehler können Aussagen über die Wirksamkeit der Fehlergleichungen getroffen werden. Die mittleren Fehler bei der Ausgleichung mit dem Ansatz M3 sind deutlich kleiner als mit dem Ansatz M1 (Abb. 5.4). Das zeigt, daß die Gleichung mit 3 Koeffizienten die auftretenden Fehler besser beschreibt und deshalb zu Ergebnissen mit geringeren mittleren Fehlern in der Ausgleichung führt. Der Unterschied zwischen den Ansätzen M3 und M2 ist nur sehr gering (aus Gründen der Übersichtlichkeit sind die mittleren Fehler von Ansatz M2 in der Abbildung nicht mit dargestellt). Der geringe Unterschied liegt darin begründet, daß die Bahnfehler des exemplarisch bearbeiteten Höhenprofils mit dem Ansatz M2 gut modelliert werden.

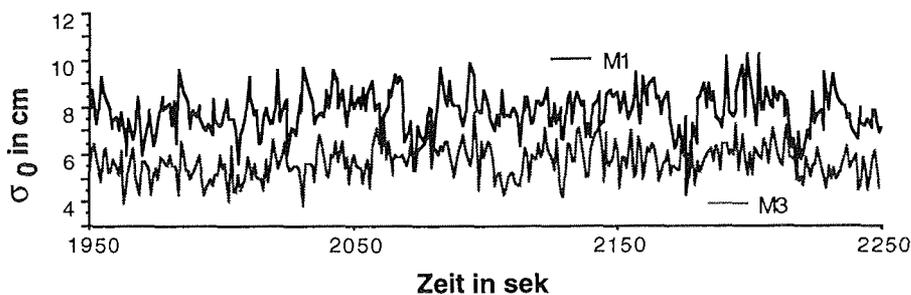


Abb. 5.4 Mittlere Fehler der Kollinearanalyse bei Verwendung von Gleichungen mit einer unterschiedlichen Anzahl von Koeffizienten (Ansatz M1 und M3). Der Ansatz M3 zeigt wesentlich geringere mittlere Fehler als der Ansatz M1.

5.3.2 Kreuzungspunktausgleichung

Bei der Kollinearanalyse werden die Fehler so minimiert, daß die verbleibenden Fehleranteile innerhalb eines Altimeterhöhenprofils klein sind. Als Ergebnis liegen homogene ausgeglichene Höhen vor, es treten jedoch Differenzen (crossover differences) in den Kreuzungspunkten zwischen den einzelnen Profilen auf. Für die Berechnung einer widerspruchsfreien Meeresoberfläche muß versucht werden, diese Fehler zu beseitigen. Die am häufigsten verwendete Methode zur Minimierung der Kreuzungspunktdifferenzen ist die Kreuzungspunktausgleichung (crossover adjustment). Andere Verfahren, wie die Anwendung von Flächenpolynomen oder eine Prädiktionsfilterung, werden bei *Monka* (1984) beschrieben.

Die gebräuchlichste Methode zur Anwendung der Kreuzungspunktausgleichung ist, alle Altimeterhöhenprofile ohne vorherige Kollinearanalyse in einem Schritt auszugleichen. Diese Methode führt aber nur mit Messungen zum Erfolg, die über dem Ozean aufgezeichnet wurden. Im Gebiet der Antarktis, mit nahezu permanenter Meereisbedeckung und daraus resultierenden Fehlmessungen und Ausreißern, existieren nur wenige nutzbare Kreuzungspunkte.

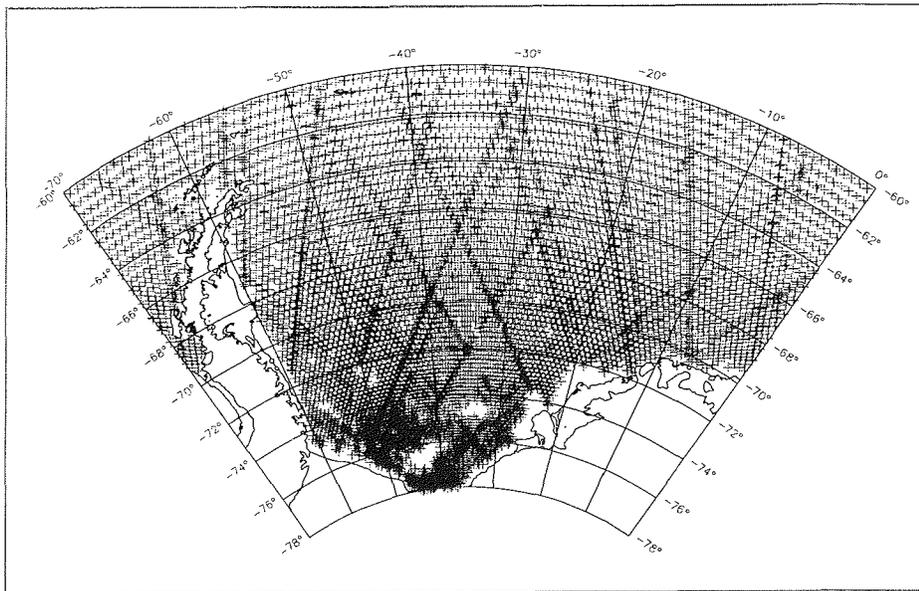


Abb. 5.5 Verteilung aller Kreuzungspunkte im Bereich des Weddellmeeres für Bahnen des ERS-1 (Zeitdifferenz zwischen aufeinanderfolgenden Altimetermeßwerten <5 sek).

Erst über den "Umweg" einer Kollinearanalyse lassen sich eine ausreichende Anzahl von Punkten für eine Ausgleichung finden. Abb. 5.5 zeigt die Verteilung von Kreuzungspunkten im Arbeitsgebiet.

Für die Ausgleichung wird, wie bei der Kollinearanalyse, ein mathematischer Ansatz (Kap. 5.2) gewählt, der die Bahnfehler gut beschreibt. Für die Ausgleichung werden die Differenzen zwischen den aufsteigenden (a) und absteigenden (d) Satellitenbahnen durch Weiterentwicklung der Gl. 5.11 gebildet:

$$h_a - h_d = l_{ad} = (x_{1a} + \sin(M_a) * x_{2a} + \cos(M_a) * x_{3a}) - (x_{1d} + \sin(M_d) * x_{2d} + \cos(M_d) * x_{3d}) \quad /5.29/$$

(M_a , M_d mittlere Anomalie der auf- und absteigenden Satellitenbahn im Kreuzungspunkt). Als aufsteigende Satellitenbahn wird das Teilstück einer Bahn bezeichnet, für die die Bewegungsrichtung des Satelliten vom Süden nach Norden verläuft, absteigende Satellitenbahnen sind die Teilstücke, für die die Satellitenbewegung von Norden nach Süden verlaufen.

Es kann für jeden Kreuzungspunkt eine solche Gleichung aufgestellt werden. Die Normalgleichung hat die Form

$$\mathbf{A}_a \mathbf{x}_a - \mathbf{A}_d \mathbf{x}_d - l_{ad} = \mathbf{0} = [\mathbf{A}_a | \mathbf{A}_d] \mathbf{x}_{ad} - l_{ad} = \mathbf{A} \mathbf{x} - l \quad /5.30/$$

Bei der Aufstellung der Normalgleichung ist zu beachten, daß jedes Höhenprofil mindestens q Kreuzungspunkte aufweisen muß, damit die Konstanten der Fehlergleichung bestimmt werden können. Gleichzeitig muß sichergestellt werden, daß alle Kreuzungspunkte über die Profile miteinander verbunden sind, d.h. keine Untergruppe von Kreuzungspunkten darf unabhängig sein.

Im Gegensatz zur Kollinearanalyse, bei der erst innerhalb der Ausgleichung Gewichte P_{ij} für die einzelnen Meßwerte festgelegt werden, stehen hier schon genügend Informationen zur Verfügung, um ein Gewichtsmodell aufzustellen. Ausgangspunkt für die Berechnung eines individuellen Gewichtes sind die vier, dem Kreuzungspunkt benachbarten Stützpunkte. Die Anzahl der Einzelmessungen m_j , die in der Kollinearanalyse für die Berechnung der SSH genutzt wurden, legen das Gewicht des Kreuzungspunktes nach dem Ansatz

$$P_{ad_i} = \frac{1}{\sum_{j=1}^4 m_j} \quad /5.31/$$

fest. Dieser Gewichtsansatz wurde empirisch aus Testrechnungen gewonnen. Es werden Kreuzungspunkte stark abgewertet, für die nur wenige Punkte bei der Kollinearanalyse zur Berechnung der SSH verwendet wurden.

Die Analyse der Normalgleichungsmatrix zeigt, daß auch bei dieser Ausgleichung ein Rangdefekt auftritt. Dieser wird aus der Tatsache erklärt, daß die Lösung, zum Beispiel bei einem Ansatz M1, durch einen konstanten Offset verschoben werden kann, ohne daß sich diese Verschiebung auf das Ausgleichungsergebnis der Kreuzungspunktdifferenzen auswirkt. Dabei gilt, daß eine Kreuzungspunktausgleichung mit q Parametern je Höhenprofil einen Rangdefekt von $q \cdot q$ besitzt (Schrama, 1989). Zur Beseitigung dieses Rangdefektes gibt es verschiedene mathematische Ansätze (Reißmann, 1976). Weit verbreitet ist die Einführung von Höhenprofilen (constrained orbits), die als fehlerfrei angenommen und in der Ausgleichung in ihrer Höhe festgehalten werden. Die Bahnen dürfen sich nicht schneiden, d.h. es dürfen nur absteigende oder aufsteigende Satellitenbahnen genutzt werden. Die Schwierigkeit dieser Methode liegt in der Auswahl geeigneter Höhenprofile (z.B. Monka, 1984; Tai, 1988; Rummel, 1993). Diese sollen möglichst lang sein und nur geringe Höhenfehler aufweisen. In Gebieten, wo durch Meereis oder Landmassen große Meßlücken auftreten, erfordert dieses Verfahren einen sehr großen Zeit- und Rechenaufwand. Für die Auswertung wurde deshalb ein anderer Lösungsansatz genutzt. Dazu wird Gl. 5.30 mit

$$\sigma^2 \mathbf{I} \mathbf{x} = \mathbf{0} \quad /5.32/$$

erweitert. Zur Berechnung der Parameter der Fehlergleichung ist die nach \mathbf{x} umgestellte Gleichung

$$\mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \sigma^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{l} \quad /5.33/$$

zu lösen. Dieses Lösungsverfahren liefert ein Ergebnis, das genähert der exakten Lösung entspricht.

Als Ergebnis der Ausgleichung liegen Höhenprofile vor, die nur noch geringe Restdifferenzen in den Kreuzungspunkten aufweisen. Dabei hat die Wahl eines geeigneten Ansatzes (Gl. 5.7 - 5.9) für die Repräsentation der Bahnfehler wiederum einen entscheidenden Einfluß auf das Ergebnis der Ausgleichung (Monka, 1984). Abb. 5.6 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Differenzen zwischen den Profilen vor und nach der Ausgleichung mit verschiedenen Ansätzen. Deutlich zeigt sich, daß bei dem Ansatz M3 (Abb. 5.6c) die verbleibenden Restfehler am geringsten sind.

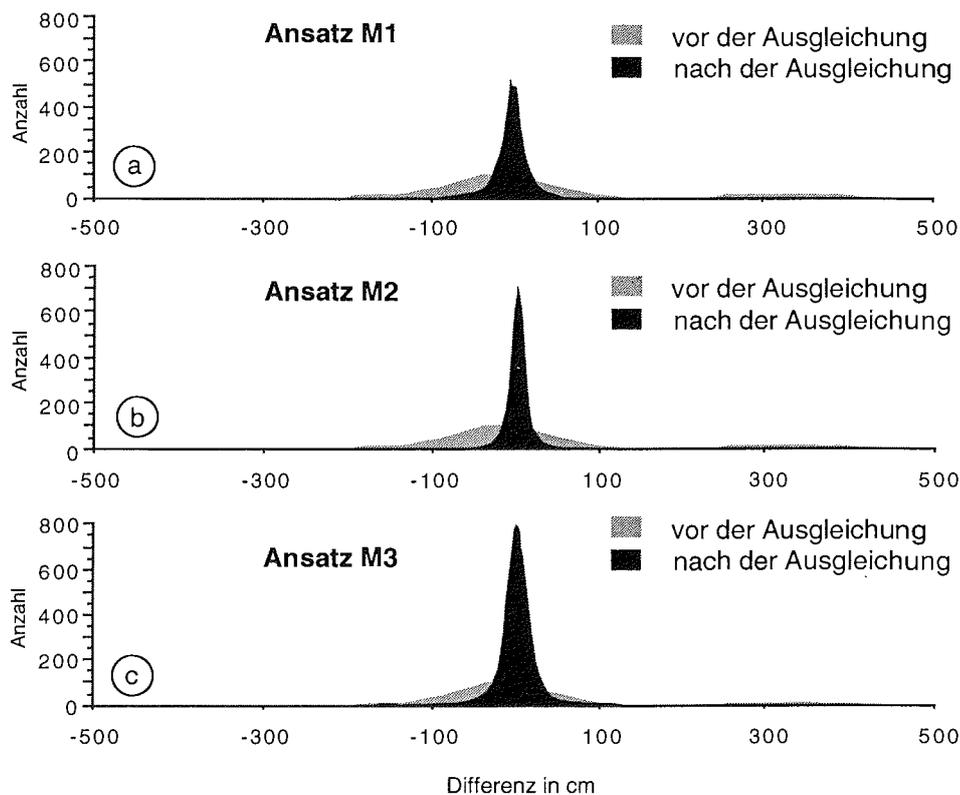


Abb. 5.6 Häufigkeitsverteilung der Kreuzungspunktdifferenzen nach der Ausglei-
chung mit Gleichungen mit einer unterschiedlichen Anzahl von
Koeffizienten.

Eine Ausgleichung mit dem Ansatz M1 (Abb. 5.6a), führt zu einem Ergebnis mit wesentlich größeren Restfehlern. Die Verbesserung zwischen M2 (Abb. 5.6b) und M3 ist nur geringfügig. Das zeigt, daß die Fehler bei Anwendung des Ansatzes M2, wie schon bei der Kollinearanalyse, sehr gut modelliert werden.

Um den Einfluß fehlerbehafteter Differenzen auf den Ausgleichungsprozess zu minimieren, werden innerhalb der Ausgleichung verschiedene Einschränkungen für die Auswahl von geeigneten Kreuzungspunkten formuliert. So werden nur Kreuzungspunkte in die Ausgleichung einbezogen, deren 4 Stützpunkte nicht weiter als 5 Sekunden auseinanderliegen und die selbst durch mindestens 4 Meßwerte in der Kollinearanalyse gestützt werden. Nach einer Vor-
ausgleichung werden die Kreuzungspunktdifferenzen getestet. Treten zu große Differenzen auf, werden die entsprechenden Kreuzungspunkte aus der Normalgleichung gestrichen und die Ausgleichung wird iterativ wiederholt. Abb. 5.7 zeigt die geographische

Verteilung der Kreuzungspunkte, die nach den vorgegebenen Kriterien in der durchgeführten Ausgleichung genutzt wurden.

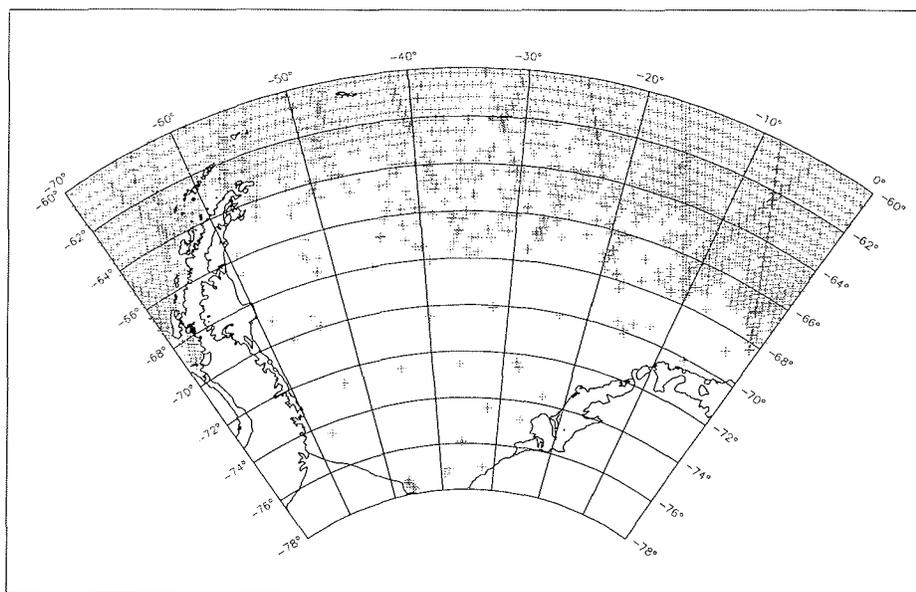


Abb. 5.7 Verteilung der Kreuzungspunkte zwischen Altimeterhöhenprofilen des ERS-1 im Bereich des Weddellmeeres, die für die Kreuzungspunktausgleichung genutzt wurden.

Die Testansätze führen dazu, daß nahezu alle gefundenen Kreuzungspunkte im Bereich des südlichen Weddellmeeres verworfen werden.

5.4 Besonderheiten bei der Ausgleichung von Altimetermessungen im Bereich von Meereis

Mathematische Ausgleichungsansätze nach einem Gauß-Markoff Modell können nur genutzt werden, wenn die Messungen frei von systematischen Effekten sind oder der systematische Signalanteil ausreichend durch Modelle erfaßt werden kann. Altimetermessungen im Bereich der offenen Ozeanen erfüllen, nach den entsprechenden Reduktionen (Kap. 3.4), diese Voraussetzung. Diese Annahme gilt nicht mehr, sobald Messungen im Bereich von Ozeanen mit permanenter oder teilweiser Eisbedeckung vorliegen. Schwer detektierbare Ausreißer, z.B. Messungen über Eisbergen, können nicht immer im Vorfeld der Ausgleichung beseitigt werden. Für die Auswertung von Altimetermessungen in den polaren Ge-

bieten ist daher die Anwendung robuster Berechnungsalgorithmen notwendig.

Die Auswertung der GEOSAT und ERS-1 Altimetermessungen für das Gebiet des Weddellmeeres zeigt, daß die im Kapitel 4.2 eingeführten Kriterien für eine Auswahl von ausreißerfreien Datensätzen nicht ausreichen, um alle suspekten Messungen zu finden und zu eliminieren. Das liegt vor allem daran, daß die dort verwendeten Algorithmen nur auf die Messungen eines einzelnen Altimeterhöhenprofils angewendet werden. Informationen, die aus der Bahnwiederholung resultieren, werden nicht beachtet. Für die Auswertung der o.g. Altimetermessungen und die Berechnung von mittleren Meereshöhen mußten deshalb zwei neue Methoden entwickelt werden, von denen eine auch diese Informationen nutzt. Beide Methoden kombiniert, ermöglichen eine Auswertung von Altimetermessungen und die Ableitung der SSH in Bereichen mit permanenter oder zeitweiser Eisbedeckung. Die Analysen können mit den Berechnungen innerhalb der Kollinearanalyse kombiniert werden.

Lottest

Im Kapitel 4.2 wurde ein Gradiententest eingeführt, der nur Meßwerte akzeptiert, deren Änderung der Steigung, bezogen auf die beiden vorher gemessenen Höhen, kleiner als $250 \mu\text{rad}$ ist. Bei dem erweiterten Ansatz wird der Lotabstand eines Meßwertes auf die Verbindungslinie zwischen dem letzten und dem nachfolgenden Meßwert berechnet. Ist der Lotabstand größer einem vorzugebenden Grenzwert, wird der Meßwert verworfen. Bei einem Punkt- abstand der Messungen von $6,7 \text{ km}$ und einem verwendeten Lotabstand von 50 cm entspricht der Grenzwert, bei dem die Meßwerte noch akzeptiert werden, einer relativen Steigung von $75 \mu\text{rad}$. Bei dem Test werden somit Strukturen unterdrückt, die bei einer halben Wellenlänge von $13,4 \text{ km}$ in der SSH Signale kleiner diesem Grenzwert hervorrufen. Diese Glättungs- und Filteroperation wirkt vor allem auf die kurzwelligen Änderungen in der SSH.

Regression

Alle bisher beschriebenen Methoden zur Ausreißerdetektion wirken nur auf den einzelnen Meßwert oder auf die unmittelbare Nachbarschaft der Punkte innerhalb eines Altimeterprofils. Bei dem im folgenden beschriebenen Verfahren wird die Tatsache aus-

genutzt, daß die Meßwerte jedes Wiederholorbites dasselbe Profil der SSH beschreiben und damit untereinander hoch korreliert sind.

Nachdem die Wiederholorbites bei der Kollinearanalyse soweit verbessert wurden, daß die Meßwerte nur noch durch zufällige Fehler beeinflusst sind, werden durch eine Regressionsanalyse die Messungen aller Orbites, die in einem frei wählbaren Radius um den Berechnungspunkt liegen, auf Ausreißer untersucht. Wird in der Regression ein für alle Meßwerte konsistenter Wert für die Höhe gefunden, wird der aktuelle Höhenwert aus der Ausgleichung durch den Regressionswert ersetzt.

Der Berechnungsalgorithmus wird nur dann angewendet, wenn der ausgeglichene Punkt durch weniger als 25% der maximal möglichen Meßwerte $\max(m_j)$ aller Wiederholorbites gestützt ist. Diese Voraussetzung trifft i.A. nur für Punkte der SSH zu, die unter Meereisbedingungen gemessen wurden.

In einem frei wählbaren Radius um einen Berechnungspunkt werden alle möglichen Meßwerte in eine lineare Regression einbezogen und die Parameter der Regressionsgeraden durch "n" Werte werden bestimmt. Für diese Regressionsgerade wird die Standardabweichung nach

$$\sigma_0 = \sqrt{\frac{\sum_k v_k v_k}{n}} \quad /5.34/$$

ermittelt, mit

$$v_k = h_k - (a + b * (t_0 - t_k)) \quad /5.35/.$$

Liegen alle Meßwerte innerhalb einer Standardabweichung von $2,58 * \sigma_0$ (99% Wahrscheinlichkeit), wird der ausgeglichene Meßwert aus der Kollinearanalyse durch den in der Regression bestimmten Wert ersetzt. Liegen Meßwerte außerhalb dieser Standardabweichung, werden in einem weiteren Berechnungsschritt alle möglichen Regressionsgeraden, die durch (n-1) Werte gelegt werden können, berechnet. Durch den sukzessiven Ausschluß einzelner Werte aus der Berechnung wird der Meßwert gesucht, der die größte Standardabweichung in der Regression hervorruft. Für diesen wird dann angenommen, daß er ein Ausreißer ist und der Wert wird aus dem Datensatz eliminiert. Die Regression wird solange wiederholt, bis keine Werte mehr oberhalb der Standardabweichung liegen, oder eine Mindestanzahl von Meßwerten unterschritten wird.

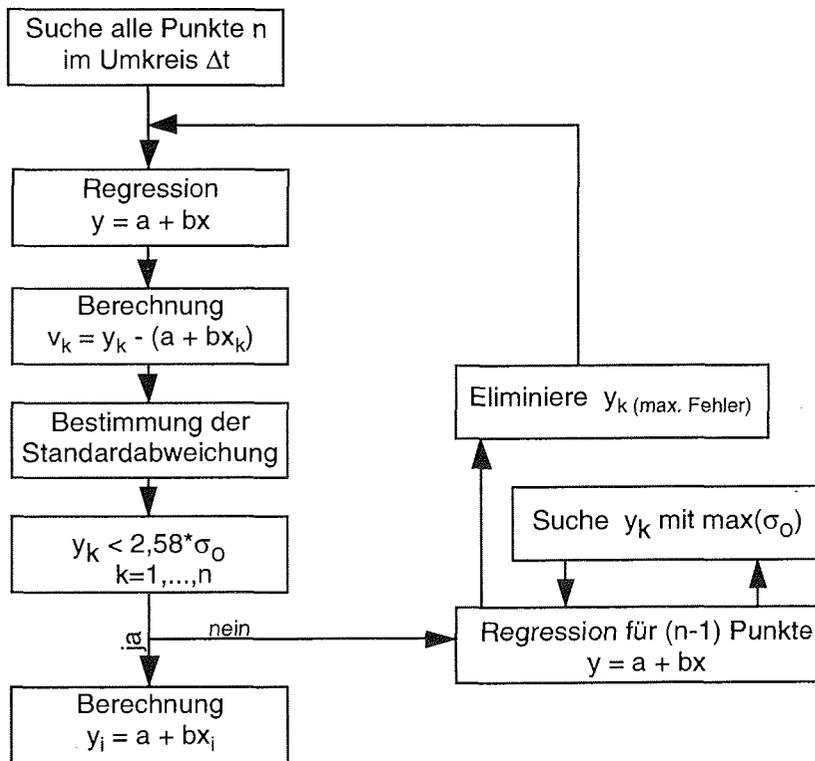


Abb. 5.8a Ablaufdiagramm der Regression zur Bestimmung von mittleren Meereshöhen in Bereichen verschlechterter Signal- und Meßwertqualität

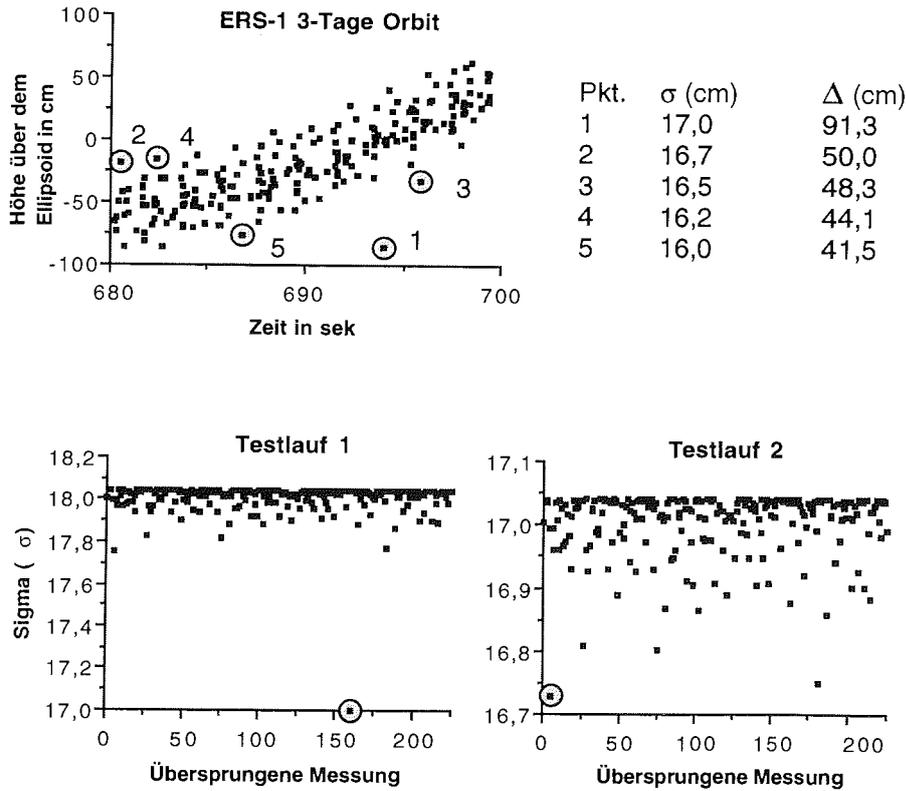


Abb. 5.8b Es werden alle Punkte innerhalb eines bestimmten Radiuses zur Berechnung herangezogen. Unter Auslassung jeweils eines Punktes wird die Standardabweichung (mittlerer Fehler) der ausgleichenden Geraden berechnet. Wird der Punkt (1) ausgelassen, erhält man den geringsten mittleren Fehler (Testlauf 1). Die Differenz des Punktes zur ausgleichenden Gerade ist größer als das gewählte Kriterium ($2,58 \cdot \sigma_0$) und der Punkt wird aus dem Datensatz entfernt. Bei einer Wiederholung der Berechnung (Testlauf 2) wird gleichfalls eine Messung ermittelt (2), deren Differenz zu groß ist. Nach dem fünften Testlauf liegen alle Messungen innerhalb von $2,58 \cdot \sigma_0$.

Mit dem vorgestellten Ansatz können Altimetermessungen, die unter extrem schwierigen äußeren Bedingungen gemessen wurden, erfolgreich ausgewertet werden. Der Vorteil der neuen Methode für eine Kollinearanalyse liegt darin, daß die Punkte aller Wiederholorbits innerhalb eines Orbits zur Berechnung eines mittleren Höhenprofils genutzt werden. Insbesondere dadurch werden wechselnde Eisbedingungen, jahreszeitliche Änderungen der Eisbedeckung und die, durch wechselnde Wind- und Strömungsbedingungen geänderten Eisdriften, ausgenutzt. Liegen konsistente Meß-

werte einzelner Satellitenüberflüge für ein nur zeitweise eisfreies Gebiet vor, wird der daraus bestimmbare Höhenwert mit diesem Verfahren gefunden. Auch kurze Bahnstücke, von denen nur wenige aufeinanderfolgende Messungen vorliegen, liefern einen Beitrag in der Ausgleichung.

5.5 Kombination der Altimetermessungen des ERS-1 und GEOSAT

In der vorliegenden Arbeit, bei der Messungen von zwei verschiedenen Satelliten zur Verfügung stehen, ergibt sich die Möglichkeit einer Kombination der Höhenprofile beider Satelliten. Voraussetzung ist, daß die Bahnparameter beider Satelliten im gleichen Koordinatensystem bestimmt wurden. Liegen die Koordinaten in unterschiedlichen Systemen vor, müssen die Messungen des einen Satelliten in das System des anderen transformiert werden. In den ursprünglich verteilten Datensätzen des GEOSAT wurden die Bahnparameter im Koordinatensystem World Geodetic System 1984 (WGS84) berechnet. In den neu berechneten Datensätzen wurde das Geodetic Reference System 1980 (GRS80) genutzt (Cheney *et al.*, 1991). Die vom F-PAF generierten OPR02-Produkte enthalten Koordinaten im WGS84.

Das Referenzsystem GRS80 wurde 1979 durch die Internationale Assoziation für Geodäsie als offizielles Referenzsystem eingeführt (Moritz, 1984). Das GRS80 ist das derzeit bestanschließende Referenzellipsoid an die physische Erdoberfläche. Das Referenzellipsoid ist geozentrisch gelagert und wird durch folgende Parameter definiert:

Große Halbachse	6378137 m
Geozentrische Gravitationskonstante (GM) (einschl. Atmosphäre)	$398600,5 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$
dynamischer Formfaktor J_2	$1082,63 \cdot 10^{-6}$
Winkelgeschwindigkeit	$7,292115 \cdot 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$

Tab. 5.1 Ausgewählte Parameter des GRS80

Die Abplattung des Ellipsoids des GRS80 beträgt 1:298,257222101.

Das Referenzsystem WGS84 wurde vom amerikanischen Verteidigungsministerium eingeführt. Bekannt geworden ist dieses System durch die Verwendung in der Satellitengeodäsie, z.B. als Referenzsystem für GPS. Bei der Einführung dieses Referenzsystemes wurde

darauf geachtet, daß die Parameter konsistent zum GRS80 sind (DMA, 1991) (Parameter sind identisch zu den in Tab. 5.2 angegebenen Werten). Das Ellipsoid des WGS84 ist geozentrisch gelagert, die Ausrichtung der Achsen ist identisch zum GRS80.

Die Abplattung des Ellipsoids des WGS84 beträgt 1:298,257223563. Zu diesem Referenzsystem gehören noch weitere Parameter, wie z.B. ein Schwerefeldmodell bis Grad und Ordnung 180 und die Konstante der Lichtgeschwindigkeit.

Beide Koordinatensysteme stimmen in den wesentlichen Parametern überein. Altimeterhöhen, die in einem Koordinatensystem gewonnen wurden, können ohne Transformationen im anderen System verwendet werden. Der Unterschied in der Abplattung von $1,6 \cdot 10^{-11}$ bewirkt eine Änderung der Höhenkomponente, die in Abhängigkeit von der Breite ϕ

$$\Delta h[\text{cm}] = -1,6 \cdot 10^{-11} * 6378137 \cdot 10^5 * \sin^2 \phi \quad /5.36/$$

maximal 10 cm beträgt.

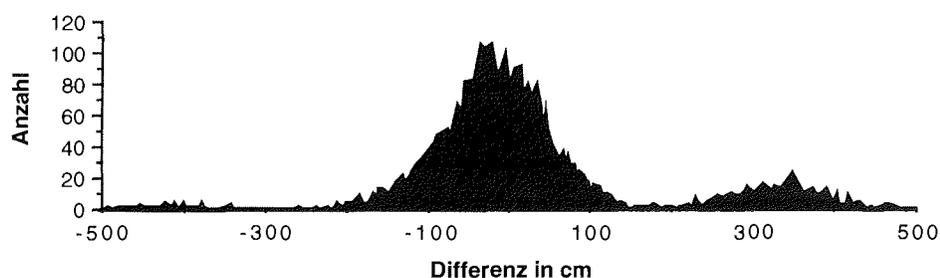


Abb. 5.9 Kreuzungspunktdifferenzen zwischen zwei unterschiedlichen Phasen der ERS-1 Mission (35-Tage Orbit und 3-Tage Orbit)

Durch die Verwendung unterschiedlicher Schwerefeldmodelle und Koordinaten für die Bahnrechnung wird das absolute Niveau der Höhenprofile festgelegt. Bei der Bildung von Kreuzungspunktdifferenzen zeigt sich, daß die Differenzen nicht normalverteilt sind, d.h., das absolute Niveau zwischen den Altimeterhöhen des ERS-1 und des GEOSAT differiert. Das ist möglicherweise eine Folge der unterschiedlichen absoluten Lagerung der Koordinatensysteme. Auch zwischen den einzelnen Phasen der ERS-1 Mission treten Abweichungen auf (Abb. 5.9), wahrscheinlich eine Folge des 1993 neu eingeführten Schwerefeldmodells für die Berechnung der Bahnparameter des ERS-1. Frühere Bahnparameter werden erst nach-

träglich neu berechnet, so daß die Datenprodukte einen unterschiedlichen Bearbeitungsstand haben.

Um die unterschiedlichen Datensätze gemeinsam ausgleichen zu können, werden in einem ersten Schritt die Altimeterhöhen auf ein gemeinsames Niveau, z.B. das Geoid oder auf den Mittelwert der Kreuzungspunktdifferenzen, reduziert. In dem angeschlossenen Prozeß der Kreuzungspunktausgleichung werden die Restdifferenzen mit den in Kapitel 5.3.2 hergeleiteten Formeln minimiert. Auf eine unterschiedliche Gewichtung der Daten der unterschiedlichen Altimeter wird zugunsten des Gewichtsansatzes in Gl. 5.31 verzichtet. Diese Einschränkung ist zulässig, da die Auflösung der SSH durch Messungen des GEOSAT mit 25-45 km Wellenlänge (*Sandwell und McAdoo*, 1988) vergleichbar zur gefundenen Auflösung des ERS-1 von 20 km (Kap. 3.5) ist. Der Bahnfehler spielt nur für die endgültigen Niveaufestlegung der SSH eine Rolle, bei der Kreuzungspunktausgleichung entfällt er, da nur die Differenzen zwischen den Höhenprofilen minimiert werden.

Abbildung 5.10 zeigt die berechnete SSH im Bereich des Weddellmeeres.

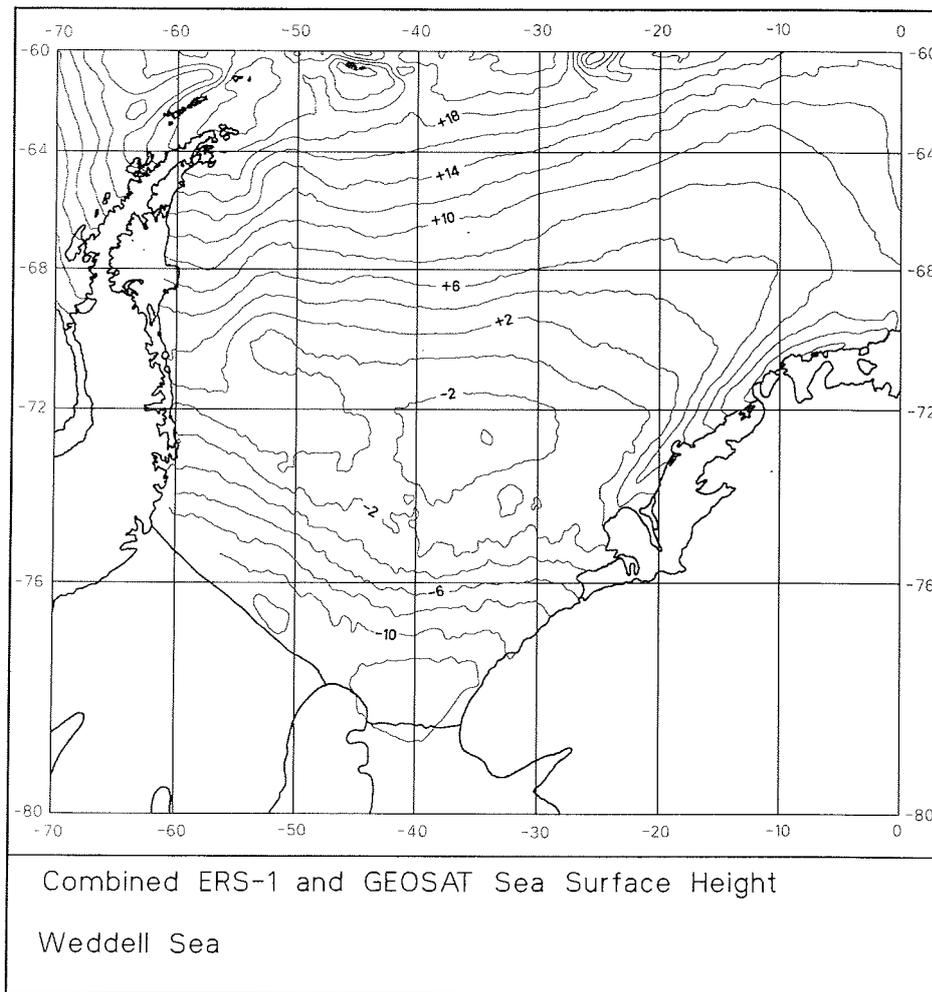


Abb.5.10 Mittlere Meeresoberfläche (SSH) im Bereich des Weddellmeeres. Die angegebenen Höhen beziehen sich auf das Ellipsoid GRS 80. Die SSH entspricht in erster Näherung dem Geoid. Isolinienabstand 2 m

6 Schwereanomalien aus Altimetermessungen

Mit der in Kap. 5.3 berechneten mittleren Meeresoberfläche steht nach Abtrennung der stationären Meeresoberflächentopographie (Kap. 3.5) eine gute Näherung für das Geoid im marinen Bereich zur Verfügung. Global liegen die Restdifferenzen zwischen diesen beiden Flächen unter ± 1 m (*Rapp*, 1983). Durch die gute Überdeckung im Bereich der Ozeane stellen die Altimeter-Höhenwerte eine notwendige Ergänzung für die Berechnung globaler Schwerefeldmodelle dar. Unter Einbeziehung von terrestrischen Schwerewerten wurden verschiedene hochauflösende Kugelfunktionsmodelle bis Grad und Ordnung 180 (*Rapp*, 1981; *DMA*, 1991) und bis Grad und Ordnung 360 (*Rapp et al.*, 1991) berechnet.

Mit den Altimetermessungen der Satelliten GEOS-3 und SEASAT war es erstmals möglich, ein globales marines Schwerefeld mit guter Auflösung zu berechnen (*Haxby et al.*, 1983; *Cheney et al.*, 1984; *Rapp*, 1986). Durch die Messungen des Satelliten GEOSAT während der GM und ERM konnte die Genauigkeit und Auflösung der Schwerefeldmodelle wesentlich verbessert werden (*Sandwell*, 1992). Bedingt durch die Satellitenbahnneigung sind diese Modelle auf $\pm 72^\circ$ geographischer Breite begrenzt.

Mit Hilfe dieser Altimetermessungen war es z.B. möglich, Plattengrenzen oder bathymetrische Strukturen zu erfassen und zu untersuchen. Unter Verwendung abgeleiteter Schwereanomalien wurden Bruchzonen detailliert in ihrem Verlauf bestimmt und mehrere unbekannte Seamounts lokalisiert (*Lazarewicz und Schwank*, 1982). Die Signaturen von Bruchzonen im Schwerefeld konnten z.B. für plattentektonische Rekonstruktionen genutzt werden.

Aus den Altimeter-Höhenprofilen können, neben der SSH bzw. dem Geoid, auch Schwereanomalien abgeleitet werden. Die Methode wird in den nächsten Abschnitten vorgestellt.

6.1 Das Schwerefeld der Erde

Das Schwerepotential (W) der Erde setzt sich zusammen aus dem Gravitationspotential (V) und dem Zentrifugalpotential (Q):

$$W = V + Q \quad /6.1/.$$

Da die Winkelgeschwindigkeit ω der Erde mit hoher Genauigkeit bekannt ist, kann Q für jeden Ort P bestimmt werden:

$$Q_p = \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad /6.2a/$$

V wird durch

$$V_p = G \iiint_{\text{Erde}} \frac{\rho_s}{d_{ps}} dv_s \quad /6.2b/$$

beschrieben (G Gravitationskonstante, ρ_s Dichte des Volumenelementes dv_s , d_{ps} Abstand zwischen P und S). Das Gravitationspotential ist eine harmonische Funktion und erfüllt im Außenraum die Laplace'sche Differentialgleichung¹. Äquipotentialflächen, z.B. das Geoid, werden durch $W = \text{konst}$ beschrieben.

Aus praktischen Erwägungen, z.B. für die Reihenentwicklung von Formeln, wird W oft in ein Normalpotential U und ein Störpotential T zerlegt:

$$W = U + T \quad /6.3/$$

U beschreibt den mathematisch gut modellierbaren Anteil des Schwerepotentials. Im Vordergrund steht somit nur die Bestimmung von T . Der Betrag der Ableitung

$$|\text{grad}W| = g \quad /6.4/$$

bezeichnet die Schwere,

$$|\text{grad}U| = \gamma \quad /6.5/$$

wird als Normalschwere bezeichnet. Die Richtung von $\text{grad}W$ wird durch den Einheitsvektor

$$\vec{n} = \begin{pmatrix} \cos \Phi \cos \Lambda \\ \cos \Phi \sin \Lambda \\ \sin \Phi \end{pmatrix} \quad /6.6/$$

beschrieben. Φ und Λ bezeichnen die astronomische Breite und Länge, zwei geodätisch meßbare Größen. Diese beziehen sich auf die Lotrichtung des Schwerevektors im Punkt P. Der Vektor der Schwere ist demnach (Gl. 6.4 und 6.6):

$$\vec{g} = -g\vec{n} = -g \begin{pmatrix} \cos \Phi \cos \Lambda \\ \cos \Phi \sin \Lambda \\ \sin \Phi \end{pmatrix} \quad /6.7/$$

Der Vektor der Schwereanomalie $\Delta\vec{g}$ kann durch Umstellung der Gl. 6.3 abgeleitet werden:

¹P.S.Laplace (1749-1827), französischer Mathematiker und Physiker

$$\Delta \vec{g} = \vec{g} - \vec{\gamma} = \begin{pmatrix} \gamma \xi \\ \gamma \eta \\ \Delta g \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma(\Phi - \phi) \\ \gamma(\Lambda - \lambda) \cos \phi \\ |\vec{g}| - |\vec{\gamma}| \end{pmatrix} \quad /6.8/.$$

Φ und Λ werden auf dem Geoid, ϕ und λ (geodätische Breite und Länge) auf dem Ellipsoid definiert. ξ und η sind die Lotabweichungskomponenten, d.h. die Differenz $(\Phi - \phi)$ und $(\Lambda - \lambda) \cos \phi$, Δg wird als Schwereanomalie bezeichnet. Für die Lotabweichungskomponenten folgt (Torge, 1989):

$$\xi = -\frac{1}{\gamma} \frac{\partial T}{\partial x} \quad /6.9/$$

$$\eta = -\frac{1}{\gamma} \frac{\partial T}{\partial y} \quad /6.10/$$

und als sphärische Approximation für Δg :

$$\Delta g = g_p - \gamma_p = -\frac{\partial T}{\partial r} - 2\frac{T}{r} \quad /6.11/.$$

x und y sind die Koordinaten eines lokalen, tangentialen kartesischen Koordinatensystems in P , z ergänzt das System, r bezeichnet den Abstand zwischen P und dem Massenzentrum der Erde.

Die Geoidundulation ist mit dem Störpotential durch das Theorem von Bruns² (Torge, 1989) verbunden:

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad /6.12/.$$

Mit den Gleichungen 6.11 und 6.12 ist eine Verbindung zwischen den Meßgrößen der Gravimetrie (Δg) und der Altimetrie (Geoid oder näherungsweise die SSH) hergestellt.

6.2 Methoden zur Berechnung von Schwereanomalien

Für die Berechnung von Schwereanomalien existieren verschiedene Verfahren. In der modernen Literatur setzen sich zunehmend Berechnungsansätze durch, die auf schnellen Algorithmen unter Verwendung von Fouriertechniken aufbauen. Eine weite Verbreitung haben Kollokationsansätze gefunden (z.B. Moritz, 1978), bei denen Messungen unterschiedlicher Herkunft, z.B. marine Schwerewerte und altimetrische Höhen, kombiniert werden können. Eine Be-

²E.H.Bruns (1848-1919), deutscher Mathematiker und Astronom

ziehung zwischen den Daten wird über Kovarianzfunktionen hergestellt. Mathematische Ansätze geben *Meier und Keller* (1990) an.

Viele geophysikalische Datensätze liegen in der Form digitaler Rastermodelle (DRM) vor. So existieren z.B. globale Höhen- und Tiefenmodelle, wie ETOPO5 (*National Geophysical Data Center*, 1986) und Schwereanomalie-Modelle in Rasterform. Für Berechnungen mit solchen Datensätzen eignen sich spektralanalytische Verfahren, da sie große Geschwindigkeitsvorteile beim Einsatz von Computern bieten. Mit der Verwendung von Fouriertechniken für geodätische Anwendungen beschäftigen sich verschiedene Autoren (z.B. *Parker*, 1972; *Meier und Keller*, 1990; *Schwarz et al.*, 1990).

Unter Anwendung der Kollokation wurden verschiedene Modelle für Schwereanomalien berechnet. *Rapp* (1983 und 1986) stellte z.B. $1^\circ \times 1^\circ$ und $30' \times 30'$ Schwereanomalie-Modelle vor. Die Berechnung folgt dem Ansatz:

$$\Delta g = C_{\Delta gh}(C_{hh} + D)^{-1}(h - h_{ref}) + \Delta g_{ref} \quad /6.13/$$

($C_{\Delta gh}$ Kovarianzen zwischen zu präzisierenden Anomalien und den Geoidundulationen, C_{hh} Kovarianzen zwischen den Geoidundulationen, D Fehlerkovarianzmatrix, h altimetrische Höhen, h_{ref} Geoidundulationen und Δg_{ref} Schwereanomalien aus einem Referenzmodell). Als Referenz wird ein Kugelfunktionsmodell, z.B. von Grad und Ordnung 360, gewählt. Die notwendigen Ansätze für die Kovarianzen geben u.a. *Meier und Keller* (1990).

Ein Schwereanomalie-Modell mit einer Gitterweite von $7,5' \times 7,5'$, das durch Kollokation unter Beachtung von Terraineffekten der Bathymetrie berechnet wurde, stellten *Rapp und Bašić* (1992) vor. Durch die Einführung von Informationen aus der Bathymetrie wird die Berechnung in Gebieten geringer Überdeckung mit Altimetermeßwerten unterstützt. Dabei wird die enge Abhängigkeit zwischen den Schwereanomalien und der Bathymetrie ausgenutzt.

Lelgemann (1976) verwendet die inverse Stokes'sche Integralformel³ und leitet aus der Beziehung

$$\Delta g_p = -\frac{\gamma_m}{R} N_p - \frac{\gamma_m}{16\pi R} \iint_{\sigma} \frac{N_s - N_p}{\sin^3 \frac{\psi}{2}} d\sigma \quad /6.14/$$

(γ_m mittlerer Schwerewert, ψ sphärische Distanz zwischen P und S, σ Oberflächenelement, R Erdradius) Schwereanomalien ab. In diesem

³G.G.Stokes (1819-1903), englischer Mathematiker und Physiker

Ansatz wird das Oberflächenintegral über die gesamte Erde gebildet, bzw. in der diskreten Form eine Summation über Flächenelemente $\Delta\sigma$ ausgeführt. Solche diskreten Ansätze sind sehr rechenzeitintensiv und benötigen global verteilte Meßwerte, die keine Lücken aufweisen dürfen. Solche Datensätze sind nur selten mit den notwendigen Genauigkeiten vorhanden.

Eine weitere Möglichkeit zur Berechnung von Schwereanomalien führen *Haxby et al.* (1983) an. Durch Vernachlässigung, bzw. nach Subtraktion des langwelligen Schwerefeldanteiles, können Schwereanomalien durch eine ebene Approximation mit Fouriertransformationen aus der SSH abgeleitet werden. Unter Verwendung der Laplace'schen Gleichung in kartesischen Koordinaten

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial z} = g_0 \left(\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right) \right) \quad /6.15/$$

werden die Schwereanomalien Δg abgeleitet.

Cheney et al. (1984) schlugen vor, Schwereanomalien direkt aus den Gradienten der Altimeterprofile abzuleiten. Durch die Bildung von Gradienten entfallen alle Fehler die aus ungenauen Bahnparametern der Satelliten resultieren. Dieser Vorschlag wurde von *McAdoo und Marks* (1992) und *Sandwell* (1992) für einen neuen Berechnungsansatz aufgegriffen (Kap. 6.3).

Eine indirekte Methode der Berechnung von Schwereanomalien ist die Verwendung von Kugelfunktionsmodellen. Während bei den erstgenannten Verfahren die Schwereanomalien direkt aus den Messungen abgeleitet werden, wird in Kugelfunktionsmodellen ein Satz von Koeffizienten ($\Delta \bar{C}_{1,m}$ $\Delta \bar{S}_{1,m}$) zur mathematischen Darstellung der Schwereanomalien genutzt:

$$\Delta g(r) = \frac{GM}{r^2} \left\{ \sum_{l=2}^{\infty} (1-l) \left(\frac{a}{r} \right)^l \sum_{m=0}^l (\Delta \bar{C}_{l,m} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{l,m} \sin m\lambda) \bar{P}_{l,m}(\cos \nu) \right\} \quad /6.16/$$

($\bar{P}_{l,m}(\cos \nu)$) Legendre'sche Polynome⁴, a große Halbachse des Erdellipsoids, r geozentrischer Radius, GM geozentrische Gravitationskonstante, ν komplementäre Breite, λ geographische Länge). Als indirekt wird diese Methode hier bezeichnet, da die Anomalien nicht direkt aus Meßwerten abgeleitet werden. Für die Berechnung der Koeffizienten werden aber Schwereanomalien, Geoidhöhen (Alti-

⁴A.M.Legendre (1752-1833), französischer Mathematiker

metrie) und Satellitenbahnbeobachtungen genutzt. Kugelfunktionsmodelle eignen sich, wegen der global berechenbaren Werte, sehr gut zur Bestimmung langwelliger Trendmodelle.

6.3 Ableitung von Schwereanomalien aus Altimeterhöhenprofilen

Eine Methode zur Berechnung von Schwereanomalien, die von *McAdoo und Marks* (1992) und *Sandwell* (1992) beschrieben wird, nutzt die Höhen-Informationen der direkt gemessenen Altimeterprofile. Bei dieser Vorgehensweise wird die flächenhafte Berechnung einer mittleren Meeresoberfläche umgangen, wie sie zur Anwendung der Gl. 6.13 oder 6.14 notwendig ist. Dadurch werden Fehler und Glättungseffekte vermieden, die durch die Interpolation in Rastermodelle entstehen können. Gleichzeitig entfällt der Zwang, eine zeitaufwendige Kreuzungspunktausgleichung durchzuführen. Durch Differenzenbildung entfallen die Bahnfehler und damit auch die Höhenfehler in Kreuzungspunkten der Satellitenbahnen. Dieser Ansatz wird in der vorliegenden Arbeit verwendet und soll hier ausführlicher dargestellt werden.

Die Lotabweichungskomponenten η und ξ stehen zur Geoidundulation N in Verbindung durch

$$\eta = \frac{\partial N}{\partial y} \quad \text{und} \quad \xi = \frac{\partial N}{\partial x} \quad /6.17/$$

(*Heiskanen und Moritz*, 1967). Aus den Altimeterhöhen entlang einer Satellitenbahn können Gradienten (along track deflection) entlang der aufsteigenden (a) und absteigenden (d) Bahnen gebildet werden:

$$\left(\frac{\partial N}{\partial s}\right)_a \quad \text{und} \quad \left(\frac{\partial N}{\partial s}\right)_d \quad /6.18/$$

Die Lotabweichungskomponenten nach Gl. 6.17 werden aus diesen Gradienten durch einfache algebraische Formeln abgeleitet:

$$\eta = \frac{\left[\left(\frac{\partial N}{\partial s}\right)_a + \left(\frac{\partial N}{\partial s}\right)_d\right]}{2 \cdot \cos i} \quad /6.19/$$

und

$$\xi = - \frac{\left[\left(\frac{\partial N}{\partial s}\right)_a - \left(\frac{\partial N}{\partial s}\right)_d\right]}{2 \cdot \sin i} \quad /6.20/$$

i bezeichnet sowohl die Inklination der Satellitenbahn im Berechnungspunkt als auch den halben Schnittwinkel zwischen der auf- und absteigenden Satellitenbahn. Er kann in Abhängigkeit von der geographischen Breite ϕ und der Inklination der Satellitenbahn⁵ I durch

$$\cos(i) = -\frac{\cos(I)}{\cos(\phi)} \quad /6.21/$$

berechnet werden. Diese Gleichung gilt streng genommen nur auf der Kugel. Sie stellt jedoch eine gute Näherung für das Ellipsoid dar.

Bedingt durch eine Relativbewegung zwischen Erde und Satellit, die durch die Differenz der Winkelgeschwindigkeiten der Erde und der Satellitenbahn hervorgerufen wird, wird die Inklination zusätzlich verändert. Um diese Änderung zu berechnen, wird i durch einen Korrekturfaktor zu i' verbessert:

$$\tan(i') = \frac{\tan(i)}{1+k} \quad /6.22/$$

mit

$$k = \frac{(\omega - \dot{\Theta}) \cdot R \cdot \cos(\phi)}{v_0 \cdot \cos(i)} \quad /6.23/$$

(v_0 Satellitengeschwindigkeit über Grund, $\dot{\Theta}$ Präzessionsrate des Satelliten, R Erdradius, ω Winkelgeschwindigkeit der Erde).

Die abgeleiteten Lotabweichungskomponenten können für die Berechnung von Schwereanomalien verwendet werden. Mit der Formel von Vening-Meinesz⁶ (*Heiskanen und Moritz, 1967*)

$$\begin{Bmatrix} \xi \\ \eta \end{Bmatrix} = \frac{1}{4\pi G} \int_{\alpha=0}^{2\pi} \int_{\psi=0}^{\pi} \Delta g(\psi, \alpha) \begin{Bmatrix} \cos \alpha \\ \sin \alpha \end{Bmatrix} \frac{dS}{d\psi} \sin \psi d\psi d\alpha \quad /6.24/$$

(S Stokes'sche Funktion) werden aus Schwereanomalien die Lotabweichungskomponenten berechnet. Die Umkehrung dieser Gleichung wird genutzt, um die Werte Δg abzuleiten.

Da die Berechnungen auf dem Ellipsoid einen sehr hohen Rechenaufwand bedingen, wird die Approximation einer ebenen Erde genutzt. Untersuchungen von *McAdoo und Marks (1992)* zeigen, daß

⁵Schnittwinkel der Satellitenbahn mit der Äquatorebene der Erde

⁶F.A.Vening-Meinesz (1887-1966), niederländischer Geograph und Geodät

diese Näherung nur Fehler in den langen Wellenlängen (> 2000 km) hervorruft.

Unter Verwendung der Laplace'schen Differentialgleichung

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \quad /6.25/$$

die für das Schwerepotential im Außenraum der Erde gilt und den Gl. 6.9, 6.10 und 6.11, wird Gl. 6.25 umgeformt:

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial z} = -\gamma \left(\frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \quad /6.26/$$

Parker (1972) zeigt die Möglichkeiten der Fouriertransformationen für die schnelle und effektive Berechnung von Potentialfeldern, *Schwarz et al.* (1990) zeigen die Möglichkeiten der Anwendung schneller Fouriertransformationen (FFT) für Berechnungen der Formeln von Vening-Meinesz und Stokes.

Die FFT im \mathbb{R}^2 wird mit

$$\mathfrak{F}(\mathbf{k}) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \mathbf{f}(\mathbf{x}) e^{-i\mathbf{k}\cdot\mathbf{x}} d\mathbf{x} \quad /6.27/$$

definiert ($\mathbf{x}=(x,y)$, $\mathbf{k}=(k_x,k_y)$, $k_x=1/\lambda_x$ und $k_y=1/\lambda_y$ Wellenzahlen), die Umkehrung (inverse FFT) lautet

$$\mathbf{f}(\mathbf{x}) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \mathfrak{F}(\mathbf{k}) e^{i\mathbf{k}\cdot\mathbf{x}} d\mathbf{k} \quad /6.28/$$

Für die Berechnung der Gl. 6.26 werden die Ableitungen der Gl. 6.9 und 6.10 benötigt. Die n-te Ableitung einer Funktion im \mathbb{R}^2 steht zur entsprechenden Ableitung im Fourierbereich:

$$\frac{d^n \mathbf{f}(x,y)}{dx^n} \leftrightarrow (2\pi i k_x)^n \mathfrak{F}(\mathbf{k}) \quad /6.29/$$

Mit Gl. 6.29 kann die Gl. 6.26 im Fourierbereich neu formuliert werden

$$\frac{\partial \Delta g(\mathbf{k},z)}{\partial z} = -2\pi\gamma [ik_x \xi(\mathbf{k}) + ik_y \eta(\mathbf{k})] \quad /6.30/$$

Für die Feldfortsetzung des Potentials im Außenraum der Erde ($z>0$) gilt im Wellenzahlbereich (*Parker*, 1972):

$$\Delta g(\mathbf{k},z) = \Delta g(\mathbf{k},z_0) e^{-2\pi k|z} \quad /6.31/$$

mit $|\mathbf{k}| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$. Unter Vernachlässigung der SST kann Gl. 6.31 bei $z=0$ entwickelt werden. Die Schwereanomalien Δg werden dann berechnet nach

$$\Delta g(\mathbf{k}, z_0) = -\frac{\gamma}{|\mathbf{k}|} [ik_x \xi(\mathbf{k}) + ik_y \eta(\mathbf{k})] \quad /6.32/$$

Durch eine inverse FFT der Gl. 6.32 werden Schwereanomalien in den Ortsbereich überführt.

6.4 Berechnung von Schwereanomalien

Zur Berechnung von Lotabweichungen nach Gl. 6.19 und 6.20 werden Messungen entlang auf- und absteigenden Satellitenbahnen benötigt. Der Abstand zweier aufeinanderfolgender Messungen innerhalb eines Altimeterhöhenprofils beträgt ca. 6,7 km. Der Abstand von Meßwerten radial zur Richtung der Satellitenbahn ist abhängig von den Bahnparametern und von der geographischen Breite. Vom GEOSAT sind die Messungen der GM und ERM nutzbar, die eine sehr hohe Überdeckung gewährleisten. Für den ERS-1 liegen Messungen der Phasen B bis E vor. Diese erzeugen, insbesondere durch die Altimetermessungen während der Phase E, eine sehr gute Überdeckung. Abweichend von *McAdoo und Marks* (1992) und *Sandwell* (1992) werden nicht die Höhen der einzelnen Wiederholorbits sondern die ausgeglichenen Höhenprofile genutzt, da dadurch die neuen Methoden der Auswertung (Kap. 5.4) genutzt werden können.

Bei der Berechnung von Schwereanomalien nach Gl. 6.32 werden zwei unabhängige Richtungsvektoren, hier die Ableitungen entlang der auf- und absteigenden Satellitenbahnen, benötigt. Diese beiden Komponenten stehen aber direkt nur in den unmittelbaren Kreuzungspunkten zwischen den Bahnen zur Verfügung. Für alle zwischenliegenden Punkte existiert kein komplementärer Wert. Um die hohe Auflösung der Altimetermeßwerte in Bahnrichtung zu erhalten und um für jeden Meßwert einen komplementären Wert verfügbar zu haben, werden die Ableitungen nach Gl. 6.18 getrennt in jeweils ein separates DRM interpoliert und alle Berechnungen nach den in Kap. 6.3 eingeführten Formeln werden in diesem Modell durchgeführt. Bei der Interpolation werden auch näherungsweise Werte für die Rasterelemente berechnet, in die kein originaler Meßwert fällt. Da die so abgeleiteten Werte in der Folge wie gemessene Werte behandelt werden, muß das DRM verschiedene Anforderungen erfüllen. Es soll in alle Richtungen homogen und

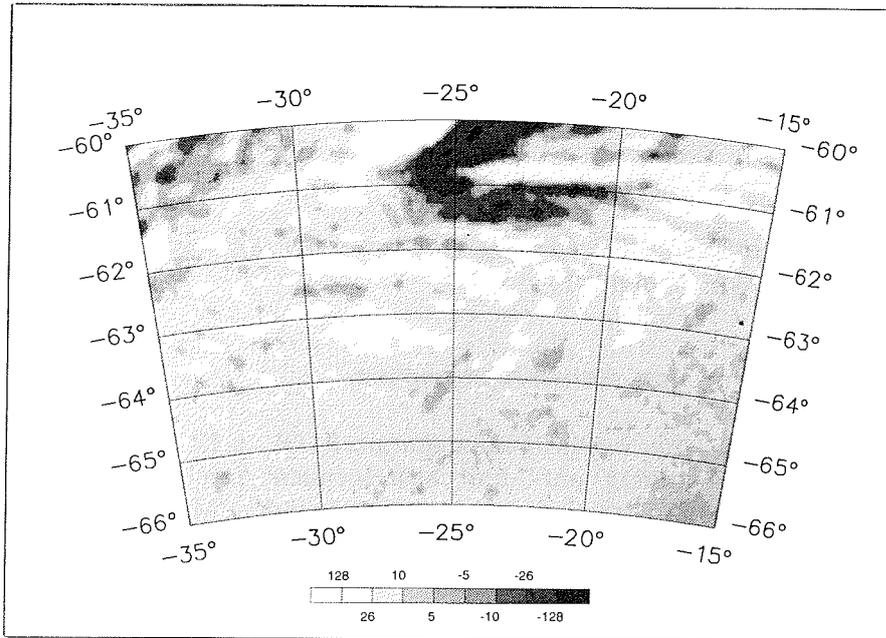


Abb. 6.1 Ableitungen der aufsteigenden Satellitenbahnen des GEOSAT (Einheit μrad)

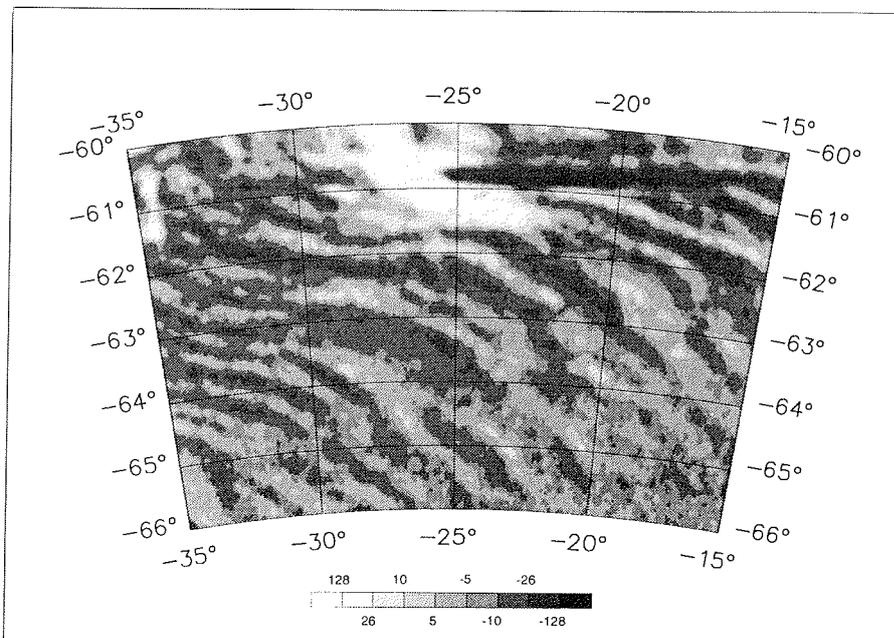
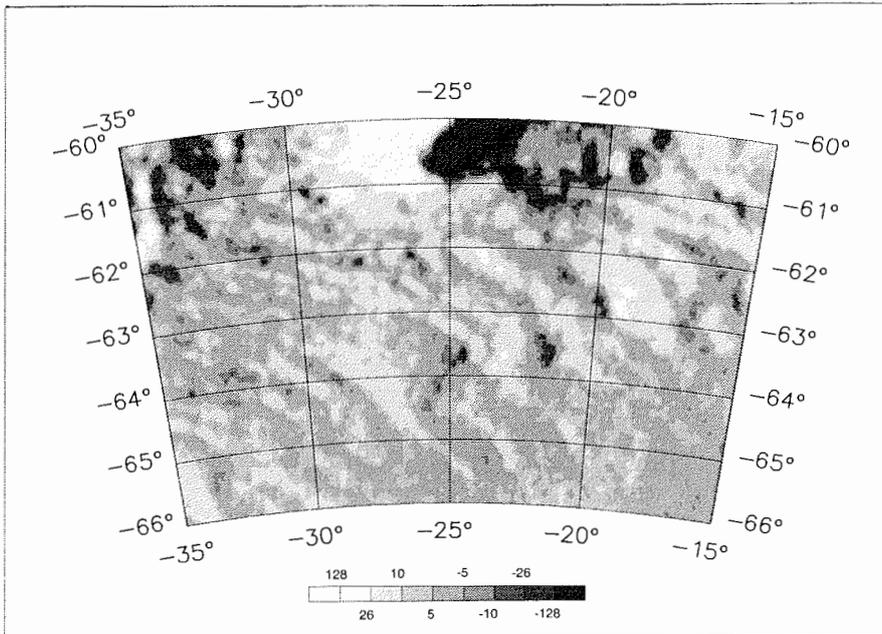
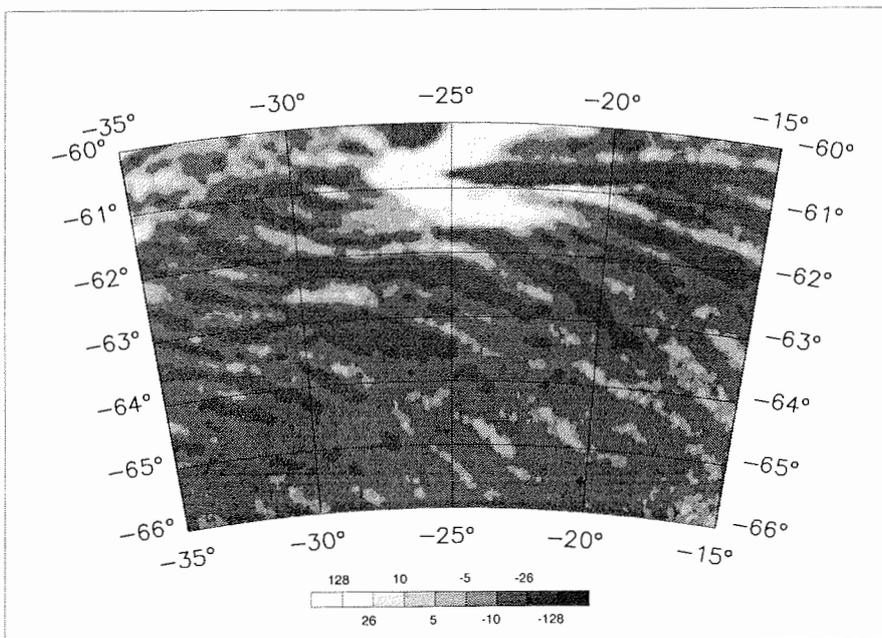


Abb. 6.2 Ableitungen der absteigenden Satellitenbahnen des GEOSAT (Einheit μrad)

Abb. 6.3 Lotabweichungskomponente η (Einheit μrad) (für GEOSAT)Abb. 6.4 Lotabweichungskomponente ξ (Einheit μrad) (für GEOSAT)

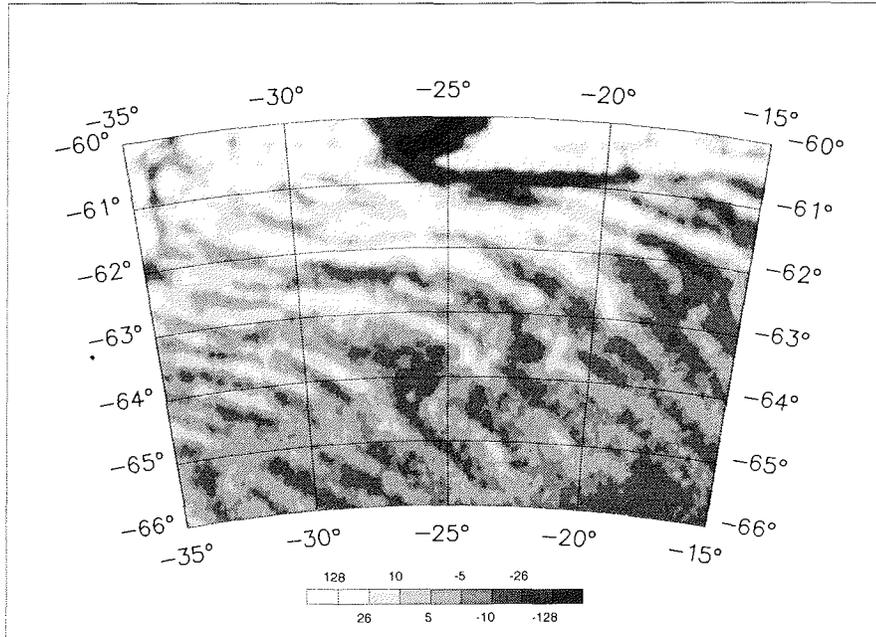
stetig sein, und Rasterelemente mit originären Meßwerten dürfen durch den Interpolations- und Glättungsansatz bei der Modellbildung nicht oder nur gering verändert werden. Für die notwendigen Berechnungen wird das in der Arbeitsgruppe Bathymetrie des Alfred-Wegener-Instituts entwickelte Programm FAST-GRID (*Monk*, pers. Mitteilung) genutzt. Das Programm, das für die Interpolation flächendeckender bathymetrischer Daten entwickelt wurde, reagiert sehr sensitiv gegenüber unplausiblen Werten in den Eingangswerten, dadurch treten sog. Verschmierungseffekte auf. Der Programmablauf wurde deshalb modifiziert. Nach einer Interpolation und Glättung des DRM mit allen Meßwerten werden in einem zweiten Programmlauf diejenigen Werte nicht mehr genutzt, deren Differenz zu dem berechneten Modell größer einem vorzugebenden Grenzwert ist. Diese Strategie führt zu einer signifikanten Verbesserung der Berechnungsergebnisse.

Ein Beispiel für die DRM der Ableitungen der auf- und absteigenden Satellitenbahnen ist in Abb. 6.1 und 6.2 gegeben. Bei diesem Beispiel wurden nur Altimeterprofile des GEOSAT genutzt.

Durch eine Kombination der beiden DRM werden nach Gl. 6.19 und 6.20 die Lotabweichungskomponenten $\eta(x,y)$ (Abb. 6.3) und $\xi(x,y)$ (Abb. 6.4) berechnet. Dabei ist zu beachten, daß die Gl. 6.20 bei $\phi = \pm I$ ($\sin(i) \rightarrow 0$) singularär wird. Lotabweichungskomponenten und Schwereanomalien, die in diesen extremen geographischen Breiten abgeleitet werden (GEOSAT $\pm 71,9^\circ$, ERS-1 $\pm 81,4^\circ$), sind daher mit einer großen Unsicherheit behaftet.

Nach einer FFT der beiden neu berechneten DRM unter Verwendung von Gl. 6.27, wird Gl. 6.32 zur Berechnung von Schwereanomalien im Fourierbereich angewendet. Die inverse FFT (Gl. 6.28) liefert Schwereanomalien $\Delta g(x,y)$ im Ortsbereich (Abb. 6.5a).

Mit der Auswertung der Altimetermessungen von zwei Satelliten ergibt sich die Möglichkeit durch eine Kombination der Datensätze eine verbesserte Überdeckung und damit Auflösung der Schwereanomalien zu erreichen. Im Gegensatz zur gemeinsamen Kreuzungspunktausgleichung der Höhenprofile von GEOSAT und ERS-1 können die Schwereanomalien nicht in einem gemeinsamen Ansatz berechnet werden, da die Inklination der Satellitenbahnen, die zur Berechnung der Lotabweichungskomponenten benötigt wird, bei beiden Satelliten unterschiedlich ist.



6.5a Schwereanomalien aus Altimetermessungen des Satelliten GEOSAT (Einheit mGal⁷)

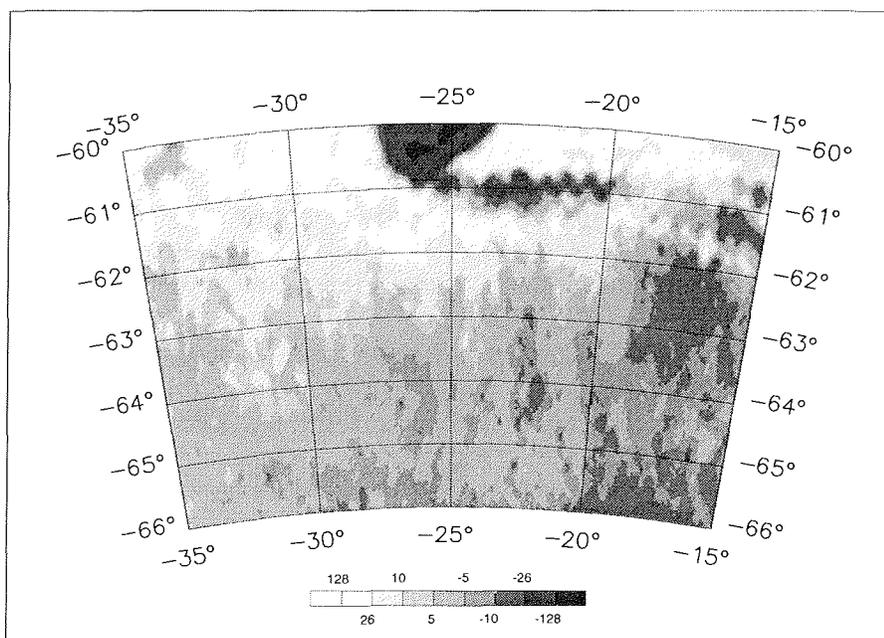
Nach einer Ableitung der Höhenprofile entlang der Bahnen (Gl. 6.18), werden die Werte in 4 DRM, jeweils zwei für die auf- und absteigenden Bahnen, interpoliert. Nach einer Umformung in Lotabweichungskomponenten (Gl. 6.19 und 6.20) lassen sich die jeweiligen DRM für η und ξ durch eine gewichtete Mittelbildung kombinieren, da die Modelle jetzt unabhängig von der Inklination sind. Die Berechnung der Schwereanomalien erfolgt mit den o.a. Formeln.

Problematisch für eine Kombination der Messungen ist die unterschiedliche räumliche Überdeckung und die Genauigkeit der eingehenden Werte. In den Datensätzen beider Satelliten werden Altimetermessungen verschiedener Wiederholorbits kombiniert. Beim GEOSAT werden die Meßwerte der ERM und die freigegebenen Meßwerte der GM verwendet. Während die Höhenprofile der ERM durch eine Kollinearanalyse weitestgehend frei von fehlerhaften Werten sind, können zur Analyse der Messungen der GM-Mission nur die allgemeinen Qualitätsparameter (Kap. 4.2) ausgewertet

⁷Im SI (Système International d'Unités) wird die Schwere mit ms^{-2} definiert. In der Geodäsie und Geophysik ist die Einheit Gal (nach Galileo Galilei (1564-1642)) gebräuchlicher ($1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ ms}^{-2}$). 1 mGal entspricht 10^{-5} ms^{-2} . Im Rahmen der Arbeit wird die Einheit mGal verwendet.

werden. Um den Einfluß des Rauschens auf den Berechnungsprozeß zu vermindern wird ein Glättungsfilter verwendet, der Wellenlängen kürzer als 33 km unterdrückt.

Eine ähnliche Situation ergibt sich für den ERS-1. Hier können nur die Höhenprofile der Phasen B bis D genutzt werden, weil in den Messungen des ersten Umlaufes der Phase E (168-Tage Orbit), der im Südwinter stattfand und keine Wiederholorbits besitzt, viele unplausible Werte und Ausreißer enthalten sind. Bei den notwendigen Ausreißeranalysen werden nahezu alle Messungen dieser Phase südlich 55° südlicher Breite als suspekt eliminiert. Der aus einer ausschließlichen Nutzung der Messungen der Phasen B bis D resultierende Satellitenbahnabstand führt zu einer geringeren Auflösung des Schwerefeldes radial zur Bahn. Dadurch kann die gute Genauigkeit der Altimetermessungen in Bahnrichtung nur eingeschränkt genutzt werden.



6.5b Schwereanomalien aus Altimetermessungen des Satelliten ERS-1 (Einheit mGal). Die Ursache für die Unterschiede zur Abb. 6.5a sind in dem größeren Bahnabstand des ERS-1 zu suchen (es wurden keine Messungen des 168-Tage Orbits genutzt).

Für einen Vergleich wurden für ein Gebiet (Abb. 6.5a) Schwereanomalien unter alleiniger Verwendung der Messungen des ERS-1 berechnet (Abb. 6.5b). Die Auflösung der Schwereanomalien ist

deutlich geringer als bei der Auswertung der GEOSAT Messungen. Da die Genauigkeit und das Auflösungsvermögen der Messungen beider Satelliten vergleichbar ist (Kap. 3.5), sind die Unterschiede die Folge der unterschiedlichen radialen Abstände der Satellitenbahnen. In mittleren geographischen Breiten ($\pm 30^\circ$), wo auch die Altimetermessungen des 168-Tage Orbits genutzt werden können, sollten die Auflösungen der Schwereanomalien vergleichbar sein. Da für diesen Bereich aber keine Messungen der GM-Mission des GEOSAT vorliegen, können keine Vergleiche durchgeführt werden. Für die hier vorgestellten Auswertungen wurden deshalb Altimetermessungen des ERS-1 nur in den südlich 72°S genutzt, da dort der Bahnabstand geringer ist und dort keine GEOSAT-Messungen vorliegen.

Begrenzte Rechnerkapazitäten schränken die Berechnung von hochauflösenden Schwerefeld-Modellen für den gesamten Bereich des Weddellmeeres ein. Deshalb wurden kleinere Berechnungsgebiete gebildet, für die jeweils separat Schwereanomalien abgeleitet werden. Um eine Anpassung der Anomalien benachbarter Gebiete zu gewährleisten, werden die Untergebiete für die Berechnungen jeweils um 10° nach Ost und West und 4° nach Nord und Süd ausgehnt. Die Differenzen an den Rändern der Berechnungsgebiete liegen typischerweise unter 5 mGal.

Voraussetzung für die Berechnung von Schwereanomalien durch Fouriertransformationen sind homogene, lückenlose Raster-Datensätze. Im Bereich der Antarktischen Halbinsel und des antarktischen Festlandes, wie auch in der Nähe von anderen Landmassen, liegen keine Altimetermessungen vor, die das Schwerefeld repräsentieren. Für die Berechnung der landnahen DRM können die fehlenden Werte in der Berechnung z.B. mit Null eingehen. Der Erwartungswert der Anomalien liegt im globalen Mittel bei Null, für die hier untersuchten kleinräumigen Gebiete ist dieser Wert allerdings unrealistisch und führt im Übergang Ozean/Land zu Inhomogenitäten. Für die vorliegende Auswertung wurde daher ein anderes Verfahren gewählt. Aus Kugelfunktionsmodellen werden Modell-Lotabweichungskomponenten η_M und ξ_M abgeleitet. Gl. 6.19 und Gl. 6.20 werden in der Umkehrung genutzt, um theoretische Werte der Ableitungen entlang der Satellitenbahnen zu berechnen. Unter Beachtung der Quadrantenbeziehungen für i in Gl. 6.21 ergeben sich:

$$\left(\frac{\partial N}{\partial s}\right)_d = \eta_M \sin(i) + \xi_M \cos(i)$$

/6.33/

$$\left(\frac{\partial N}{\partial s}\right)_a = -\eta_M \cos(i) + \xi_M \sin(-i) \quad /6.34/.$$

Diese Werte gehen in die Berechnung der entsprechenden DRM für die auf- und absteigenden Bahnen ein.

Mit dem hier vorgestellten Verfahren wurden Schwereanomalien für den gesamten Bereich des Weddellmeeres berechnet. Eine Übersichtskarte ist in Abb. 7.5 dargestellt.

6.5 Genauigkeit der Schwereanomalien, Vergleich mit marinen Schweremessungen

Für eine Genauigkeitsabschätzung der abgeleiteten Schwereanomalien werden marine Schwerewerte genutzt, die mit FS "Polarstern" gemessen wurden.

Seit 1987 werden auf FS "Polarstern" marine Schweremessungen mit dem Seegravimeter KSS 31-1725 der Bodenseewerke Überlingen durchgeführt. Bei diesem Gravimeter handelt es sich um ein 2-Ebenen kreiselstabilisiertes System. Der Meßbereich beträgt 10.000 mGal, die Genauigkeit der Messung ist besser 1 mGal. Im on-line Modus liefert das Gravimeter die gemessene Schwere und Freiluft-, Bouguer-⁸ und Eötvös-⁹ korrigierte Schwere (*Bodenseewerk*, 1985). Die Genauigkeit der aus der gemessenen Schwere abgeleiteten Anomalien ist von den extern gemessenen Navigations- und Tiefendaten abhängig.

Die Aufzeichnungsrate für die Schwerewerte auf FS "Polarstern" beträgt 0,1 Hz, das entspricht ca. 50 m Punktabstand bei 10 kn Fahrt (*Meyer*, 1994). Das Gravimeter liefert nur relative Schweremessungen. Deshalb werden vor und nach einzelnen Fahrtabschnitten während der Hafentiegezeit des Schiffes Anschlußmessungen an Absolut-Schwerpunkten durchgeführt. Alle Werte beziehen sich dann auf das Schwere-Referenzsystem des Anschlußpunktes. Für die vorliegenden Auswertungen sind die Messungen relativ zum IGSN 71 (*Morelli et al.*, 1974) bestimmt.

Für genaue Untersuchungen werden die aufgezeichneten Meßwerte im Postprocessing mit nachträglich korrigierten Navigationsinformationen neu aufbereitet. Aus den Hafenan-schlußmessungen wird

⁸P. Bouguer (1698-1758), französischer Naturforscher

⁹R. von Eötvös (1848-1919), ungarischer Mathematiker und Physiker

eine Driftkorrektur berechnet und an den Meßwerten berücksichtigt. Eine ausführliche Beschreibung der marinen Schweremessungen ist bei *Meyer (1996)* zu finden.

Für einen Vergleich wurden zwei Teilprofile der Reise ANTX/2 ausgewählt (*Miller, 1994*). Profil 1 ($70^{\circ}35,5'S/8^{\circ}8,5'W \rightarrow 42^{\circ}0,5'S/12^{\circ}0,9'E$) (Abb. 6.6) verläuft in dem Bereich, in dem sowohl GEOSAT als auch ERS-1 Messungen vorliegen. Durch die Verwendung von Altimetermessungen der GM-Phase des GEOSAT liegen die Schwerewerte mit hoher Auflösung vor. Profil 1 verläuft außerdem direkt auf einem Altimeter-Höhenprofil des 3-Tage Orbits des ERS-1. Der Schiffskurs wurde für die Messungen innerhalb eines Korridors von 2-3 km der Subsatellitenbahn des Altimeters gehalten. Für das Profil liegen neben Schweremessungen auch bathymetrische Informationen vor. Die Messungen dienen Untersuchungen zur Prädiktion der Bathymetrie aus Altimetermessungen (*Schöne und Schenke, 1994*).

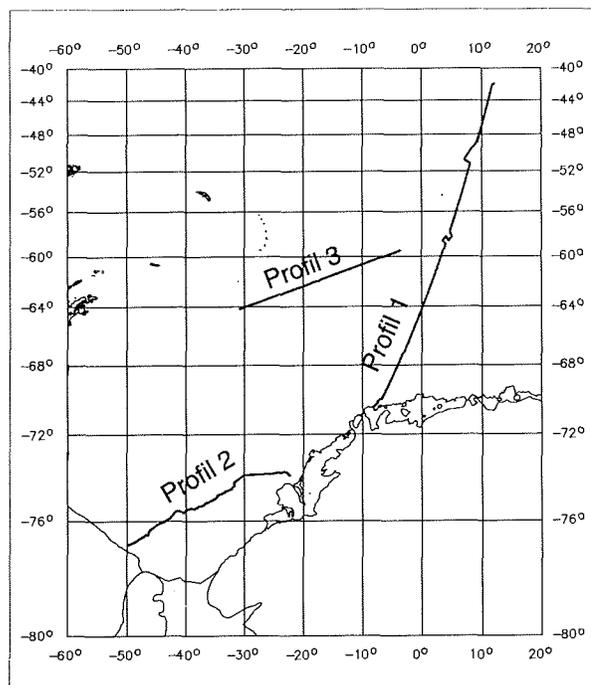


Abb. 6.6 Lage der Profile 1 und 2, die für den Vergleich von Altimeter-Schwerewerten und marinen Schwerewerten genutzt wurden. Auf Profil 3 wird in Kapitel 7.1 eingegangen.

Profil 2 ($76^{\circ}57'S/49^{\circ}43'E \rightarrow 74^{\circ}S/22^{\circ}12'W$) (Abb. 6.6) verläuft südlich $72^{\circ}S$, in einem Bereich, in dem nur ERS-1 Messungen vorliegen, und der durch Meereis stark beeinflusst wird. Bei einem Ver-

gleich sind deshalb sowohl die Einschränkungen für Altimetermessungen, als auch Probleme bei marinen Schweremessungen, bedingt durch starke Störbeschleunigungen während der Eisrammfahrt des Schiffes, zu beachten.

Für den Vergleich wurden die marinen Schwerewerte auf 6 km Punktabstand ausgedünnt und für jeden dieser Punkte ein Schwerewert aus dem Altimeter-Schwere-DRM extrahiert. Der Abstand zwischen den vergleichbaren Werten der Altimetrie und Gravimetrie ist kleiner 3,4 km.

Zwischen der abgeleiteten Schwere und den marinen Schwerewerten wurde ein Offset festgestellt. Solche Offsets sind bereits aus älteren Auswertungen, z.B. von *Sandwell (1992)* oder *Herzfeld und Brodscholl (1994)*, bekannt. Die Größenordnung liegt im Profil 1 bei ca. 10 mGal. Das Niveau der aus Altimetrie abgeleiteten Schwere ist dabei grundsätzlich niedriger als die marine Schwere. Der Offset resultiert wahrscheinlich auf den, bei der Bildung der Ableitungen (Gl. 6.18) verlorengegangenen Absolut-Bezug der Altimeter-Schwere. Er wird durch ein Polynom 1. Grades beseitigt.

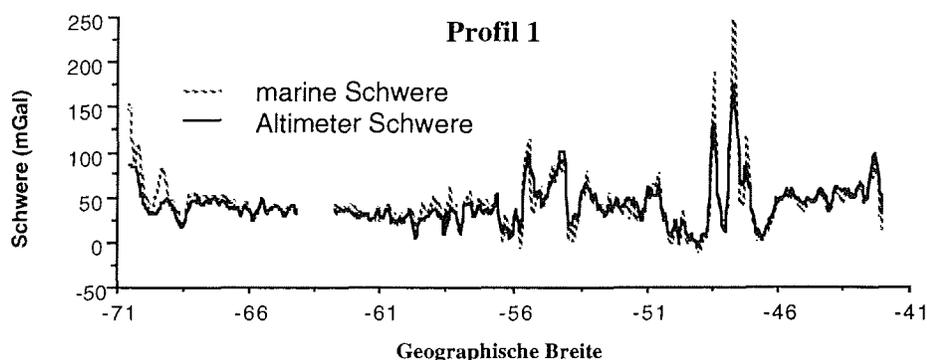


Abb. 6.7 Vergleich von Schwereanomalien aus Altimetrie und mariner Gravimetrie (Profil 1). Der Offset von ca. 10 mGal zwischen beiden Profilen wurde beseitigt, die Schwerewerte des marinen Profils wurden als 'wahr' angenommen.

Profil 1 beginnt nördlich von Kap Norvegia und führt bei ca. 65°S am Maud Rise vorbei. Im Bereich der nachfolgenden Tiefsee-Ebene sind nur kleine Schwerevariationen zu beobachten. Zwischen 56°S und 53°S kreuzt das Profil die Bouvet-Bruchzone, bei 49°S bis 46°S verläuft das Profil über 3 markante Seamounts (Zwazi, Zulu, Xhosa Seamount). Abb. 6.7 zeigt die sehr gute Übereinstimmung beider Datensätze. Alle Strukturen, die in der marinen Schwere zu finden

sind, zeichnen sich auch in den aus der Altimetrie abgeleiteten Schwereanomalien ab. Die marinen Schwerewerte zeigen bei markanten Strukturen aber eine größere Amplitude. Das wird besonders bei dem Schwerevergleich im Bereich der Seamounts deutlich. Der Glättungseffekt ist auf den Mittelungsprozess innerhalb der Rückstreufäche des Altimeters (siehe dazu auch Kap. 3.1.1) und auf einen Filter, der während des Berechnungsprozesses für die Ableitung der Schwereanomalien zur Unterdrückung des hochfrequenten Rauschens verwendet wird, zurückzuführen. Die cutoff-Frequenz des Tiefpassfilters wurde bei 33,5 km gewählt. Der mittlere Fehler zwischen den Anomalien im Profil 1 beträgt ± 11 mGal. Werden die Werte im Bereich der 3 Seamounts nicht in die Berechnung einbezogen, liegt der mittlere Fehler bei ± 8 mGal.

Profil 2 liegt in einem Bereich, der nahezu ganzjährig durch Meereis beeinflusst wird. Für die Altimeter-Schwerewerte kommen hier die im Kapitel 5.4 beschriebenen Verfahren zum Tragen. Einerseits ist der entwickelte Berechnungsansatz robust gegenüber Ausreißern, in Bereichen starker Gradientenwechsel führt das Verfahren aber zu Glättungseffekten (Abb. 6.8, bei ca. 75°S). Eine Optimierung hinsichtlich der Auflösung wäre nur durch eine Variation der Länge der Regressionsfunktion möglich. Testrechnungen zeigen jedoch, daß eine bessere Anpassung bei Gradientenwechsel mit einem erheblich vergrößerten Signal-/Rauschverhältnis in anderen Bereichen verbunden ist.

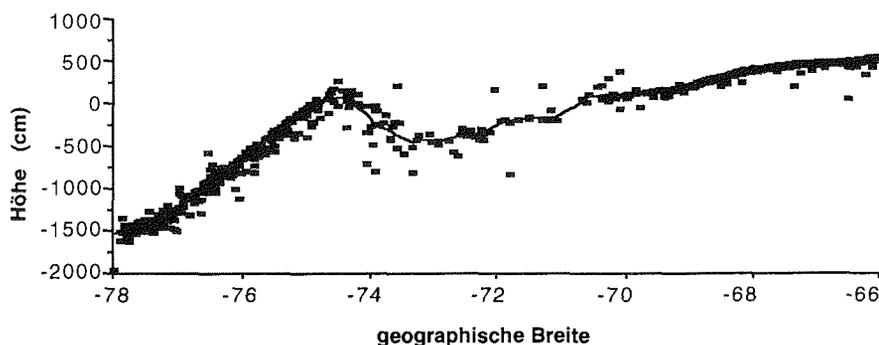


Abb. 6.8 Streuung der Punkte des ausgeglichenen Profils in Meereis-beeinflußten Gebieten. Zur Verdeutlichung ist das ausgeglichene mittlere Profil eingezeichnet.

Profil 2 (Abb. 6.9) verläuft hangparallel von 75°S/35°W bis 74°S/22°W und kreuzt dort den Kontinentalhang. Das Profil beginnt im Bereich der Schelfeiskante vor dem Ronne Ice Shelf bei 77°S/50°W.

Es führt in den Bereich, in dem im Weddellmeer die größten Schweregradienten zu beobachten sind (vergl. Kap. 7). Die Altimeter-Schwerewerte zeigen größere Differenzen zu den marinen Freiluftanomalien, als das im Profil 1 zu beobachten war. Teilweise sind Strukturen in dem Altimeter-Schwerefeld nicht oder nur andeutungsweise vorhanden, insbesondere in Abschnitten, in denen eine ganzjährig hohe Eiskonzentration vorhanden ist (vergl. Kap. 4.2). Der mittlere Fehler in diesem Profil beträgt ± 22 mGal, der Offset ist 17 mGal. Der mittlere Fehler ist für geophysikalische Modellierungen, z.B. von Krustenstrukturen, sehr groß. Problematisch ist insbesondere die, gegen marine Messungen, geringere Amplitude der Altimeter-Schwere.

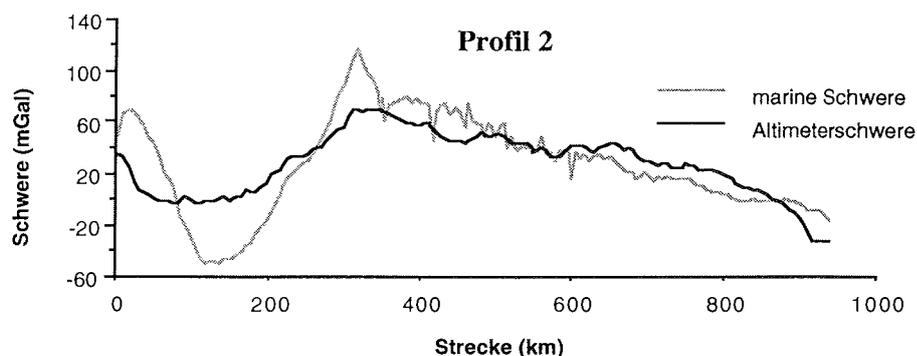


Abb. 6.9 Vergleich von Schwereanomalien aus Altimetrie und mariner Gravimetrie (Profil 2). Das Profil ist aus Darstellungsgründen streckenabhängig aufgetragen.

Da das Profil 2 südlich von 72°S verläuft, wird die Auflösung des Schwerefeldes auch durch den größeren Abstand der Subsatellitenbahnen beeinflusst. Um den mittleren Fehler der Schwereanomalien bei einer vergleichbaren Auflösung abzuschätzen, wurden die marinen Schweremessungen aus dem Weddellmeer, die in einer Arbeit von Meyer (1996) ausgewertet und analysiert wurden, in ein DRM interpoliert. Anschließend wurden die kürzeren Wellenlängen mit einem Tiefpassfilter (Gauß'scher Filter) unterdrückt. Für die Bestimmung der Filterparameter wurde das Profil 2 analysiert. Die größten Abweichungen zwischen den marinen und den Altimeter-Schwerewerten treten im Bereich 0 bis 400 km auf. Dieser Profilabschnitt (Abb. 6.10) liegt vor der Schelfeiskante und ist durch zahlreiche fehlende Messungen gekennzeichnet. Der maximale Abstand zwischen den originären Altimeterwerten beträgt ca. 150 km. Die Halbwertslänge des Filters wurde bei 240 km gewählt. Dadurch werden Wellenlängen kleiner 150 km stark unterdrückt.

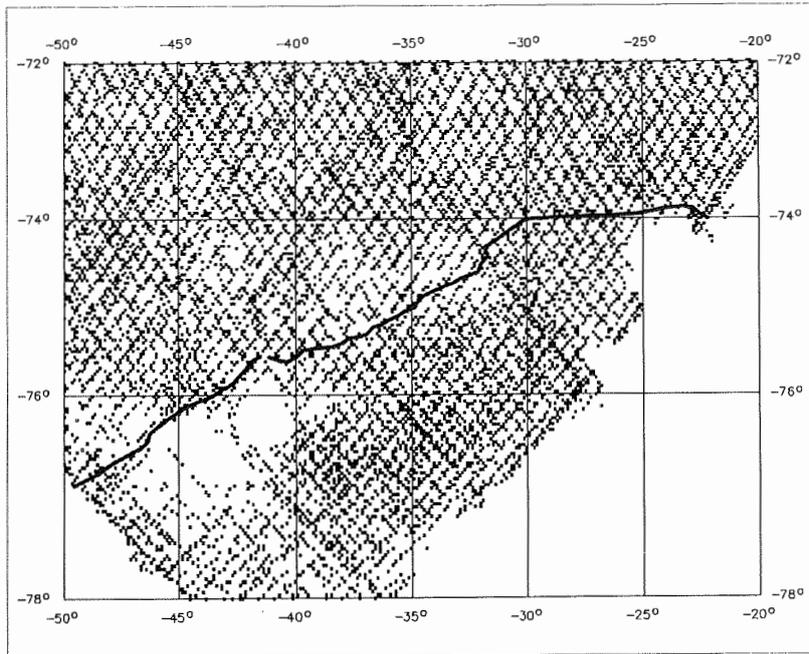


Abb. 6.10 Lage des Profils 2 (dicker Strich) und Verteilung der originären Altimetermessungen (Punkte)

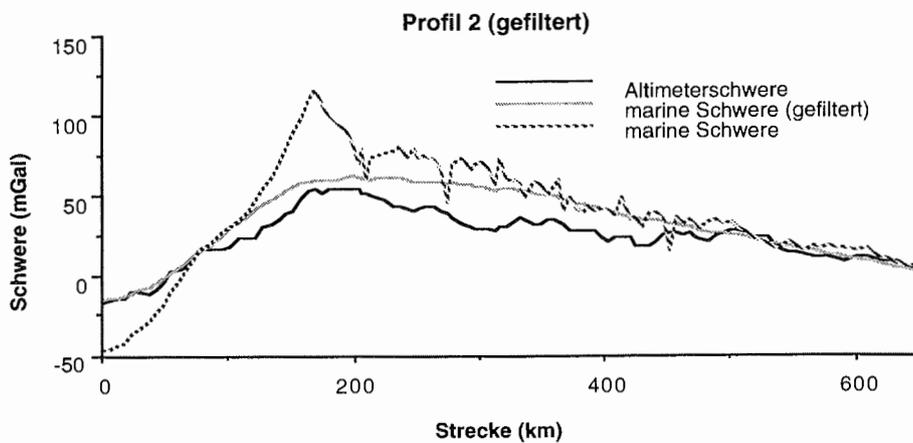


Abb. 6.11 Vergleich der Schweredaten aus Altimetrie und mariner Gravimetrie (Profil 2). Die marinen Schweredaten wurden entsprechend der Auflösung der Altimetrie gefiltert.

Das aus der Filteroperation resultierende Profil zeigt Abb. 6.11 (bedingt durch die Filterwirkung wurden die Ränder des DRM abgeschnitten, das Profil ist deshalb kürzer). Die Schwereanomalien

zeigen jetzt eine bessere Übereinstimmung. Nach der Beseitigung eines Offsets von 10 mGal liegt der mittlere Fehler des Profils bei $\pm 8,5$ mGal. Gleichzeitig wird damit festgestellt, daß die Auflösung des Schwerefeldes (für dieses Profil) überwiegend vom Abstand der Subsatellitenbahnen abhängig ist.

Die abgeleiteten Schwereanomalien können auch zu anderen veröffentlichten Schwereanomalienmodellen (z.B. *Sandwell*, 1992) verglichen werden. Die mittleren Fehler bei einem flächenhaften Vergleich, z.B. für das Gebiet von Abb 6.5, liegen bei ca. ± 11 mGal. Bei einem linienhaften Vergleich, z.B. entlang des Profiles 1 (Abb. 6.6 und 6.7), liegt der mittlere Fehler bei ± 7 mGal. Dabei kann aber nicht ermittelt werden, welches Modell die höhere Genauigkeit aufweist. Die marinen Schwereanomalien aus Profil 1 wurden genutzt, um die Genauigkeitsabschätzung zu verifizieren. Der mittlere Fehler zwischen den marinen Schwerewerten entlang des Profiles 1 und den von *Sandwell* (1992) berechneten Schwereanomalien liegt bei ± 13 mGal und ist damit vergleichbar zu der Genauigkeit der in dieser Arbeit berechneten Schwereanomalien (± 11 mGal). Der etwas größere mittlere Fehler kann damit erklärt werden, daß es sich bei dem von *Sandwell* (1992) vorgestellten Modell um ein globales Modell handelt und die Berechnungsalgorithmen nicht speziell für die Antarktis angepaßt wurden.

Eine qualitative Analyse der Genauigkeit der abgeleiteten Schwereanomalien gestattet der flächenhafte Vergleich mit russischen Schwereanomalien (*Grikurov et al.*, 1991). Es gibt keinen Hinweis über die Herkunft der Daten, die für die Kompilation der Schwerekarte verwendet wurden. Es liegt jedoch die Vermutung nahe, daß es sich hierbei überwiegend um fluggravimetrische Messungen handelt, die während der 70er und 80er Jahre gesammelt wurden (vergl. *Johnson et al.*, 1992). Abb. 6.12 zeigt eine Altimeter-Schwerekarte mit überlagerten Isolinien der russischen Anomalien. Beide Datensätze stimmen in den generellen Strukturen überein, Differenzen sind vor allem auf den größeren Abstand zwischen den fluggravimetrischen Linien zurückzuführen.

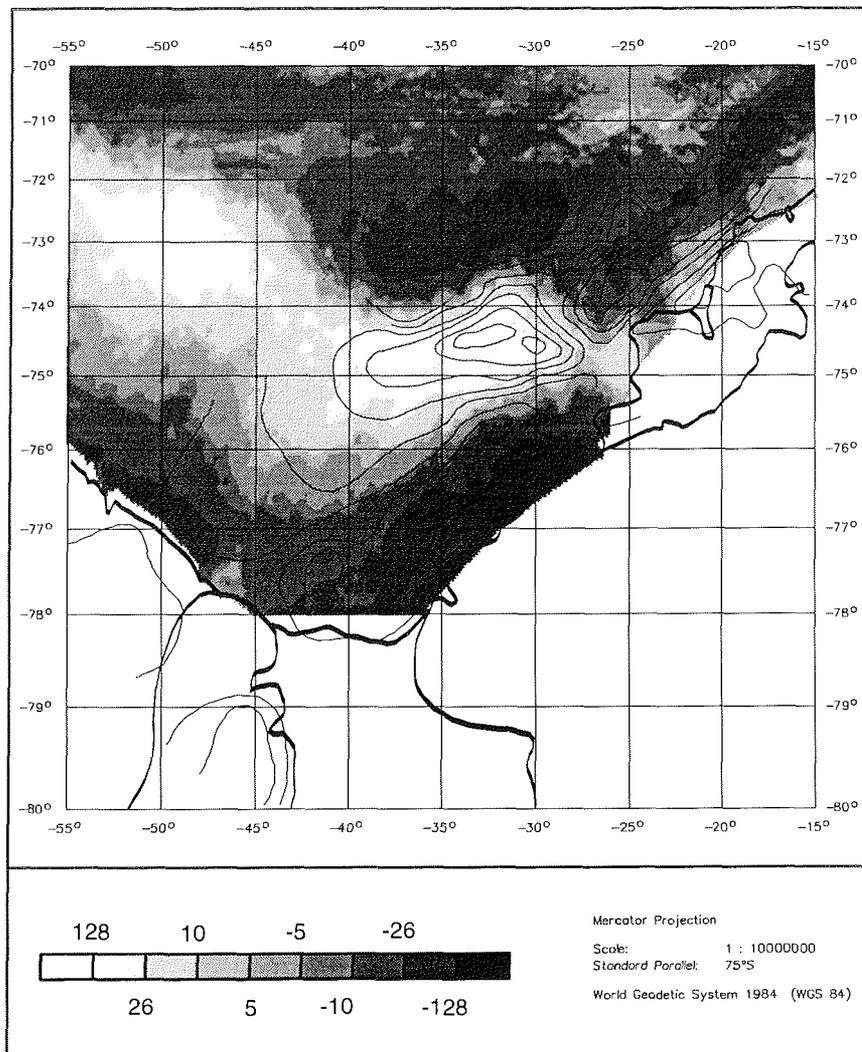


Abb. 6.12 Vergleich der Schwereanomalien aus Altimetrie (Grauwertdarstellung, Einheit mGal) mit Schwereanomalien aus russischen Fluggravimetrie-Daten (Isolinien) (Grikurov *et al.*, 1991). Es zeigt sich, daß die wesentlichen Strukturen des Schwerefeldes durch beide Auswertungen abgebildet werden. Die Auflösung von Satellitaltimetrie und Fluggravimetrie ist in etwa identisch.

7 Das Schwerefeld im Weddellmeer

7.1 Geographie und Bathymetrie des Weddellmeeres

Auf die Bedeutung des Weddellmeeres (Abb. 7.1) wurde bereits im Kapitel 1.4 eingegangen. Geographisch bildet es das südliche Ende des Atlantiks und beginnt bei ca. 60°S. Die westliche Begrenzung bildet die Antarktische Halbinsel bei ca. 60°W. Im Süden wird das Weddellmeer durch Filchner- und Ronne-Schelfeis begrenzt. Beide Schelfeise sind durch Berkner Island (ca. 78°S/45°W) getrennt. Im Südosten bilden Coats Land, im Osten Queen Maud Land, mit den vorgelagerten Brunt und Riiser-Larsen Ice Shelf, die Begrenzung, im Osten reicht das Weddellmeer bis zum 0°-Meridian.

Wesentliche Arbeiten zur Bathymetrie dieses Gebietes wurden in den letzten Jahren geleistet (*Hinze*, 1991). Durch eine Kompilation aller weltweit verfügbaren Tiefenlotungen und die Aufbereitung aller am AWI vorhandenen Fächersonarmessungen konnte eine verbesserte Bathymetrie im Bereich südlich 66°S abgeleitet werden (AWI Bathymetric Chart of the Weddell Sea, AWI-BCWS, in Vorbereitung). Durch die unterschiedliche Qualität der Einzelmessungen (Tiefenmeßgenauigkeit, Navigationsgenauigkeit) wurde eine umfangreiche Validierung der eingehenden Tiefen notwendig. Für diese Arbeiten wurden die hier vorgestellten Altimeter-Schwerewerte genutzt, da durch die Korrelation zwischen Bathymetrie und Schwere auf einfachem Wege Vergleiche möglich sind (*Hinze et al.*, 1993).

Im Bereich des Larsen Schelfeises ist der Kontinentalhang durch einen schmalen Schelf und einen steilen Übergang Schelf/Tiefsee gekennzeichnet. Die Isobathen sind nur durch wenige Tiefenmessungen, meistens Einzelpunktmessungen, gestützt, die Bathymetrie kann jedoch in den generellen Strukturen als gesichert gelten. *Ghidella und LaBrecque* (1990) leiteten die Bathymetrie unter Verwendung von Übertragungsfunktionen (z.B. *Schöne und Schenke*, 1994) aus Schweremessungen ab und kommen zu vergleichbaren Ergebnissen der Lage des Kontinentalhanges.

Vor dem Ronne Schelfeis erstreckt sich der Schelf mit 450 km deutlich weiter, als vor der Antarktischen Halbinsel. Die einzige markante Struktur im Schelfbereich ist die General Belgrano Bank (73°S/50°W), mit, gegenüber der Umgebung, nur wenigen Metern relativer Höhe. Sie kann, durch die geringe Anzahl von Tiefenmessungen, in ihren Ausdehnungen aber nicht als gesichert angenommen werden.

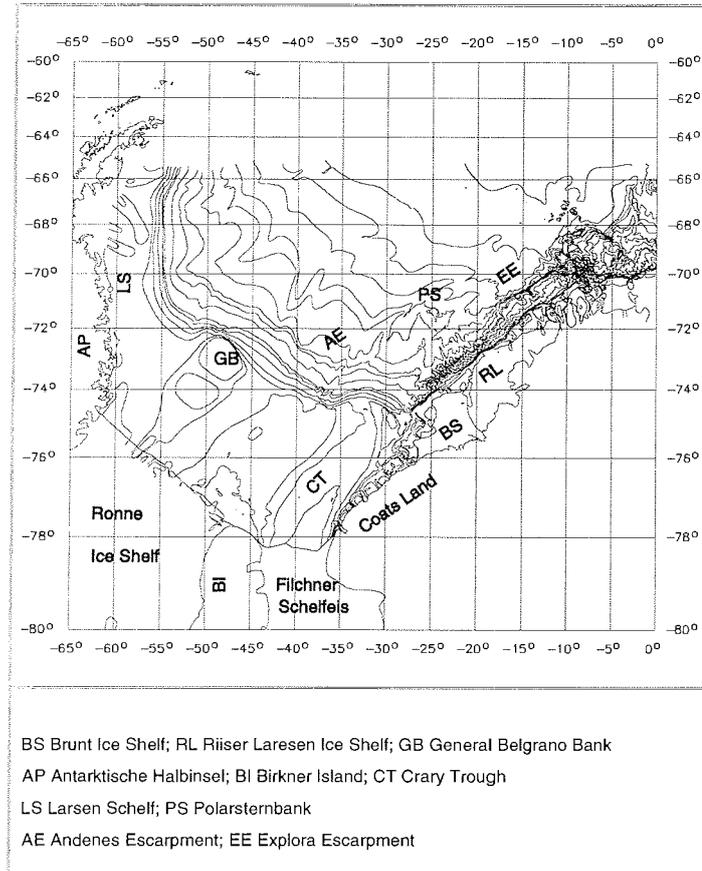


Abb. 7.1 Ausgewählte Isobathen im Bereich des Weddellmeeres (AWI-BCWS)

Östlich von Berkner Island, vor dem Filchner-Schelfeis und Coats Land befindet sich der Crary Trough, eine langgestreckte Senke mit Tiefen von über 1000 m. Eine ausführliche Beschreibung dieses Gebietes geben *Fütterer und Melles* (1990). Die Vertiefung geht im Bereich des Kontinentalhanges in den Crary Fan über (*Moons et al.*, 1992). Der Crary Fan und die ihm vorgelagerten Bereiche sind durch starke Sedimentablagerungen gekennzeichnet (*ibid*).

Markante Einschnitte entlang der Küste von Coats Land verlaufen radial zur Küstenlinie und sind auf eine glaziale Überprägung durch Gletscher und ausfließende Inlandeis zurückzuführen. Im Bereich vor Brunt und Riiser-Larsen Ice Shelf verläuft der Kontinentalhang parallel zur Küste und weist eine starke Strukturierung auf. Ab ca. 19°W geht dieser in das Explora Escarpment über. Dieses Gebiet war

Gegenstand zahlreicher Untersuchungen (z.B. *Kaul*, 1991; *Herzfeld und Brodscholl*, 1994).

Im Bereich der Tiefsee des zentralen Weddellmeeres sind nur wenige markante Strukturen zu finden. Zu nennen ist hier die Polarsternbank ($71^{\circ}30'S/25^{\circ}W$), eine Erhebung mit einer relativen Höhe von 400 m. Sie ist Teil einer Seamountkette, die, ausgehend von der Polarsternbank, senkrecht auf den Kontinentalhang verläuft (*Miller*, 1994). Weitere Erhebungen sind erst wieder östlich von $10^{\circ}W$ zu finden.

Das Andenes Escarpment, das nach *Kristoffersen und Haugland* (1986) ein Stufe im Basement darstellt, zeichnet sich in der Bathymetrie nicht ab. Einzelne bathymetrische Profile, die in diesem Gebiet vorhanden sind, zeigen nur begrenzte Tiefenvariationen in der Größenordnung von 20 m. Diese sind überwiegend auf bodennahe Strömungsprozesse zurückzuführen, wie sie im Bereich eines Kontinentalhanges zu erwarten sind. Darauf deutet auch eine Strömungsrinne hin, die sich bei $73^{\circ}30'S/32^{\circ}W$ beginnend, bis in den Bereich der Polarsternbank eindeutig identifizieren läßt.

Während die Isobathen des Kontinentalhanges im Bereich vor dem Riiser-Larsen Ice Shelf eine starke Strukturierung durch Erosionsprozesse anzeigen, verlaufen sie im südlichen und westlichen Teil des Weddellmeeres sehr glatt. Neue Expeditionen in diese Regionen zeigen aber, daß die Bathymetrie auch in diesem Bereich ähnlich strukturiert ist (*Niederjasper*, 1995, pers. Mitteilung).

Im Gebiet nördlich $66^{\circ}S$, das nicht mehr durch das AWI-BCWS abgedeckt ist, liegen keine neueren bathymetrischen Karten vor. Vergleiche der am AWI existierenden Tiefenmessungen mit Isobathen der GEBCO (*Canadian Hydrographic Service*, 1982) zeigen aber erhebliche Differenzen. Deutliches Beispiel ist der Bereich, der durch seine Struktur im Schwerefeld als Fischgrätenmuster (herring bone pattern; *Sandwell*, 1992) bezeichnet wird. Dieses Muster ist an bathymetrische Strukturen gebunden, die sich bis zu 1000 m aus ihrer Umgebung heben. Die Isobathen der GEBCO zeigen in diesem Bereich keine vergleichbaren Variationen. Wegen der geringen Überdeckung mit Tiefenmessungen kann der genaue Verlauf nicht festgestellt werden. Wahrscheinlich ist aber, daß es sich hierbei um Bruchzonen handelt, die eng mit den Schwereanomalien assoziiert sind. Während der Polarsternfahrt ANT-XI/3 wurde ein Tiefenprofil (Profil 3, Abb. 6.6) in diesem Bereich aufgenommen ($64^{\circ}S$

31°W → 62°S/17°W) (Abb. 7.2), das die hohe Korrelation zu den Schwereanomalien zeigt.

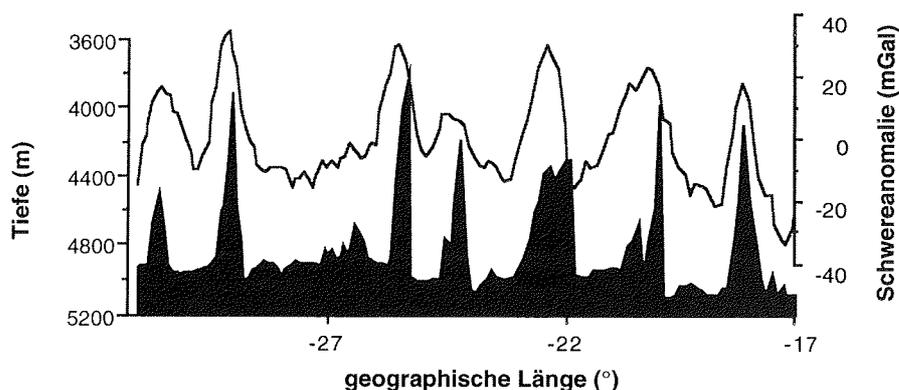


Abb. 7.2 Tiefenprofil im Bereich des Fischgrätenmusters. Zum Vergleich sind die Altimeter-Schwereanomalien angegeben.

Bemerkenswert ist die Asymetrie der Bathymetrie und der Schwereanomalien im Bereich zwischen 26°W und 20°W. Da in diesem Bereich keine seismischen Profile vorliegen, die Tiefenprofile aber ebenfalls nur einen schmalen Streifen überdecken, kann nicht entschieden werden, ob es sich hierbei um eine tektonisch bedingte Asymetrie oder um einen topographischen Effekt handelt.

7.2 Meeresoberflächentopographie und Geoid im Weddellmeer

Im Ergebnis der im Kap. 5 vorgestellten Modellierungen liegen widerspruchsfreie Altimeterprofile vor. Diese Höhenwerte können für die Berechnung der mittleren Meeresoberfläche und, z.B. durch Abzug eines Referenzgeoids, der Meeresoberflächentopographie genutzt werden.

Für die notwendigen Modellberechnungen der SSH wird das in der Arbeitsgruppe Bathymetrie des AWI entwickelte Programm FAST-GRID (*Monk*, pers. Mitteilung) genutzt. Aus dem berechneten DRM können zur Darstellung Isolinien abgeleitet werden (Abb. 5.10).

Für den Vergleich der SSH wird ein Kugelfunktionsmodell (OSU91A) mit Grad und Ordnung 360 (*Rapp et al.*, 1991) herangezogen. Das OSU91A (Abb. 7.3) ist das derzeit beste verfügbare Schwerefeldmodell für den Bereich der Antarktis. Zur Berechnung der Poten-

tialkoeffizienten wurden z.B. auch GEOSAT-Altimetermessungen südlich von 64°S einbezogen (ibid).

Durch den mathematischen Ansatz zur Berechnung der Koeffizienten des Kugelfunktionsmodelles können nur Strukturen bis zu der Wellenlänge aufgelöst werden, bis zu deren Abstand Stützwerte zur Berechnung genutzt wurden. Bei einem Modell von Grad und Ordnung 360 können Strukturen mit einer Wellenlänge kleiner

$$\frac{360^\circ}{(\text{Modell-Grad})} = \frac{360^\circ}{(360)} = 1^\circ \cong 111 \text{ km} \quad /7.11/$$

nicht aufgelöst werden. Bei einem Vergleich der Modellwerte und Altimeter-Schwerewerten ist zu beachten, daß in der SSH, die aus Altimetermessungen mit einem originären Punktabstand von ca. 6,7 km abgeleitet wurde, auch höherfrequente Anteile des Schwerefeldes, d.h. Strukturen mit Wellenlängen kleiner 1°, aufgelöst werden (Kap. 3.5).

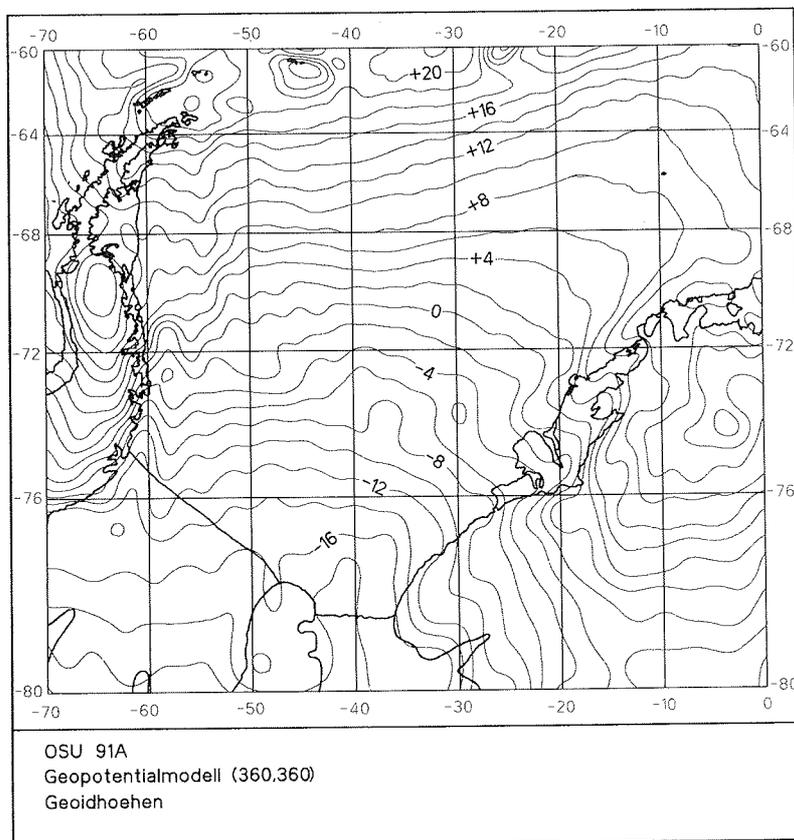


Abb. 7.3 Schwerefeldmodell OSU91A, Geoidhöhen, Isolinienabstand 2 m (Rapp et al., 1991)

Für die Berechnung der SST aus Altimetermessungen existieren verschiedene Verfahren. In den meisten Fällen werden Kugelfunktionsentwicklungen durchgeführt. Dabei werden sowohl die Koeffizienten des Schwerfeldmodelles als auch der SST analytisch in einem gemeinsamen Ausgleichungsprozeß bestimmt (z.B. *Denker und Rapp*, 1990; *Bode et al.*, 1993) oder durch numerische Integrationsmethoden (z.B. *Tapley et al.*, 1988) abgeleitet. Für das OSU91A existiert eine Kugelfunktionsentwicklung der SST bis Grad und Ordnung 15. Vergleiche zeigen die gute Übereinstimmung der Modell-SST mit den ozeanographischen Höhen der dynamischen Topographie (vergl. Kap. 3.4.5, Abb. 3.9). Dabei ist zu beachten, daß die Auflösung des Modells nur 24° beträgt (Gl. 7.1).

Um die SSH mit dem OSU91A vergleichen zu können, wurde für jeden DRM-Rasterpunkt der SSH ein entsprechender Wert aus dem Kugelfunktionsmodell berechnet. Unter der Voraussetzung, daß das Referenz-Geoid ausreichend genau ist und keine Modellfehler aufweist, entspricht die Differenz beider Modelle der SST. Isolinien aus dem resultierenden Modell zeigt Abb. 7.4.

Im nördlichen Bereich (60°S bis 71°S) zeigt das Modell Differenzen, wie sie für die SST in diesem Bereich zu erwarten sind ($-1,5$ m bei $60^\circ\text{S}/40^\circ\text{W}$). Südlich von 71°S wird die Differenz positiv und erreicht bei $76^\circ\text{S}/40^\circ\text{W}$ Werte von $+8$ m. Im Bereich der Schelfeiskante werden dann wieder Werte um 0 m erreicht. Die Differenzen liegen hier deutlich über den zu erwartenden Werten und können nicht durch nichtmodellerte Effekte der stationären SST erklärt werden. Ozeanographische Modelle (z.B. *Levitus*, 1982) und geodätische Ableitungen der SST (z.B. *Rapp et al.*, 1991; *Bode et al.*, 1993) zeigen für die SST im zentralen Weddellmeer übereinstimmend Größenordnungen von ca. $-1,8$ m.

Die Abweichungen sind damit mit großer Wahrscheinlichkeit Fehler im existierenden Geoidmodell. Auch die Möglichkeit der Beeinflussung der SSH durch die permanente Eisbedeckung muß in Erwägung gezogen werden. Das Meereis kann als konstanter Offset existieren und würde, bei einer entsprechenden Reduktion, zu einer Verringerung der Differenz zwischen beiden Modellen führen. Da der Einfluß von Meereis auf die Höhenmessung mit Altimetern experimentell nicht abgesichert ist, soll eine Maximalabschätzung eines möglicherweise induzierten Fehlers vorgenommen werden. Unter Zugrundelegung der in Kap. 3.3.3 angeführten mittleren Schneeauflagen von 16 cm für einjähriges Eis und 53 cm für zweijähriges Eis (*Eicken et al.*, 1994) und unter der Annahme, daß der

Übergang zwischen Schneeauflage und Meereis ein ausreichend guter Reflektor für das Radarsignal ist, kann die Reduktion maximal der Höhe der Schneeauflage entsprechen. Somit ist ein Fehler in dieser Größenordnung nicht durch eisinduzierte Effekte zu erklären.

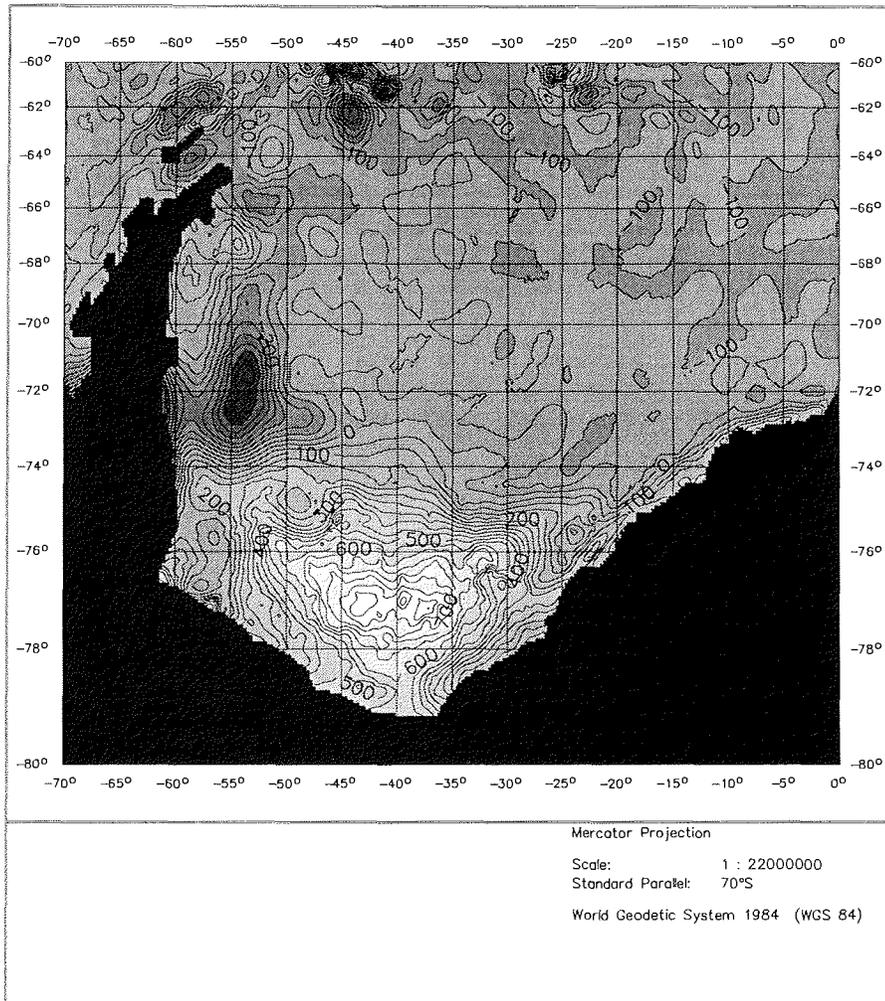


Abb. 7.4 Differenz zwischen der Meeresoberfläche und einem Geoidmodell im Bereich des Weddellmeeres (Einheit cm). Die Höhe der Meeresoberfläche wurde durch eine gemeinsame Auswertung der Messungen des ERS-1 und GEOSAT abgeleitet. Als Referenzfläche wurde das OSU91A (Rapp et al., 1991) gewählt.

Auch die Analyse von Altimeterprofilen, die im Südsommer erfasst wurden (vergl. Abb. 6.7), weisen Differenzen von bis zu 8 m zum Geoid auf. Da die analysierten Profile in geographischen Bereichen

liegen, die im Sommer durch eine sehr geringe Meereisbedeckung gekennzeichnet sind, geben sie keinen Hinweis auf eisinduzierte Höhenfehler.

Eine Erklärung für die Differenzen ist möglicherweise in der Verteilung der Daten zu finden, die als originäre Schwere- oder Höhenwerte in die Berechnungen des OSU91A eingegangen sind. Im Bereich des zentralen und südlichen Weddellmeeres und im Bereich der umliegenden Landmassen liegen nur eine geringe Anzahl von Schwerewerten und/oder Geoidhöhen vor (*Sjöberg und Fan, 1993*). Die Verteilungskarten der Stützpunktwerte, die in die Berechnung des OSU91A eingegangen sind, zeigt, daß im gesamten zentralen und südlichen Weddellmeer keine verwertbaren Schwerewerte oder Geoidhöhen vorliegen (*Rapp et al., 1991*).

Zusätzlich wird die Vermutung durch den Vergleich mit Kugelfunktionsmodellen von geringerem Grad und Ordnung (GPM-2, *Wenzel, 1985*; GRIM4-S3, *Bode et al., 1993*) gestützt. Während Strukturen, z.B. im Landbereich und nördlich 64°S , durch die höhere Überdeckung mit Stützwerten bei der Ableitung des OSU91A besser aufgelöst werden als durch die anderen Modelle, sind die Geoidhöhen aus allen Modellen im Bereich des Weddellmeeres nahezu identisch. Dieser Effekt wird durch die Interpolation von Schwereanomalien in lückenhaft abgedeckten Gebieten hervorgerufen.

7.2 Schwereanomalien im Weddellmeer

Schwerfeldmodelle, die speziell das Gebiet der Antarktis abdecken, wurden bisher u.a. von *Sandwell (1992)* und *McAdoo und Marks (1992)* vorgestellt. Gegenüber den bisher veröffentlichten Modellen, die durch die Verwendung von Messungen des Satelliten GEOSAT auf den Bereich bis 72°S begrenzt sind, konnte ein wesentlich verbessertes Modell in den Bereichen berechnet werden, die unter permanenter Meereisbedeckung liegen. Nördlich 72°S ist das insbesondere der Bereich östlich der Antarktischen Halbinsel. Für den Bereich südlich 72°S werden mit dieser Arbeit erstmals aus Altimetrie abgeleitete Schwereanomalien vorgestellt.

Die Schwereanomalien (Abb. 7.5) sollen im folgenden skizziert werden.

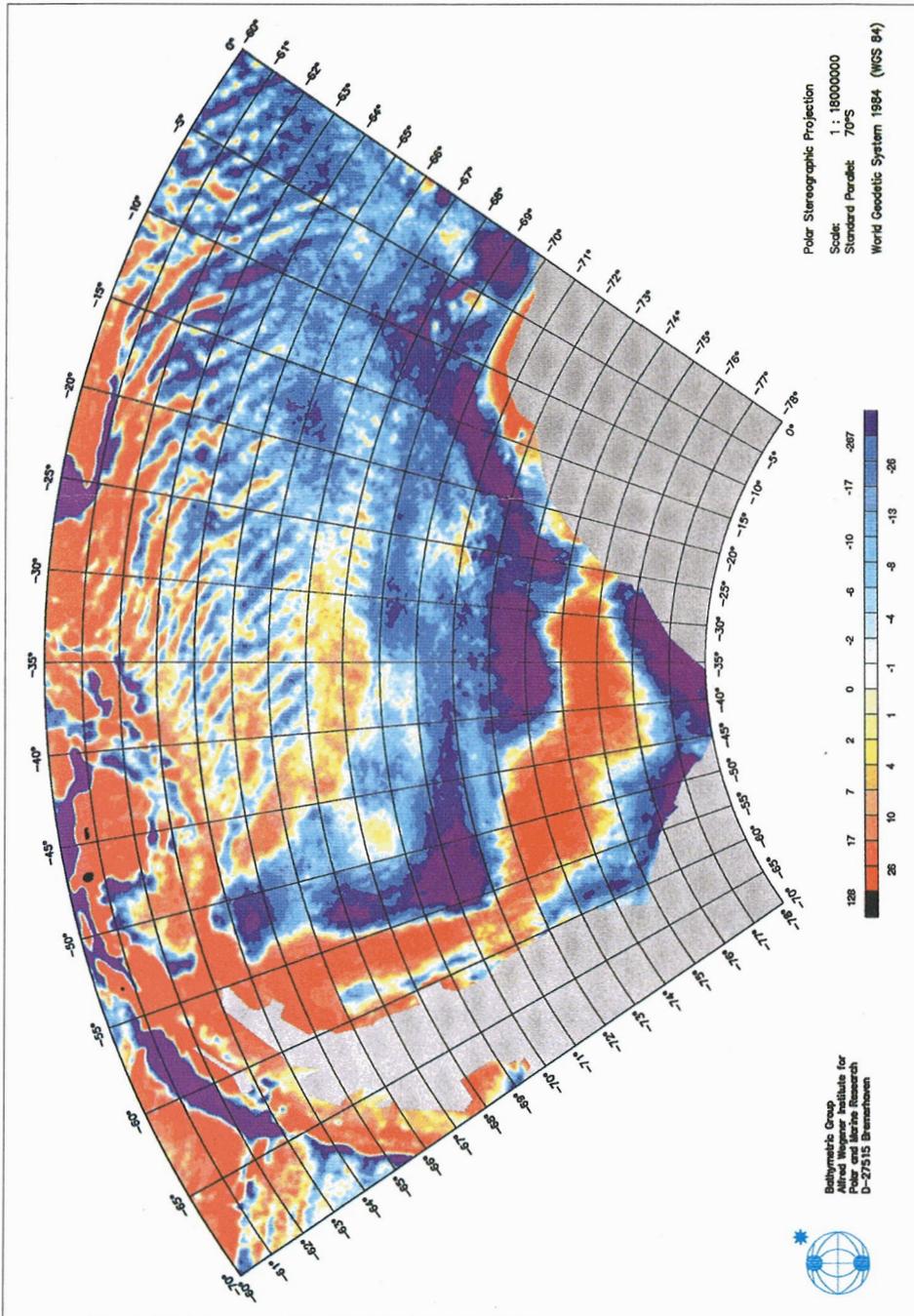


Abb 7.5 Schwereanomalien im Weddellmeer (Einheit mGal)

Im Bereich östlich der Antarktischen Halbinsel vor dem Larsen Schelf zeigt sich eine relativ schmale N-S streichende Anomalie. Diese wird schon bei *Bell et al.* (1990) aus aerogravimetrischen Messungen beschrieben, kann aber jetzt erstmalig kontinuierlich entlang des gesamten Larsen Schelf lokalisiert werden. Die Anomalie hat eine Amplitude von etwa 80 mGal, Minimum und Maximum liegen ca. 110 km voneinander entfernt. Das Maximum der Anomalie stimmt gut mit der 600 m Isobathe (*AWI-BCWS*, in Vorbereitung) überein. Bei ca. $71^{\circ}\text{S}/57^{\circ}\text{W}$ ändert die Anomalie ihre Streichrichtung und verläuft weiter parallel zum Übergang Schelf/Tiefsee vor dem Ronne-Schelfeis in südöstliche Richtung. Hier liegen die Minima und Maxima der Anomalie teilweise bis zu 240 km voneinander entfernt, was mit dem wesentlich langsameren Übergang Schelf/Tiefsee erklärt werden kann. Das Maximum der Anomalie fällt auch hier mit der 600 m Isobathe zusammen. Im Bereich vor dem Schelfeis werden Anomalien mit einem Maximum von 40 mGal erreicht, im Bereich der Schelfeiskante liegen die Anomalien bei -30 mGal.

Bemerkenswert ist eine positive Anomalie, die bei $71^{\circ}\text{S}/57^{\circ}\text{W}$ beginnt und bei $71^{\circ}\text{S}/60^{\circ}\text{W}$ westwärts gegen die Antarktische Halbinsel ausläuft (Jokat et al, im Druck). Sie stellt die einzige sichtbare Schwereanomalie innerhalb des Ronne-/Larsen Schelfes dar, die nicht mit dem Übergang Schelf/Tiefsee oder anderen bathymetrischen Variationen assoziiert ist. Die Anomalie stimmt in diesem Bereich gut mit der Orion Anomalie, einer positiven magnetischen Anomalie, überein (*Johnson et al.*, 1992). Weiter östlich verläuft die Orion Anomalie aber dann nördlicher als die Schwereanomalie und besitzt hier offensichtlich keine Verbindung zu dieser.

Bei $74^{\circ}30'\text{S}/42^{\circ}\text{W}$ ändert die Schwereanomalie ihre Streichrichtung und verläuft nun, im Bereich vor dem Filchner Schelfeis, direkt in ONO Richtung. Bei $74^{\circ}30'\text{S}/28^{\circ}\text{W}$ verengt sich diese Anomalie auf wenige Kilometer und läuft bei ca. $75^{\circ}\text{S}/25^{\circ}\text{W}$ gegen die östliche Antarktis. Im Bereich vor dem Filchner Schelfeis und Coats Land sind negative Anomalien mit Werten bis zu -40 mGal zu verzeichnen. Im östlichen Teil wird diese negative Anomalie durch eine positive Anomalie vor Berkner Island begrenzt. Diese Anomalie verläuft von $79^{\circ}30'\text{S}/47^{\circ}\text{W}$ mit Werten von -8 mGal, verflacht in nordöstliche Richtung zunehmend, und geht in die oben beschriebene positive Anomalie vor dem Filchner Schelf über. Diese Anomalie trennt beide Schelfbereiche deutlich voneinander.

Nördlich des Filchner-Ronne Schelfes ist keine weitere prominente Anomalie erkennbar. Das Andenes Escarpment, als mögliche Kontinent/Ozeangrenze (COB), wie es von *Kristoffersen und Haugland* (1986) beschrieben wird, ist durch eine begrenzte negative Anomalie (ca. -40 mGal) gekennzeichnet. Im Süden und Westen wird das Andenes Escarpment durch positive Anomalien im Bereich des Überganges Schelf/Tiefsee begrenzt. Im östlichen Bereich bildet sich die Begrenzung aus einer positiveren Anomalie, die sich von ca. 74°S/30°W bis zur Polarsternbank verfolgen läßt. Diese Anomalie trennt Andenes Escarpment und Explora Escarpment voneinander. Insbesondere diese Trennung macht eine COB, als Verbindung zwischen Explora Escarpment und Andenes Escarpment unwahrscheinlich (*Jokat et al.*, im Druck). Die Polarsternbank ist im Altimeter-Schwerefeld in ihrer Ausprägung weitaus geringer, als in Messungen der marinen Schwere. Durch ihre Lage im Bereich des Umkehrpunktes der Satellitenbahnen des GEOSAT sind Schwereanomalien nur mit großen Unsicherheiten zu berechnen. Weder der Bahnabstand des ERS-1 im Weddellmeer noch die Qualität der Altimetermessungen erlauben die Auflösung kleinerer Strukturen (Kap. 6.5). Das Explora Escarpment zeichnet sich durch einen großen Schweregradienten aus. Die Anomalie fällt mit dem Anstieg der Bathymetrie von -4000 m auf ca. -2000 m zusammen. Vorgelagert ist eine Beckenstruktur mit negativen Anomalien. Der Wegener Canyon (*Fütterer et al.*, 1990), ein markanter Einschnitt im Explora Escarpment, ist ebenfalls in den Schwereanomalien sichtbar.

Bemerkenswert ist eine positive Anomalie, die sich auf der Breite von 71°30'S zwischen 55°W und ca. 35°W entlang zieht. Sie stimmt in diesem Bereich gut mit der Orion Anomalie überein. Da die Anomalie sowohl in der Berechnung mit ERS-1 Messungen als auch in einer Berechnung mit GEOSAT Messungen enthalten ist, kann ein mathematischer Effekt, hervorgerufen durch den südlichen Umkehrpunkt der Satellitenbahn des GEOSAT hier ausgeschlossen werden. Offen bleiben muß, ob es sich um ein eisinduziertes Signal handelt. Für eine Kontinent/Ozeangrenze ist diese Anomalie aber zu schwach ausgeprägt.

Die "Fischgräten"-Anomalien nördlich 67°S wurden von verschiedenen Autoren diskutiert (*Sandwell*, 1992; *Livermore und Woollett*, 1993). Hier handelt es sich um NW-SO streichende lineare Schwereanomalien, die wahrscheinlich durch Bruchzonen hervorgerufen werden. Die Anomalien beschreiben die frühe Öffnungsgeschichte des Weddellmeeres, mit dem Auseinanderdriften der Antarktis und Südamerika. Südlich 67°S ändern die Anomalien ihre Richtung und

streichen nun NO-SW. Diese Richtungsänderung ist auf eine Änderung der Öffnungsrichtung zurückzuführen. Die Anomalien enden abrupt bei 69°S. Südlich dieser Linie finden sich kaum noch Variationen im Schwerfeld.

8 Ausblick

Mit der vorliegenden Arbeit wird erstmals ein geschlossenes Modell von Schwereanomalien im Bereich des südlichen Atlantiks vorgestellt. Diese können, in Verbindung mit marinen Schweredaten und weiteren geophysikalischen Datensätzen, wie Magnetik und Seismik, zur Modellierung der Tektonik und damit zum Verständnis der Öffnungsgeschichte Gondwanas, zwischen der Antarktis, Südafrika und Südamerika, dienen.

Die im Rahmen dieser Arbeit berechneten Altimeter-Schwereanomalien sind das erste vorgestellte Modell für den Bereich des südlichen und westlichen Weddellmeeres. Bisherige Untersuchungen anderer Autoren haben diesen Bereich wegen der schlechten Meßwertqualität ausgespart. Die neuen Untersuchungen haben gezeigt, daß Altimetermessungen, mit verbesserten und neuen Modellansätzen, auch in Gebieten mit permanenter Meereisbedeckung auswertbar sind. Die neu entwickelten Modellansätze benötigen für die Ableitung der SSH Wiederholungsprofile. Nur durch die mehrmalige Messung von Altimeterprofilen können die notwendigen überschüssigen Messungen für Ausreißeranalysen gewonnen und das Rauschen minimiert werden.

Durch die Folgemission des ERS-2 ist eine weitere Verbesserung der Genauigkeit durch die größer werdende Anzahl von Messungen zu erwarten. Zum jetzigen Zeitpunkt gibt es aber noch keine Informationen, auf welchen Wiederholorbits der Satellit fliegen wird. Für die Bedingungen der Antarktis sind aber ähnliche Szenarien wie beim Flug des ERS-1 anzustreben. Von großem Wert für die Schwerefeldbestimmung wäre eine Wiederholung des 168-Tage Orbits, um durch ein dichteres Profilnetz in Polargebieten, eine Verbesserung der Schwerefeld-Auflösung auch radial zur Richtung der Satellitenbahn zu erreichen. Dazu sind aber mehrere Umläufe notwendig, damit ausreichend Messungen für Ausreißeranalysen vorliegen.

Bei dem ERS-1 wurde erstmals ein spezieller "ice mode" zur verbesserten Meßwarterfassung über Land- und Eisflächen realisiert. Die Umschaltung erfolgte nur während einzelner Phasen, überwiegend wurde das Altimeter aber im "ocean mode" betrieben. Für Folgemissionen ist es notwendig, diese Umschaltung direkt während des Fluges in Abhängigkeit von der aufgezeichneten Datenqualität vorzunehmen.

Eine weitere Genauigkeitssteigerung der hier vorgestellten Ergebnisse ist von einem Retracking der Rückkehrsignale, wie es über Schelfeisen angewendet wurde (*Heidland, 1994*), zu erwarten. Entsprechende Algorithmen werden von verschiedenen Arbeitsgruppen weltweit entwickelt. Durch das Retracking kann insbesondere das hohe Rauschen der Messungen reduziert werden. Damit können die notwendigen Regressionslängen innerhalb der Ausgleichungsprozeduren verkürzt und die kurzwelligen Anomalien besser aufgelöst werden. Altimeter-Schwerewerte sind dann auch in eisbedeckten Gebieten mit marinen Schweredaten vergleichbar und stellen einen wichtigen Datensatz für geophysikalische Modellierungen dar.

Nachfolgemissionen, wie die POEM oder GEOSAT follow on (Kap. 1.2) werden verbesserte Radaraltimeter, z.B. mit zwei unterschiedlichen Frequenzen, und verbesserte Bahnbestimmungssysteme nutzen. Dadurch werden Hauptfehlerkomponenten, wie der Einfluß der Atmosphäre und die Bahnfehler, weiter reduziert. Im Ergebnis dieser Verbesserungen können z.B. Änderungen des mittleren Meeresspiegels und Änderungen der Form und Größe polarer Eisschilde direkt abgeleitet werden. Diese Messungen werden einen wichtigen Beitrag zum Umweltmonitoring leisten. Aus ihnen können wichtige Erkenntnisse über die aktuelle Klimaentwicklung gewonnen werden.

Literaturverzeichnis

Verwendete Abkürzungen: JGR: Journal of Geophysical Research
GRL: Geophysical Research Letters

- Andersen, O.B. (1993): ERS-1 altimetry on the Greenland ice sheet - preliminary investigations of annual variations, Euroconference on Satellite Altimetry, Arona, Italy, 14.-16. Sept. 1993
- Arabelos, D., C.C.Tscherning (1988): Gravity Field Mapping From Satellite Altimetry, Sea-Gravimetry and Bathymetry in the Eastern Mediterranean, *Geophysical Journal*, Vol. 92, 95-206
- Arent, N. (1993): Ein quasi-geostrophisches Strömungsmodell zur Auswertung von Satelliten-Altimeterdaten, *Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C*, Nr. 402
- AVISO (1992): AVISO CD ROM User Manual: Merged TOPEX/Poseidon Products, AVI-NT-02-100-CN, Edition 2.1
- Bell, R.E., J.M.Brozema, W.F.Haxby, J.L.LaBrecque (1990): Continental Margins of the Western Weddell Sea: Insights From Airborne Gravity and GEOSAT-Derived Gravity, *Antarctic Research Series*, Vol. 50, 91-102
- Berbert, J.H., D.V.Carney (1979): Intercomparison of GEOS-3 Tracking Systems, *JGR* 84, No. B8, 3933-3943
- Bode, A., Z.Chen, Ch.Reigber, P.Schwintzer (1993): Simultane globale Schwerefeld- und Meerestopographiebestimmung mit GEOSAT-Altimeterdaten, Abschlußbericht an die DFG, Forschungsvorhaben Re 536/3-1 (GRAVTOP), GFZ Potsdam
- Bodenseewerk (1985): Marine/Air Gravity Meter System KSS 31, Operating Manual, Meersburg, October 1985
- Brenner, A.C., C.J.Koblinsky, H.J.Zwally (1993): Postprocessing of Satellite Altimetry Return Signals for Improved Sea Surface Topography Accuracy, *JGR* 98, No. C1, 933-944
- Brooks, R.L., W.J.Campbell, R.O.Ramseier, H.R.Stanley, H.J.Zwally (1978): Ice sheet topography by satellite altimetry, *Nature*, Vol. 274, 10. August 1978
- Brown, G.S. (1977): The Average Impulse Response of a Rough Surface and Its Applications, *IEEE J.Oceanic Eng.*, OE-2, Vol. 1, 67-74
- Canadian Hydrographic Service (1982): General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), 5th Edition, Ottawa, Ontario, Canada
- Cartwright, D.E., A.C.Edden (1973): Corrected tables of tidal harmonics, *Geophys.J.R.astr.Soc.*, Vol. 33, 253-264

- Cartwright,D.E., R.D.Ray (1990): Oceanic Tides From Geosat Altimetry, JGR 95, No. C3, 3069-3090
- Cartwright,D.E., R.J.Taylor (1971): New Computations of the Tide-generating Potential, Geophys. J.R.Astr.Soc., Vol. 23, 45-74
- Cheney,R.E., B.C.Douglas, D.T.Sandwell, J.G.Marsh, T.V.Martin, J.J. McCarthy (1984): Applications of Satellite Altimetry to Oceanography and Geophysics, Marine Geophysical Researches, Vol. 7, 17-32
- Cheney,R.E., B.C.Douglas, R.W.Agreen, L.Miller, D.L.Porter, N.S.Doyle, (1987): Geosat Altimeter Geophysical Data Record User Handbook, NOAA Technical Memorandum NOS NGS-46
- Cheney,R.E., N.S.Doyle, B.C.Douglas, R.C.Agreen, L.Miller, E.L. Timmermann, D.C.McAdoo (1991): The Complete Geosat Altimeter GDR Handbook, NOAA Manual NOS NGS 7
- Dalziel, I.W.D. (1992): Antarctica: a tale of two supercontinents?, Ann.Rev.Earth Planet.Sci., Nr. 20, 501-526
- Denker,H., R.H.Rapp (1990): Geodetic and Oceanographic Results From the Analysis of 1 Year of Geosat Data, JGR 95, Nr. C8, 13151-13168
- Dietrich,R., G.Liebsch, H.-J.Dittfeld, G.Noack (1993): Ocean Tide and attempt of earth tide recordings at Schirmacher Oasis/Dronning Maud Land (Antarctica), Proceedings 12. Int. Symp. on Earth Tides, 3.-8. Aug. 1993, Beijing, China
- DMA (1991): Department of Defence World Geodetic System 1984 Its Definition and Relationships With Local Geodetic Systems, NOAA Reprint, 1991, DMA Technical Report 8350.2
- Douglas,B.C., R.W.Agreen (1983): The sea state correction for GEOS-3 and Seasat satellite altimeter data, JGR 88, 1655-1661
- Dumont,J.P., J.Stum (1994): Altimeter Products User Manual, CERSAT, C1-EX-MUT-A21-01-CN, CLS-ARGOS
- Eicken,H., M.A.Lange, H.-W.Hubberten, P.Wadhams (1994): Characteristics and distribution patterns of snow and meteoric ice in the Weddell Sea and their contribution to the mass balance of sea ice, Ann. Geophysicae, Vol. 12, 80-93
- Emery,W.J., G.H.Born, D.G.Baldwin, C.Norris (1990): Satellite-Derived Water Vapor Corrections for Geosat Altimetry, JGR 95, No. C3, 2953-2964
- Engelis,T. (1986): Global Circulation from SEASAT Altimeter Data, Marine Geodesy, Vol. 9, Nr. 1, 45-69

- ESA (1992): The Calibration of the ERS-1 Radar Altimeter, ER-RP-ESA-RA-0257, Issue 1.0, 23. Oct. 1992, ESA/ESTEC
- Fetterer, F.M., M.R. Drinkwater, K.C. Jezek, S.W.C. Laxon, R.G. Onstott, L.M.H. Ulander (1992): Sea Ice Altimetry, in: Carsey, D.F. (ed.) Microwave Remote Sensing of Sea Ice, Geophysical Monograph 68, AGU, 111-135
- Fischer, H. (1995): Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer, Berichte zur Polarforschung 166/95
- Francis, O., P. Mazzega (1990): Global Charts of Ocean Tide Loading Effects, JGR 95, No. C7, 11411-11424
- Francis, R., G. Graf, P.G. Edwards, M. McCraig, C. McCarthy, P. Dubock, A. Lefebvre, B. Peiper, P.-Y. Pouvreau, R. Wall, F. Wechsler, J. Louet, R. Zobel (1991): The ERS-1 Spacecraft and Its Payload, ESA Bulletin No. 65
- Fu, L.-L., D.B. Chelton (1984): Temporal variability of the Antarctic Circumpolar Current observed by the Seasat altimeter, Science, 226(4672), 343-346
- Fu, L.-L., R. Glazman (1991): The Effects of the Degree of Wave Development on the Sea State Bias in Radar Altimetry Measurement, JGR 96, No. C1, 829-834
- Fütterer, D.K., G. Kuhn, H.W. Schenke (1990): Wegener Canyon Bathymetry and Results From Rock Dredging Near ODP Sites 691-693, Eastern Weddell Sea, Antarctica, in: Barker & Kennett: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 113
- Fütterer, D.K., M. Melles (1990): Sediment Patterns in the Southern Weddell Sea: Filchner Shelf and Filchner Depression, in: Bleil und Thiede (eds.). Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic, 381-401
- Garrity, C. (1992): Characterization of Snow on Floating Ice and Case Studies of Brightness Temperature Changes During the Onset of Melt, in: Carsey, D.F. (ed.) Microwave Remote Sensing of Sea Ice, Geophysical Monograph 68, AGU, 111-135
- Gaspar, P., F. Ogor (1994): Estimation and Analysis of the Sea State Bias of the ERS-1 Altimeter, Report of Task B1 - B2 of IFREMER, Contract No. 94/2.426 016/C
- Ghidella, M.E., J.L. LaBrecque (1991): Considerations sobre la morfología del Mar de Weddell oeste basadas en datos aerogeofísicos, in: Claf (Ed.), Centro Latinoamericano de Física, Actas Primera Conferencia Latinoamericana sobre Geofísica, Geodesia e Investigación, Primera Conferencia Latinoamericana sobre Geofísica, Geo-

- desia e Investigation, Espacial Antarticas, Actas, Buenos Aires, 1990, 34-44
- Gloersen, P., W.J. Campbell (1988): Variations in the Arctic, Antarctic, and Global Sea Ice Covers During 1978-1987 as Observed With the Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer, JGR 93, No. C9, 10666-10674
- Gloersen, P., W.J. Campbell, D.J. Cavalieri, J.C. Comiso, C.L. Parkinson, H.J. Zwally (1992): Arctic and Antarctic Sea Ice 1978-1987: Satellite Passive-Microwave Observations and Analysis, NASA SP-511
- Godbey, T., R. Lambert, G. Milano (1972): Altitude Errors arising from Antenna/Satellite Attitude Errors - Recognition and Reduction, in: Sea Surface Topography From Space, NOAA Techn. Rep. ERL 228-AOML 7
- Grikurov, G.E., V.L. Ivanov, V.V. Traube, G.L. Leitschenkov, N.D. Aleshkova, A.V. Golynsky, R.G. Kurinin (1991): Structure and Evolution of Sedimentary Basins in the Weddell Province, Abstracts 6th Int. Symp. on Antarctic Earth Sciences, NIPR, 9-13 Sept. 1991
- Gysen, H. van, R. Coleman, R. Morrow, B. Hirsch, C. Rizos (1992): Analysis of Collinear Passes of Satellite Altimeter Data, JGR 97, No. C2, 2265-2277
- Hagen, R., H. Hinze, J. Monk, F. Niederjasper, H.W. Schenke, T. Schöne (1994): Applied Marine Geodetic Research in Polar Regions, Marine Geodesy, Vol. 17, 81-94
- 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, JGR 95, No. C3, 2871-2886
- Haxby, W.F., G.D. Karner, J.L. LaBrecque, J.K. Weissel (1983): Digital Images of Combined Oceanic and Continental Data Sets and Their Use in Tectonic Studies, EOS, Transactions, Vol. 64, No. 52
- Hayne, G.S., D.W. Hancock III (1990): Corrections for the Effects of Significant Wave Height and Attitude on Geosat Radar Altimeter Measurements, JGR 95, No. C3, 2837-2842
- Heidland, K. (1994): Satellitenaltimetrie über Eis - Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis, Berichte zur Polarforschung 141/94
- 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
- Heiskanen, W.A., H. Moritz (1967): Physical Geodesy, Verlag W.H. Freeman, New York

- Herzfeld, U.C., A.L. Brodscholl (1994): On the Geologic Structure of the Explora Escarpment (Weddell Sea, Antarctica) Revealed by Satellite and Shipboard Data Evaluation, *Marine Geophysical Researches*, Vol. 16, 325-345
- Hinze, H. (1990): Zum Einsatz von Satelliten-Positionierungsverfahren für glaziologische Aufgaben in der Antarktis, *Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover*, Nr. 163
- Hinze, H. (1991): Bathymetry and Sea Floor Mapping at the Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, *Geodetical Info Magazin*, 11, 44 - 50
- Hinze, H., R.A. Hagen, J. Monk, F. Niederjasper, H.W. Schenke, T. Schöne (1993): Ein bathymetrisches Kartenwerk als Grundlage für Wissenschaft und Nautik in der Antarktis, *Vortragsband 8. Symp. der Deutschen Hydrographischen Gesellschaft, Graal-Müritz, 28.-29.10.1993*, 125-133
- Hopfield, H. (1971): Tropospheric effect on electromagnetically measured range: Prediction from surface weather data, *Radio Science*, 6, No. 3, 357-367
- Ihde, J., U. Schirmer, A. Reinhold, J. Eck (1993): A Digital Terrain Modell in the Ronne Ice Shelf Derived from ERS-1 Radar Altimeter Data, *FRISP Workshop, 10-11. June 1993, Cambridge, UK*
- Jackson, F.C. (1979): The Reflection of Impulses From a Nonlinear Random Sea, *JGR* 84, No. C8, 4939-4943
- Jensen, J.J., F.R. Wooldridge (1987): The Navy GEOSAT Mission: An Introduction, *Johns Hopkins APL Digest*, Vol. 8, No. 2, 169
- Johnson, A.C., N.D. Aleshkova, P.F. Barker, A.V. Golynsky, V.N. Masolov, A.M. Smith (1992): A Preliminary Aeromagnetic Anomaly Compilation Map for the Weddell Province of Antarctica, in: Y. Yoshida (Ed.): *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, 545-553
- Jokat, W., C. Hübscher, U. Meyer, L. Oszko, T. Schöne, W. Versteeg, H. Miller (1995): The continental margin off the East Antarctica between 10°W and 30°W, in: *Geological Society Special Publication, Geological Society London (im Druck)*
- Kaul, N. (1991): Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeres vor Kapp Norvegia, Antarktis, *Berichte zur Polarforschung* 89/91
- Klobuchar, J.A. (1987): Ionospheric time-delay algorithm for single-frequency GPS users, *IEEE Trans., Aerosp. Electron. Syst.*, AES-23, 325-331

- Koblinsky, C.J., P. Gaspar, G. Lagerloef (eds.) (1993): The future of spaceborne altimetry: Ocean and climate change, Joint Oceanic Institutions Incorporated, Washington, D.C., 75pp
- Koch, K.-R. (1988): Parameter Estimation and Hypothesis Testing in Linear Models, Springer Verlag Berlin
- Kohnen, H. (1983): Erforschung der antarktischen Eisbedeckung, Geographische Rundschau, 1983, 104-111
- Kolenkiewicz, R., C.F. Martin (1982): SEASAT Altimeter Height Calibration, JGR 87, No. C5, 3189-3197
- Kristoffersen, Y., K. Haugland (1986): Geophysical evidence for the East Antarctic plate boundary in the Weddell Sea, Nature, Vol. 322, 538-541
- LaBrecque, J., S. Cande, R. Bell, C. Raymond (1986): Aerogeophysical survey yields new data in the Weddell Sea, Antarctic Journal of the U.S., Review, 69-71
- Lazarewicz, A.P., D.C. Schwank (1982): Detection of uncharted Seamounts Using Satellite Altimetry, GRL, Vol. 9, No. 4, 385-388
- Lelgemann, D. (1976): On the recovery of gravity anomalies from high precision altimeter data, Rep. 239, Dep. of Geod. Sci. and Surv., Ohio State Univ. Columbus
- Lerch, F.J., S.M. Klosko, R.E. Lamscher, C.A. Wagner (1979): Gravity Model Improvement Using GEOS 3 (GEM 9 and 10), JGR 84, No. B8, 3897-3916
- Levitus, S. (1982): Climatological Atlas of the world ocean, NOAA Prof. Pap. 13, U.S. Gov. Print Off., Washington D.C.
- Lisitzin, E. (1974): Sea Level Changes, Elsevier Oceanography Series 8, Elsevier Scientific Publishing Company, New York
- Livermore, R.A., R.W. Woollett (1993): Seafloor Spreading in the Weddell Sea and southwest Atlantic since Late Cretaceous, Earth and Planetary Science Letters, Vol. 117, 475-495
- Llewellyn, S.K., R.B. Bent (1973): Documentation and Description of the Bent ionospheric model, AFCRL-TR-73-0657
- Marks, K.M., R.V. Sailor (1986): Comparison of GEOS-3 and SEASAT Altimeter Resolution Capabilities, GRL, Vol. 13, No. 7, 697-700
- Marsh, J.G. et al. (1990): The GEM-T2 gravitational model, JGR 95, No. C8, 13129-13150
- Massmann, F.-H., Ch. Reigber, K. Koenig, J.C. Raimondo, C. Rajasenan (1994): ERS-1 Orbit Information Provided by D-PAF, Proc. Second ERS-1 Symp., Hamburg, Germany, ESA, SP-361

- McAdoo, D.C., K.M.Marks (1992): Gravity Fields of the Southern Ocean From Geosat Data, JGR 97, No. B3, 3247-3260
- Meier, S., W.Keller (1990): Geostatistik, Akademie-Verlag Berlin
- Meissl, P. (1982): Least Squares Adjustment A Modern Approach, Mitteilungen der geodätischen Institute der TU Graz, Folge 43
- Meyer, U. (1994): Gravimetrie, in: Miller, H.: Die Expedition Antarktis-X mit FS "Polarstern" 1992, Berichte zur Polarforschung 192/'94
- Meyer, U. (im Druck): Untersuchungen des südöstlichen Weddellmeeres auf der Basis mariner Potentialfelddaten, Doktorarbeit, Universität Bremen, 1996
- Miller, H. (1994): Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS "Polarstern" 1992, Berichte zur Polarforschung 152/'94
- Miller, H., H.Oerter (1991): Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS "Polarstern" 1989/1990, Bericht vom Fahrtabschnitt ANT VIII/5, Berichte zur Polarforschung 86/'91
- Monka, F.M. (1984): Zur Aufbereitung und Auswertung von GEOS-3 Satellitenradaraltermessungen, Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover, Nr. 134
- Moons, A., M.De Batist, J.P.Henriet, H.Miller (1992): Sequence Stratigraphy of the Crary Fan, Southeastern Weddell Sea, in: Yoshida (Ed.): Recent Progress in Antarctic Earth Science, 613-618
- Morelli, C., C.Gantar, T.Honkasalo, R.K.McConnell, J.G.Tanner, B.Szabo, U.Uotila, C.T.Whalen (1974): The International Standardization Net 1971 (ISGN), I.U.G.G.-I.A.G.-Publ. Spec. No.4, Paris
- Moritz, H. (1978): Least-squares Collocation, Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 16., No. 3, 421-430
- Moritz, H. (1984): Geodetic Reference System 1980, in: C.C. Tscherning (Ed.) The Geodesist's Handbook 1984, Bulletin Géodésique, 58, 388-398
- Musman, S., A.Drew, B.C.Douglas (1990): Ionospheric effects on Geosat altimeter observations, JGR 95, No. C3, 2965-2967
- National Geophysical Data Center (1986): ETOPO 5, Digital relief of the surface of the Earth, Report 86-MGG-07, Boulder, Colorado
- Parker, R.L. (1972): The Rapid Calculation of Potential Anomalies, Geophys. J. R. astr. Soc., Vol. 31, 447-455

- Parsons,C.L. (1979): GEOS3 Wave Height Measurements: An Assessment During High Sea State Conditions in the North Atlantic, JGR 84, No. B8, 4011-4020
- Provost,C. Le, F.Lyard, J.M.Molines (1991): Improving ocean Tide prediction by increasing the number of semi-diurnal constituents, GRL, 1991, Vol. 18, No. 5, 845-848
- Rapp,R.H. (1979): GEOS-3 Data Processing for the Recovery of Geoid Undulation and Gravity Anomalies, JGR 84, No. B8, 3784-3792
- Rapp,R.H. (1981): The Earth's Gravity Field to Degree and Order 180 Using SEASAT Altimeter Data, Terrestrial Gravity Data, and Other Data, Rep. 322, Dep. of Geod. Sci. and Surv., Ohio State Univ. Columbus
- Rapp,R.H. (1983): The Determination of Geoid Undulations and Gravity Anomalies From SEASAT Altimeter Data, JGR 88, No. C3, 1552-1562
- Rapp,R.H. (1986): Gravity Anomalies and Sea Surface Heights Derived From a Combined GEOS3/SEASAT Altimeter Data Set, JGR 91, Nr. B5, 4867-4876
- Rapp,R.H., Bašić,T. (1992): Oceanwide Gravity Anomalies From GEOS-3, SEASAT and GEOSAT Altimeter Data, GRL, Vol. 19, No. 19, 1979-1982
- Rapp,R.H., Y.M.Wang, N.K.Pavlis (1991): The Ohio State 1991 Geopotential and Sea Surface Topography Harmonic Coefficient Models, Rep. 410, Dep. of Geod. Sci. and Surv., Ohio State Univ. Columbus
- Ray,R.D., C.J.Koblinsky (1991): On the Sea-State Bias of the Geosat Altimeter, J.Atmos.Oceanic Technol., Vol. 8, 397-408
- Reißmann,G. (1976): Die Ausgleichungsrechnung, Verlag für Bauwesen, Berlin
- Rummel,R. (1993): Principle of Satellite Altimetry and Elimination of Radial Orbit Errors, in: Rummel,R., F.Sanso: Satellite Altimetry in Geodesy and Oceanography, Lecture Notes in Earth Sciences, No. 50, Springer Verlag
- Saastamoinen,J. (1973): Contributions to the Theory of atmospheric Refraction, Bulletin Geodesique, Vol. 107, 13-34
- Sandwell,D.T. (1984): A Detailed View of the South Pacific Geoid From Satellite Altimetry, JGR 89, No. B2, 1089-1104
- Sandwell,D.T. (1992): Antarctic Marine Gravity Field From High-Density Satellite Altimetry, Geophysical J. Intern., Vol. 109, 437-448

- Sandwell,D.T., B.Zhang (1989): Global Mesoscale Variability From the Geosat Exact Repeat Mission: Correlation with Ocean Depth, JGR 94, No. C12, 17971-17984
- Sandwell,D.T., D.C.McAdoo (1988): Marine Gravity of the Southern Ocean and Antarctic Margin from Geosat, JGR 93, No. B9, 10389-10396
- Sandwell,D.T., G.Schubert (1982) Lithospheric Flexure at Fracture Zones, JGR 87, No. B6, 4657-4667
- Schenke,H.W., K.Heidland, G.Seeber, C.Völksen (1994): Results From ERS-1 Altimetry Ground Truthing on the Filchner-Ronne-Schelfeis, Proc. Second ERS-1 Symp., Hamburg, 1993, ESA, SP-361
- Schlitzer,R. (1995): An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes und mixing coefficients, Berichte zur Polarforschung 156/95
- Schöne,T., H.W.Schenke (1994): Zur Korrelation von Altimetrie und Bathymetrie, Beiträge zum 9. Hydrographentag der Deutschen Hydrographischen Gesellschaft, September 1994, Hamburg
- Schrama,E.J.O. (1989): The Role of Orbit Errors in Processing of Satellite Altimeter Data, Neth. Geodetic Comm., New Series, 33
- Schum,C., B.Schutz, J.Ries, B.Taplay (1987): Digitized global land-sea map and access software, Bulletin Géodésique, 61, 311-317
- Schwarz,K.P, M.G.Sideris, R.Forsberg (1990): The use of FFT techniques in physical geodesy, Geophys. J. Int., Vol. 100, 485-514
- Schwiderski,E.W. (1980): On charting global tides, Rev. of Geophys. Space Phys., Vol. 18, No. 1, 243-268
- Schwintzer,P., Ch.Reigber, A.Bode, Z.Khang, S.Y.Zhu, F.-H.Massmann, C.Raimondo (1994): Improvement of Global Gravity Field Modeling for ERS-1, Proc. Second ERS-1 Symp., Hamburg, Germany, ESA, SP-361
- Seeber,G. (1989): Satellitengeodäsie, de Gruyter, Berlin
- Sentmann,O.L., R.J.Danchik, L.J.Rueger (1986): Joint Paper on the Navy Navigation Satellite System (TRANSIT) Status and plans, Proc. 4th Int.Geodetic Symp. on Satellite Positioning, Bd.1, 21-36, Austin, Texas
- Shapiro,A., E.A.Uliana, B.S.Yaplee (1972): Radar pulse shape versus ocean wave height, in: J.R.Apel (Ed.) Sea Surface Topography from space, NOAA Tech. Rep. ERL 228-AOML 7, U.S. Dep. of Commer., Washington D.C.

- Shibuya, K., Y. Fukuda, Y. Michida (1990): Application of GPS Relative Positioning for Height Determination above Sea Level in the Antarctic Marginal Ice Zone, *J. Phys. Earth*, 38, 149-162
- Sjöberg, L.E., H. Fan (1993): The Antarctic Gravity and Geoid Situation, Paper presented at the General Meeting of the IAG, 6-13 August 1993, Beijing, China
- Skolnik, M.I. (1970): *Radar Handbook - Introduction to radar systems*, McGraw Hill Book Company Inc., New York
- Smith, E.K., S. Weintraub (1953): The Constants in the Equation for Atmospheric Refractive Index at Radio Frequencies, *Proc. IRE*, 1035-1037
- Tai, C.-K. (1988): GEOSAT Crossover Analysis in Tropical Pacific - 1. Constrained Sinusoidal Crossover Adjustment, *JGR* 93, No. C9, 10621-10629
- Tapley, B.D., R.S. Nerem, C.K. Shum, J.C. Ries, D.N. Yuan (1988): Circulation From a Joint Gravity Field Solution Determination of the General Ocean, *GRL*, Vol. 15, No. 10, 1109-1112
- Tokmakian, R.T., P.G. Challenor, T.H. Guymmer, M.A. Srokosz (1994): The U.K. EODC ERS-1 altimeter oceans processing scheme, *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 15, No. 4, pp. 939-962
- Torge, W. (1989): *Gravimetry*, de Gruyter, Berlin, 465p.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore, A.K. Fung (1986): *Microwave Remote Sensing, Volume III, From Theory to Application*, Artech House Inc.
- Vostok Project Members (1995): International Effort Helps Decipher Mysteries of Paleoclimate From Antarctic Ice Cores, *EOS Trans. AGU*, Vol. 76, Nr. 17., 169-179
- Wagner, C.A. (1985): Radial Variations of a Satellite Orbit Due to Gravitational Errors: Implications for Satellite Altimetry, *JGR* 90, No. B4, 3027-3036
- Wang, Y.M., R.H. Rapp (1992): The determination of a one year mean sea surface height track from Geosat altimeter data and Ocean variability implications, *Bulletin Géodésique*, 66, 336-345
- Wenzel, H.-G. (1984): Hochauflösende Kugelfunktionsmodelle für das Gravitationspotential der Erde, *Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover*, Nr. 137
- Zwally, H.J., A.C. Brenner, J. DiMarzio, T. Seiss (1993): Ice Sheet Topography from Retracked ERS-1 Altimetry, *Proc. Second ERS-1 Symp.*, Hamburg, 1993, ESA SP-361

DANK

Herrn Prof. H. Miller danke ich für die Vergabe dieser Arbeit und für die Unterstützung während der Anfertigung dieser Arbeit. Gleichzeitig danke ich ihm und Herrn Prof. D. Fütterer für die Möglichkeit, diese Arbeit am Alfred-Wegener-Institut anfertigen zu können. Herrn Prof. H. Villinger danke ich sehr herzlich für die Übernahme des Korreferates.

Bei Herrn Dr. H.W. Schenke möchte ich mich für die Anregung zu dieser Arbeit bedanken und für die Möglichkeit, die Rechnerleistung der Arbeitsgruppe Bathymetrie nutzen zu können. Herrn Dr. K. Heidland danke ich für die Einführung in das Gebiet der Satellitenaltimetrie.

Herrn F. Niederjasper danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die vielen Anregungen zur Verbesserung der Arbeit. Herrn A. Orths und Herrn B. Hoppmann danke ich für die gewissenhafte Durchsicht des Manuskripts. Allen Mitarbeitern der Arbeitsgruppe Bathymetrie sei für die Geduld mit meinen Computer-Programmen gedankt.

Herrn U. Meyer danke ich für die Auswertung und freundliche Überlassung der marinen Schweredaten und für die zahlreichen Diskussionen über das Schwerfeld. Herrn L. Oszko danke ich für die Hilfe bei der Lösung von 'geophysikalischen Problemen'. Herrn J. Monk sei für die Entwicklung des Programmes FASTGRID gedankt, mit dem der schwierige Part der DRM-Berechnung erfolgreich durchgeführt werden konnte. Herrn H. Krause danke ich für die Systemarbeiten am VAX-Cluster des AWI's und die Anpassung der Rechner an meinen ständig steigenden Rechenleistungsbedarf. Herrn Dr. H.-P. Kersken, Herrn Dr. R. Schlitzer und Herrn Dr. R. Sieger danke ich für die Hilfe bei der Ergründung der Geheimnisse der Fouriertechniken, Herrn Dr. C. Kottmeier für die Hilfe bei meteorologischen Fragestellungen. Den Mitarbeitern der Bibliothek sei für die Literaturrecherchen und die Erledigung zahlreicher Fernleihen gedankt. Danken möchte ich auch meinen vielen Kollegen für die Diskussions- und Hilfsbereitschaft.

Diese Arbeit wäre nicht möglich gewesen ohne die Datenaufbereitung durch die beteiligten Institute der ESA, des F-PAF und D-PAF. Die Daten wurden durch die ESA unter dem Proposal INT8-10 zur Verfügung gestellt.

Ohne die Unterstützung, Aufmunterung und Hilfe meiner Eltern wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

A Beschreibung der Datenprodukte (OPR02)

Lfd.Nr.	Parameter	Einheit	Bytes
1	Laufende Nummer		1
2	Measurement confidence data (Qualitätsflag)		2
3	UTC (Anzahl der Sekunden seit dem 01.01.1990)	s	4
4	UTC (Sekundenbruchteile)	μ s	4
5	geographische Breite	μ°	4
6	geographische Länge	μ°	4
7	Anzahl der Einzelmessungen		1
8	h (gemittelte Höhe der SSH über dem Ellipsoid)	0.001m	4
9	σ h (Standardabweichung der Höhe h)	0.001m	2
10-20	10 gemittelte Einzelmessungen	0.0001m	2
20-29	10 Zeitmarken der gemittelten Einzelmessungen	0.1ms	2
30	Laufzeitkorrektur für Wellenausbreitung in Troposphäre (trocken)	0.001m	2
31	Laufzeitkorrektur für Wellenausbreitung in Troposphäre (FNOC)	0.001m	2
32	Laufzeitkorrektur für Wellenausbreitung in Troposphäre (SMMR)	0.001m	2
33	Laufzeitkorrektur für Wellenausbreitung in Ionosphäre	0.001m	2
34	dh(FM) (Korrektur für Impulskompression)	0.001m	2
35	Fehler des Luftdruckes	hPa	1
36	Ozeangezeit	0.001m	2
37	Auflastdeformation durch Ozeangezeit	0.001m	2
38	Erdsgezeit	0.001m	2
39	Geoidhöhe über dem WGS84-Ellipsoid	0.001m	4
40	Höhe des Orbits (Satellitenhöhe über dem Elipsoid)	0.001m	4
41	SWH (signifikante Wellenhöhe)	0.01m	2
42	σ SWH (Standardabweichung der signifikanten Wellenhöhe)	0.01m	2
43	σ_0 Backscatter-Koeffizient	0.01dB	2
44	$\sigma(\sigma_0)$ Standardabweichung des Backscatterkoeffizienten	0.01dB	2
45	Windgeschwindigkeit	0.01m/s	2
46	korrigierter Backscatter-Koeffizient (für Luftfeuchte)	0.01dB	2
47	korrigierte Windgeschwindigkeit (für Luftfeuchte)	0.01m/s	2
48	Fehler der Orbitbestimmung (geschätzt)	0.01m	2
49	mittlere SSH	0.001m	4

Tabelle A.1: Inhalt der "Ocean Products Level 2" (Dumont und Stum, 1993)

Bei den Datensätzen handelt es sich um vorprozessierte 1-Sekunden Rekord, die binär in zwei und vier Byte Variablen auf CD-ROM verteilt werden. Die Daten befinden sich in unterschiedlichen Prozessierzuständen. Die o.a. Übersicht gilt nur für die neueren Datensätze. Alte Datensätze werden laufend durch Updates ersetzt.

A Beschreibung der Datenprodukte (GM)

Lfd. Nr.	Parameter	Einheit	Wertebereich
1	UTC seit dem 1.1.1985	s	0 - $2 \cdot 10^2 1$
2	UTC (Bruchteile)	ms	0 - $1 \cdot 10^6$
3	geographische Breite	μ°	$\pm 7,21 \cdot 10^7$
4	geographische Länge	μ°	0 - $3,60 \cdot 10^7$
5	Orbithöhe	mm	$7 \cdot 10^{21}$ - $8 \cdot 10^2 1$
6 - 7	ungenutzt		32767
8	Geoidhöhe (Rapp 78)	cm	$\pm 1,5 \cdot 10^5$
9 - 18	$h_1 - h_{10}$	cm	± 32766
19	SWH (signifikante Wellenhöhe)	cm	0 - $2 \cdot 10^3$
20	ungenutzt		32767
21	σ^0 Backscatterkoeffizient	0,01dB	0 - $6,4 \cdot 10^3$
22 - 23	ungenutzt		32767
24	FLAGS		
25	hOffset	m	0 - $5 \cdot 10^4$
26	Erdgezeit	mm	± 1000
27	Ozeangezeit	mm	± 10000
28	dh für Wellenausbreitung in Troposphäre (FNOC) (feucht)	mm	-1000 - 0
29	dh für Wellenausbreitung in Troposphäre (SMMR) (feucht)	mm	-1000 - 0
30	dh für Wellenausbreitung in Troposphäre (FNOC) (trocken)	mm	-2000 - -3000
31	dh für Wellenausbreitung in Ionosphäre	mm	-500 - 0
32	dh (SWH/ATT)	mm	-200 - 360
33	dh (FM)	mm	± 300
34	Nadirabweichung	0,01°	0 - 200

Tabelle A.2: Inhalt der Geophysical Data Records (GDR-GM)
(Cheney u.a., 1991)

Bei den Datensätzen handelt es sich um vorprozessierte 1-Sekunden Rekords. Die Daten werden binär in zwei und vier Byte Variablen auf CD-ROM verteilt.

A Beschreibung der Datenprodukte (GDR)

Lfd.Nr.	Parameter	Einheit	Wertebereich
1	UTC (Zeit in Sekunden seit dem 01.01.1985)	s	0 - 2^{31}
2	UTC (Sekundenbruchteile)	μ s	0 - 10^6
3	geographische Breite	μ°	$\pm 7.21 \cdot 10^6$
4	geographische Länge	μ°	$\pm 7.21 \cdot 10^6$
5	Höhe des Orbits (Satellitenhöhe über dem Ellipsoid)	mm	$7 \cdot 10^8$ - $9 \cdot 10^8$
6	h (gemittelte Höhe der SSH über dem Ellipsoid)	cm	± 32766
7	oh (Standardabweichung der Höhe h)	cm	0 - 32766
8	Geoidhöhe über dem GRS80-Ellipsoid	cm	$\pm 1.5 \cdot 10^5$
9-18	h(1-10) (ellipsoidische Höhe der Einzelmessungen)	cm	± 32766
19	SWH (signifikante Wellenhöhe)	cm	0 - $2 \cdot 10^3$
20	σ SWH (Standardabweichung der signifikanten Wellenhöhe)	cm	0 - $2 \cdot 10^3$
21	σ_0 Backscatter-Koeffizient	0.01dB	0 - $6.4 \cdot 10^3$
22	AGC (Automatic Gain Control)	0.01dB	0 - $6.4 \cdot 10^3$
23	σ AGC (Standardabweichung der AGC)	0.01dB	0 - $6.4 \cdot 10^3$
24	FLAGS (Kontrol-Bits)		2 Byte
25	h Offset (Konstante für h)	m	0 - $5 \cdot 10^4$
26	Erdgezeit	mm	± 1000
27	Ozeangezeit	mm	± 10000
28	dh für Wellenausbreitung in Troposphäre (FNOC) (feucht)	mm	-1000
29	dh für Wellenausbreitung in Troposphäre (SMMR) (feucht)	mm	-1000
30	dh für Wellenausbreitung in Troposphäre (FNOC) (trocken)	mm	-1000
31	dh für Wellenausbreitung in Ionosphäre	mm	-500
32	dh für Wellenausbreitung in Troposphäre (TOVS) (feucht)	mm	-1000
33	dh für Wellenausbreitung in Troposphäre (ECMWF) (trocken)	mm	-1000
34	Nadirabweichung	0.01°	0 - 200

Tabelle A.3: Inhalt der Geophysical Data Records (GDR) (Cheney u.a., 1991)

Bei den Datensätzen handelt es sich um vorprozessierte 1-Sekunden Rekords. Die Daten werden binär in zwei und vier Byte Variablen auf CD-ROM verteilt.

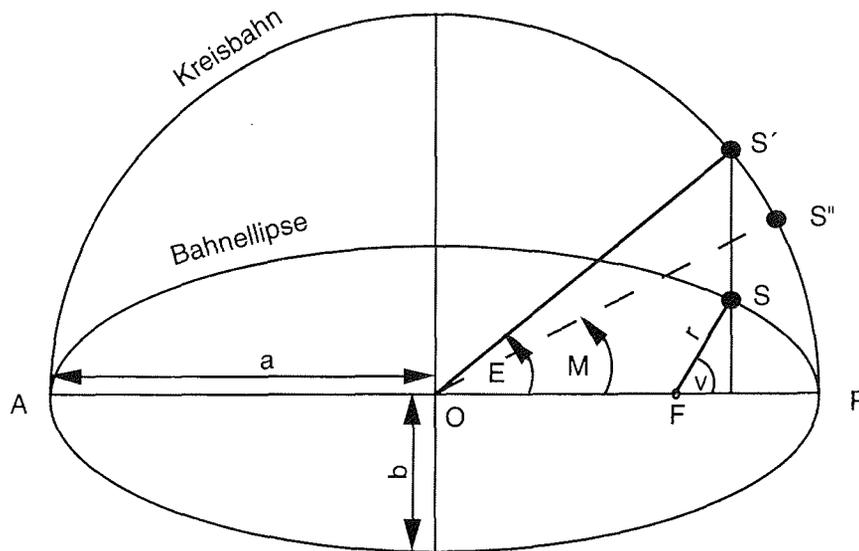
B Abkürzungen

AGC	Automatic Gain Control
AMI	Active Microwave Instrument
ANT	Antarktis-Expedition
ATSR-M	Along-Track Scanning Radiometer and Microwave Sounder
AWI	Alfred-Wegener-Institut
AWI-BCWS	AWI Bathymetric Charts of the Weddell Sea
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
COB	Kontinent-/Ozean Grenze
D-PAF	German Processing and Archiving Facility
DMA	U.S. Defence Mapping Agency
DORIS	Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite
DRM	Digitales Rastermodell
dSST	dynamic SST
ECMWF	European Center for Medium-range Weather Forecasting
EGM	Earth Gravity Model
ERM	Exact Repeat Mission
ERS	European Remote Sensing Satellite
ESA	European Space Agency
ESTEC	European Space Research and Technology Centre
F-PAF	French Processing and Archiving Facility
FDC	Fast Delivery Copy
FFT	Fast Fourier Transformation
FMO	French Meteorological Office
FNOC	Fleet Numerical Oceanographic Center
GDR	Geophysical Data Record
GEBCO	General Bathymetric Charts of the Oceans
GEM	Goddard Earth Model
GEOSAT	U.S. Navy Geodetic Satellite
GEOS	Geodynamics Experimental Ocean Satellite
GM	Geodetic Mission
GM	Geozentrische Gravitationskonstante
GPS	Global Positioning System
GRS	Geodetic Reference System
IGSN	International Gravity Standardization Net
IRR	Infrarot Radiometer
LAGEOS	Laser Geodynamics Satellite
MWR	Microwave Radiometer
NAG	Naval Astronautics Group
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration

NSWC	Naval Surface Weapons Center
OIP	Ocean Intermediate Product
OPR	Ocean Products
OPR02	Ocean Products Level 2
POEM	ESA Polar Orbit Earth-observaton Mission
PRARE	Precise Range and Range-rate Equipment
PRC	Precise Orbits
PRL	Preliminary Orbits
QLOPR	Quick Look Ocean Product
RA	Radaraltimeter
SAR	Synthetic Aperture Radar
SCAR	Scientific Committee on Antarctic Research
SDR	Sensor Data Record
SEASAT	Sea Satellite
SMLE	Sub-optimal Maximum Likelihood Estimator
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSB	Sea State Bias
SSH	Sea Surface Height
SST	Sea Surface Topography
SWH	Significant Wave Height
TEC	Total Electron Content
TOPEX	Topography of the Ocean Experiment
UTC	Universal Time Coordinated
WAP	Waveform Products
WDR	Waveform Data Record
WGS	World Geodetic System

C Keplersche Bahnelemente

Die Satellitenbahn wird durch 6 Parameter, die Keplerschen Bahnelemente beschrieben (Seeber, 1989). Davon werden in dieser Arbeit 3 Parameter verwendet, die die Position des Satelliten in der Bahnebene festlegen.



Ein Satellit bewegt sich auf einer Ellipse um die Erde, in deren einem Brennpunkt (F) sich das Geozentrum befindet. Die große Achse der Ellipse wird als Apsidenlinie bezeichnet, die beiden Endpunkte dieser Linie als Apogäum und Perigäum. Die Position eines erdumkreisenden Satelliten (S) wird durch die Polarkoordinaten r (Radiusvektor) und v (wahre Anomalie) von F aus beschrieben. Als Keplersche Bahnelemente dienen die große Halbachse der Satellitenbahn (a) und ein Formparameter der Ellipse, die numerische Exzentrizität e

$$e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2}$$

(b kleine Halbachse der Satellitenbahn). r kann in Abhängigkeit von a , e und v berechnet werden.

$$r = \frac{a * (1 - e^2)}{1 + e * \cos v}$$

Eine weitere Darstellung von r ist durch die Einführung der exzentrischen Anomalie E möglich.

$$r = a * (1 - e * \cos E)$$

E ist durch die Keplersche Gleichung mit der mittleren Anomalie verbunden.

$$E - e * \sin E = M$$

M beschreibt die Bewegung eines fiktiven Satelliten S" der sich auf einer Kreisbahn mit dem Radius a um den Mittelpunkt O gleichförmig bewegt. v und E hängen ungleichförmig von der Zeit ab, M ist aber linear mit der Zeit verbunden.

$$M = \frac{2\pi}{T} * (t - t_0)$$

t_0 ist die Zeit des Durchganges des Satelliten durch das Perigäum und eine konstante Größe, t ist die aktuelle Zeit seit dem Durchgang des Satelliten durch das Perigäum, T bezeichnet die Gesamtumlaufzeit.

Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- * **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“,
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
Heft Nr. 1/1982 – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“,
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- * **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS 'Meteor'“,
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages
Heft Nr. 3/1982 – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungs-
schiffes 'Meteor'“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
Heft Nr. 4/1982 – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“,
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“,
by G. Hempel and R. B. Heywood
- * **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen 'Eiswarte')“,
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
Heft Nr. 7/1982 – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS 'Polarsirkel'
(Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
Heft Nr. 8/1983 – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“,
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghamme
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“,
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- * **Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
Heft Nr. 11/1983 – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“,
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
Heft Nr. 12/1983 – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS 'Polarstern'“,
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschnepnetzfüge und Liste der Probenahme an Robben
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS 'Polarbjörn' 1982/83“ (Sommerkampagne zur
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Köhnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS 'Polarstern' (Kapstadt, 20. Januar 1983 –
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
Sonderheft Nr. 3/1983 – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“,
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS 'Polarstern' 1982/83“,
herausgegeben von Gotthilf Hempel
Sonderheft Nr. 4/1983 – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.-16. May 1983, edited by S. B. Schnack
Heft Nr. 15/1983 – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV 'Walther Herwig' and RV 'Meteor'“ –
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
Sonderheft Nr. 5/1984 – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
Heft Nr. 16/1984 – „FIBEX cruise zooplankton data“,
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
Heft Nr. 17/1984 – „Fahrtbericht (cruise report) der 'Polarstern'-Reise ARKTIS I, 1983“,
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
Heft Nr. 18/1984 – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
Heft Nr. 19/1984 – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Köhnen
Heft Nr. 20/1984 – „Die Expedition ARKTIS II des FS 'Polarstern' 1984, mit Beiträgen des FS 'Valdivia'
und des Forschungsflugzeuges 'Falcon 20' zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“,
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
Heft Nr. 21/1985 – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula,
February 1982“, by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski