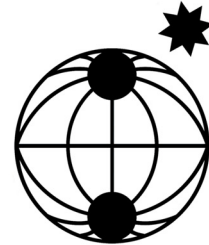


Berichte

zur Polar-
und Meeresforschung

577
2008

**Reports
on Polar and Marine Research**



**Korrelation von Gravimetrie und
Bathymetrie zur geologischen
Interpretation der Eltanin-
Impaktstruktur im Südpazifik**

**Correlation of gravimetry and
bathymetry for the geologic
interpretation of the Eltanin Impact
Structure in the South-Pacific**

Ralf Krocker



ALFRED-WEGENER-INSTITUT FÜR
POLAR- UND MEERESFORSCHUNG
In der Helmholtz-Gemeinschaft
D-27570 BREMERHAVEN
Bundesrepublik Deutschland

ISSN 1866-3192

Hinweis

Die Berichte zur Polar- und Meeresforschung werden vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven* in unregelmäßiger Abfolge herausgegeben.

Sie enthalten Beschreibungen und Ergebnisse der vom Institut (AWI) oder mit seiner Unterstützung durchgeführten Forschungsarbeiten in den Polargebieten und in den Meeren.

Es werden veröffentlicht:

- Expeditionsberichte (inkl. Stationslisten und Routenkarten)
- Expeditionsergebnisse (inkl. Dissertationen)
- wissenschaftliche Ergebnisse der Antarktis-Stationen und anderer Forschungs-Stationen des AWI
- Berichte wissenschaftlicher Tagungen

Die Beiträge geben nicht notwendigerweise die Auffassung des Instituts wieder.

Notice

The Reports on Polar and Marine Research are issued by the Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research in Bremerhaven*, Federal Republic of Germany. They appear in irregular intervals.

They contain descriptions and results of investigations in polar regions and in the seas either conducted by the Institute (AWI) or with its support.

The following items are published:

- expedition reports (incl. station lists and route maps)
- expedition results (incl. Ph.D. theses)
- scientific results of the Antarctic stations and of other AWI research stations
- reports on scientific meetings

The papers contained in the Reports do not necessarily reflect the opinion of the Institute.

The „Berichte zur Polar- und Meeresforschung“
continue the former „Berichte zur Polarforschung“

* Anschrift / Address

Alfred-Wegener-Institut
Für Polar- und Meeresforschung
D-27570 Bremerhaven
Germany
www.awi.de

Editor in charge:
Dr. Horst Bornemann

Assistant editor:
Birgit Chiaventone

Die "Berichte zur Polar- und Meeresforschung" (ISSN 1866-3192) werden ab 2008 ausschließlich als Open-Access-Publikation herausgegeben (URL: <http://epic.awi.de>).

Since 2008 the "Reports on Polar and Marine Research" (ISSN 1866-3192) are only available as web based open-access-publications (URL: <http://epic.awi.de>)

**Korrelation von Gravimetrie und
Bathymetrie zur geologischen
Interpretation der Eltanin-
Impaktstruktur im Südpazifik**

**Correlation of gravimetry and
bathymetry for the geologic
interpretation of the Eltanin Impact
Structure in the South-Pacific**

Ralf Krocker

Please cite or link this item using the identifier
hdl: 10013/epic.30847 or <http://hdl.handle.net/10013/epic.30847>

ISSN 1866-3192

Ralf Krocker

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Van-Ronzelen-Straße 2
D-27568 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte
Fassung einer Dissertation, die 2007 dem Fachbereich
Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	i
Vorwort	iv
Zusammenfassung / Summary	v
1 Die Bildung von Impakt-Strukturen	1
2 Die geologische Situation des Eltanin-Impakt-Gebietes	9
2.1 Geotektonische Entwicklung des Südpazifiks	9
2.2 Aufbau der ozeanischen Kruste im Eltanin-Gebiet	10
3 Geophysikalische Grundlagen	15
3.1 Die Figur der Erde - Geodätisches und geophysikalisches Datum	15
3.2 Potentialfeldtheorie	16
3.2.1 Die geodätische Randwertaufgabe	17
3.2.2 Kugelflächenfunktionen als Referenzmodelle	18
3.3 Korrelation von Gravimetrie und Bathymetrie	19
3.3.1 Prädiktion der Freiluftanomalien aus Satelliten-Altimetrie	21
3.3.2 Prädiktion der Bathymetrie aus Gravimetrie	24
3.4 Interpolationsmethoden	28
4 Messdaten und zusätzliche Datensätze	31
4.1 Messfahrten	31
4.2 Marine Messdaten	33

4.2.1	Navigation	33
4.2.2	Hydroakustik	35
4.2.3	Gravimetrie	38
4.3	Satellitendaten	39
4.3.1	Prädiktionen von Smith und Sandwell	39
4.3.2	Kugelflächenmodelle und Meeresspiegelhöhen	39
5	Datenprozessierung und -modellierung	43
5.1	Bathymetrie	43
5.1.1	Wasserschallprofile	43
5.1.2	Rastern der Bathymetrie	47
5.2	Gravimetrie	49
5.2.1	Beschleunigung der bewegten Plattform	50
5.2.2	Gravimeter-Reaktionsverzögerung	51
5.2.3	Datumsanschluss und Drift	52
5.2.4	Eötvöskorrektur	53
5.2.5	Manuelle Datenbereinigung	53
5.2.6	Weitere Korrekturen	54
5.2.7	Filterung und Glättung	55
5.2.8	Kreuzungspunktausgleichung	56
5.2.9	Rastern der Schweredaten	63
5.3	Geoidberechnung	65
5.4	Massenmodellierungen	71
5.4.1	Sedimentbedeckung	71
5.4.2	Regionale Dichtebestimmung	74
5.4.3	Topographische Korrektur - Bougueranomalien	75
5.4.4	Quellkörperabschätzung	77
5.5	Hydrodynamische Modellierung des Impakts	80

6	Ergebnisse	83
6.1	Vergleich gemessener und prädizierter Datensätze	84
6.1.1	Vergleich der Gravimetrie	84
6.1.2	Vergleich der Bathymetrie	86
6.2	Signifikanz der Strukturen	89
6.3	Veröffentlichung und Beschreibung durch Metadaten	91
7	Interpretation und Diskussion	93
7.1	Beschreibung der (Einschlags-) Strukturen	93
7.2	Ursache der Strukturen	96
8	Ausblick	101
	Literaturverzeichnis	101
	Abbildungsverzeichnis	115
A	Abbildungen	117
B	Protokolle	131
B.1	Landanschluss	131
B.2	Stationen	133

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in der Helmholtz Gemeinschaft, Bremerhaven, Arbeitsgruppe Bathymetrie und Geodäsie.

Herrn Prof. Dr. Heinrich Miller gilt mein besonderer Dank für das Interesse und die Betreuung dieser Arbeit, die er als Doktorvater begleitete.

Ebenfalls zu besonderem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. Heinrich Villinger für Anregungen zur Arbeit sowie für die Übernahme des Zweitgutachtens verpflichtet.

Herrn Dr. Hans-Werner Schenke, Herrn Dr. Wilfried Jokat und Herrn Dr. Rainer Gersonde danke ich für die Gelegenheit zur Teilnahme an mehreren Schiffsexpeditionen mit den Forschungsschiffen Polarstern und Sonne, die mir vertiefte und praxisnahe Einblicke in die Hydrographie, Geophysik und Geologie gewährten.

Herrn Dr. Hannes Grobe, Herrn Dr. Rainer Sieger und Frau Dorothea Graffe danke ich für die konzeptionelle Unterstützung bei der Aufbereitung und Veröffentlichung der Messdaten in der Datenbank 'PANGAEA'.

Frau Daniela Berger danke ich für die Prozessierung der Seismikdaten.

Als konstante Größe und fortdauernden Rückhalt während meiner Doktorandenzeit danke ich Herrn Fred Niederjasper, der stets hilfsbereit und kompetent alle möglichen und unmöglichen Hardware- und Softwareprobleme in den Griff bekam.

Ein besonderer Dank gilt auch Frau Dr. Catalina Gebhardt, Herrn Dr. Norbert Ott und Herrn Dr. Matthias König für die zahlreichen und intensiven Diskussionen und Anregungen, die zur Fertigstellung dieser Arbeit beitrugen.

Überdies möchte ich mich bei den Kollegen Dr. Martin Klenke, Dr. Andreas Beyer, Dr. Heinrich Hinze, Daniel Schulte, Jörn Hatzky, Steffen Gauger, Merijn J. Jacops und Ottokarl Büchschütz-Nothdurft sowie den vielen anderen Studenten und Fahrtteilnehmern für ein stets angenehmes Arbeitsumfeld bedanken.

Zusammenfassung

Meteoriteneinschläge sind aufgrund ihrer weitreichenden Einflüsse auf die Umwelt Gegenstand vertiefter Forschungsarbeiten, wobei alle bislang dokumentierten Meteoriteneinschläge der Erde auf dem Festland oder in Seegebieten geringer Wassertiefen liegen. Da die Ozeane aber den Großteil der Erde bedecken (71%) und im Mittel ca. 3800 Meter tief sind, stellt der bislang erste und einzige gefundene Einschlag in die Tiefsee, der Eltanin-Impakt im südlichen Pazifik, einen besonderen Fall dar.

Frank T. Kyte entdeckte 1981 Iridiumspuren in Sedimentkernen, die auf der 1960 durchgeführten Fahrt der 'USNS Eltanin' gezogen wurden. Um das daraus abgeleitete Ereignis eines Meteoriteneinschlages detaillierter zu erforschen, fanden unter der Leitung des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung in den Jahren 1995 und 2001 zwei Expeditionen mit dem Forschungsschiff 'Polarstern' in das vermutete Einschlagsgebiet statt, bei denen umfangreiche geologische und geophysikalische Beprobungen und Vermessungen durchgeführt wurden. Während durch Schwerelot, Multicorer und Kastengreifer sowie dem Fächerecholot und dem Sedimentecholot die Oberfläche und oberflächennahe Schichten des Meeresbodens beprobt wurden, lieferten Ergebnisse der Seismik, Magnetik und Gravimetrie Einblicke in die tieferliegenden Strukturen der ozeanischen Kruste.

Mit Hilfe der geologischen Beprobungen und der stratigraphischen Auswertungen wurde das Alter des Meteoriteneinschlags auf 2,15 Millionen Jahre datiert und der Meteoritendurchmesser auf mehr als einen Kilometer bestimmt. Detaillierte Angaben über Einschlagswinkel, Aufschlagsgeschwindigkeit und andere Parameter konnten wie der genaue Einschlagsort bislang nur in Näherung bestimmt werden. Um diese Größen zu verifizieren, wird in dieser Arbeit unter Verwendung geophysikalischer Messdaten untersucht, ob der Meteoriteneinschlag Verformungen und Strukturen am Meeresboden und in der Erdkruste hinterlassen hat.

Im einleitenden Kapitel dieser Arbeit werden die Grundzüge der Kraterbildung von Meteoriteneinschlägen erläutert und die Besonderheiten für den Fall des Eltanin-Tiefseeimpakts hervorgehoben. Die hierbei zu berücksichtigenden geologischen Randbedingungen bzw. die geologische Situation des Südpazifiks sowie des Impaktgebietes werden in Kapitel zwei behandelt. Weiteres geophysikalisches Hintergrundwissen zur Potentialfeldtheorie, zur Korrelation von Bathymetrie und Gravimetrie sowie den geologischen Zusammenhängen werden in Kapitel drei erläutert.

Da keine morphologischen Strukturen identifiziert wurden, die direkt auf den Eltanin-Impakt zurückzuführen sind, wird der Prozessierung der Messdaten besondere Aufmerksamkeit gewidmet. So werden in Kapitel vier die in dieser Arbeit verwendeten Mess- und Sekundärdaten hinsichtlich ihrer Herkunft und Genauigkeiten detailliert vorgestellt.

Kapitel fünf beinhaltet die Prozessierungsarbeiten, um sowohl hochaufgelöste Grids der Bathymetrie, Freiluft- und Bougueranomalie als auch Qualitäts- bzw. Genauigkeitsinformationen für diese Daten zu erhalten und die Plausibilität der Anomalien und Strukturen sowie die resultierende Interpretation zu sichern. Es wird eine Euler-Dekonvolution zur theoretischen Quellkörperabschätzung durchgeführt, als deren Ergebnis maximale Quell-tiefen von weniger als 1200 Meter berechnet wurden. Aus der Verteilung der Quellkörper lassen sich keine Strukturen im Untergrund identifizieren, die Rückschlüsse auf das Impact-Ereignis zulassen. Des Weiteren wird eine Modellierung der Kraterstrukturen entsprechend der hydrodynamischen Theorie vorgenommen, die eine in den Bougueranomalien beobachtete Ringstruktur geometrisch beschreibt und erstmals eine genaue Position für den Einschlagsort liefert.

Die Ergebnisse der Datenprozessierung und Modellierung werden in Kapitel sechs zusammengefasst. Es werden Gemeinsamkeiten, Unterschiede und Korrelationen zwischen den Daten der marinen Gravimetrie und Bathymetrie sowie den korrespondierenden Daten, die aus der Satellitenaltimetrie abgeleitet wurden (sogenannte Prädiktionen), herausgearbeitet. Alle Primär- und prozessierten Daten sind in Metadaten beschrieben und im 'PANGAEA Publishing Network for Geoscientific & Environmental Data' des Alfred-Wegener-Instituts veröffentlicht.

In Kapitel sieben schließt sich die Diskussion und Interpretation der Daten an. Neben Lage, Form und Verteilung der Bougueranomalien werden auch auftretende Differenzen zwischen gemessener und prädikierter Bathymetrie diskutiert. Die Differenzbathymetrie resultiert hierbei aus der Abweichung des geologischen Modells, mit dessen Hilfe die prädikerte Bathymetrie berechnet wird, gegenüber dem realen Zustand. Die Differenzen können somit als Dichtekontrast im Untergrund interpretiert werden.

Die Herkunft der beobachteten Ringstruktur wird im Hinblick auf den Eltanin-Impakt untersucht und mit anderen Ringstrukturen und deren Entstehung verglichen.

Im Ausblick der Arbeit werden Erweiterungen und Ergänzungen der bisherigen Messungen und Auswertungen vorgeschlagen.

Summary

Meteorite impacts are subject of extensive scientific research because of their immense environmental influence. Most detected impacts are localised on continental or sea areas with low water depth. Oceans cover major part of the earth's surface (71%) which have an average depth of approximately 3800 meter. Therefore the first and only found deep sea impact, the Eltanin Impact, is regarded to be a special one.

In 1981 Frank T. Kyte discovered iridium traces in sediment cores, which were sampled during 'USNS Eltanin' cruise in 1960. To explore the causing meteorite impact in more detail, the Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research exerted two expeditions to the assumed impact area in 1995 und 2001. On bord the research vessel 'Polarstern' numerous geophysical and geological samplings were accomplished. Gravity corer, multi corer, sediment echo sounder and multibeam echo sounder provided results about the seabed, seismic, magnetic and gravimetric measurements delivered insight into the lower crust.

Using geologic sampling and stratigraphic analysis the impact event could be dated to 2.15 million years and the diameter of the impact estimated to be larger than one kilometer. More detailed predications concerning elevation angle, impact velocity, and other parameters particularly the spezific position of the impact center could be determined only approximately by now. To verify these topics geophysical data are used in this thesis to study if the meteorite impact has affected the seabed and left deformations and structures in the crust.

In the introductory chapter the basics of crater forming caused by meteorite impacts are briefly explained and the peculiarities of the Eltanin deep sea impact emphasised. The relating geological boundary conditions and settings of the South Pazific and the impact area are addressed in chapter two. Additional geophysical background knowledge concerning potential field theory, correlation of bathymetry and gravity as well as their geological relation are explained in chapter three.

Considering that no morphologic structures caused by the Eltanin impact could be detected by now, the processing of shipborne measured data is executed in high attention. Therefore all measurements and other data consulted and processed in this work are presented in terms of their origin and accuracy in chapter four.

In chapter five the processing steps to achieve grids of bathymetry, free air anomaly, bouguer anomaly, and geoid undulations in best quality are explained. Additionally precision

and accuracy information are derived to guarantee anomalies, structures and resulting interpretations. To detect subsurface attracting bodies an Euler-deconvolution is applied to bouguer anomalies whereat the maximum depth of source bodies is calculated to be situated at less than 1200 meter. No impact related structures could be identified with this methode. A ring structure, which was identified within bouguer anomalies, is modelled by the hydrodynamic theory, achieving a geometric description and first-time a precise position of the impact centre.

The results of data processing and modelling are centralised and emphasised in chapter six. Similarities, differences and correlations between marine gravity and bathymetry are pointed out likewise the relations to and between the corresponding altimeter satellite derived datasets (so called predictions). All shipborne sampled primary and processed data are described in metadata and uploaded to the 'PANGAEA Publishing Network for Geoscientific & Environmental Data' of the Alfred Wegener Institute.

Chapter seven proceeds with discussion and interpretation of processed datasets. Position, form, distribution, and source of bouguer anomalies is discussed as well as the differences between measured and predicted bathymetry. The difference bathymetry is meant to be the anomaly between the real situation and the geologic model, which was utilised to compute the predicted bathymetry. Therefore this anomaly is considered to reflect a subsurface density contrast.

The origin of the observed ring structure is compared with other structures which are not caused by a meteorite impact.

Finally, the outlook of this paper gives an proposal about expansion and completion of existing datasets.

1 Die Bildung von Impakt-Strukturen

Neben den Planeten gibt es mehrere zehntausend Asteroiden in unserem Sonnensystem, die sich in den Asteroidengürteln zwischen Mars und Jupiter (Hauptgürtel) und außerhalb des Pluto (Kuiper-Gürtel) befinden. Die Asteroiden umkreisen die Sonne dabei nicht auf gleichförmigen, sondern aufgrund gegenseitiger gravitativer Anziehung auf gestörten Bahnen und kreuzen somit auch die Umlaufbahnen der Planeten. Das Ereignis eines Zusammenpralls zwischen Asteroid und Planet ist zwar statistisch gering, doch liefert der Blick auf den Mond mit seiner hohen Dichte an Kratern einen Hinweis darauf, welchem Bombardement von Asteroiden auch die Erde, insbesondere in den Anfängen ihrer geologischen Geschichte, ausgesetzt gewesen sein musste.

Doch während der Mond geologisch inaktiv ist und keine Atmosphäre besitzt und die Kraterstrukturen somit die Zeit überdauern konnten, sind auf der Erde Erosions-, Verwitterungs- und Sedimentationsprozesse sowie plattentektonische Verschiebungen zu beobachten. Die ozeanische Kruste unterliegt wie die kontinentale Kruste großen tektonischen Veränderungen, wobei die ozeanische Kruste deutlich jünger ist. Nach Press und Siever (2003) wurden seit dem Chixculub-Impakt zur K/T-Grenze vor 65 Millionen Jahren ungefähr 30% des Meeresbodens subduziert, womit auch Spuren lang zurückliegender Impakte im Erdinneren verschwunden sind.

Entsprechend dem hohen Anteil von 71% der Ozeane an der gesamten Oberfläche der Erde müssten mehr Meteoritenkrater im Meer als an Land vorhanden sein. Tatsächlich aber sind weit weniger marine als terrestrische Impakte bekannt, von denen sich allein der Eltanin-Impakt in der Tiefsee befindet. Der wichtigste Grund dafür ist, dass die kinetische Energie eines Meteoriten bereits durch die durchschnittlich vier Kilometer hohe Wassersäule weitgehend absorbiert wird, bevor er den Meeresboden erreicht. Meteoriten von einer Größe, die diese Wassersäule tatsächlich durchdringen, schlagen statistisch im Abstand von mehreren Millionen Jahren auf der Erde ein (Press und Siever, 2003). Im Durchschnitt wird die Erde alle 50.000 bis 100.000 Jahre von einem Meteoriten getroffen, der auf Kontinentalmassen einen Krater von einem Kilometer Durchmesser erzeugt, und alle 20 bis 30 Millionen Jahre von einem großen Meteoriten, der einen Krater von 20 Kilometer Durchmesser zur Folge hat (Jacobshagen u. a., 2000).

Darüber hinaus blieben submarine Impaktkrater bislang vermutlich auch unentdeckt, weil sich der Meeresboden dem direkten Blick entzieht und durch hochauflösende Messverfahren nicht flächendeckend, sondern nur punktuell vermessen bzw. beprobt ist.

Mit dem Eintritt des Meteoriten in die Erdatmosphäre wird der Meteorit durch Reibung erhitzt und abgebremst, wobei kleine Meteoriten in Abhängigkeit ihrer Beschaffenheit als Eis-, Stein- oder Eisenmeteoriten bei einem Durchmesser von bis zu 1,5, 0,8 bzw. 0,2 Metern vollständig in der Atmosphäre verglühen. In seltenen Fällen wird der Meteorit bis auf die allein auf Gravitation beruhende Fallgeschwindigkeit abgebremst, in der Regel wird jedoch mit einer Auftreffgeschwindigkeit von 18 - 20 km/s bei einem durchschnittlichen Auftreffwinkel von 45° gerechnet (Spudis (1993), Lewis (1999)). Durch die Reibung kann ein Meteorit derart beansprucht werden, dass er in mehrere kleinere Stücke auseinanderbricht, bevor er die Erdoberfläche erreicht.

Die Prozesse, d. h. die Kraterbildung, die sich mit dem Auftreffen des Meteoriten auf die Erdoberfläche vollziehen, werden nach Melosh (1989) in drei Phasen unterteilt: Die Auftreff- und Verdichtungsphase (*contact and compression stage*), die Auswurfphase (*excavation/displacement stage*) und die Modifikationsphase (*modification stage*).

Mit dem Auftreffen auf die Erdoberfläche wird der Meteorit verdichtet, der diese Verdichtung an das Zielobjekt überträgt. Die so entstandene Schockwelle erreicht Drücke bis zu einigen 100 Giga-Pascal. Unter diesen Voraussetzungen reagiert das Material des Meteoriten teilweise plastisch, wobei im Verlauf der Verdichtung der Meteorit und das umliegende Gestein schmelzen oder vollständig verdampfen. Im Fall eines marinen Impakts trifft der Meteorit nicht auf festes Gestein, sondern auf Wasser auf, was dennoch die Ausbreitung einer Schockwelle zur Folge hat. Die Wassertiefe, der Durchmesser des Meteoriten, seine Beschaffenheit, die Einschlagsgeschwindigkeit sowie der Auftreffwinkel, die Meeresbodentiefe und die Meeresbodenbeschaffenheit sind wichtige Parameter bei der Modellierung eines marinen Impakts.

Die Schockwelle zeigt nicht nur Auswirkungen in den oberflächennahen Bereichen. So wurde z. B. beim Ries-Krater durch Bohrungen festgestellt, dass das kristalline Grundgebirge unter dem Zentrum des Kraters bis in eine Tiefe von etwa 6 Kilometern zertrümmert bzw. spröde deformiert ist, wie in Abbildung 1.2 schematisch dargestellt ist.

Im nicht marinen Fall hängt die Ausbildung von Kraterstrukturen von verschiedenen Faktoren ab, infolge dessen die Krater auch unterschiedliche Gestalt annehmen. Nach Melosh (1989) wird unter anderem zwischen einfach wannenförmig ausgebildeten Kratern, Kratern mit Zentralkegel und solchen mit einer Ringstruktur unterschieden. Erstgenannte Form eines simplen Kraters ist bei allen kleinen Kratern mit einem Durch-

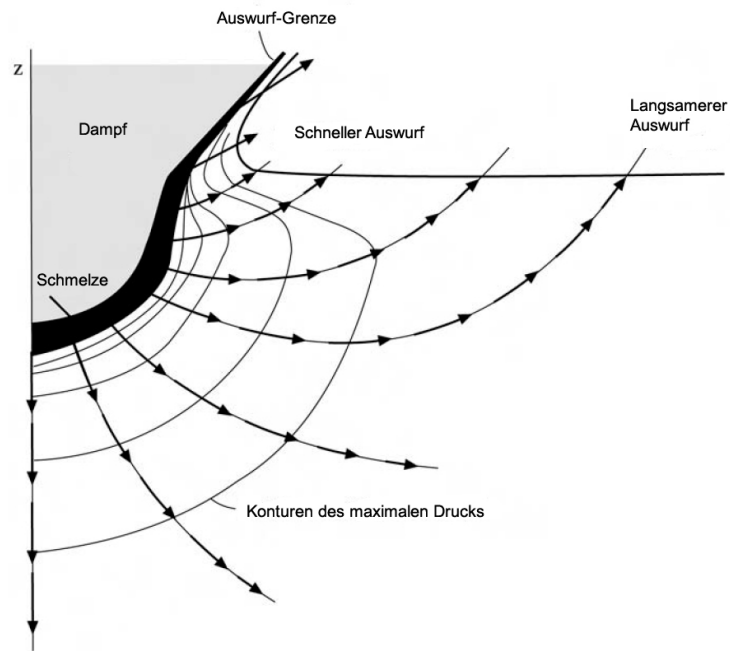


Abb. 1.1: Ausbreitungsrichtung und Stärke der Schockwelle eines Impakts. Modifiziert nach Melosh (1989).

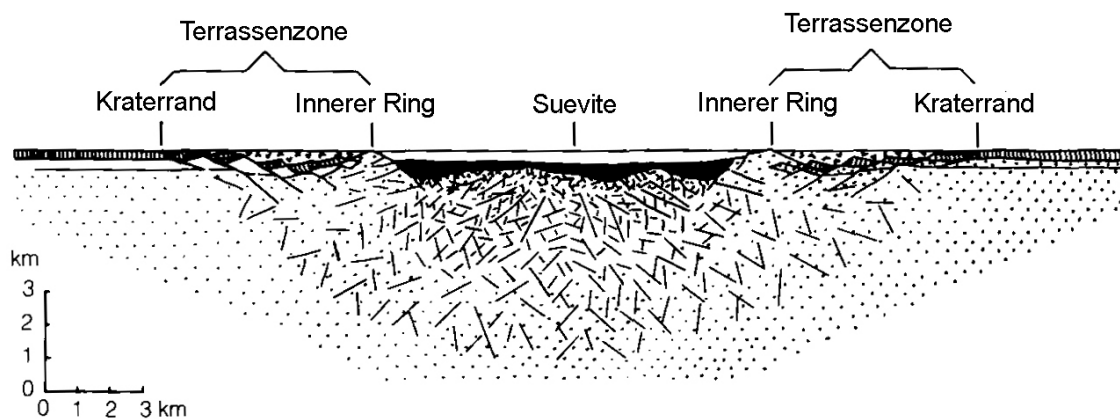


Abb. 1.2: Schematisches geologisches Profil durch den Ries-Krater. In den Randbereichen, an denen sich die stärksten Hangneigungen befinden, wurden Terrassen ausgebildet. Das kristalline Grundgebirge ist unter dem Zentrum des Kraters bis in eine Tiefe von etwa 6 Kilometer zertrümmert. Modifiziert nach Melosh (1989).

messer von bis zu 10-20 Kilometern zu beobachten. Bei Kratern größeren Durchmessers ist diese Struktur jedoch nicht stabil. Durch die hohe Energie des Einschlags wird der Untergrund komprimiert und anschließend wieder entlastet, womit im Zentrum des Kraters ein Zurückschwingen festzustellen ist. Abbildung 1.3 zeigt diesen *Rebound*-Effekt, bei dem das geschmolzene Gestein während seiner Dekompression wieder erstarrt und so die zentrale Erhebung ausbildet.

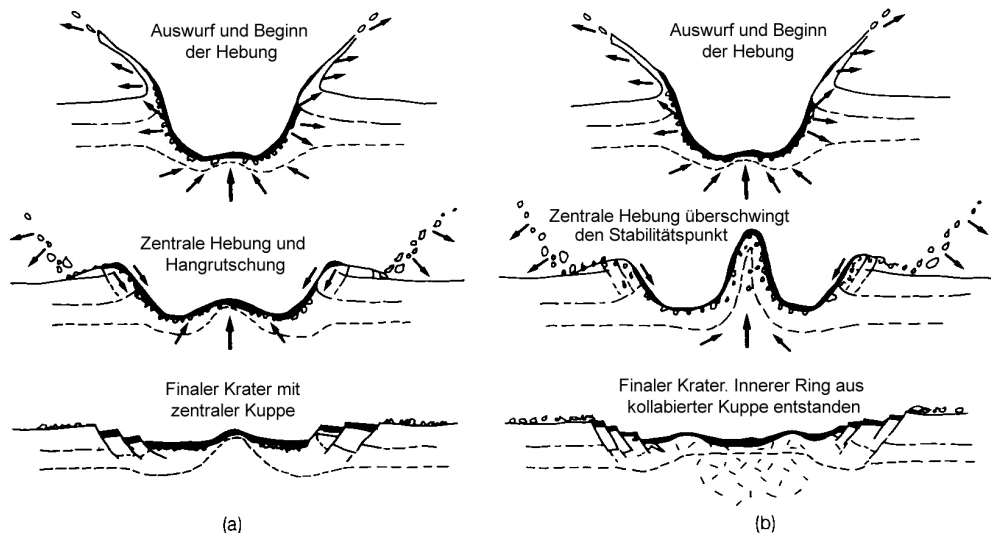


Abb. 1.3: Ausbildung der zentralen Erhebung aufgrund des Zurückfederns komprimierten Gesteins. Modifiziert nach Melosh (1989).

Zur Entstehung von Ringstrukturen liegen verschiedene Theorien zugrunde. Bei der hydrodynamischen Theorie bildet sich die Ringstruktur analog dem Auftreffen eines Tropfens auf eine Flüssigkeit aus (Abbildung 1.4). Bei sehr großen Kratern kann überdies ein oszillierender Zentralkegel modelliert werden, indem das Gestein nicht gleich beim ersten Ausschwingen erstarrt. Dieser Effekt ist neben dem Energieeintrag und der Viskosität des Gesteins unter anderem von der Dicke der Lithosphäre abhängig, wie durch Abbildung 1.5 veranschaulicht werden soll. Situation (c) ist für den in dieser Arbeit behandelten Eltanin-Impakt zutreffend, der sich in der Tiefsee befindet, für die eine Lithosphärendicke von nur ca. sieben Kilometern angenommen werden kann.

Eine andere Erklärung für die Ausbildung von Zentralkegel und Ringstrukturen findet sich in der Instabilität des Kraterandes während seiner Ausbildung. In Abhängigkeit der Kohäsion und Viskosität des Gesteins rutscht der Impaktabraum im tiefsten Punkt des Kraters, also im Zentrum, zusammen und häuft sich dort zum Zentralkegel an. Bei größeren Kratern ist ein terrassenförmiges Abrutschen von Kraterbereichen zu beobachten,

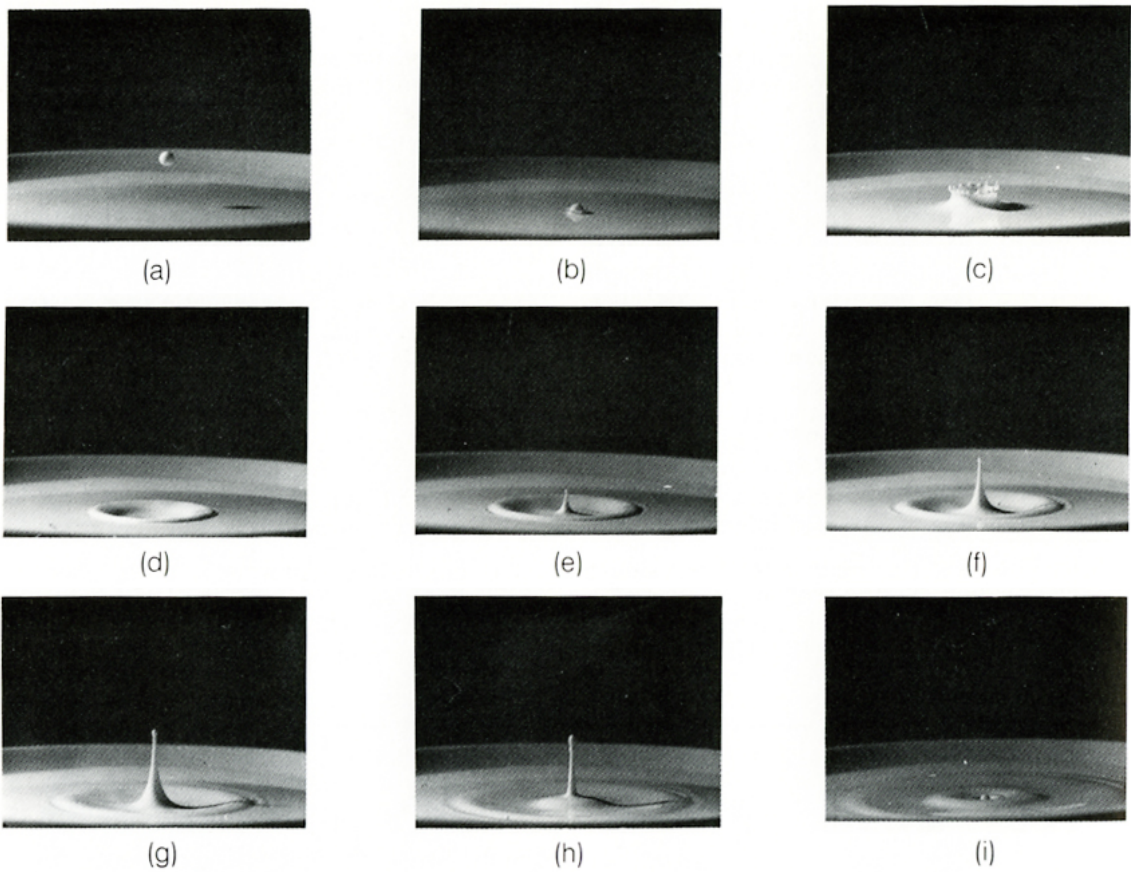


Abb. 1.4: Hydrodynamische Theorie eines Meteoriteneinschlags zur Bildung des Zentralkegels und der Ringstruktur. Modifiziert nach Melosh (1989).

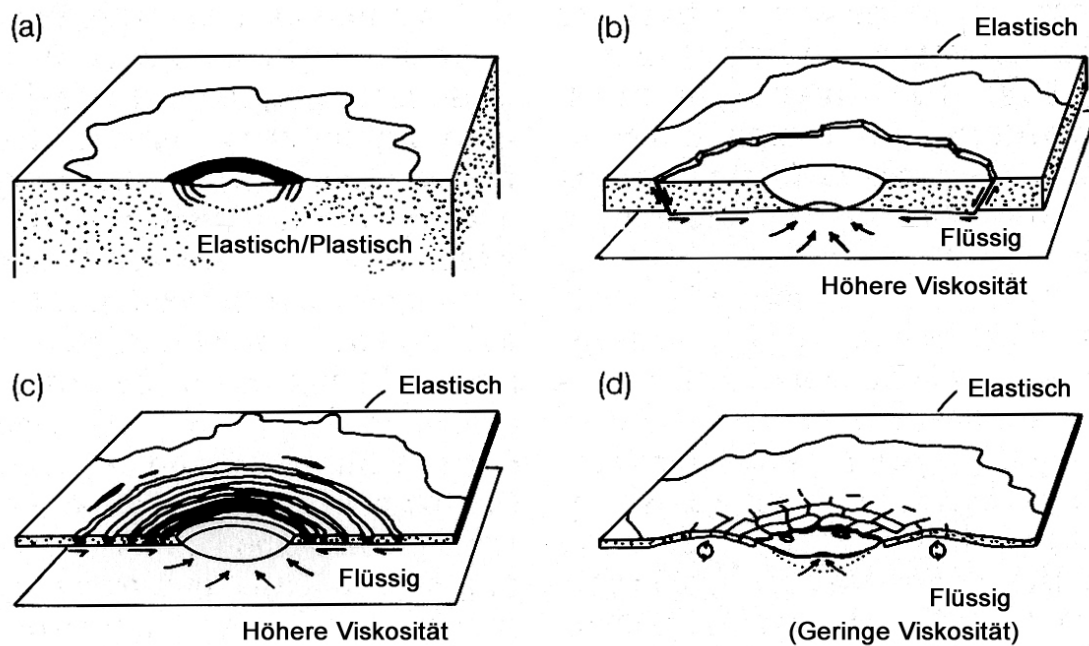


Abb. 1.5: Abhängigkeit der Ausbildung von Ringstrukturen eines Meteoriten-impakts von der Viskosität und Dicke der Lithosphäre. Modifiziert nach Melosh (1989).

wie auch in Abbildung 1.2 schematisch darstellt ist. Auch der in Abbildung 1.3 (b) dargestellte Zentralkegel kann kollabieren und eine Ringstruktur ausbilden.

Die Auswurfphase beschreibt die Ausbreitung und Abschwächung der Schockwelle sowie die Umlagerung des Auswurfmaterials. Auf diese Prozesse hat insbesondere der Betrag der Gravitation maßgeblichen Einfluss. Nachgeordnete Bedeutung haben hierbei die Struktur und das Material des Zielobjektes. Während jedoch im terrestrischen Fall mit einer ballistischen Ausbreitung des Auswurfmaterials gerechnet wird, ist dieser Ansatz im marinen Fall durch die Wassersäule gestört. Das Meteoriten- und Auswurfmaterial verbleibt in unmittelbarer Nähe des Einschlagsortes.

Abbildung 1.6 zeigt die von Shuvalov und Trubestkaya (2002) modellierte Wassersäule während verschiedener Zeitpunkte des Eltanin-Impakts vom Zerschlagen des Meteoriten in der Wassersäule [a) und b)], der Verdrängungsphase des Wasser [c) bis e)] sowie der Phase, in der das verdrängte Wasser zurückströmt [f) bis h)]. Wie zu erkennen ist, wird der Meeresboden zeitweise freigelegt. Die Verdrängung und Verdampfung des Wassers betrifft auch das in Sedimenten eingelagerte Wasser, womit auch Teile des Meeresbodens in die Atmosphäre geschleudert und in der Wassersäule verwirbelt werden.

Die in die Luft geschleuderten Sedimente fallen wieder herab und sinken wie die im Wasser verwirbelten Sedimente wieder auf den Meeresboden. Dabei sinken größere

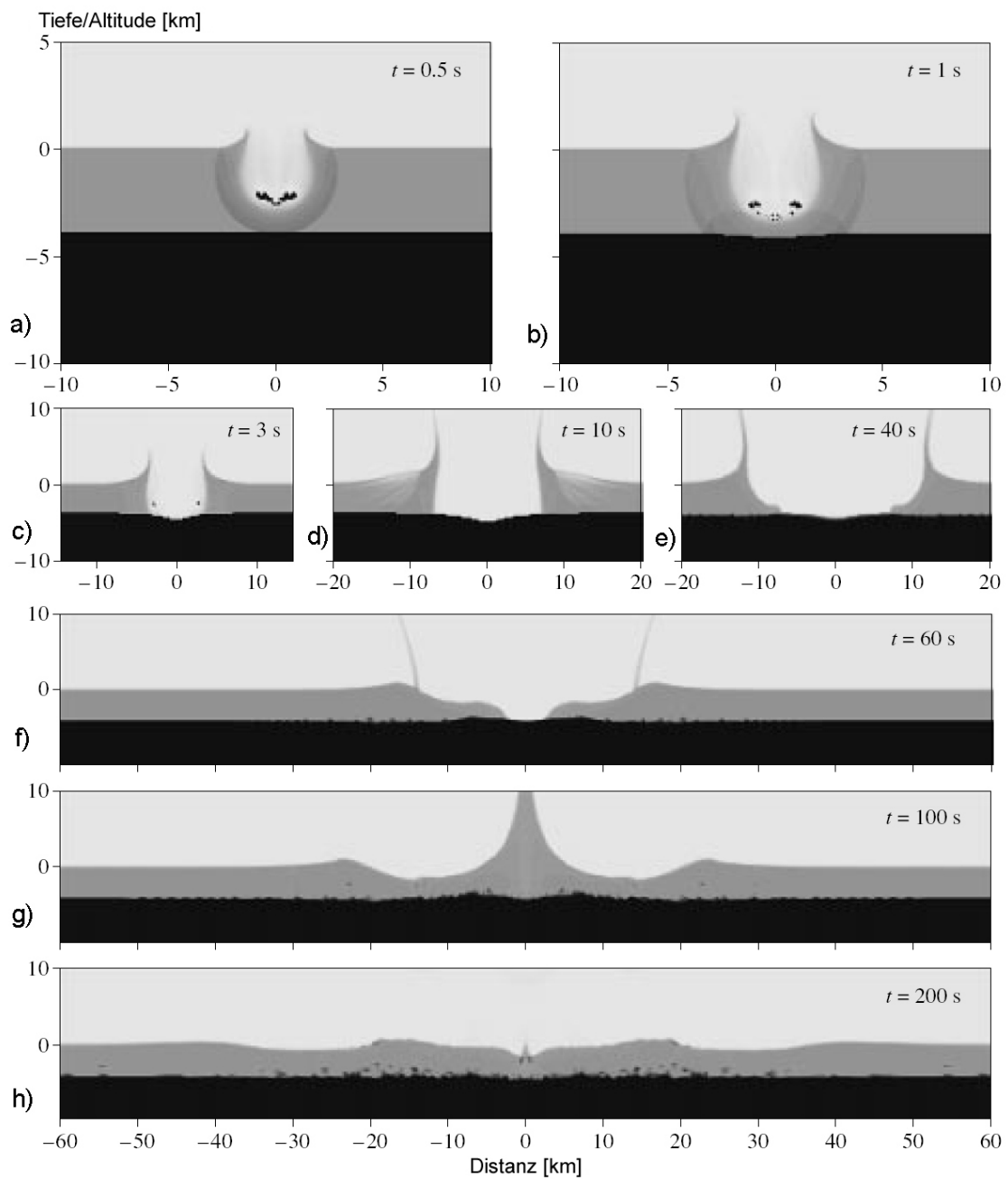


Abb. 1.6: Modellierung der Wassermassen während des Eltanin-Impakts mit einer Meereshodentiefe von 4 Kilometern, einem Meteoritendurchmesser von 1 Kilometer, einem Auftreffwinkel von 0° und einer Auftreffgeschwindigkeit von 20 km/s. Modifiziert nach Shuvalov und Trubestkaya (2002).

Partikel schneller als kleine, so dass es eine Schichtenbildung gibt, die durch Kolben- und Schwerelote sowie durch das Sedimentecholot nachgewiesen wird (Gersonde u. a., 1997).

In die Modifikationsphase fallen die Veränderungen der Morphologie, die im terrestrischen Fall in der Instabilität des Kraters gegenüber gravitativen Einflüssen sowie in Verwitterungsprozessen begründet sind. Im marinen Fall ist diese Phase kaum ausgeprägt, da keine Verwitterung zu beobachten ist und durch den Impakt verdrängte und zurückströmende Wassermassen Sedimente vom Meeresboden mitgerissen und somit mögliche (oberflächennahe) Kraterstrukturen bereits eingeebnet haben.

2 Die geologische Situation des Eltanin-Impakt-Gebietes

Zur Interpretation möglicher Impaktstrukturen im Eltanin-Gebiet sind diese gegenüber Strukturen tektonischen Ursprungs abzugrenzen und die geologischen Randbedingungen festzustellen. In diesem Kapitel werden die geotektonische Entwicklung und Situation des Südpazifiks im Allgemeinen und die ozeanische Kruste des Eltanin-Gebietes im Speziellen erläutert.

2.1 Geotektonische Entwicklung des Südpazifiks

Die bedeutenden geotektonischen Strukturen des Südpazifiks sind der von Nordost nach Südwest verlaufende Pazifisch-Antarktische Rücken sowie die davon ausgehenden aktiven und inaktiven Transformstörungen. Nach Press und Siever (2003) divergieren die Pazifische und Antarktische Platte mit einer Rate von mehr als 10 Zentimetern pro Jahr im nördlichen Bereich nahe der Triplejunction zur Nazca-Platte und sind damit etwa doppelt so schnell wie im südlichen Bereich an der Grenze zum Tongagraben mit ca. 5 Zentimetern pro Jahr. Der sich nördlich anschließende Ostpazifische Rücken zwischen Pazifischer und Nazca-Platte divergiert mit ca. 17 Zentimetern pro Jahr, womit Antarktische und Nazca-Platte mit ca. 6 Zentimetern pro Jahr aneinander vorbeischieben. Die Grenze der Antarktischen zur kontinentalen Südamerikanischen Platte ist als Subduktionszone ausgebildet (Peru-Chile-Tiefseeegraben) bei einer konvergierenden Plattengeschwindigkeit von ca. 3,3 Zentimetern pro Jahr.

Die aus Eagles u. a. (2004) entnommene Abbildung 2.1 veranschaulicht die geologische Situation des Südpazifiks. Auf dem hellgelb dargestellten Plattenbereich (*PA*), der in Abbildung 2.2 von Cande u. a. (1982) nochmals vergrößert dargestellt ist, befindet sich das Eltanin-Impakt-Gebiet. Dieser in Abbildung 2.2 schraffiert dargestellte Bereich wurde an der Spreizungszone zwischen Pazifischer und Phönix-Platte (auch Aluk-Platte genannt) gebildet. Der Süden des Gebietes wurde durch die 'V'-Transformstörung be-

grenzt. Zwischen 62 und 48 Millionen Jahren (Ma) wanderte die Triplejunction zwischen Pazifischer, Antarktischer und Phönix-Platte entlang dieser Störungszone. Zwischen 48 und 47 Ma verlängerte sich der Pazifisch-Antarktische Rücken direkt nach Norden und bildete so den heutigen Hudson-Trough aus. Somit wurde die 'V'-Störungszone inaktiv und die östliche Grenze des Gebietes nunmehr zur Spreizungszone zwischen Antarktischer und Phönix-Platte. Vor 47 Ma wanderte die Triplejunction zwischen Pazifischer, Antarktischer und Nazca-Platte, nördlich entlang der Humboldt-Störungszone (Eagles u. a., 2004).

2.2 Aufbau der ozeanischen Kruste im Eltanin-Gebiet

Das zentrale Bearbeitungsgebiet dieser Arbeit umfasst den Bereich mit den Koordinaten von $-90^{\circ}10'$ bis $-92^{\circ}20'$ geographischer Länge und $-56^{\circ}50'$ bis $-58^{\circ}00'$ geographischer Breite. Die Größe des Gebietes beträgt somit $2^{\circ}10' \times 1^{\circ}10'$, was ca. $130 \times 130 \text{ km}^2$ entspricht.

Aus der Tiefseeebene, die zwischen 4500 bis 5500 Meter tief ist, ragt als zentrale Erhebung der Freedom-Seamount hervor ($57^{\circ}37' \text{ S}$, $91^{\circ}14' \text{ W}$), der bis auf eine Wassertiefe von 2236 Metern ansteigt (GEBCO Sub-Committee on Undersea Feature Names - SCUFN, 1999).

Für das Alter der ozeanischen Kruste gibt es abweichende Angaben. Im globalen Datensatz von Müller u. a. (1997) wird ein Alter zwischen 50 Millionen Jahren im Nordwesten und 53 Millionen Jahren im Südosten des Gebietes angegeben. Die plattentektonische Rekonstruktion nach Eagles u. a. (2004) liefert ein Alter von ca. 59 Millionen Jahren. Gesteinsproben zur Verifizierung des Krustenalters wurden bislang nicht gesammelt. Der Seamount wurde während der Entstehung der umgebenden ozeanischen Kruste ausgebildet.

Die Dicke der ozeanischen Kruste kann bei einem Alter von ca. 55 Millionen Jahren mit ca. 7 Kilometern abgeschätzt werden. Die Kruste ist in sich nicht homogen, sondern baut sich aus verschiedenen Schichten auf. Wie in Abbildung 2.3 gezeigt ist, schließen sich unterhalb der Sedimente basaltische Schichten aus Kissenlaven (*pillow lava*) an, unterhalb derer sich wiederum Dyke-Schichten (*sheeted dykes*) befinden. Der Bereich darunter bis hin zur Mohorovic-Diskontinuität, die die Grenze zum Erdmantel darstellt, wird durch Gabbros gebildet. Die Dichte der Gesteine nimmt dabei von oben nach unten von ca. 2800 kg/m^3 bis zu 3200 kg/m^3 zu.

Das Bearbeitungsgebiet liegt in ca. 1200 Kilometer Abstand zum Festland, so dass kein terrigener, sondern ein rein pelagischer Eintrag von Sedimenten stattfindet. Der

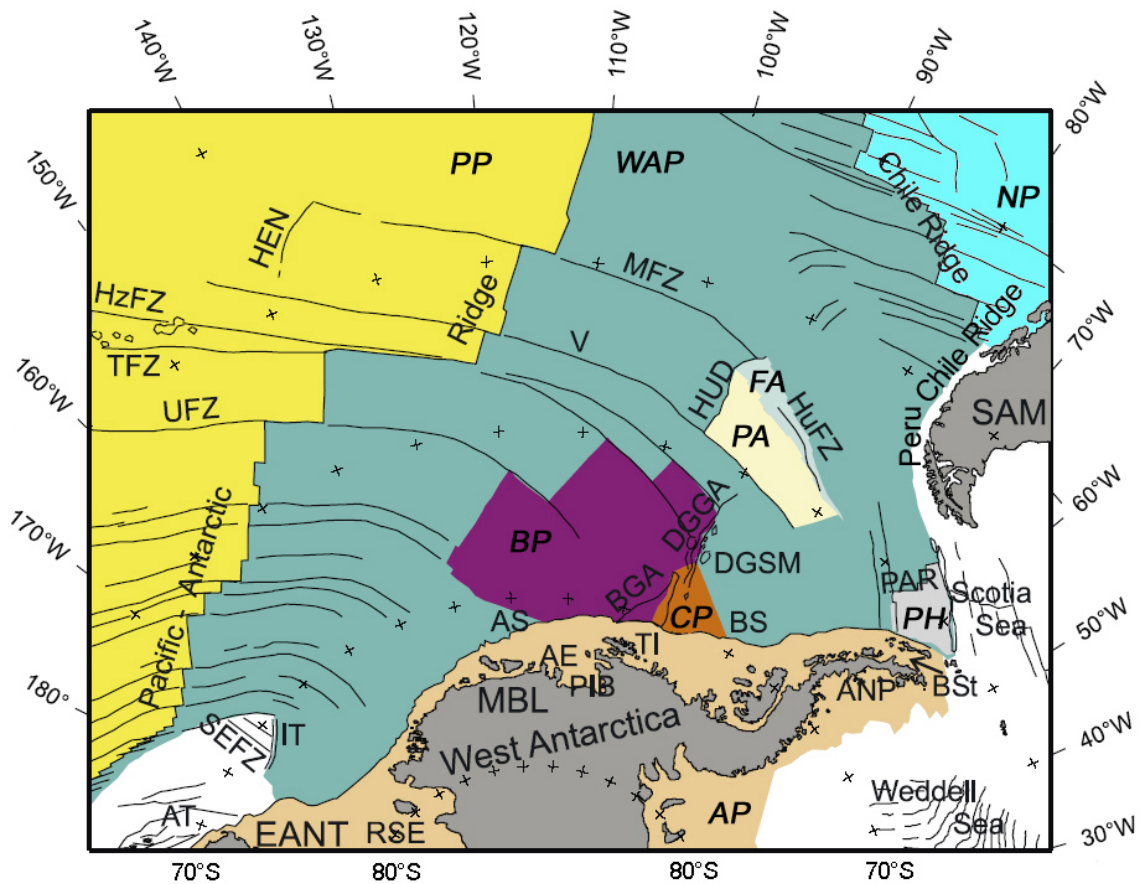


Abb. 2.1: Geotektonische Situation des Südpazifiks, modifiziert nach Eagles u. a. (2004): gelbbraun (AP), bereits vor 90 Ma existierende Gebiete; dunkelgelb (PP), auf der Pazifischen Platte geformte Lithosphäre; dunkelgrün (WAP), Westantarktische Platte; türkis (NP), Nazca-Platte; lila (BP), Bellingshausen-Platte; hellgelb (PA), geformt auf der Pazifischen Platte, aber zur Antarktischen Platte verschoben; hellgrün (FA), auf der Farallon-Platte geformt und zur Antarktischen Platte verschoben; grau (PH), auf der Phoenix-Platte geformt und zur Antarktischen Platte verschoben; orange (CP), auf der Charcot-Platte geformt.

AE, Amundsen Embayment; ANP, Antarktische Halbinsel; AS, Amundsenmeer; AT, Adare-Trog; BGA, Bellingshausen-Schwereanomalie; BS, Bellingshausenmeer; BSt, Bransfield Straße; DGGA, De Gerlache Schwereanomalie; DGSM, De Gerlache Sea-mounts; EANT, Ostantarktis; HEN, Henry-Trog; HUD, Hudson-Trog; HuFZ, Humboldt-FZ; HzFZ, Heezen-FZ; IT, Iselin-Trog; MBL, Marie Byrd Land; MFZ, Menard-FZ; PAR, Phoenix-Antarktis-Rücken; PIB, Pine Island Bucht; RSE, Ross Sea Embayment; SAM, Südamerika; SEFZ, südlicher Teil der Emerald FZs; TI, Thurston Island; TFZ, Tharp-FZ; UFZ, Udintsev-FZ; V, FZ 'V'. Schiefe Mercator-Projektion in 137,5° W, 65° S zentriert und mit Projektionsäquator in 74° W, 60° S.

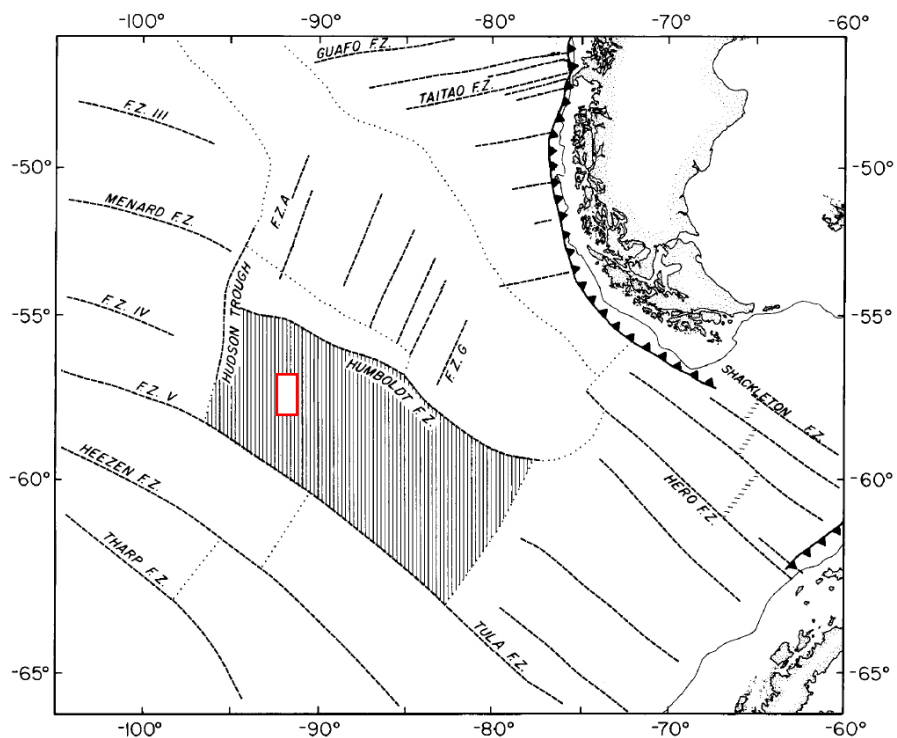


Abb. 2.2: Transformstörungen (*Fracture Zones - F.Z.*) des Südpazifiks im Bereich des Eltanin-Einschlaggebietes - modifiziert nach Cande u. a. (1982). Die Lage des zentralen Bearbeitungsgebietes dieser Arbeit mit den Eckkoordinaten $92^{\circ}20' - 90^{\circ}10' W$ und $56^{\circ}50' - 58^{\circ}00' S$ ist durch die Box innerhalb der schraffierten Fläche hervorgehoben.

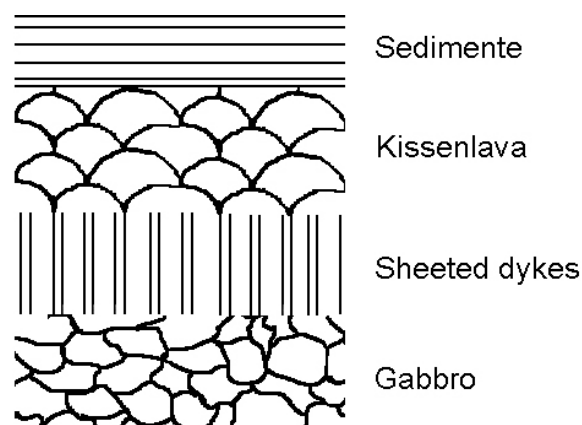


Abb. 2.3: Schematischer geologischer Aufbau der ozeanischen Kruste im Bearbeitungsgebiet.

Meeresboden befindet sich mit Ausnahme der Spitze des Freedom-Seamounts unterhalb der Kalzit-Kompensationstiefe (CCD), die im Pazifik ca. 3500 bis 4000 Meter tief liegt. Somit ist das Eltanin-Gebiet, ebenso wie der überwiegende Teil des Südpazifiks, mit rotem Tiefseeton bedeckt. Der globale Datensatz des National Geophysical Data Center - NGDC (2005) weist eine gleichmäßige Sedimentmächtigkeit von ca. 100 Metern aus.

3 Geophysikalische Grundlagen

Die möglichen Auswirkungen des Eltanin-Meteoriten auf die Erdkruste sind nicht direkt messbar, da man nur bedingt in den Erdkörper 'hineinschauen' kann, und nicht zuletzt, da das Meer an dieser Stelle zwischen zwei und fünf Kilometer tief ist. Im Folgenden werden die für die Prozessierung und Interpretation der marinen Messdaten zugrunde liegenden geologischen, geophysikalischen und geodätischen Modelle und Zusammenhänge erläutert. Im Hinblick auf die Interpretation der Schwerefeldanomalien werden die Grundzüge der Potentialtheorie erläutert sowie die darauf aufbauenden Kugelflächenmodelle. Da geophysikalische Größen oft als Differenz oder Abweichung von einer Modell- oder Referenzgröße behandelt werden, soll die Entwicklung bzw. Berechnung der dazu verwendeten Datensätze, insbesondere der präzidierten Gravimetrie und Bathymetrie, vorgestellt werden.

3.1 Die Figur der Erde - Geodätisches und geophysikalisches Datum

Die auf 'FS Polarstern' gesammelten Schweredaten werden mit den globalen ellipsoidischen Koordinaten verortet, die die Navigationsanlage liefert. Diese sind im WGS 84 definiert, das im Erdschwerpunkt zentriert ist, wobei sich die Geometrie des Ellipsoids über die große Halbachse $a = 6378137,0$ [m] und die Abplattung $f = \frac{a-b}{a} = 1/298,25722$ definiert (Abbildung 3.1). Die physikalischen Eigenschaften des WGS 84 sind in Form des Kugelflächenmodells EGM 96 definiert, das aus Messdaten berechnet wurde. Näheres zu Rechnungen auf dem Ellipsoid findet sich bei Großmann (1964).

Der Bezug für die Schweredaten ist das GRS 80, dessen Geometrie mit der des WGS 84 übereinstimmt. Hingegen leiten sich die physikalischen Parameter des GRS 80 allein aus der Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation $\omega = 7,292115 \cdot 10^{-5}$ [1/rad], der dynamischen Abplattung $J_2 = 0,00108263$ und der Masse des Ellipsoids (= Masse der Erde) $GM = 3,986005 \cdot 10^{14}$ [m³/s²] ab. Näheres hierzu in Moritz (1980), Heiskanen und Meinesz (1958) und Heiskanen und Moritz (1967).

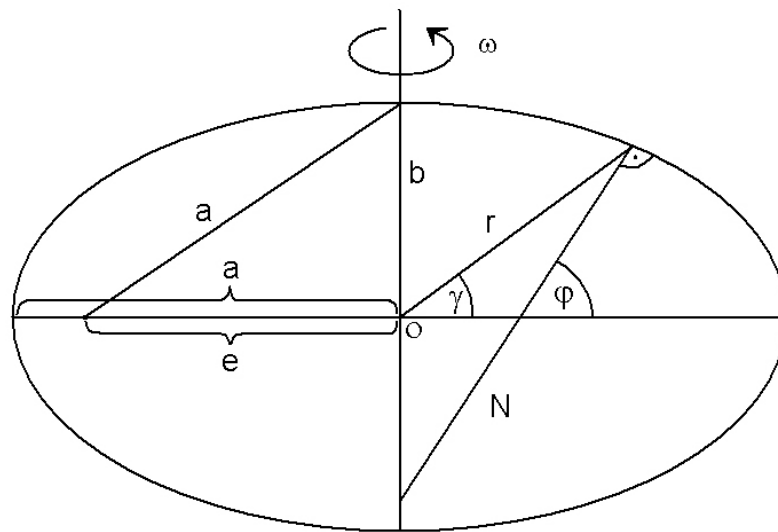


Abb. 3.1: Parameter des Rotationsellipsoids: Große Halbachse (a), kleine Halbachse (b), lineare Exzentrizität (e), geozentrischer Radius (r), Normalkrümmungsradius (N), geozentrische Breite (γ), geographische Breite (φ), Winkelgeschwindigkeit (ω).

Die verschiedenen geometrischen und physikalischen Bezugsflächen und ihre Bezeichnungen sowie Beziehungen sind in Abbildung 3.2 dargestellt.

3.2 Potentialfeldtheorie

Die Geodäsie hat entsprechend der klassischen Definition nach Helmert die Messung und Darstellung der Erdoberfläche zum Inhalt. Neben der geometrischen Beschreibung der Erde wird durch das Potentialfeld (W) eine physikalische Eigenschaft beschrieben, über die das Höhensystem definiert ist. Durch die unregelmäßig geformte Erdoberfläche stellt das Erdschwerefeld jedoch keine einfach mathematisch beschreibbare Fläche dar. So wurde das Geoid als eine Äquipotentialfläche definiert, die mit dem mittleren Meeresspiegel übereinstimmt. Die räumliche Lage des Geoids wird als die metrische Differenz zu einem Referenzellipsoid ausgedrückt und Geoidundulation (N) genannt (nicht zu verwechseln mit dem Normalkrümmungshalbmesser N des Rotationsellipsoids). Die Einheit des Schwerepotentials ist m^2/s^2 .

Die Bestimmung des Potentialfeldes erfolgt unter anderem durch Schweremessungen, wobei die Schwere die erste Ableitung des Potentials ist. Die Schwere ist eine Beschleunigung, die in der Geophysik und Geodäsie bevorzugt in Milligal (mGal) ausge-

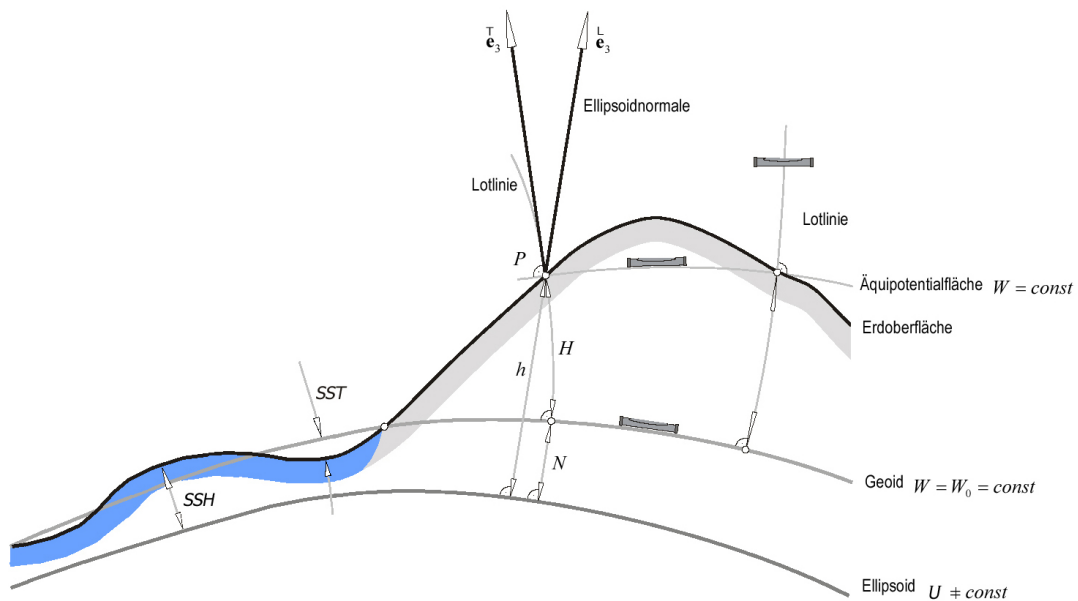


Abb. 3.2: Bezugsflächen und ihre Beziehungen: Meeresoberflächenhöhe / sea surface height (SSH), Meeresoberflächentopographie / sea surface topography (SST), ellipsoidische Höhe (h), normalorthometrische Höhe (H), Geoidundulation (N).

drückt wird. Die Umrechnung in die SI-Einheit Meter pro Sekunde² lautet:

$$100 \text{ Gal} = 1 \text{ m/s}^2 \text{ bzw. } 1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

Für die meisten Berechnungen wird jedoch nicht die Schwere g_p , sondern die Differenz zu einer Normalschwere γ_0 verwendet, die Schwereanomalie Δg

$$\Delta g = g_p - \gamma_0 \quad (3.1)$$

Die Normalschwere wird durch die Formel von Somigliana dargestellt, wobei nach Torge (2001) für numerische Rechnungen die Form

$$\gamma_0(\phi) = \gamma_a \frac{1 + k \sin^2 \phi}{(1 - e^2 \sin^2 \phi)^{1/2}} \text{ mit } k = \frac{b\gamma_b}{a\gamma_a} - 1 \quad (3.2)$$

gebräuchlich ist. Die Größen a und b sind die große und kleine Halbachse des Ellipsoids, e^2 dessen 1. numerische Exzentrizität, γ_a und γ_b die Normalschwere am Äquator bzw. am Pol und ϕ ist die geographische Breite. Nach Moritz (1980) lassen sich alle Größen aus den vier primären Parametern des Schwereellipsoids (z. B. GRS 80) berechnen.

3.2.1 Die geodätische Randwertaufgabe

Die geodätische Randwertaufgabe umfasst die Bestimmung der physischen Erdoberfläche und des äußeren Schwerefeldes aus Messungen auf oder in der Nähe der

Erdoberfläche (Sansò und Rummel, 1997). Hierbei kann entweder das Geoid (Stokes' Problem) oder die physische Erdoberfläche (Molodenskis Problem) als unbekannte Randfläche eingeführt werden. Die geodätische Randwertaufgabe kann durch die Laplace'sche Differentialgleichung formuliert werden.

$$\Delta T = 0 \quad (3.3)$$

Wird ein Störpotential (T) definiert, das die Differenz zwischen dem Potential (W) zu einem Normalpotential (U) darstellt, so lässt sich die geodätische Randwertaufgabe nach einigen Umformungen und dem sphärisch approximierten Radius r in der sogenannten Fundamentalformel der physikalischen Geodäsie formulieren (Torge, 2001).

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2}{r}T \quad (3.4)$$

Über die Formel von Bruns wird der Zusammenhang zur Geoidundulation hergestellt.

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (3.5)$$

Das Normalpotential leitet sich ebenfalls aus den primären Ellipsoidgrößen ab und berechnet sich zu

$$U_0 = \frac{GM}{a} \left(1 - \frac{c_{20}}{2} + \frac{m}{2}\right) \quad (3.6)$$

mit dem zonalen Kugelfunktionskoeffizienten c_{20} und dem Verhältnis von Schwerkraft zu Zentrifugalkraft m .

3.2.2 Kugelflächenfunktionen als Referenzmodelle

Eine Referenzfläche und Lösung der geodätischen Randwertaufgabe (Formel 3.4) sind die Kugelflächenfunktionen bzw. ihre Integrationskonstanten C_{lm} und S_{lm} . Mit ihnen lassen sich die Schwereanomalie Δg und das Störpotential T darstellen, das unter Einbeziehung der Formel von Bruns (3.5) zur Berechnung der Geoidundulation N erweitert werden kann.

$$\Delta g = \frac{GM}{r^2} \sum_{l=2}^{\infty} (l-1) \left(\frac{a}{r}\right)^l \sum_{m=0}^l (C_{lm} \cos m\lambda + S_{lm} \sin m\lambda) P_{lm}(\cos \theta) \quad (3.7)$$

$$T = \frac{GM}{r} \sum_{l=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^l \sum_{m=0}^l (C_{lm} \cos m\lambda + S_{lm} \sin m\lambda) P_{lm}(\cos \theta) \quad (3.8)$$

$$N = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{l=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^l \sum_{m=0}^l (C_{lm} \cos m\lambda + S_{lm} \sin m\lambda) P_{lm}(\cos \theta) \quad (3.9)$$

Die Variablen l und m sind Grad und Ordnung des Modells. $P_{lm}(\cos \psi)$ ist die Legendre'sche Funktion, die bei Kugelfunktionsmodellen höherer Ordnung als Reihe entwickelt

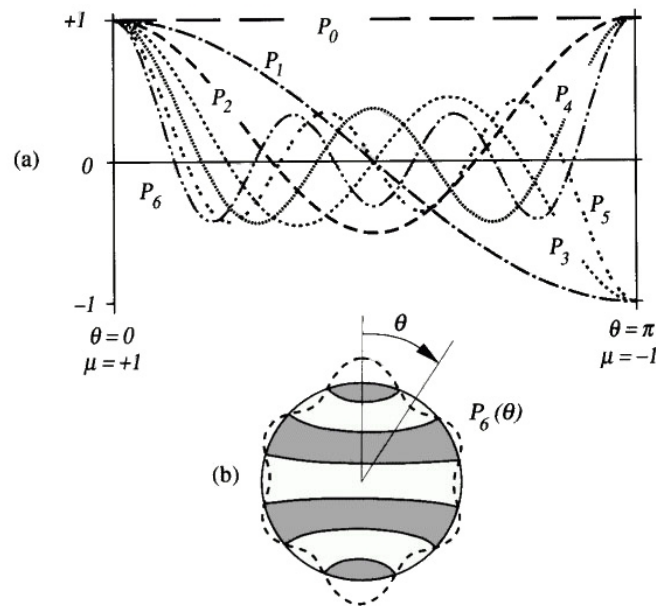


Abb. 3.3: Zonales Kugelflächenmodell.

wird (Holmes und Featherstone, 2002), (Wenzel, 1984). Die Prinzipskizze 3.3 zeigt im Teil (a) die Überlagerung der verschiedenen Frequenzanteile und im Teil (b) die räumliche Darstellung der zonalen Kugelflächenparameter (Grad 6, Ordnung 0). Sind die Parameter in Grad und Ordnung ungleich Null, handelt es sich um ein tesserales Modell, das in aller Regel zur Darstellung des Erdschwerefeldes verwendet wird.

Die Parameter C_{lm} und S_{lm} besitzen die Varianzen $\Delta\bar{C}_{lm}^2$ und $\Delta\bar{S}_{lm}^2$, aus denen sich die Gradvarianzen berechnen lassen, die eine Abschätzung der Genauigkeiten der Schwereanomalie und der Geoidundulation ermöglichen.

$$\sigma_l^2(\delta g) = \left(\frac{GM}{R^2}\right)^2 (l-1)^2 \sum_{m=0}^l (\Delta\bar{C}_{lm}^2 + \Delta\bar{S}_{lm}^2) \quad (3.10)$$

$$\sigma_l^2(N) = \left(\frac{R}{\gamma(l-1)}\right)^2 \sigma_l^2(\Delta g) \quad (3.11)$$

Das Kugelflächenmodell EGM96 wurde als Schwerebezug für das WGS 84-Ellipsoid eingeführt und dient unter anderem auch in dieser Arbeit als Schwerereferenz. Weiteres zu Kugelflächenfunktionen findet sich in Kaula (1966), Heiskanen und Moritz (1967), Wenzel (1984) und Torge (2001).

3.3 Korrelation von Gravimetrie und Bathymetrie

Der Meeresboden ist eine Grenzfläche zwischen zwei Materialien (Erdkruste und Wasser) mit unterschiedlichen Dichten. Ragt ein Seamount aus einer sonst flachen Um-

gebung heraus, existiert an dieser Stelle eine höhere Masse, deren gravitative Wirkung nicht nur an der Meeresoberfläche durch Schweremessungen registriert werden kann, sondern die Meeresoberfläche auch auslenkt, wie Abbildung 3.4 veranschaulicht (Sandwell und Smith, 1997)). Die Meeresbodentopographie drückt sich jedoch nicht exakt in

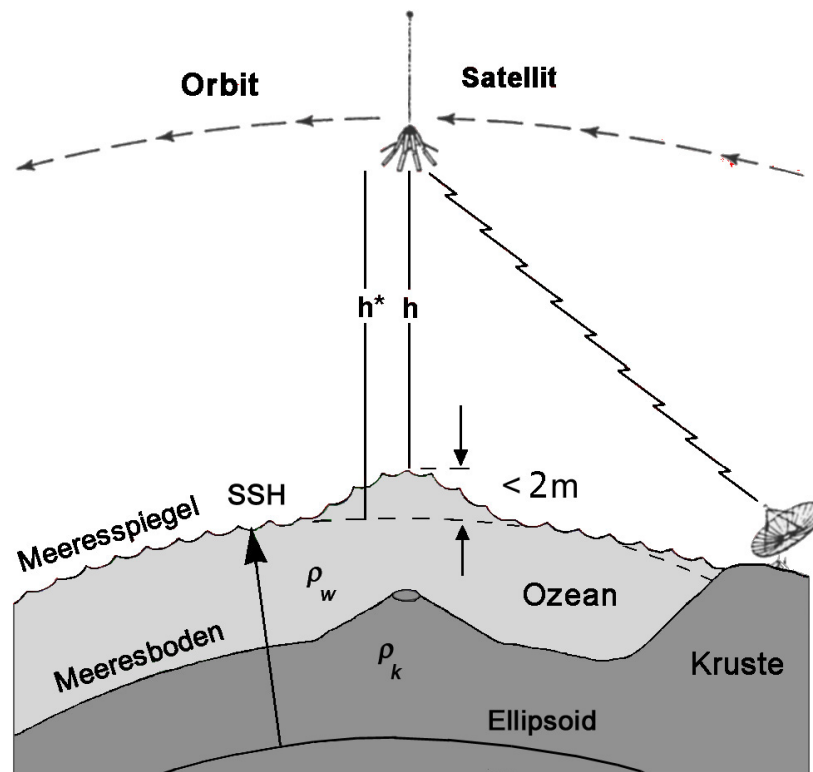


Abb. 3.4: Korrelation von Meeresbodentopographie und Meeresspiegelauslenkung. Modifiziert nach Sandwell und Smith (1997).

einer Meeresspiegelauslenkung aus, da die Wassersäule eine dämpfende Wirkung (*attenuation*) hat. Dies wirkt sich limitierend sowohl auf die Genauigkeit als auch auf die Auflösung der abgeleiteten Größen aus.

Im Weiteren ist der Ozean keine in sich ruhende homogene Wassermasse. Aufgrund der Gezeiten, unterschiedlichen Temperatur- und Salzgehalten sowie sekularen und periodischen Strömungen fällt die Meeresoberfläche (*sea surface height* - SSH) nicht exakt mit dem Geoid zusammen, sondern weicht von dieser Niveauläche geringfügig ab. Der Abstand der Meeresoberfläche vom Geoid wird in der Geodäsie Meeresoberflächentopographie (*sea surface topography* - SST) genannt und beträgt weniger als zwei Meter. Die Differenz von Geoid und Referenzellipsoid ist die Geoidundulation N , die auch die Differenz zwischen Meeresoberflächenhöhe (SSH) und Meeresoberflächentopographie

(SST) beschreibt:

$$N = SSH - SST. \quad (3.12)$$

Die Korrelation zwischen Gravimetrie und Bathymetrie ist auch in den großen Skalen begrenzt. Bei Strukturen, die größer sind als ca. 300 Kilometer, ist der Effekt der Isostasie zu beobachten, d. h. einer Kompensation der Massen im Untergrund.

Als Störung der linearen Beziehung von Gravimetrie und Bathymetrie wirken sich Dichteanomalien im Untergrund aus. Ein solcher Dichtekontrast kann unter anderem durch die Sedimentbedeckung des Meeresbodens hervorgerufen werden, infolge derer auch morphologische Strukturen überlagert werden, woraus ggf. starke Variationen in der Dicke der Sedimentbedeckung resultieren. Ein prominentes Beispiel für diesen Sachverhalt ist das Fischgrätmuster (*herringbone pattern*) im Weddellmeer. Wie die Abbildung 3.5 von Krocker und Schenke (2006) zeigt, ist in der Gravimetrie die ganze Struktur zu erkennen, während sie in der Bathymetrie nur im oberen Teil zu erkennen ist. Die südlicheren Strukturen sind durch Sedimente überlagert, wie aus den Seismikprofilen in Abbildung 3.6 von Rogenhagen und Jokat (2002) deutlich wird.

3.3.1 Prädiktion der Freiluftanomalien aus Satelliten-Altimetrie

Der grundlegende Gedanke der Prädiktion von Gravimetrie aus Altimeterdaten besteht in einem funktionalen Zusammenhang zwischen Meeresspiegelauslenkung und Gravimetrie (McAdoo und Marks, 1992). Die vom Radar-Altimetersatelliten gemessene Größe ist die Signallaufzeit vom Satelliten zur Meeresoberfläche und zurück, aus der der zugehörige Signalweg (*range*) abgeleitet wird. Aus den bekannten Bahndaten des Satelliten und dem Signalweg kann der Abstand der Meeresoberfläche zum Ursprung eines geozentrischen Koordinatensystems berechnet werden (vergleiche Abbildung 3.4).

Die Daten, die der Altimetersatellit aufzeichnet, werden in aufsteigende (*ascending*) und absteigende (*descending*) Satellitenbahnen unterteilt, wobei möglichst viele Wiederholungsorbits gemittelt werden. An die Signalwege werden noch Korrekturen angebracht, z. B. die Addition der Freibordhöhen in eisbedeckten Gebieten (Heidland, 1993) oder Auslenkungen des Meeresspiegels aufgrund von Meeresströmungen oder Unterschieden in Temperatur und Salzgehalt. Über eine Kreuzungspunktausgleichung werden die auf- und absteigenden Bahnen aneinander angeglichen (Schöne, 1996), wobei Bahnen verschiedener Satelliten verknüpft werden können. Nach Abschluss der Korrekturen werden für alle Schnittpunkte der Bahnen die Lotabweichungen ξ und η in X- und Y-Richtung berechnet, die in Abhängigkeit der Inklination (i) der Satellitenbahnen berechnet werden

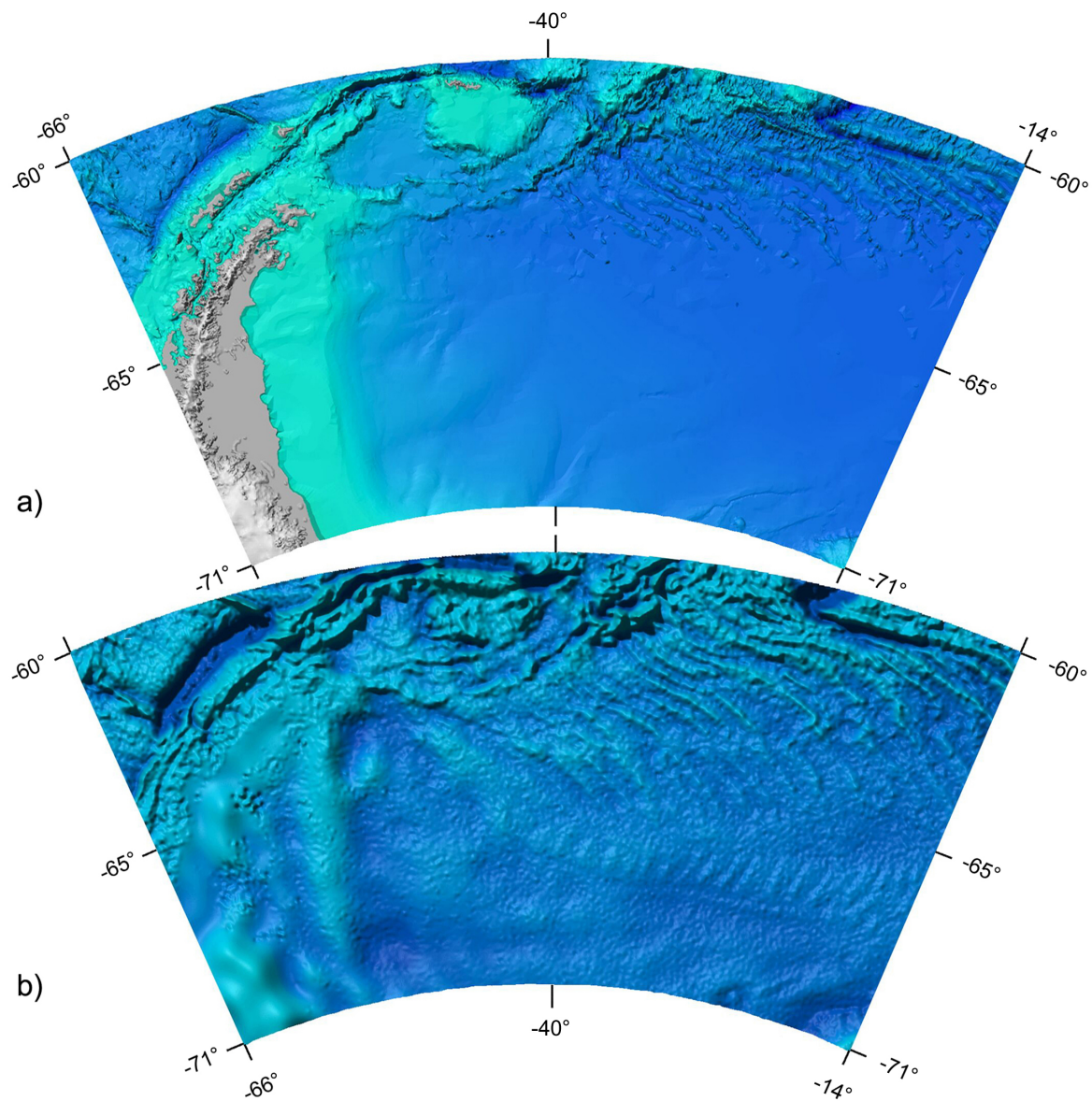


Abb. 3.5: a) Bathymetrische und b) gravimetrische Karte des Weddellmeeres nach Schenke u. a. (1998) bzw. Smith und Sandwell (1997). Das Fischgrätmuster ist in den bathymetrischen Daten in weiten Teilen durch Sedimente überdeckt und maskiert; Krocker und Schenke (2006).

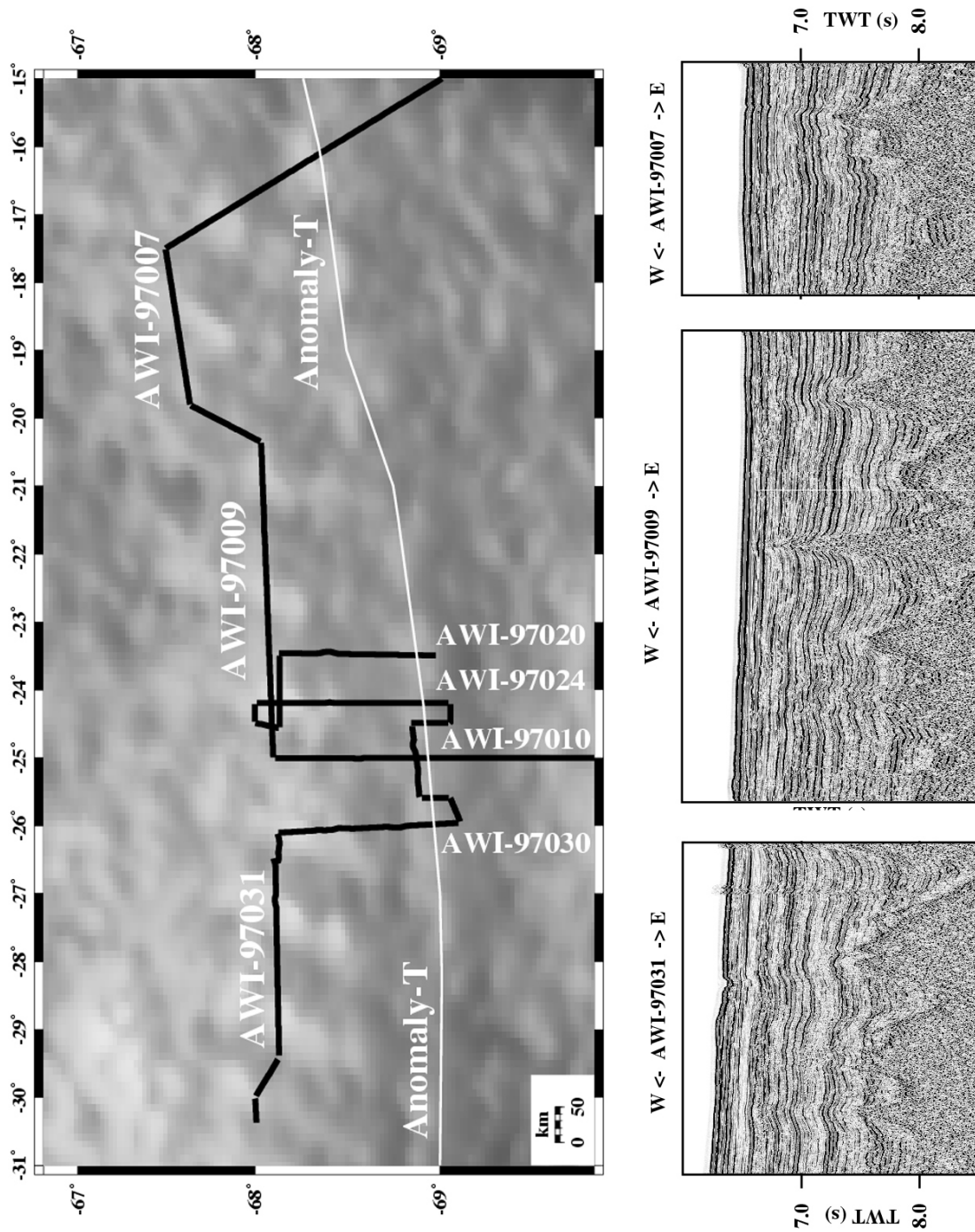


Abb. 3.6: Seismikprofile über dem Fischgrätmuster im Weddellmeer. Die Schichtgrenze zwischen Sediment und Kruste ist deutlich zu erkennen; Rogenhagen und Jokat (2002).

zu:

$$\xi = \frac{[(\frac{\partial N}{\partial s})_a + (\frac{\partial N}{\partial s})_d]}{2 \cdot \cos(i)} \quad (3.13)$$

$$\eta = -\frac{[(\frac{\partial N}{\partial s})_a - (\frac{\partial N}{\partial s})_d]}{2 \cdot \sin(i)} \quad (3.14)$$

Die Lotabweichungen in X- und Y-Richtung werden daraufhin jeweils in ein regelmäßiges Grid gerastert, wobei fehlende Werte, z. B. über Land, durch Werte aus Kugelflächenmodellen ergänzt werden. Aus den Fouriertransformierten dieser Grids wird schließlich das Grid der Schwere berechnet (Haxby u. a., 1983), (Parker, 1972):

$$\Delta g(k) = -\frac{\gamma}{|\mathbf{k}|} [ik_x \xi(k) + ik_y \eta(k)] \quad (3.15)$$

Neben der Dämpfung des Signals durch die Wassersäule sind auch durch die Bahnabstände des Altimeters der räumlichen Auflösung sowohl der erfassten Meeresspiegelauslenkung als auch der abgeleiteten Gravimetrie Grenzen gesetzt. So hat zum einen der *Footprint* des Altimeters eine gewisse Ausdehnung und erfasst somit nicht den Abstand zu einem zentrierten Punkt, sondern zu einer größeren Fläche. Zum anderen sind die Abstände, in denen Messwerte gesammelt werden, nicht beliebig eng. In Flugrichtung des Satelliten (*alongtrack*) beträgt der Punktabstand für den ERS 1/2-Satelliten ungefähr 6,7 Kilometer bei einer Messwiederholrate von einem Hertz. Quer zur Flugrichtung (*crosstrack*) sind die Abstände variabel und von der Inklination des Satelliten sowie seiner Bahnwiederholrate abhängig. Zu den Umkehrpunkten (Punkte höchster und niedrigster Elevation) hin verdichten sich zwar die Bahnabstände, was die Auflösung für diese Bereiche verbessert, jedoch sind die Schnittbedingungen der Bahnen hier weit ungünstiger (schleifende Schnitte), so dass qualitative Verschlechterungen zu registrieren sind.

3.3.2 Prädiktion der Bathymetrie aus Gravimetrie

Zur Prädiktion von Bathymetrie wird deren Korrelation mit der Gravimetrie genutzt und in einer Transferfunktion $Z(k)$ modelliert (McNutt, 1979), (Smith und Sandwell, 1997), (Ramillien und Cazenave, 1997), (Jung u. a., 2002)

$$G(k) = Z(k)B(k) + N(k) \quad (3.16)$$

mit den diskreten Fouriertransformierten der Schwere $G(k)$, der Bathymetrie $B(k)$ und des Rauschanteils $N(k)$, wobei k die Wellenzahl im Frequenzraum bezeichnet. Unter Vernachlässigung des nichtlinearen Anteils $N(k)$, dem Rauschen, ergibt sich

$$G(k) = Z(k)B(k) \quad (3.17)$$

$$B(k) = Z(k)^{-1}G(k) \quad (3.18)$$

$$Z(k) = \frac{G(k)}{B(k)}. \quad (3.19)$$

Die beobachtete Transferfunktion $Z(k)$ wird bei der Prädiktion der Bathymetrie im einfachsten Fall modelliert zu

$$\hat{Z}(k) = 2\pi G(\rho_k - \rho_w)e^{-2\pi k z_1}. \quad (3.20)$$

Die modellierte Transferfunktion (*admittance*) $\hat{Z}(k)$ ist eine Funktion der Meeresbodentiefe z_1 und des Dichtekontrasts, der mit ρ_k und ρ_w für die Dichten von Kruste und Wasser definiert ist. Werden zwei Gesteinsschichten modelliert (Lithosphäre und Mantel), die in der Tiefe z_2 aufeinander treffen, ergibt sich die Formel zu

$$\hat{Z}(k) = 2\pi G(\rho_k - \rho_w)(e^{-2\pi k z_1} - e^{-2\pi k z_2}). \quad (3.21)$$

Wird zusätzlich die Elastizität der Lithosphäre modelliert und ihr die Dichte ρ_k zugewiesen, so erweitert sich die Formel zu

$$\hat{Z}(k) = 2\pi G(\rho_k - \rho_w)\left[e^{-2\pi k z_1} - \left(1 + \frac{16\pi^4 k^4 D}{(\rho_m - \rho_k)g}\right)e^{-2\pi k z_2}\right], \quad (3.22)$$

wobei sich die Rigidität (Biegefestigkeit / *flexural rigidity*) der Lithosphäre im Parameter D widerspiegelt (Einheit: Newton*Meter [Nm]). Sie berechnet sich aus der Plattendicke T [m], dem Youngs Modulus E [N/m²] und dem Poissons Verhältnis σ [] zu

$$D = \frac{ET^3}{12(1 - \sigma^2)}. \quad (3.23)$$

Formel 3.22 fand bei den Prädiktionen von Smith und Sandwell (1997) Anwendung, die in dieser Arbeit verwendet werden. Die geometrische Auswirkung der elastischen Lithosphäre ist in Abbildung 3.7 dargestellt. Während Pratt und Hayford die Kompensation der Massen (Isostasie) durch eine Dichtekompensation und Airy und Heiskanen diese durch eine Volumenausdehnung (Hypothese der Gebirgswurzel) bei gleichbleibender Dichte der Kruste beschreiben, zeigt Abbildung 3.7 entsprechend Vening-Meinesz, dass die Massen darüber hinaus auch regional ausgeglichen werden (Heiskanen und Moritz, 1967). Die gestrichelte Linie zeigt hierbei den unkompensierten Verlauf des Meeresbodens an.

Die unbekannt Parameter der modellierten Transferfunktion werden entweder geschätzt oder aus bekannter Gravimetrie und Bathymetrie eines angrenzenden Gebietes, für das dieselbe geologische Situation gilt, berechnet. Zur numerischen Stabilisierung wird Formel 3.19 meist erweitert zu

$$Z(k) = \frac{\sum ReG(k)B(k)^*}{\sum |B(k)|^2}. \quad (3.24)$$

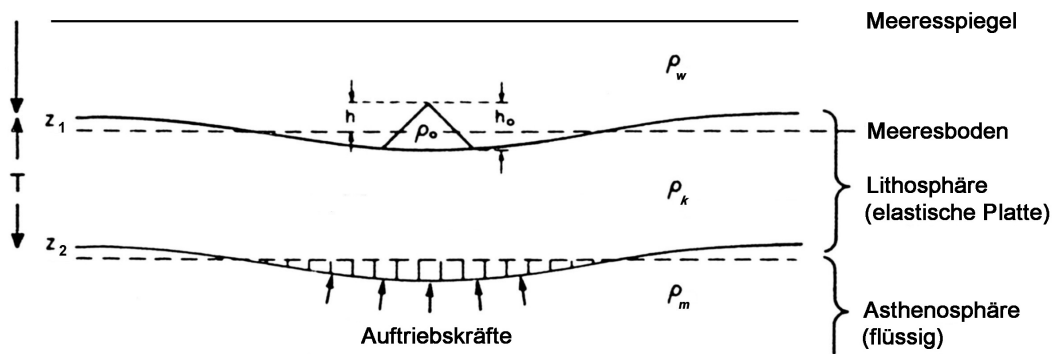


Abb. 3.7: Isostatische Kompensation und Biegefestigkeit der elastischen Lithosphäre nach Vening-Meinesz. Modifiziert nach Banks u. a. (1977).

Das Ergebnis dieser berechneten Transferfunktion $Z(k)$ wird mit den Werten verglichen, die über die modellierten Transferfunktion $\hat{Z}(k)$ berechnet wurden. Wie in Abbildung 3.8 dargestellt, werden die Parameter der modellierten Transferfunktion so lange variiert, bis die Werte der beiden Berechnungsmethoden am besten übereinstimmen.

Die Korrelation von Bathymetrie und Gravimetrie erstreckt sich nicht über das ganze Frequenzspektrum, sondern ist signifikant für den Wellenlängenbereich von 15 bis 300 Kilometern (Smith und Sandwell, 1997), wie auch Abbildung 3.8 verdeutlicht. Die Prädiktionen sind für ein begrenztes Gebiet zu berechnen, da die Transferfunktion sonst singular werden kann. Dies tritt zum einen aufgrund der isostatischen Kompensation bei Wellenlängen, die viel größer als die flexible Wellenlänge der Lithosphäre sind, ein, zum anderen aufgrund der Dämpfung durch die Wassersäule bei Wellenlängen kleiner als 2π mal der mittleren Wassertiefe.

Neben Einschränkungen in Genauigkeit und Auflösung der prädierten Größen besteht ein grundlegendes Problem in der Vorwärtsmodellierung. Die registrierte Schwerkreanomalie ist auf eine Massen-anomalie zurückzuführen, die, wie eingangs unterstellt, durch die Meeresbodentopographie, aber auch durch eine Dichteanomalie im Untergrund verursacht sein kann, wie in Abbildung 3.9 schematisch dargestellt ist. Dieses Problem ist nur durch verfeinerte Modelle zu umgehen, die jedoch ein vertieftes Wissen über die Geologie in diesen Regionen voraussetzen. Dieser Zusammenhang kann aber, wie auch in der vorliegenden Arbeit, genutzt werden, um umgekehrt auf die unbekannt Geologie bei bekannter Bathymetrie zu schließen.

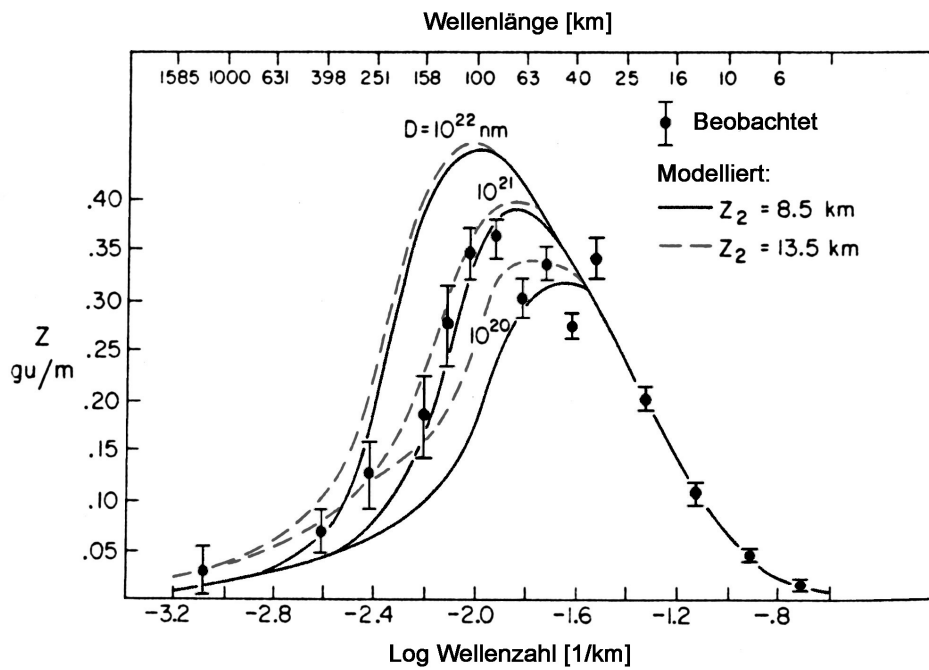


Abb. 3.8: Anpassung der modellierten an die beobachtete Transferfunktion durch Variation der Parameter der Lithosphären Dicke und der Biegefestigkeit. Modifiziert nach McNutt (1979).

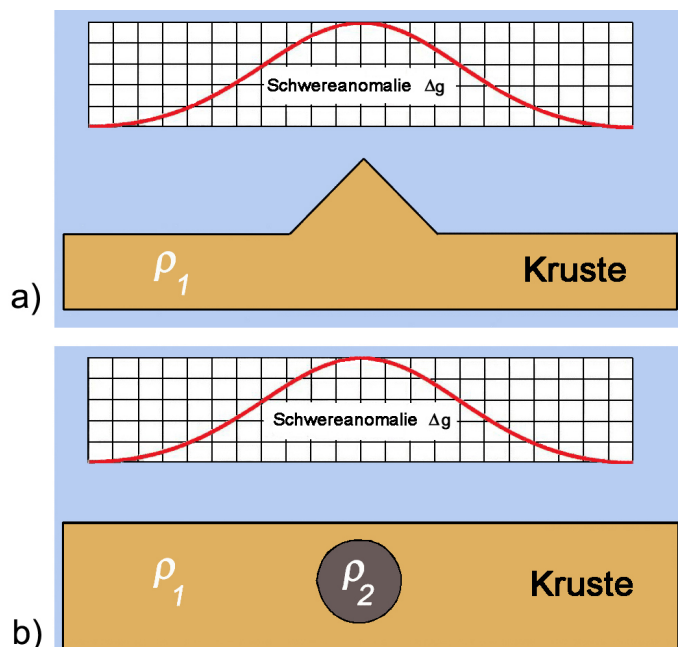


Abb. 3.9: Problem der inversen Modellierung der Quellen. Die gemessene Schwereanomalie kann a) entweder durch eine Volumenausdehnung oder b) durch einen Dichte-contrast hervorgerufen werden.

3.4 Interpolationsmethoden

Für viele Berechnungs- und Visualisierungsmethoden müssen die Daten in einem regelmäßigen Grid vorliegen. Um die unregelmäßig verteilten Punkt-Messdaten in ein gleichmäßiges Raster mit äquidistanten Zellgrößen zu überführen, werden je nach Variationen in der Punktdichte, den Standardabweichungen der Messwerte und der Morphologie der Strukturen verschiedene Methoden herangezogen. Eine ungünstige Wahl der Griddingmethode im Allgemeinen oder ihrer Parameter im Speziellen kann signifikanten Einfluss auf die Qualität des Ergebnisses haben.

Bei der Interpolation kann generell zwischen Punkt- und Flächenansätzen unterschieden werden. Bei flächenhaften Interpolationsverfahren sind globale Methoden durch Berechnung einer bestangepassten 3D-Oberfläche durch die Stützpunkte zusammengefasst. Zu den wichtigsten Ansätzen zählen:

- **Polynominterpolation**
Verwendung eines Flächenpolynoms zur Interpolation der Gitterpunkthöhen durch Lösung eines linearen Gleichungssystems. Wegen eines i. d. R. überbestimmten Systems liegt eine Interpolation mit Filterung vor, so dass die Fläche vermittelnd durch das Stützpunktfeld verläuft. Am Randbereich, bei Datenlücken oder bei großen Gradienten können Probleme durch Ausschwingen der Polynominterpolation auftreten.
- **Interpolation nach kleinsten Quadraten**
Durch ein funktionales Modell wird eine Trendfläche vorgegeben, welche durch ein zusätzliches stochastisches Korrelationsmodell lokal verbessert wird (Kollokation).
- **Methode der gleitenden Flächen**
Berechnung einer räumlich gekrümmten Fläche, welche die Geländeform in der Nachbarschaft des jeweiligen Gitterpunktes bestmöglich annähert. Für die Anpassung an die lokale Morphologie wird der Polynomgrad variiert, so dass Horizontalebenen, Schrägebenen, hyperbolische und ellipsoidische Flächen in die Berechnung eingehen.
- **Interpolation mittels Flächensummation**
Die auch als multiquadratische Methode bekannte Interpolation verwendet eine quadratische Kernfunktion, die über Rotation um eine vertikal durch jeden Stützpunkt verlaufende Symmetrieachse die Rotationsfläche beschreibt. Durch Summation aller Rotationsflächen lassen sich die eigentliche Interpolationsfläche und daraus abgeleitet die Höhen an den Gitterpunkten bestimmen.

- Interpolation nach finiten Elementen

Unter Verwendung linearer Polynome in Richtung des kartesischen XY-Koordinatensystems kann die Bestimmung der unbekannt Höhen der Gitterpunkte durch eine Ausgleichung nach bedingten Beobachtungen mit Unbekannten vorgenommen werden. Dabei sind für die Stützpunkte bzw. für die Gitterpunkte Beobachtungsgleichungen für die Höhe bzw. für die Krümmung in X- und Y-Richtung aufzustellen.

Punktweise Bearbeitung bedeutet die Interpolation eines Gitterpunktes über die zufällig in der Nachbarschaft verteilt liegenden Messwerte. Es kann ein kreisförmiges oder quadratisches Einzugsgebiet um den Gitterpunkt gelegt oder direkt auf die unmittelbar benachbarten Punkte zugegriffen werden. Beide Verfahren bieten allerdings keine Kontrolle über die Punktverteilung und -auswahl der in die Interpolation eingehenden Stützwerte. Die größte Einflussnahme bietet die geostatistische Methode der linearen Prädiktion (Kriging). Hier werden sektorweise die nächstgelegenen Messdaten in die Interpolation einbezogen, wobei bezüglich der Sektorenaufteilung, der Messdatenzahl pro Sektor und der Gesamtzahl an Stützwerten spezielle Vorgaben gemacht werden können. Auf diese Weise ist beispielsweise auch eine Berücksichtigung unterschiedlicher Genauigkeiten der Stützpunkte bei heterogenen Datenbeständen möglich, oder es kann gezielt eine Glättung des Modells über die Anzahl der zu mittelnden Stützpunkte erreicht werden.

4 Messdaten und zusätzliche Datensätze

In diesem Kapitel werden alle für die Prozessierung und Interpretation herangezogenen Primär- und Sekundärdaten beschrieben, um die Qualität und Genauigkeiten auch der abgeleiteten Produkte abschätzen zu können. Sofern vorhanden, wird auf die DOIs (*Digital Object Identifier*) hingewiesen, über die der Zugriff auf die Daten und Metadaten gewährleistet ist.

4.1 Messfahrten

1964 führte eine Expedition mit dem Forschungsschiff 'USNS Eltanin' (Goodell, 1965) und 1995 sowie 2001 je eine Expedition mit dem Forschungsschiff 'Polarstern' in das Eltanin-Gebiet im Südpazifik. Während die Sedimentkerne, die auf den 'Eltanin'-Fahrten gezogen wurden, geologisch interpretiert wurden (Gersonde u. a., 1997), bleibt die akquirierte Bathymetrie aufgrund ihrer geringeren Genauigkeit gegenüber den Fächersonardaten der 'Polarstern' unberücksichtigt, wie in Kapitel 5.1.2 erläutert wird. Die erste 'Polarstern'-Expedition (ANT-XII/4) führte in der Zeit vom 29.3. bis 5.4. und vom 30.4 bis 9.5.1995 und die zweite (ANT-XVIII/5a) vom 26.3 bis 9.4.2001 in das Messgebiet. Auf der Fahrt ANT-XII/4 wurden im Messgebiet Profile mit der Gesamtlänge von 7967 Kilometern (4302 Nautische Meilen) gefahren, auf der Fahrt ANT-XVIII/5a von 4380 Kilometern (2365 Nautische Meilen). Die Profile, die in das zentrale Bearbeitungsgebiet dieser Arbeit fallen, sind in Abbildung 4.1 dargestellt. Die Expeditionen hatten primär geologische und keine geophysikalischen Zielsetzungen, so dass keine systematische Profilfahrt durchgeführt wurde. Im Weiteren zwang die zeitweise schwere See, von geplanten Routen abzuweichen.

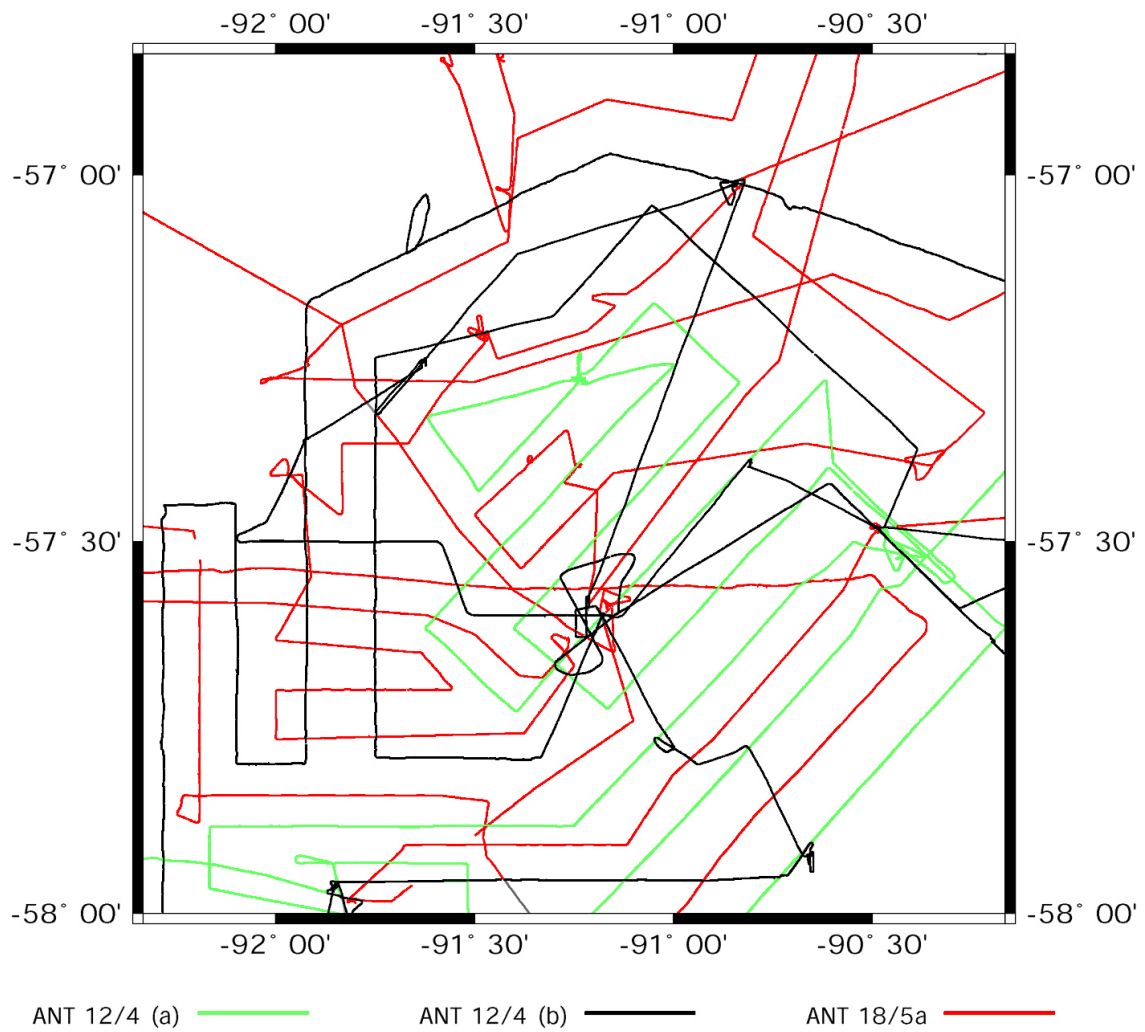


Abb. 4.1: Fahrtlinien des 'FS Polarstern' im zentralen Bearbeitungsgebiet des Eltanin-Einschlags.

4.2 Marine Messdaten

Alle in dieser Arbeit verwendeten marinen Messdaten wurden auf dem Forschungsschiff 'Polarstern' gesammelt. Im Folgenden werden nicht nur die erfassten Messdaten, sondern auch die dabei verwendete Sensorik detailliert beschrieben, um schließlich Aussagen über die erzielten Genauigkeiten treffen zu können. Es werden die Positionsbestimmung, Hydroakustik und Seismik sowie die gravimetrische Datengewinnung erläutert.

4.2.1 Navigation

Präzise Positionsdaten werden neben der Navigation des Schiffes zur Verortung der Messereignisse sowie zur Ableitung der resultierenden Richtungs- und Geschwindigkeitsvektoren herangezogen. Auf 'Polarstern' hat die Navigationsanlage seit ihrer Indienststellung einige Veränderungen erfahren, womit für die Fahrtabschnitte ANT-XII/4 und ANT-XVIII/5a unterschiedliche Systemkonfigurationen vorliegen, die im Folgenden dargestellt werden.

4.2.1.1 ANP2000

Während des Fahrtabschnittes ANT-XII/4 erfolgte die Positionsbestimmung über korrigierte GPS-Daten. An Bord befanden sich drei geodätische Ashtech Z-12 Zweifrequenz GPS-Empfänger, deren Antennen an der Spitze des Schornsteinmasts installiert waren. Die Antennen spannten ein gleichseitiges Dreieck von ca. 2,5 Meter Seitenlänge auf, so dass durch diese Konfiguration, neben der primären Aufgabe als Ortungssystem, auch die Bereitstellung von sekundlich berechenbaren Schiffslagedaten möglich war. Mit Beginn des Fahrtabschnittes ANT-XII im Oktober 1994 fanden 'Skyfix' Korrekturdaten Eingang in die Positionsbestimmung auf 'Polarstern', womit die Genauigkeit der originären GPS-Lagekoordinaten von ± 100 Meter auf ± 3 Meter verbessert wurde (Christen, 1999). Bei 'Skyfix' handelt es sich um einen kommerziellen Dienst, der Korrekturdaten für ein 'Wide Area Differential GPS' (WADGPS) liefert. Sie werden im RTCM 2.0-Format über 'Inmarsat' versendet und sind im ITRF 92 definiert (Fugro SkyFix, 2005). Detaillierte und weiterführende Informationen zu GPS sind bei Seeber (2003) zu finden.

Der Richtungswinkel wurde ergänzend über einen mechanischen Kreiselkompass und die Geschwindigkeitsvektoren aus den Positionen über die Zeitmarken bestimmt.

4.2.1.2 NACOS

Mit der systemseitigen Abschaltung der künstlichen Signalverschlechterung SA (Selective Availability) am 2.5.2000 verbesserte sich die Genauigkeit der GPS-Lagekoordinaten von ca. ± 100 Meter auf ± 20 Meter. Aufgrund dessen wurde auf die Korrekturdaten von 'Skyfix' verzichtet, insbesondere, da seit 1997 die Inertialplattformen 'MINS1' und 'MINS2' (Marine Interial Navigation System) in Betrieb genommen wurden.

Die MINS-Plattform besteht aus Sensoren, die Beschleunigungen in den drei Koordinatenachsen registrieren, aus denen sich die Drehbewegungen des Schiffes (Rollen und Stampfen / *roll and pitch*) präzise ableiten lassen. Durch einmaliges Integrieren werden aus den Beschleunigungen die Geschwindigkeitsvektoren berechnet, durch zweimaliges Integrieren die Positionen, die in Verbindung mit den GPS-Positionen verrechnet werden. Detaillierte Angaben über diese Prozessierungen, d. h. Angaben über Filter, welche MINS aktiv ist usw., sind jedoch nicht verfügbar.

Das MINS ist als Inertiallaser konstruiert und somit sowohl vom Erdmagnetfeld als auch von 'äußeren Anstößen' unabhängig. Ein weiterer Vorteil dieser Bauart ist die geringe Breitenabhängigkeit, was insbesondere in Polarregionen, dem Hauptarbeitsgebiet von 'Polarstern', vorteilhaft ist. Die Inertialsysteme sind annähernd im Schwerpunkt des Schiffes installiert, um die Störbeschleunigungen aufgrund des Rollens und Stampfens des Schiffes zu minimieren. Die Genauigkeit für die extern erfassten Schiffsbewegungen ist vom Hersteller mit $\pm 1,4$ arcMin (RMS) bei einer dynamischen Stabilität von 0,001 deg/s angegeben. Für den rechtweisenden Kurs (*rwK*, *heading*: Orientierung des Schiffes gegenüber geographisch Nord) ist die angegebene Genauigkeit ± 3 arcMin (RMS) bei 0,003 deg/s. Während für die Bathymetrie der rechtweisende Kurs benötigt wird, ist zur Berechnung der Eötvöskorrektur der Gravimetrie der Kurs über Grund (*KüG*, *course*) zu verwenden. Beide Orientierungen werden registriert und zur Verfügung gestellt.

Als einheitliche Schnittstelle bzw. Datenbank wurde PODAS (Polarstern Data Acquisition System) eingerichtet. Das PODAS-System erfasst systematisch nautische und wissenschaftliche Parameter von einer Vielzahl schiffsseitig installierter Messeinrichtungen. Diese Daten werden aufbereitet, abgespeichert und den Nutzern für Anzeigen, Selektionen und Auswertungen bereitgestellt. Die Systemstruktur basiert auf einer Server/Client-Architektur. Für jede Messeinrichtung existieren sogenannte *Front-Ends* zur Datenakquisition an die Serverrechner, wobei die Verfügbarkeit der Serversysteme durch ein hohes Maß an Redundanz gesichert ist.

Beim Vergrößern der projizierten Positionsdaten mag auffallen, dass die Daten des Fahrtabschnitts ANT-XVIII/5a im Vergleich zu denen des Abschnitts ANT-XII/4 systemati-

sche Sprünge aufweisen, wie Abbildung 4.2 verdeutlicht. Dies ist darauf zurückzuführen,

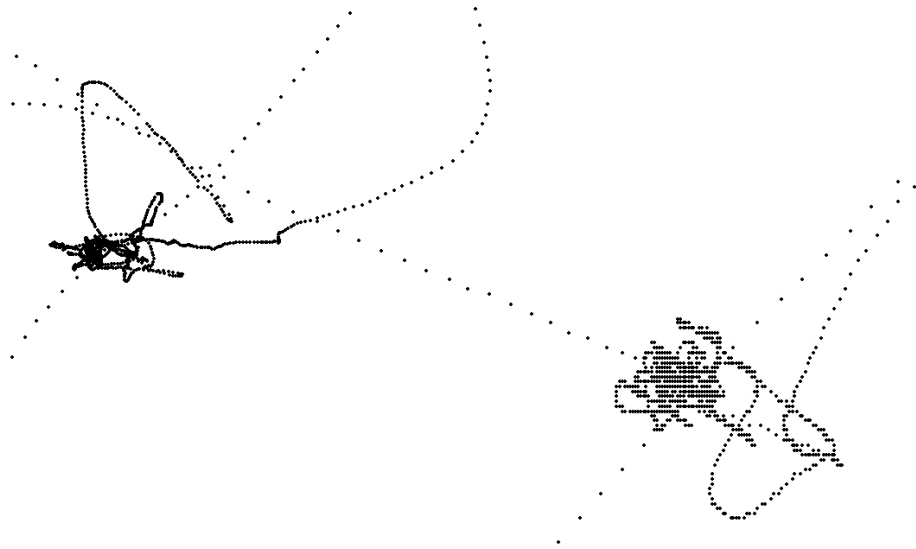


Abb. 4.2: Im linken Teil sind Lagekoordinaten mit sieben Nachkommastellen der Fahrt ANT-XII/4 dargestellt, rechts Lagekoordinaten der Fahrt ANT-XVIII/5a mit nur fünf Nachkommastellen.

dass an einer Stelle im Übertragungsprotokoll von PODAS nur fünf Nachkommastellen für die geographischen Koordinaten zur Verfügung gestellt wurden, wobei die folgenden Stellen abgeschnitten wurden. Für eine geographische Breite von -56° (nördliche Grenze des Bearbeitungsgebietes) bedeutet dies einen Fehler von maximal 1,3 Metern. Der Fehler kann somit zur Verortung von Messereignissen vernachlässigt werden. Bei der Berechnung von Geschwindigkeiten aus Koordinaten hat dieser Effekt umso geringere Auswirkung, je größer der zeitliche oder räumliche Abstand zwischen den zwei Positionen ist. Im Vorgriff auf Kapitel 5.2.4 kann festgestellt werden, dass die o. g. Koordinatengenauigkeit auch auf die Eötvöskorrektur und somit auf die Freiluftanomalien keinen signifikanten Einfluss hat.

4.2.2 Hydroakustik

Für die Erfassung von Tiefendaten ist auf 'Polarstern' das **Fächerecholot** Hydro-sweep DS-2 von Atlas Elektronik in Bremen installiert. Seine Leistungsmerkmale sind in Tabelle 4.1 aufgelistet.

Beim Messen mit einem Fächersonar können Fehler auftreten, die durch Messanordnung oder bei der Prozessierung bzw. Nachprozessierung zu beseitigen oder zu minimieren sind:

Frequenz	15,5 kHz
Bandbreite	0,6 kHz
Anzahl der Beams	59
Öffnungswinkel	60°, 90° oder 120°
Öffnungswinkel je Beam (Tiefsee-Modus)	1,3°
Öffnungswinkel je Beam (Flachwasser-Modus)	2,3°
Pulslänge	1-26 ms
Array Dimension	3,0 * 0,3 m
Lagestabilisatoren	rollen, stampfen
messbare Wassertiefe	10 - 11000 m
Genauigkeit	0,5 % der Wassertiefe
Refraktionskorrektur	automatisches Modell
Streifenbreite	doppelte Tiefe bei 90°
max. Einsatzgeschwindigkeit	bis 15 kn

Tab. 4.1: Eigenschaften des Sonarsystems HYDROSWEEP DS-2

Als systematische oder zufällige Fehler können Roll- und Stampffehler, Refraktionsfehler der Schrägstrahlen, Orientierungsfehler der Wandlerelemente, Positionsfehler des Schiffes, Höhenfehler und Kreisel- oder Richtungsfehler betrachtet werden, außerdem der Omega-Effekt, Tunnel-Effekt, Gierfehler, Interferenzen durch Schiffsgeräusche, Interferenzen durch andere hydroakustische Messsysteme, Nebenkeulen, Fehler in der Refraktionskorrektur, Rückstreuungseigenschaften des Meeresbodens und Eindringung des Vertikalbeams in den Meeresboden.

Äußere Störungen der Messungen werden durch Luftblasen oder Eis unter den Wandlerelementen oder durch hydroakustisches Fremd- oder Eigenrauschen (*noise*) verursacht.

Näheres zum Thema Unterwasser-Akustik sowie den damit verbundenen Genauigkeitsbetrachtungen findet sich in Lurton (2002). Im Hinblick auf die spezielle Auswertung der 'Polarstern'-Bathymetrie im Eltanin-Einschlagsgebiet sei auf die Diplomarbeit von Jacops (2002) verwiesen.

Eine signifikante Größe, die die Genauigkeit der Sonarmessungen in der Tiefsee beeinflusst, ist die mittlere Wasserschallgeschwindigkeit c_{mean} . Zu seiner Bestimmung werden für gewöhnlich in regelmäßigen Abständen CTD-Messungen durchgeführt, bei denen in Abhängigkeit der Wassertiefe der Druck, Temperatur und Salzgehalt gemessen werden. Daraus wird für jeden diskreten Tiefenwert z. B. nach Fofonoff und Millard (1983) die entsprechende Schallgeschwindigkeit berechnet.

Die CTD-Daten der Fahrt ANT-XII/4 wurden 2001 von Sildam mit den DOIs 10.1594/PANGAEA.60084 bis 10.1594/PANGAEA.60092 und 10.1594/PAN-

GAEA.60094 bis 10.1594/PANGAEA.60136 veröffentlicht. Die CTD-Daten der Fahrt ANT-XVIII/5a wurden 2002 von Gersonde mit den DOIs 10.1594/PANGAEA.67229 bis 10.1594/PANGAEA.67251 veröffentlicht.

Da auf dem Fahrtabschnitt ANT-XVIII/5a im Messgebiet keine CTD-Messungen durchgeführt wurden, lief die Sonaranlage mit einem Schallprofil der Selbstkalibrierung von Hydrosweep (STN Atlas Elektronik, 1997). Berechnungsformeln und Angaben zu Genauigkeiten der Selbstkalibrierung (Kreuzfächerkalibrierung) finden sich in Büchenschütz-Nothdurft (2002).

Neben der Tiefeninformation liefert das Fächersonar Hydrosweep auch Backscatter- und Sidescandaten. Die Sidescan-Informationen waren jedoch nicht Teil des älteren bathymetrischen Datenformates DUX und stehen somit für den ersten Fahrtabschnitt ANT-XII/4 nicht zur Verfügung.

Aus den Amplitudenstärken des reflektierten Signals (*backscatter*) können Informationen über die Beschaffenheit des Meeresbodens abgeleitet werden (STN Atlas Elektronik, 1994). Die Auswertung der Rückstreuungseigenschaften des Meeresbodens für das Eltanin-Gebiet wurde von Jacops (2002) vorgenommen. Weil zum einen keine Validierung der Ergebnisse mit Hilfe der Multicorer- und Kolbenlot-Beprobungen angestrengt wurde und zum anderen aufgrund der großen Streuung der Ergebnisse keine Klassifizierung des Meeresbodens vorgenommen werden konnte, wurde von einer weiteren Nutzung und Interpretation der Backscatterdaten abgesehen.

Als weiteres Sonar ist das **Sedimentecholot** 'Parasound DS2', ebenfalls von Atlas Elektronik, auf 'Polarstern' installiert, mit dem die Eindringung bzw. Reflexion der obersten Sedimentschichten im günstigen Fall bis in eine Tiefe von ca. 150 bis 200 Meter erfasst werden kann. Sowohl für den Fahrtabschnitt ANT-XII/4 als auch für ANT-XVIII/5a liegen für das Bearbeitungsgebiet Parasounddaten vor, die Meier (2002) in seiner Diplomarbeit bearbeitet hat.

Kuhn und Gersonde veröffentlichten die Parasound-Daten der Fahrt ANT-XII/4 unter der DOI 10.1594/PANGAEA.317565 und die der Fahrt ANT-XVIII/5 unter der DOI 10.1594/PANGAEA.141043.

Auf dem Fahrtabschnitt ANT-XII/4 wurde auf sieben Profilen mit einer Gesamtlänge von 257,5 Kilometern **Reflexionsseismik** durchgeführt, wobei schwere See die Messungen nachhaltig beeinflusste. Es kam ein Streamer mit einer Länge von 2400 Metern und 96 Kanälen zum Einsatz. Die Daten wurden CDP-sortiert (Abstand 12,5) und danach mit 2 Millisekunden neu abgetastet und anschließend gefiltert (Bandpass 10-20-150-200). Die weitere Prozessierung war eine sphärische Divergenzkorrektur, die den Energieverlust durch Wellenausbreitung aufhebt, Geschwindigkeitsanalyse, NMO-

Korrektur (*normal moveout correction*) und Stapelung. Die resultierenden Plots sind in den Abbildungen A.5 bis A.11 dargestellt. Die Daten sind bislang unveröffentlicht. Auf dem Fahrtabschnitt ANT-XVIII/5a nahm die Seismikanlage einen Schaden, der bis zum Erreichen des Arbeitsgebietes nicht repariert werden konnte. Somit konnte während der Profilfahrt im Eltanin-Gebiet keine Seismik durchgeführt werden.

4.2.3 Gravimetrie

Zur Schwerefeldmessung ist auf 'Polarstern' das Gravimeter KSS 31 der Firma Bodenseewerk Überlingen installiert. Technische Angaben finden sich in Tabelle 4.2.

Genauigkeit der Vertikalbeschleunigung bei Profilfahrt (mGal RMS)	Dynamisch / Effektiv
< 15 000	0,5 / 0,2
15 000 - 80 000	1,0 / 0,4
80 000 - 200 000	2,0 / 0,8
Genauigkeit der Vertikalbeschleunigung bei Kursänderungen (mGal RMS)	
15 000 - 80 000	2,5 / 1,0
Driftrate pro Monat (mGal RMS)	< 3
Messbereich (mGal)	10 000
Kalibrierung des Maßstabfaktors	< 0,5 %
Beweglichkeit der Plattform (roll/pitch)	40°
Reaktionszeiten	
Tiefpass 1. Ordnung	$\tau = 36 \text{ sec}$
Bessel 4. Ordnung	$\tau = 10,5 \text{ bis } 75 \text{ sec}$
Schnittstellen	Standard V24 oder RS232C serielle Schnittstelle von der Navigationsanlage zum Magnetband-Rekorder zum Festspeicher

Tab. 4.2: Eigenschaften des Gravimeters KSS 31

Für die Landanschlussmessungen wurde ein Relativgravimeter von LaCoste und Romberg (1967) eingesetzt. Mit ihm lassen sich Schweredifferenzen mit einer Genauigkeit von $\pm 0,01 \text{ mGal}$ erfassen. Der Datumsanschluss erfolgte für die Fahrt ANT-XII/4 vor Fahrtbeginn in Punta Arenas. Während der Fahrt wurde ein weiterer Anschluss auf der britischen Forschungsstation Rothera auf Adelaide Island vorgenommen, wohingegen

ein Abschluss am Fahrtende in Punta Arenas nicht durchgeführt wurde. Auf der Fahrt ANT-XVIII/5a wurde die Anschlussmessung nicht im Starthafen, aber noch vor Beginn des wissenschaftlichen Programms auf Rothera durchgeführt. Am Zielhafen der Fahrt wurde in Punta Arenas die Abschlussmessung durchgeführt.

4.3 Satellitendaten

4.3.1 Prädiktionen von Smith und Sandwell

Für die prädizierte Bathymetrie von Smith und Sandwell (1997) wurden digitale Tiefen-Soundings des U.S. National Geophysical Data Center (NGDC), der Scripps Institution of Oceanography (SIO) und zweier Datenbanken, die ursprünglich vom Lamont Doherty Earth Observatory (LDEO) erfasst wurden, zusammengetragen. Grundlage der Transferfunktion ist ein geologisches Modell, das die Dicke und Biegefestigkeit der Lithosphäre als variable Größen besitzt. Lokale geologische Variationen wurden berücksichtigt, indem die Variablen mit Hilfe der vorhandenen Bathymetrie neu berechnet wurden. Das Modell der Schwere hat eine Genauigkeit von 3 bis 7 mGal, bei einer maximalen Auflösung von 20 bis 25 Kilometern, je nach lokalen ozeanographischen Variationen. Ebenso wie die Bathymetrie und Gravimetrie wird das korrespondierende Geoid als Einminuten-Grid zur Verfügung gestellt.

4.3.2 Kugelflächenmodelle und Meeresspiegelhöhen

Kugelflächenmodelle, insbesondere das EGM 96, werden in der vorliegenden Arbeit als Referenzfläche zur Berechnung der Geoidundulation herangezogen. Die Berechnungsformeln für Kugelfunktionsmodelle wurden bereits in Kapitel 3.2.2 erläutert.

Das '**EGM 96**' (GSFC, NIMA und OSU, 2004) ist ein Modell des Erd-Potentialfeldes, das durch Kugelflächen-Koeffizienten komplett bis zu Grad und Ordnung 360 realisiert ist. Dies entspricht einer Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ bzw. 111×111 Kilometer (am Äquator). Es ist eine Komposition, bestehend aus: 1.) einer Kombinationslösung bis Grad und Ordnung 70, 2.) einer Block-Diagonal-Lösung von Grad 71 bis 359 und 3.) einer quadratischen Lösung für den Grad 360. Das Modell wurde in Zusammenarbeit des National Imagery and Mapping Agency (NIMA), des NASA Goddard Space Flight Center und der Ohio State University erstellt.

Das NIMA hat $30' \times 30'$ mittlere Schwereanomalien der geodätischen Mission des GEOSAT Altimetersatelliten berechnet und zur Verfügung gestellt. Das EGM 96 beein-

hält außerdem sowohl altimetrisch abgeleitete Schwereanomalien des ERS-1 über großen Teilen der Arktis und Antarktis, die vom Kort & Matrikelstyrelsen (KMS - Dänisches Vermessungs- und Katasteramt) berechnet wurden, als auch die altimetrisch abgeleiteten Schwereanomalien von Schöne (1996) über dem Weddellmeer. Im Weiteren leisteten direkte Satelliten-Altimetrie von TOPEX/POSEIDON, ERS-1 und GEOSAT sowie Satelliten-Tracking durch Satellite Laser Ranging (SLR) zu mehr als 20 Satelliten, das globale Positionierungssystem (GPS), DORIS, Tracking and Data Relay Satellite System (TDRSS) und TRANET einen Beitrag für das EGM 96.

Als weiteres Schweremodell wurde das '**EIGEN-CHAMP03S**' des GFZ Potsdam (2006) verwendet, das ein *satellite-only*-Modell ist, und somit hinsichtlich der Überlegungen zur dynamischen Meeresspiegelauslenkung besser als das EGM 96 geeignet ist. Es wurde aus GPS *satellite-to-satellite* und Beschleunigungssensordaten aus einem Zeitraum von Oktober 2000 bis Juni 2003 gerechnet. Das EIGEN-CHAMP03S ist die endgültige Version des vorläufigen Modells EIGEN-3p und resultiert aus der einheitlichen Neuberechnung aller Normalgleichungen einschließlich der verbesserten Parametrisierung der Kalibrierungsparameter des Beschleunigungssensors. Es ist bis Grad und Ordnung 140 ($\Rightarrow 2,57^\circ \times 2,57^\circ \Rightarrow 285 \times 285$ Kilometer) entwickelt, wobei die Normalgleichungs-Regularisierung ab Grad 60 beginnt.

Das Schweremodell '**EIGEN-GRACE01S**' des GFZ Potsdam (2007) wurde aus GRACE GPS, K-Band Entfernungen, Beschleunigungs- und Lagedaten über einen Zeitraum von 39 Tagen (August bis November 2002) berechnet. Die *satellite-only*-Lösung wurde unter Verwendung der Kaula a-priori Abschätzung bis zum Grad 70 bei sehr geringem Gewicht generiert. Das Modell wurde bis zum Grad 120 berechnet, einzelne ausgewählte Koeffizienten bis Grad 140. Der Geoidfehler beträgt rund einen Zentimeter bei einer halben Wellenlänge von 360 Kilometern.

Der Datensatz '**cls_shom98.2**' (Hernandez und Schaeffer, 2000) repräsentiert die mittlere Meeresspiegelhöhe, die aus Daten der Altimetersatelliten ERS und TOPEX/POSEIDON zwischen 1992 und 1996 berechnet wurden. Das Grid wurde in einer Auflösung von $1/16^\circ$ (3,75') gerechnet und überdeckt das Gebiet zwischen -82° Süd und 82° Nord sowie 0° bis 360° in Ost-West-Ausdehnung. Es besteht folglich aus 2625×5760 Punkten, wobei das Teilgrid, das in das Eltanin-Gebiet fällt, eine Größe von 24×34 Punkten besitzt.

Das Modell '**MSS95A**' (GFZ Potsdam, 2000) mittlerer Meeresspiegelhöhen wurde vom GFZ/D-PAF aus drei unterschiedlichen Datenquellen generiert. Erstens flossen die Daten der 35-Tage-Wiederholorbitalen des ERS-1 (ERS-1.ALT.OPR2) über den Zeitraum eines vollen Jahres ein. Zweitens wurden beide 168-Tage-Zyklen des ERS-1 QLOPR

verknüpft. Drittens wurden die TOPEX GDR-Daten zur Optimierung der räumlichen Datenverteilung herangezogen. Das Grid wurde in einer Auflösung von $1/20^\circ$ (3') gerechnet und überdeckt das Gebiet zwischen -80° Süd und 80° Nord sowie 0° bis 360° in Ost-West-Ausdehnung. Es besteht folglich aus 3201×7200 Punkten, wobei das Teilgrid, das in das Eltanin-Gebiet fällt, eine Größe von 25×45 Punkten besitzt.

5 Datenprozessierung und -modellierung

Das Kapitel 5 umfasst die Bearbeitungsschritte zur Aufbereitung der originären Messdaten und der Zielgrößen Bathymetrie, Freiluftanomalien und Bougueranomalien und im Weiteren die Geoidundulation. Die korrespondierenden Messdaten wie Wasserschallprofile und Navigation werden unter genauigkeitsrelevanten Aspekten berücksichtigt. Die Entstehung und Beschreibung der Ergebnisgrids werden abschließend in Metadatensätzen beschrieben. Der Zusammenhang zwischen den Daten und der Kapitelnummer der entsprechenden Prozessierungsschritte ist im Flussdiagramm in Abbildung 5.1 veranschaulicht.

5.1 Bathymetrie

Auf dem Fahrtabschnitt ANT-XII/4 konnte das Gebiet nicht vollständig bathymetrisch und gravimetrisch vermessen werden. Erst mit dem Fahrtabschnitt ANT-XVIII/5a wurden größere Lücken geschlossen, womit für das Bearbeitungsgebiet nahezu flächendeckend Bathymetrie vorliegt. Die Bereinigung der Rohdaten und die Berechnung des bathymetrischen Grids hat Jacops (2002) in seiner Diplomarbeit vorgenommen. In den folgenden Unterkapiteln sollen diese Arbeiten kurz zusammengefasst und die genauigkeitsrelevanten Aspekte hervorgehoben bzw. ergänzt werden.

5.1.1 Wasserschallprofile

Die Meeresbodentiefe wird bei Sonarmessungen berechnet, indem die Schalllaufzeit vom Sender zum Meeresboden und zurück gemessen und mit der Wasserschallgeschwindigkeit multipliziert wird. Jedoch ist die Wasserschallgeschwindigkeit keine konstante Größe, sondern vom Druck, also der Wassertiefe, sowie dem Salzgehalt und der Wassertemperatur abhängig. Mit diesen Parametern, ebenso wie der Eigenschaft,

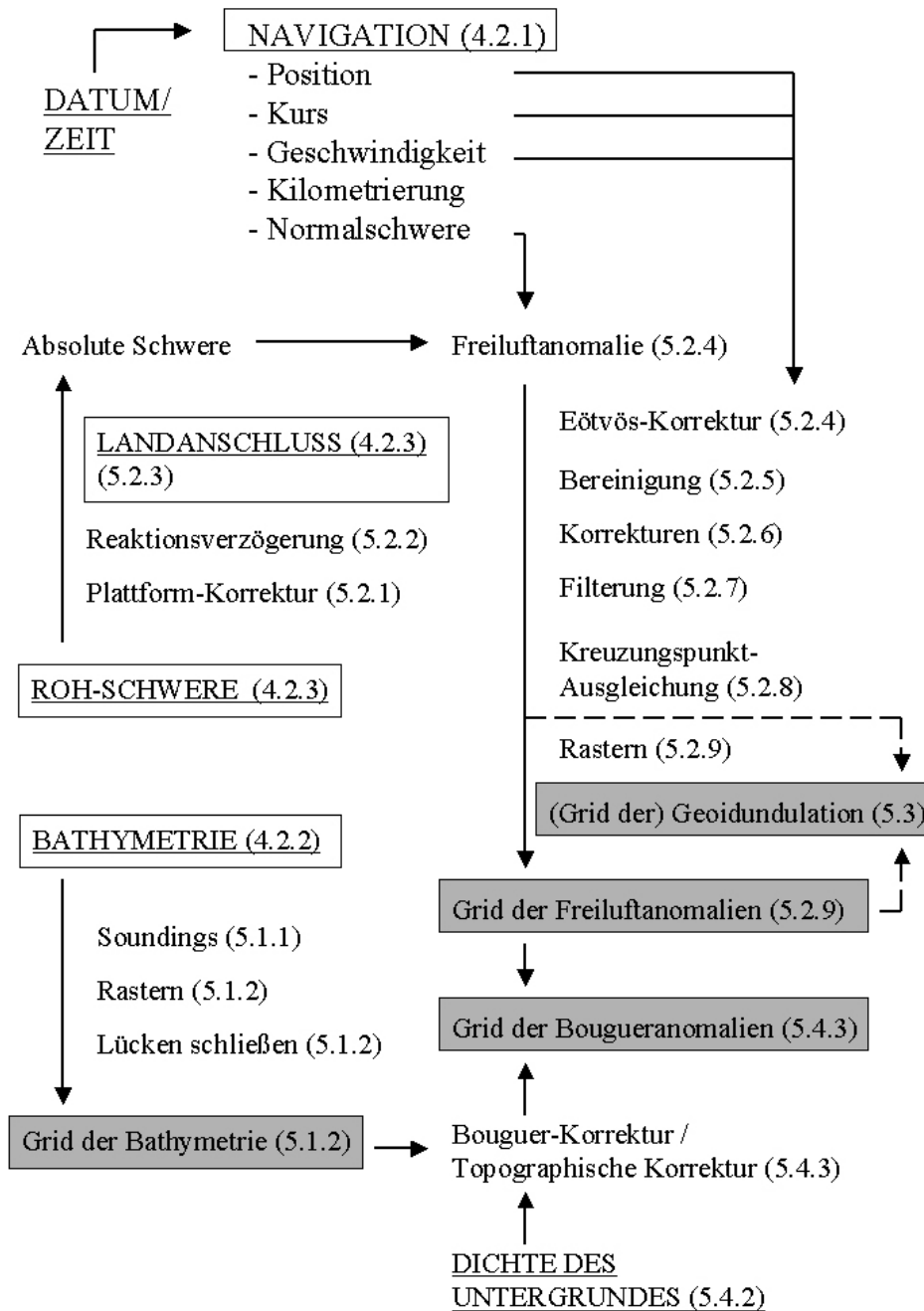


Abb. 5.1: Abhängigkeiten und Prozessierung der Daten: Eingangsgrößen sind durch Großschreibung und Unterstreichung hervorgehoben, originäre Messdaten zusätzlich durch eine weiß ausgefüllte, die Ergebnisgrids durch eine grau ausgefüllte Box. Die Nummer des Kapitels, das die entsprechende Prozessierung behandelt, ist in Klammern angegeben.

dass die schräg abgestrahlten Signale beim Verlauf durch die Wasserschichten einer Refraktion unterliegen, wird die resultierende Wasserschallgeschwindigkeit berechnet. Die hierbei zugrunde liegenden Modellansätze sind häufig empirisch ermittelt, wie z. B. die Modelle von Chen und Millero (1977) oder Clay und Medwin (1977). Die resultierende mittlere Schallgeschwindigkeit c_{mean} ist eine primäre, genauigkeitsrelevante Größe in der Berechnung der Wassertiefe.

Im System Hydrosweep-DS2 wird das Schallgeschwindigkeitsprofil über 20 signifikante Punkte definiert, was laut Hersteller ausreicht, um den wahren Verlauf des Schallprofils mit ausreichender Genauigkeit nachzubilden. Liegen Laufzeiten außerhalb des importierten Schallprofils, so werden die Schallgeschwindigkeiten über einen Modellansatz extrapoliert.

Neben der manuellen Eingabe eines gemessenen Profils besitzt das Fächersonar Hydrosweep-DS2 die Möglichkeit, ein Schallprofil bzw. die resultierenden mittleren Schallgeschwindigkeiten über eine Kreuzfächerkalibrierung (Büchenschütz-Nothdurft, 2002) selbst zu bestimmen. Dabei wird der Schallkegel um 90 Grad gedreht und entlang der Schiffslängsachse ausgesandt. Die Schrägstrahlen liefern bei geradlinigem Kurs somit Meeresbodentiefen für Positionen, die bei einer vorhergehenden Lotung im Schiffsnadir erfasst wurden. Differenzen zwischen direkten und abgeleiteten Messwerten resultieren aus der Refraktion der Schrägstrahlen, aus der wiederum die mittlere Wasserschallgeschwindigkeit korrigiert werden kann. Der Kalibrierping wird bei Geradeausfahrt jeden Kilometer ausgesandt und mit den letzten zehn Kalibrierungen verrechnet, womit räumliche Variationen gut erfasst werden können.

Auf den Fahrtabschnitten ANT-XII/4 und ANT-XVIII/5a wurde innerhalb des Eltanin-Gebietes die Schallgeschwindigkeit jeweils über die Kreuzfächerkalibrierung bestimmt.

Die größten Variationen hat ein Wasserschallprofil in geringen Wassertiefen und nimmt ab Tiefen von ca. 2000 Metern zum Meeresboden hin einen nahezu linearen Verlauf an. Abbildung 5.2 zeigt dazu beispielhaft mehrere Schallprofile von der Fahrt ANT-XVIII/5a, die während des ozeanographischen Programms auf der Anfahrt auf das Eltanin-Gebiet gemessen wurden. Es ist ein kontinuierlicher Anstieg der Schallgeschwindigkeit zu erkennen, entsprechend der Fahrtrichtung und Messlokationen von Süden nach Norden.

Die minimale Wassertiefe im Eltanin-Gebiet beträgt 2236 Meter, die in Abbildung 5.2 durch eine horizontale Linie hervorgehoben ist. Im Teil b) der Abbildung sind die mittleren Schallgeschwindigkeiten dargestellt, aus denen ersichtlich ist, dass sich Variationen in den oberen Wasserschichten oder Ungenauigkeiten im Profil auf die Schallgeschwindigkeiten in größeren Tiefen nahezu gleich auswirken.

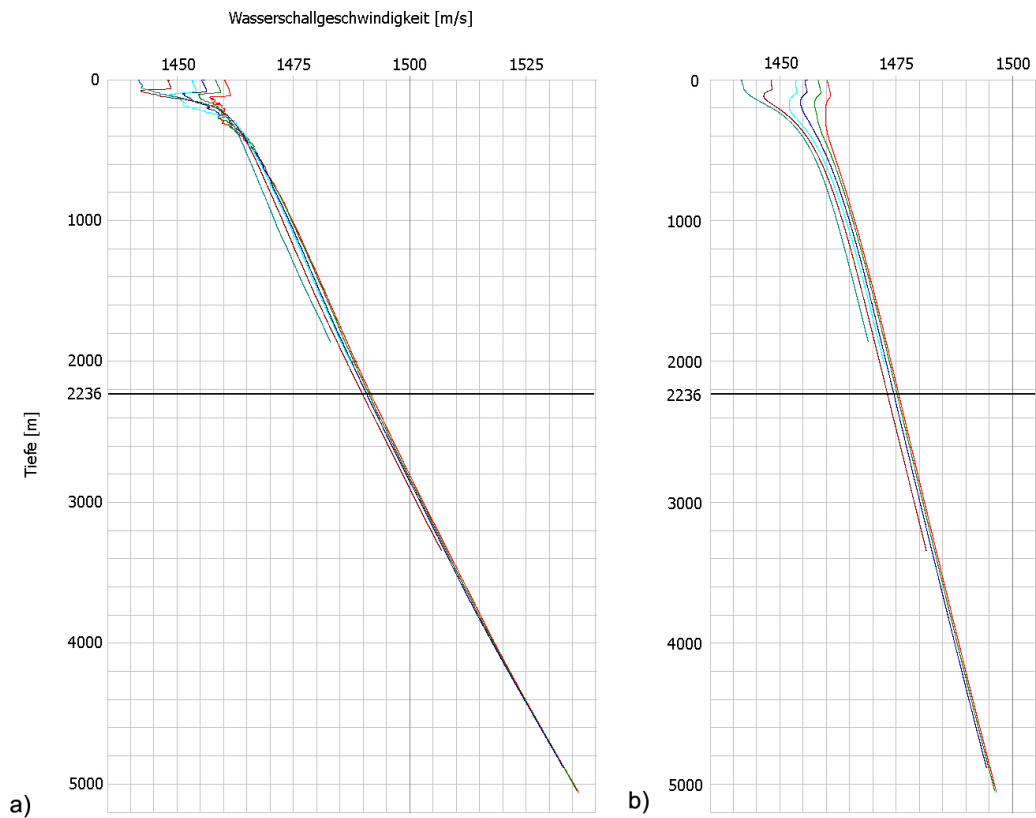


Abb. 5.2: a) Schallgeschwindigkeiten (C) und b) mittlere Schallgeschwindigkeiten (C_{mean}) verschiedener Wasserschallprofile gegen die Wassertiefe aufgetragen. Der höchste Punkt der Topographie innerhalb des Bearbeitungsgebietes befindet sich bei 2236 Metern und ist in der Graphik durch eine horizontale Linie hervorgehoben.

Da während der Messfahrten 1995 und 2001 unterschiedliche Wasserbedingungen geherrscht haben, hat dies einen Versatz der beiden Datensätze zueinander bewirkt. Daher wurden die Datensätze über die Normierung auf eine einheitliche Wasserschallgeschwindigkeit von 1500 m/s aneinander angeglichen. Diese Korrektur wirkt sich als vertikaler Versatz (*offset*) auf die Tiefen aus, die nun als Soundings bezeichnet werden.

5.1.2 Rastern der Bathymetrie

Das digitale Höhenmodell der 'Polarstern'-Bathymetrie wurde von Jacops (2002) erstellt, wobei im Folgenden die Wahl der Rastermethode und seiner Parameter erläutert wird.

Die Rasterweite orientiert sich primär an Abstand und Größe der *Footprints*, wobei für die Messwiederholrate des Sonars vom Hersteller in guter Näherung folgende Berechnung angestellt wird:

$$\text{Zeit} = 1\text{Sek.} + 1 \text{ bis } 2\text{Sek. pro } 500\text{ m Wassertiefe.} \quad (5.1)$$

Die minimale/maximale Wassertiefe im Bearbeitungsgebiet liegt bei ca. 2200/5600 Metern, womit eine Wiederholrate von 8/18 Sekunden zu erwarten ist. Bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 10 Knoten entspricht dies einem Punktabstand in Fahrtrichtung von ca. 41/93 Metern. Bei 2200/5600 Metern Wassertiefe und einem Öffnungswinkel pro Beam von $2,3^\circ$ folgt daraus eine Größe für den *Footprint* von 88/225 Metern für den Nadirbeam und 184/1069 Meter für die Außenbeams. Daraus resultierend wählte Jacops eine Rasterweite eines kartesischen Grids von 100 Metern. Die Parameter der Mercator-Projektion, wurden auf das Zentrum des Messgebietes bezogen, gewählt zu: $l_0 = -91,25^\circ$, $v_0 = -57,516667^\circ$ und $false\ easting = false\ northing = 0$.

Im Fall der Bathymetrie bedeutet das Rastern ein Homogenisieren der unregelmäßig, aber flächenhaft verteilten Tiefenwerte, weshalb Jacops einen Punktansatz verwendete, nämlich eine inverse Abstandsgewichtung mit einer maximalen Punktzahl von 100 und einem Maximalradius von 500 Metern. Die Wahl der Interpolationsmethode und seiner Parameter leitete Jacops neben den oben beschriebenen Systemparametern des Sonars auch von empirischen Tests ab. Eine Genauigkeitsuntersuchung liefert für das Ergebnisgrid eine empirische Standardabweichung von weniger als 0,5 % der Wassertiefe, was laut STN Atlas Elektronik (1992) innerhalb der Genauigkeit des Fächerlotsystems liegt und für das Messgebiet maximal ± 28 Meter bedeutet. Abschließend wendete Jacops einen Gradientenfilter an, um verbliebene Artefakte zu glätten. Abbildung 5.3 zeigt die von Jacops aufbereitete Bathymetrie. Eine 3D-Ansicht der gemessenen Bathymetrie findet sich in Abbildung 6.2.

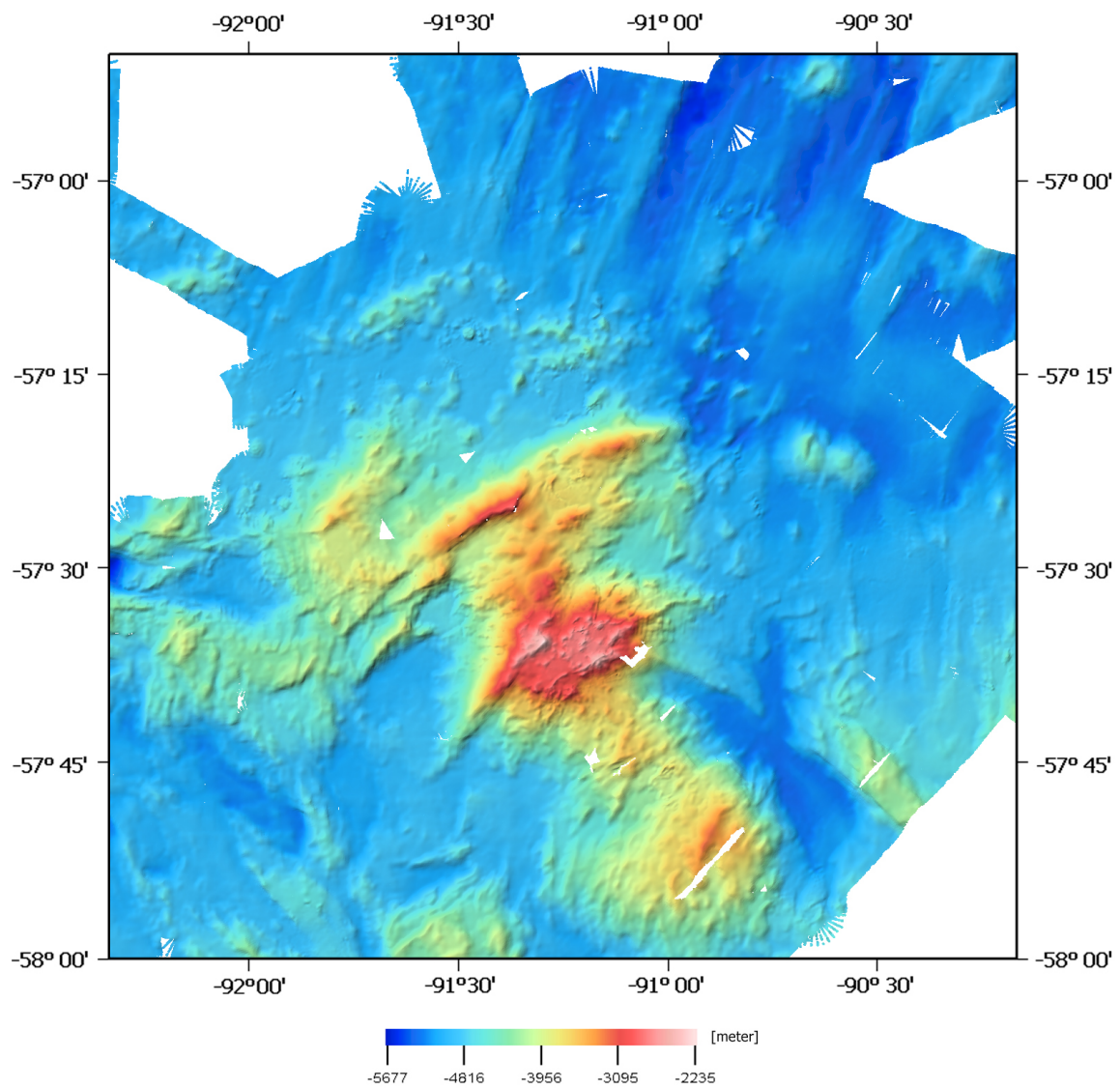


Abb. 5.3: Korrigierte hochaufgelöste Bathymetrie des Eltanin-Einschlaggebietes.

Aufgrund der Messanordnung mit den unregelmäßig verlaufenden Profilen ist das Bathymetrie-Modell des Eltanin-Impakt-Gebietes mit Lücken behaftet, die ca. 16 % der Gesamtfläche ausmachen. Da jedoch zur weiteren Interpretation und numerischen Bearbeitung, z. B. beim Fouriertransformieren, vollständige Grids benötigt werden, müssen die Fehlwerte interpoliert und extrapoliert werden, wobei je nach Größe und Lage der Lücken unterschiedliche Methoden herangezogen werden.

Kleine Lücken bis 1000 Metern (10 Zellen) im Inneren des Grids wurden durch bilineare Interpolation geschlossen. Um die Morphologie im Bereich von größeren Datenlücken und speziell am Rand des Grids nachzubilden, wurden diese zum einen über Flächenpolynome 2. Ordnung und zum anderen mit der prädizierten Bathymetrie von Smith und Sandwell (1997) geschlossen.

Zur Anpassung der Übergänge der gering aufgelösten prädizierten zur präzisen gemessenen Bathymetrie wurde das Programm ISOMERGE von Lindner (2003) herangezogen. Hierbei wird die Anpassung derart durchgeführt, dass in jedem äußeren globalen Punkt, der sich im Einflussgebiet der lokalen Daten befindet, das Gelände anhand der lokalen Nachbarpunkte und mittels eines Flächenpolynoms approximiert wird. Ein glatter Übergang zwischen den Datensätzen wird jedoch nicht gänzlich erreicht. Die Bestimmung des Flächenpolynoms erfolgt über eine Ausgleichung, die als Ergebnis gleichzeitig die angepassten Tiefen der globalen Punkte liefert. Als Ansatz zur Geländeanpassung wurde eine hyperbolische Fläche zugrunde gelegt, die der Gleichung $z = a_0 + a_1 \cdot x + a_2 \cdot y + a_3 \cdot x \cdot y$ genügt.

Ein Vergleich der Singlebeam-Bathymetrie der 'USNS Eltanin' mit der Multibeam-Bathymetrie der 'Polarstern' zeigte große Differenzen auf (Abbildung 5.4), wobei der 'Polarstern'-Bathymetrie aufgrund der Eigenschaften der Sonaranlage und besonders des Navigationssystems eine höhere Genauigkeit und Zuverlässigkeit zugesprochen werden kann. Darum wurde, obwohl hinsichtlich der Überdeckung die 'USNS Eltanin'-Bathymetrie einen Beitrag leisten würde, von einer Neuberechnung des Bathymetrie-grids unter Verwendung dieser Daten abgesehen.

5.2 Gravimetrie

Die mit dem Seegravimeter registrierten Messdaten stellen Vertikalbeschleunigungen dar, an die umfangreiche Korrekturen angebracht werden müssen, um schließlich die gewünschten Freiluftanomalien zu erhalten. In diesem Kapitel sollen diese Bearbeitungsschritte erläutert werden, die nicht nur eine möglichst hohe Auflösung und Genauigkeit der Anomalien zum Ziel haben, sondern auch ein statistisches Fehlermaß liefern

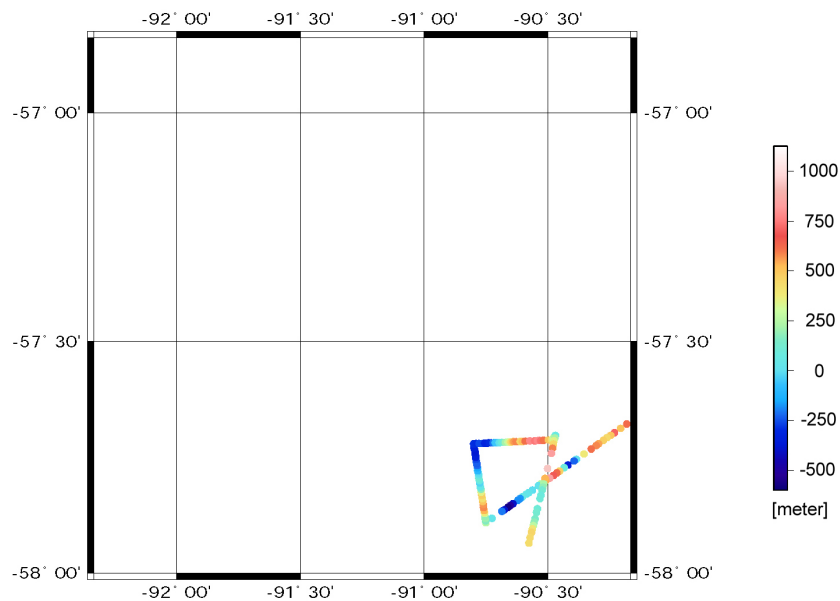


Abb. 5.4: Differenzen der Bathymetrie von 'FS Polarstern' und 'USNS Eltanin'.

sollen.

Bei der Auswertung wird zum einen auf die Besonderheiten des Gravimeters auf 'Polarstern' und zum anderen auf die Eigenheiten der Expedition eingegangen. Die wegen ungünstigen Seebedingungen ungleichmäßig und unsystematisch angelegten Fahrt-Profile machten es nötig, für einige zentrale Prozessierungsschritte, insbesondere für die Kreuzungspunktausgleichung, eine eigene Software zu schreiben. Um die Prozessierung einheitlich zu gestalten, wurden fast alle in diesem Kapitel beschriebenen Algorithmen und Formeln in das Programm eingearbeitet.

5.2.1 Beschleunigung der bewegten Plattform

Das eigentliche Nutzsignal, die Schwerebeschleunigung, wird bei der Erfassung durch Störbeschleunigungen infolge der Roll- und Stampfbewegungen des Schiffes überlagert. Zur Beseitigung bzw. Minimierung dieses Effekts werden auf die Daten in Abhängigkeit des Seegangs systemseitig Tiefpass-, Kalman- und Besselfilter angewendet, deren Parameter für eine optimale Wirkung der Filter für jedes Schiff empirisch festgestellt und angepasst werden. Um zuverlässige Messwerte zu erhalten, wird eine geradlinige Fahrt, wie sie typisch für eine Gravimetermessung ist, angenommen. Weichen die Schiffsbewegungen davon ab, z. B. im Bereich von Kurvenfahrten, so werden die Störbeschleunigungen durch die Filter nicht beseitigt, sondern oft sogar verstärkt. Abbildung 5.5 zeigt ein Beispiel für diesen Effekt. Da das Verhalten der Filter unter den

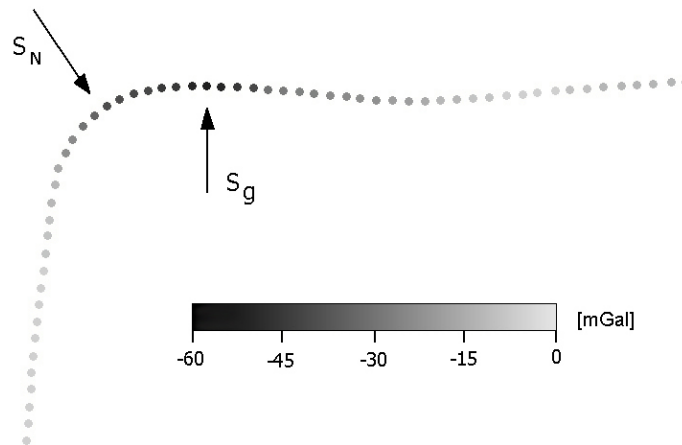


Abb. 5.5: Störbeschleunigung durch Kurvenfahrt. Das Maximum der Auslenkung S_g liegt aufgrund der Reaktionsverzögerung nicht im Scheitelpunkt S_N der Kurve.

Bedingungen einer Kurvenfahrt nur unzureichend nachvollzogen werden kann, wurden keine Analysen und Korrekturen diesbezüglich durchgeführt. Schwereanomalien im Bereich von Kurvenfahrten wurden ebenso wie fehlerhafte Werte nicht durch Interpolation unter Zuhilfenahme der umliegenden Punkte ersetzt, sondern von der weiteren Prozessierung ausgeschlossen (siehe Kapitel 5.2.5).

Mit Hilfe der Schiffslagesensoren (vergl. Kapitel 4.2.1) können die Störbeschleunigungen zwar nicht vollständig, aber doch in guter Näherung nachvollzogen werden. Da für die Auswertung in dieser Arbeit nur das bereits gefilterte Gravimeter-Signal zur Verfügung stand, wurde von einer solchen Korrektur abgesehen.

Im Zusammenhang mit Störbeschleunigungen tritt häufig der Begriff *cross-coupling* der horizontalen und vertikalen Komponenten der Schiffsbeschleunigung auf, wenn die Komponenten die gleiche Periode, aber unterschiedliche Phasen haben. Da das KSS31 aber kein *beam-type*-, sondern ein *inline*-System ist, tritt der *cross-coupling*-Effekt nicht auf.

5.2.2 Gravimeter-Reaktionsverzögerung

Eine Folge der Korrektur der Störbeschleunigungen durch Filterung, wie im vorangehenden Kapitel beschrieben, ist die Reaktionsverzögerung des Gravimeters. Wie in Abbildung 5.5 durch die Pfeile angedeutet wird, erreicht der Betrag der Auslenkung sein Maximum (S_g) nicht im Scheitel der Kurve (S_N), sondern später. Eine Analyse dieses Effekts wurde mit Hilfe der Schweredaten der 'Polarstern'-Expedition ANT-XIX/5 in einer

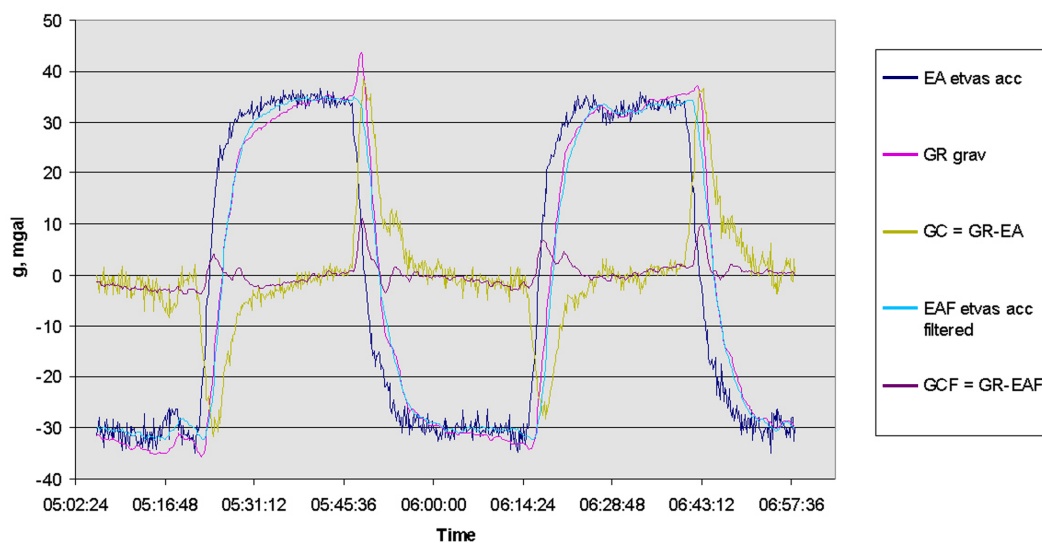


Abb. 5.6: Reaktionsverzögerung des 'Polarstern'-Gravimeters nach Udintsev (2002).

Arbeit von Udintsev (2002) vorgenommen, aus der Abbildung 5.6 entnommen ist. Zur Korrektur der Zeitverzögerung sind zwei Vorgehensweisen denkbar. Zum einen kann das Gravimetersignal um den festgestellten zeitlichen Versatz zurückdatiert werden. Zum anderen kann die Korrektur in den Prozess des Glättens integriert werden, wobei die Suchumgebung nicht um den aktuellen Punkt zentriert wird, sondern um den zeitlich entsprechend zurückliegenden. Während Udintsev (2002) dieses Rückwärtsfiltern in seiner Auswertung nutzt, wurde die Schwere in der vorliegenden Auswertung zurückdatiert. Der Betrag wurde aus dem räumlichen Versatz der Scheitelpunkte der Kurven (S_N) in Bezug zum Scheitelpunkt der Gravimeterauslenkung (S_g) zu 70 Sekunden festgestellt.

5.2.3 Datumsanschluss und Drift

Das Seegravimeter hat einen Messbereich von 0 bis 10000 Skaleneinheiten, die multipliziert mit einem Faktor in mGal umgerechnet werden. Um diese Relativdaten auf ein absolutes Datum zu beziehen, muss zu Beginn oder am Ende der Fahrt die Schwere eines bekannten Festpunktes auf das Niveau des Seegravimeters übertragen werden. Die Differenz dieses Wertes zum Wert des Gravimeters wird als konstanter Offset auf alle Messdaten des Seegravimeters angewendet.

Liegen sowohl Anschluss- als auch Abschlussmessungen vor, lässt sich die Gerätedrift des Seegravimeters feststellen, die sich aus der Differenz der Offsets für An- und Abschlussmessung ergibt. Sie wurde für den Fahrtabschnitt ANT-XII/4 zu -0,65 mGal

(über einen Zeitraum von 27 Tagen) und für den Fahrtabschnitt ANT-XVIII/5a zu 0,12 mGal (über einen Zeitraum von 43 Tagen) bestimmt (siehe Protokoll im Anhang B.1). Daraus resultierend kann dem Gravimeter auf 'Polarstern' eine gute Langzeitstabilität bescheinigt werden. Die Drift wird proportional zur Fahrtdauer auf die Messdaten angebracht.

Die Genauigkeit der Anschlussmessungen, die mit dem Relativgravimeter LaCoste & Romberg durchgeführt wurden, beträgt maximal $\pm 0,1$ mGal. Die Freiluftreduktion g_f zur Höhenübertragung der Schwere vom Messpunkt auf das Niveau des Seegravimeters (entspricht ungefähr dem Meeresspiegel) berechnet sich mit der Höhendifferenz h in Metern zu

$$g_f = 0,3086h - 0,000000073h^2 \text{ [mGal]} \quad (5.2)$$

5.2.4 Eötvöskorrektur

Auf einen bewegten Körper wirkt aufgrund der Rotation der Erde eine Störbeschleunigung, die abhängig von der geographischen Breite ϕ , dem Kurs α und der Schiffsgeschwindigkeit v nach Dehlinger (1978) berechnet wird zu:

$$\epsilon_{EC} = 7,5v \cos \phi \sin \alpha + 0,004v^2 \quad (5.3)$$

Der minimale und maximale Betrag der Eötvöskorrektur ϵ_{EC} beträgt für den Datensatz der 'Polarstern'-Expeditionen -43,9 und 51,3 mGal. Da die Eingangsgrößen nicht frei von Fehlern sind, ist der Fehler der Eötvöskorrektur abzuschätzen:

$$d\epsilon_{EC} = 7,5(\cos \phi \sin \alpha dv + v \cos \phi \cos \alpha d\alpha - v \sin \phi \sin \alpha d\phi) + 0,008v dv \quad (5.4)$$

Der Fehler nimmt im Bearbeitungsgebiet mit den Werten für $dv = 1$ Knoten, $d\alpha = 1,0^\circ$ und $d\phi = 0,0001^\circ$ bei einer geographischen Breite von 56° und Westkurs/Ostkurs einen maximalen Betrag von 4,23 mGal und im Mittel einen Wert von 2,3 mGal an. Unter der Annahme konstanter Geschwindigkeit und Kurs wirkt sich ein systematischer Fehler in der Eötvöskorrektur als Offset aus und wird im Zuge der Kreuzungspunktausgleichung (Kapitel 5.2.8) beseitigt.

5.2.5 Manuelle Datenbereinigung

Wie in Kapitel 5.2.1 beschrieben, sind die Schwerewerte aufgrund von Störbeschleunigungen zu korrigieren. Da die Fehler im Bereich von Kurvenfahrten nicht hinreichend genau rekonstruiert werden konnten, wurde zur weiteren Auswertung der Schiffstrack

in gerade Linienabschnitte unterteilt, über die, wie in Kapitel 5.2.8 beschrieben, auch die systematischen Fehler korrigiert werden. Die 5985 Kilometer Schiffstrack im Bereich des Eltanin-Einschlagsgebietes wurden in 137 Linienabschnitte unterteilt, deren Längen minimal 2,9, maximal 151 und im Mittel 34 bei einer Gesamtlänge von 4670 Kilometer betragen. Folglich bleiben 1316 Kilometer (22 %) in der folgenden Auswertung unberücksichtigt.

Die Linienpunkte wurden auf grobe Ausreißer untersucht und ggf. als ungültig markiert, so dass sie bei den weiteren Auswertungen unberücksichtigt bleiben. Diese Arbeit wurde manuell durchgeführt, womit sie von der Einschätzung des Operateurs abhängt. Von den 100127 Punkten, die auf Linien liegen, wurden 1336 markiert, was einem Anteil von 1,3 % entspricht.

5.2.6 Weitere Korrekturen

Gezeiten

Zeitliche Änderungen der Erdschwere werden durch Massenverlagerung der Erde, durch Verlagerung (Deformation) des Beobachtungspunktes sowie durch differentielle Gravitation von Sonne und Mond (Erdgezeiten) verursacht (Wenzel, 1976), (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO) und Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC), 2006). Ihre Beträge haben folgende Größen:

Erdgezeiten: $\pm 1 \mu\text{m/s}^2 = \pm 0,1 \text{ mGal}$

Luftdruckänderungen: $\pm 0,1 \mu\text{m/s}^2 = \pm 0,01 \text{ mGal}$

Meeresspiegelschwankungen: $\pm 0,4 \mu\text{m/s}^2 = \pm 0,04 \text{ mGal}$

Diese Schwerefeldänderungen liegen deutlich unterhalb der Messgenauigkeit des Seegravimeters und blieben daher in der Auswertung unberücksichtigt. Die Meeresspiegelauslenkung aufgrund von Gezeiten beträgt auf dem offenen Ozean weniger als 1 Meter ($\pm 0,3$ Meter) und liegt in seiner gravitativen Wirkung ebenfalls innerhalb der Messgenauigkeit.

Säkulare Schwerefeldänderungen müssen trotz der vorliegenden Zeitspanne von sechs Jahren zwischen den Messepochen nicht berücksichtigt werden, da diese Variationen ebenfalls deutlich unterhalb von einem mGal und damit innerhalb der Messgenauigkeit des Seegravimeters liegen.

Meteorologische Daten

Variierende atmosphärische Druckauflasten haben Einfluss auf die gemessene Schwere. Dieser sogenannte inverse barometrische Effekt wurde unmittelbar bei der Messung berücksichtigt und an die Rohdaten angebracht. Infolge des barometrischen Auflasteffektes ist auch eine Meeresspiegelauslenkung bedingt, die nach Lisitzin (1976) ca. +10

Zentimeter im südlichen Atlantik und +20 Zentimeter im Bereich der Antarktis beträgt. Die hierauf anzubringende Korrektur der Schwere liegt innerhalb der Messgenauigkeit des Gravimeters.

Lokaler Wind verursacht Seegang mit Wellenlängen von 1 Zentimeter bis 300 Meter. Diese Wellen sind in Abhängigkeit vom Wetter zeitlich sehr variabel und können bis zu einigen Metern hoch werden. Von Dünung spricht man bei Ausdehnungen der Wellen von 200 Meter bis 2 Kilometer, die z. B. in der Nähe von Schlechtwettergebieten auftreten können. Wellen kurzer räumlicher und zeitlicher Ausdehnung werden durch die *sea-state* abhängige Filterung des Gravimeters unterdrückt.

Ozeanographische Daten

Ozeanographische Effekte haben Einfluss auf die Auslenkung der Meeresoberfläche. Meeresströmungen sowie Temperatur- und Salzgehaltunterschiede des Wassers sind mesoskal und unterliegen häufig auch periodischen und säkularen Schwankungen. Sie wirken sich, bezogen auf ein kleines Messgebiet wie in der vorliegenden Arbeit, in guter Näherung als Trend aus. Mit dem Geoidmodell EGM 96 (oder anderen) wird auch ein globales Ozeanmodell in Form von Kugelfunktionsparametern mitgeliefert. Diese Modelle sind jedoch nur bis zu einem geringen Grad entwickelt, womit sie globalen Charakter haben und sich gleichfalls in guter Näherung als Trend oder Offset auswirken.

Auch diese Auslenkungen betragen nur einige Dezimeter und sind im Hinblick auf ihre Schwerewirkung, bezogen auf die vorliegende marine Gravimetrie, vernachlässigbar.

5.2.7 Filterung und Glättung

Trotz der Korrektur der Daten hinsichtlich der Störbeschleunigungen durch Rollen und Stampfen des Schiffes sind die Messdaten noch mehr oder weniger stark veräuscht, wie in Abbildung 5.7 zu erkennen ist. Um diese als zufällige Fehler zu betrachtenden Abweichungen zu beseitigen, wurden die Daten gefiltert bzw. gemittelt, wobei ein gleitendes Mittel gerechnet wurde, dessen Abstandsgewichtung als linear, quadratisch oder als Glockenkurve in Betracht gezogen wurde. Das Glättungsintervall (*cut-off-Distanz*) wurde in Abhängigkeit der minimalen Wassertiefe und der daraus resultierenden Dämpfung des Signals zu 1000 Metern festgesetzt. Aufgrund der geringen Punktabstände im Vergleich zum Glättungsintervall liefern die unterschiedlichen Methoden jedoch keine signifikanten Unterschiede im Ergebnis, sodass der lineare Ansatz Anwendung fand.

Neben einem Ortsfilter bieten sich auch ein Frequenzfilter an. Man vergleiche hierzu Formel 5.25, in der der Faktor $e^{-k \cdot d}$ eine tiefenabhängige Glättung ausdrückt. Aufgrund der hohen Datendichte in Fahrtrichtung wurde auf die Interpolation der als grobe Aus-

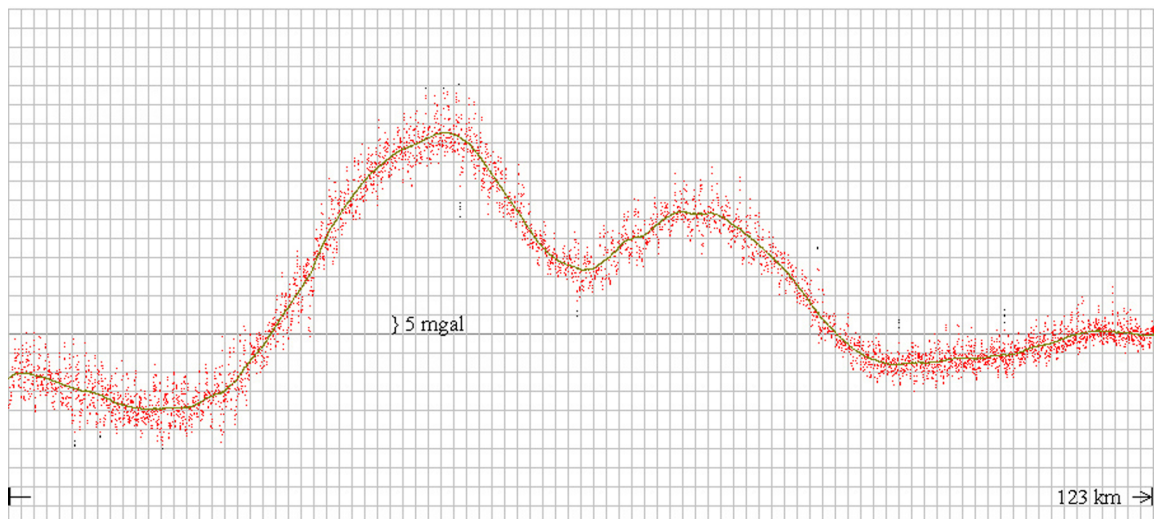


Abb. 5.7: Streuung der Freiluftanomalien (rote Punkte) um ihren Mittelwert (grüne Linie) eines 123 Kilometer langen Profils. Die Zellhöhe des Gitters entspricht 5 mGal.

reißer identifizierten und markierten Anomalien verzichtet, indes das später folgende Rastern (Kapitel 5.2.9) eine Glättung beinhaltet.

Die Standardabweichung der Differenzen von gemessener und geglätteter Schwere entspricht einem zufälligen Fehler und lässt sich als Qualitätsmaß heranziehen. Sie beträgt im Mittel $\pm 1,3$ mGal. Zum Vergleich wurden das Mittel und die Standardabweichung der Schwerewerte für Stationszeiten berechnet, an denen sich das Schiff nicht fortbewegt und für ein und dieselbe Position mehrere hundert Messwerte vorliegen. Die Standardabweichungen der 45 Stationen betragen minimal 0,47, maximal 1,87 und im Mittel $\pm 1,05$ mGal. Die detaillierte Statistik findet sich im Anhang B.2. Der Mittelwert von 1,05 mGal ist etwas geringer als die Standardabweichung von 1,3 mGal für die Differenzen von gemessener und geglätteter Schwere entlang der Linien, da bei einer Geschwindigkeit von Null der Fehler der Eötvös-Korrektur verschwindet. Im Weiteren wurden die Stationsarbeiten im Gegensatz zum normalen Fahrtbetrieb nie bei starkem Seegang oder Sturm durchgeführt, deren Auswirkungen somit nicht so stark ins Gewicht fallen.

5.2.8 Kreuzungspunktausgleichung

Mit der Begrenzung der Daten auf Linienabschnitte sowie dem Aussortieren von falschen Werten wurden die Daten von groben Fehlern und durch das Glätten von den zufälligen Fehlern befreit. Doch trotz Anbringen der Eötvöskorrektur sind die Linien noch

mit systematischen Fehlern behaftet, die sich durch Kreuzungspunktdifferenzen (*cross over differences* - COD) bemerkbar machen und durch eine Kreuzungspunktausgleichung beseitigt werden sollen. Hierbei sei angenommen, dass im Verlauf einer Linie das Schiff eine konstante Geschwindigkeit bei konstantem Richtungswinkel fährt, infolge dessen äußere Einflüsse und die daraus resultierenden Korrekturen, insbesondere die Eötvöskorrektur, als konstant betrachtet werden können.

Aufgrund der geringen Ausdehnung des Messgebietes werden die Differenzen in den Freiluftanomalien der sich kreuzenden Schiffsspuren derart minimiert, dass entsprechend Prince und Forsyth (1984) jede Linie einen vertikalen Offset, jedoch keine Neigungsänderung und das Ausgleichungsmodell auch sonst keine weitere Verfeinerungen erhält. Dies ist im Weiteren damit begründet, dass die Linienlängen stark variieren und wie die Kreuzungspunkte sehr unregelmäßig über das Messgebiet verteilt sind, wie Abbildung 5.8 verdeutlicht. Diese Randbedingungen berücksichtigend, waren keine Systematiken zu erkennen, aufgrund derer die Beobachtungen hätten sinnvoll gewichtet werden können. So erfolgte die Ausgleichung nach dem Gauß-Markoff-Modell (Ausgleichung nach vermittelnden Beobachtungen - Niemeier (2002)), mit der Einheitsmatrix P als Gewichtsmatrix sowie der Designmatrix A , dem Beobachtungsvektor l und dem Ergebnisvektor der Linienoffsets (\hat{x}):

$$\hat{x} = (A^t P A)^{-1} A^t P l \quad (5.5)$$

Der Ausgleichungsansatz leitet sich aus der Kreuzungspunktdifferenz bzw. der Geradengleichung ab

$$g_k - g_l = (m_k x_k + b_k) - (m_l x_l + b_l) = \min. \quad (5.6)$$

Abgeleitet nach den unbekanntenen Größen (b_i) ergeben sich die Differentialquotienten zu $\frac{\delta g}{\delta b_k} = 1$ und $\frac{\delta g}{\delta b_l} = -1$, mit Hilfe derer die Designmatrix A besetzt wird. Für jeden Kreuzungspunkt wird die Zeile jeweils mit einer 1 und einer -1 und alle übrigen Werte der Zeile mit 0 besetzt. Der Beobachtungsvektor l wird mit den Differenzen der Messwerte am jeweiligen Kreuzungspunkt besetzt.

Weil das Gesamtmodell jetzt noch in Lotrichtung frei verschoben werden kann (Rangdefekt), muss eine Zusatzbedingung eingeführt werden, um diesen Freiheitsgrad zu beseitigen. Nach Niemeier (2002) sind hierfür zwei Varianten denkbar:

1. Das Mittel aller Linienoffsets sei Null
2. Ein Linie wird fixiert und von der Ausgleichung ausgenommen

Die Variante 1, dass das Mittel aller Linienoffsets Null sei, drückt sich durch eine zusätzliche Zeile in der Designmatrix aus, deren Werte alle mit 1 besetzt werden und der zu-

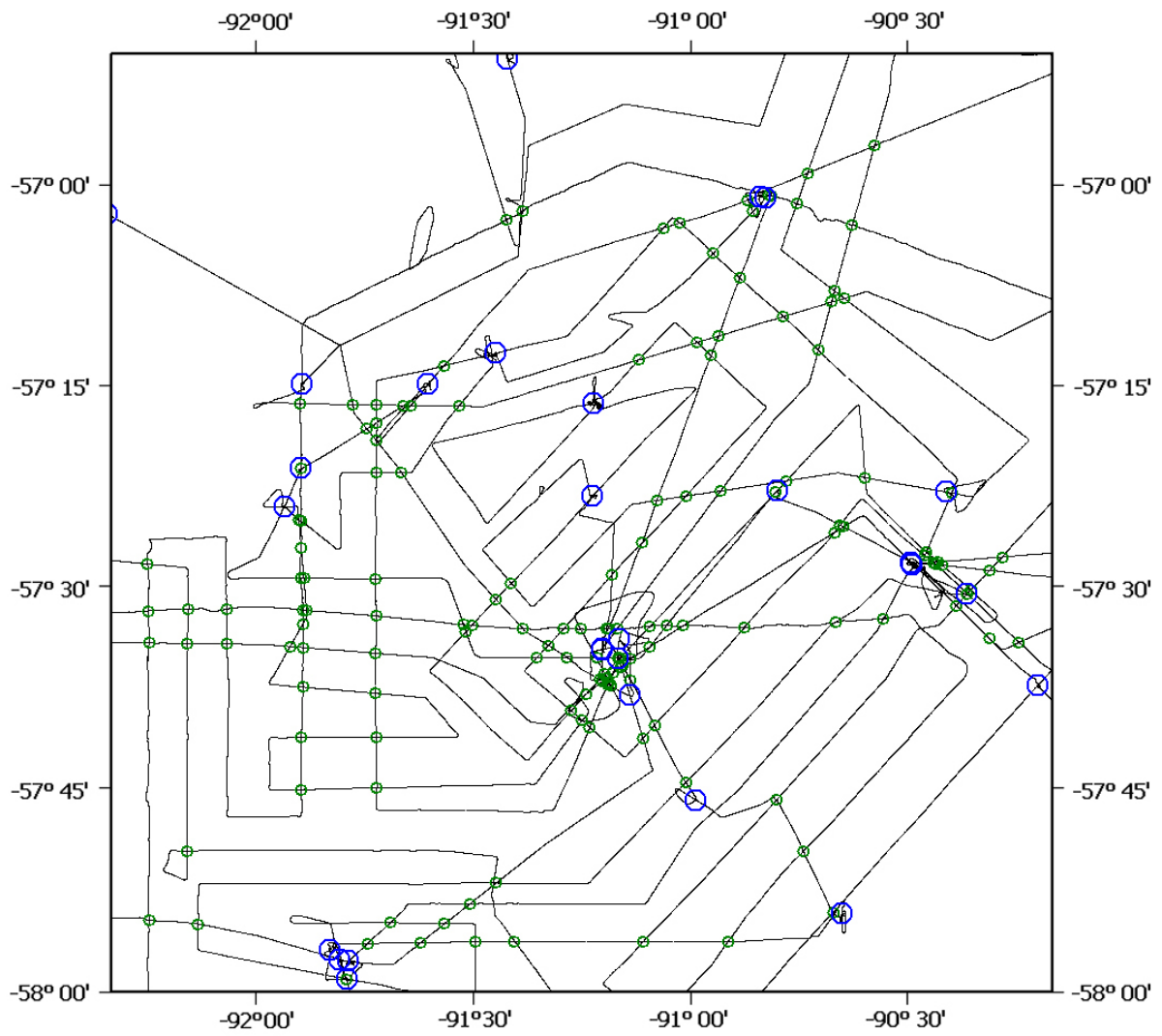


Abb. 5.8: Verteilung der Kreuzungspunkte (grün) und Stationen (blau).

sätzliche Wert des Beobachtungsvektors Null ist. Um die Zusatzbedingung als unveränderlich zu fixieren, wird diese mit einem sehr hohen Gewicht versehen. Beim Aufstellen der Designmatrix ist darauf zu achten, dass alle Linienelemente über Kreuzungspunkte miteinander verbunden sind, da sonst die Normalgleichungsmatrix singulär wird und sich nicht mehr invertieren lässt. Aufgrund der unregelmäßigen Profilfahrt sind im vorliegenden Datensatz die Linien jedoch nicht alle miteinander verbunden, wie es in Abbildung 5.9 veranschaulicht ist. Jeder Block muss folglich separat ausgeglichen und für jeden

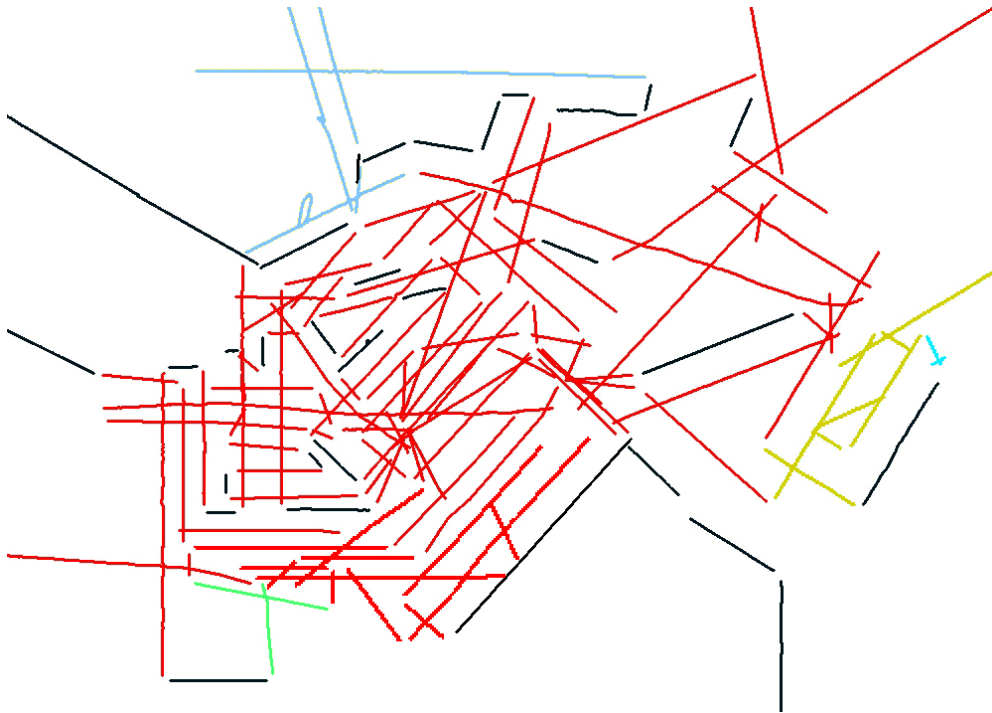


Abb. 5.9: Über Kreuzungspunkte verbundene Linienblöcke.

der Rangdefekt beseitigt werden. Folglich können die Blöcke gegeneinander einen Offset aufweisen, der derart minimiert wird, dass für jeden Block der mittlere Abstand zur prädierten Gravimetrie bestimmt wird und der Block um diesen Betrag vertikal verschoben wird. Wenngleich diese Methode zu keinem mathematisch exakten Ergebnis führt, so ist sie doch auch auf Linien anwendbar, die nicht Teil eines Blocks sind und somit nicht ausgeglichen werden können. Durch diese Angleichung an die prädierte Gravimetrie erhalten alle Linien, ob ausgeglichen oder nicht, (in guter Näherung) dasselbe Datum. Fehler, die in der prädierten Gravimetrie sind, vor allem in den kurzen Skalen, fallen umso weniger ins Gewicht, je länger die Linien sind. Da die Linien stark variierende und zum Teil sehr kurze Längen haben, passen sich die einzelnen, an die Prädiktionen angeglichenen Linien nicht optimal an die Linienblöcke an (siehe unten).

Die Übersicht über die Zuordnung der Linien zu Blöcken sowie deren Offset zur prä-

dizierten Schwere ist in Tabelle 5.1, das Ergebnis der Linienanpassung bzw. Kreuzungspunktausgleichung in Tabelle 5.2 dargestellt. Abbildung 5.10 stellt die Beträge der Kreuzungspunktausgleichung als Häufigkeitsverteilung und Histogramm dar. Zusammengefasst kann festgestellt werden, dass durch die Ausgleichung die Standardabweichungen der Kreuzungspunktdifferenzen von 10,1 auf 1,1 mGal verringert werden konnten.

Block	Linien	CODs	Offset
1 (rot)	94	167	10,34
2 (blau)	4	3	8,91
3 (gelb)	8	7	16,93
4 (grün)	2	1	8,65
5 (türkis)	2	1	20,11
1-5	110	179	10,91
freie Linien	27	0	8,41
alle Linien	137	179	10,43

Tab. 5.1: Blockstatistik

Block	Minimum	Maximum	Mittelwert	Std.Abw.
Alle	-27,07/-4,97	26,94/5,00	-0,83/-0,07	10,10/1,11
1 (rot)	-27,07/-4,97	26,94/5,00	-0,70/-0,07	9,12/1,11
2 (blau)	-7,71/0,00	0,53/0,0	-6,78/0,00	5,22/0,00
3 (gelb)	-26,46/0,00	25,03/0,00	-2,86/0,00	18,54/0,00
4 (grün)	-1,29/0,00	1,29/0,00	0,00/0,00	0,00/0,00
5 (türkis)	-1,97/0,00	1,97/0,00	0,00/0,00	0,00/0,00

Tab. 5.2: a-priori/a-posteriori Kreuzungspunktstatistik

Aufgrund der Messanordnung tritt ein weiteres Problem auf: Ein Drittel der ausgeglichenen Linien ist nur über einen einzigen Kreuzungspunkt mit anderen Linien verbunden, so dass nicht wirklich eine Ausgleichung, sondern ein einfaches Anhängen vorliegt. Diese Konfiguration ist mit Ausnahme des Blocks 1 (rot) in den anderen Blöcken gegeben und betrifft 16 der 110 ausgeglichenen Linien. In Tabelle 5.2 drückt sich dies durch das Verschwinden der betreffenden posteriori Restklaffungen aus. Indes wirken sich beim einfachen Anhängen Unsicherheiten im Bereich eines einzelnen Kreuzungspunktes unmittelbar auf die gesamte Linie aus. Abbildung 5.11 stellt die Anzahl der Linien in Abhängigkeit der Kreuzungspunktanzahl dar.

Ein weiteres Indiz für eine ungenügende Messanordnung wird durch Abbildung 5.12 verdeutlicht. Die unsystematische Profilfahrt bedingt, dass sich viele Linien fast, jedoch

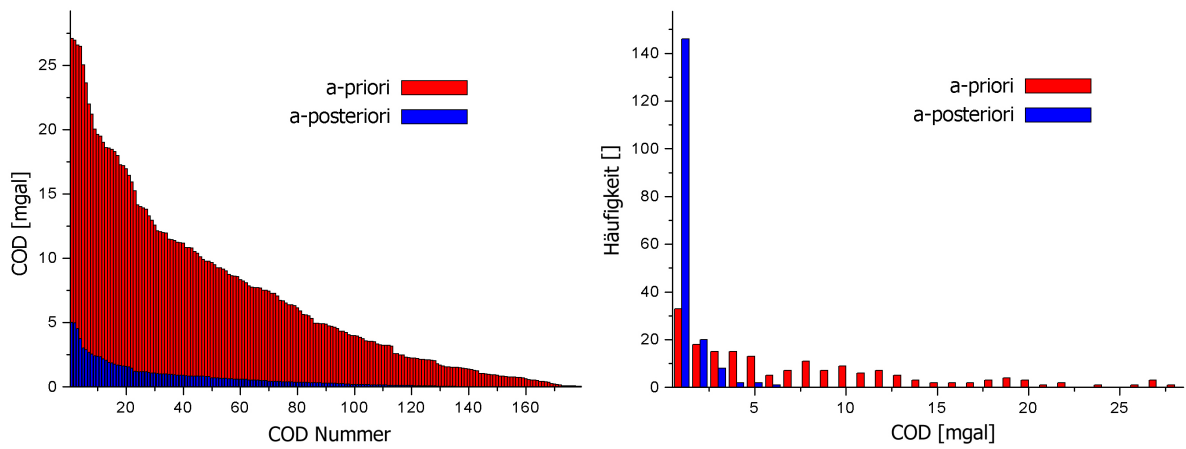


Abb. 5.10: Häufigkeiten und Histogramm der Kreuzungspunktdifferenzen (CODs).

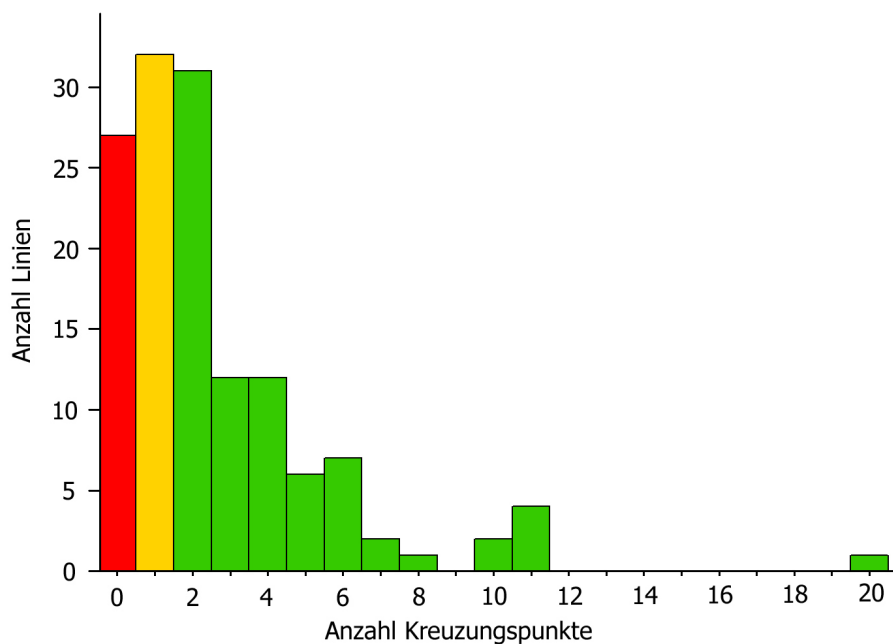


Abb. 5.11: Anzahl der Kreuzungspunkte pro Linie. Aufgrund der unregelmäßigen Profifahrt besitzen rund ein Fünftel der Linien gar keine und rund ein Viertel nur einen Kreuzungspunkt.

nicht tatsächlich schneiden. Dies hat zur Folge, dass ein bestehender Offset benachbarter Linien unzureichend oder gar nicht erfasst und somit auch nicht verteilt wird. Die Auswirkungen dieses Effekts treten besonders beim anschließenden Rastern hervor.

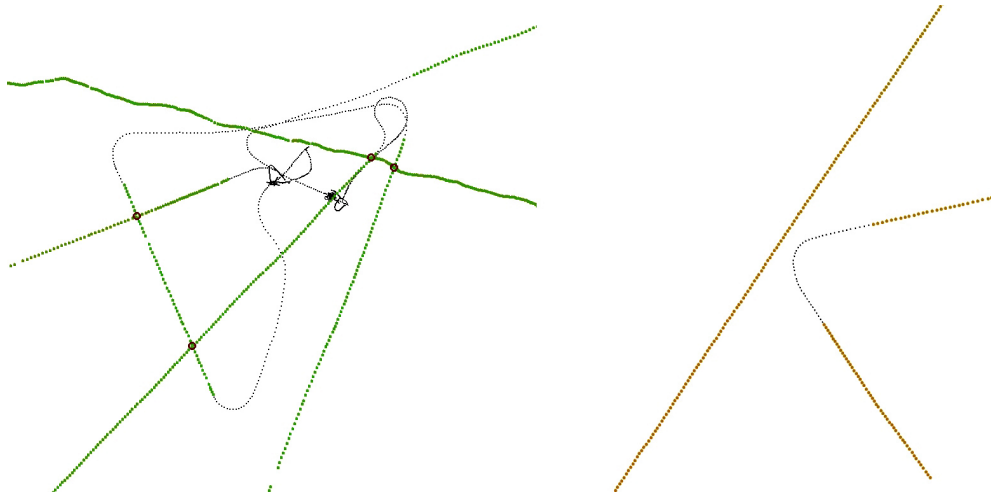


Abb. 5.12: Situation fehlender Kreuzungspunkte. Offsets benachbarter Linien können trotz ihrer Nähe zueinander nicht ausgeglichen werden.

Entsprechend Variante 2 lässt sich der Rangdefekt dadurch beseitigen, dass mindestens eine Linie pro Block fixiert wird, d. h. der Offset einer oder mehrerer Linien wird vorab bestimmt und angebracht oder zu Null gesetzt. Damit entfällt eine Unbekannte, womit die Designmatrix um die entsprechende Spalte reduziert wird. Um den Fixwert zu bestimmen, werden z. B. Stationspunkte herangezogen, die direkt über einer Linie liegen. Da die Freiluftanomalie für jede Station aufgrund der sehr hohen Redundanz als frei von zufälligen und aufgrund der Schiffsgeschwindigkeit von Null auch frei von Fehlern in der Eötvöskorrektur betrachtet werden kann, kann der Offset der Linie, sprich die Differenz der Freiluftanomalien vom Stationspunkt und nächstgelegenen Linienpunkt, unmittelbar berechnet werden. Leider befindet sich nicht in jedem Block, geschweige denn über jeder nicht angeschlossenen Linie eine Station, so dass diese Methode für eine praktische Auswertung nicht herangezogen werden konnte.

Als weitere Ausgleichungsmethode bzw. Angleichung ist die vertikale Verschiebung jeder einzelnen gemessenen Linie an die prädierte Freiluftanomalie denkbar, sofern unterstellt wird, dass die Abweichungen von gemessenen und prädierten Freiluftanomalien allein der unterschiedlichen Auflösungen geschuldet sind und im Mittel Null sind. Werden für die auf diese Weise angeglichenen Linien nun die Kreuzungspunktdifferenzen berechnet, ergeben sich die Werte, wie in Tabelle 5.3 angegeben.

Die Abweichungen sind hierbei signifikant größer als bei der Kreuzungspunktaus-

Minimum	Maximum	Mittelwert	Std.Abw.
-8,60	15,00	-0,07	2,97

Tab. 5.3: Kreuzungspunkt-Statistik bei Anpassung jeder einzelnen Linie an die prädierte Schwere

gleichung, was besonders auf die kurzen Linienstücke zurückzuführen ist. Differenzen zwischen der prädierten und der gemessenen Schwere sind speziell in den kurzen Skalen zu erwarten und machen sich umso stärker bemerkbar, je kürzer die Linienlänge ist. Dies bedeutet im Hinblick auf die obige Kreuzungspunktausgleichung, dass die zusätzliche Angleichung der nicht ausgeglichenen Linien nur eine Notlösung sein kann und bei einer Trackplanung und Profilfahrt stets auf das Vorhandensein von Kreuzungspunkten zu achten ist.

5.2.9 Rastern der Schweredaten

Die Überlegungen zum Rastern der Bathymetrie des Kapitels 5.1.2 unterscheiden sich zu denen des Rasterns der Gravimetrie, da die Gravimetrie nicht flächenhaft, sondern entlang der Profillinien erfasst wird. Während es sich im Fall der Bathymetrie um ein Homogenisieren der Daten handelt und flächenhafte Datenlöcher vom Prinzip her die Ausnahme sind und von der Interpolation ausgeschlossen werden, sind in der Gravimetrie keine Flächenelemente erfasst und müssen durch Interpolation geschlossen bzw. geschätzt werden. Hierzu hat sich klassisch die Methode der Kollokation etabliert (Heiskanen und Moritz, 1967). Hierbei wird die Eigenschaft des Schwerfeldes genutzt, dass benachbarte Punkte eine hohe Korrelation aufweisen, die in einer Korrelationsfunktion ausgedrückt wird. Durch die dämpfende Wirkung der Wassersäule wird die Korrelation benachbarter Schwerewerte verstärkt.

Eine zur Kollokation sehr ähnliche geostatistische Methode ist das Kriging, bei dem jedoch keine globale Kovarianzfunktion herangezogen wird, sondern lokale Variationen berücksichtigt werden. Dies erscheint insbesondere bei den ungleichmäßigen Profillabständen bei der Vermessung des Eltaningebietes mit 'Polarstern' sinnvoll. Die Berechnung wurde mit dem 'Geostatistical Wizard' des Programms 'ArcMap' der Firma 'ESRI' durchgeführt, wobei ein 'ordinary' Kriging angewendet wurde. Für die Berechnung des theoretischen Variogramms wurde eine sphärische Funktion verwendet bei einer Lag-Weite von 10000 Metern und einer Lag-Anzahl von 15. Wenigstens 2, maximal 10 Nachbarn wurden innerhalb jedes Quadranten berücksichtigt. Die Rasterweite wurde auf 500 Meter festgesetzt.

Abbildung 5.13 zeigt die Varianzen des Schweregrids, das beim Kriging entstanden

ist. Es liefert eine Abschätzung über die statistische Zuverlässigkeit der interpolierten Bereiche, für die keine Messwerte vorliegen. Wie deutlich zu sehen ist, wachsen die Standardabweichungen mit zunehmenden Punktabständen, was die Notwendigkeit einer gleichmäßigen, flächendeckenden Messdatengewinnung unterstreicht.

Während das Schließen von Lücken durch Interpolation entsprechend der Interpolationsweiten und obiger Überlegungen hinreichend zuverlässige Ergebnisse liefert, sind die Randbereiche des Rasters, die durch Extrapolation berechnet wurden, kritischer zu betrachten. Insbesondere die Randbereiche im Nordwesten und Südosten des Gebietes sind über größere Distanzen berechnet, was bei der Interpretation dieser und abgeleiteter Daten zu berücksichtigen ist.

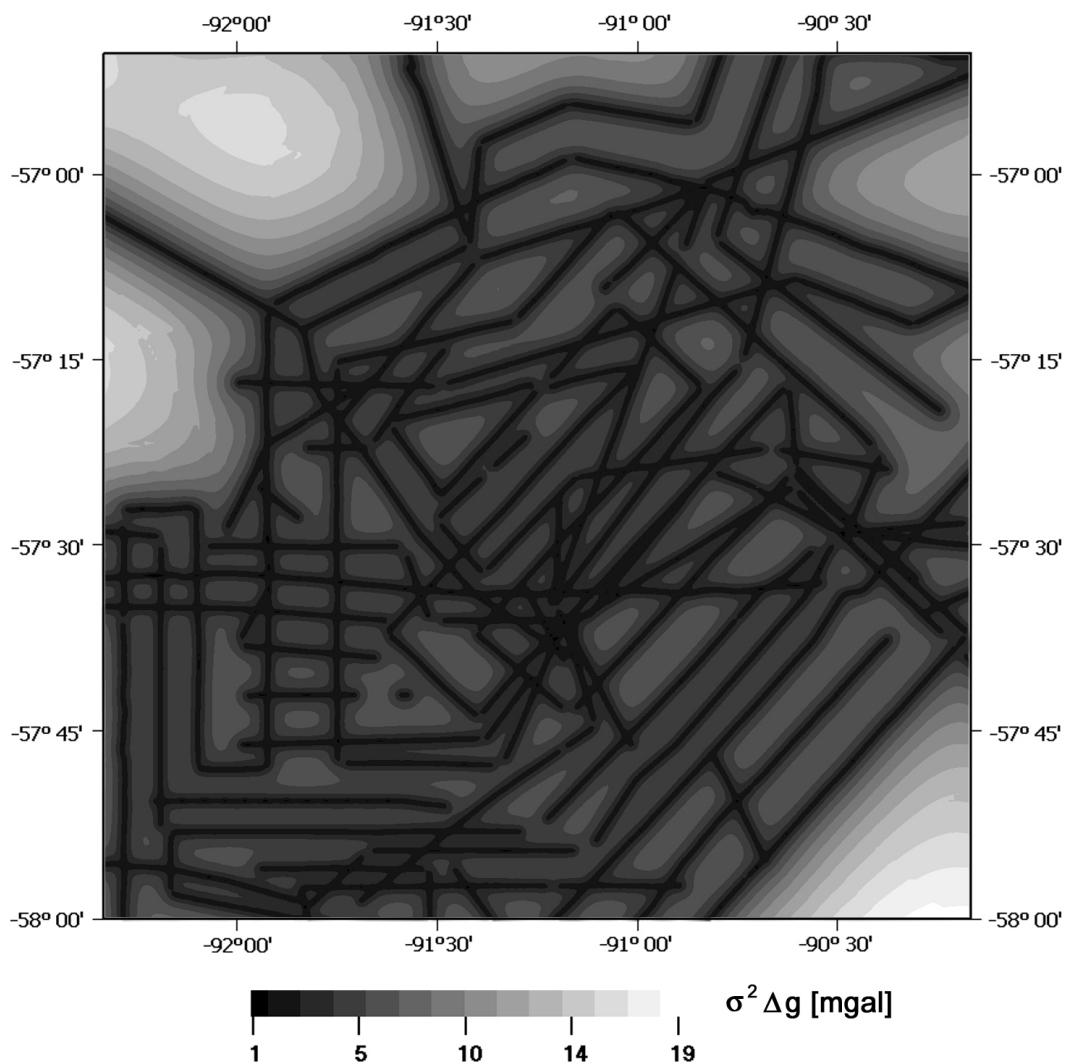


Abb. 5.13: Empirische Varianzen der Freiluftanomalien als Resultat des Kriging. Die Varianzen sind mit dem Abstand zum nächsten Messpunkt korreliert, womit Unsicherheiten besonders in den extrapolierten Bereichen im Nordwesten und Südosten resultieren.

Smith und Wessel (1990) schlagen zur Interpolation ein Rastern über kontinuierliche Splines vor. Diese Methode ist z. B. im Softwarepaket GMT (Generic Mapping Tool, Wessel und Smith (2007)) mit der Funktion $\langle surface \rangle$ implementiert. Diese Methode wurde in vorliegender Arbeit alternativ zum Kriging verwendet, wobei mit dem Parameter T (*tension*) das Maß der Glättung definiert wird und bei einem Wertebereich von 0 bis 1 mit $T=0,25$ empfohlen wird. Das Rastern über kontinuierliche Splines bietet sich im Bereich der marinen Gravimetrie an, da die Gravitation verursachenden Massen durch die Wassersäule gedämpft sind und sich die resultierende Schwere an der Meeresoberfläche gleichsam glatt und kontinuierlich darstellt. Die Überlegungen zum Glätten der Linien (Kapitel 5.2.7) wurden hierbei auch zur Bestimmung der Rasterweite herangezogen, die mit 0,2/0,4 Minuten in Zeilen- und Spaltenrichtung (ca. 371×400 Meter) gewählt wurde. Für weitere Berechnungen wurde das Grid der Schwere entsprechend dem der Bathymetrie mit Hilfe einer Mercatorprojektion auf ein 100×100 -Meter-Raster abgebildet. Die Differenzen zum Grid, das über Kriging berechnet wurde, betragen durchschnittlich weniger als ein mGal und zeigten allein in den extrapolierten Randbereichen signifikante Unterschiede.

Abbildung 5.14 zeigt das Ergebnisgrid der Freiluftanomalien für das Bearbeitungsgebiet.

5.3 Geoidberechnung

Die geodätische Nutzung der Gravimetrie besteht unter anderem darin, das Geoid als Datum eines Höhenbezugsystems zu berechnen. Das Geoid ist eine Äquipotentialfläche, die definitionsgemäß mit dem mittleren Meeresspiegel zusammenfällt. Im Fall der marinen Gravimetrie kann die auf dem Schiff registrierte Schwere folglich in guter Näherung als auf dem Geoid gemessen angenommen werden, indes die Abweichungen des Geoids von der Meeresoberfläche auf dem offenen Meer in der Regel weniger als zwei Meter betragen, so dass der Höhenfehler bzw. eine Höhenreduktion zu kleiner als 1 mGal abgeschätzt werden kann und sich damit innerhalb der Messgenauigkeit des Seegravimeters befindet.

Die aus der Schiffsgravimetrie berechnete Geoidundulation (N) kann mit den aus Satellitenaltimetrie registrierten Meeresoberflächenhöhen (SSH - *sea surface heights*) verglichen werden, wobei die Abweichungen der beiden Flächen (SST - *sea surface topography*) z. B. auf Strömungen oder Unterschiede in Temperatur und Salzgehalt zurückzuführen sind. Im globalen Maßstab werden hierzu auch globale Geoidmodelle herangezogen, die aber erst mit den Satellitenmissionen CHAMP und GRACE die nötigen Genauigkeiten besitzen.

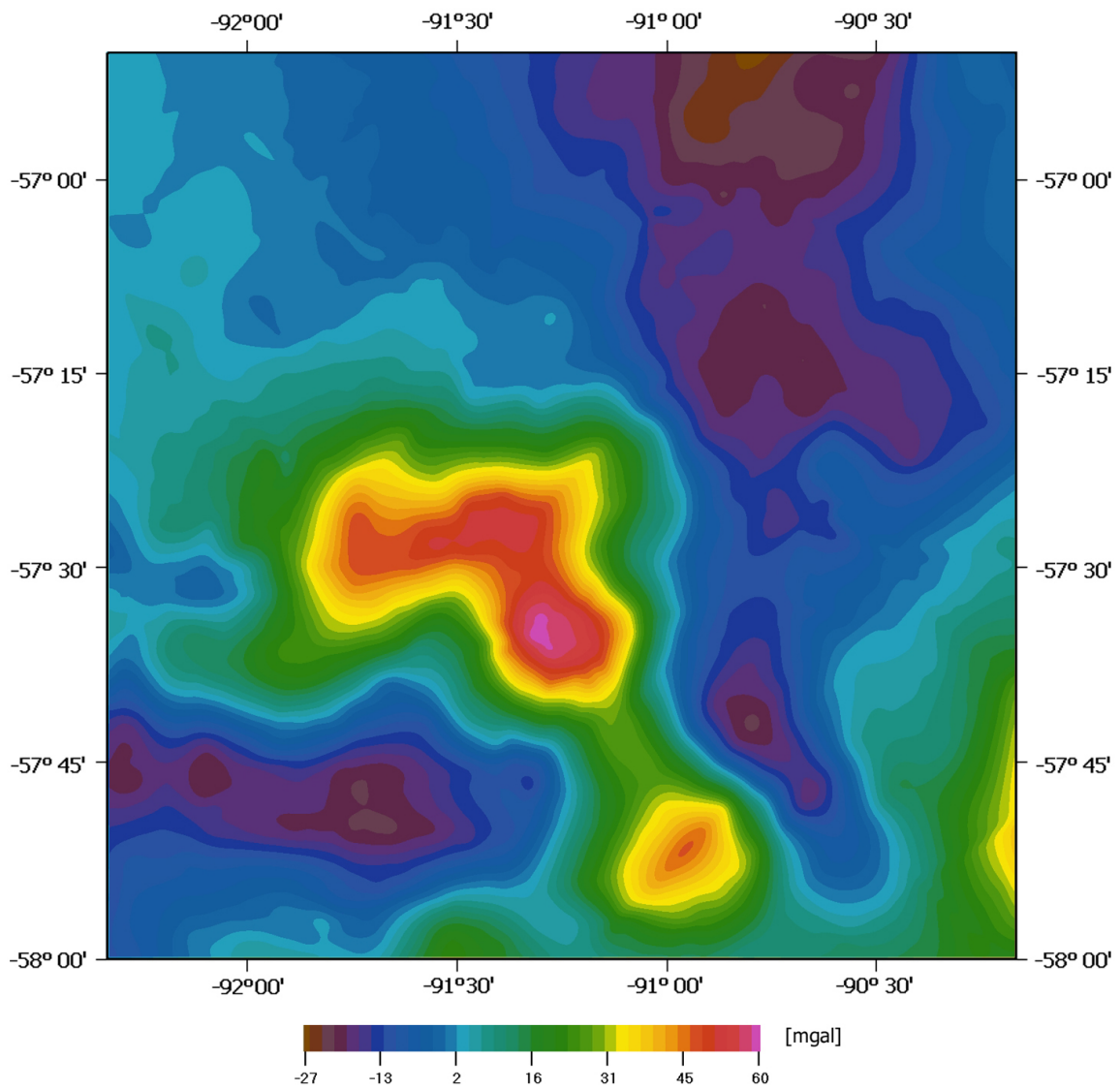


Abb. 5.14: Gemessene Freiluftanomalien im Eltanin-Einschlagsgebiet.

Der klassische Ansatz zur Berechnung des Geoids erfolgt nach Torge (2001) über die Stokesche Formel

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} \Delta g S(\psi) d\sigma, \quad (5.7)$$

wobei der Integralkern $S(\psi)$ berechnet wird zu

$$S(\psi) = \sum_{l=2}^{\infty} \frac{2l+1}{l-1} P_l(\cos \psi) \quad (5.8)$$

mit $P_l(\cos \psi)$, dem Legendre Polynom (Wenzel, 1976) und der sphärischen Distanz ψ . Der Integralkern lässt sich auch in geschlossener Form durch die Stokes-Funktion darstellen

$$S(\psi) = \frac{1}{\sin \frac{\psi}{2}} + 1 - 5 \cos \psi - 6 \sin \frac{\psi}{2} - 3 \cos \psi \ln \left(\sin \frac{\psi}{2} + \sin^2 \frac{\psi}{2} \right). \quad (5.9)$$

Hinsichtlich der Singularität der Stokes-Funktion für die sphärische Distanz von $\psi = 0$ ist der Bereich um den Entwicklungspunkt gesondert zu betrachten

$$N_i = \frac{s_i}{\gamma_m} \Delta g_P + \dots \quad (5.10)$$

Da nach Formel 5.7 über die ganze Erde integriert werden muss, in vorliegender Arbeit die Schweremessungen jedoch nur für ein begrenztes Gebiet vorliegen, wird nach Wenzel (1981) von der gemessenen eine Referenzschwere Δg_{GM} abgezogen und die Geoidundulation als Beitrag zu einer Referenzundulation N_{GM} berechnet:

$$N = N_{GM} + \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} (\Delta g - \Delta g_{GM}) S(\psi) d\sigma \quad (5.11)$$

Die Referenzschwere und Referenzundulation werden aus Kugelflächenmodellen berechnet. Weil für globale Modelle hoher Auflösung meist keine flächendeckende marine Gravimetrie vorliegt, wird die Schwere aus Altimetermessungen abgeleitet (vgl. Kapitel 3.3.1). Aufgrund dieser Prozessierungsstrategie sind die Eingangsgrößen Meeresoberflächenhöhe (SSH) und die Zielgröße Geoidundulation (N) jedoch miteinander korreliert und ggf. systematisch verfälscht. Um derartige Effekte abschätzen zu können, wird die folgende Geoidberechnung unter Verwendung der allein aus Satellitenbahnbeobachtungen generierten (*satellite-only*-) Modelle CHAMP03S (GFZ Potsdam, 2006) und GRACE01S (GFZ Potsdam, 2007) sowie des Kombinationsmodells EGM 96 (GSFC, NIMA und OSU, 2004) berechnet und den mittleren Meeresoberflächenhöhen gegenübergestellt.

Während die durch Altimetrie erfasste Meeresoberflächenhöhe aktuell in einer Auflösung als 1-Minuten-Grid verfügbar ist, sind die aus Satellitenbahnbeobachtungen abgeleiteten Geoidmodelle als Kugelflächenmodelle nur in sehr großen Skalen aufgelöst. Aufgrund

der geringen Ausdehnung des vorliegenden Arbeitsgebietes kann planar approximiert werden, wodurch sich obige Formeln wie folgt darstellen:

$$S(\psi) \approx \frac{1}{\sin \frac{\psi}{2}} \approx \frac{2}{\psi} \approx \frac{2 \cdot R_E}{l} \quad (5.12)$$

mit $l(x, y) = \sqrt{(x - x_P)^2 + (y - y_P)^2}$

$$N = N_{GM} + \frac{1}{2\pi\gamma} \iint_E \frac{(\Delta g - \Delta g_{GM})}{l} \cdot dx dy \quad (5.13)$$

$$N_i \approx \frac{\sqrt{\Delta x \Delta y}}{\gamma\pi} \cdot \Delta g \quad (5.14)$$

Im Fall der planaren Approximation kann die Geoidberechnung auch über eine Faltung im Frequenzbereich berechnet werden, was insbesondere bei der Rechenzeit enorme Vorteile bietet. Wird eine 2D-Fouriertransformation herangezogen, lautet die Formel entsprechend Forsberg u. a. (1997)

$$N(x, y) = \frac{1}{2\pi\gamma} \mathbf{F}_{2D}^{-1} \{ \mathbf{F}_{2D} \{ \Delta \mathbf{g} \} \cdot \mathbf{F}_{2D} \{ \mathbf{k} \} \} \quad (5.15)$$

In Abbildung 5.15 sind die Schwere und Geoidundulation für die verschiedenen Modelle, die als Referenz dienen, für das Bearbeitungsgebiet gegenübergestellt. Wie zu sehen ist, unterscheiden sich die Modelle in der Gravimetrie ganz erheblich, wohingegen sich die Geoidundulationen zumindest im Groben ähneln.

Abbildung 5.16 stellt neben den drei Geoiden a) bis c), die durch die Berechnung unter Verwendung der drei Referenzmodelle entstanden sind, das Geoid von Smith und Sandwell d) dar sowie zwei Datensätze mittlerer Meeresoberflächenhöhen, nämlich das MSS 95a e) und das cls_shom98.2 f). Die Statistik der Raster ist in Tabelle 5.4 dargestellt. In allen Abbildungen sind im Groben dieselben Strukturen zu erkennen, wobei die

MODELL	Min	Max	Δ	Mittel	St.Abw.
cls_shom98.2	-10,20	-7,96	2,24	-8,90	0,43
MSS 95a	-10,37	-8,53	1,84	-9,17	0,36
Smith & Sandwell	-9,74	-7,59	2,15	-8,55	0,41
EGM 96 + mess	-9,82	-7,91	1,91	-8,61	0,39
CHAMP 03S + mess	-9,53	-8,14	1,39	-8,75	0,33
GRACE 01S + mess	-9,35	-7,95	1,40	-8,54	0,35

Tab. 5.4: Statistik der Raster der Geoide und Meeresoberflächenhöhen

Grids unterschiedliche Offsets zueinander haben, deren größte Abweichung 63 Zentimeter beträgt. Auch hinsichtlich ihrer Extremwerte gibt es Unterschiede. So überdeckt

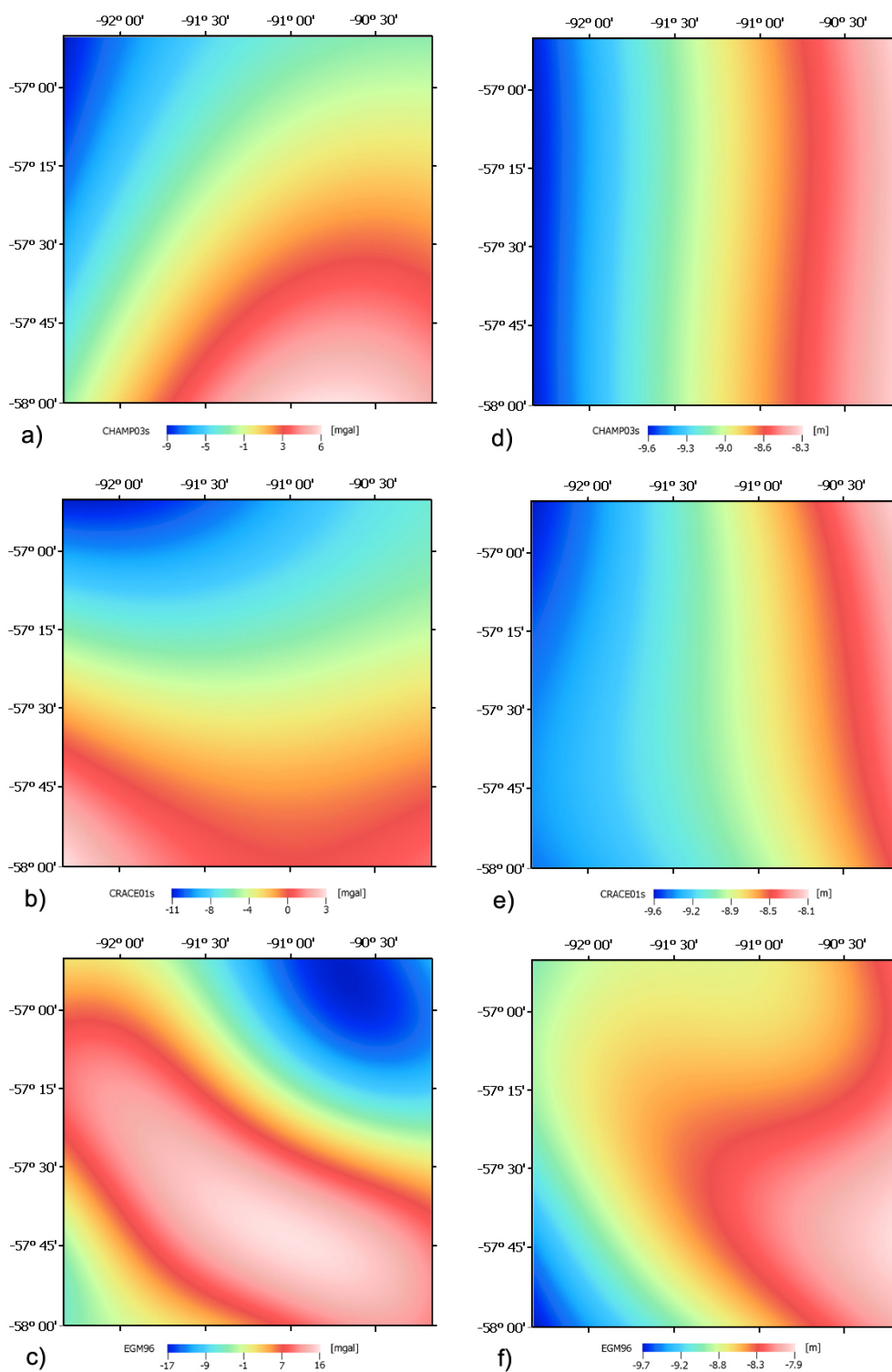


Abb. 5.15: Schwere (links) und Geoidundulation (rechts) der Referenzmodelle CHAMP 03S (oben), GRACE 01S (mitte) und EGM 96 (unten) für das Untersuchungsgebiet.

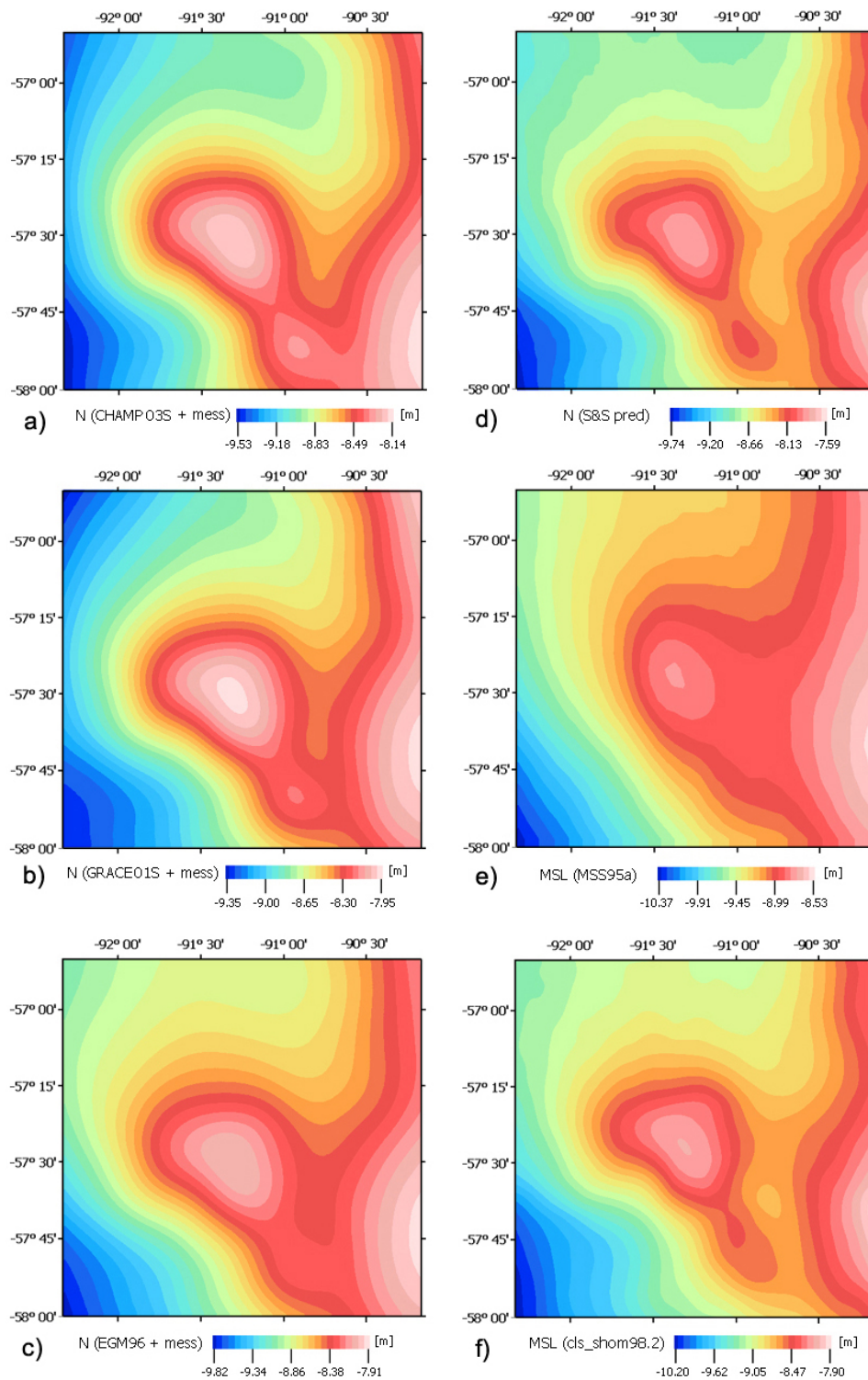


Abb. 5.16: Geoidhöhen der unter Verwendung der marinen Gravimetrie gerechneten Modelle von a) CHAMP 03S, b) GRACE 01S und c) EGM 96, d) der Geoidhöhen nach Smith und Sandwell sowie mittlere Meeresoberflächenhöhen der Modelle e) MSS 95a und f) cls_shom98.2 für das Untersuchungsgebiet.

das Modell `cls_shom98.2` den größten Wertebereich von 2,30 Metern, während beim kombinierten 'CHAMP-Geoid' nur ein Bereich von 1,39 Metern überdeckt wird.

Da mit Hilfe der marinen Gravimetrie bei einer Genauigkeit von 1 bis 2 mGal und vorliegender Messanordnung die Geoidundulation nach Kaula (1966) und Forsberg (1993) mit einer Genauigkeit von ca. 2 bis 4 Zentimeter zu berechnen ist, lässt sich schlussfolgern, dass das verwendete Referenzmodell signifikanten Einfluss auf das Ergebnis hat. Während das EGM 96 bis Grad und Ordnung 360 entwickelt ist, sind es die beiden anderen Kugelflächenmodelle nur bis zum Grad 120 und haben damit zumindest eine geringere Auflösung. Die Genauigkeiten der Kugelflächenmodelle werden über die Gradvarianzen berechnet bzw. ausgedrückt (Formel 3.10 bzw. 3.11). In Abbildung 5.17 sind die Gradvarianzen der Schwere und der Geoidundulation für die Modelle graphisch dargestellt.

Im Bereich der niedrigen Grad-Zahlen zeigen die Fehler-Gradvarianzen der Modelle GRACE 01S und CHAMP 03S deutlich geringere Beträge als das EGM 96, womit der Trend durch diese Modelle besser wiedergegeben wird, was bei der Bewertung der festgestellten Offsets zwischen den Modellen zu berücksichtigen ist. Hingegen besitzt das EGM 96 ab den mittleren Graden geringere Fehler-Gradvarianzen, womit der Morphologie der Ergebnisse, die unter Verwendung dieses Modells gerechnet wurden, innerhalb des kleinen Bearbeitungsgebietes größeres Vertrauen geschenkt werden kann.

5.4 Massenmodellierungen

Zur Interpretation der Schwereanomalien sind die Massen anomalies, die sie verursachen, zu untersuchen. Entsprechend der Formel $m = \rho * V$ (Masse = Dichte * Volumen) kann die Massen anomaly durch eine Volumen anomaly, d. h. Variationen der Meeresbodentopographie, oder durch eine Dichte anomaly im Untergrund verursacht sein. Während der größte Anteil der Freiluft anomalies durch die Meeresbodentopographie verursacht wird und um diesen Betrag durch die Bouguerkorrektur bzw. topographische Korrektur bereinigt werden kann, sind die Anomalien im Untergrund nicht eindeutig zu modellieren. Hierbei sollen die Sedimentbedeckung und geologische Randbedingungen bewertet werden.

5.4.1 Sedimentbedeckung

Der globale Datensatz 'Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas' des National Geophysical Data Center - NGDC (2005) liefert für das Eltanin-Gebiet eine einheitliche Sedimentdicke bis zum Basement von ca. 100 Metern. Aufgrund

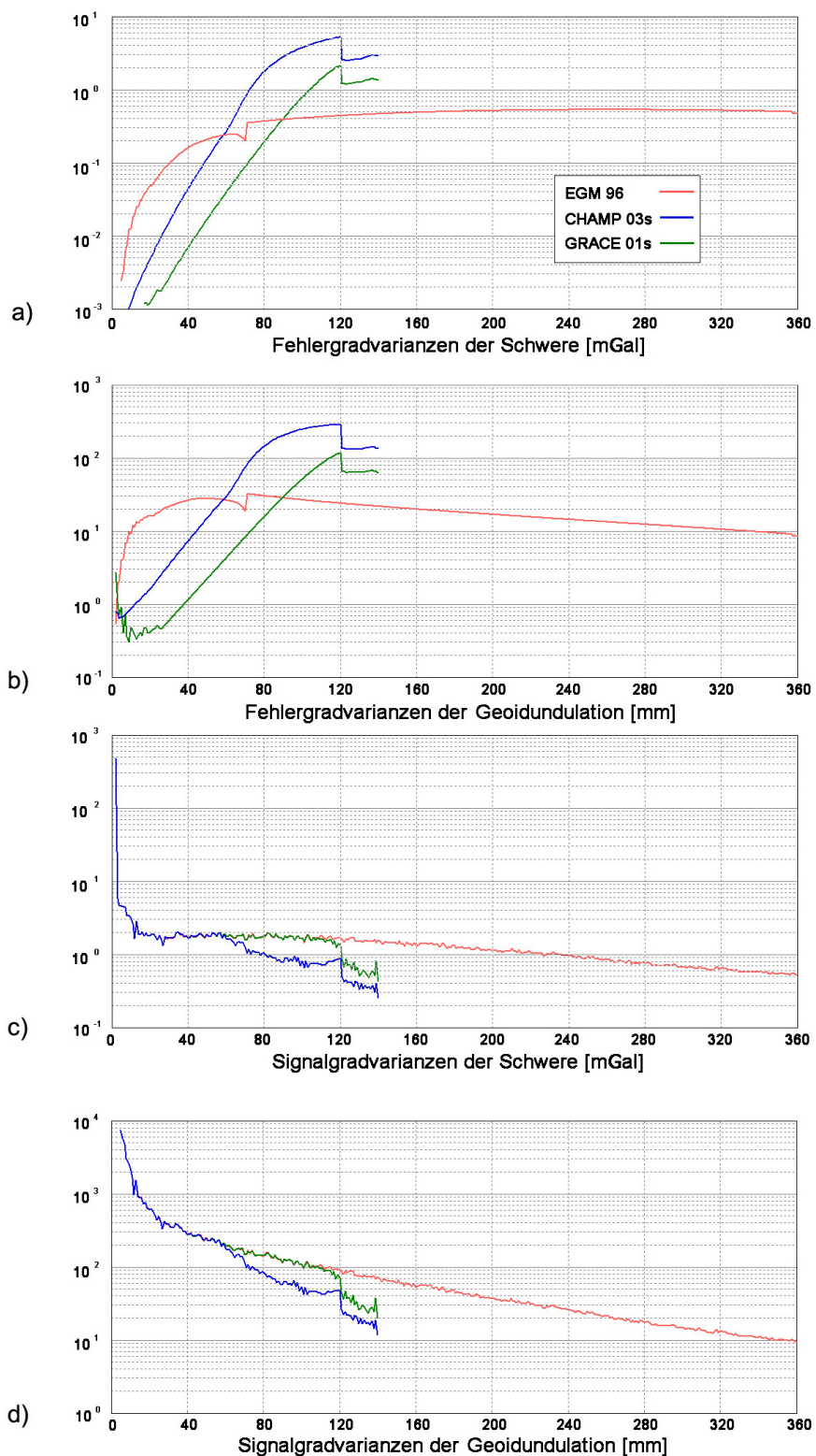


Abb. 5.17: Signal- und Fehlergradvarianzen der Kugelflächenmodelle EGM 96, CHAMP 03S und GRACE 01S für Schwere und Geoidundulation. Berechnet mit den Formeln 3.10 und 3.11.

der ausgeprägten Topographie ist jedoch von keiner gleichmäßigen Sedimentbedeckung auszugehen. Mit steigenden Gradienten der Topographie wächst die Wahrscheinlichkeit, dass die Sedimente fließen oder den Hang hinabrutschen und in diesen Bereichen mit geringeren Mächtigkeiten gerechnet werden muss als in den Senken. Der Seamount stellt keine gleichförmige Fläche dar, womit in der Topographie und folglich auch in der Sedimentdicke mit hohen Variabilitäten zu rechnen ist.

Unter Berücksichtigung des Modells der regional kompensierten Massen lagern sich die Sedimente direkt um den Fuß des Seamounts ab und können dabei Mächtigkeiten von einigen hundert Metern erreichen (Abbildung 5.18). Im Hinblick auf die Rigidität (Biegefestigkeit) der Lithosphäre ist dies aber eine großräumige Erscheinung, mit der sich lokale Variationen im Schwerfeld nicht erklären lassen.

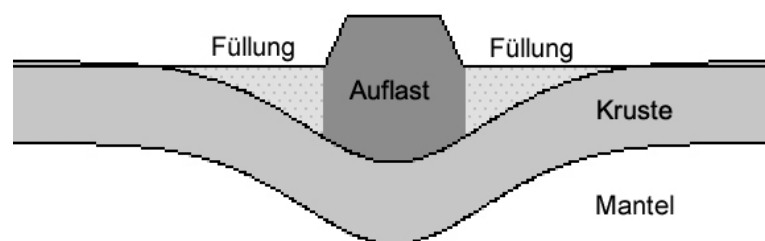


Abb. 5.18: Die topographischen Senken im isostatischen Modell (vergl. Abbildung 3.7) werden durch Sedimente aufgefüllt.

Im Weiteren wurden die Sedimente mit dem Einschlag des Meteoriten und den damit einhergehenden Verwirbelungen des Wassers auf eine nicht modellierbare Weise umgelagert, was eine Vermessung der Sedimente motivierte. Für diese detaillierteren Betrachtungen erscheint der Einsatz des Sedimentecholots 'Parasound' sinnvoll, da das System im günstigen Fall Eindringtiefen von mehr als 100 Metern erreicht. Dabei ist zu bedenken, dass die Eindringung von mehreren Faktoren abhängt und die maximale Eindringtiefe nicht notwendigerweise das Basement des Sediments darstellt. So ist die Karte der Eindringtiefen des 'Parasound'-Signals für das Eltanin-Gebiet, die aus der Arbeit von Meier (2002) entnommen und in Abbildung A.3 dargestellt ist, nur bedingt aussagekräftig und für gravimetrische Modellierungen nicht zu gebrauchen.

Um einen tieferen Einblick in die Sedimente und die oberste Kruste zu erhalten, wurde mit einer Reflexionsseismik ein Profil über den Freedom-Seamount gefahren, das sich aus sieben Teilprofilen (AWI-95220 bis AWI-95226 - Abbildungen A.4 bis A.11) zusammensetzt. Da die Profile nur zwischen 9,5 und 84 Kilometer lang sind (bei einer Gesamtlänge von 257 Kilometern) und nicht als Parallelprofile aufgenommen wurden, ist eine räumliche Modellierung des Gebietes nicht möglich. Die Graphiken liefern aber

eine Abschätzung, mit welchen Variationen und Extremwerten in der Sedimentdicke zu rechnen ist. So ist auf dem Seamount und an seinen Hängen eine Sedimentmächtigkeit von fast Null zu beobachten und in der Tiefseeebene östlich des Freeden-Seamounts von bis zu 300 Metern.

Auf dem Seamount existieren kleinere Mulden, in denen sich Sedimente sammeln konnten. Wie Abbildung 5.19 zeigt, befindet sich die Spitze des Seamounts oberhalb der Kalzit-Kompensationstiefe (CCD), die im Pazifik ca. 3500 bis 4000 Meter tief liegt. In

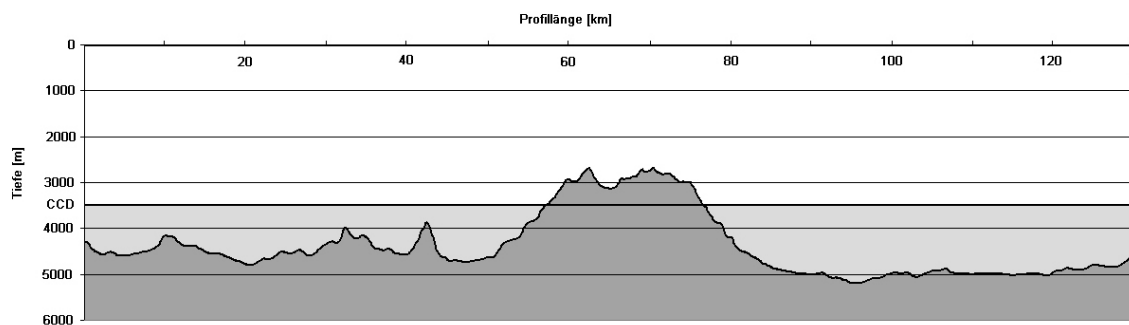


Abb. 5.19: Bathymetrisches Ost-West-Profil durch den Freeden-Seamount. Der überwiegende Teil des Meeresbodens befindet sich unterhalb der Kalzit-Kompensationstiefe (CCD).

diesen Mulden ist darum mit etwas höheren Sedimentdicken zu rechnen.

Bei zunehmenden Wassertiefen ist mit einer Dämpfung der Signale zu rechnen, die zu geringeren Extrema und zu flacheren Gradienten führt. Eine Sedimentschicht konstanter Dicke wirkt sich hinsichtlich der gravitativen Wirkung als Offset aus und kann mit Hilfe der Formel 5.17 zur Bouguer-Plattenkorrektur berechnet werden.

Mit Hilfe von Kernen aus Kolbenloten wurde die Dichte der obersten Sedimentschichten bestimmt, wobei zwei unabhängige Auswertungen (*gamma ray density* mit der Messbank und Messungen an Einzelproben) Werte von 1100 bis 1250 kg/m³ lieferten. Die Sedimente bestanden zu fast 80 % aus Wasser. Aufgrund der Verwirbelungen der Sedimente durch den Impakt sowie der geringen Dicke der Sedimentschicht und der daraus resultierenden geringen Kompaktion kann für das mittlere Sedimentpaket eine *wet bulk density* von 1300 bis 1500 kg/m³ angenommen werden.

5.4.2 Regionale Dichtebestimmung

Vereinfacht kann die Korrelation von Bathymetrie und Gravimetrie als linear angenommen werden, wobei die Freiluftanomalie Δg_{FAA} als Funktion der Tiefe d ausgedrückt

wird. Der Multiplikator und der Offset dieser Geradengleichung werden nach Nettleton (1939) durch den Dichtekontrast von Wasser und Kruste ($\rho_w - \rho_k$) bzw. durch die Bougueranomalie Δg_{BA} repräsentiert:

$$\Delta g_{FAA} = \Delta g_{BA} + 2\pi G(\rho_w - \rho_k)d \quad (5.16)$$

Als Eingangsdaten für die Dichtebestimmung nach Nettleton (1939) wurden zum einen die Schwere und Bathymetrie entlang der Profile herangezogen, für die die Ausgleichung einen Dichtekontrast von 660 kg/m^3 und einen Offset von $135,4 \text{ mGal}$ bei einer Streuung von $8,9 \text{ mGal}$ lieferte. Bei Verwendung der vollständigen Flächen für Bathymetrie und Gravimetrie lieferte die Ausgleichung geringfügig unterschiedliche Werte. Der Dichtekontrast wurde zu 780 kg/m^3 und der Offset zu $158,3 \text{ mGal}$ bei einer Streuung von $9,0 \text{ mGal}$ bestimmt. Bei einer Dichte des Wassers von 1030 kg/m^3 beträgt die Dichte des Untergrundes somit 1690 bzw. 1810 kg/m^3 .

Selbst vor dem Hintergrund, dass bei starker Topographie die einfache Bouguer-Plattenkorrektur etwas geringere Dichten liefert als eine vollständige topographische Korrektur, müssen diese Werte unter geologischen Gesichtspunkten als zu gering erachtet werden. Für die mittlere Dichte der ozeanischen Kruste ist nach Jacobshagen u. a. (2000) mit einem Wert von 2900 kg/m^3 zu rechnen, der auch unter dem Einfluss der sehr geringen Sedimentmächtigkeiten (siehe vorheriges Kapitel) bestenfalls minimal nach oben korrigiert werden muss.

Dies lässt darauf schließen, dass zwischen Bathymetrie und Gravimetrie kein linearer Zusammenhang besteht und die Freiluftanomalien somit nicht nur durch die Topographie des Meeresbodens, sondern auch signifikant durch Dichteanomalien im Untergrund verursacht werden. In den weiteren Auswertungen wird mit einer Dichte der ozeanischen Kruste von 2900 kg/m^3 gerechnet.

5.4.3 Topographische Korrektur - Bougueranomalien

Die größten Variationen in der Freiluftanomalie werden durch die gravitative Wirkung der Meeresbodentopographie hervorgerufen. Um die Schwere um diesen Effekt zu korrigieren, wird die Wassersäule rechnerisch durch Gestein bzw. ein Material ersetzt, dessen Dichte denselben Betrag wie der Untergrund besitzt. Dazu wird in erster Näherung die Bouguer-Plattenkorrektur berechnet, indem in jedem Punkt die gravitative Wirkung einer Bouguerplatte addiert wird. Die Bouguerplatte hat eine Höhe (bzw. Tiefe) gleich der Wassertiefe im Bezugspunkt und eine unendliche horizontale Ausdehnung (5.20a). Für die Meeresbodentiefen wurde das Bathymetrie-grid aus Kapitel 5.1 verwendet. Die

Schwerewirkung der Bouguerplatte berechnet sich nach folgender Formel:

$$\delta g_{BS} = 2\pi G(\rho_w - \rho_k)d \quad (5.17)$$

Der konstante Faktor $2\pi G$ ergibt sich zu 0,041923, wobei der Dichtekontrast $\rho_w - \rho_k$ in g/cm^3 und die Wassertiefe d in der Einheit Meter einzusetzen sind. Problematisch ist der Dichtekontrast, der häufig nur als globaler Wert bestimmt oder geschätzt wird. Variationen in vertikaler Richtung werden nicht modelliert.

Außerdem ist Formel 5.17 nur für grobe Betrachtungen oder in Gebieten mit geringer Topographie geeignet. Bei detaillierten Auswertungen oder Gebieten mit großen Höhenunterschieden, wie im vorliegenden Fall des Eltanin-Einschlagsgebietes, ist hingegen eine vollständige topographische Korrektur vorzunehmen. Der Berechnungsansatz ist eine Verfeinerung der einfachen Bouguerplattenkorrektur, wie in Abbildung 5.20b schematisch dargestellt ist. Die Berechnungsformel für den Fall der Schwerekorrektur lautet nach Torge (2001) bzw. Blakeley (1996) wie folgt:

$$g = \gamma\rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 \mu_{ijk} \left[z_k \arctan \frac{x_i y_j}{z_k r_{ijk}} - x_i \log(r_{ijk} + y_j) - y_j \log(r_{ijk} + x_i) \right] \quad (5.18)$$

$$r_{ijk} = \sqrt{x_i^2 + y_j^2 + z_k^2} \quad (5.19)$$

$$\mu_{ijk} = (-1)^i (-1)^j (-1)^k \quad (5.20)$$

Für das Störpotential ergibt sich in alternativer Schreibweise nach Sansò und Rummel (1997):

$$T = G\rho ||| F(x, y, z) |_{x_2|y_2|z_2}^{x_1|y_1|z_1} \quad (5.21)$$

$$F = xy \log(z+r) + xz \log(y+r) + yz \log(x+r) - \frac{x^2}{2} \arctan \frac{yz}{xr} - \frac{y^2}{2} \arctan \frac{xz}{yr} - \frac{z^2}{2} \arctan \frac{xy}{zr} \quad (5.22)$$

$$r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \quad (5.23)$$

$$\lim_{z \rightarrow 0} F(x, y, z) = F(x, y) = xy \log(r) \quad (5.24)$$

Die Berechnung mit der Prismenmethode (Integration bzw. Summation) ist jedoch besonders bei großen Grids sehr zeitintensiv, so dass für die Berechnung der Algorithmus nach Parker (1972) vorzuziehen ist. Hier wird die topographische Reduktion über eine iterative Faltung berechnet.

$$F[\delta_{BC}] = -2\pi G(\rho_K - \rho_W) e^{-k \cdot d} \sum_{n=1}^M \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[h_W^n(x, y)] \quad (5.25)$$

Der Faktor $-2\pi G(\rho_K - \rho_W)$ ist die Bouguerkonstante und $e^{-k \cdot d}$ bewirkt die tiefenabhängige Glättung (vgl. Formel 3.22). Wird Gleichung 5.25 nur bis zum Grad eins entwickelt, vereinfacht sich die Formel zu

$$F[\delta_{BC}] = -2\pi G(\rho_K - \rho_W) e^{-k \cdot d} \cdot \hat{h}(k). \quad (5.26)$$

Abbildung 5.21 b) stellt die vollständig topographiekorrigierte Anomalie dar, während Abbildung 5.21 a) zum Vergleich die einfach bouguerplattenkorrigierte Anomalie zeigt. Die Abbildungen verdeutlichen die oben beschriebene Situation, dass lokale Tiefen, die die Dicke der jeweiligen Bouguerplatte definieren, stark variieren und so ein unruhiges Bild produzieren. Dagegen berücksichtigt die topographische Korrektur die gravitative Wirkung der umliegenden Massen, so dass ein geglätteteres und gedämpfteres Bild entsteht.

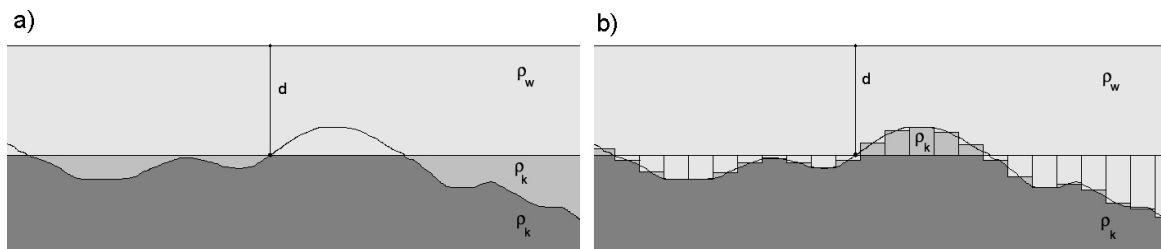


Abb. 5.20: Prinzip der einfachen Bouguer-Plattenkorrektur a) und der vollständigen topographischen Korrektur b) bei einer Wassertiefe von d im Bezugspunkt. ρ_w ist die Dichte des Wassers, ρ_k die der Kruste.

5.4.4 Quellkörperabschätzung

Mit der Beantwortung der Frage, ob die beobachteten Schwereanomalien durch oberflächennahe oder tiefer in der Kruste liegende Massenanomalien verursacht werden, können ggf. Rückschlüsse gezogen werden, ob der Meteorit allein Sedimente umgelagert oder bis in tiefere Bereiche der Kruste gewirkt hat. Darüber hinaus lässt sich auf andere geologische Erscheinungen wie Grenzen zwischen unterschiedlich dichten Schichten oder Vulkanschlote schließen.

Da allein aufgrund eines einzigen gemessenen seismischen Profils keine Modellierung des Untergrundes möglich ist, soll ein mathematischer Ansatz verwendet werden, um eine Quellkörperabschätzung vorzunehmen.

Die Euler-Dekonvolution beschreibt nach Reid u. a. (1990) eine Methode zur schnellen, dreidimensionalen Interpretation von Schwerefeldern. Grundlage des Verfahrens ist die von Euler formulierte Homogenitätsbedingung, mit deren Hilfe eine Lage- und Tiefenabschätzung der die Schwereanomalien produzierenden Störmassen möglich ist. Mit Hilfe der Euler-Dekonvolution lässt sich auch von bisher völlig unbekanntem Messgebieten, in denen weder geologische noch geophysikalische Zusatzinformationen vorhanden sind, eine erste Einschätzung dessen vornehmen, was man an Strukturen im Untergrund zu

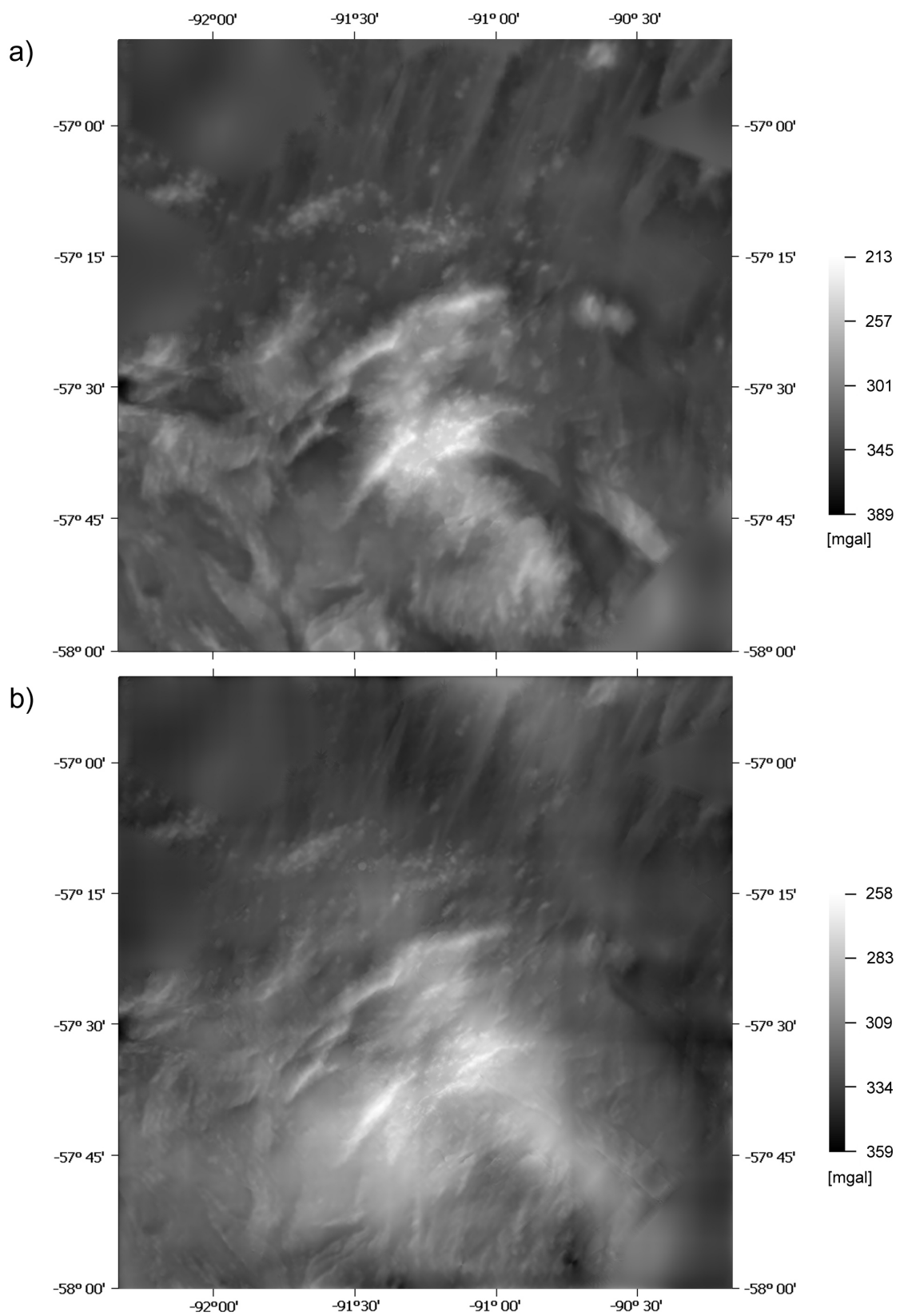


Abb. 5.21: Einfach bouguerplattenkorrigierte Anomalien a) und vollständig topographiekorrigierte Anomalien b).

erwarten hat. Zur Berechnung wurde das Programm EUDIA von Hoffmann (1999) verwendet.

Der Strukturindex (SI) ist ein Maß für die Abnahme eines Feldes mit zunehmender Abnahme von der Quelle (Grad der Homogenität) und hängt damit direkt mit der Geometrie und der Lage der Quellen zusammen. Der SI wird entsprechend der erwarteten Art des Störkörpers gewählt, wobei der Wert -3 Punktmassen, -2 Massenlinien, -1 Flächen und 0 Volumenkörper definiert. Mit der Fehlergrenze (f) wird die Ausgabe der Lösungen auf ein Maß beschränkt, das eine sinnvolle Interpretation ermöglicht. Abbildung 5.22 zeigt das Ergebnis für die Berechnung von Volumenkörpern ($SI=0$) bei

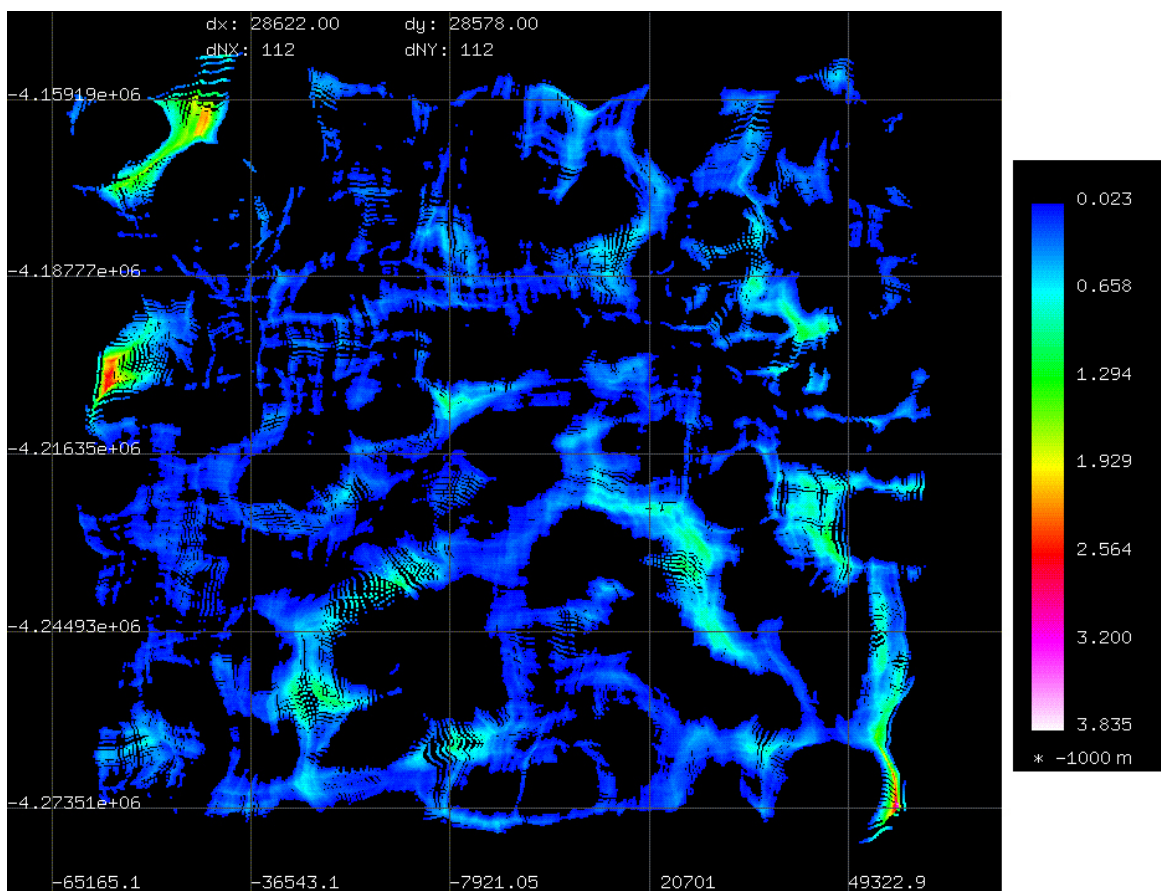


Abb. 5.22: Quellkörperabschätzung mit Hilfe der Euler-Dekonvolution bei einem Strukturindex von 0 und einer Fehlergrenze von 10%.

einer Fehlergrenze von 10%. Ergebnisse für Berechnungen mit anderen Strukturindizes finden sich in den Abbildungen A.12 und A.13. Die Ergebnisse liefern (durchschnittliche) Maximaltiefen von ca. 1,2 Kilometern bei $SI=0$, ca. 25 Kilometer bei $SI=-0,5$ und ca. 55 Kilometer bei $SI=-1$. Allein die Quelltiefe für die Modellierung mit dem Strukturindex 0 erscheint plausibel. Über die Punktverteilungen der einzelnen Ergebnisse oder einer

Kombination derselben, lässt sich auf keine geologischen Strukturen schließen.

5.5 Hydrodynamische Modellierung des Impakts

In den Schwereanomalien, wie in Abbildung 5.21 dargestellt, fallen ringförmige Strukturen auf, die in der Nähe des unteren Bildrandes zentriert sind. Im Hinblick auf ihre mögliche Ursache im Einschlag des Eltanin-Meteoriten sollen diese entsprechend der hydrodynamischen Theorie modelliert werden. Zur Konstruktion einer solchen Fläche wird eine Kosinus-Welle von einer Glockenkurve überlagert, wie in Formel 5.27 mathematisch und in Abbildung 5.23 schematisch dargestellt ist.

$$F(X, Y) = a + f \cdot e^{-\frac{l}{\tau}} \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{l_o} \cdot l\right) \quad (5.27)$$

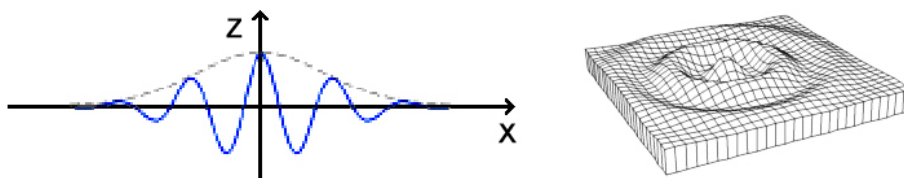


Abb. 5.23: Überlagerung von Kosinuswelle und Glockenkurve zur Modellierung einer Impakt-Ringstruktur bei plastischem Verhalten des Untergrundes.

Zur Bestimmung der Parameter wurde versucht, eine Ausgleichung nach vermittelnden Beobachtungen zu rechnen. Die Strukturen sind aber zu schwach und unvollständig ausgeprägt, um eine stabile Lösung zu erhalten. So wurden die zu modellierenden Anomalien punktuell manuell aus den Bougueranomalien abgegriffen und die Parameter des Modells durch visuelle Prüfung angepasst. Das Ergebnis ist in Abbildung 5.24b) den einfachen Bougueranomalien a) gegenübergestellt, wobei die Parameter bestimmt wurden zu:

Zentrumskoordinaten: $X_M = -91^\circ 04'$, $Y_M = -57^\circ 49'$

Offset: $a = 366 \text{ mGal}$

Amplitude: $f = -80 \text{ mGal}$

Halbwertsbreite der Abnahme der Wellenhöhe vom Zentrum: $\tau = 35 \text{ km}$

Wellenlänge der Schwingung: $l_o = 19,5 \text{ km}$

Mit den Zentrumskoordinaten ist erstmals eine genaue Position für den Impakt gegeben. Über die Amplitude und die räumliche Ausdehnung lassen sich im Zusammenhang mit den Lithosphäreneigenschaften Rückschlüsse auf den Energieeintrag ableiten.

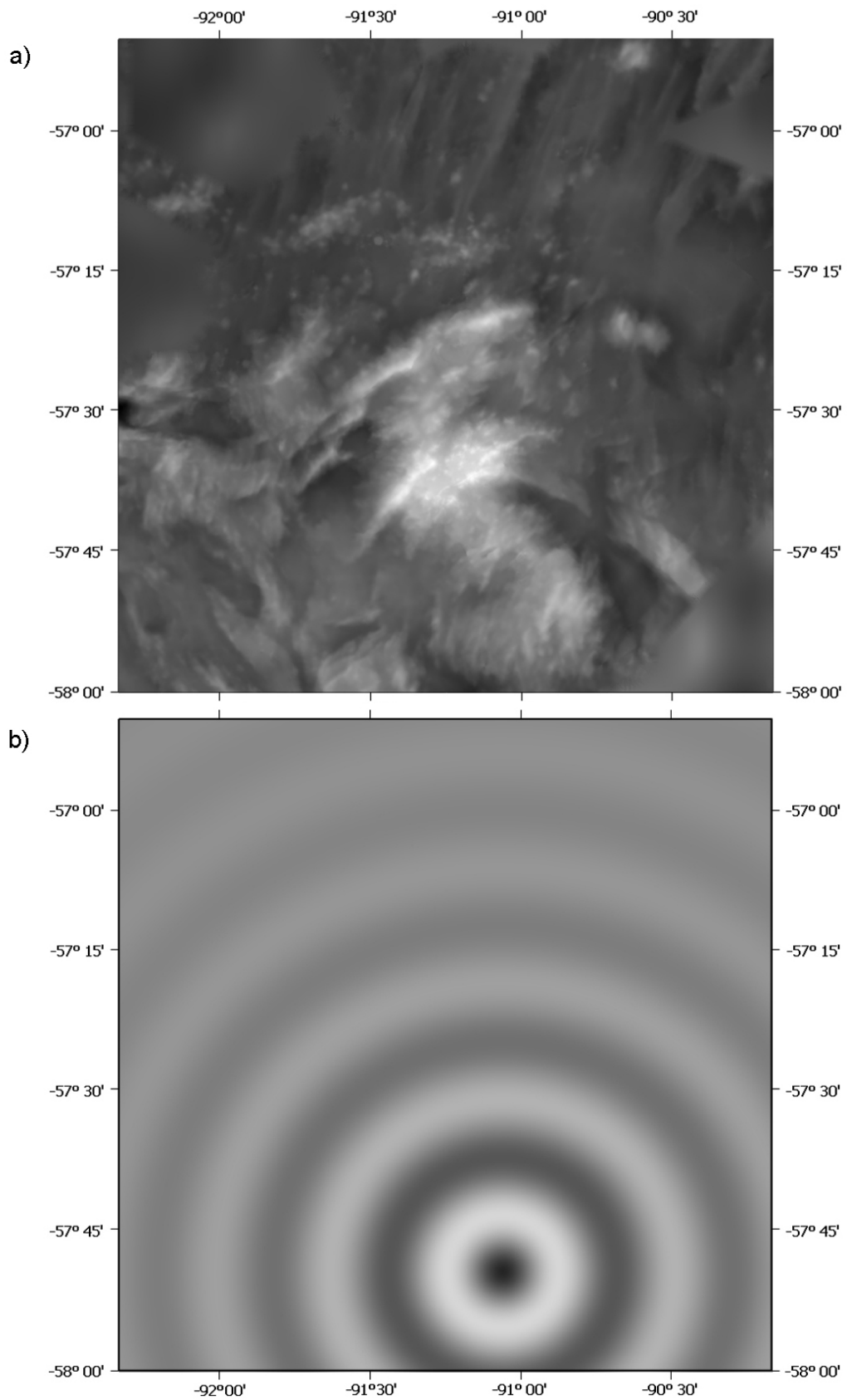


Abb. 5.24: Bougueranomalien a) und daraus modellierte Ringstruktur b).

6 Ergebnisse

Als Resultate der Prozessierungsarbeiten des vorangehenden Kapitels stehen digitale Rastermodelle der Bathymetrie, Freiluftanomalie, Bougueranomalie und der Geoidundulation für das Bearbeitungsgebiet zur Verfügung. Die Bathymetrie wurde als kartesisches Grid mit einer Rasterweite von 100×100 Metern berechnet und hat einen Wertebereich von -5677 bis -2236 Metern bei einem Mittelwert von -4771 Metern. Für die einzelnen Gridknoten wie auch schon für die einzelnen Beamtiefen wurde eine Standardabweichung von $\pm 0,5\%$ der Wassertiefe ermittelt.

Die Grids der Freiluftanomalien und Bougueranomalien wurden jeweils mit einer Rasterweite von 500×500 Metern berechnet und zur weiteren Prozessierung analog zum Bathymetriemodell auf 100×100 Meter verdichtet. Die Freiluftanomalien haben einen Wertebereich von -28,7 bis 60,8 mGal bei einem Mittelwert von 2,0 mGal, die einfach bzw. vollständig korrigierten Bougueranomalien überdecken bei Verwendung eines Dichtekontrasts von 1870 kg/m^3 einen Wertebereich von 234,0/289,6 bis 443,2/412,6 mGal bei einem Mittelwert von 376,0/365,6 mGal. Den Modellen der gemessenen Gravimetrie kann eine durchschnittliche Genauigkeit von $\pm 1-2$ mGal bescheinigt werden.

Die Modelle der Geoidundulation wurden unter Verwendung der Referenzmodelle EGM96 (GSFC, NIMA und OSU, 2004), CHAMP 03S (GFZ Potsdam, 2006) und GRACE 01S (GFZ Potsdam, 2007) gleichfalls mit einer Rasterweite von 500×500 Metern berechnet. Die innere Geoid-Genauigkeit wurde mit $\pm 2-4$ Zentimeter abgeschätzt. Eine Tiefenabschätzung mit Hilfe der Euler-Dekonvolution wurde mit dem Ergebnis durchgeführt, dass oberflächennahe Quellkörper die beobachteten Schwereanomalien verursachen. Es konnten aber keine Strukturen im Untergrund identifiziert werden.

Die beobachteten Bougueranomalien wurden entsprechend der hydrodynamischen Theorie modelliert und somit das Zentrum und die räumliche Ausdehnung des Impaktkraters festgestellt.

Im Folgenden werden jeweils die Bathymetrie- und Schweremodelle der gemessenen und prädierten Daten miteinander verglichen, um deren Genauigkeit und Auflösung zu bewerten. Daraufhin soll die Signifikanz der geologischen Strukturen gegenüber möglichen Mess- und Prozessierungsartefakten beurteilt werden, bevor abschlie-

ßend auf die Veröffentlichung der in dieser Arbeit prozessierten Daten im 'PANGAEA Publishing Network for Geoscientific & Environmental Data' hingewiesen wird.

6.1 Vergleich gemessener und prädizierter Datensätze

Die Prädiktion der Bathymetrie aus Satellitenaltimetrie wird gern als Alternative zur hydroakustischen Messung angesehen. So sollen für das Eltanin-Einschlagsgebiet die beiden Produkte hinsichtlich ihrer Auflösung und Genauigkeit verglichen werden.

Die beobachtete Ringstruktur soll im Hinblick auf die Entstehung und Prozessierung der zugrunde liegenden Messdaten bewertet werden.

6.1.1 Vergleich der Gravimetrie

Abbildung 6.1 zeigt die Differenz von gemessener und prädizierter Freiluftanomalie. Die Extremwerte betragen -11,8 und 20,8 mGal bei einer Streuung von $\pm 3,8$ mGal. Der Offset der Grids zueinander beträgt -0,1 mGal, was vor dem Hintergrund der Ausgleichungen aus Kapitel 5.2.8 zu erwarten war.

Im Differenzgrid fallen einige punktuelle sowie lineare Strukturen auf, die aus Fehlern bzw. Ungenauigkeiten in der gemessenen Gravimetrie bzw. ihrer Prozessierung resultieren (vergl. Kapitel 5.2.9). Ursachen dafür sind nicht optimale Offsetkorrekturen nur indirekt angeschlossener Linien und Restklaffungen nach der Kreuzungspunktausgleichung. Das Differenzgrid weist aber auch Strukturen auf, die nicht auf derartige Fehler zurückzuführen sind. Die Differenzen erstrecken sich über weitgehend zusammenhängende Flächen, die jedoch keinerlei Systematiken erkennen lassen, aus denen Rückschlüsse auf die Morphologie des Meeresbodens oder des Untergrundes zu ziehen wären.

Die allgemein gute Übereinstimmung der prädizierten Gravimetrie aus Satellitenaltimetrie mit der Schiffsgravimetrie lässt sich damit begründen, dass beide Datensätze am gleichen Ort erfasst wurden, wobei sowohl die Schwere an der Meeresoberfläche als auch die Meeresspiegelauslenkung durch dieselben Massenstörungen im Untergrund bzw. durch die Meeresbodentopographie verursacht werden (vergl. Kapitel 3.3). Kleineräumigere Massenstörungen werden durch die zwei bis sechs Kilometer hohe Wassersäule gedämpft, so dass das Signal an der Meeresoberfläche annähernd der räumlichen Abtastrate des Altimeters entspricht.

Im Hinblick auf die vorliegenden Daten kann abschließend festgestellt werden, dass im Bereich der Tiefsee die aus Satellitendaten prädizierte Gravimetrie der Schiffsgravi-

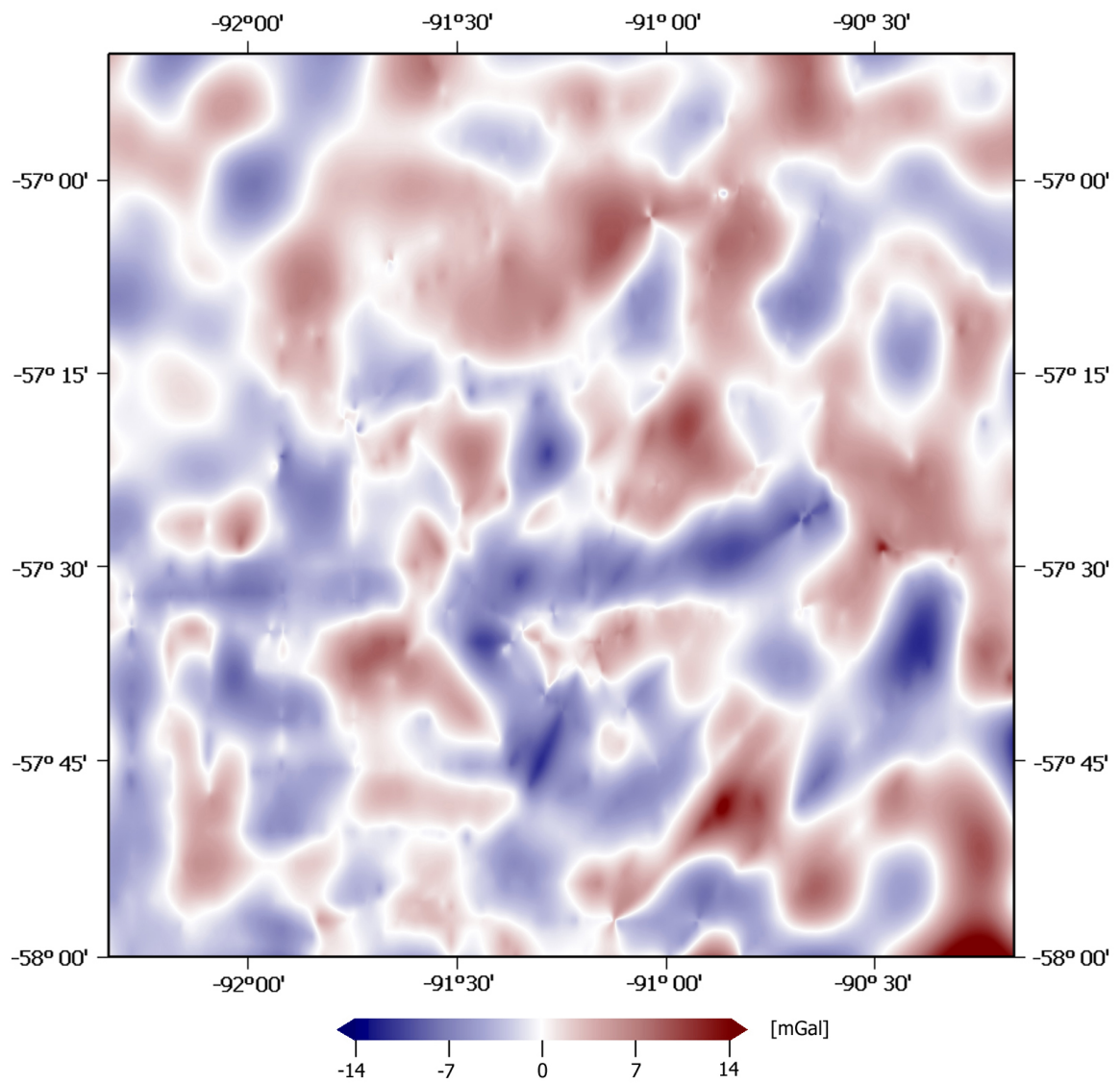


Abb. 6.1: Differenz von gemessener und prädizierter Schwere.

metrie in Auflösung und Genauigkeit kaum nachsteht und für viele Fragestellungen ein adäquater Ersatz ist.

6.1.2 Vergleich der Bathymetrie

In Abbildung 6.2 sind die prädiizierte und gemessene Bathymetrie gegenübergestellt. Die höhere Auflösung der gemessenen Bathymetrie ist offensichtlich. Im Bild der prädiizierten Bathymetrie sind etwas unruhigere Strukturen vom rechten oberen zum linken unteren Bildrand zu erkennen, die auf eine Schiffsspur deuten. Abbildung A.1 zeigt, dass tatsächlich ein Singlebeam-Profil von Nordost nach Südwest verläuft, das als Referenz zur Berechnung der prädiizierten Bathymetrie herangezogen wurde.

Das Differenzgrid von gemessener und prädiizierter Bathymetrie ist in Abbildung 6.3 veranschaulicht. Die Differenzen betragen minimal -828 Meter, maximal 946 Meter und im Mittel ± 190 Meter. Da die hydroakustisch gemessene Bathymetrie als 'wahr' angesehen werden kann, sind die Differenzen als Fehler der prädiizierten Bathymetrie zu werten. Unter der Voraussetzung, dass die Differenzen zwischen gemessener und prädiizierter Gravimetrie, wie im vorigen Kapitel gezeigt, nur geringe und unsystematische Abweichungen haben, resultieren die Differenzen zwischen gemessener und prädiizierter Bathymetrie aus der Unvollkommenheit des verwendeten Prädiktionsmodells. Im Trend bzw. den langen Skalen sind im Differenzgrid keine Systematiken festzustellen, womit das zugrunde liegende Modell der flexiblen Lithosphäre (Formel 3.22) hinsichtlich der variablen Parameter zutreffend aufgestellt wurde. Die verbliebenen Differenzen resultieren folglich aus den nicht modellierten kleinskaligen geologischen Strukturen.

Um klären zu können, ob die Differenzen allein auf die höhere Auflösung der gemessenen Bathymetrie zurückzuführen sind, wurden für die gemessene Bathymetrie mit Hilfe eines Frequenzfilters die Anteile oberhalb der Auflösung der prädiizierten Bathymetrie extrahiert. Das Ergebnisgrid hat Extremwerte von minimal -660 Meter, maximal 660 Meter und im Mittel ± 152 Meter. Folglich besitzt die gemessene Bathymetrie nicht nur eine höhere Auflösung als die prädiizierte Bathymetrie, sondern in diesem Wellenlängenbereich auch einen signifikanten Informationsgehalt.

Ebenso wie in den einfachen Bougueranomalien (vergl. Abbildung 5.24) lassen sich die Ringstrukturen auch in der Differenzbathymetrie (Abbildung 6.3) erkennen. Die Schwereanomalien wurden in der Differenzbathymetrie als Zwischenprodukt modelliert, wohingegen sie in den Bougueranomalien direkt gemessen wurden. Somit liegt die Ringstruktur im Fall der Bougueranomalien als direktes Mess- und Prozessierungsergebnis vor, während sie in der Differenzbathymetrie als Abweichung des realen Zustandes vom verwendeten Schichtenmodell interpretiert werden kann.

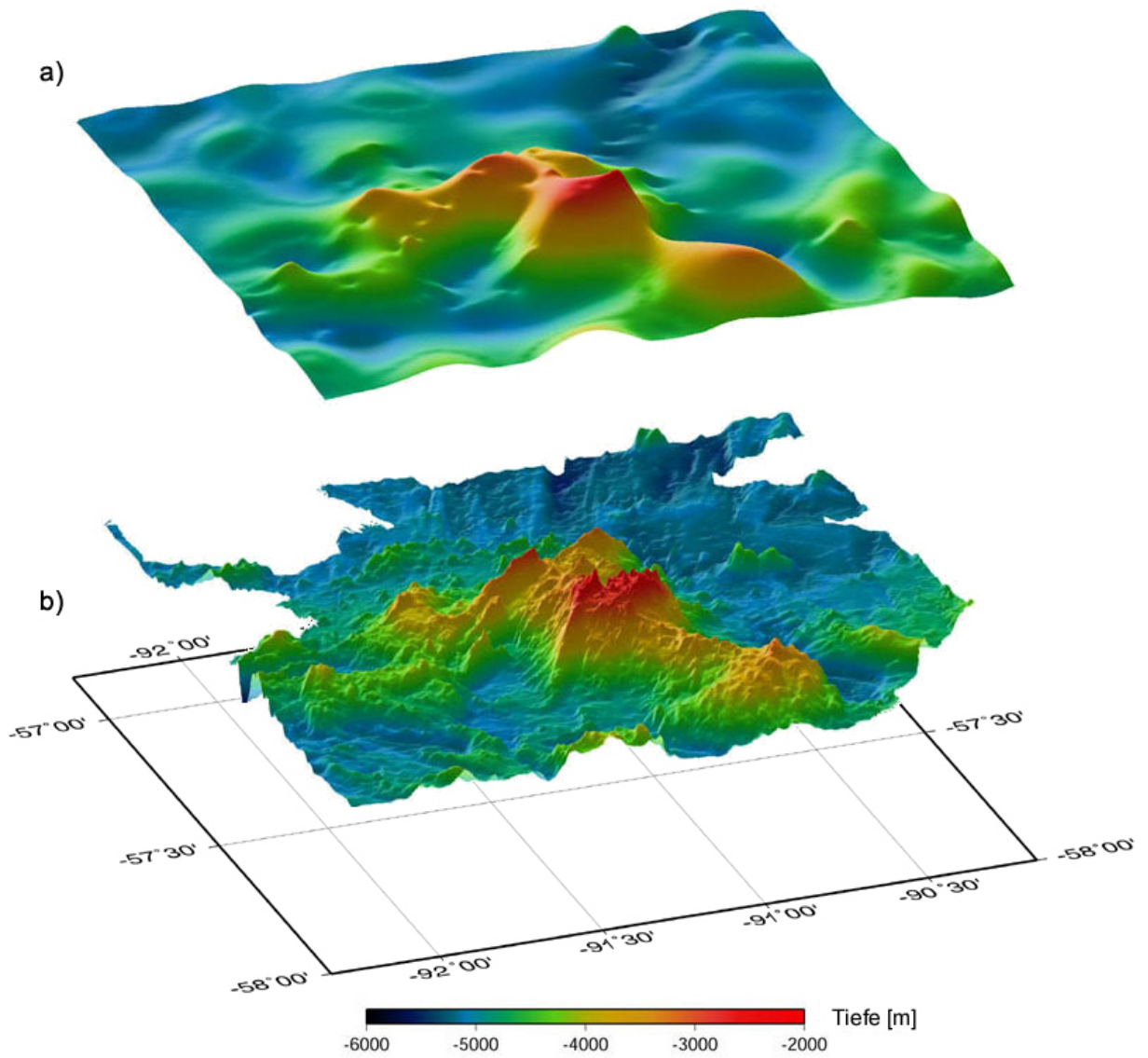


Abb. 6.2: Gegenüberstellung von a) prädizierter und b) gemessener Bathymetrie des Eltanin-Impakt-Gebietes; Kroker und Schenke (2006). Bildbeitrag für Wille (2005).

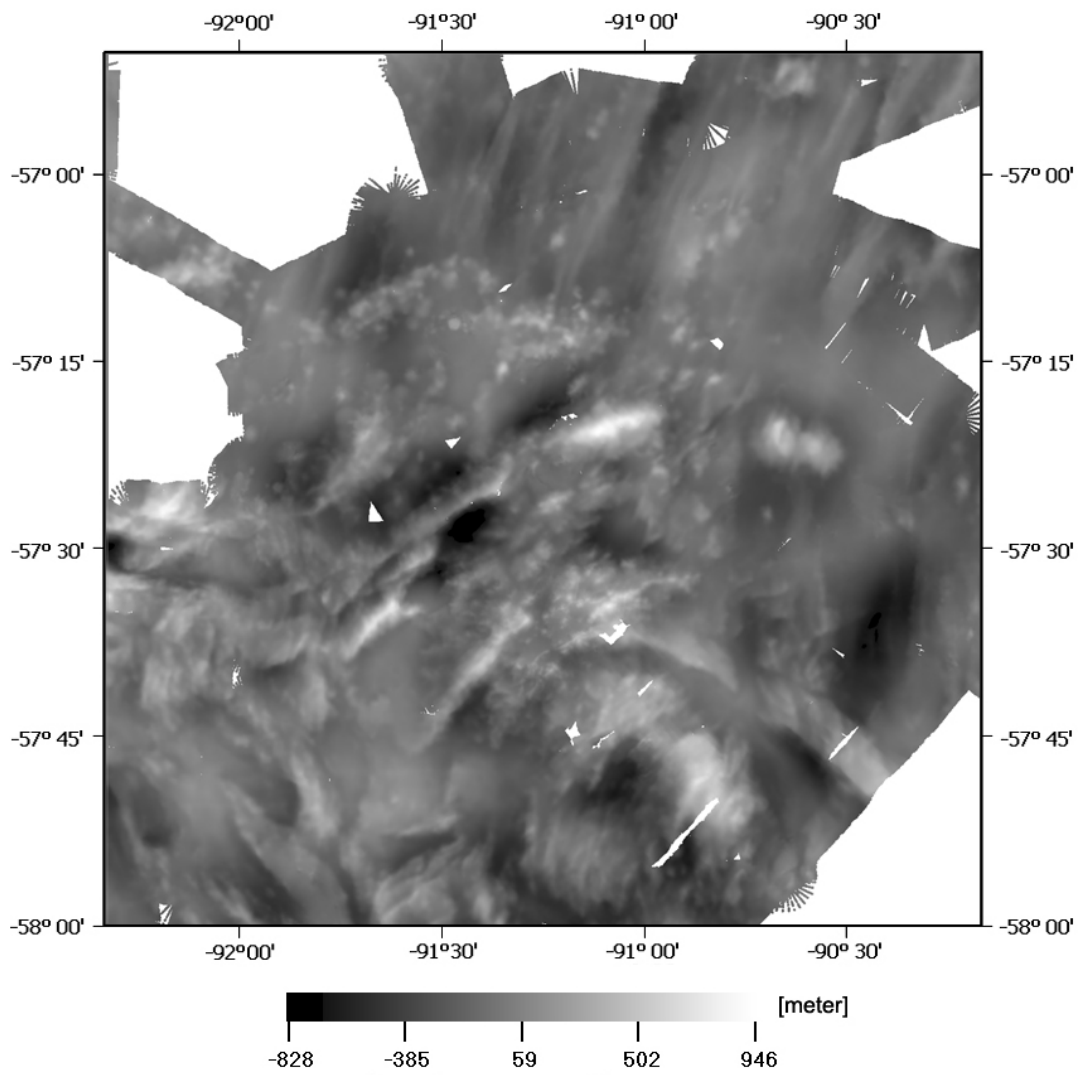


Abb. 6.3: Differenz von gemessener und prädzierter Bathymetrie.

6.2 Signifikanz der Strukturen

Bei der Interpretation der beobachteten Strukturen ist sicherzustellen, dass diese geologischen Ursprungs und keine Mess- oder Prozessierungsartefakte sind. Wie in Kapitel 5.2.9 gezeigt, in dem die Berechnung der Schweremodelle erläutert wurde, drücken sich dort die Profile mitunter bis in das Ergebnis durch. Darum soll nun getestet werden, ob und inwieweit dies auch auf die Strukturen in den Bougueranomalien zutrifft. Hierzu werden in Abbildung 6.4 die Schiffslinien über den einfachen Bougueranomalien dargestellt, da in ihnen die Strukturen deutlicher hervortreten als in der vollständig korrigierten Bougueranomalie. Aufgrund der unregelmäßigen Profile wurde der Test nicht rechnerisch, sondern visuell vorgenommen. Es lassen sich stellenweise geringe Korrelationen zwischen Profilen und Anomalien erkennen, doch tritt die beobachtete Ringstruktur als deutlich unkorreliert hervor.

Im Weiteren ist zu untersuchen, ob die Strukturen in den Anomalien betragsmäßig signifikant größer als die Standardabweichungen des Grids sind. Im Rückblick auf die umfangreichen Genauigkeitsbetrachtungen in Kapitel 5.2 resultiert für die Modelle der Freiluft- und Bougueranomalien eine Standardabweichung von $\pm 1-2$ mGal. Die Ringstrukturen haben hingegen Beträge größer 5 mGal, womit ihre Signifikanz erwiesen ist.

Hinsichtlich der zu erzielenden Gridgenauigkeiten hat Kapitel 5.2 aber deutlich gemacht, wie nachteilig sich die ungleichförmige und unsystematische Anlage der Profile auswirkt. Während im vorliegenden Fall das Bathymetrie-grid ca. 16 % Lücken aufweist, wäre bei systematischer Profilfahrt eine 100 %-ige Überdeckung erreicht. Das Schließen von Lücken durch Interpolation mit den resultierenden Implikationen würde entfallen. Eine gleichmäßige Aneinanderreihung der Matratzen würde auch die Aufdeckung und Beseitigung systematischer Fehler in Bathymetrie und Gravimetrie erleichtern bzw. erst möglich machen. Häufige Kurvenfahrten würden entfallen, infolgedessen durch Störbeschleunigungen fehlerhafte Daten nicht eliminiert werden müssten. Im Hinblick auf die Kreuzungspunktausgleichung würde sich die Linien- bzw. Kreuzungspunktstatistik verbessern. Alle Linien würden mindestens zwei Kreuzungspunkte und eine einheitliche Länge von 140 Kilometern besitzen. Durch ihre vorwiegende Orientierung in Nord-Süd-Richtung verschwindet der Eötvösfehler. Durch die einheitliche Orientierung und Länge der Linien können weiterhin Systematiken durch geeignete Gewichtungsansätze bei der Kreuzungspunktausgleichung festgestellt und berücksichtigt werden. Alle Linien wären miteinander verbunden, womit sie auch alle en bloc in die Ausgleichung eingehen. Regelmäßige Matratzen hätten außerdem die Netto-Tracklänge von real gefahrenen 4681 Kilometern um fast die Hälfte auf 2380 Kilometern verringert, was bei einer Schiffs-

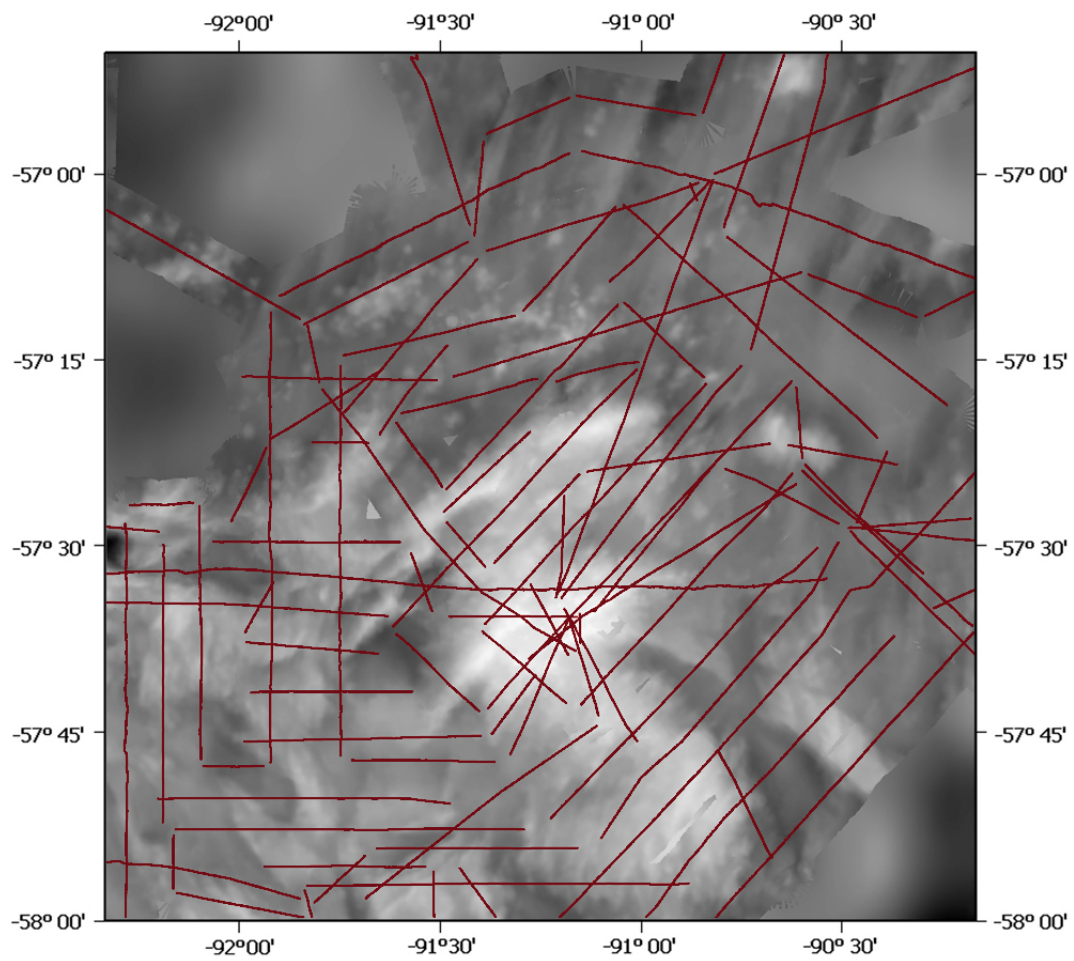


Abb. 6.4: Profilinien vor dem Hintergrund der Bougueranomalien. Stellenweise sind zwar geringfügige Korrelationen zwischen Profilen und Anomalien zu erkennen, doch tritt die beobachtete Ringstruktur als deutlich unkorreliert hervor.

geschwindigkeit von 10 Knoten auch die reine Fahrzeit (ohne Stationszeiten) von elf auf rund fünf Tage verkürzt hätte.

6.3 Veröffentlichung und Beschreibung durch Metadaten

Die auf 'Polarstern' erfassten Messdaten sowie abgeleiteten Produkte werden im PANGAEA Publishing Network for Geoscientific & Environmental Data (<http://www.pangaea.de>) zitierfähig veröffentlicht und bekommen zur Identifikation eindeutige DOIs (DOI = *Digital Object Identifier*). Diese können im Internet über DOI-Resolver, z. B. <http://dx.doi.org> oder <http://doi.pangaea.de>, gefunden werden. Ohne Kenntnis der DOI kann in der Suchmaschine von PANGAEA der Zugang zu den Messdaten alternativ durch die Eingabe des Fahrnamens (z. B. ANT-XII/4 oder ANT-XVIII/5a) und Typ des Datensatzes (z. B. Bathymetry, Gravimetry, Navigation, CTD, ...) erfolgen.

Datensatz	Digital Object Identifier
Primärdaten Bathymetrie ANT-XII/4	10.1594/PANGAEA.619070
Primärdaten Bathymetrie ANT-XVIII/5a	10.1594/PANGAEA.615996
Grids und Karten der Bathymetrie	10.1594/PANGAEA.526941
Primärdaten Gravimetrie ANT-XII/4	10.1594/PANGAEA.602286
Primärdaten Gravimetrie ANT-XVIII/5a	10.1594/PANGAEA.602273
Grids der Gravimetrie und Geoidundulationen	10.1594/PANGAEA.619041

Tab. 6.1: Übersicht über die DOI's der auf 'Polarstern' gemessenen und in dieser Arbeit prozessierten und abgeleiteten Daten.

Die in dieser Arbeit prozessierten Daten sind zusätzlich in Metadaten beschrieben, die gemeinsam mit den Messdaten in PANGAEA veröffentlicht sind. In den Metadaten sind Details der Herkunft sowie Prozessierung der Daten beschrieben, womit ein Beitrag zur Qualitätssicherung geleistet wird. In ihnen werden weiterhin die Editoren, sowie Ort, Art und andere Modalitäten ihrer Veröffentlichung und ihrer Nutzung beschrieben. Daneben sind Metadaten die Grundlage für den Austausch von geographischen Informationen zwischen verschiedenen Institutionen. Damit sie zum einen in den sogenannten 'Catalog Services' veröffentlicht und zum anderen von Interessenten gesucht und gefunden werden können, ist es notwendig, deren Inhalt und Struktur zu standardisieren. Zwei der bedeutendsten Organisationen, die Standards für Metadaten entwickelt haben, sind die International Organisation for Standardisation (ISO) mit der ISO-Norm 19115

und das nationale Federal Geographic Committee (FGDC) der USA mit dem Content Standard for Digital Geospatial Metadata (CSDGM).

Beide Standards sind sich formal sehr ähnlich, indes die ISO-Norm in weiten Teilen die Inhalte des FGDC-Standards übernommen hat. Beide Standards nutzen das XML-Format zur strukturierten und hierarchischen Organisation der Metadaten. Die Informationen werden durch Tags umklammert, wobei die Normen sich hier durch die Benennung der Tags unterscheiden. Die in dieser Arbeit prozessierten Daten wurden mit dem FGDC-Standard beschrieben.

Für die Beschreibung der bathymetrischen Rohdaten wurde im Rahmen dieser Arbeit der FGDC-Standard entsprechend dem Regelwerk erweitert. Die Erweiterungen sind in der Datei

http://www.pangaea.de/documentation/Bathymetry/Extension_Bathymetry_RawData.pdf beschrieben und in einer Software (unveröffentlicht) implementiert. Dateibezogene Informationen werden hierbei automatisch und für alle in der Arbeitsgruppe verwendeten Formate aus den Rohdaten gelesen und mit manuellen Eingaben zum Fahrtabschnitt, verwendeten Sensoren, Prozessierungsstand, Querverweisen usw. ergänzt. Die Erweiterungen sowie Programme und Algorithmen wurden von der Arbeitsgruppe Bathymetrie des Alfred-Wegener-Instituts zur Beschreibung aller im Hause archivierten Fächerlotdaten übernommen.

7 Interpretation und Diskussion

Im Mittelpunkt der folgenden Diskussion steht die Frage, ob die beobachtete Ringstruktur mit dem Eltanin-Impakt in Verbindung gebracht werden kann. Dazu werden zuerst sowohl die Bougueranomalien als auch die Strukturen in der (Differenz-)bathymetrie beschrieben, bevor diese Strukturen als Folge des Eltanin-Impakts interpretiert werden. Anhand von Beispielen werden mögliche alternative Ursachen, die zur Ausbildung von Ringstrukturen führen, vorgestellt und erörtert.

7.1 Beschreibung der (Einschlags-) Strukturen

Am nördlichen Rand des Bearbeitungsgebietes sind in der Bathymetrie in Nord-Süd-Richtung (mit einem Azimut von ca. 20°) verlaufende Lineamente zu erkennen, deren Ursache nicht im Impakt, sondern in der Plattentektonik zu finden ist. Bei der Bildung der ozeanischen Kruste wurden diese Strukturen durch das Aufsteigen der Basalte an der Spreizungszone geformt (*abyssal hill fabric*). Die Spreizungsrichtung verläuft dementsprechend in West-Ost-Richtung (mit einem Azimut von ca. 110°), was mit dem globalen Datensatz des Krustenalters von Müller u. a. (1997) übereinstimmt, dessen Alterszunahme für diesen Bereich in gleicher Richtung verläuft.

Die Annahme, die Lineamente wären Spuren ballistischen Auswurfmaterials des Impakts, muss verworfen werden. Hierbei sei auch erinnert, dass sowohl Meteoritengestein als auch Sedimente im Fall eines Tiefseeimpakts in unmittelbarer Nähe des Einschlagortes verbleiben, weil die Wassersäule die ballistische Ausbreitung verhindert.

Im Zusammenhang mit dem Auswurfmaterial des Impakts können die Lineamente dennoch genutzt werden, nämlich als Grenze, auf deren einer Seite sie deutlich hervortreten und auf der anderen Seite durch Sedimente unregelmäßig überdeckt sind. So kann ggf. der Bereich festgestellt werden, in dem der Meeresboden während des Impakts freigelegt und die Sedimente verwirbelt wurden. Um eine solche Aussage für den Eltanin-Impakt gesichert treffen zu können, ist das in dieser Arbeit prozessierte Gebiet allerdings zu klein und die Grenzlinie nur nördlich des Aufschlagortes nachvollziehbar. Bei diesen Betrachtungen muss auch die starke Topographie berücksichtigt werden, die

vermutlich nachhaltigen Einfluss auf die Wasserbewegungen und Sedimenttransporte während des Impakts hatte. So konnte z. B. erst unter Berücksichtigung der präzisen hydroakustischen Bathymetrie die mit anderen Kernen verglichen geringere Menge von Meteoritenpartikeln in einem Kern nahe des Impakts nachvollzogen werden.

Über dem Freeden-Seamount ist in den Bougueranomalien eine Unterschwere von ca. 30 bis 50 mGal gegenüber der Umgebung zu beobachten, was daran liegt, dass der lineare Zusammenhang zwischen Topographie und Freiluftanomalie entweder durch das Vorhandensein von größeren Sedimentschichten oder durch Dichteanomalien im Untergrund gestört ist.

Wie Kapitel 5.4.1 gezeigt hat, ist im gesamten Bearbeitungsgebiet und speziell um und auf dem Freeden-Seamount mit einer sehr geringen Sedimentmächtigkeit zu rechnen, deren geringe gravitative Wirkung jedoch nicht ausreicht, die beobachteten Anomalien zu erklären. Die Ursache ist vielmehr darin zu suchen, dass das Gestein des Seamounts dem der oberen Kruste entspricht (basaltische Vulkanite) und somit eine geringere Dichte als die durchschnittliche ozeanische Kruste (u. a. Gabbros) hat.

Neben diesen großräumigen Anomalien treten einige kleinräumige Strukturen hervor, die sich zu konzentrischen Ringen modellieren lassen (Abbildung 7.1). Betrachtet man hierfür nicht die vollständig topographisch korrigierte (Abbildung 5.21 b), sondern die einfach bouguerplattenkorrigierte Schwere (Abbildung 5.21 a), so sind diese Strukturen deutlicher zu erkennen. Eine noch markantere Darstellung ergibt sich, wenn die Differenztopographie (Abbildung 6.3) aus hydrographisch gemessener und aus Satellitenaltimetrie abgeleiteter Bathymetrie betrachtet wird.

Die prädiizierte Bathymetrie wird über eine Transferfunktion aus Schwereanomalien gerechnet, der ein einfaches geologisches Schichtenmodell zugrunde gelegt wird. Differenzen zur gemessenen Bathymetrie stellen somit Abweichungen des realen Zustands zum Modell dar. In der prädiizierten Bathymetrie wurden durch Verwendung eines gemessenen Referenzprofils mögliche systematische Trends gegenüber der gemessenen Bathymetrie beseitigt oder zumindest minimiert. Infolgedessen treten in der Differenzbathymetrie, insbesondere am Freeden-Seamount und nordwestlich davon, die Ringstrukturen deutlicher hervor als in den Bougueranomalien.

Das Zentrum der Ringe besitzt die Koordinaten $91^{\circ}04'$ West und $57^{\circ}49'$ Süd, womit erstmals eine genaue Position für den Impakt genannt ist.

Eine weitere offene Frage im Zusammenhang mit dem Impakt ist der Winkel, unter dem er eingeschlagen ist. Während sich bei einem senkrechten Einschlag das Auswurfmaterial symmetrisch um den Einschlagsort verteilt, wird es bei einem schrägen Einschlag bevorzugt in eine Richtung ausgeworfen. Starke Variabilitäten und lokale Maxima in den Bougueranomalien, die einen Hinweis auf eine Auswurfrichtung darstellen können, befinden sich am Freeden-Seamount und nordwestlich davon. Ausgehend von

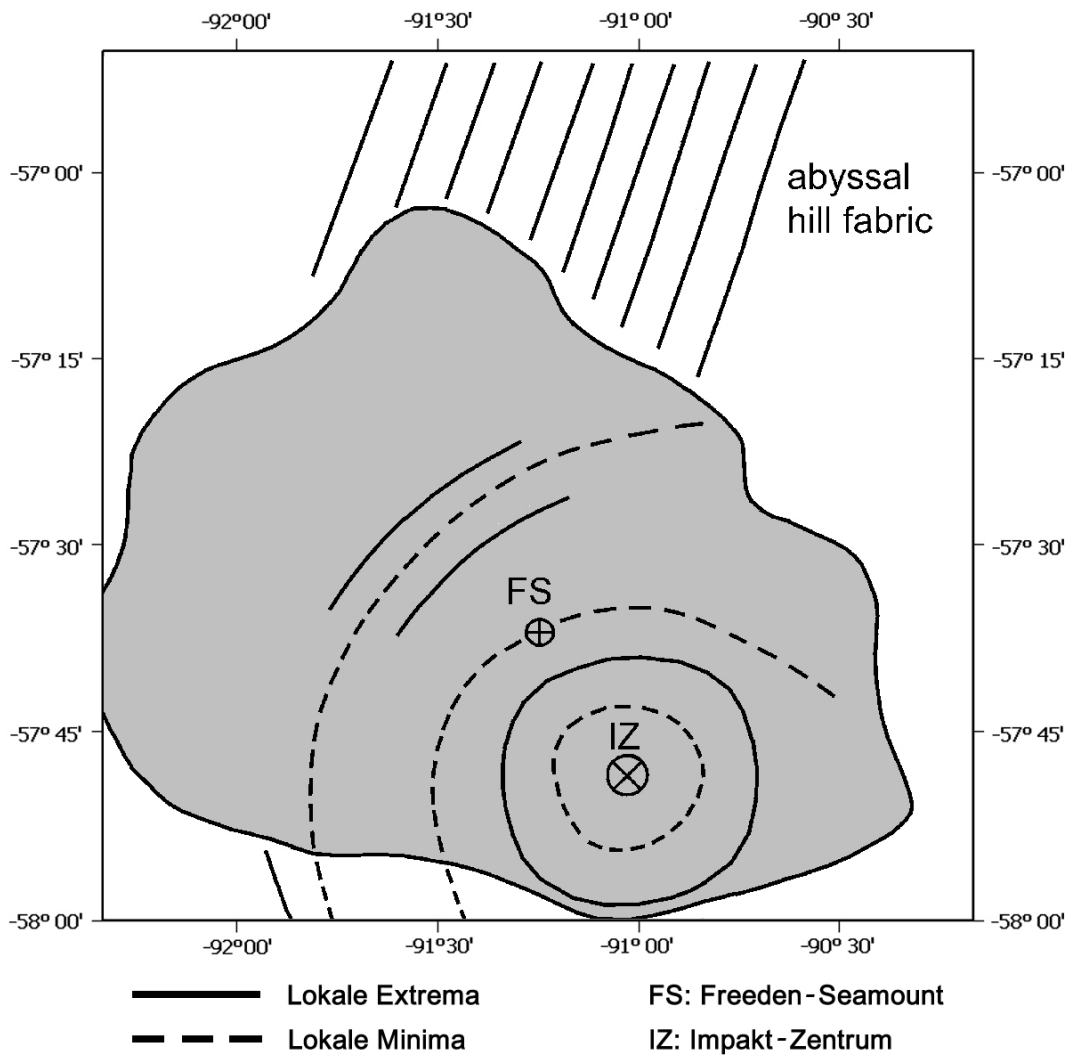


Abb. 7.1: Schematische Darstellung interpretierter geologischer Strukturen in Bathymetrie und Gravimetrie. Die Lineamente im Norden (*abyssal hill fabric*) sind in der Bathymetrie zu erkennen, die lokalen Minima und Extrema lassen sich in der Differenzbathymetrie und den Bougueranomalien identifizieren. Im grau hinterlegten Bereich wurden die Sedimente beim Impact freigelegt bzw. umgelagert.

den oben genannten Zentrumskoordinaten des Impakts ergibt sich daraus für den Einschlag ein Azimut von ca. 130° . Aufgrund der deutlich stärkeren lokalen Extrema der Bougueranomalien im Nordwesten gegenüber denen im Südosten scheint der Impakt unter einem flacheren Winkel mit einem Betrag von höchstens 45° eingeschlagen zu sein. Möglicherweise sind die deutlicheren Strukturen aber durch die starke Topographie des Freeden-Seamounts bedingt.

7.2 Ursache der Strukturen

In Kapitel 1 wurden zur Ausbildung von Ringstrukturen durch Impakts zwei Theorien vorgestellt. Nach der ersten entstehen durch Abrutschung infolge von Hanginstabilitäten in den äußeren Bereichen des Kraters Terrassen und im Zentrum eine Kuppe. Eine derartige Entwicklung erscheint für den vorliegenden Fall des Tiefseeimpakts jedoch zweifelhaft, da solche Strukturen, falls überhaupt ausgebildet, durch die Verwirbelungen des Wassers wieder eingeebnet worden wären. Ein weiteres Argument, das gegen diese Theorie spricht, ist, dass die beobachteten Ringstrukturen am Kraterrand weniger deutlich als in der Nähe des Zentrums ausgeprägt sind.

Eine bessere Übereinstimmung mit den Anomalien erhält man durch Anwendung der hydrodynamischen Theorie, nach der die maximalen Auslenkungen im Zentrum des Kraters modelliert werden. Die Ausbildung einer Struktur entsprechend der hydrodynamischen Theorie bedeutet die plastische Verformung der Kruste und setzt das Aufschmelzen des Untergrundes voraus. Modellierungen des Impakts schließen aber darauf, dass die Energie des Meteoriten bereits weitestgehend in der Wassersäule absorbiert wurde. Diese Aussage wird bestätigt durch die Untersuchung von Kernen, die im Eltanin-Gebiet gezogen wurden, in denen nach Gersonde u. a. (1997) kein geschmolzenes Untergrundgestein gefunden wurde.

Dagegen kann angenommen werden, dass die Lithosphäre unter der Einwirkung der Schockwelle des Impakts nachgegeben hat und in Schwingung geraten ist. Ohne ein Aufschmelzen sollte die Kruste jedoch wieder in ihre ursprüngliche Lage zurückgefunden haben. In Abbildung 1.5 wird der Zusammenhang zwischen der Ausbildung von Impaktstrukturen und der Krustendicke und deren Viskosität veranschaulicht. In Kapitel 2.2 wurde die ozeanische Kruste bei einer Dicke von ca. 7 Kilometern auf ca. 55 Millionen Jahre datiert, womit sie eine mittlere Viskosität besitzt und Teil c) der Abbildung 1.5 für die Situation des Eltanin-Impakts zutreffend ist. Wie dargestellt ist, resultieren aus der Verbiegung der Lithosphäre punktsymmetrische Bruchzonen. Die beobachteten Ringstrukturen sind vermutlich auf diesen Prozess zurückzuführen.

Neben den großräumigen Bruchzonen hat die Schockwelle analog zu anderen Kratern auch auf den Untergrund eingewirkt. Abbildung 7.2 stellt die Situation dar, dass durch

den Impakt der Untergrund zertrümmert und brekziiert wurde. Der Grad der Zertrümmerung und die Tiefe, bis in die diese festgestellt werden kann, nimmt zu, wie die Biegefestigkeit der Platte abnimmt. Je weniger sich die Platte als ganze unter dem Impakt verbogen hat, um so stärker ist das Maß der Zertrümmerung.

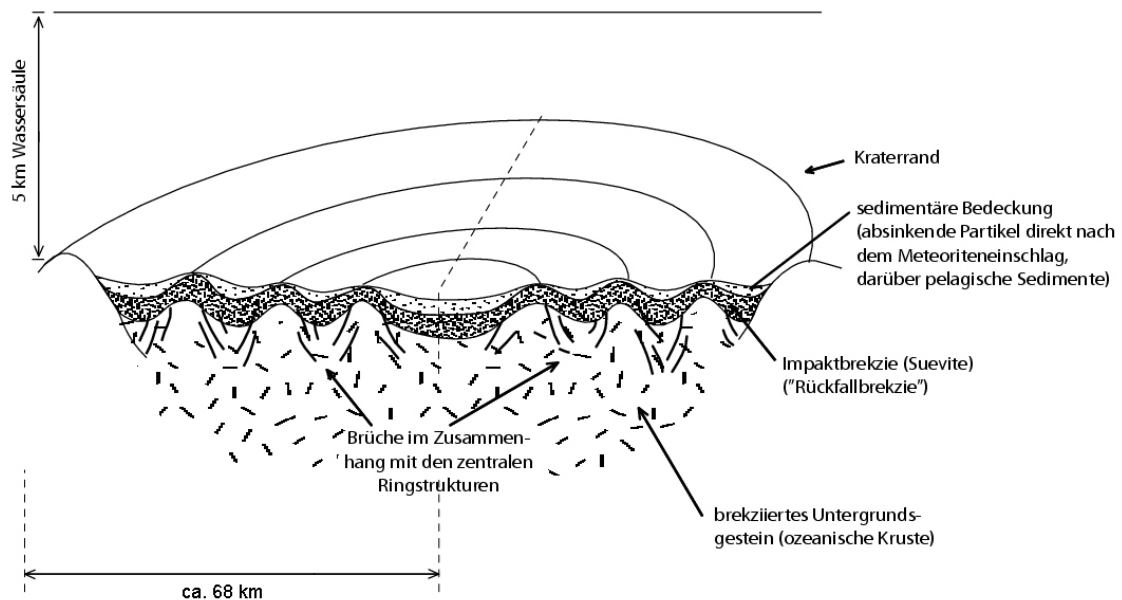


Abb. 7.2: Modellierter Krater-Querschnitt unter der Annahme, dass der Impakt die Lithosphäre in Schwingung versetzt hat, in Folge derer sich Bruchzonen ausgebildet haben. Je nach Stärke der Schockwelle wurde der Untergrund mehr oder weniger stark brekziiert.

Ringstrukturen sind ein typischer Hinweis auf einen Meteoriteneinschlag, wie sie z. B. beim Chicxulub- oder dem Mjølner-Implakt zu beobachten sind (Abbildung A.14). Auch wenn eine solche Ringstruktur in dieser Arbeit erkannt und deren Entstehung nachvollzogen wurde, und das Implakt-Ereignis als naheliegenste Ursache angenommen werden kann, mögen zwei Beispiele zeigen, dass selbst deutlich ausgeprägte Ringstrukturen nicht notwendigerweise auf einen Implakt zurückzuführen sind.

Die Silverpit-Struktur in der Nordsee (Abbildung 7.3 a, Stewart und Allen (2002)) hat ein Alter von etwa 55 bis 65 Millionen Jahren. Seismische Messungen dieser Struktur haben gezeigt, dass vermutlich eine Tiefenerosion für die Ausbildung der Ringe verantwortlich gemacht werden kann (Thomson, 2004). Vulkanismus kann als mögliche Ursache für die Struktur ausgeschlossen werden, da keine dafür typischen magnetischen Anomalien registriert wurden. Ein Meteoriten-Implakt hätte einen Tsunami verursacht, für den sich ebenfalls keine Anhaltspunkte finden lassen.

Die Richat-Struktur in Mauretanien ist eine großräumige Erhebung aus dem Taoudenni-

Becken mit einem zentralen Durchmesser von ca. 50 Kilometern (Abbildung 7.3 b). Die Struktur ist nach Matton u. a. (2005) durch die Erosion eines Vulkandoms entstanden, deren Kuppe aus geschichteten Gesteinen besteht, die mehrere Millionen Jahre alt und unterschiedlich stark erodiert sind.

In beiden Fällen wurden darüber hinaus keinerlei schockmetamorphe Gesteine oder Meteoritengestein gefunden, die die Annahme eines Meteoriten-Einschlags stützen würden.

Für Intraplatten-Vulkanismus als mögliche Ursache der beobachteten Ringstruktur im Eltanin-Impakt-Gebiet finden sich keine Anhaltspunkte. "Hot Spots sind die vulkanische Erscheinung von so genannten Manteldiapiren, heißem Material, das in Zonen von einigen hundert Kilometern Durchmesser aus dem Inneren des Mantels (vielleicht sogar von der Grenze Kern/Mantel) nach oben steigt. Erreicht ein solcher Diapir die seichteren Stockwerke mit ihren geringeren Drücken, so beginnt er zu schmelzen. Das Magma durchdringt die Lithosphäre und fließt an der Erdoberfläche [oder eben am Meeresboden] aus. Diese säulenförmigen Strömungen sind vermutlich im Mantel ortsfest und bewegen sich nicht mit den Lithosphärenplatten. Driftet eine Platte über einen Hot Spot hinweg, hinterlässt er im Verlauf langer Zeit eine Reihe erloschener, zunehmend älterer Vulkane" (Press und Siever, 2003). Eine derartige Situation, durch die z. B. die Hawaii-Emperor-Seamount-Kette gebildet wurde, ist im vorliegenden Fall jedoch nicht zu erkennen. Zum einen ist der Freedom-Seamount der einzige Seamount in größerer Umgebung, zum anderen lassen sich auch die Schwereanomalien nicht in dieser Hinsicht interpretieren. Über eine Quellkörperabschätzung konnten keine Strukturen im Untergrund identifiziert werden, wobei sich die berechneten Quelltiefen oberflächennah befinden. Einschränkend muss jedoch ergänzt werden, dass die ozeanische Kruste gleichfalls aus vulkanischem Gestein besteht und sich ein Vulkanschlot im Gegensatz zum terrestrischen Fall in seiner Dichte weniger deutlich von der Umgebung abhebt.

Dagegen hätte ein Hot Spot signifikanten Einfluss auf die Lithosphäre, zumindest nahe des Schlotes, haben müssen, nämlich in einem Erhitzen der Lithosphärenplatte (*reheating event*). Mit der Temperatur einer Platte verändert sich deren Biegefestigkeit, was sich in der Berechnung der prädizierten Bathymetrie (Formeln 3.22 und 3.23) wieder spiegelt. Für das Eltanin-Gebiet wurden zur Berechnung der prädizierten Bathymetrie jedoch keine abweichenden Lithosphäreneigenschaften gegenüber der Umgebung angenommen.

Auch die hydrographisch gemessene Bathymetrie liefert keine Indizien für eine Vulkantätigkeit, wie sie anderenorts in Form von Auswurf- und Ausflussmaterial festgestellt werden konnte.

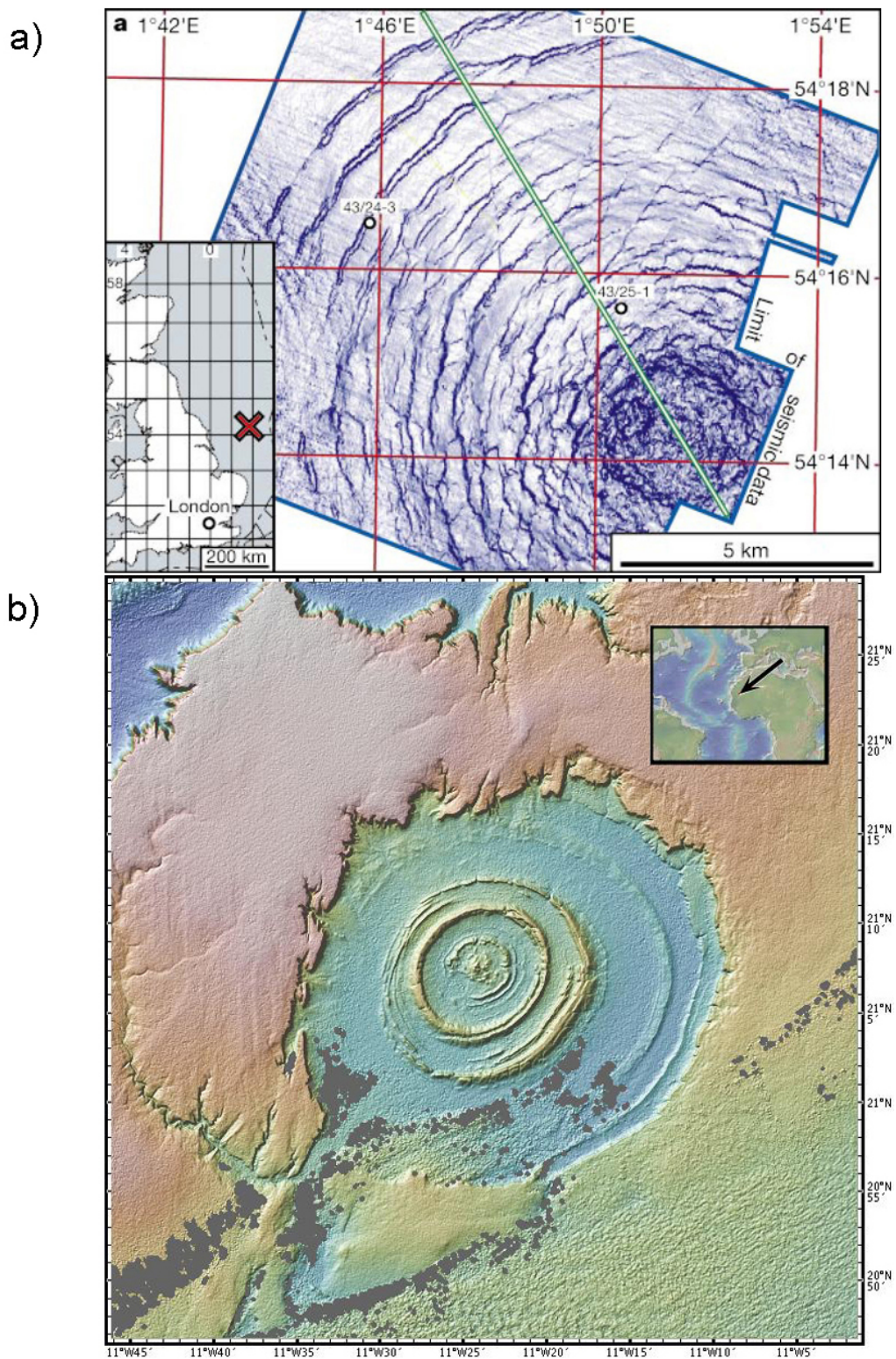


Abb. 7.3: Ringe der a) Silverpit- und b) Richat-Struktur, die nicht auf Meteoriteneinschläge, sondern auf Erosionsprozesse zurückzuführen sind; Stewart und Allen (2002), Marine Geoscience Data System - GeoMappApp (2007).

8 Ausblick

Ausgehend von dem in dieser Arbeit hergeleiteten Einschlagsort und -winkel des Impakts, können in einer zukünftigen Expedition die vorhandenen Daten durch gezielte Probennahmen geeignet ergänzt und erweitert werden. Durch zusätzliche Profilfahrten würde unter anderem die vorhandene Kreuzungspunktstatistik verbessert, indem die neuen Profile bislang nicht angeschlossene Linien kreuzen. Die in Abbildung 8.1 hinzugefügten Profile verbinden die bislang unzusammenhängenden Linienblöcke sowie 12 bisher nicht angeschlossene Linien mit einer Gesamtlänge von ca. 300 km. Darüber hinaus entstehen für die Ausgleichung 69 zusätzliche Kreuzungspunkte.

Mit einer Erweiterung der vorhandenen Messungen nach Südosten könnte festgestellt werden, ob sich die gefundene Ringstruktur in diesem Bereich fortsetzt und einen geschlossenen Kreis bildet. Mögliche Asymmetrien könnten dabei Hinweise über den Einschlagswinkel liefern. Bathymetrische Messungen stellen die Grundlage für präzise Bougueranomalien dar und können hinsichtlich der Eigenschaften des Meeresbodens interpretiert werden, um den unmittelbaren Wirkungsbereich des Einschlags festzustellen. Mit Hilfe seismischer Parallelprofile kann die Beschaffenheit des Untergrunds modelliert werden. Zusätzlich zu den unmittelbaren Erkenntnissen der Seismik können mit Hilfe der daraus zu berechnenden Residualanomalien der Schwere Aussagen über die Tiefenwirkung des Impakts getroffen und die beobachtete Ringstruktur bestätigt und spezifiziert werden. Zur Verifizierung dieser Informationen könnte zusätzlich eine Tiefsee-Bohrung angestrengt werden. Eine flächige magnetische Vermessung würde helfen, mögliche andere tektonische Prozesse und Erscheinungen als Ursache der beobachteten Ringstruktur auszuschließen.

All diese Messungen würden dazu beitragen, das Ereignis des Eltanin-Impakts in seiner Gesamtheit besser zu verstehen, darauf aufbauende Modellierungen zu spezifizieren und Gesetzmäßigkeiten des für den speziellen Fall eines Tiefseeimpakts abzuleiten.

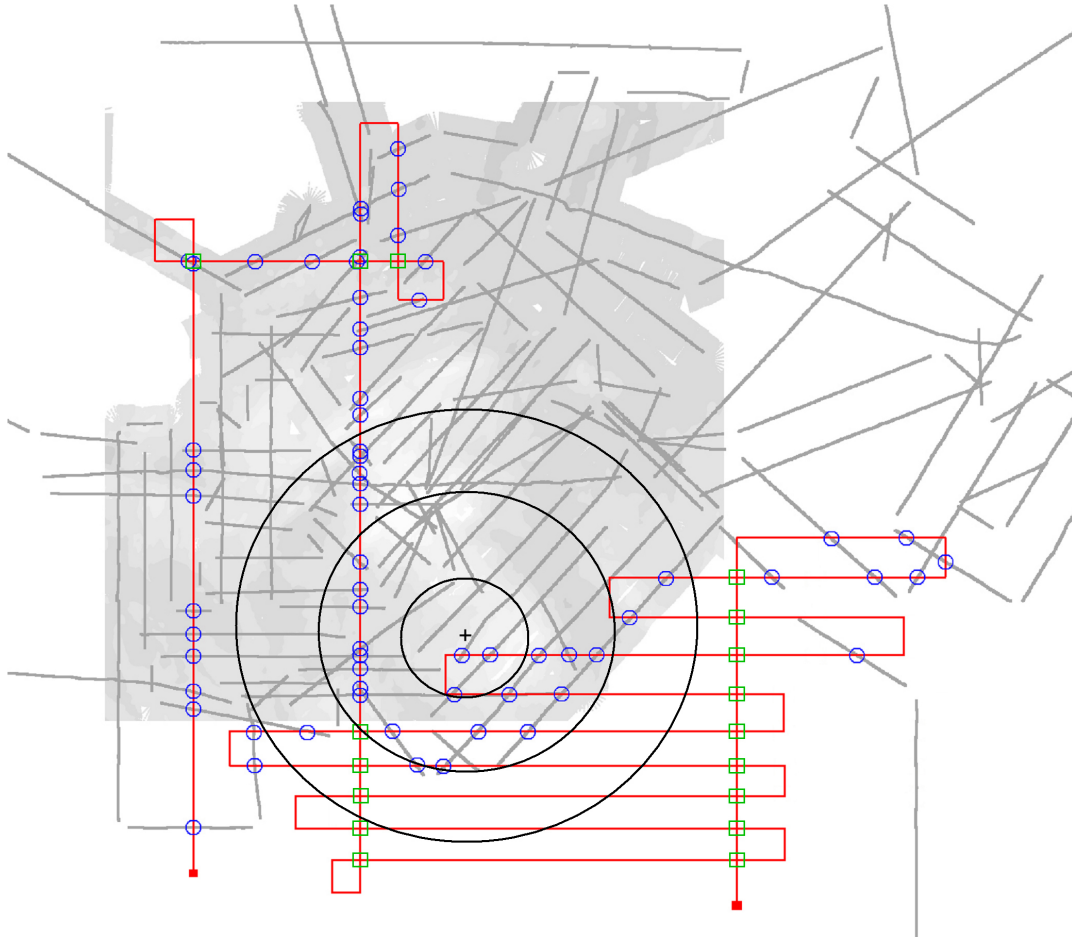


Abb. 8.1: Vorschlag für eine Ergänzungsmessung, um bislang unzusammenhängende Linien und Linienblöcke zur Verbesserung der inneren Netzgenauigkeit für die Kreuzungspunktausgleichung zu verbinden und den südöstlichen Bereich der Ringstruktur zu verifizieren. Kreuzungspunkte mit bestehenden Profilen sind durch blaue Kreise markiert, interne Kreuzungspunkte der neuen Profile durch grüne Quadrate. Die schwarzen Kreise markieren den Bereich der Ringstruktur.

Literaturverzeichnis

Banks, R. J., R. L. Parker und S. P. Huestis, 1977.

Isostatic compensation on a continental scale: local versus regional mechanisms.
Geophys.J.R.astr.Soc. 51, S. 432–452.

Blakeley, R. J., 1996.

Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications.
Cambridge University Press.

Büchenschütz-Nothdurft, O., 2002.

Entwicklung eines Ausgleichsalgorithmus zur Verbesserung der Kreuzfächerkalibrierung
des Fächerecholotes HYDROSWEEP DS-2.
Diplomarbeit, Universität Hannover.

Cande, S. C., E. M. Herron und B. R. Hall, 1982.

The early Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific.
Earth and Planetary Science Letters 57, S. 63–74.

Chen, C.-T. und F. J. Millero, 1977.

Speed of sound in seawater at high pressures.
Journal of the Acoustical Society of America 62(5), S. 1129–1135.

Christen, S., 1999.

Aufbereitung, Visualisierung und Interpretation einer batymetrischen Vermessung im Süd
Sandwich Tiefseegraben.
Diplomarbeit, Fachhochschule Hamburg.

Clay, C. S. und H. Medwin, 1977.

Acoustical Oceanography.
Journal of the Acoustical Society of America 58(6), S. 1318–1319.

Dehlinger, P., 1978.

Marine Gravity.
Elsevier Scientific Publishing Company.

Eagles, G., K. Gohl und R. D. Larter, 2004.

High-resolution animated tectonic reconstruction of the South Pacific and West Antarctic Margin.

Geochemistry Geophysics Geosystems 5(7), S. 21 Seiten.

Fofonoff, N. P. und R. C. J. Millard, 1983.

Algorithms for computation of fundamental properties of seawater.

Technical Papers in Marine Science No.44, UNESCO.

Forsberg, R., 1993.

Modelling the fine-structure of the geoid: Methods, data requirements and some results.

Surveys in Geophysics 14, S. 403–418.

Forsberg, R., M. Feissel und R. Dietrich (Hrsg.), 1997.

Geodesy on the Move - International Association of Geodesy Symposia, Volume 119.

Springer.

Fugro SkyFix, 2005.

<http://www.skyfix.com>.

GEBCO Sub-Committee on Undersea Feature Names - SCUFN, 1999.

<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gebco/underseafeatures.html>.

Gersonde, R., F. T. Kyte u. a., 1997.

Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean.

Nature 390, S. 357–363.

GFZ Potsdam, 2000.

Global high resolution mean sea surface based on ERS-1 35- and 168- day cycles and TOPEX data.

http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/altimetry/mss/paper_mss.html.

GFZ Potsdam, 2006.

The CHAMP Mission.

<http://www.gfz-potsdam.de/champ/>.

GFZ Potsdam, 2007.

The GRACE Mission.

<http://www.gfz-potsdam.de/grace/>.

Goodell, H. G., 1965.

USNS Eltanin Cruises 9-15.

Forschungsbericht, Sedimentology Research Laboratory Contribution No.11, Department of Geology, Florida State University, Tallahassee.

- Großmann, W., 1964.
Geodätische Rechnungen und Abbildungen in der Landesvermessung.
Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart.
- GSFC, NIMA und OSU, 2004.
The NASA GSFC and NIMA Joint Geopotential Model.
<http://cddis.nasa.gov/926/egm96/egm96.html>.
- Haxby, W. F., G. D. Karner, J. L. LaBrecque und J. K. Weissel, 1983.
Digital images of combined oceanic and continental data sets and their use in tectonic studies.
EOS 64(52), S. 995–1004.
- Heidland, K., 1993.
Satellitenaltimetrie über Eis - Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis.
Dissertation, Universität Bremen.
- Heiskanen, W. A. und F. A. V. Meinesz, 1958.
The Earth and Its Gravity Field.
McGraw-Hill Book Company, Inc.
- Heiskanen, W. A. und H. Moritz, 1967.
Physical Geodesy.
W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Hernandez, F. und P. Schaeffer, 2000.
Altimetric Mean Sea Surfaces and Gravity Anomaly maps Inter-Comparisons.
Forschungsbericht, AVISO.
- Hoffmann, M., 1999.
Dreidimensionale Interpolation und Interpretation von Schwerefeldern.
Diplomarbeit, Freie Universität Berlin.
- Holmes, S. A. und W. E. Featherstone, 2002.
A unified approach to the Clenshaw summation and the recursive computation of very high degree and order normalised associated Legendre functions.
Journal of Geodesy 76, S. 279–299.
- International Organization for Standardization - ISO, 2007.
<http://www.iso.org>.
- Jacobshagen, V., J. Arndt, H.-J. Götze, D. Mertmann und C. M. Wallfass, 2000.
Einführung in die geologischen Wissenschaften.
Verlag Eugen Ulmer Stuttgart.

- Jacops, M. J., 2002.
Analysis of High Resolution Bathymetric Data in the Eltanin Impact Area.
Diplomarbeit, TU Delft.
- Jung, W.-Y., P. R. Vogt und I. F. Jewett, 2002.
Bathymetric Error Evaluation for Submarine Cruises in the Arctic Ocean Based on Track Crossover Differences.
Forschungsbericht, Naval Research Laboratory.
- Kaula, W. M., 1966.
Theory of Satellite Geodesy.
Blaisdell Publishing Company.
- Krocker, R. und H. W. Schenke, 2006.
Comparison of Predicted and Measured Bathymetry.
Acta Acustica united with Acustica 92(1), S. 159–162.
- LaCoste und Romberg, 1967.
Measurement of Gravity at Sea and in the Air.
Reviews of Geophysics 5, S. 477–526.
- Lewis, J. S., 1999.
Comet and Asteroid Impact Hazards on a populated earth.
Academic Press.
- Lindner, K., 2003.
Integration von Tiefenmessungen unterschiedlicher Genauigkeit und deren graphische Darstellung.
Diplomarbeit, Universität Hannover.
- Lisitzin, E., 1976.
Sea level changes.
Elsevier Oceanography Series 8.
- Lurton, X., 2002.
An Introduction to Underwater Acoustics.
Springer-Verlag.
- Marine Geoscience Data System - GeoMappApp, 2007.
<http://www.marine-geo.org/geomapp/>.
- Matton, G., M. Jébrak und J. K.W.Lee, 2005.
Resolving the Richat enigma: Doming and hydrothermal karstification above an alkaline complex.
Geology 23(8), S. 665–668.

- McAdoo, D. C. und K. M. Marks, 1992.
Gravity fields of the southern ocean from Geosat data.
Journal of Geophysical Research 97(B3), S. 3247–3260.
- McNutt, M., 1979.
Compensation of Oceanic Topography: An Application of the Response Function Technique to the Surveyor Area.
Journal of Geophysical Research 84(B13), S. 7589–7598.
- Meier, F., 2002.
Sedimentechographische Dokumentation des Eltanin Impakts in den Sedimenten des Bellingshausen Meeres (Südostpazifik).
Diplomarbeit, Universität Bremen.
- Melosh, H. J., 1989.
Impact cratering; a geologic process, Volume 11.
Oxford Monographs on Geology and Geophysics.
- Meteorites and Impacts Advisory Committee (MIAC) to the Canadian Space Agency, 2007.
<http://miac.uqac.ca/>.
- Moritz, H., 1980.
Geodetic Reference System 1980.
IUGG Resolution No7.
395-405.
- Müller, R. D., W. R. Roest, J.-Y. Royer, L. M. Gahagan und J. G. Sclater, 1997.
Digital isochrons of the world's ocean floor.
Journal of Geophysical Research 102(B2), S. 3211–3214.
- National Geophysical Data Center - NGDC, 2005.
Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas.
<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html>.
- Nettleton, L. L., 1939.
Determination of density for reduction of gravimeter observations.
Geophysics 4, S. 176–183.
- Niemeier, W., 2002.
Ausgleichsrechnung.
Walter de Gruyter.
- Parker, R. L., 1972.
The rapid calculation of potential anomalies.
Geophys. J. R. astr. Soc. 31(4), S. 447–455.

Polarstern Data Acquisition System - PODAS, 2005.

<http://podas.awi-bremerhaven.de>.

Press, F. und R. Siever, 2003.

Allgemeine Geologie (3 Aufl.).

Spektrum Akademischer Verlag.

Prince, R. A. und D. W. Forsyth, 1984.

A simple objective method for minimizing crossover errors in marine gravity data.

Geophysics 49(7), S. 1070–1083.

Ramillien, G. und A. Cazenave, 1997.

Global bathymetry derived from altimeter data of the ERS-1 geodetic mission.

J.Geodynamics 23(2), S. 129–149.

Reid, A. B., J. M. Allsop, H. Granser, A. J. Millett und I. W. Somerton, 1990.

Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution.

Geophysics 55(1), S. 80–91.

Rogenhagen, J. und W. Jokat, 2002.

Origin of the gravity ridges and Anomaly-T in the southern Weddell Sea.

Royal Society of New Zealand Bulletin 35, S. 227–231.

Sandwell, D. T. und W. H. F. Smith, 1997.

Marine gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry.

Journal of Geophysical Research 102(No.B5), S. 10039–10054.

Sansò, F. und R. Rummel, 1997.

Geodetic Boundary Value Problems in View of the One Centimeter Geoid - Lecture Notes in Earth Sciences, Volume 65.

Springer.

Schenke, H. W., S. Dijkstra, F. Niederjasper, T. Schöne, H. Hinze und B. Hoppmann, 1998.

The New Bathymetric Chart Of The Weddell Sea: AWI BCWS.

Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin, Antarctic Research Series 75, S. 371–380.

Schöne, T., 1996.

Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimettermessungen des GEOSAT und ERS-1.

Dissertation, Universität Bremen.

Seeber, G., 2003.

Satellite Geodesy.

Walter de Gruyter.

- Shuvalov, V. V. und I. A. Trubestkaya, 2002.
Numerical Modelling of Marine Target Impacts.
Solar System Research 36(5), S. 417–430.
- Smith, W. H. F. und D. T. Sandwell, 1997.
Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings.
Science 277, S. 1956–1962.
- Smith, W. H. F. und P. Wessel, 1990.
Gridding with continuous curvature splines in tension.
Geophysics 55(3), S. 293–305.
- Spudis, P. D., 1993.
The Geology of Multi-Ring Impact Basins.
Cambridge University Press.
- Stewart, S. A. und P. J. Allen, 2002.
A 20-km-diameter multi-ringed impact structure in the North Sea.
Nature 418, S. 520–523.
- STN Atlas Elektronik, 1992.
Atlas Hydrosweep DS, Hydrographic Multibeam Deep-Sea Sweeping Echosounder System, Technischer Bericht.
- STN Atlas Elektronik, 1994.
*Atlas Hydrosweep DS, Atlas Hydrosweep DS-2 Softwarepaket zur Bestimmung des Rückstreu-
maßes nach de Moustier, Technischer Bericht*.
- STN Atlas Elektronik, 1997.
Atlas Hydrosweep DS, Service Manual, Vol.1.
- The Federal Geographic Data Committee - FGDC, 2007.
<http://www.fgdc.gov>.
- The General Bathymetric Chart of the Oceans - GEBCO, 2007.
<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gebco/index.html>.
- Thomson, K., 2004.
Overburden deformation associated with halokinesis in the Southern North Sea: implications
for the origin of the Silverpit Crater.
Visual Geosciences 9, S. 39–47.
- Torge, W., 2001.
Geodesy.
Walter de Gruyter.

Tsikalas, F., 2005.

Mjølner impact crater.

<http://folk.uio.no/ftsikala/mjolnir/>.

Udintsev, V. G., 2002.

Processing and preliminary analysis of the gravity data obtained onboard of the R/V POLAR-STERN during expedition ANT-XIX/5.

unveröffentlicht.

United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO) und Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC), 2006.

Manual on Sea Level Measurement and Interpretation, Volume IV: An Update to 2006.

JCOMM Technical Report No.31.

Wenzel, H.-G., 1976.

Zur Genauigkeit von gravimetrischen Erdzeitenbeobachtungen.

Wissenschaftliche Arbeiten der Lehrstühle für Geodäsie, Photogrammetrie und Kartographie an der Technischen Universität Hannover 67.

Wenzel, H.-G., 1981.

Zur Geoidbestimmung durch Kombination von Schwereanomalien und einem Kugelfunktionsmodell mit Hilfe von Integralformeln.

Zeitschrift für Vermessungswesen 3, S. 102–111.

Wenzel, H.-G., 1984.

Hochauflösende Kugelfunktionsmodelle für das Gravitationspotential der Erde.

Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover.

Wessel, P. und W. H. F. Smith, 2007.

The Generic Mapping Tool - GMT.

<http://gmt.soest.hawaii.edu/>.

Wille, P. C., 2005.

Sound Images of the Ocean in Research and Monitoring.

Springer-Verlag.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Ausbreitungsrichtung und Stärke einer Impact-Schockwelle	3
1.2	Schematisches geologisches Profil durch den Ries-Krater	3
1.3	Ausbildung der zentralen Erhebung eines Kraters	4
1.4	Hydrodynamische Theorie zur Bildung einer Ringstruktur	5
1.5	Abhängigkeit der Ringstrukturen von der Viskosität und Dicke der Lithosphäre	6
1.6	Modellierung der Wassermassen während des Eltanin-Impakts	7
2.1	Geotektonische Situation des Südpazifiks	11
2.2	Transformstörungen in der Umgebung des Eltanin-Impakt-Gebietes	12
2.3	Schematischer geologischer Aufbau der ozeanischen Kruste	12
3.1	Parameter des Rotationsellipsoids	16
3.2	Bezugsflächen und ihre Beziehungen	17
3.3	Zonales Kugelflächenmodell	19
3.4	Korrelation von Meeresbodentopographie und Meeresspiegelauslenkung	20
3.5	Bathymetrie und Gravimetrie des Weddellmeeres	22
3.6	Seismikprofile im Weddellmeer	23
3.7	Biegefestigkeit der elastischen Lithosphäre	26
3.8	Anpassung der modellierten an die beobachtete Transferfunktion	27
3.9	Problem der inversen Modellierung	27
4.1	Fahrtlinien des 'FS Polarstern' im Gebiet des Eltanin-Einschlags	32

4.2	Auswirkung der unterschiedlichen Anzahl Nachkommastellen der Lagekoordinaten	35
5.1	Abhängigkeiten und Prozessierungsschritte der Messdaten	44
5.2	ANT-XVIII/5a Wasserschallprofile	46
5.3	Korrigierte hochaufgelöste Bathymetrie	48
5.4	Differenzen der Bathymetrie von 'FS Polarstern' und 'USNS Eltanin'	50
5.5	Störbeschleunigung durch Kurvenfahrt	51
5.6	Reaktionsverzögerung des 'Polarstern'-Gravimeters	52
5.7	Streuung der Freiluftanomalien	56
5.8	Verteilung der Kreuzungspunkte und Stationen	58
5.9	Über Kreuzungspunkte verbundene Linienblöcke	59
5.10	Häufigkeiten und Histogramm der Kreuzungspunktdifferenzen	61
5.11	Anzahl der Kreuzungspunkte pro Linie	61
5.12	Situation fehlender Kreuzungspunkte	62
5.13	Varianzen der Freiluftanomalien	64
5.14	Gemessene Freiluftanomalien im Eltanin-Einschlagsgebiet	66
5.15	Schwere und Geoidundulation der Referenzmodelle	69
5.16	Geoid bzw. Meeresoberflächenhöhen verschiedener Modelle	70
5.17	Gradvarianzen der Kugelflächenmodelle	72
5.18	Verfüllung topographischer Unebenheiten durch Sedimente	73
5.19	Kalzit-Kompensationstiefe am Freedom-Seamount	74
5.20	Prinzip der topographischen Korrektur	77
5.21	Topographisch korrigierte Anomalien	78
5.22	Quellkörperabschätzung durch Euler-Dekonvolution: $SI=0, f=10\%$	79
5.23	Überlagerung von Kosinuswelle und Glockenkurve	80
5.24	Mit der hydrodynamischen Theorie modellierte Ringstruktur	81
6.1	Differenz von gemessener und prädizierter Schwere	85
6.2	Gegenüberstellung von gemessener und prädizierter Bathymetrie	87

6.3	Differenz von gemessener und prädizierter Bathymetrie	88
6.4	Profillinien vor dem Hintergrund der Bougueranomalien	90
7.1	Schematische Darstellung interpretierter geologischer Strukturen in Bathymetrie und Gravimetrie	95
7.2	Modellierter Krater-Querschnitt	97
7.3	Ringe der Silverpit- und Richat-Strukturen	99
8.1	Vorschlag für eine Ergänzungsmessung	102
A.1	GEBCO-Vectordaten des Eltanin-Impakt-Gebietes	117
A.2	Bathymetrie des Eltanin-Impakt-Gebiets und Umgebung	118
A.3	Eindringtiefen des Parasound-Signals	119
A.4	Spuren der Seismikprofile AWI-95220 bis AWI-95226	120
A.5	Seismikprofil AWI-95220	121
A.6	Seismikprofil AWI-95221	122
A.7	Seismikprofil AWI-95222	123
A.8	Seismikprofil AWI-95223	124
A.9	Seismikprofil AWI-95224	125
A.10	Seismikprofil AWI-95225	126
A.11	Seismikprofil AWI-95226	127
A.12	Quellkörperabschätzung durch Euler-Dekonvolution: $SI=-0,5$, $f=10\%$. . .	128
A.13	Quellkörperabschätzung durch Euler-Dekonvolution: $SI=-1$, $f=2\%$. . .	129
A.14	Ringstrukturen des Mjolnir- und Chicxulub-Impakts	130

A Abbildungen

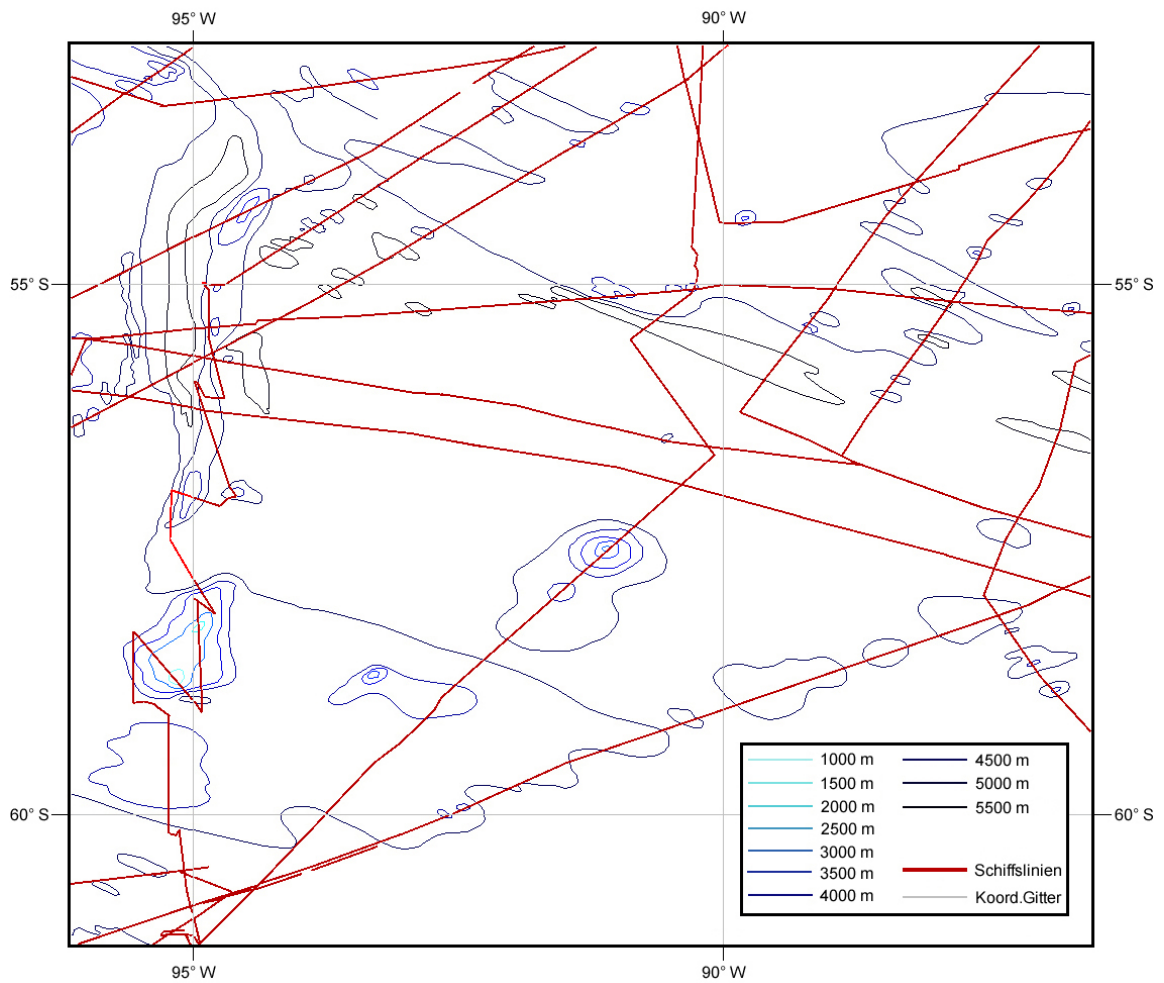


Abb. A.1: Isolinien und Schiffprofile aus dem digitalen Atlas der General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) im Gebiet des Eltanin-Impakts.

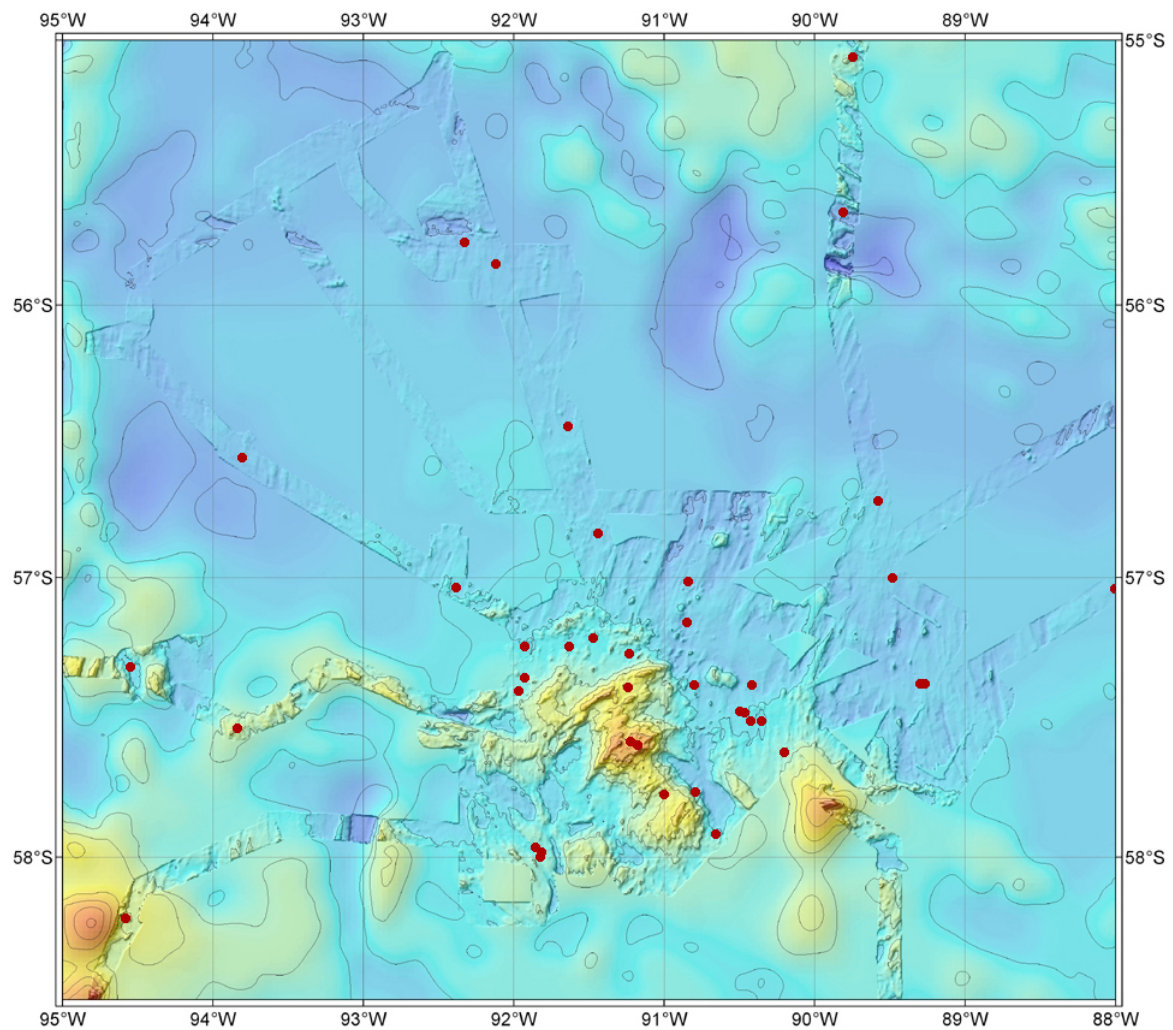


Abb. A.2: Bathymetrie des Eltanin-Impakt-Gebiets. Die nicht hydrographisch vermessenen Bereiche sind mit der prädizierten Bathymetrie von Smith und Sandwell (1997) hinterlegt. Die Kernlokationen sind mit roten Punkten angezeigt.

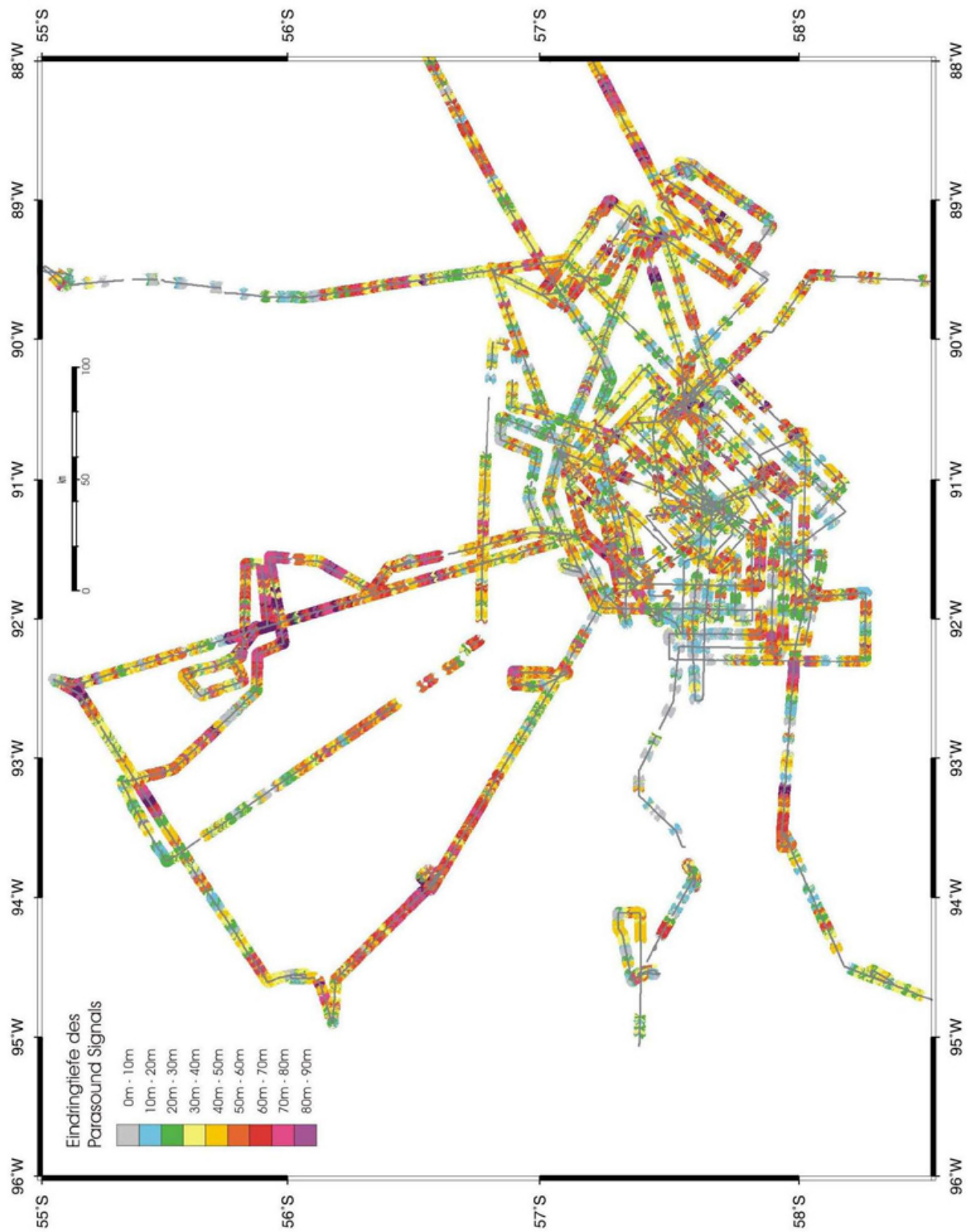


Abb. A.3: Eindringtiefen des Parasound-Signals nach Meier (2002).

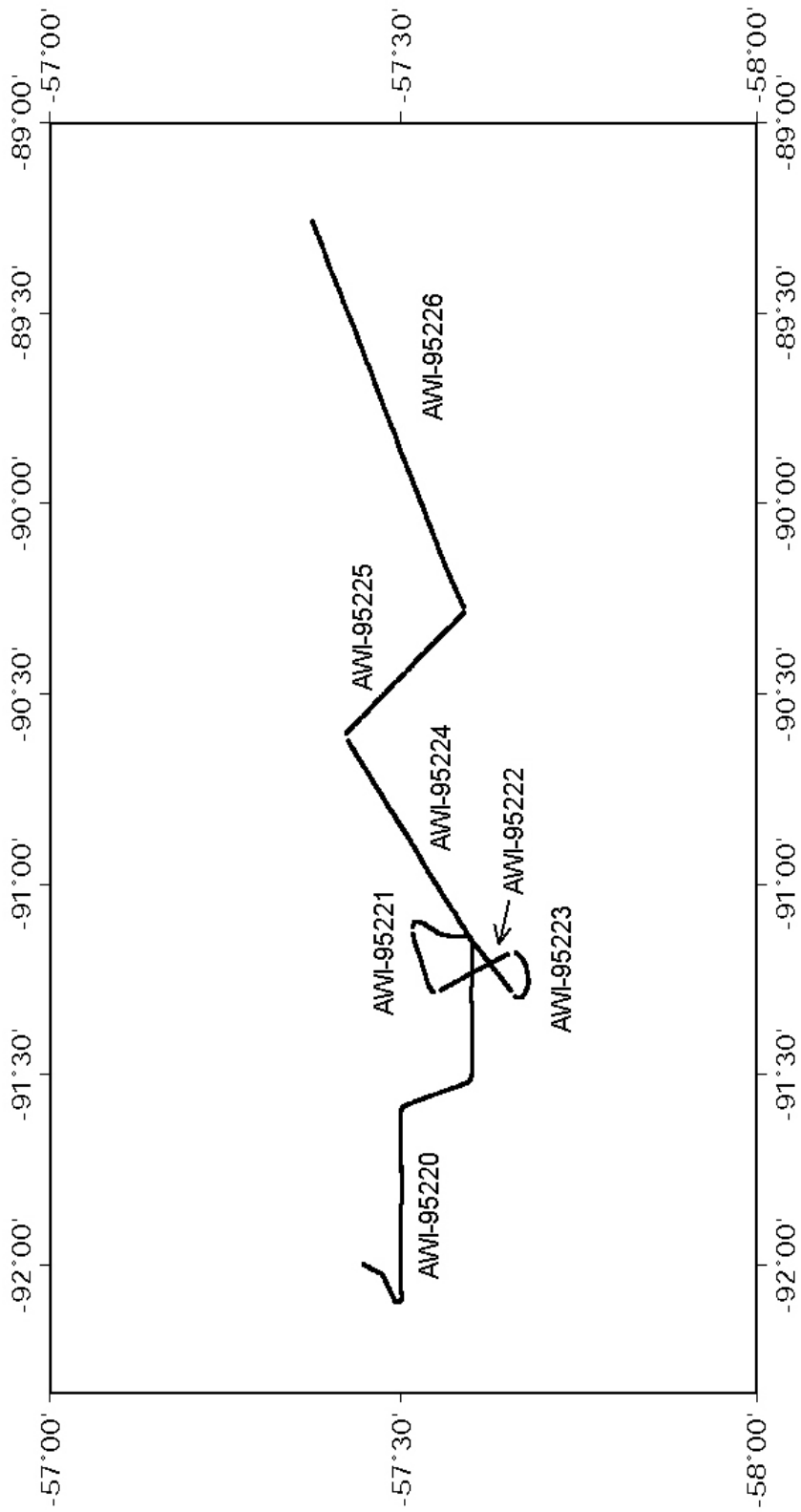


Abb. A.4: Spuren der Seismikprofile AWI-95220 bis AWI-95226.

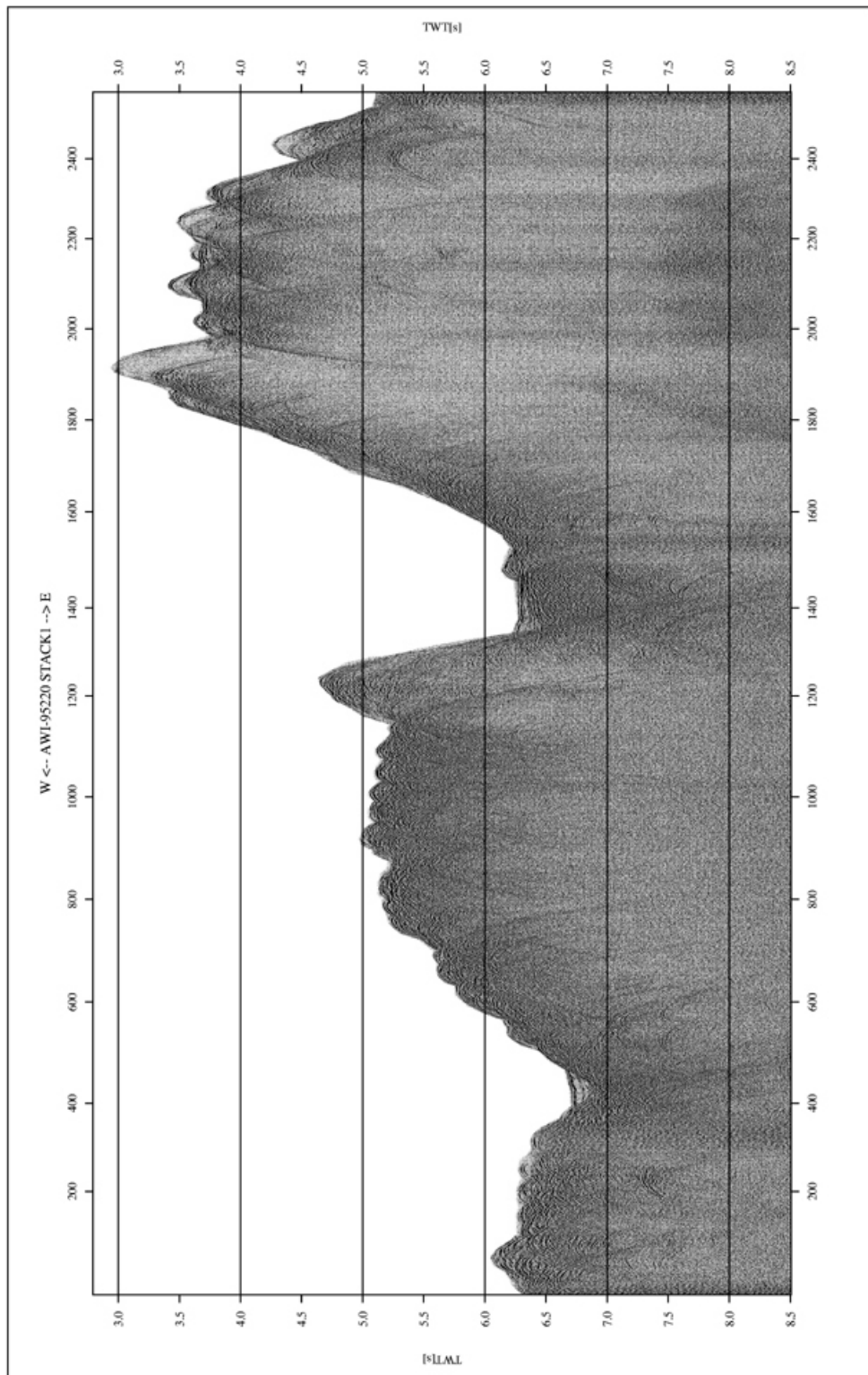


Abb. A.5: Seismikprofil AWI-95220.

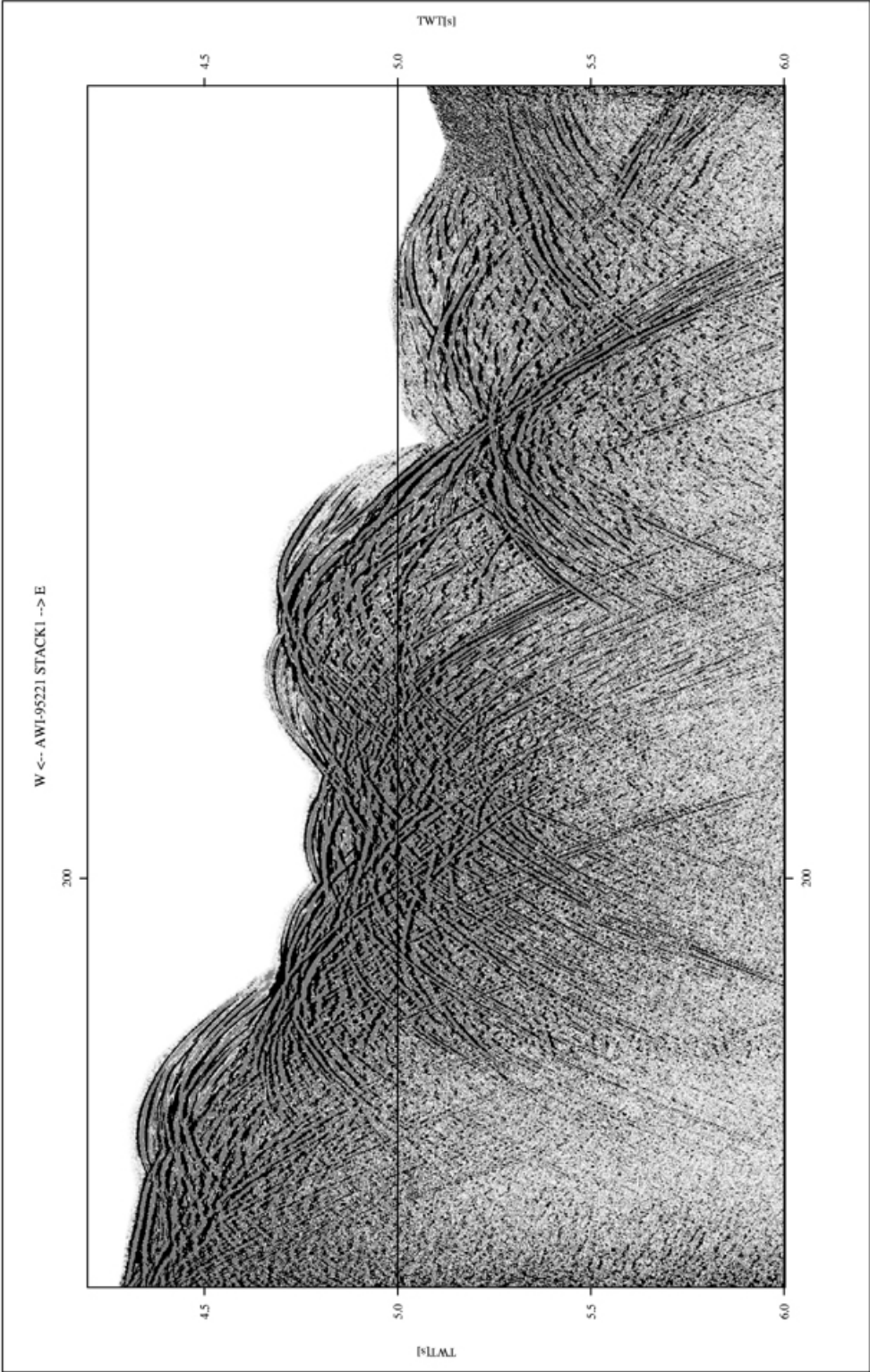


Abb. A.6: Seismikprofil AWI-95221.

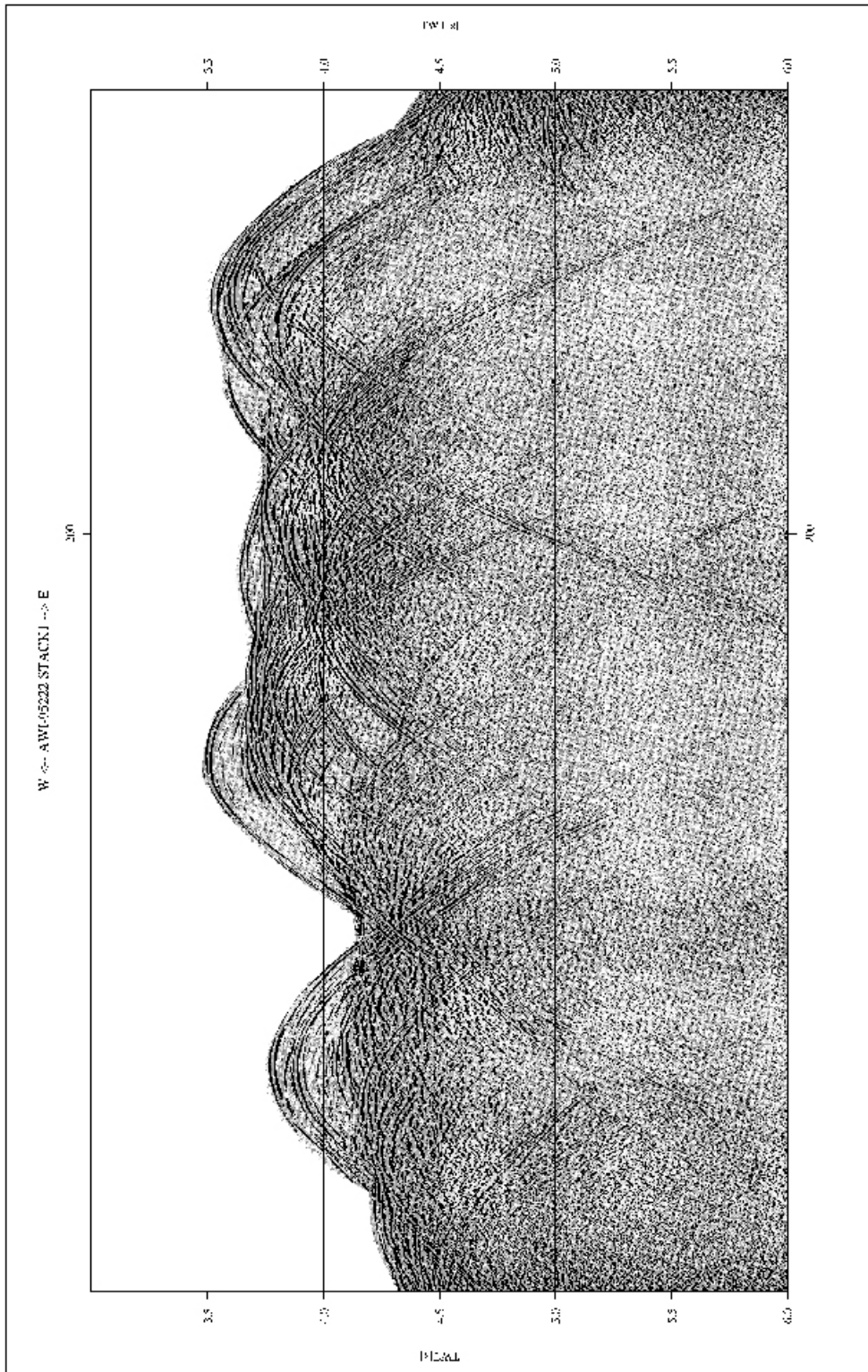


Abb. A.7: Seismikprofil AWI-95222.

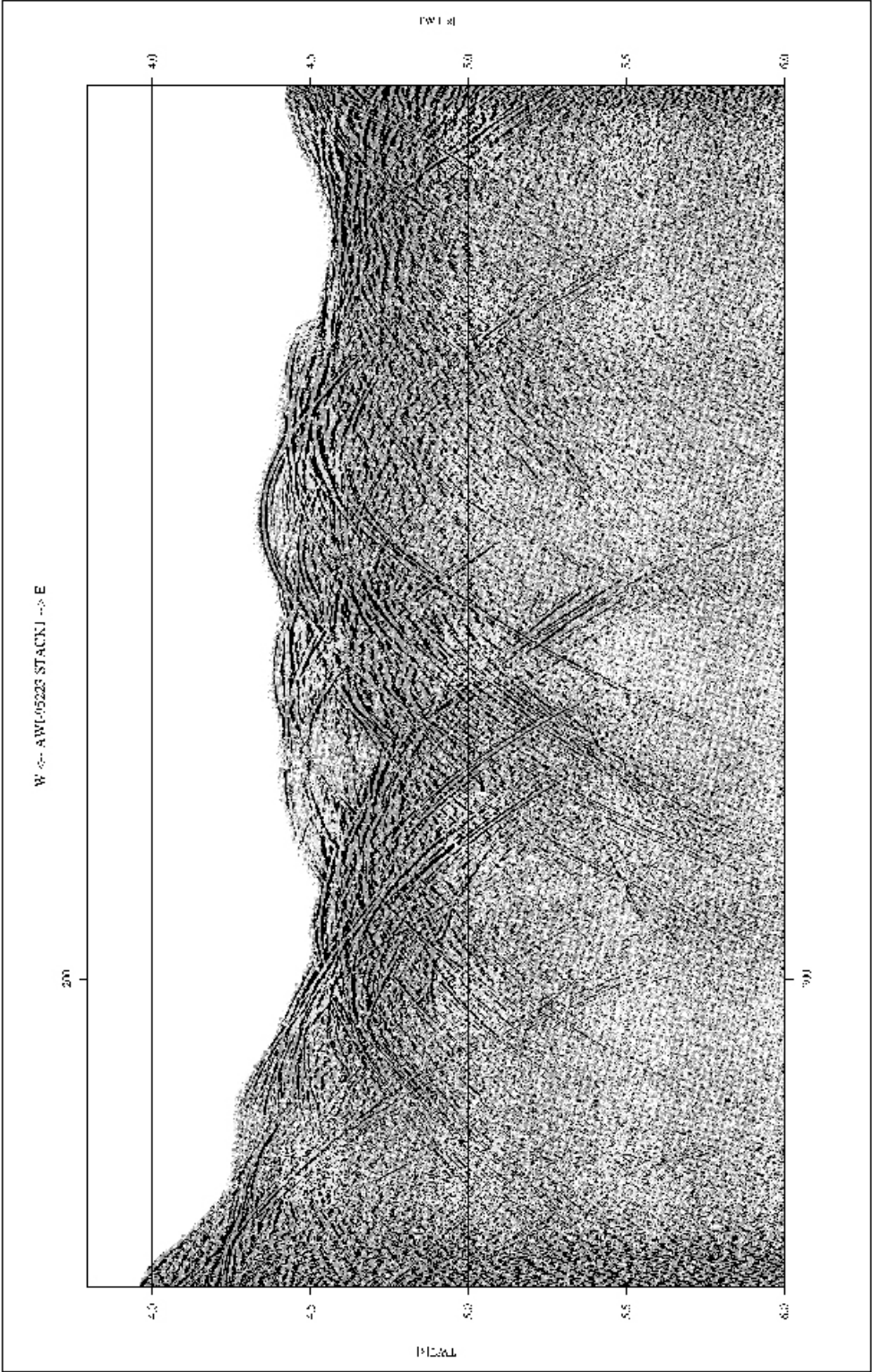


Abb. A.8: Seismikprofil AWI-95223.

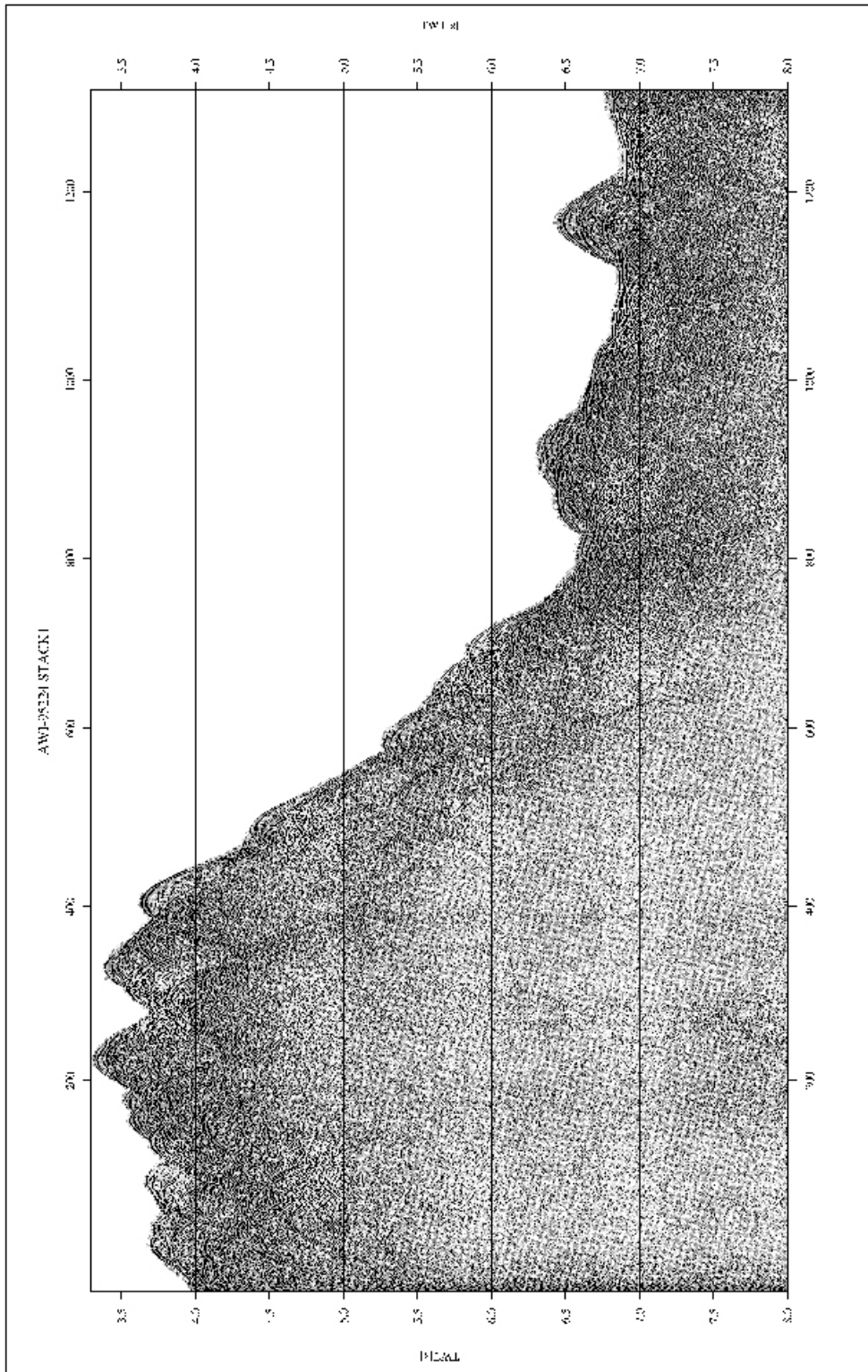


Abb. A.9: Seismikprofil AWI-95224.

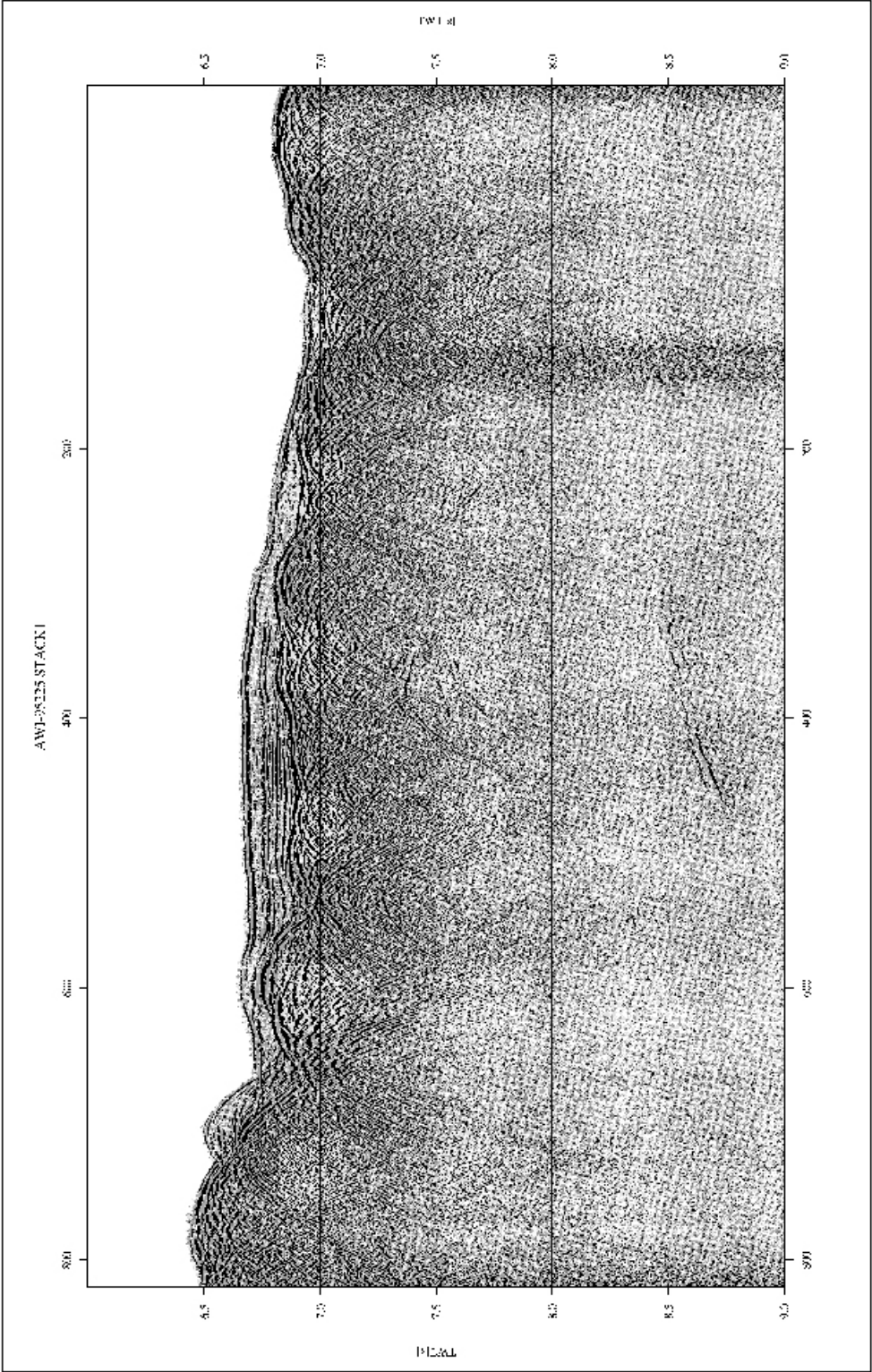


Abb. A.10: Seismikprofil AWI-95225.

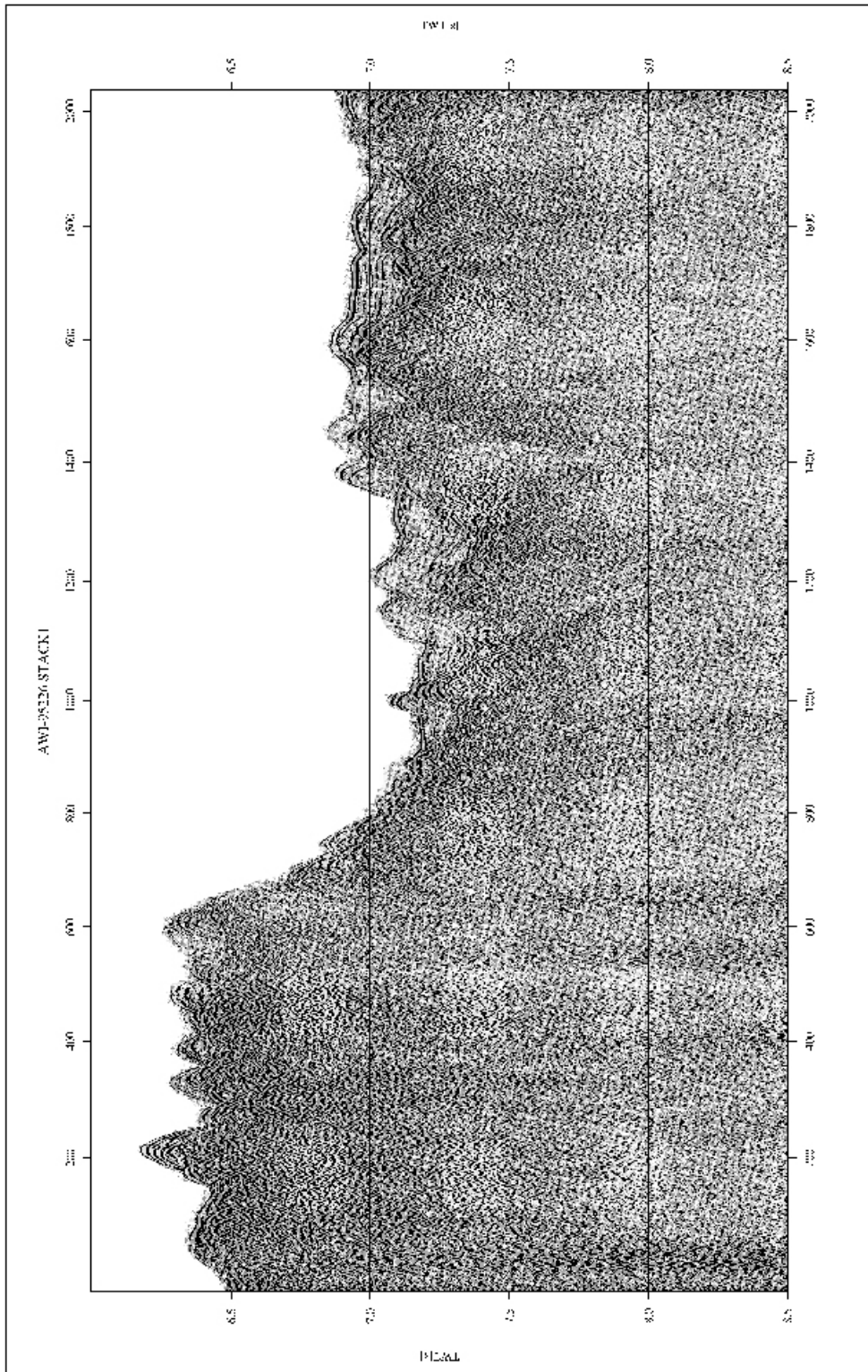


Abb. A.11: Seismikprofil AWI-95226.

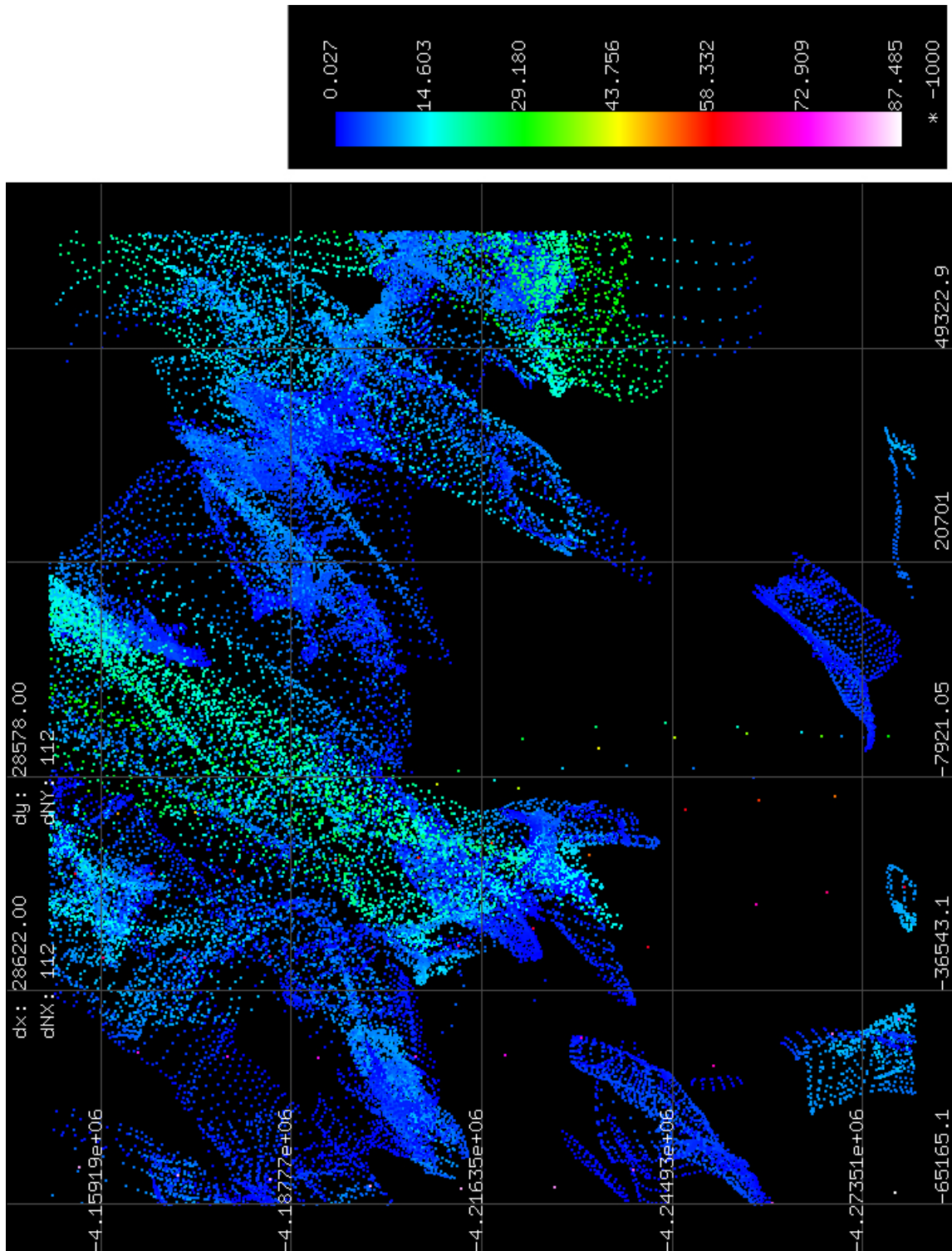


Abb. A.12: Quellkörperabschätzung mit Hilfe der Euler-Dekonvolution bei einem Strukturindex von -0.5 und einer Fehlergrenze von 10%.

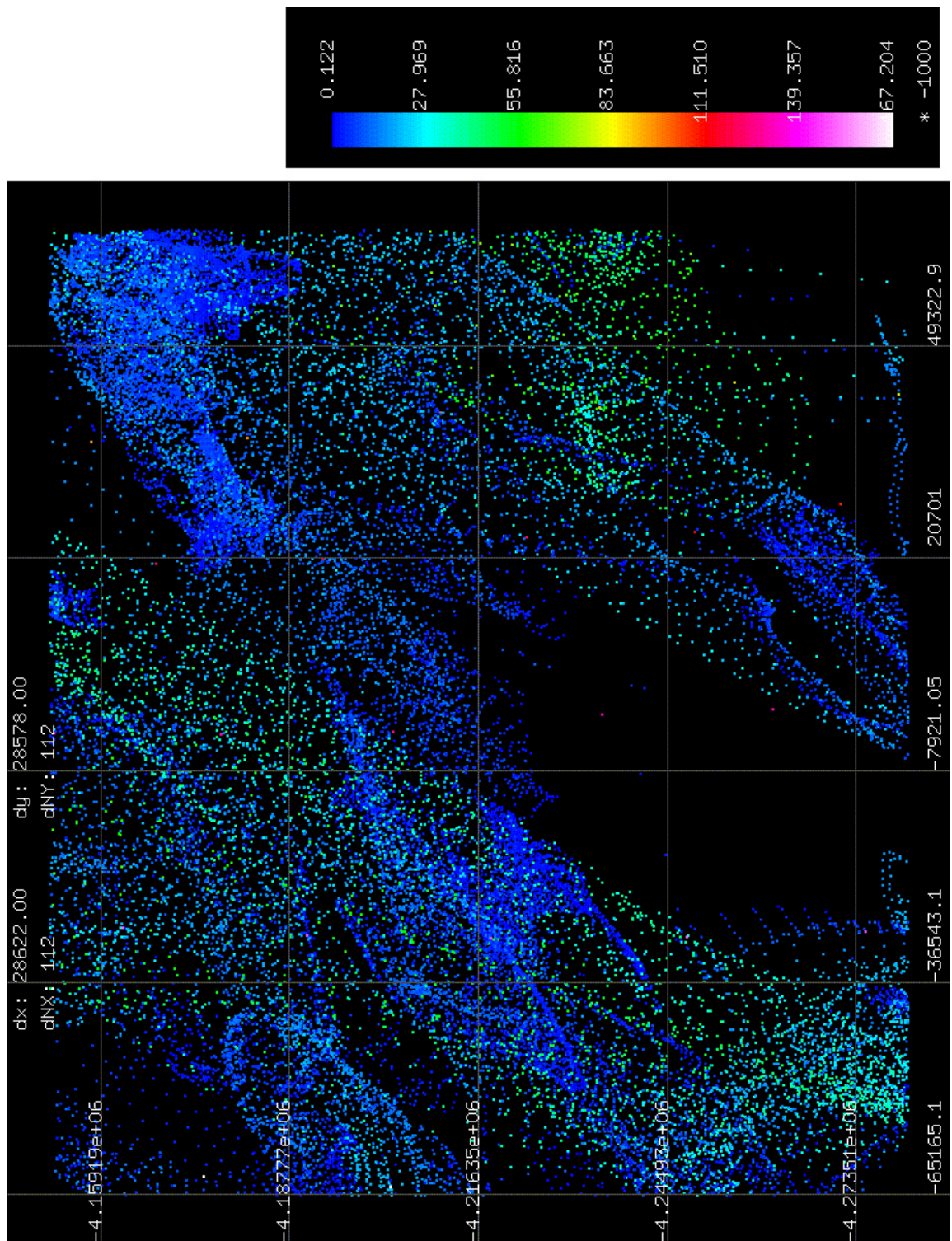


Abb. A.13: Quellkörperabschätzung mit Hilfe der Euler-Dekonvolution bei einem Strukturindex von -1 und einer Fehlergrenze von 2%.

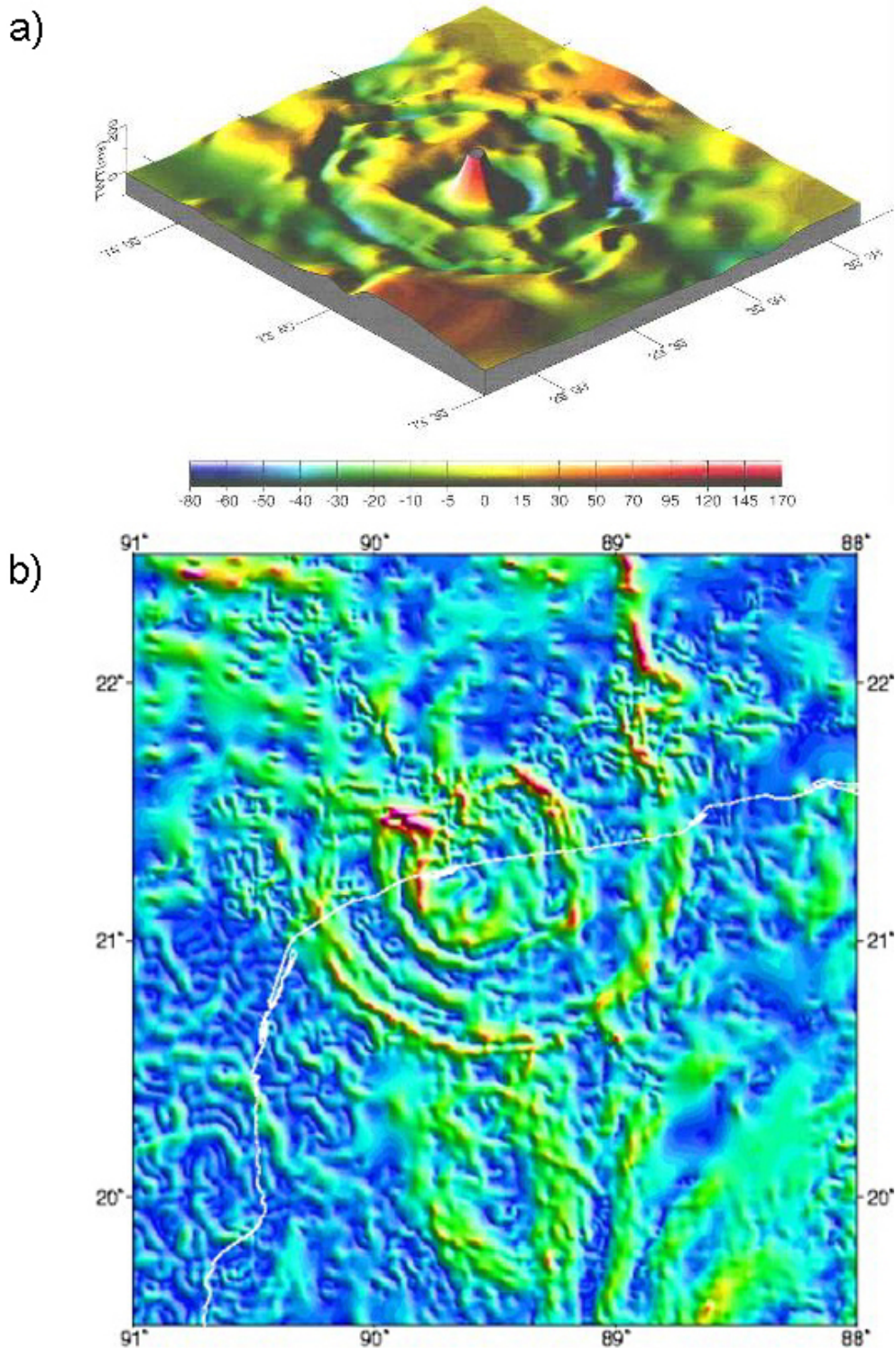


Abb. A.14: Beispiele für Ringstrukturen infolge von Meteoriten-Einschlägen:
 a) Zweiweg-Schalllaufzeiten (Bathymetrie) des Mjolnir-Impakts, Tsikalas (2005).
 b) Gradienten der Bougueranomalien des Chicxulub-Impakts, Meteorites and Impacts Advisory Committee (MIAC) to the Canadian Space Agency (2007).

B Protokolle

B.1 Landanschluss

.
LANDMESSUNGEN ANT-XII/4

=====

Eingabe:

ANSCHLUSS:

Schwerewert [mGal] : 981310,0800

Relativmessung am Fixpunkt [mGal] : 4962,90

Relativmessung am Schiff [mGal] : 4938,67

Datum/Zeit der Messung : 1995-03-20 01:19:00

Höhendifferenz (Gravimeter - Wasseroberfläche) [m] : 3,00

ABSCHLUSS:

Schwerewert [mGal] : 982455,0900

Relativmessung am Fixpunkt [mGal] : 6107,58

Relativmessung am Schiff [mGal] : 6105,58

Datum/Zeit der Messung : 1995-04-15 15:40:00

Höhendifferenz (Gravimeter - Wasseroberfläche) [m] : 4,00

Multiplikationskonstante des Seegravimeters : 1,00000

=====

Berechnete Größen:

ANSCHLUSS

Gemessene Schwere am Seegravimeter [mGal] : 973,98

Absolute Schwere am Seegravimeter [mGal] : 981286,78

ABSCHLUSS

Gemessene Schwere am Seegravimeter [mGal] : 2142,18

Absolute Schwere am Seegravimeter [mGal] : 982454,32

Drift [mGal] : -0,65

Drift pro Tag [mGal/d] : -2,45e-02

Drift pro Sekunde [mGal/s] : -2,83e-07

LANDMESSUNGEN ANT-XVIII/5a

=====

Eingabe:

ANSCHLUSS:

Schwerefixwert [mGal] : 982455,0900

Relativmessung am Fixpunkt [mGal] : 5995,05

Relativmessung am Schiff [mGal] : 5992,67

Datum/Zeit der Messung : 2001-02-28 18:56:00

Höhendifferenz (Gravimeter - Wasseroberfläche) [m] : 4,00

ABSCHLUSS

Schwerefixwert [mGal] : 981302,8400

Relativmessung am Fixpunkt [mGal] : 4842,80

Relativmessung am Schiff [mGal] : 4842,80

Datum/Zeit der Messung : 2001-04-12 13:33:00

Höhendifferenz (Gravimeter - Wasseroberfläche) [m] : 3,00

Multiplikationskonstante des Seegravimeters : 1,00000

=====

Berechnete Größen:

ANSCHLUSS

Gemessene Schwere am Seegravimeter [mGal] : 2166,25

Absolute Schwere am Seegravimeter [mGal] : 982453,94

ABSCHLUSS

Gemessene Schwere am Seegravimeter [mGal] : 1015,95

Absolute Schwere am Seegravimeter [mGal] : 981303,77

Drift [mGal] : 0,12

Drift pro Tag [mGal/d] : 2,83e-03

Drift pro Sekunde [mGal/s] : 3,28e-08

B.2 Stationen

ID	PktAnz	μ FAA	σ FAA	ID	PktAnz	μ FAA	σ FAA
1	841	-7,82	0,8	24	1445	-17,85	0,64
2	4571	-11,99	1,51	25	1181	3,45	0,88
3	2601	-4,33	1,49	26	1521	7,55	1,49
4	596	-10,29	0,87	27	661	6,25	0,93
5	751	-5,46	1,87	28	941	-8,39	0,82
6	621	-8,1	1,25	29	1341	-29,23	1,22
7	3861	-21,26	0,73	30	1381	-11,92	1,21
8	1781	30,59	0,98	31	1581	-17,42	1,25
9	1571	2,71	1,63	32	981	-16,12	0,86
10	669	6,52	1,36	33	601	-8,56	0,67
11	715	47,1	1,54	34	561	45,03	0,47
12	409	-20,94	0,5	35	1101	32,08	0,54
13	855	-16,73	0,92	36	2921	-6,5	1,21
14	491	-8,78	0,87	37	1321	-30,61	1,08
15	537	-7	0,82	38	1121	-23,32	1,19
16	841	16,54	1,29	39	801	-21,64	1,33
17	539	49,96	0,89	40	1041	-18,55	0,68
18	757	-28,89	0,74	41	1241	-13,22	0,93
19	311	-1,51	0,55	42	1061	49,77	0,97
20	763	5,2	0,53	43	1961	31,6	1,33
21	561	-17,71	1,07	44	621	-20,66	0,89
22	1159	-17,6	0,98	45	701	-5,5	1,81
23	1517	-13,68	0,6				

Tab. B.1: Standardabweichungen der Schwere an Stationen

Anzahl Stationen: 45

Standardabweichungen der Schwere (σ FAA):

Min: 0,47 mGal

Max: 1,87 mGal

Std.Abw.: 1,05 mGal

Die "Berichte zur Polar- und Meeresforschung"

(ISSN 1866-3192) werden beginnend mit dem Heft Nr. 377 (2000) in Fortsetzung der früheren "Berichte zur Polarforschung" (Heft 1-376, von 1982 bis 2000; ISSN 0176 - 5027) herausgegeben. Ein Verzeichnis aller Hefte beider Reihen befindet sich im Internet in der Ablage des electronic Information Center des AWI (**ePIC**) unter der Adresse <http://epic.awi.de>. Man wähle auf der rechten Seite des Fensters "Reports on Polar- and Marine Research". Dann kommt eine Liste der Publikationen und ihrer online-Verfügbarkeit in alphabetischer Reihenfolge (nach Autoren) innerhalb der absteigenden chronologischen Reihenfolge der Jahrgänge.

To generate a list of all 'Reports' past issues, use the following URL: <http://epic.awi.de> and select the right frame: Browse. Click on "Reports on Polar and Marine Research". A chronological list in declining order, author names alphabetical, will be produced. If available, pdf files will be shown for open access download.

Verzeichnis der zuletzt erschienenen Hefte:

Heft-Nr. 565/2007 — "Geochemistry of the Ob and Yenisey Estuaries: A Comparative Study", by Viacheslav V. Gordeev, Bettina Beeskov, and Volker Rachold.

Heft-Nr. 566/2007 — "Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA: The Expedition LENA 2006", edited by Julia Boike, Dmitry Yu. Bolshiyarov, and Mikhail N. Grigoriev.

Heft-Nr. 567/2007 — "Effects of UV Radiation on Antarctic Benthic Algae - With Emphasis on Early Successional Stages and Communities", by Katharina Zacher.

Heft-Nr. 568/2007 — "The Expedition ANTARKTIS-XXIII/2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2005/2006", edited by Volker Strass.

Heft-Nr. 569/2008 — "The Expedition ANTARKTIS-XXIII/8 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2006/20067", edited by Julian Gutt.

Heft-Nr. 570/2008 — "The Expedition ARKTIS-XXI/1 a and b of the Research Vessel 'Polarstern' in 2005", edited by Gereon Budéus, Eberhard Fahrback and Peter Lemke.

Heft-Nr. 570/2008 — "The Expedition ARKTIS-XXI/1 a and b of the Research Vessel 'Polarstern' in 2005", edited by Gereon Budéus, Eberhard Fahrback and Peter Lemke.

Heft-Nr. 571/2008 — "The Antarctic ecosystem of Potter Cove, King-George Island (Isla 25 de Mayo). Synopsis of research performed 1999-2006 at the Dallmann Laboratory and Jubany Station", edited by Christian Wiencke, Gustavo A. Ferreyra, Doris Abele and Sergio Marensi.

Heft-Nr. 572/2008 — "Climatic and hydrographic variability in the late Holocene Skagerrak as deduced from benthic foraminiferal proxies", by Sylvia Brückner.

Heft-Nr. 573/2008 — "Reactions on surfaces of frozen water: Importance of surface reactions for the distribution of reactive compounds in the atmosphere", by Hans-Werner Jacobi.

Heft-Nr. 574/2008 — "The South Atlantic Expedition ANT-XXIII/5 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2006", edited by Wilfried Jokat.

Heft-Nr. 575/2008 — "The Expedition ANTARKTIS-XXIII/10 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2007", edited by Andreas Macke.

Heft-Nr. 576/2008 — "The 6th Annual Arctic Coastal Dynamics (ACD) Workshop, October 22-26, 2006, Groningen, Netherlands", edited by Pier Paul Overduin and Nicole Couture.

Heft-Nr. 577/2008 — "Korrelation von Gravimetrie und Bathymetrie zur geologischen Interpretation der Eltanin-Impaktstruktur im Südpazifik", von Ralf Krockner.