

Berichte

zur Polar-
und Meeresforschung

601
2009

Reports
on Polar and Marine Research



**Analyse von Bathymetrie und akustischer Rückstreuung
verschiedener Fächersonar- und Sedimentecholot-
Systeme zur Charakterisierung und Klassifizierung des
Meeresbodens am Gakkel-Rücken, Arktischer Ozean**

**Analysis of bathymetry and acoustic backscatter from
different multibeam sonar and sediment echosounder
systems for the characterisation and classification of the
seafloor at the Gakkel Ridge, Arctic Ocean**

Jörn Hatzky

 **HELMHOLTZ**
| GEMEINSCHAFT

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>)

**Analyse von Bathymetrie und akustischer Rückstreuung
verschiedener Fächersonar- und Sedimentecholot-
Systeme zur Charakterisierung und Klassifizierung des
Meeresbodens am Gakkel-Rücken, Arktischer Ozean**

**Analysis of bathymetry and acoustic backscatter from
different multibeam sonar and sediment echosounder
systems for the characterisation and classification of
the seafloor at the Gakkel Ridge, Arctic Ocean**

Jörn Hatzky

**Please cite or link this item using the identifier
hdl:10013/epic.34027 or <http://hdl.handle.net/10013/epic.34027>**

ISSN 1866-3192

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

E-Mail: jhatzky@gmx.de

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 2008 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	4
Tabellenverzeichnis	7
Abkürzungsverzeichnis	8
Kurzfassung	10
Abstract	12
1. Einleitung	15
1.1 Motivation und Zielsetzung der Arbeit	15
1.2 Geographie der Arktis	16
1.3 Tektonische Entwicklung	18
1.4 Spreizungsraten und Seafloor Spreading	19
1.5 Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition	23
1.6 Forschungsschiffe <i>Polarstern</i> und <i>Healy</i>	24
1.7 Gakkel-Rücken	25
2. Hydroakustische Grundlagen	29
2.1 Physikalische Größen und Verhältnisse	29
2.1.1 Quotient und Verhältnis	29
2.1.2 Faktor und Grad	29
2.1.3 Maß und Pegel	29
2.2 Wellengleichung	30
2.2.1 Schallschnelle und Schalldruck	30
2.2.2 Lösungen der Wellengleichung	32
2.3 Dichte und Schallimpedanz	33
2.4 Schallintensität	33
2.5 Schallenergiedichte	34
2.6 Schalleistung	34
2.7 Ausbreitung von Unterwasserschall	35
2.7.1 CTD-Messungen	35
2.7.2 Schallgeschwindigkeit	36
2.7.3 Schallreflexion	37
2.7.4 Schalltransmission	38
2.7.5 Schallbrechung	39
2.7.6 Schallstreuung und Impedanzkontrast	40
2.7.7 Oberflächenrauigkeit	41
2.7.8 Rückstreugrad und Rückstreumaß	42
2.7.9 Rückstreuung an Störkörpern	44
2.8 Sonargleichung	45
2.8.1 Sendeschallpegel	47
2.8.2 Richtcharakteristik	47
2.8.3 Richtungsfaktor und Richtungsgrad	48
2.8.4 Richtungsmaß, Nebenmaß und Öffnungswinkel	48
2.8.5 Bündelungsgrad und Bündelungsmaß	49
2.8.6 Detektionsschwelle	51
2.8.7 Ausbreitungsverlust	51
2.8.7.1 Geometrische Abnahme der Intensität	51
2.8.7.2 Dämpfung durch Absorption	52
2.8.8 Nachhallpegel	53
2.8.8.1 Flächennachhall	53
2.8.8.2 Volumennachhall	54
2.8.9 Umgebungsgeräuschpegel und Eigenstörpegel	55
2.8.10 Zielreflexionsgrad und Zielreflexionsmaß	56
2.9 Fächersonarsysteme Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112	57
2.9.1 Messprinzip	57
2.9.2 Messfehler	58
2.9.2.1 Omega-Effekt und Tunnel-Effekt	58
2.9.3 Technische Eigenschaften und Sonarparameter	59

3. Verarbeitung und Visualisierung bathymetrischer Daten	62
3.1 Erfassung von Positionen und Tiefen	62
3.2 Bereinigung der Navigationsdaten	63
3.2.1 Besonderheiten der <i>Healy</i> -Navigation	64
3.3 Bereinigung der Tiefendaten	67
3.3.1 Bereinigung im Swath Editor	67
3.3.2 Bereinigung durch Surface Cleaning	69
3.4 Resümee der Datenbereinigung	70
3.5 Normierung der Wassertiefen	70
3.6 Digitales Geländemodell	72
3.6.1 Koordinatentransformation	72
3.6.2 Inverse Distance Weighting	73
3.6.3 Ermittlung der Interpolationsparameter	73
3.6.4 Abstand der Gitterpunkte	74
3.6.5 Gewichtung und Auswahl der Messpunkte	75
3.6.6 Berechnungsparameter	75
3.6.7 Neigungsabhängige Filterung (Glättung)	76
3.6.8 Untersuchung der Genauigkeit	77
3.6.9 Vergleich der Hydrosweep- und Seabeam-Messungen	78
3.6.10 Visualisierung des Geländemodells	81
3.6.10.1 Bathymetrisches Kartenwerk	81
3.6.10.2 Dreidimensionale Visualisierung	82
3.7 Vergleich von SCICEX-, AMORE- und IBCAO-Bathymetrie	82
3.8 Aufdatierung der IBCAO mit AMORE-Daten	94
4. Softwareentwicklung zur Verarbeitung von Rückstreudaten	102
4.1 Hydrosweep DUX-Format	102
4.2 Seabeam MB41-Format	103
4.3 Formatkonvertierung	104
4.3.1 Amplituden (Schallintensitäten)	105
4.3.2 Echodauer	106
4.3.3 Sendepiegel und Pulslänge	106
4.3.4 Empfangsverstärkung	108
4.3.4.1 Zeitabhängige Empfangsverstärkung	108
4.3.4.2 Gesamte Empfangsverstärkung	110
4.4 Beam-Koeffizienten	111
4.4.1 Koeffizienten für Hydrosweep DS-2	111
4.4.2 Berechnung der Koeffizienten für Seabeam 2112	113
4.5 Schallabsorption	117
4.5.1 Auswertung von CTD-Messungen	117
4.5.2 Umrechnung der Wassertiefe in Wasserdruck	120
4.5.3 Absorption nach Fisher und Simmons	120
4.5.4 Absorption nach Schulkin und Marsh	121
4.5.5 Vergleich der Ergebnisse	122
4.6 Flächenkorrekturkoeffizient	124
4.7 Empfangsübertragungsmaß	126
4.8 Berechnung des Rückstreumaßes	126
4.9 Struktur der modifizierten Software XMBS catt	126
5. Analyse und Interpretation der Rückstreudaten	130
5.1 Auswahl von Vergleichsgebieten	130
5.2 Datenprozessierung	131
5.2.1 Winkelnormierung	131
5.2.2 Beampattern-Korrektur	132
5.3 Vergleich der Rückstreuung von Hydrosweep und Seabeam	136
5.3.1 Akustische Rückstreuung in Gebiet 1	136
5.3.2 Akustische Rückstreuung in Gebiet 2	137
5.3.3 Akustische Rückstreuung in Gebiet 4	138
5.3.4 Akustische Rückstreuung in Gebiet 5	139
5.4 Räumliche Autokorrelation der Rückstreudaten-Raster	140
5.4.1 Korrelationskoeffizient	140
5.4.2 Koeffizient nach Geary	141

5.4.3 Koeffizient nach Moran	141
5.5 Rückstreuung über Gesteinsproben	143
5.5.1 Rückstreuung über Gesteinsproben in der WVZ	144
5.5.2 Rückstreuung über Gesteinsproben in der SMZ	145
5.5.3 Rückstreuung über Gesteinsproben in der EVZ	146
5.5.4 Zusammenschau der Rückstreuung über Gesteinsproben	147
5.6 Rückstreuung über Sedimentkernen	148
5.6.1 Einfluss sedimentphysikalischer Parameter auf die Rückstreuung	149
5.6.2 Rückstreuung über Sedimentkernen in der WVZ	155
5.6.3 Rückstreuung über Sedimentkernen zwischen WVZ und SMZ	156
5.6.4 Rückstreuung über Sedimentkernen in der SMZ	157
5.6.5 Rückstreuung über Sedimentkernen zwischen SMZ und EVZ	158
5.6.6 Rückstreuung über Sedimentkernen in der EVZ	159
5.6.7 Zusammenschau der Rückstreuung über Sedimentkernen	160
5.7 Rückstreuung über Sedimentprofilen	161
5.7.1 Sedimentecholot Parasound	161
5.7.2 Gebiete mit nutzbaren Parasound-Daten	161
5.7.3 Sediment-Echotypen	163
5.7.4 Profile im Nansen-Becken	166
5.7.5 Profile am Gakkel-Rücken	174
5.7.6 Profile im Amundsen-Becken	175
5.7.7 Zusammenschau der Rückstreuung über Sedimentprofilen	180
5.8 Sidescan-Daten	181
5.8.1 Vergleich von Hydrosweep und Seabeam	181
6. Klassifizierung des Meeresbodens mit Rückstreudaten	183
6.1 Unüberwachte Klassifizierung	183
6.2 Clusterbildung	183
6.3 Zuweisung der Gridzellen in Cluster	184
6.4 Klassifizierungsansatz für Fächersonardaten	185
6.5 Ergebnis der unüberwachten Klassifizierung	188
6.6 Überprüfung der Klassifizierung in ausgewählten Clustern	190
6.6.1 Cluster in der Westlichen Vulkanischen Zone	190
6.6.2 Cluster in der Spärlich Magmatischen Zone	191
6.6.3 Cluster in der Östlichen Vulkanischen Zone	192
6.7 Zusammenschau der Klassifizierungsüberprüfung	192
7. Diskussion der Ergebnisse	194
7.1 Akustische Rückstreuung am Gakkel-Rücken	194
7.2 Rückstreumodelle	196
8. Zusammenfassung und Ausblick	198
8.1 Bathymetrische Messungen	198
8.2 Rückstreu- und Sedimentecholotdaten	199
8.3 Ausblick	202
Anhang A: Bathymetrie des Gakkel-Rückens	204
Anhang B: Klassifizierung des Meeresbodens	208
Anhang C: Beschreibung von Sedimentkernen	213
Literaturverzeichnis	219
Danksagung	229

Abbildungsverzeichnis

Sofern die Abbildungen in der vorliegenden Arbeit nicht vom Verfasser selbst erstellt wurden, sind sie mit entsprechenden Literaturquellen versehen. Abbildungen, welche von anderen Autoren übernommen und nachträglich verändert wurden, sind mit dem zusätzlichen Kürzel „mod.“ (modifiziert) gekennzeichnet.

Abb. 1.1: Übersichtskarte des Arktischen Ozeans mit angrenzenden Randmeeren	16
Abb. 1.2: Grenze zwischen Nordamerikanischer und Eurasischer Platte	17
Abb. 1.3: Tektonische Entwicklung des Eurasischen Beckens	19
Abb. 1.4: Divergierende und konvergierende Plattenbewegungen der Lithosphäre	20
Abb. 1.5: Magnetisches Streifenmuster am Reykjanes-Rücken	20
Abb. 1.6: Alter des Meeresbodens in Mio. Jahren mit dazugehörigen Isochronen	21
Abb. 1.7: Stationsgeschwindigkeiten aus GPS-Daten, NNR-NUVEL-1A und ITRF-2000	22
Abb. 1.8: Fahrtroute von FS <i>Polarstern</i> während der AMORE-Expedition	23
Abb. 1.9: Fächersonarmessung auf FS <i>Polarstern</i>	24
Abb. 1.10: USCGC <i>Healy</i> beim Eisbrechen	24
Abb. 1.11: Bathymetrie des Gakkel-Rückens aus AMORE- und IBCAO-Daten	26
Abb. 1.12: Richtungsänderung der Spreizungsachse an den Basement-Rücken A-F	27
Abb. 1.13: Segmentierung des Gakkel-Rückens in WVZ, SMZ und EVZ	28
Abb. 2.1: Schallausschlag, Schalldruck und Schallschnelle	32
Abb. 2.2: Exemplarische Ergebnisse einer CTD-Messung (PS59/237-1)	35
Abb. 2.3: Reflexion und Transmission von Schallwellen an einer Grenzfläche	37
Abb. 2.4: Brechung von Schallwellen an einer Grenzfläche	39
Abb. 2.5: Reflexion und Streuung von Schallwellen an verschiedenen Grenzflächen	40
Abb. 2.6: Schallstreuung in Abhängigkeit von Bodenrauigkeit und Impedanzkontrast	41
Abb. 2.7: Oberflächenrauigkeit und Rayleigh-Parameter; Bragg-Bedingung	41
Abb. 2.8: Streufläche am Meeresboden	42
Abb. 2.9: Abhängigkeit des Rückstreumaßes von Bodeneigenschaften	43
Abb. 2.10: Rückstreumaß für verschiedene Bodentypen	43
Abb. 2.11: Messanordnung mit Sonarparametern	45
Abb. 2.12: Koordinatensystem zur räumlichen Darstellung einer Richtcharakteristik	47
Abb. 2.13: Darstellung des Richtungsmaßes in Polarkoordinaten	49
Abb. 2.14: Flächennachhall und Volumennachhall	54
Abb. 2.15: Umgebungsgeräuschpegel und Eigenstörpegel	55
Abb. 2.16: Reflexion am Zielobjekt	56
Abb. 2.17: Messprinzip des Hydrosweep-Systems; Kreuzfächerkalibrierung	57
Abb. 2.18: Omega-Effekt und Tunnel-Effekt	59
Abb. 2.19: Signal-Rausch-Verhältnis des Seabeam-Systems in Arktis und Nordpazifik	61
Abb. 3.1: Bereinigung bathymetrischer Daten mit Caris HIPS	62
Abb. 3.2: Vergleich der Positionsdaten von Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112	63
Abb. 3.3: Beispiele für die fehlerbehafteten Navigationsdaten des Seabeam-Systems	65
Abb. 3.4: Beispiel für die fehlerhafte Funktion des TSS-Bewegungssensors	66
Abb. 3.5: Unvollständige Messprofile in den Seabeam-Tiefendaten	68
Abb. 3.6: Hoher Anteil fehlerhafter Messungen in den Hydrosweep-Tiefendaten	68
Abb. 3.7: Zerlegung des Arbeitsgebietes in Tiles, statistische Analyse	69
Abb. 3.8: Korrektur des Tiefenhorizontes durch Normierung der Wassertiefen	71
Abb. 3.9: Interpolation der Rasterpunkttiefe aus benachbarten Messpunkten	73
Abb. 3.10: Testgebiet mit Relief, Bathymetrie, Messpunktdichte und Hangneigung	74
Abb. 3.11: Isolinien und Tiefendifferenzen aus DGM-1 und DGM-2	75
Abb. 3.12: Isolinien aus ungefiltertem und neigungsabhängig gefiltertem DGM-2	77
Abb. 3.13: Standardabweichung der Wassertiefen in DGM-2	78
Abb. 3.14: Digitale Geländemodelle aus Hydrosweep- und Seabeam-Daten	79
Abb. 3.15: Differenz aus Hydrosweep- und Seabeam-DGM	80
Abb. 3.16: Standardabweichung aus Hydrosweep- und Seabeam-DGM	81
Abb. 3.17: Geographische Lage der AWI BCGR-Kartenblätter	81
Abb. 3.18: Dreidimensionale Visualisierung eines Vulkans in der WVZ	82
Abb. 3.19: SCICEX-Bathymetrie des Gakkel-Rückens	83

Abb. 3.20: SCICEX-Bathymetrie (250 m Raster) mit Profilschnitten Nord und Süd	84
Abb. 3.21: AMORE-Bathymetrie (100 m Raster) mit Profilschnitten Nord und Süd	84
Abb. 3.22: IBCAO-Bathymetrie (2500 m Raster) mit Profilschnitten Nord und Süd	85
Abb. 3.23: Tiefendifferenzen zwischen SCICEX (Nord und Süd) und AMORE	87
Abb. 3.24: Vergleich von IBCAO- und AMORE-Bathymetrie in der WVZ	88
Abb. 3.25: Vergleich von IBCAO- und AMORE-Bathymetrie in der SMZ	90
Abb. 3.26: Vergleich von IBCAO- und AMORE-Bathymetrie in der EVZ	92
Abb. 3.27: Differenz aus normierten und originalen Tiefen für AMORE, HS und SB	94
Abb. 3.28: Mittlere Schallgeschwindigkeit für Hydrosweep und Seabeam	95
Abb. 3.29: Schallgeschwindigkeitsprofile aus CTD-Messungen und SVP-Dateien	96
Abb. 3.30: Schallgeschwindigkeitsprofile von <i>Polarstern</i> und <i>Healy</i> in Gebiet 2	98
Abb. 3.31: Höhen Bezugssysteme, Aufwölbung der Meeresoberfläche	100
Abb. 3.32: Schwereanomalien durch Dichtekontrast oder Volumenänderung	100
Abb. 3.33: Vergleich von Gravimetrie und Bathymetrie über dem Gakkel-Rücken	101
Abb. 4.1: Ablauf der Formatkonvertierung von MB41 nach DUX	104
Abb. 4.2: Ausgangsamplituden des Hydrosweep- und Seabeam-Systems	105
Abb. 4.3: Echodauer des Hydrosweep- und Seabeam-Systems	106
Abb. 4.4: Messfächer-Geometrie mit PFB-Gruppen für Hydrosweep und Seabeam	107
Abb. 4.5: Sendepiegel und Pulslänge für Hydrosweep und Seabeam	108
Abb. 4.6: Laufzeitabhängige Empfangsverstärkung des Hydrosweep-Systems	108
Abb. 4.7: Laufzeitabhängige Empfangsverstärkung des Seabeam-Systems	110
Abb. 4.8: Gesamte Empfangsverstärkung pro PFB für Hydrosweep und Seabeam	111
Abb. 4.9: Schallintensität des Seabeam-Hydrophon-Arrays	114
Abb. 4.10: Geometrischer Aufbau des Seabeam 2112 Hydrophon-Arrays	116
Abb. 4.11: CTD-Messungen auf FS <i>Polarstern</i> während AMORE 2001	117
Abb. 4.12: Schallgeschwindigkeitsprofil von Station PS59/217-1 und PS/59-280-1	118
Abb. 4.13: Schallabsorption (F+S) für Hydrosweep und Seabeam	121
Abb. 4.14: Schallabsorption (S+M) für Hydrosweep und Seabeam	122
Abb. 4.15: Footprint-Geometrie am Meeresboden für Center- und Außenbeam	124
Abb. 4.16: Schnittfläche aus den Footprints von Empfangsbeam und Sendeimpuls	125
Abb. 4.17: Softwarestruktur für Rückstreudaten des Hydrosweep-Systems	127
Abb. 4.18: Softwarestruktur für Rückstreudaten des Seabeam-Systems	128
Abb. 5.1: Lage und Tiefenbereich der fünf Rückstreu-Vergleichsgebiete	130
Abb. 5.2: Effekt der Beampattern-Korrektur und Normierung (HS, gesamt)	132
Abb. 5.3: Effekt der Beampattern-Korrektur und Normierung (HS und SB, Gebiet 2)	133
Abb. 5.4: Bathymetrie, Relief und Rückstreumaß (UK und BKN) von Hydrosweep	134
Abb. 5.5: Rückstreumaß (UK und BKN) von Seabeam	135
Abb. 5.6: Rückstreumaß (BKN) von Hydrosweep und Seabeam in Gebiet 1	136
Abb. 5.7: Rückstreumaß (BKN) von Hydrosweep und Seabeam in Gebiet 2	137
Abb. 5.8: Rückstreumaß (BKN) von Hydrosweep und Seabeam in Gebiet 4	138
Abb. 5.9: Rückstreumaß (BKN) von Hydrosweep und Seabeam in Gebiet 5	139
Abb. 5.10: Verteilung des Rückstreumaßes im BKN- und BKN-FM-Raster	143
Abb. 5.11: Rückstreuung in der Westlichen Vulkanischen Zone (7° W – 3° E)	144
Abb. 5.12: Rückstreuung in der Spärlich Magmatischen Zone (3° E – 29° E)	145
Abb. 5.13: Rückstreuung in der Östlichen Vulkanischen Zone (29° E – 60° E)	146
Abb. 5.14: Rückstreuung in der Östlichen Vulkanischen Zone (60° E – 76° E)	146
Abb. 5.15: Rückstreuung über Sedimentkernen in der WVZ	155
Abb. 5.16: Rückstreuung über Sedimentkernen zwischen WVZ und SMZ	156
Abb. 5.17: Rückstreuung über Sedimentkernen in der SMZ	157
Abb. 5.18: Rückstreuung über Sedimentkernen zwischen SMZ und EVZ	158
Abb. 5.19: Rückstreuung über Sedimentkernen in der EVZ	159
Abb. 5.20: Gebiete mit nutzbaren Parasound-Daten; Sedimentprofile 1-11	162
Abb. 5.21: Sediment-Echotypen nach DAMUTH (1980) und WEBER (1992)	163
Abb. 5.22: Sedimentprofil 1-1 (Rückstreuung und Parasound-Seismogramm)	166
Abb. 5.23: Sedimentprofil 1-2 (Rückstreuung und Parasound-Seismogramm)	167
Abb. 5.24: Sedimentprofil 1-3 (Rückstreuung und Parasound-Seismogramm)	168
Abb. 5.25: Sedimentprofil 1-4 (Rückstreuung und Parasound-Seismogramm)	169
Abb. 5.26: Sedimentprofil 9 (Rückstreuung und Parasound-Seismogramm)	170
Abb. 5.27: Rückstreumuster über dem Sedimentbecken in N-S und W-E-Richtung	171
Abb. 5.28: Sedimentprofil 10 (Parasound-Seismogramm)	172

Abb. 5.29: Sedimentprofil 11 (Parasound-Seismogramm)	173
Abb. 5.30: Sedimentprofil 2 (Rückstreuung und Parasound-Seismogramm)	174
Abb. 5.31: Sedimentprofil 3 (Parasound-Seismogramm)	175
Abb. 5.32: Sedimentprofil 4 (Parasound-Seismogramm)	176
Abb. 5.33: Sedimentprofil 5 (Parasound-Seismogramm)	177
Abb. 5.34: Sedimentprofil 6 (Parasound-Seismogramm)	178
Abb. 5.35: Sedimentprofil 7 und 8 (Parasound-Seismogramme)	179
Abb. 5.36: Bathymetrie und Sidescan-Mosaik (HS und SB, Gebiet 2)	181
Abb. 5.37: Bathymetrie und Sidescan-Mosaik (HS und SB, Gebiet 4 und 5)	182
Abb. 6.1: Clusterbildung nach dem ISO-Verfahren	184
Abb. 6.2: Maximum-Likelihood-Klassifizierung einer Gridzelle	185
Abb. 6.3: Kombinierte Positionen für die Rückstreudaten	185
Abb. 6.4: Häufigkeitsverteilung von Rückstreumaß und Einfallswinkel	186
Abb. 6.5: Rückstreucurve; Einfallswinkel und Rückstreuung für 12 Kanäle; Stack	187
Abb. 6.6: Klassifizierung des Meeresbodens am Gakkel-Rücken	189
Abb. 6.7: Ausgewählte Cluster RS, GS und BS in der WVZ	190
Abb. 6.8: Ausgewählte Cluster RM, GM und BM in der SMZ	191
Abb. 6.9: Ausgewählte Cluster RN, GN und BN in der EVZ	192
Abb. 7.1: Kissenbasalte im Südpazifik und am Gakkel-Rücken	195
Abb. A.1: AWI Bathymetric Chart of the Gakkel-Ridge, Blatt 1 (9° W – 2° W)	204
Abb. A.2: Bathymetrie des Gakkel-Rückens (7° W – 7° E)	205
Abb. A.3: Bathymetrie des Gakkel-Rückens (5° E – 35° E)	206
Abb. A.4: Bathymetrie des Gakkel-Rückens (30° E – 75° E)	207
Abb. B.1: Klassifizierung des Meeresbodens entlang des Gakkel-Rückens	208
Abb. B.2: Beampattern-korrigiertes und einfallswinkelnormiertes Rückstreumaß	209
Abb. B.3: Überprüfung der Klassifizierung in der WVZ (Cluster RS, GS und BS)	210
Abb. B.4: Überprüfung der Klassifizierung in der SMZ (Cluster RM, GM und BM)	211
Abb. B.5: Überprüfung der Klassifizierung in der EVZ (Cluster RN, GN und BN)	212
Abb. C.1: Beschreibung für Sedimentkerne PS59/208-1 und PS59/219-2; Legende	213
Abb. C.2: Beschreibung für Sedimentkerne PS59/219-2, PS59/237-1 und PS59/287-1	214
Abb. C.3: Beschreibung für Sedimentkern PS59/217-1	215
Abb. C.4: Beschreibung für Sedimentkern PS59/277-1	216
Abb. C.5: Beschreibung für Sedimentkern PS59/283-1	217
Abb. C.6: Beschreibung für Sedimentkern PS59/287-3	218

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1: Physikalische Kennwerte für verschiedene Sedimenttypen	39
Tab. 2.2: Rayleigh-Parameter für Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112	42
Tab. 2.3: Sonar- und Navigationstechnik von Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112	59
Tab. 3.1: Vom Bewegungssensor verursachte Tiefenfehler für Center- und Außenbeam	66
Tab. 3.2: Filterparameter für die Tiefendatenbereinigung im Swath Editor	67
Tab. 3.3: Footprint des Hydrosweep- und Seabeam-Systems	74
Tab. 3.4: Geländemodelle mit unterschiedlichen Interpolationsparametern	75
Tab. 3.5: Berechnungsparameter für das gesamte Arbeitsgebiet	76
Tab. 3.6: Hangneigungsklassen und Filter zur neigungsabhängigen Glättung des DGM	76
Tab. 3.7: Lage und Tiefe des Seamounts im AMORE-, SCICEX- und IBCAO-Modell	86
Tab. 3.8: Mittlere Schallgeschwindigkeiten von HS und SB in Gebiet 1	97
Tab. 3.9: Mittlere Schallgeschwindigkeiten von HS und SB in Gebiet 2	97
Tab. 3.10: Mittlere Schallgeschwindigkeiten von HS und SB in Gebiet 3	99
Tab. 4.1: Shading-Koeffizienten für Seabeam 2112	115
Tab. 4.2: Mittlere Wasserschallgeschwindigkeit aus CTD- und Hydrosweep-Messungen	119
Tab. 4.3: Mittlere Schallabsorption für Hydrosweep (15.5 kHz) und Seabeam (12 kHz)	122
Tab. 5.1: Ausdehnung, Tiefenbereich und Datensätze der fünf Vergleichsgebiete	131
Tab. 5.2: Korrelationskoeffizienten in den Gebieten 1-5 und deren Interpretation	140
Tab. 5.3: Geary- und Moran-Koeffizienten in den Gebieten 1-5 und deren Interpretation	142
Tab. 5.4: Rückstreuung über den Gesteinstypen Basalt, Peridotit und Gabbro	147
Tab. 5.5: Sedimentkerne von <i>Polarstern</i> (AMORE-Expedition)	148
Tab. 5.6: Oberflächenstruktur und Lithologie der obersten Schicht	149
Tab. 5.7: Physikalische Parameter für verschiedene Umgebungen und Sedimenttypen	150
Tab. 5.8: Impedanzkontrast und Reflexionsmaß in AMORE-Sedimentkernen	151
Tab. 5.9: Impedanzkontrast und Reflexionsmaß für Kern PS59/283-1	153
Tab. 5.10: Vergleich von Reflexions- und Rückstreumaß an AMORE-Sedimentkernen	154
Tab. 5.11: Rückstreuung über AMORE-Sedimentkernen	160
Tab. 5.12: Technische Eigenschaften des Parasound-Systems	161
Tab. 6.1: Klassifizierte Zellen bei verschiedenen Ablehnungsbruchteilen	188
Tab. 6.2: Verteilung der Gridzellen auf drei unterschiedliche Klassen	188
Tab. 6.3: Klassifizierungsparameter in den verschiedenen Clustern	192

Abkürzungsverzeichnis

AGAVE	Arctic Gakkel Vents Expedition
AMORE	Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition
A-MR	Alpha-Mendelejew-Rücken
APKIM	Aktuelles Plattenkinematisches Modell
ASCII	American Standard Code for Information Interchange
AWI	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (Bremerhaven)
BPK	Beampattern-korrigiert
BKN	Beampattern-korrigiert und normiert
CARIS	Computer Aided Resource Information System
CCOM/JHC	Center for Coastal & Ocean Mapping/Joint Hydrographic Center (USA)
CTD	Conductivity Temperature Depth
DGM	Digitales Geländemodell
D	Diffraction Hyperbolae
DI	Directivity Index
D/L	Diffraction Hyperbolae/Layers
DNO	Department für Navigation und Ozeanographie (Russland)
DT	Detection Threshold
EVZ	Östliche Vulkanische Zone (Eastern Volcanic Zone)
ESRI	Environmental Systems Research Institute (USA)
FORTTRAN	Formula Translation
FM	Focalmean
F+S	Fisher und Simmons
FS	Forschungsschiff
GR	Gakkel-Rücken
GRS67	Geodätisches Referenzsystem 1967
GIS	Geographisches Informationssystem
GMT	Generic Mapping Tools
GPS	Globales Positionierungssystem (Global Positioning System)
GSN	Globales Seismologie-Netzwerk (Global Seismology Network)
HDCS	Hydrographic Data Cleaning System
HIPS	Hydrographic Information Processing System
HMRG	Hawaii Mapping Research Group
HS	Hydrosweep
HYDROSWEEP DS	Hydrographic Multibeam Sweeping Survey Echosounder Deep Sea
IBCAO	International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean
IDW	Inverse Distance Weighting
IFM-GEOMAR	Leibniz-Institut für Meereswissenschaften (Kiel)
IHO	International Hydrographic Organization
IODP	Integrated Ocean Drilling Program
ISO	Iterative Self Organizing
IVS	Interactive Visualization Systems
INMARSAT	International Maritime Satellite
L	Layers
LDEO	Lamont-Doherty Earth Observatory (USA)
Ldi	Layers discontinuous
LR	Lomonossow-Rücken
MAPR	Miniature Autonomous Plume Recorder
MBARI	Monterey Bay Aquarium Research Institute (USA)
MB-System	Multibeam-System
MINS	Marine Inertial Navigation System
MPI	Max-Planck-Institut
NUVEL	Northwestern University Velocity Model
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)

NACOS	Navigation and Command System
netCDF	network Common Data Form
NIO	National Institute of Oceanography (Indien)
NL	Noise Level
NRGCOR	Energy Correction
ODT	Omni Directional Transmission
PANGAEA	Publishing Network for Geoscientific and Environmental Data
PARASOUND	Parametric Echosounder
PFB	Preformed Beam
PODAS	<i>Polarstern</i> -Datenmanagement-System
P	Prolonged
PERL	Practical Extraction and Reporting Language
PL	Prolonged Layers
Psh	Prolonged shelf
Psl	Prolonged slope
REVEL	Recent Plate Velocities
RL	Reverberation Level
RDT	Rotational Directional Transmission
RV	Research Vessel
SAS	Sandiger Silt
SCAMP	Seafloor Characterization and Mapping Pods
SCICEX	Science Ice Exercise
SB	Seabeam
SFS	Sehr Feiner Sand
SI	Système International d'Unités
SIPS	Sonar Information Processing System
SIS	Siltiger Sand
SIT	Siltiger Ton
SL	Source Level
SLR	Short Laser Ranging
S+M	Schulkin und Marsh
SMZ	Spärlich Magmatische Zone (Sparsely Magmatic Zone)
SONAR	Sound Navigation and Ranging
SST	Sand-Silt-Ton
SURF	Sensorunabhängiges Rohdatenformat
SVP	Sound Velocity Profile
SWIR	Südwest-Indischer Rücken (Southwest Indian Ridge)
TL	Transmission Loss
TS	Target Strength
UK	Unkorrigiert
UNIX	Uniplexed Information and Computing System
USCGC	United States Coast Guard Cutter
VLBI	Very Long Baseline Interferometry
WHOI	Woods Hole Oceanographic Institution (USA)
W	Wedging Sub-Bottoms
W/L	Wedging Sub-Bottoms/Layers
WVZ	Westliche Vulkanische Zone (Western Volcanic Zone)
XMBSscatt	X-Multibeam-Backscatter Software

Kurzfassung

Im ersten Kapitel erfolgt nach der Zielsetzung und Motivation für die vorliegende Dissertation eine kurze geographische Beschreibung des Arktischen Ozeans und dessen tektonischer Entwicklung. Das Augenmerk gilt dabei dem ca. 1800 km langen Gakkel-Rücken, der sich von der Nordküste Grönlands bis zum Schelf der Laptevsee erstreckt und die Grenze zwischen Nordamerikanischer und Eurasischer Platte bildet. Die Spreizungsgeschwindigkeiten dieses Rückensystems, welche für geowissenschaftliche Untersuchungen von besonderer Bedeutung sind, betragen nur etwa einen Zentimeter pro Jahr und sind damit die langsamsten weltweit. Eine kurze Vorstellung von geophysikalischen und geodätischen Messverfahren zeigt, wie man zu solchen präzisen Spreizungsraten gelangt. Im Anschluss erfolgt eine kurze Beschreibung der Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition (AMORE), welche die Forschungsschiffe *Healy* (USA) und *Polarstern* (Deutschland) im Sommer 2001 in den zentralen Arktischen Ozean und zum Nordpol führte. Die Sonarmessdaten und Bodenproben, die auf der AMORE-Expedition gesammelt und in dieser Arbeit ausgewertet wurden, stammen hauptsächlich aus dem ca. 32 000 km² großen Gebiet entlang des Gakkel-Rückens (7°W–85°E, 82°N–87°N), zum Teil aber auch aus dem Amundsen- und Nansen-Becken.

In Kapitel Zwei werden hydroakustische Grundlagen erläutert, die für das Verständnis dieser Arbeit unabdingbar sind und auf die später zurückgegriffen wird. Nach der Beschreibung von physikalischen Größen und Verhältnissen, der Wellengleichung, der Ausbreitung von Unterwasserschall und der Reflexion und Rückstreuung von Schallwellen am Meeresboden erfolgt eine Formulierung der Sonargleichung. Der Vergleich der auf der AMORE-Expedition eingesetzten Fächerecholote Hydrosweep DS-2 (*Polarstern*) und Seabeam 2112 (*Healy*) verdeutlicht die Unterschiede bezüglich der Navigations- und Sonarmesstechnik. In einer Fallstudie werden die Sonarparameter für beide Systeme berechnet und gegenübergestellt.

Kapitel Drei widmet sich der Verarbeitung und Visualisierung bathymetrischer Daten. Zunächst werden Methoden zur Erfassung und Bereinigung der Navigations- und Tiefendaten vorgestellt, die durch die starke Eisbedeckung des Arbeitsgebietes großen hydroakustischen Störeinflüssen unterworfen sind. Im Anschluss werden Verfahren zur Modellierung Digitaler Geländemodelle, wie z.B. Inverse Distance Weighting (IDW), vorgestellt, welche die Auswahl der Berechnungsparameter und die neigungsabhängige Filterung/Glättung des Modells einschließen. Die Untersuchung der Hydrosweep- und Seabeam-Tiefenmessungen zeigt, dass beide Datensätze unterhalb der vom Gerätehersteller vorgegebenen Genauigkeit von 1 % der Wassertiefe liegen und somit in einem gemeinsamen Geländemodell verarbeitet werden können. Die Visualisierung der AMORE-Bathymetrie wird anhand eines zehnbliättrigen Kartenwerkes des westlichen Gakkel-Rückens sowie eines dreidimensionalen Computermodells illustriert. Der letzte Abschnitt behandelt den Vergleich von drei bathymetrischen Geländemodellen des zentralen Gakkel-Rückens: SCICEX-Daten, die von amerikanischen Untersee-Booten in den Jahren 1998 und 1999 erfasst wurden, IBCAO-Daten, die alle bis 2001 verfügbaren Tiefenmessungen in der Arktis bündeln, und AMORE-Daten (2001). Die Aufdatierung der IBCAO 2.0 (2008) mit den neuen Bathymetrie-Daten der AMORE-Expedition verdeutlicht den signifikanten Qualitätsgewinn, den dieses Kartenwerk durch die hochaufgelösten Fächersonarmessungen im Bereich des Gakkel-Rückens erfahren hat.

Im vierten Kapitel wird die Verbesserung bzw. Neuentwicklung von Softwarepaketen zur Auswertung von Rückstreudaten beschrieben. Als Grundlage der Entwicklungsarbeiten diente der Quellcode der Software XMBSscatt, welcher 1993 von der Firma Atlas Elektronik (Bremen) an das AWI verkauft wurde. Zunächst wird die Entwicklung eines Konverters gezeigt, der die Daten des Seabeam-Systems in das Datenformat des Hydrosweep-Systems überträgt. Dabei wird vor allem die Umwandlung von maßgeblichen Parametern wie Amplituden, Echodauer, Sendepiegel, Pulslänge und Empfangsverstärkung erläutert. Im Anschluss werden die Beam-Koeffizienten, welche die Sende- und Empfangscharakteristik des Hydrosweep-Sonars beschreiben, vorgestellt. Da für das Seabeam 2112-Sonar derartige Informationen nicht vorliegen, wird die Neuberechnung eines Beam-Koeffizienten-Satzes für dieses System gezeigt. Ein weiterer Punkt, der bei der Datenkonvertierung und Softwareentwicklung berücksichtigt werden musste, betrifft die Schallabsorption in Seewasser. Da die Absorption von Salzgehalt, Temperatur und Druck, aber auch von der benutzten Sonarfrequenz abhängig ist, mussten für Hydrosweep und Seabeam getrennte Werte

berechnet werden. Dazu wurden CTD-Messungen herangezogen, die von *Polarstern* während der AMORE-Expedition erhoben wurden. Nachdem zwei unterschiedliche Verfahren zur Berechnung der Schallabsorption vorgestellt werden, erfolgt ein Vergleich der Ergebnisse und die Auswahl einer Methode für die Daten der vorliegenden Arbeit. Schließlich wird die Berechnung von Flächenkorrekturkoeffizient, Empfangsübertragungsmaß und Rückstreumaß innerhalb der Software XMBSscatt erläutert. Am Ende des Kapitels zeigen zwei Diagramme, einmal für Hydrosweep DS-2 und einmal für Seabeam 2112, die Struktur der modifizierten Rückstreudaten-Software. Die wichtigsten Verbesserungen und Neuentwicklungen der beiden Softwarepakete werden stichwortartig aufgelistet und zusammengefasst.

Kapitel Fünf behandelt die Analyse und Interpretation von Rückstreudaten, die über dem Gakkelerücken und im Nansen-Becken gemessen wurden. Um einen direkten Vergleich von Hydrosweep- und Seabeam-Daten zu gewährleisten, werden fünf Gebiete ausgewählt, in denen *Healy* und *Polarstern* hintereinander gefahren sind. Zur Minimierung topographischer Effekte, die auf die unterschiedlichen Einfallswinkel der Schallwellen und die Bodenneigung zurückgehen, werden die Rückstreudaten beider Schiffe zuerst auf einen einheitlichen Einfallswinkel von 10° normiert. Des Weiteren wird eine Beam-Pattern-Korrektur zur Beseitigung systematischer Effekte durchgeführt, die durch die Lage der einzelnen Preformed Beams innerhalb des Sonarfächers verursacht werden. Im Anschluss erfolgt der Vergleich der Hydrosweep- und Seabeam-Rückstreuung in den ausgewählten Gebieten. Zur graphischen Präsentation werden die Rückstreudaten mithilfe des IDW-Verfahrens jeweils auf ein Raster von 100 m Zellengröße interpoliert. Durch Methoden der räumlichen Autokorrelation wird untersucht, ob und in welchem Ausmaß die Rückstreuwerte des Hydrosweep- und Seabeam-Systems Ähnlichkeiten in den fünf Gebieten aufweisen. Dazu werden Korrelations-, Moran- und Geary-Koeffizienten für die entsprechenden Rückstreudaten-Raster berechnet, deren Ergebnisse anschließend gegenübergestellt und interpretiert werden.

Im folgenden Teil wird die akustische Rückstreuung des Hydrosweep-Sonars für das gesamte Arbeitsgebiet analysiert, wobei der Gakkelerücken entsprechend der Lithologie und Morphologie in drei Zonen (WVZ, SMZ und EVZ) unterteilt wird. Zunächst wird untersucht, inwieweit die Rückstreuwerte über verschiedenen Gesteinsproben (Peridotit, Basalt und Gabbro) variieren und was der Grund dafür sein könnte. Anschließend werden Gebiete betrachtet, in denen Sedimentkerne gezogen wurden. Eine modellhafte Berechnung der Korngröße, Porosität, Dichte, Schallgeschwindigkeit und Impedanz einzelner Sedimentschichten zeigt den Einfluss physikalischer Parameter auf die akustische Rückstreuung. Über Kernlokationen wird das Reflexions- und Rückstreuverhalten von Sedimentschichten untersucht, die aus sehr feinem Sand, siltigem Sand, sandigem Silt, Sand-Silt-Ton oder tonigem Silt bestehen. Danach werden Profile am Gakkelerücken und im Amundsen- und Nansen-Becken gezeigt, die vom Sedimentecholot Parasound aufgezeichnet wurden. Die Parasound-Daten werden mit der Rückstreuung des Hydrosweep-Systems verglichen und auf charakteristische Sediment-Echotypen untersucht. Der letzte Abschnitt des Kapitels stellt Sidescan-Mosaik-Bilder von Hydrosweep und Seabeam am Gakkelerücken gegenüber, wobei aufgrund der schlechten Datenqualität nur eine kurze Beschreibung der Bilder erfolgt.

In Kapitel Sechs wird eine unüberwachte Klassifizierung des Meeresbodens entlang des Gakkelerückens mithilfe von Hydrosweep-Rückstreudaten realisiert. Nach Vorstellung eines Klassifizierungsansatzes für Fächersonardaten und Methoden zur Clusterbildung und Gridzellenzuweisung im GIS Arc/Info werden die Ergebnisse graphisch und numerisch dargestellt und interpretiert. Im Anschluss erfolgt eine Überprüfung des Klassifizierungsergebnisses durch ein zweites, unabhängiges Verfahren in ausgewählten Clustern der WVZ, SMZ und EVZ.

In Kapitel Sieben werden die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit diskutiert, wobei das besondere Augenmerk auf den Rückstreudaten des Gakkelerückens liegt. Im Anschluss erfolgt ein kurzer Überblick zu verschiedenen Rückstreumodellen, die die akustische Rückstreuung am Meeresboden auf theoretischer Basis beschreiben.

Kapitel Acht fasst die wichtigsten Ergebnisse der Dissertation zusammen, wobei sich der erste Teil mit den bathymetrischen Messungen und der zweite Teil mit den Rückstreu- und Sedimentecholotdaten beschäftigt. Im Ausblick werden Ideen zur Erweiterung der entwickelten Softwarepakete und deren Einsatz in anderen Gebieten, wie z.B. die Kalibrierung verschiedener Sonarsysteme über Testfeldern oder die Untersuchung weiterer Mittelozeanischer Rücken, vorgestellt.

Abstract

The first chapter presents the objectives and motivation for this thesis, followed by a brief geographical description of the Arctic Ocean and its tectonic development. Attention is given to the roughly 1800 km long Gakkel Ridge that stretches from the north coast of Greenland to the Laptev Sea shelf and marks the border between the North American and Eurasian plate. The spreading velocity of this ridge system, which is of particular importance for geoscientific studies, is only about one centimeter per year and therefore the slowest worldwide. A short presentation of geophysical and geodetic methods shows how to measure such precise spreading rates. It is followed by the description of the Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition (AMORE), which led the research vessels *Healy* (USA) and *Polarstern* (Germany) to the central Arctic Ocean and North Pole in the summer of 2001. The sonar data and ground samples taken on the expedition and analysed in this work come mainly from the approx. 32 000 km² large area along the Gakkel Ridge (7°W–85°E, 82°N–87°N) and also from the Amundsen and Nansen Basin.

Chapter two explains hydroacoustic fundamentals which are essential for the understanding of this work. After describing physical parameters and ratios, the wave equation, the propagation of underwater sound, and the reflection and backscattering of sound signals on the seafloor, a formulation of the sonar equation is given. The comparison of the multibeam sonar systems, Hydrosweep DS-2 and Seabeam 2112 that were used on *Polarstern* and *Healy* during AMORE 2001, illustrates the differences between navigation and sonar technologies. In a case study, the sonar parameters for both systems are calculated and compared.

Chapter three is devoted to the processing and visualisation of bathymetric data. First, methods are presented for collecting and cleaning navigation and depth data that have been affected by strong hydroacoustic disturbances associated with the ice coverage of the working area. After that, procedures like Inverse Distance Weighting (IDW) for calculating digital terrain models are shown. Also described are the selection of calculation parameters for the model and the slope-dependent filtering/smoothing of the model. An examination of Hydrosweep and Seabeam depth measurements shows that both data sets are below the prescribed manufacturer's accuracy of 1 % of the water depth and can thus be processed in a common terrain model. The visualisation of the bathymetric data of the AMORE expedition is presented as a set of charts of the western Gakkel Ridge, consisting of ten map sheets and as a three-dimensional computer model. The last section covers the comparison of three bathymetric terrain models of the central Gakkel Ridge: SCICEX data, which were collected by U.S. submarines in the years of 1998 and 1999; IBCAO data that bundle all available depth measurements in the Arctic until 2001; and AMORE data (2001). The update of the IBCAO 2.0 (2008) with the new bathymetry of the AMORE expedition shows a significant gain in quality from the high-resolution multibeam measurements made along the Gakkel Ridge.

The fourth chapter describes the improvement and redevelopment of software packages for processing backscatter data. The development work is based on the source code of the backscatter software XMBSscatt, which was sold from Atlas Elektronik (Bremen) to AWI in 1993. First is shown the development of a converter that translates Seabeam 2112 data into the data format of the Hydrosweep DS-2 system. In particular, the transformation of key parameters like amplitudes, echo duration, source level, pulse length and receiver gains are explained. Given, following this, are beam-coefficients, which describe the transmitter and receiver characteristics of the Hydrosweep DS-2 sonar. Since such information is not available for the Seabeam 2112 sonar, the recalculation of a beam-coefficient set is presented for this system. Another point, which is dealt with in addition to the data conversion and the software development, is the absorption of sound in seawater. Since sound absorption depends on salinity, temperature, and pressure, and also on the sonar frequency used, a calculation of separated values was necessary for Hydrosweep and Seabeam. CTD-measurements collected from *Polarstern* during the AMORE expedition were utilised for this task. After introducing two different methods for calculating sound absorption, a comparison of the results and the selection of one method for the sonar data of this work are shown. Finally, the calculation of the surface correction factor, electro-acoustical receiver response and backscatter

strength within the software XMBSscatt are explained. At the end of the chapter two diagrams, one for Hydrosweep DS-2 and one for Seabeam 2112, show the structure of the modified backscatter software. The most important refinements and redevelopments of both software packages are listed and summarised in note form.

Chapter five concentrates on the analysis and interpretation of the backscatter data which were measured above Gakkel Ridge and Nansen Basin. In order to ensure a direct comparison of Hydrosweep and Seabeam data, five areas in which *Healy* and *Polarstern* sailed the same line were selected. For minimising topographic effects due to various incidence angles of the sound waves and bottom slope, the backscatter data of both ships were first normalised on a uniform incidence angle of 10° . In addition, a beam pattern correction was carried out to eliminate systematic effects caused by the positions of discrete preformed beams within the sonar fan. Afterwards the comparison of Hydrosweep and Seabeam backscattering in the selected areas is shown. For graphical presentation the backscatter data were interpolated onto 100 m grids using the IDW-algorithm. Methods of spatial autocorrelation examine whether and to what extent backscatter data of Hydrosweep and Seabeam show similarities in the five regions. To this end, correlation, Moran and Geary coefficients of corresponding backscatter grids have been computed and those results are compared and interpreted in this chapter.

In the next section, the acoustic backscatter of the Hydrosweep sonar is analysed for the entire working area, whereas the Gakkel Ridge, according to lithology and morphology, is divided into a Western Volcanic Zone (WVZ), a Sparsely Magmatic Zone (SMZ) and an Eastern Volcanic Zone (EVZ). First, it is examined how backscatter values vary over different rock types (peridotite, basalt and gabbro) and what the reason for this might be. Afterwards, a look is taken at fields from which sediment cores have been drawn. A calculation of grain size, porosity, density, sound speed and impedance of single sediment layers shows the influence of physical parameters on acoustic backscattering. The reflection and backscatter behaviour is examined over known sediment layers of very fine sand, silty sand, sandy silt, sand-silt-clay or clayey silt. The next section then presents profiles from Gakkel Ridge and Amundsen and Nansen Basin that were recorded by the sediment echosounder Parasound. The Parasound data is compared with the backscattering of Hydrosweep and analysed on the basis of characteristic sediment echo types. The last section of this chapter confronts side scan mosaic images from Hydrosweep and Seabeam along Gakkel Ridge. Due to poor data quality only a brief description of the images is given.

In chapter six, an unsupervised classification of the seafloor along Gakkel Ridge is made with the aid of Hydrosweep backscatter data. After introducing a classification approach for multibeam sonar data and methods for clustering and grid cell allocation within the GIS Arc/Info, the results are graphically and numerically presented and interpreted. Following this is a verification of the classification result by a second, independent procedure in selected clusters of the WVZ, SMZ and EVZ.

In chapter seven, the results of the present work are discussed with a special focus on the backscatter data of the Gakkel Ridge. A short overview of various backscatter models is given, describing the acoustic backscattering at the seafloor on a theoretical basis.

Chapter eight summarises the main findings of this dissertation. The first section deals with the bathymetric measurements and the second section deals with the backscatter and sediment echo sounder data. Ideas are outlined for expanding the developed software packages and their use in other areas, such as the calibration of various sonar systems above test fields or the examination of other mid-ocean ridges.

1. Einleitung

1.1 Motivation und Zielsetzung der Arbeit

In dieser Arbeit soll der Frage nachgegangen werden, ob und inwieweit bathymetrische Messungen und akustische Rückstreudaten von Fächersonar- und Sedimentecholot-Systemen einen Beitrag zur Charakterisierung und Klassifizierung des Meeresbodens in eisbedeckten Regionen der arktischen Tiefsee leisten können.

Ein großer Teil des Arktischen Ozeans ist wegen der permanenten Eisbedeckung immer noch unerforscht. Geowissenschaftliche Messungen, die beispielsweise Informationen über die Struktur und Beschaffenheit des Meeresbodens liefern, liegen nur für wenige, kleinräumige Gebiete vor. Das Bestreben von Forschern ist deswegen, den Bestand an wissenschaftlichen Daten in der Arktis beständig zu vergrößern und zu erweitern. Die aktuelle Klimadebatte macht deutlich, dass die Polargebiete im Hinblick auf die globale Erderwärmung und die Entwicklung des Weltklimas eine besonders wichtige Rolle einnehmen.

Hochaufgelöste bathymetrische Messungen, welche die Tiefen des Ozeanbodens mithilfe von Sonargeräten erfassen, können nur mit eisbrechenden Schiffen unter großem zeitlichen und finanziellen Aufwand und unter extremen Arbeitsbedingungen ausgeführt werden. Die Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition (AMORE), die den amerikanischen Eisbrecher *Healy* und das deutsche Forschungsschiff *Polarstern* im Sommer 2001 zum Gakkel-Rücken und Nordpol führte, war die erste wissenschaftliche ZweischiFFexpedition in diesen hohen Breitengraden. Durch das Rammen und Brechen von Eisschollen sind Sonarmessungen in der Arktis erheblichen Störeinflüssen unterworfen. In dieser Arbeit soll untersucht werden, ob und in welchem Maße hydroakustische Daten aus stark eisbedeckten Gebieten für wissenschaftliche Zwecke nutzbar sind. Die Methoden der Datenerfassung, Bereinigung und Visualisierung werden dazu eingehend erläutert.

Ein zentraler Aspekt der Dissertation liegt im Vergleich der Fächersonarsysteme Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112, welche auf den beteiligten Forschungsschiffen *Polarstern* und *Healy* installiert sind. Dieser Vergleich schließt technische Fragestellungen bezüglich der Funktionsweise der beiden Sonarsysteme und die Untersuchung von Navigations-, Tiefen-, Sidescan- und Rückstreudaten ein. Das Hauptaugenmerk liegt auf der Analyse und Interpretation der akustischen Rückstreuung am Gakkel-Rücken. Für die Auswertung der Rückstreudaten wurde das Softwarepaket XMBSscatt der Firma Atlas Hydrographic (Bremen) grundlegend modifiziert und verbessert. Da es ursprünglich nur zur Prozessierung von Hydrosweep-Daten dient, wurde ein Datenkonverter entwickelt, welcher das Seabeam-Format in das Hydrosweep-Format umwandelt. Die Auswertung der Seabeam-Rückstreudaten wurde mit einem neu entwickelten Softwarepaket erledigt, welches auf dem Quellcode von XMBSscatt basiert. In fünf Regionen des Arbeitsgebietes, in denen *Healy* und *Polarstern* direkt hintereinander gefahren sind, kann somit ein direkter Vergleich von bathymetrischen Messungen und Rückstreudaten zweier verschiedener Sonarsysteme durchgeführt werden.

Als weitere Quelle zur Interpretation der Rückstreudaten wurden Seismogramm-Sektionen des Sedimentecholotes Parasound verwendet, welche auf *Polarstern* parallel zu den Hydrosweep-Daten aufgezeichnet wurden. Im Gegensatz zu herkömmlichen Fächerecholoten, die vor allem zur Kartierung des Meeresbodens genutzt werden, können die akustischen Signale dieses Systems bis zu etwa 200 m in den Meeresboden eindringen und Hinweise über die Struktur und Stratigraphie von Sedimentschichten geben. Über Lokationen, an denen verschiedene Gesteinsproben (Peridotit, Basalt, Gabbro) und Sedimentkerne von unterschiedlicher Oberflächenstruktur, Lithologie und physikalischer Beschaffenheit zu Tage gefördert wurden, wird die Variation der Beampattern-korrigierten und einfallswinkelnormierten Rückstreuung untersucht. Mithilfe von winkelabhängigen Rückstreudaten wird im Anschluss eine unüberwachte Klassifizierung des Meeresbodens entlang des Gakkel-Rückens durchgeführt und das Ergebnis mit einer zweiten Klassifizierungsmethode überprüft.

1.2 Geographie der Arktis

Der Arktische Ozean, wie wir ihn heute sehen, ist zwischen den riesigen Landmassen des Eurasischen und Nordamerikanischen Kontinents eingebettet. Wie auf der Übersichtskarte in Abbildung 1.1 gut zu erkennen ist, wird er von drei parallelen, etwa 1800 km langen, submarinen Gebirgsketten durchzogen: dem Lomonossow-, Alpha-Mendelejew und Gakkel-Rücken¹.

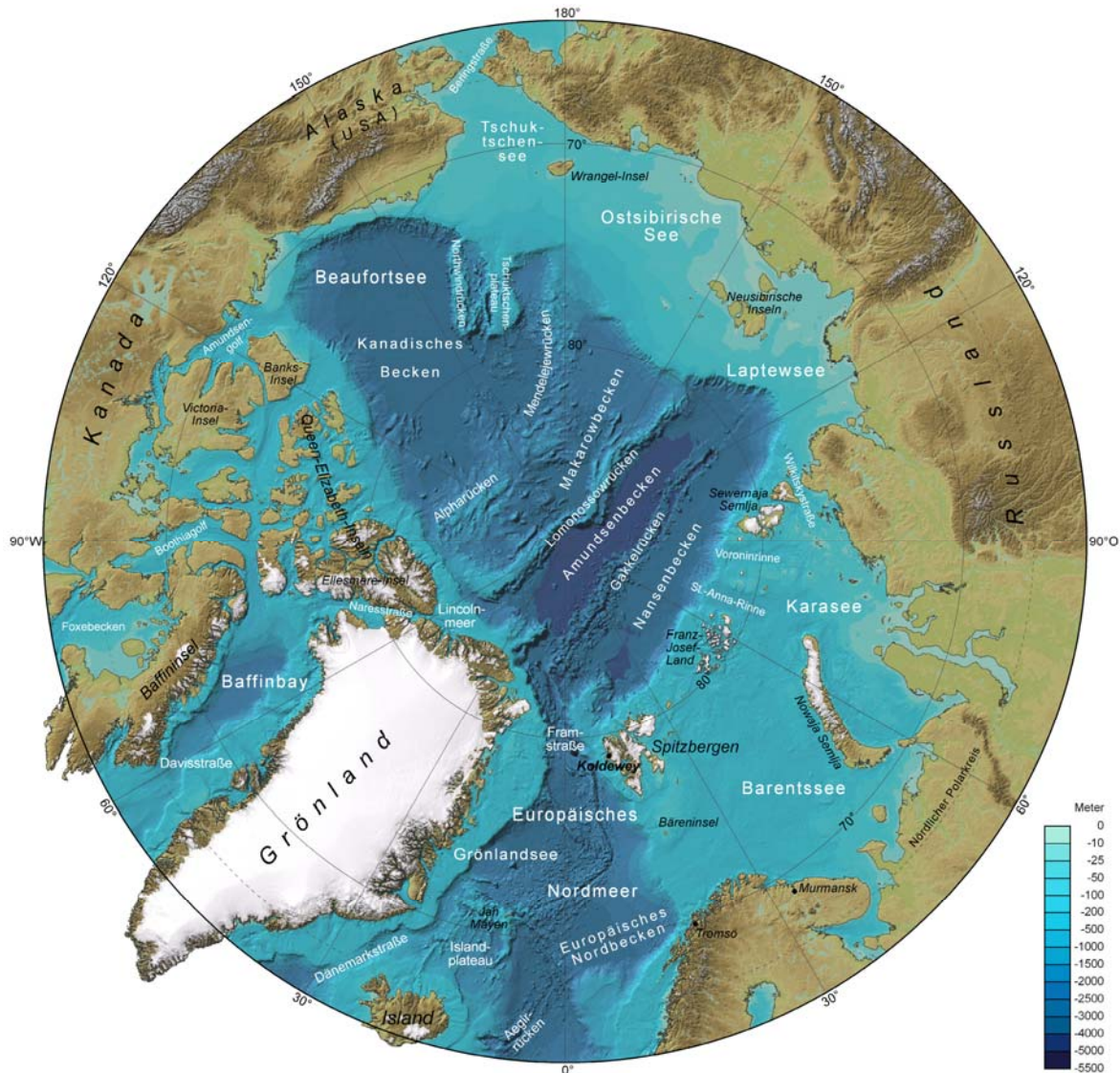


Abb. 1.1: Übersichtskarte des Arktischen Ozeans mit angrenzenden Randmeeren (Datenquelle: IBCAO; Kartografie: D. Graffe, AWI; mod. FÜTTERER & FAHRBACH, 2007)

Der zentral gelegene Lomonossow-Rücken beginnt vor der grönländisch-kanadischen Küste im Lincolnmeer und endet nördlich der Neusibirischen Inseln im sibirischen Schelf der Laptewsee. Er teilt den Arktischen Ozean in das westliche Amerasische und das östliche Eurasische Becken. Es wird vermutet, dass der Lomonossow-Rücken vor der Öffnung des Eurasischen Beckens mit dem kontinentalen Kara- und Barentsschelf verbunden war und durch die Spreizung des Meeresbodens im Laufe der Zeit nach Westen verlagert wurde (JOKAT et al., 1995). Gestützt wird diese These durch kompaktiertes, terrestrisches Material mesozoischen Ursprungs, welches unter einer ca. 500 m dicken Schicht von marinen Sedimenten gefunden wurde. Zudem weist die eurasische Seite des Lomonossow-Rückens typische Strukturen eines Grabenbruchsystems auf (WEIGELT, 1998).

¹ Der Gakkel-Rücken wurde nach dem russischen Polarforscher Yakov Gakkel (1901-1965) benannt (AARI, 2002). Diese Bezeichnung ist mittlerweile international akzeptiert. In älteren Publikationen finden sich auch äquivalente Namen wie Arktischer Mittelozeanischer Rücken, Arktische Mittelozeanische Kordillere, Nansen-Rücken oder Nansen-Gakkel-Rücken (THIEDE, 2002).

Der Alpha-Mendelejew-Rücken beginnt nördlich der Ellesmere-Insel im kanadischen Schelf und endet östlich des Tschuktschen-Plateaus im Schelfmeer der Ostsibirischen See. Er trennt das Amerasische Becken in das östliche Makarow- und das westliche Kanada-Becken. Letzteres umfasst die Beaufortsee, eine gewaltige Tiefseeebene, die sich zwischen den Queen-Elizabeth-Inseln und den Küsten Kanadas und Alaskas erstreckt.

Das Augenmerk dieser Arbeit gilt dem Gakkel-Rücken, welcher vor dem grönländischen Schelf nördlich der Framstraße und nordwestlich des Lena-Troges beginnt und im sibirischen Schelf der Laptewsee unter einer dicken Sedimentschicht verschwindet. Der weitere Verlauf des Rückens ist noch ungeklärt und Bestandteil der aktuellen Forschung. Es wird angenommen, dass sich die Spreizungszone auf dem ostsibirischen Festland bis in das Werchojansk-Gebirge fortsetzt (Abb. 1.2). Leichte Dehnungs- und Stauchungsbewegungen lassen darauf schließen, dass sich der Rotationspol zwischen Nordamerikanischer und Eurasischer Platte in dieser Region befindet (GAINA et al., 2002; FRISCH & MESCHEDE, 2007).

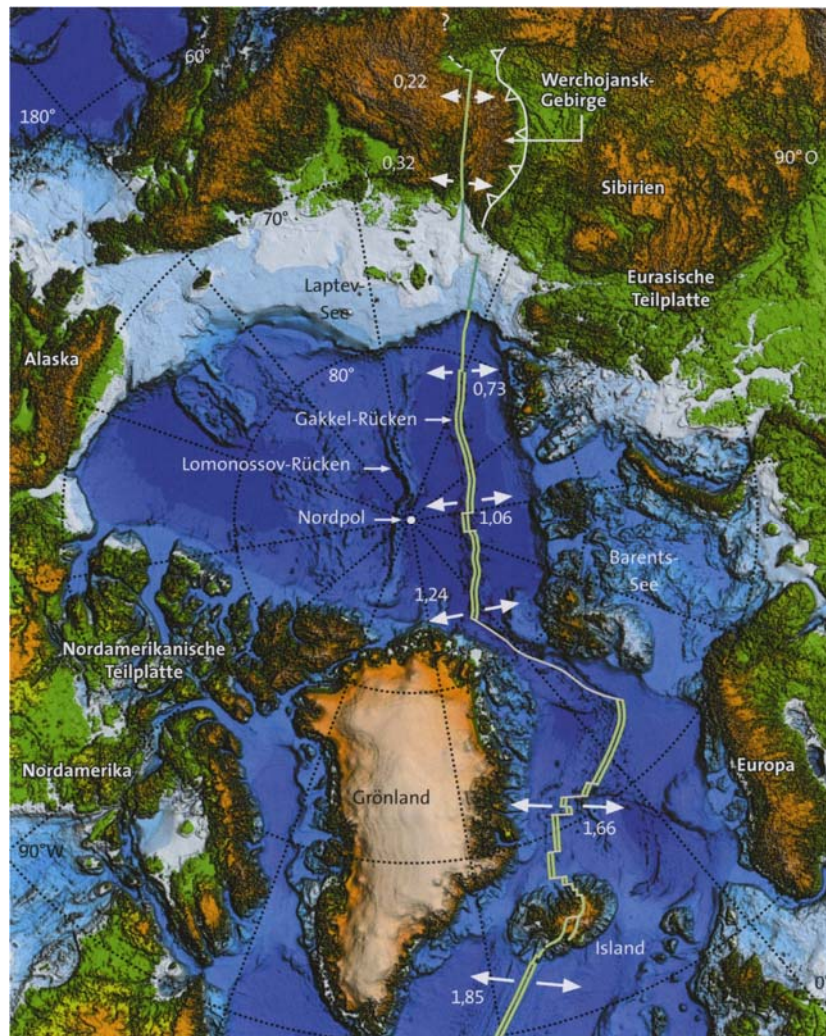


Abb. 1.2: Grenze zwischen Nordamerikanischer und Eurasischer Platte, Spreizungsraten in cm/Jahr nach NUVEL-1 (FRISCH & MESCHEDE, 2007)

Als Teil des weltumspannenden, mehr als 60 000 km langen Systems der Mittelozeanischen Rücken (BONATTI, 1994), weist auch der Gakkel-Rücken tektonische Aktivitäten auf, die für die Entstehung von neuem, arktischen Meeresboden sorgen. Er bildet die Grenze zwischen Nordamerikanischer und Eurasischer Platte und ist zusammen mit dem Mittelatlantischen Rücken verantwortlich für das Auseinanderdriften der beiden Kontinentalplatten. Der Mittelatlantische Rücken findet seine nördliche Fortsetzung im Gakkel-Rücken, wobei beide Rückensysteme durch kleinere Segmente wie den Knipovich- und Mohnsrücken sowie die Jan-Mayen- und Spitzbergen-Bruchzone miteinander verbunden sind.

Das Eurasische Becken wird vom Gakkel-Rücken in das westliche Amundsen- und das östliche Nansen-Becken getrennt. Das Nansen-Becken erstreckt sich auf einer Länge von ca. 1800 km und ist zwischen 200 km und 500 km breit. Die Wassertiefen in der Tiefseeebene betragen zwischen 3000 m und 4000 m, die Topographie im zentralen Bereich des Beckens ist eher flach. Das Amundsen-Becken hat etwa die gleiche Ausdehnung wie das Nansen-Becken, weist aber Wassertiefen bis zu 4500 m auf. Die Dicke der Sedimentschicht, welche den Meeresboden bedeckt, wurde u.a. aus magnetischen Daten abgeschätzt. Sie beträgt für das Nansen-Becken etwa 3 km bis 5 km (KOVACS & VOGT, 1982) und für das Amundsen-Becken ca. 2.5 km (VOGT et al., 1979). Die Mächtigkeit der Erdkruste reicht für beide Becken von 3 km bis 6 km (WEIGELT & JOKAT, 2001).

Die Schelfgebiete des Arktischen Ozeans gehören zu den größten der Erde und decken mit 49 % nahezu die gleiche Fläche ab wie die arktischen Tiefseeebenen (JOHNSON, 1990). An ihren Rändern sind ungewöhnliche, submarine Strukturen wie das Tschuktschen-Plateau, Morris Jesup Rise und Yermak-Plateau zu finden, deren geologischer Ursprung noch ungeklärt ist und in der Literatur diskutiert wird. Im Falle des Yermak-Plateaus nordwestlich von Spitzbergen argumentieren einige Autoren für eine Entstehung durch einen Hot Spot und verweisen auf prominente magnetische Anomalien, die diese Theorie unterstützen (z.B. FEDEN et al., 1979). Neuere Publikationen, wie z.B. RITZMANN & JOKAT (2003), finden hingegen keinen Nachweis für eine Hot Spot-getriebene Plateaubildung.

Der Arktische Ozean hat nur zwei Öffnungen zu den umliegenden Ozeanen. Eine ist die sehr schmale und flache Beringstraße, die Alaska von Russland trennt. Die andere verläuft zwischen Grönland und Spitzbergen und wird als Framstraße bezeichnet. Sie stellt die einzige Tiefseeverbindung dar, in der große Wassermassen zwischen dem Arktischen und Atlantischen Ozean ausgetauscht werden. Die Versorgung des Arktischen Ozeans mit Frischwasser geschieht durch die umliegenden Kontinente; vor allem Sibirien beherbergt mit Ob, Jenissej, Chatanga, Lena und Kolyma sehr wasserreiche Flüsse. Diese Flüsse sind ebenfalls die Hauptquelle für die Zuführung von Sedimenten. Ein weiterer Sedimenteintrag in den Ozean erfolgt durch Eisschollen, welche sich im Winter an den Flussufern und in flachen Schelfgebieten bilden. Wenn sich diese Schollen im Frühling losbrechen, tragen sie eingelagerte Findlinge (Dropstones) mit sich, die bis zu einigen hundert Kilogramm schwer sein können. Beim Abschmelzen der Schollen gelangt so ein beträchtlicher Anteil von terrigenen Sedimenten in den Arktischen Ozean. Eisschollen dieser Art können bis zu drei Jahre alt werden, bis sie durch die transpolare Drift in die Framstraße gelangen und schließlich in wärmere Gewässer transportiert werden. Dieser Prozess wurde bereits von KIAER (1906) beschrieben, einem Teilnehmer der norwegischen Polarexpedition, welche von 1893 bis 1896 unter der Leitung von Fridtjof Nansen durchgeführt wurde (NANSEN, 1906).

1.3 Tektonische Entwicklung

Die Existenz eines Mittelozeanischen Rückensystems in der Arktis wurde zum ersten Mal von HEEZEN & EWING (1961) postuliert. Bathymtrische Messungen von sowjetischen Wissenschaftlern und die Verteilung von Erdbeben-Epizentren in diesem Gebiet legten diese Vermutung nahe, die durch geophysikalische Messungen in den folgenden Jahren schließlich bestätigt werden konnte (KRISTOFFERSEN, 1982). Anhand der magnetischen Anomalien, die auf beiden Seiten des Gakkel-Rückens parallel zur Rückenachse verlaufen, lässt sich die die Öffnung des Eurasischen Beckens rekonstruieren. Die Entstehung des Grabenbruches (Riftes) am heutigen Gakkel-Rücken begann vor etwa 60 Mio. Jahren. Die Spreizung des Meeresbodens (Seafloor Spreading) und die Bildung neuer ozeanischer Kruste setzte vor ca. 56 Mio. bis 53 Mio. Jahren ein, was durch die älteste magnetische Anomalie (Isochrone 24) in diesem Gebiet belegt wird (VOGT et al., 1979).

Es wird angenommen, dass der Arktische Ozean noch im frühen Miozän (vor ca. 20 Mio. Jahren) ein riesiger Binnensee war, dessen frisches Oberflächenwasser nur durch die sehr enge und flache Framstraße nach Süden ausfloss. Vor ca. 18.2 Mio. Jahren muss durch tektonische Plattenbewegungen dann eine langsame Aufweitung und Vertiefung der Framstraße in Gang gesetzt worden sein, die vermutlich ca. 750 000 Jahre andauerte und das Einfließen von salzigem Tiefenwasser aus dem Atlantik in Richtung Norden ermöglichte. Dieser Prozess, der heute in ähnlicher Weise im Schwarzen Meer zu beobachten ist, wird durch Sedimentproben belegt.

So wurde z.B. im Jahre 2004 auf der Expedition 302 des Integrated Ocean Drilling Program (IODP) ein 5.6 m langer Sedimentkern in der Nähe des zentralen Lomonossow-Rückens geborgen.

Die oberen Sedimentschichten des Kerns, die vor ca. 18.2 bis 17.5 Mio. Jahren auf dem arktischen Meeresboden abgelagert wurden, befinden sich über einer dicken Schicht aus grauem Silt, in welcher u.a. auch Frischwasser-Fossilien gefunden wurden (JAKOBSSON et al., 2007a).

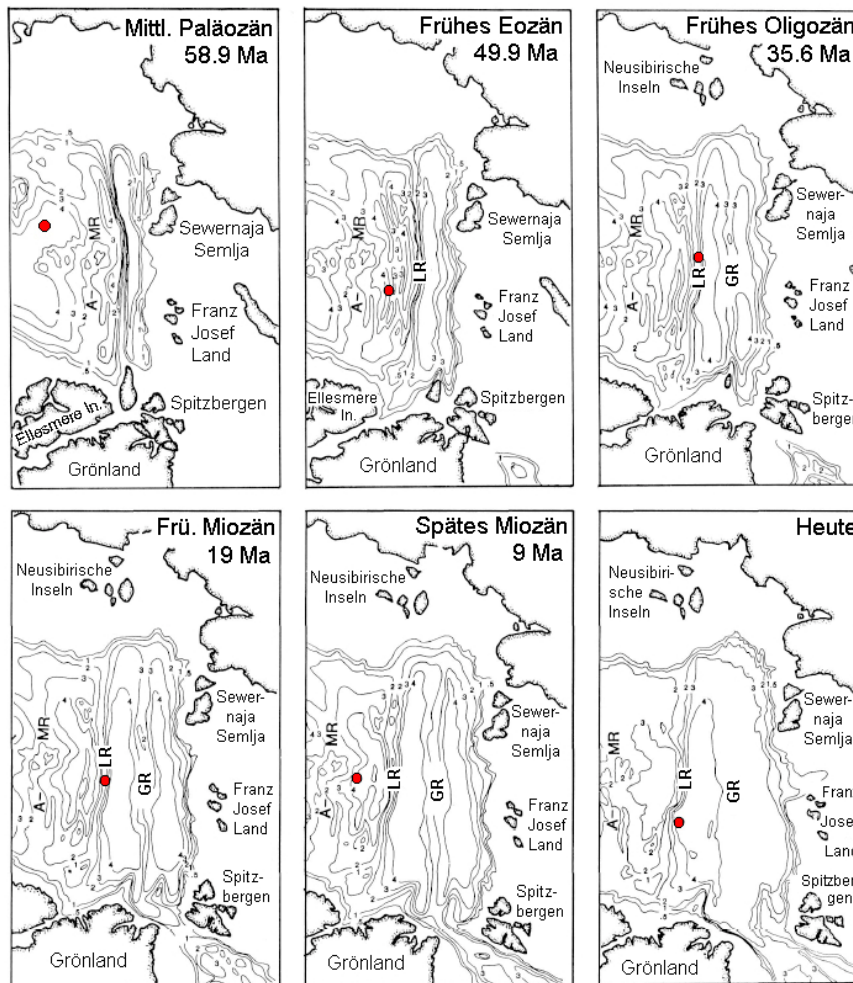


Abb. 1.3: Tektonische Entwicklung des Eurasischen Beckens in Mio. Jahren (Ma); die Zahlen an den Isolinien sind Tiefen in Kilometern (mod. KRISTOFFERSEN, 1990)

Abbildung 1.3 zeigt eine Rekonstruktion der Öffnungsgeschichte des Eurasischen Beckens vom Mittleren Paläozän (58.9 Ma) über das Frühe Eozän (49.9 Ma), Frühe Oligozän (35.6 Ma) und Frühe Miozän (19 Ma) bis zum Späten Miozän (9 Ma) und heute. Besonders deutlich tritt die Entstehung und Verlagerung der drei großen arktischen Rückensysteme Alpha-Mendelejew-Rücken (A-MR), Lomonossow-Rücken (LR) und Gakkel-Rücken (GR) hervor (KRISTOFFERSEN, 1990). Eine gute Orientierungsmarke stellt der geographische Nordpol (roter Punkt) dar, der seine Position zu den Rücken und umliegenden Küstenlinien im Laufe der Zeit erheblich geändert hat.

1.4 Spreizungsraten und Seafloor Spreading

Die Spreizungs- und Subduktionsraten, mit denen sich die Platten der Lithosphäre voneinander entfernen oder aufeinander zu bewegen, sind von großer Bedeutung für die geologischen Prozesse an den Plattenrändern. Mit ihrer Hilfe lassen sich die Mittelozeanischen Rücken z.B. in verschiedene Klassen unterteilen und typisieren (DICK et al., 2003). Autoren wie MALINVERNO (1991), MALINVERNO & COWIE (1993) oder SMALL (1994; 1998) haben gezeigt, dass die Topographie und Oberflächenstruktur (Rauigkeit) von ozeanischen Rückensystemen eng mit den Spreizungsgeschwindigkeiten zusammenhängen: Schnell spreizende Rücken weisen andere morphologische Eigenschaften auf als langsamere Rückensegmente (mehr dazu in Kap. 3, S. 89).

Die Bewegungsraten der Lithosphärenplatten können mittlerweile sehr präzise bestimmt werden. Sie reichen von wenigen Millimetern pro Jahr am Gakkel-Rücken bis zu mehreren Zentimetern pro

Jahr am Ostpazifischen Rücken² (Abb. 1.4). Die Unterschiede mögen angesichts der ungeheuren Größe der Platten winzig und vernachlässigbar gering erscheinen. Tatsächlich sind sie aber von entscheidender Wichtigkeit. Aus diesem Grunde wird in diesem Abschnitt ein kurzer Überblick gegeben, mit welchen Methoden die Plattenbewegungen ermittelt werden.

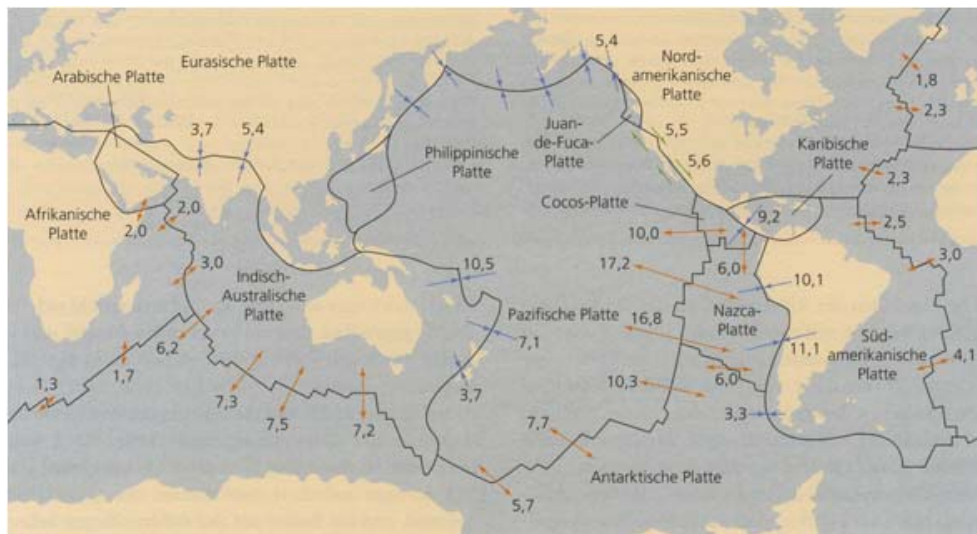


Abb. 1.4: Divergierende und konvergierende Plattenbewegungen der Lithosphäre in Zentimetern/Jahr, basierend auf Daten des Modells NUVEL-1 (PRESS & SIEVER, 2003)

Die Relativbewegung zweier angrenzender Platten lässt sich mithilfe der Eulerschen Geometrie auf einer sphärischen oder ellipsoidischen Oberfläche als Rotation um einen gemeinsamen Pol darstellen. Die Relativbewegung ist am Äquator der Bewegung am größten und nimmt zu den Polen ab. Aus der Rotationsgeschwindigkeit können Spreizungs- oder Subduktionsbewegungen benachbarter Platten an verschiedenen Orten des Plattenrandes abgeleitet werden. Die in der Fachliteratur genannten Bewegungsraten basieren häufig auf dem plattenkinematischen Modell NUVEL-1 von DEMETS et al. (1990) oder auf verbesserten Nachfolgeversionen (ARGUS & GORDON, 1991; DEMETS et al., 1994; JIN et al., 2004). Geophysikalische Modelle wie NUVEL-1 leiten die Rotationsgeschwindigkeiten der lithosphärischen Platten ausschließlich aus magnetischen Anomalien ab, die an den tektonisch aktiven Mittelozeanischen Rücken überall auf der Erde beobachtet werden können.

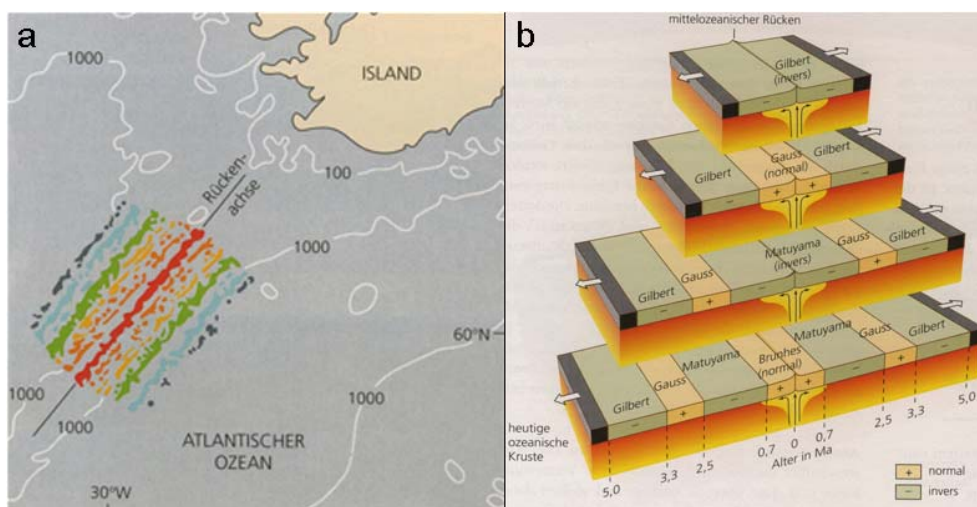


Abb. 1.5: Magnetisches Streifenmuster am Reykjanes-Rücken (a) und das dazugehörige Alter der Epochen in Mio. Jahren (b) (PRESS & SIEVER, 2003)

² Die schnellste Plattenbewegung der Erde wurde mit 24 cm pro Jahr zwischen der konvergierenden Pazifischen und der Australischen Platte in der Nähe der Samoa-Inseln gemessen (PRESS & SIEVER, 2003).

Abbildung 1.5a zeigt magnetische Anomalien, die über dem Reykjanes-Rücken, einem Teil des Mittelatlantischen Rückens südwestlich von Island, gemessen wurden. Sie resultieren aus der sich unregelmäßig wiederholenden Umpolung des Erdmagnetfeldes. In Zeitabständen, die in der Größenordnung von 500 000 Jahren³ zu liegen scheinen (PRESS & SIEVER, 2003), wechselt das Magnetfeld der Erde seine Richtung, so dass magnetischer Nord- und Südpol vertauscht werden.

Dieser Prozess, dessen Ursache nicht vollständig geklärt und Bestandteil aktueller Forschung ist, hat unmittelbare Auswirkungen auf die Gesteinsbildung an ozeanischen Rücken. Das aus dem Erdmantel aufsteigende, flüssige Magma wird am Ozeanboden beim Kontakt mit dem auflastenden Meerwasser abgekühlt und erstarrt zu festem, basaltischen Gestein. Die Richtung des zu diesem Zeitpunkt herrschenden Magnetfeldes wird dabei in den magnetischen Mineralen des Gesteins konserviert. Da sich der neu gebildete Meeresboden im Laufe der Zeit von der Rückenachse entfernt, entsteht auf beiden Seiten des Rückens ein charakteristisches Streifenmuster mit wechselnder magnetischer Polarität (Abb. 1.5b). Die Richtung des heutigen Magnetfeldes wird dabei als normal oder positiv bezeichnet, die umgekehrte Richtung als invers oder negativ. Die Streifenabschnitte können durch radiometrische Altersbestimmung von Gesteinsproben vom Meeresgrund und Festlandgesteinen schließlich einer geomagnetischen Zeitskala zugeordnet werden. Für den Reykjanes-Rücken wurden vier größere magnetische Epochen (Brunhes, Matuyama, Gauss und Gilbert, benannt nach Pionieren der Geomagnetik) beobachtet, der Meeresboden dieser Abschnitte konnte demnach auf ein Alter zwischen 0,7, 2,5, 3,3 und 5 Mio. Jahren datiert werden (PRESS & SIEVER, 2003; BAHLBURG & BREITKREUZ, 2004).

Die globale Altersverteilung des Meeresbodens zeigt Abbildung 1.6. Die farbig abgestuften Flächen umfassen einen Zeitraum, der von heute bis ins mittlere Mesozoikum zurückreicht. Die Grenzlinien zwischen den Flächen werden als Isochronen (Linien gleichen Alters) bezeichnet. Die schwarzen Linien in der Karte skizzieren den Verlauf von tektonisch aktiven Rändern an kontinentalen und ozeanischen Platten. Inaktive Plattenränder, wie z.B. vor der Südwestspitze Grönlands und der Ostküste Madagaskars, sind rot dargestellt. Die Mittelozeanischen Rücken, die benachbarte ozeanische Platten voneinander trennen, sind in viele kleinere Segmente unterteilt. Ihre Spreizungsachsen werden an Bruchzonen (Fracture Zones) seitlich versetzt, was am Mittelatlantischen und Ostpazifischen Rücken gut zu sehen ist.

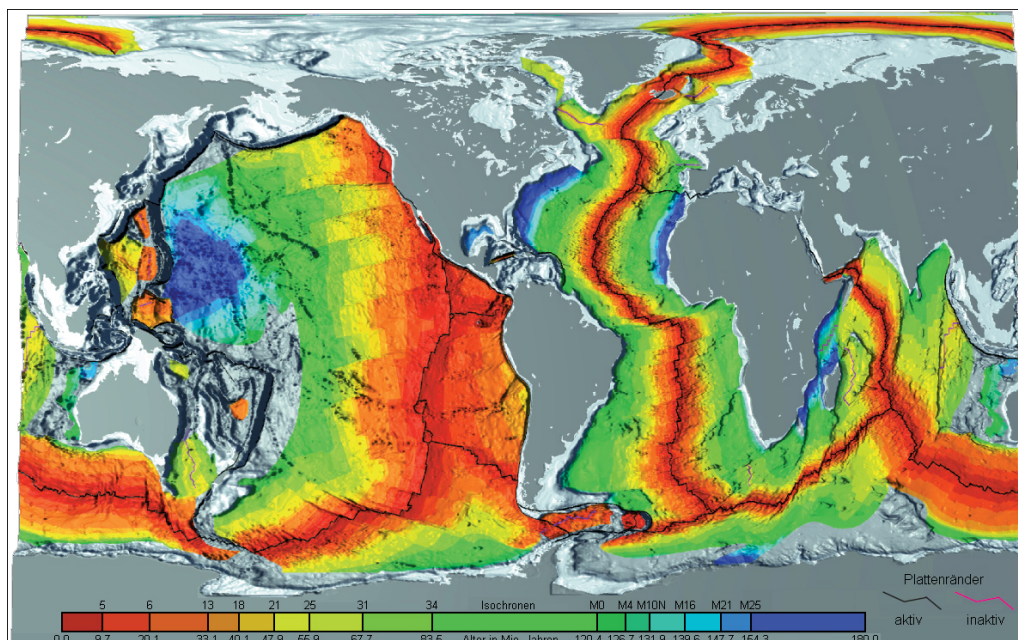


Abb. 1.6: Alter des Meeresbodens in Mio. Jahren mit dazugehörigen Isochronen. Aktive Plattenränder sind schwarz, inaktive Ränder rot markiert (mod. MÜLLER et al., 1993; 1997).

³ Innerhalb größerer Epochen bestimmter magnetischer Polarität, wie sie Abb. 1.5b zeigt, gab es immer wieder kurzzeitige Umpolungen des Erdmagnetfeldes (sog. magnetische Events), die von einigen tausend bis zu ca. 200 000 Jahren gedauert haben. Einen detaillierten Überblick zur Polumkehrung der letzten 155 Mio. Jahre gibt z.B. die geomagnetische Zeitskala von KENT & GRADSTEIN (1986).

Aus Abbildung 1.6 wird ersichtlich, dass das Alter des Meeresbodens mit der Entfernung von den Mittelozeanischen Rücken stetig zunimmt. Die ältesten Meeresböden, die in der Jura-Zeit vor etwa 180 Mio. Jahren entstanden sind, befinden sich z.B. im Nord-Atlantik vor der Ostküste Nordamerikas und der Nordwestküste Afrikas oder im Nordwest-Pazifik östlich des Japan- und Marianengraben. Mithilfe der Altersdatierung des Meeresbodens nach der geomagnetischen Zeitskala und eines Referenznetzes, welches aus ortsfest angenommenen Hot Spots (wie z.B. Hawaii) besteht, können Modelle wie NUVEL-1 Rotationsbewegungen und Driftraten für die Lithosphärenplatten der Erde berechnen.

Gänzlich andere Methoden zur Bestimmung der Plattenbewegungen benutzen hingegen geodätische Modelle wie z.B. APKIM (DREWES et al., 1992; DREWES, 1998) oder REVEL (SELLA et al., 2002). Sie leiten die Rotationsgeschwindigkeiten und Driftraten der tektonischen Platten aus land- und satellitengestützten Messverfahren ab, wobei vor allem das Globale Positionierungssystem (GPS) zum Einsatz kommt. Zur Unterstützung und Kombination der Messungen werden aber auch ältere Verfahren wie z.B. Satellite Laser Ranging (SLR) oder Very Long Baseline Interferometry (VLBI) einbezogen (ARGUS & GORDON, 1990).

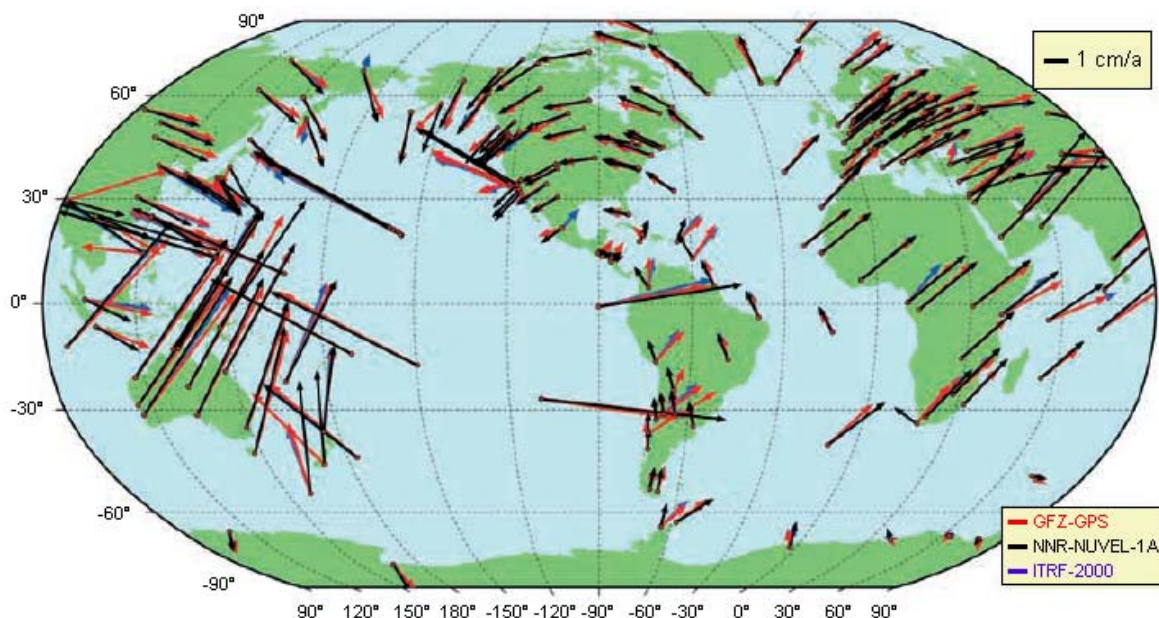


Abb. 1.7: Stationsgeschwindigkeiten aus GPS-Messungen (rot), dem Modell NNR-NUVEL-1A (schwarz) und bzgl. des Terrestrischen Referenzrahmens ITRF-2000 (blau) (mod. GFZ, 2005)

Eine Untersuchung von ROBBINS et al. (1993) hat gezeigt, dass geophysikalische und geodätische Methoden zu sehr ähnlichen Ergebnissen für die globalen Plattenbewegungen kommen. Ein Vergleich der Rotationsvektoren aus SLR- und VLBI-Messungen mit NUVEL-1 ergab einen Korrelationskoeffizienten von 0.994, wobei die geodätischen Raten im Durchschnitt $6\% \pm 1\%$ langsamer sind. Bei einem Vergleich mit NUVEL-1A, dessen Drehgeschwindigkeiten um 4.4% langsamer sind als die des NUVEL-1 Modells, sinkt die Differenz sogar auf unter 2% .

Dieses Ergebnis wird durch eine Studie des GeoForschungszentrums (GFZ) Potsdam unterstützt. Wie Abbildung 1.7 zeigt, stimmen die Bewegungsraten aus GPS-Messungen, die vom GFZ zwischen 1993 und 2005 auf rund 200 global verteilten Stationen registriert wurden, mit den Geschwindigkeiten des Modells⁴ NNR-NUVEL-1A in Betrag und Richtung für die meisten Regionen der Erde sehr gut überein (GFZ, 2005).

Sowohl geodätische als auch geophysikalische Modelle deuten also auf sehr stabile Plattenbewegungen über einen Zeitraum von wenigen bis zu mehreren Millionen Jahren hin.

⁴ NNR steht für No Net Rotation. Bei diesen Modellen wird die globale Rotation des Stationsnetzes relativ zum einem erdgebundenen Referenzrahmen, wie z.B. dem Internationalen Terrestrischen Referenzrahmen (ITRF-2000), nicht berücksichtigt.

1.5 Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition

Die Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition (AMORE) führte das deutsche Forschungsschiff *Polarstern* und den amerikanischen Eisbrecher *Healy* im Sommer 2001 auf einer gemeinsamen zehnwöchigen Reise zum Gakkel-Rücken und geographischen Nordpol. Abbildung 1.8 zeigt auf einem Ausschnitt der International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean 1.0 (JAKOBSSON et al., 2000; 2001; 2004) die Fahrtroute von *Polarstern* (gelbe Linie). Das von beiden Schiffen beprobte und vermessene Gebiet entlang des Rückens (7° W – 85° E, 82° N – 87° N) ist ca. 1100 km lang und umfasst eine Fläche von rund 32 000 km². Die geringste Tiefe von 568 m wurde auf der Spitze eines gewaltigen Seamounts bei 86° 43' N, 61° 07' E gemessen. Die größte registrierte Wassertiefe befindet sich mit 5667 m im zentralen Rifttal des Gakkel-Rückens bei 86° 27' N, 40° 40' E.

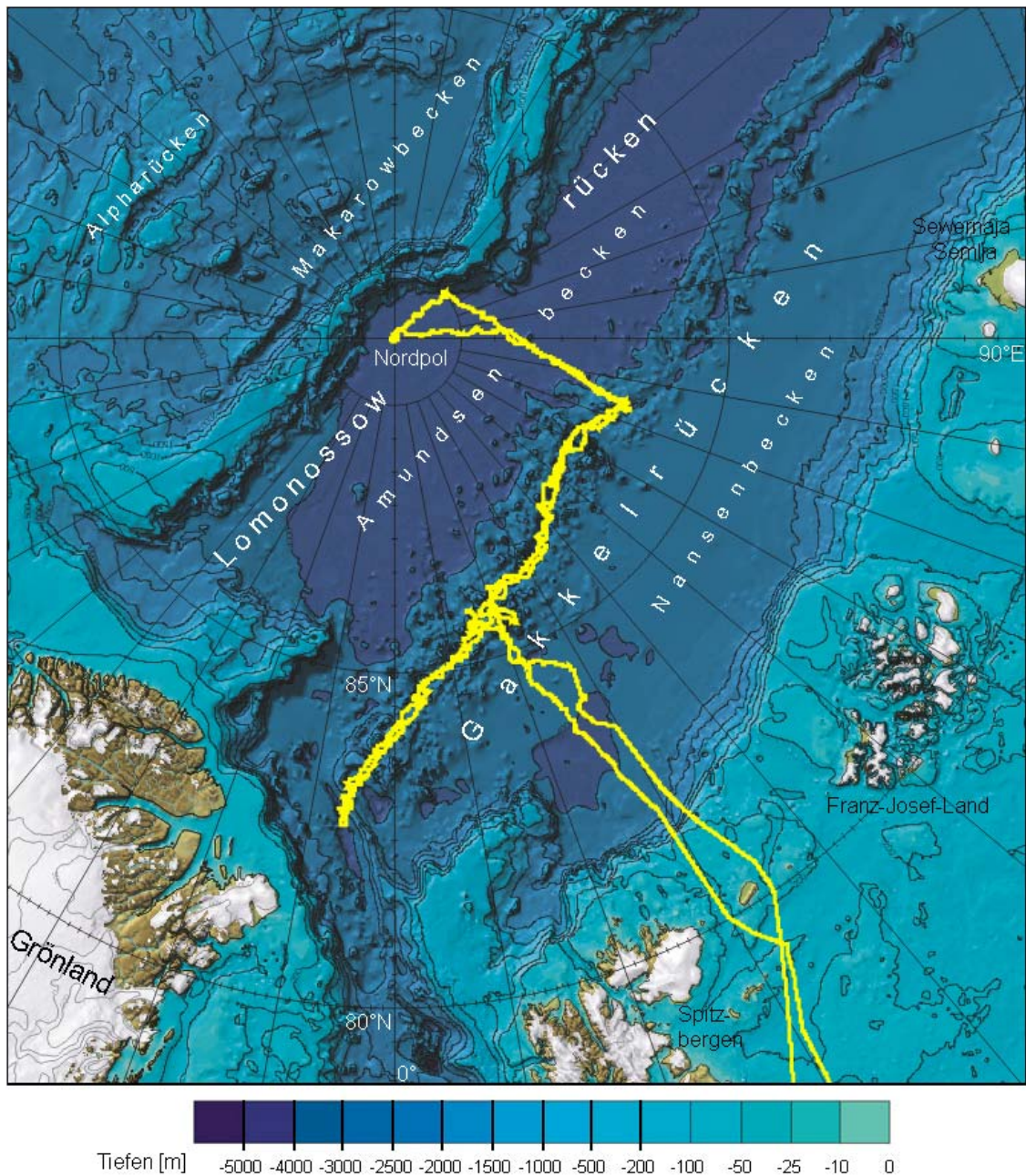


Abb. 1.8: Die gelbe Linie zeigt die Fahrtroute von FS *Polarstern* während der AMORE-Expedition 2001 von Tromsø (Norwegen) zum Gakkel-Rücken und Nordpol und zurück nach Bremerhaven. Im Hintergrund ist das farblich abgestufte und künstlich beleuchtete Bathymetrie-Relief der IBCAO 1.0 zu sehen, welches mit der Fledermaus-Software erstellt wurde. Die fetten schwarzen Balken der Tiefenskala (-5000 m bis -200 m) stellen Konturlinien in der Karte dar.

1.6 Forschungsschiffe *Polarstern* und *Healy*

Das Forschungsschiff *Polarstern* (Abb. 1.9) wurde 1982 in Dienst gestellt und hat seitdem unter der Leitung des Alfred-Wegener-Institutes für Polar- und Meeresforschung (AWI) mehr als 40 Expeditionen in polaren Gebieten durchgeführt. Neben den wissenschaftlichen Arbeiten auf See wird das Schiff auch zur Versorgung von Forschungsstationen in Arktis und Antarktis verwendet.

Der speziell verstärkte, doppelhüllige Schiffsrumpf ermöglicht das Durchfahren von 1.5 m dicken

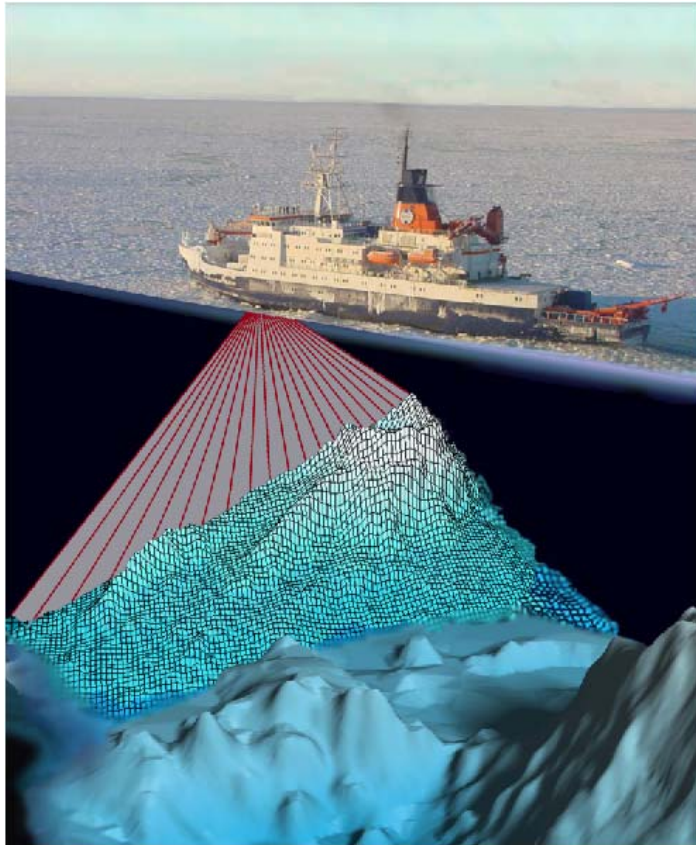


Abb. 1.9: Fächersonarmessung auf FS *Polarstern* (H. Hinze, AWI; erschienen in FÜTTERER & FAHRBACH, 2007)



Abb. 1.10: USCGC *Healy* beim Eisbrechen (AWI, 2001b)

Eisschollen bei Geschwindigkeiten von 5 Knoten. Dickeres Eis muss durch Rammen gebrochen werden. *Polarstern* verfügt über neun modern ausgestattete Labore und ist für Arbeiten aus dem Bereich der Geo-, Bio- und Klimawissenschaften ausgerüstet. An Bord ist Platz für 44 Besatzungsmitglieder und 50 Wissenschaftler, außerdem können zwei Hubschrauber transportiert werden (AWI, 2008). Seit 1997 ist auf *Polarstern* das Fächersonarsystem Hydrosweep DS-2 der deutschen Firma Atlas Elektronik installiert (SCHENKE, 1997). Es wird vor allem zur Kartierung des Meeresbodens in polaren Tiefseegebieten genutzt, wie Abbildung 1.9 illustriert.

Der United States Coast Guard Cutter *Healy* (Abb. 1.10) wurde 1999 in Dienst gestellt und ist damit das zur Zeit modernste Forschungsschiff der amerikanischen Küstenwache. Die AMORE-Expedition 2001 stellte für die *Healy* die wissenschaftliche Jungfernfahrt dar. Bei einer gleichmäßigen Geschwindigkeit von drei Knoten kann das Schiff bis zu 1.5 m dicke Eisschollen durchfahren. Eisbedeckungen von bis zu 2.5 m Stärke können durch Zurücksetzen und Rammen durchbrochen werden.

Die *Healy* ist für ein breites Spektrum von geo- und meereswissenschaftlichen Arbeiten ausgerüstet und verfügt über sieben gut ausgestattete Labore. Sie kann zwei Helikopter tragen und bietet Platz für 103 Besatzungsmitglieder und 35 Wissenschaftler (US COAST GUARD, 2008). Im Rumpf des Schiffes ist das Fächersonarsystem Seabeam 2112 der amerikanischen Firma Seabeam Instruments installiert.

Bezüglich der Messtechnik, Funktionalität, Datenstruktur und Datenverarbeitung weisen beide Fächersonarsysteme signifikante Unterschiede auf, deren Untersuchung einen Hauptbestandteil dieser Arbeit darstellt. Sie werden in den Kapiteln 2 bis 4 eingehend erläutert.

1.7 Gakkel-Rücken

Ein wichtiger Aspekt, der den Gakkel-Rücken zu einem der interessantesten Forschungsobjekte für Geowissenschaftler macht, sind seine extrem langsamen Spreizungsgeschwindigkeiten. Das Rückensystem weist im südwestlichen Teil (Lena-Trog) eine Spreizungsrate von ca. 14 mm pro Jahr auf, die bei 85° E auf ca. 9 mm pro Jahr absinkt und im nordöstlichen Teil (Laptewsee) nur noch ca. 6 mm pro Jahr beträgt (COAKLEY & COCHRAN, 1998; COCHRAN et al., 2003; MICHAEL et al., 2003b; JOKAT et al., 2003a, JOKAT & SCHMIDT-AURSCH, 2007; SCHLINDWEIN et al., 2007). In der Nähe des Rotationspols von Eurasischer und Nordamerikanischer Platte, welcher sich in der Nähe des Lena-Deltas befindet, tendiert die Öffnungsrate gegen Null (JAKOBSSON et al., 2003). Der Gakkel-Rücken ist damit der am langsamsten spreizende Mittelozeanische Rücken der Erde.

Die ersten flugzeuggestützten Messungen des Magnetfeldes über dem Gakkel-Rücken wurden von KARASIK (1968; 1974) durchgeführt und durch spätere Messungen von z.B. VOGT et al. (1979) bestätigt und erweitert. Die Ergebnisse dieser aeromagnetischen Experimente weisen auf eine leichte Asymmetrie des Spreizungsprozesses hin, welche ersichtlich wird, wenn man das Alter⁵ der ermittelten Isochronen 5 (9.7 Ma), 6 (20.1 Ma), 13 (33.1 Ma), 20 (42.5 Ma), 21 (47.9), 22 (49.7 Ma), 23 (51.7) und 24 (53.3 Ma) gegen ihre Entfernung zur Rückenachse aufträgt.

Globale Modelle haben bislang für langsame Mittelozeanische Rücken kaum vulkanische Aktivitäten vorhergesagt. Sind diese Modelle richtig, müsste der größte Teil der neu produzierten Kruste durch Akkretion von astenosphärischem Material entstanden sein; Bodenproben sollten also vorwiegend aus Mantelgesteinen wie Peridotit bestehen. Des Weiteren müsste eine starke positive magnetische Anomalie entlang der Rückenachse zu beobachten sein. Aufgrund der langsamen Spreizungsgeschwindigkeiten sollte man eine gleichmäßig dünne Kruste von weniger als vier Kilometern Mächtigkeit vorfinden. Wie sich nach der AMORE-Expedition allerdings gezeigt hat, treffen diese Vermutungen nicht zu: Die bisherigen geophysikalischen Modelle versagen in der nördlichen Arktis (KURRAS et al., 2001b; JOKAT, 2003).

Auf der AMORE-Expedition wurden große, vulkanisch aktive Flächen am Gakkel-Rücken entdeckt. Der Vulkanismus wird durch frisches, glashaltiges Basalt aus rezenten Lavaströmen in der Nähe unzähliger Vulkankegel belegt sowie durch hydrothermale Quellen (Plumes), welche mit autonomen Rekordern (MAPR) aufgezeichnet wurden (EDMONDS et al., 2003; BAKER et al., 2004). Mantelperidotit wurde in einer breiten amagmatischen Zone direkt auf der Rückenachse gedredht. In den Gebieten nördlich und südlich dieser Zone wurde zur Überraschung jedoch hauptsächlich Basalt zu Tage gefördert (SNOW, 2002; MICHAEL et al., 2001; 2003a; 2003b).

Starke magnetische Anomalien wurden am Gakkel-Rücken zwar registriert, sie beschränken sich jedoch auf wenige Gebiete. Eine kontinuierliche Anomalie ist nicht vorhanden, wie schon die Messungen von KARASIK (1968) und VOGT et al. (1979) vermuten ließen. Die Auswertung der seismischen Messungen ergab wie erwartet eine dünne Kruste am Gakkel-Rücken. Die Mächtigkeit schwankt allerdings relativ stark und liegt zwischen 1.9 km und 3.3 km (JOKAT et al., 2003a; JOKAT & SCHMIDT-AURSCH, 2007).

Die Ergebnisse der hochaufgelösten bathymetrischen Vermessung des Gakkel-Rückens haben erstmalig deutlich gemacht, dass entlang der Spreizungszone rückenartige Strukturen des Grundgebirges (Basement-Rücken) auftreten, die quer zur Spreizungsachse verlaufen. Wie Abbildung 1.12 zeigt, wurden insgesamt sechs Basement-Rücken (A-F) kartiert, die sich in Abständen von 100 km befinden. Auffällig ist, dass sich die Richtung der Rückenachse an diesen Diskontinuitätsstellen signifikant (um bis zu 57°) ändert. Die geophysikalischen und petrologischen Daten der AMORE-Expedition charakterisieren diese Basement-Rücken als langlebige magmatische Zentren, die seit mindestens 25 Mio. Jahren aktiv sind. Solche magmatischen Zentren wurden an langsamen, aber auch an schnelleren Mittelozeanischen Rückensystemen bisher für wenig wahrscheinlich gehalten (SNOW, 2002; JOKAT, 2003).

Eine Konsequenz der Expedition ist die Etablierung einer neuen Klasse von „ultra-langsam“ spreizenden Rücken, die den Gakkel- und Südwest-Indischen Rücken umfasst (DICK et al., 2003). Die Ursachen für die beobachteten Phänomene, die bei Spreizungsgeschwindigkeiten von weniger als 12 mm pro Jahr auftreten, sind noch unbekannt und Bestandteil aktueller Forschung.

⁵ Die Altersangaben in Klammern (Ma) bedeuten Millionen Jahre und basieren auf der verbesserten geomagnetischen Zeitskala von CANDE & KENT (1995), welche auch in Abbildung 1.6 zu sehen ist.

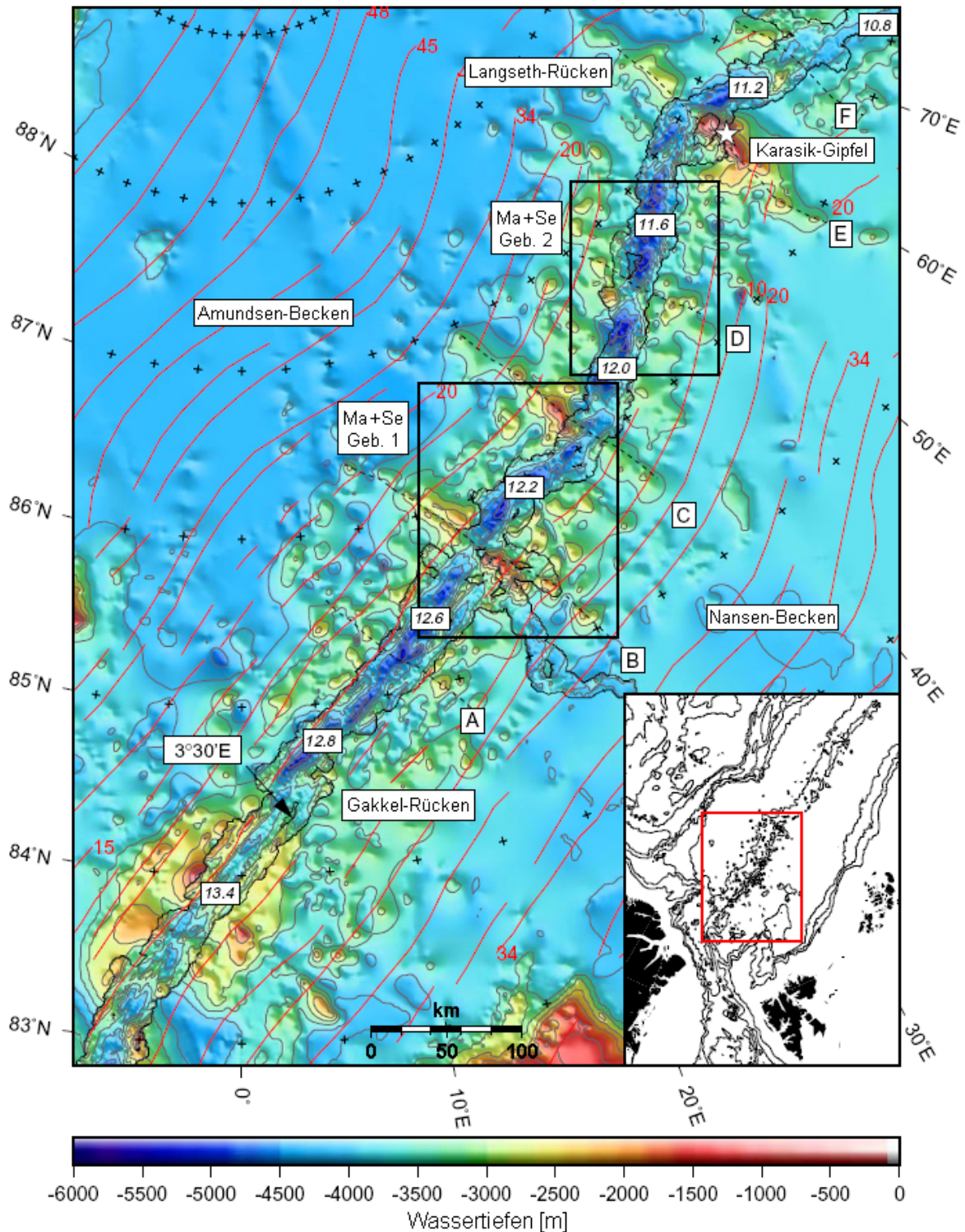


Abb. 1.11: Bathymetrie des Gakkel-Rückens aus AMORE-Daten (schwarz umrandet) und IBCAO-Daten (im Hintergrund) mit 500 m Isolinien. Die rote Linien stellen magnetische Isochronen dar, die Zahlen bedeuten das Alter des Meeresbodens in Mio. Jahren. Kursive Zahlen in weißen Kästchen sind Spreizungsraten in mm/Jahr, basierend auf dem Modell NUVEL-1A von DEMETS et al. (1994). Die Buchstaben A bis F kennzeichnen senkrecht zur Spreizungsachse verlaufende Basement-Rücken (gestrichelte Linien). In den Gebieten 1 und 2 (schwarze Rahmen) wurden von JOKAT et al. (2003a) erste magnetische und seismische Messungen (Ma+Se) ausgewertet. Die geophysikalische Charakterisierung des Gakkel-Rückens unter Verwendung der vollständigen refraktionsseismischen und aeromagnetischen Experimente der AMORE-Expedition findet sich bei JOKAT & SCHMIDT-AURSCH (2007). Die Übersichtskarte unten rechts zeigt die Lage des Arbeitsgebietes nördlich von Grönland und Spitzbergen (mod. JOKAT et al., 2003a).

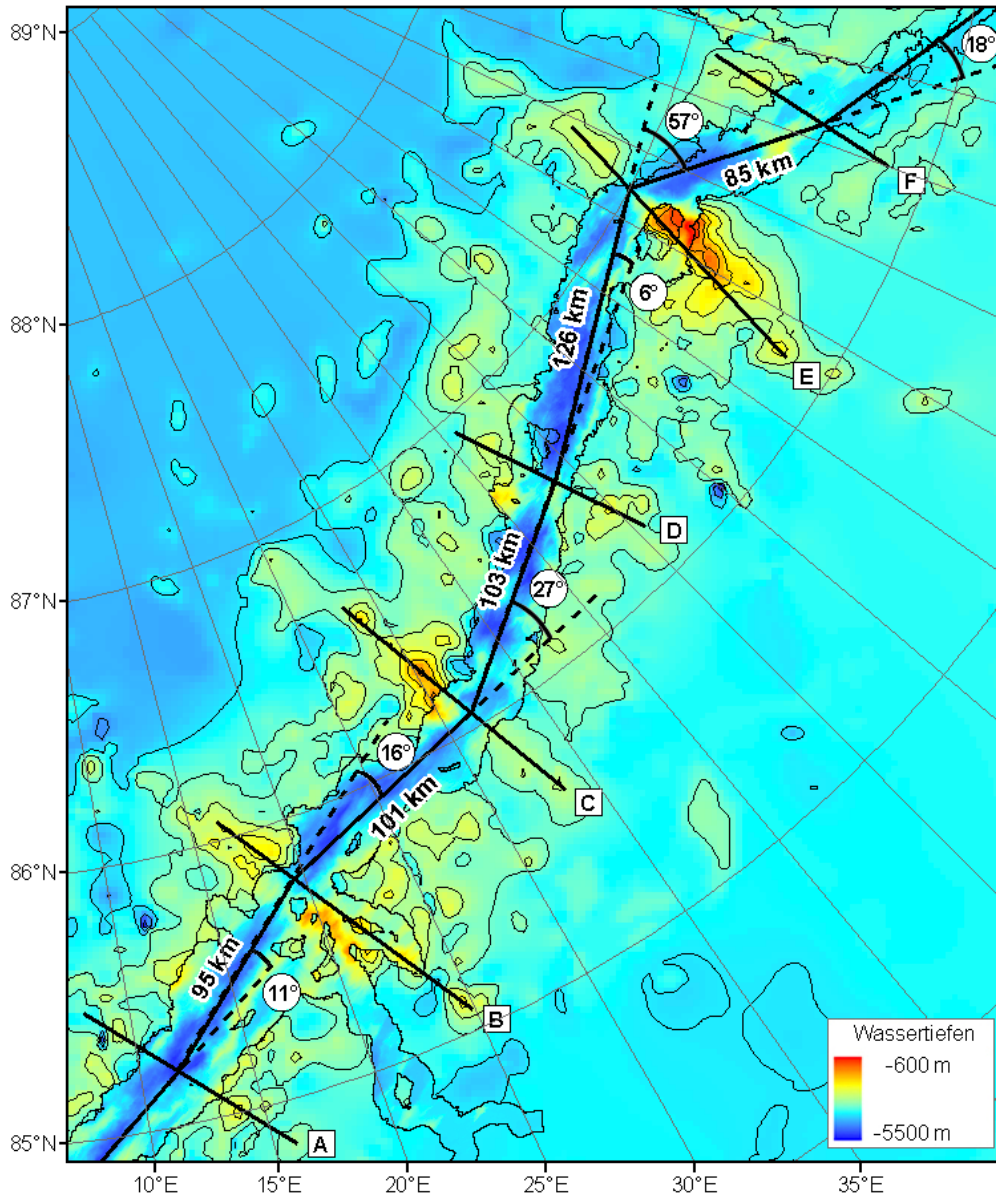


Abb. 1.12: Richtungsänderung der Spreizungsachse (in Grad) und Länge der Rückensegmente (in Kilometern) zwischen den Basement-Rücken A bis F

Wie die AMORE-Bathymetrie und -Gesteinsproben in Abbildung 1.13 zeigen, kann der Gakkel-Rücken nach morphologischen und lithologischen Kriterien in drei verschiedene Segmente unterteilt werden: eine Westliche Vulkanische Zone (WVZ), eine Spärlich Magmatische Zone (SMZ) und eine Östliche Vulkanische Zone (EVZ) (MICHAEL et al., 2003b). Das steil abfallende, axiale Tal des Gakkel-Rückens ist teilweise über 5 km tief und damit das tiefste Mittelozeanische Rückental der Erde (KLEIN, 2003). Ähnlich zu weiten Teilen des ultra-langsamem SWIR sind keine Transformstörungen zu beobachten, die die Rückenachse seitlich versetzen (GRINDLAY et al., 1998; DICK et al., 2003; BAKER et al., 2004). Nach gängigen geophysikalischen Modellen sollte die Dicke der Erdkruste mit abnehmenden Spreizungsraten geringer werden: Schnell spreizende Rücken produzieren größere Mengen von geschmolzenem Material und erzeugen so mehr Vulkanismus, welcher dicke Gabbro- und Basaltschichten hinterlässt. Am Gakkel-Rücken wurde ausschließlich dünne Kruste mit einer Mächtigkeit von ca. 2-3 km gefunden. An Stellen der SMZ, wo Peridotit gefördert wurde, gibt es überhaupt keine seismischen Nachweise für ozeanische Kruste. Die Krustendicke an schnelleren Rückensystemen beträgt hingegen um 7 km (JOKAT et al., 2003a). Die EVZ ist durch eine größere Sedimentbedeckung gekennzeichnet als die WVZ und SMZ, wo nur vereinzelte, dünne Schichten registriert wurden (DRACHEV, 2002). Diese Tatsache wird ebenfalls durch gravimetrische und magnetische Messungen belegt (BROZENA et al., 2003).

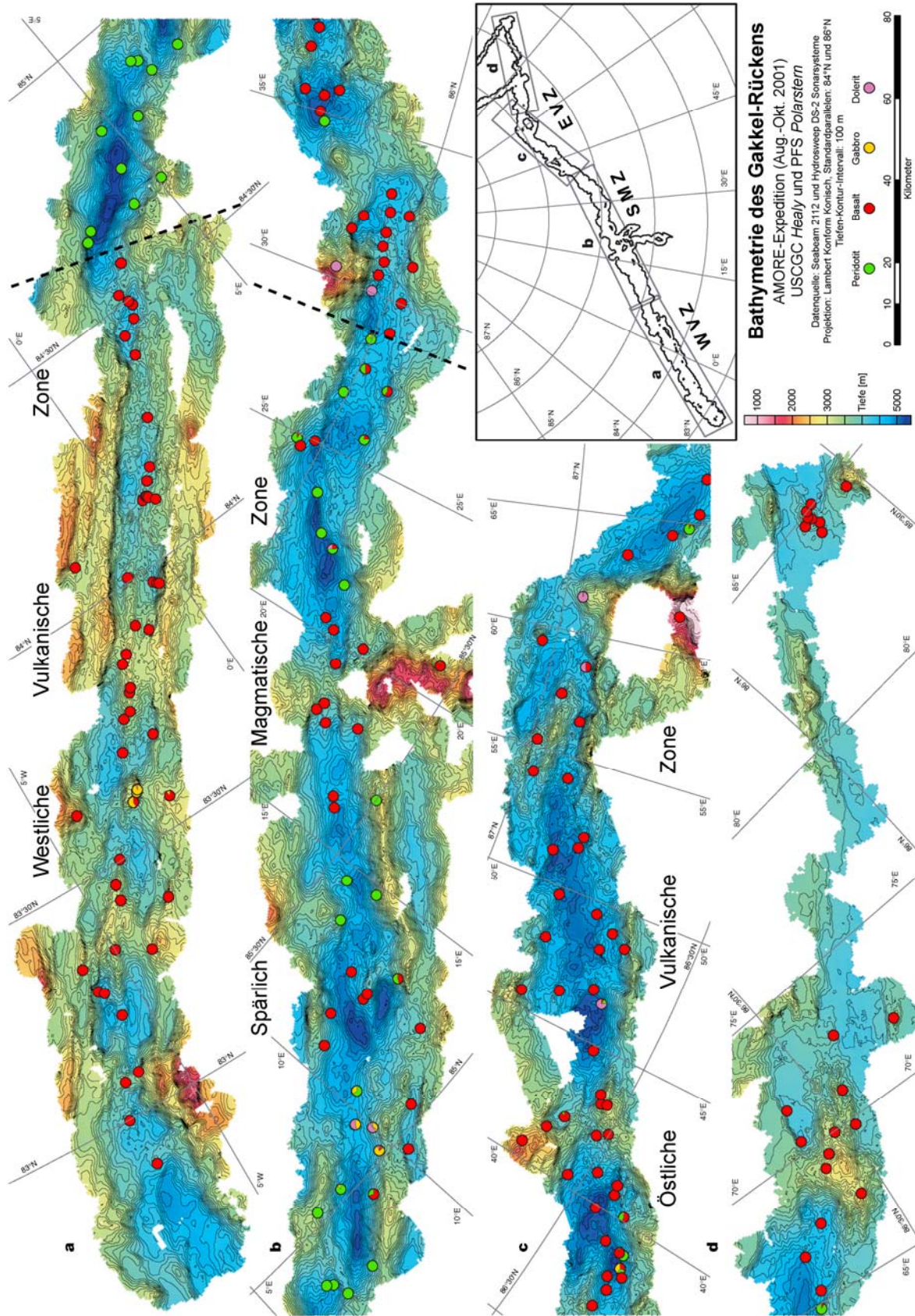


Abb. 1.13: Segmentierung des Gakkel-Rückens in eine Westliche Vulkanische Zone (a), eine Spärlich Magmatische Zone (b) und eine Östliche Vulkanische Zone (c, d). Die Bathymetrie basiert auf den hochaufgelösten Fächersonardaten der AMORE-Expedition, die Intervalle zwischen den Tiefenlinien betragen 100 m. Die farbigen Punkte kennzeichnen die Lokationen und Bestandteile der von *Polarstern* und *Healy* geförderten Gesteinsproben: Grün steht für Peridotit, Rot für Basalt, Orange für Gabbro und Violett für Dolerit (mod. MICHAEL et al., 2003b).

2. Hydroakustische Grundlagen

Zum Verständnis dieser Arbeit wird eine Reihe von grundlegenden Begriffen aus der Hydroakustik und Wasserschalltechnik benötigt, die in diesem Kapitel erläutert werden. Die mathematischen Gleichungen, auf die in den Kapiteln 3 bis 6 zurückgegriffen wird, stammen zu einem großen Teil aus den Nachschlagewerken von CARUTHERS (1977), URICK (1983), NIELSEN (1991), BLONDEL & MURTON (1997), MEDWIN & CLAY (1998), URBAN (2002), LURTON (2002), DE JONG et al. (2002), IHO (2005) und STEWART (2007). In diesen Werken findet sich auch eine umfassende Darstellung der physikalischen Phänomene, die bei Messungen mit Fächersonarsystemen auftreten.

2.1 Physikalische Größen und Verhältnisse

Als physikalische Größe bezeichnet man eine messbare Eigenschaft eines Objektes oder Zustandes. Sie besteht aus einem Zahlenwert und der physikalischen Einheit, in der die Größe gemessen wird.

In der Hydroakustik wird anstelle von physikalischen Größen häufig das Verhältnis dieser Größen zueinander verwendet. Dabei unterscheidet man zwischen verschiedenen Begriffen, die im Folgenden erläutert werden.

2.1.1 Quotient und Verhältnis

Das Verhältnis aus zwei physikalischen Größen unterschiedlicher Art ist ebenfalls eine physikalische Größe und heißt Größenquotient. Beispiele sind Geschwindigkeit (Weg pro Zeit), Druck (Kraft pro Fläche) oder Dichte (Masse pro Volumen). Das Verhältnis zwischen zwei Größen gleicher Art nennt man Größenverhältnis. So kann z.B. die Dehnung eines Gegenstandes definiert werden, indem man die Differenz aus End- und Anfangslänge durch die Anfangslänge teilt.

2.1.2 Faktor und Grad

Das Verhältnis zweier linearer Größen gleicher Art heißt Größenfaktor, wobei die Bezugsgröße die Ausgangsgröße eines Systems ist (z.B. Reflexionsfaktor, Verstärkungsfaktor). Das Verhältnis zweier quadratischer Größen gleicher Art nennt man Größengrad, wenn das Ergebnis höchstens den Wert Eins annehmen kann (z.B. Wirkungsgrad, Reflexionsgrad oder Rückstreuungsgrad).

2.1.3 Maß und Pegel

In der Hydroakustik hat man es häufig mit Größen zu tun, die sich um mehrere Potenzen voneinander unterscheiden, so dass bei der Berechnung des Größenverhältnisses sehr große oder kleine Zahlen entstehen würden. Um dies zu vermeiden, bildet man den Zehnerlogarithmus des Verhältnisses. Das Ergebnis wird als Größenmaß (z.B. Empfangsübertragungsmaß, Dämpfungsmaß oder Rückstreumaß) bezeichnet und in der Pseudoeinheit Dezibel⁶ ausgedrückt:

$$\text{Größenmaß} = 10 \cdot \log \frac{x_2^2}{x_1^2} = 20 \cdot \log \frac{x_2}{x_1} \quad (2.1)$$

Die beiden linearen Größen x_1 und x_2 (z.B. Schallintensität) sind dabei proportional zur entsprechenden Leistung (z.B. Schalleistung) und proportional zu den Quadraten x_1^2 und x_2^2 der entsprechenden Feldgrößen (z.B. Schalldruck).

Der Zehnerlogarithmus des Verhältnisses einer linearen Größe x_1 zu einer festgelegten Bezugsgröße x_0 wird als Größenpegel bezeichnet (z.B. Sendeschallpegel, Nachhallpegel oder Schalldruckpegel) und ebenfalls in Dezibel ausgedrückt:

⁶ Ein Dezibel stellt keine physikalische Einheit dar, wie z.B. ein Meter oder eine Sekunde, sondern gibt lediglich das Verhältnis zweier physikalischer Größen wieder. Man spricht daher auch von einer Pseudoeinheit.

$$\text{Größenpegel} = 10 \cdot \log \frac{x_1^2}{x_0^2} = 20 \cdot \log \frac{x_1}{x_0} \quad (2.2)$$

Wichtig ist, dass man bei Pegelwerten die festgelegte Bezugsgröße angibt. So bezieht sich z.B. der Sendeschallpegel eines Sonargerätes üblicherweise auf einen Referenzdruck von 1 μPa in 1 m Abstand vom Sender.

2.2 Wellengleichung

Eine Schallwelle kann als Dichtestörung betrachtet werden, welche sich in einem Medium ausbreitet. Die Störung veranlasst die Partikel des Mediums, aus ihrer Ruhelage zu schwingen, so dass sich der Abstand der Partikel von Ort zu Ort ändert. Im Gegensatz zu elektromagnetischen Wellen (Transversalwellen), die sich senkrecht zur Schwingungsrichtung ausbreiten, handelt es sich bei Schall um Longitudinalwellen. Schwingungs- und Ausbreitungsrichtung sind parallel zueinander. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Schallwellen, die häufig auch als Kompressionswellengeschwindigkeit bezeichnet wird, ist an die physikalischen Eigenschaften des Mediums gekoppelt. Wenn die Kompressibilität des Mediums richtungsunabhängig ist, spricht man von einem isotropen Medium. Die Schallgeschwindigkeit in solchen Medien (z.B. Flüssigkeiten auf der Erdoberfläche) ist für jede Richtung gleich groß. Wenn die Materialeigenschaften des Mediums an jedem Ort gleich sind, nennt man das Medium homogen.

Die Schallgeschwindigkeit in Meerwasser wird in erster Linie von den Parametern Temperatur, Druck und Salzgehalt beeinflusst, welche mit sogenannten CTD-Sonden gemessen werden können (mehr dazu in den Kapitel 2.7.1 und 4.5.1). Da sich diese drei Parameter mit steigender Wassertiefe ändern, ist die Schallgeschwindigkeit abhängig vom Ausbreitungsort und von der Ausbreitungsrichtung. Das Medium Meerwasser bezeichnet man dementsprechend als inhomogen und anisotrop.

Die Ausbreitung von Schallwellen lässt sich im Allgemeinen als lineare Differentialgleichung zweiter Ordnung darstellen, die als Wellengleichung bekannt ist. Sie wird im nachfolgenden Abschnitt erläutert.

2.2.1 Schallschnelle und Schalldruck

Die Wellengleichung basiert auf zwei Grundgleichungen, welche die Schallschnelle bzw. den Schalldruck nach der Zeit ableiten (URBAN, 2002):

Erste Grundgleichung oder Bewegungsgleichung:

$$-\text{grad } p(x,t) = -\nabla p(x,t) = \rho_0 \cdot \frac{\partial v(x,t)}{\partial t} \quad (2.3)$$

Zweite Grundgleichung oder Kontinuitätsgleichung:

$$\text{div } v(x,t) = \nabla v(x,t) = -\frac{1}{\rho_0 \cdot c^2} \cdot \frac{\partial p(x,t)}{\partial t} \quad (2.4)$$

$$x : \text{Ortsvektor, } x = x_x i + x_y j + x_z k \text{ [m]} \quad \nabla : \text{Nablaoperator, } \nabla = \frac{\partial i}{\partial x} + \frac{\partial j}{\partial y} + \frac{\partial k}{\partial z}$$

$v(x,t)$: Schallschnelle [m/s]

c : Schallgeschwindigkeit [m/s]

$p(x,t)$: Schallwechseldruck [N/m²]

ρ_0 : mittlere Dichte des Mediums [kg/m³] t : Zeit [s]

Die Schallschnelle (oder Partikelgeschwindigkeit) v charakterisiert die Wechselgeschwindigkeit eines schwingenden Wasserteilchens. Sie ist die zeitliche Ableitung des Schallausschlages $\xi(x,t)$. Der Schallausschlag $\xi(x,t)$ ist die Auslenkung eines Wasserpartikels aus seiner Ruhelage:

$$v(x,t) = \frac{\partial \xi(x,t)}{\partial t} \quad (2.5)$$

$\xi(x,t)$: Schallausschlag oder Schallamplitude [m]

Die mittlere Schallgeschwindigkeit beträgt in Seewasser ca. 1500 m/s und ist aufgrund dessen höherer Dichte ungefähr fünfmal größer als die Schallgeschwindigkeit in der Luft (ca. 330 m/s).

Der Schalldruck p charakterisiert den durch die Schallschwingungen verursachten Wechseldruck. Er ist die Differenz zwischen dem momentanen Druck P und dem mittleren statischen Druck P_0 :

$$p(x,t) = P(x,t) - P_0(x) \quad (2.6)$$

$p(x,t)$: Schallwechseldruck [N/m²] $P(x,t)$: moment. Druck $P_0(x)$: mittlerer statischer Druck

Durch Kombination der beiden Grundgleichungen gelangt man zur Wellengleichung. Sie lässt sich für die verschiedenen Variablen des Schallfeldes formulieren. Für den Schalldruck heißt die Wellengleichung in kartesischen Koordinaten:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = \nabla^2 p = \frac{1}{c^2} \cdot \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} \quad (2.7)$$

Wenn man davon ausgeht, dass der Schall in alle Richtungen gleichmäßig abgestrahlt wird, erhält man in Kugelkoordinaten:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial r^2} + \frac{2\partial p}{r\partial r} - \frac{1}{c^2} \cdot \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = 0 \quad (2.8)$$

und nach partieller Ableitung nach r und t :

$$\frac{\partial^2 (pr)}{\partial r^2} - \frac{1}{c^2} \cdot \frac{\partial^2 (pr)}{\partial t^2} = 0 \quad (2.9)$$

Das Wellenfeld im Frequenzbereich besteht im Allgemeinen aus einer unendlichen Zahl von Frequenzkomponenten. Die Wellengleichung für eine einzelne Frequenz wird Helmholtzgleichung genannt und beschreibt den eingeschwungenen Zustand des Schallfeldes. Setzt man in Gleichung 2.7 für $\partial p / \partial t = j \cdot \omega \cdot p$ ein, so erhält man:

$$\nabla^2 p + \frac{\omega^2}{c^2} p = 0 \quad (2.10)$$

Für eine ebene Welle mit konstanter Frequenz ist der Druck p in komplexer Schreibweise:

$$p(x,t) = \hat{A} \cdot e^{j(\varphi - \omega \cdot t)} \cdot e^{j \cdot K \cdot x} \quad (2.11)$$

φ : Phasenwinkel [rad]

ω : Kreisfrequenz [Hz]

k : Wellenzahl, $k = \omega / c$ [1/m]

K : Wellenzahlvektor, $K = k \cdot r$

r : Einheitsvektor in Ausbreitungsrichtung [m]

\hat{A} : komplexe Amplitude [N/m²]

Für eine ebene Welle, die nicht nur eine, sondern mehrere Frequenzen enthält, ist der Druck p die Summe aller dieser Frequenzen.

2.2.2 Lösungen der Wellengleichung

Für eine ebene Welle, welche sich in x -Richtung ausbreitet, lautet die Wellengleichung für den Druck p in kartesischen Koordinaten:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = 0 \quad (2.12)$$

Als allgemeine Lösung erhält man:

$$p(x, t) = f_1(c \cdot t - x) + f_2(c \cdot t + x) \quad (2.13)$$

f_1, f_2 : allgemeine, differenzierbare Funktionen.

Betrachtet man ein Wellenfeld mit nur einer Frequenz im eingeschwungenen Zustand, so stellt Gleichung 2.11 eine Lösung der Wellengleichung in komplexer Schreibweise dar:

$$p(x, t) = \hat{A} \cdot e^{j(\varphi - \omega t)} \cdot e^{j \cdot K \cdot x}$$

Unter Verwendung der Bewegungsgleichung 2.3 erhält man dann für die Schallschnelle:

$$v(x, t) = -\frac{1}{j \cdot \omega \cdot \rho_0} \cdot \frac{\partial p(x, t)}{\partial x} = \frac{1}{\rho_0 \cdot c} \cdot p(x, t) \quad (2.14)$$

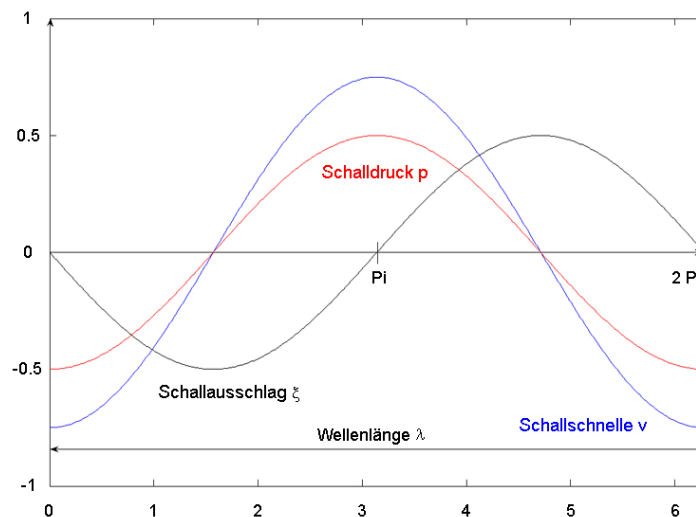


Abb. 2.1: Schallausschlag, Schalldruck und Schallschnelle

In einem ebenen Wellenfeld, welches sich in einem verlustfreien Medium ausbreitet, sind Schalldruck und Schallschnelle in Phase (Abb. 2.1). Betrachtet man keine ebene Welle, sondern eine Kugelwelle, die sich in r -Richtung ausbreitet, erhält man als allgemeine Lösung für die Wellengleichung analog zu Gleichung 2.11:

$$p(r, t) = f_1(ct - r) + f_2(ct + r) \quad (2.15)$$

Für den eingeschwungenen Zustand des Wellenfeldes ist die Lösung in komplexer Schreibweise:

$$p(r, t) = \frac{\hat{A}}{r} e^{j(\omega t - k \cdot r)} \quad (2.16)$$

Für die Schallschnelle ergibt sich:

$$v(r, t) = \left(\frac{1}{r} + j \cdot k \right) \frac{1}{j \cdot \omega \cdot \rho_0} p(r, t) \quad (2.17)$$

Im Nahfeld einer Schallquelle sind die Wellenfronten gekrümmt. Schalldruck und Schallschnelle sind im Gegensatz zu Abbildung 2.1 phasenverschoben.

2.3 Dichte und Schallimpedanz

Die Dichte eines Körpers (oder Ausbreitungsmediums) lässt sich am zweckmäßigsten durch den Quotienten aus Masse und Volumen beschreiben:

$$\rho = m / V \quad (2.18)$$

ρ : Dichte [kg/m^3] m : Masse [kg] V : Volumen [m^3]

Die Dichte von Meerwasser ändert sich mit Salzgehalt, Druck und Temperatur, wobei der mit der Tiefe zunehmende hydrostatische Druck keine wesentliche Rolle spielt, da Wasser nur zu einem sehr geringen Grad kompressibel ist. Der wesentliche Dichteunterschied zwischen reinem Wasser, das bei etwa 4°C ein Dichtemaximum von ca. 1000 kg/m^3 aufweist, und Meerwasser (ca. $1022\text{--}1030 \text{ kg/m}^3$) wird durch Salzgehalt und Temperatur bewirkt. Der durchschnittliche Salzgehalt (Salinität) im Meer beträgt ca. 35 Promille. 1000 g (1 Liter) Wasser enthalten also 35 g Salz. Je mehr Salz im Wasser gebunden ist, desto dichter und schwerer wird es. Die Temperatur der maximalen Dichte und der Gefrierpunkt lassen sich durch Hinzufügen von Salz herabsetzen. Dies hat zur Folge, dass Meerwasser (mit Ausnahme der Polgebiete) fast nie gefriert, da es zu Boden sinkt, bevor es kalt genug wird. Als weitere Konsequenz ergibt sich, dass Meerwasser von oben nach unten zufriert und nicht andersherum, was für die Meeresbewohner von lebenswichtiger Bedeutung ist.

In der Ozeanographie wird die Dichte des Meerwassers üblicherweise mit dem Sigma-T oder Sigma-Theta-Wert angegeben. Diese Größen sind Dichteanomalien und stellen aus praktischen Gründen nur den Unterschied zum Referenzwert (999.975 kg/m^3 bei 3.98°C) dar⁷.

Den Quotienten aus Schalldruck und Schallschnelle oder das Produkt aus Schallgeschwindigkeit und Dichte des Ausbreitungsmediums nennt man Schallimpedanz.

$$Z = p / v = \rho \cdot c \quad (2.19)$$

Z : Schallimpedanz [Ns/m^3] bzw. [$\text{kg/m}^2\text{s}$]

Die Schallimpedanz charakterisiert die Übertragungseigenschaften eines Schallmediums und wird auch als Wellenwiderstand bezeichnet. Seewasser hat bei einer Temperatur von 13°C eine akustische Impedanz von $1.54 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$, für Luft beträgt die Impedanz bei einer Temperatur von 20°C nur $415 \text{ kg/m}^2\text{s}$.

2.4 Schallintensität

Die Schallleistung pro Flächeneinheit normal zur Ausbreitungsrichtung wird Schallintensität genannt. Sie berechnet sich aus dem Produkt von Schalldruck und Schallschnelle:

$$I(x, t) = p(x, t) \cdot v(x, t) \quad (2.20)$$

$I(x, t)$: momentane Schallintensität [W/m^2]

Wichtiger als die momentane Intensität ist der Zeitmittelwert, der über eine vollständige Periodendauer einer Wellenschwingung oder einen längeren Zeitabschnitt gebildet wird:

$$\overline{I(x)} = \frac{1}{T} \int I(x, t) dt = \frac{1}{2} \frac{\hat{p}^2}{\rho_0 \cdot c} \cdot r \quad (2.21)$$

⁷ Sigma-T bezieht sich auf Temperatur, Salzgehalt und Druck, welche vor Ort (in-situ) gemessen werden. Sigma-Theta wird hingegen auf den potenziellen Druck (1 atm) und die potenzielle Temperatur korrigiert, die an der Wasseroberfläche herrschen. (Der Salzgehalt wird als konstant angenommen.) Wenn der hydrostatische Druck mit zunehmender Tiefe ansteigt, wird das Wasser leicht zusammengedrückt, was eine adiabatische Zustandsänderung (Erwärmung ohne Energiezufuhr) verursacht. Brächte man ein Paket des Wassers von der Tiefe an die Oberfläche, würde seine potenzielle Temperatur kleiner und seine Dichte größer werden. Deswegen ist Sigma-Theta stets etwas größer als Sigma-T. Während AMORE wurde z.B. auf Station PS59/237-1 (Abb. 2.2) in 5278 m Tiefe eine potenzielle Dichteanomalie Sigma-Theta von 28.1 kg/m^3 bei einer potenziellen Temperatur von -0.9°C registriert. Die tatsächlich gemessene In-Situ-Temperatur in dieser Tiefe betrug -0.5°C . An der Wasseroberfläche wurde ein Sigma-Theta-Wert von 27.2 kg/m^3 bei einer potenziellen Temperatur von -1.6°C registriert. In-Situ-Temperatur und potenzielle Temperatur sind dort logischerweise gleich.

Der Betrag der mittleren Intensität berechnet sich zu:

$$|\overline{I(x)}| = I = \frac{1}{2} \cdot \hat{p} \cdot \hat{v} = \frac{1}{2} \cdot \frac{\hat{p}^2}{\rho_0 \cdot c} = \frac{1}{2} \rho_0 \cdot c \cdot \hat{v}^2 = p \cdot v \quad (2.22)$$

$|\overline{I(x)}|$: Betrag der mittleren Intensität [W/m²] $\overline{I(x)}$: mittlere Intensität [W/m²]
 ρ_0 : mittlere Dichte des Mediums [kg/m³] c : Schallgeschwindigkeit [m/s]
 \hat{p}, \hat{v} : Scheitelwerte der Druckamplituden [N/m²] und Schnelleamplituden [m/s]
 p, v : Effektivwerte des Druckes [N/m²] und der Schnelle [m/s]

Das Verhältnis der Schallintensität in Luft und Wasser ist bei gleichem Schalldruck sehr unterschiedlich. In der Luft ergibt sich eine ca. 3600 mal größere Intensität als im Wasser:

$$\frac{I_{Luft}}{I_{Wasser}} = \frac{p^2 / (\rho_0 \cdot c)_{Luft}}{p^2 / (\rho_0 \cdot c)_{Wasser}} \approx 3600 \quad (2.23)$$

Bei gleicher Schallintensität ist der Schalldruck im Wasser etwa 60 mal größer als in der Luft:

$$p_{Wasser} / p_{Luft} \approx \sqrt{3600} \approx 60 \quad (2.24)$$

2.5 Schallenergiedichte

Die Summe aus kinetischer und potenzieller Energie des Schalls pro Volumeneinheit bezeichnet man als Schallenergiedichte:

$$E(x, t) = E_p + E_k = \frac{1}{2} \frac{p^2(x, t)}{\rho_0 c^2} + \frac{1}{2} \rho_0 \cdot v^2(x, t) \quad (2.25)$$

$E(x, t)$: Schallenergiedichte [Ws/m³]

Da Schallschnelle und Schalldruck Funktionen des Ortes und der Zeit sind, ist die Schallenergiedichte im Ausbreitungsmedium nicht konstant.

2.6 Schalleistung

Die Schallenergie, die pro Zeiteinheit auf eine senkrecht zur Ausbreitungsrichtung stehende Fläche trifft, bezeichnet man als Schalleistung. Wenn die Schallenergie gleichmäßig verteilt ist, berechnet sich die Schalleistung aus dem Produkt von Schallintensität und senkrecht durchstrahlter Fläche:

$$P_a = \int_A \overline{I(x)} \cdot n \cdot dA \quad (2.26)$$

P_a : Schalleistung [W] n : Flächennormalenvektor in Ausbreitungsrichtung

Die Gesamtleistung einer Schallquelle erhält man durch Integration der Intensität über eine Fläche, welche die Quelle umschließt. Für eine Kugelfläche ergibt sich:

$$P_a = \int I(r) \cdot r^2 \cdot d\Omega = \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} I(r) \cdot r^2 \cdot \cos\theta \cdot d\theta \cdot d\varphi \quad (2.27)$$

r : Kugelradius [m] θ, φ : Kugelkoordinaten [rad] Ω : Raumwinkel [rad]

Formuliert man die Schalleistung P_a mithilfe des Schalldruckes $p(r)$, ergibt sich für eine Kugelfläche A mit dem Radius r :

$$P_a = p^2(r) \cdot \frac{A}{\rho_0 \cdot c} = p^2(r) \cdot \frac{4\pi \cdot r^2}{\rho_0 \cdot c} \quad (2.28)$$

2.7 Ausbreitung von Unterwasserschall

Bei der Ausbreitung von Schallwellen im Meer kann die Wassersäule des Ozeans als ein horizontal geschichtetes Modell betrachtet werden, welches aus einzelnen Ebenen (Layern) mit unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften besteht. Wenn ein Schallsignal auf die Grenzflächen solcher Ebenen oder auf Störkörper in der Wassersäule trifft, verändert sich seine Geschwindigkeit, Richtung und Intensität und es kommt zu Reflexions-, Transmissions-, Brechungs- und Streuungseffekten. Diese Phänomene und die Bestimmung der physikalischen Eigenschaften von Meerwasser werden in den folgenden Abschnitten erläutert.

2.7.1 CTD-Messungen

Eine übliche Methode für die Erfassung der physikalischen Eigenschaften von Meerwasser ist der Einsatz von CTD (Conductivity, Temperature, Depth)-Instrumenten. Derartige Messgeräte werden auf Schiffen an einem Stahlseil befestigt und langsam auf den Meeresgrund herabgelassen. Beim Durchlaufen der Wassersäule werden die Leitfähigkeit des Meerwassers, die Temperatur und der hydrostatische Druck gemessen. Aus der Leitfähigkeit kann die Salinität und aus dem Druck die Wassertiefe bestimmt werden. Mit Hilfe dieser Größen und geeigneter Formeln lassen sich außerdem weitere physikalische Parameter berechnen.

Die exemplarische Darstellung von Schallgeschwindigkeit (a), In-Situ-Temperatur (b), potenzieller Temperatur (c), Druck (d), Salinität (e) und potenzieller Dichteanomalie (f), die aus der CTD-Messung PS59/237-1 der AMORE-Expedition abgeleitet wurden, zeigt Abbildung 2.2:

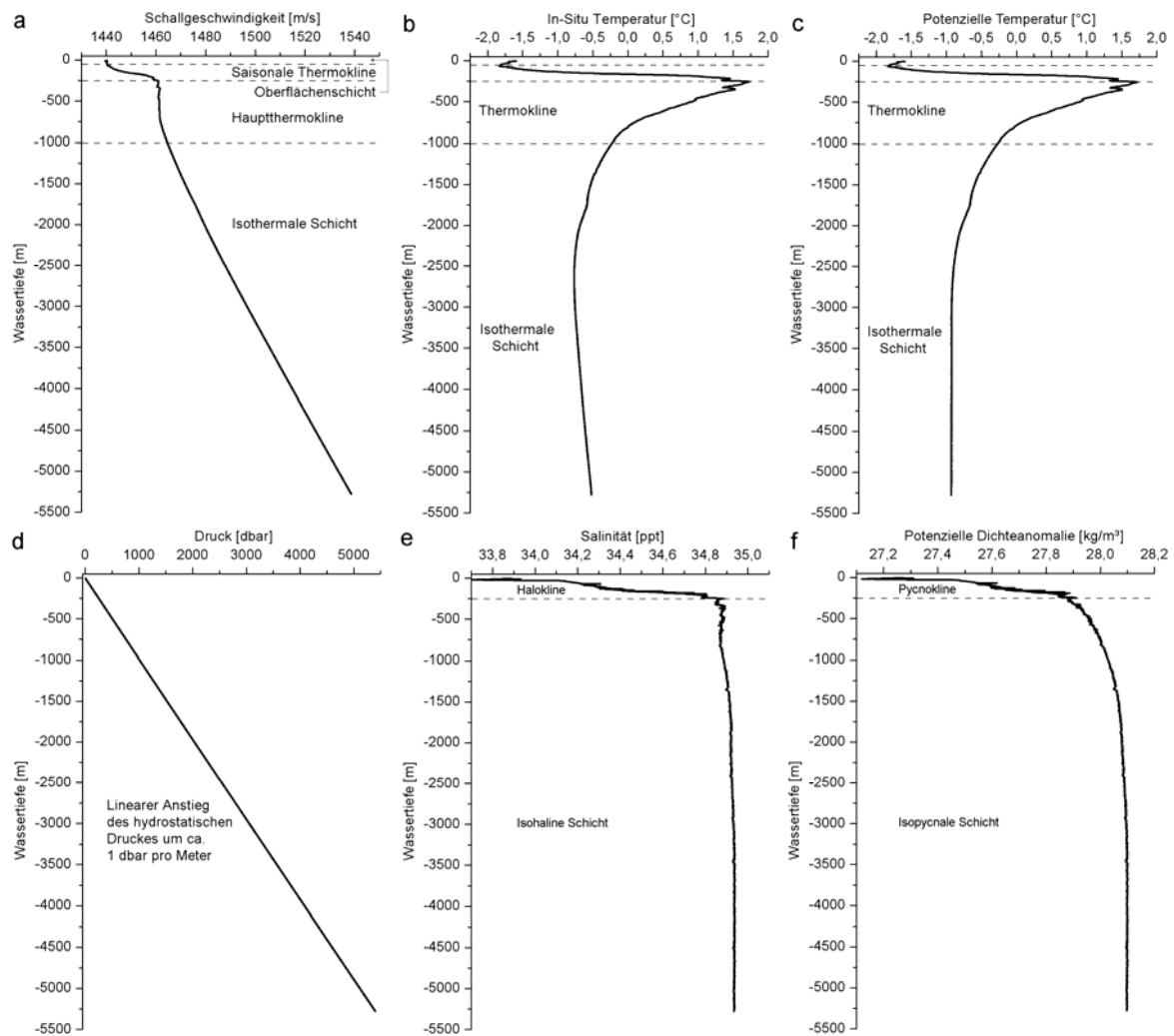


Abb. 2.2: Schallgeschwindigkeit (a), In-Situ-Temperatur (b), potenzielle Temperatur (c), Druck (d), Salinität (e) und potenzielle Dichteanomalie (f) für CTD-Station PS59/237-1

Die Schallgeschwindigkeit wird hauptsächlich von Temperatur und Druck beeinflusst, der Salzgehalt spielt nur eine geringe Rolle. Den größten Einfluss auf die Geschwindigkeit hat die Temperatur. Eine Änderung um 1° C bewirkt eine Zunahme der Schallgeschwindigkeit von ca. 4.5 m/s. So ist z.B. die Schallgeschwindigkeit in äquatornahen, 20° C warmen Oberflächenschichten mit 1540 m/s um ca. 90 m/s höher als in kalten, polaren Gewässern (0° C, 1450 m/s). Eine Änderung des Druckes um 10 bar hat eine Geschwindigkeitsänderung von ca. 1.6 m/s zur Folge. Eine Erhöhung der Salinität um 1 ‰ ist mit einem Geschwindigkeitsanstieg von ca. 1.3 m/s verbunden (IHO, 2005).

Schallgeschwindigkeitsprofile lassen sich generell in vier Bereiche unterteilen (Abb. 2.2a): Die Oberflächenschicht, welche bis ca. 50 m Wassertiefe reicht, die saisonale Thermokline (ca. 50 m - 250 m), die Hauptthermokline (ca. 250 m - 1000 m) und die isothermale Schicht, welche bei ca. 1000 m beginnt (URBAN, 2002). Das Wasser der Oberflächenschicht wird (in eisfreien Gewässern) durch Wind und Strömung permanent durchmischt, wodurch eine konstante Verteilung von Temperatur und Salzgehalt entsteht. Die Schicht wird deshalb auch als gemischte Schicht (mixed layer) bezeichnet. Die Schallgeschwindigkeit ist in dieser Schicht nur vom Druck abhängig und steigt somit nur leicht an. Als Thermokline bezeichnet man eine Schicht, die einen positiven oder negativen Temperaturgradienten, also eine positive oder negative Änderung der Temperatur aufweist (STEWART, 2007). Die Temperatur in der saisonalen Thermokline unterliegt vorwiegend jahreszeitlichen Schwankungen, welche besonders in mittleren Breitengraden auftreten. Die Hauptthermokline ist dagegen permanent vorhanden, in ihr sind die Temperaturänderungen in vielen Ozeangebieten am größten. In polaren, eisbedeckten Gewässern ist dieser Effekt nur sehr eingeschränkt zu beobachten, da die Temperatur in der gesamten Wassersäule vergleichsweise geringen Schwankungen (3.5° C in Abb. 2.2b) unterworfen ist. Geschwindigkeitsprofile in wärmeren Gewässern (mittlere Breiten und äquatornahe Gebiete) weisen in den oberen Schichten bis 1000 m einen deutlich größeren Temperaturgradienten auf, der im Bereich von 20° C liegen kann. In der Regel ist hier eine starke Abnahme der Temperatur und damit auch der Schallgeschwindigkeit zu beobachten.

2.7.2 Schallgeschwindigkeit

Zur mathematischen Formulierung der Geschwindigkeit von Kompressionswellen in Meerwasser wurden zahlreiche Experimente und Messungen durchgeführt, aus denen später verschiedene Modelle entwickelt wurden. Einen einfachen Ansatz zeigt z.B. die Formel von MEDWIN (1975):

$$c = 1449.2 + 4.6 \cdot T - 0.055 \cdot T^2 + 0.00029 \cdot T^3 + (1.34 - 0.010 \cdot T) \cdot (S - 35) + 0.016 \cdot z \quad (2.29)$$

c : Schallgeschwindigkeit [m/s] T : Temperatur [°C] S : Salinität [‰] z : Wassertiefe [m]

Wenn eine höhere Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Schallgeschwindigkeit gefragt ist, wird meistens die Formel von CHEN & MILLERO (1977) verwendet. Sie wird von der UNESCO empfohlen und ist deshalb auch unter dem Namen UNESCO-Formel bekannt. Die Struktur dieser Formel ist wesentlich komplexer als der Ansatz von MEDWIN (1975), was durch die Gleichungen 2.28 bis 2.32 deutlich wird. Anstelle der Wassertiefe wird der Druck als Variable benutzt. Eine verbesserte Version der UNESCO-Formel haben FOFONOFF & MILLARD (1983) veröffentlicht. Unter Verwendung der Internationalen Temperaturskala von 1990 haben WONG & ZHU (1995) die Koeffizienten nochmals neu berechnet. Ihre aktuell gültige Version der UNESCO-Formel lautet:

$$c(S, T, P) = C_w(T, P) + A(T, P) \cdot S + B(T, P) \cdot S^{3/2} + D(T, P) \cdot S^2 \quad (2.30)$$

Die Parameter C_w , A , B und D resultieren aus einer Reihenentwicklung, in die Temperatur, Druck und die Koeffizienten C_{ij} , A_{ij} , B_{ij} und D_{ij} einfließen:

$$\begin{aligned} C_w(T, P) = & (C_{00} + C_{01} \cdot T + C_{02} \cdot T^2 + C_{03} \cdot T^3 + C_{04} \cdot T^4 + C_{05} \cdot T^5) + \\ & (C_{10} + C_{11} \cdot T + C_{12} \cdot T^2 + C_{13} \cdot T^3 + C_{14} \cdot T^4) \cdot P + \\ & (C_{20} + C_{21} \cdot T + C_{22} \cdot T^2 + C_{23} \cdot T^3 + C_{24} \cdot T^4) \cdot P^2 + \\ & (C_{30} + C_{31} \cdot T + C_{32} \cdot T^2) \cdot P^3 \end{aligned} \quad (2.31)$$

$$\begin{aligned}
 A(T, P) = & (A_{00} + A_{01} \cdot T + A_{02} \cdot T^2 + A_{03} \cdot T^3 + A_{04} \cdot T^4) + \\
 & (A_{10} + A_{11} \cdot T + A_{12} \cdot T^2 + A_{13} \cdot T^3 + A_{14} \cdot T^4) \cdot P + \\
 & (A_{20} + A_{21} \cdot T + A_{22} \cdot T^2 + A_{23} \cdot T^3) \cdot P^2 + \\
 & (A_{30} + A_{31} \cdot T + A_{32} \cdot T^2) \cdot P^3
 \end{aligned} \tag{2.32}$$

$$B(T, P) = B_{00} + B_{01} \cdot T + (B_{10} + B_{11} \cdot T) \cdot P \tag{2.33}$$

$$D(T, P) = D_{00} + D_{10} \cdot P \tag{2.34}$$

c : Schallgeschwindigkeit T : Temperatur [°C] S : Salinität [‰] P : Druck [bar]

In die Gleichungen 2.29 bis 2.34 werden folgende Koeffizienten eingesetzt:

$C_{00} = 1402.388$	$C_{20} = 3.1260 \cdot 10^{-5}$	$A_{03} = 2.008 \cdot 10^{-6}$	$A_{23} = 7.994 \cdot 10^{-12}$
$C_{01} = 5.03830$	$C_{21} = -1.7111 \cdot 10^{-6}$	$A_{04} = -3.21 \cdot 10^{-8}$	$A_{30} = 1.100 \cdot 10^{-10}$
$C_{02} = -5.81090 \cdot 10^{-2}$	$C_{22} = 2.5986 \cdot 10^{-8}$	$A_{10} = 9.4742 \cdot 10^{-5}$	$A_{31} = 6.651 \cdot 10^{-12}$
$C_{03} = 3.3432 \cdot 10^{-4}$	$C_{23} = -2.5353 \cdot 10^{-10}$	$A_{11} = -1.2583 \cdot 10^{-5}$	$A_{32} = -3.391 \cdot 10^{-13}$
$C_{04} = -1.47797 \cdot 10^{-6}$	$C_{24} = 1.0415 \cdot 10^{-12}$	$A_{12} = -6.4928 \cdot 10^{-8}$	$B_{00} = -1.922 \cdot 10^{-2}$
$C_{05} = 3.1419 \cdot 10^{-9}$	$C_{30} = -9.7729 \cdot 10^{-9}$	$A_{13} = 1.0515 \cdot 10^{-8}$	$B_{01} = -4.42 \cdot 10^{-5}$
$C_{10} = 0.153536$	$C_{31} = 3.8513 \cdot 10^{-10}$	$A_{14} = -2.0142 \cdot 10^{-10}$	$B_{10} = 7.3637 \cdot 10^{-5}$
$C_{11} = 6.8999 \cdot 10^{-4}$	$C_{32} = -2.3654 \cdot 10^{-12}$	$A_{20} = -3.9064 \cdot 10^{-7}$	$B_{11} = 1.7950 \cdot 10^{-7}$
$C_{12} = -8.1829 \cdot 10^{-6}$	$A_{00} = 1.389$	$A_{21} = 9.1061 \cdot 10^{-9}$	$D_{00} = 1.727 \cdot 10^{-3}$
$C_{13} = 1.3632 \cdot 10^{-7}$	$A_{01} = -1.262 \cdot 10^{-2}$	$A_{22} = -1.6009 \cdot 10^{-10}$	$D_{10} = -7.9836 \cdot 10^{-6}$
$C_{14} = -6.1260 \cdot 10^{-10}$	$A_{02} = 7.166 \cdot 10^{-5}$		

2.7.3 Schallreflexion

Treffen Schallwellen auf eine Grenzfläche im Meerwasser, wird ein Teil der auftreffenden Schallenergie reflektiert. Der Einfallswinkel der Schallwellen ist dabei genauso groß wie der Ausfallswinkel. Der Bruchteil der Schalldruckamplitude, der an der Grenzfläche zurückgeworfen wird, heißt Reflexionsfaktor V :

$$V = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 \cdot c_2 \cdot \cos \theta_1 - \rho_1 \cdot c_1 \cdot \cos \theta_2}{\rho_2 \cdot c_2 \cdot \cos \theta_1 + \rho_1 \cdot c_1 \cdot \cos \theta_2} \tag{2.35}$$

An der Grenzfläche müssen die folgenden Randbedingungen gelten:

1. Der akustische Druck p ist in beiden Medien gleich groß:

$$p_1 + p_r = p_2 \tag{2.36}$$

2. Die Schallschnelle v ist senkrecht zur Grenzfläche in beiden Medien gleich groß:

$$|v_1| \cdot \cos \theta_1 - |v_2| \cdot \cos \theta_r = |v_2| \cdot \cos \theta_2 \tag{2.37}$$

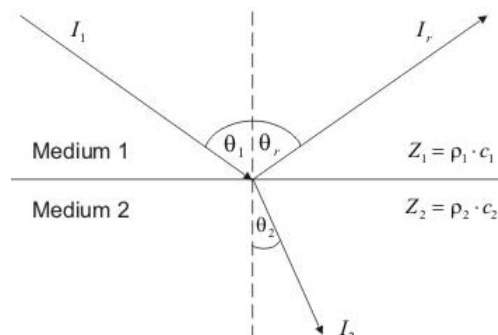


Abb. 2.3: Reflexion und Transmission von Schallwellen an einer Grenzfläche

Formt man Gleichung 2.35 unter Verwendung von Dichteverhältnis $m = \rho_2 / \rho_1$ und Brechungsindex $n = c_1 / c_2 = \sin \theta_1 / \sin \theta_2$ um, so erhält man für den Reflexionsfaktor V :

$$V = \frac{m \cdot \cos \theta_1 - \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_1}}{m \cdot \cos \theta_1 + \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_1}} \quad (2.38)$$

Der Quotient aus den Normalenanteilen der Intensitäten (bzw. das Quadrat des Reflexionsfaktors) ergibt den Reflexionsgrad α_r :

$$\alpha_r = \left(\frac{I_r}{I_1} \right)_n = \left(\frac{m \cdot \cos \theta_1 - \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_1}}{m \cdot \cos \theta_1 + \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_1}} \right)^2 = V^2 \quad (2.39)$$

Den Reflexionsgrad in Dezibel ausgedrückt nennt man Reflexionsmaß RM :

$$RM = 10 \cdot \log \alpha_r \quad (2.40)$$

2.7.4 Schalltransmission

Treffen Schallwellen auf eine Grenzfläche, wird ein Teil der auftreffenden Schallenergie transmittiert. Der Bruchteil der Schalldruckamplitude, der von der Grenzfläche hindurchgelassen wird, heißt Transmissionsfaktor W . Unter Verwendung der Randbedingungsgleichungen 2.36 und 2.37 sowie des Dichteverhältnisses m und des Brechungsindex n erhält man für ebene Wellen:

$$W = \frac{p_2(r, t)}{p_1(r, t)} = \frac{2 \cdot \rho_2 \cdot c_2 \cdot \cos \theta_1}{\rho_2 \cdot c_2 \cdot \cos \theta_1 + \rho_1 \cdot c_1 \cdot \cos \theta_2} = \frac{2 \cdot m \cdot \cos \theta_1}{m \cdot \cos \theta_1 + \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_1}} \quad (2.41)$$

Der Transmissionsgrad α_t ergibt sich aus dem Quotienten der Normalenanteile der Intensitäten:

$$\alpha_t = \left(\frac{I_2}{I_1} \right)_n = \frac{4 \rho_1 \cdot c_1 \cdot \rho_2 \cdot c_2 \cdot \cos \theta_1 \cdot \cos \theta_2}{(\rho_2 \cdot c_2 \cdot \cos \theta_1 + \rho_1 \cdot c_1 \cdot \cos \theta_2)^2} \quad (2.42)$$

Der Transmissionsgrad in Dezibel ausgedrückt ergibt das Transmissionsmaß TM :

$$TM = 10 \cdot \log \alpha_t \quad (2.43)$$

Das Reflexions- und Transmissionsverhalten von Schallwellen an der Grenzfläche zwischen Seewasser und verschiedenen Sedimenttypen mit der Änderung von relativer Dichte, Schallgeschwindigkeit und Impedanzkontrast zeigt Tabelle 2.1.

Eine Grenzfläche wird als schallhart oder akustisch hart bezeichnet, wenn die Impedanz Z_2 des zweiten Mediums wesentlich größer ist als die Impedanz Z_1 des ersten Mediums (z.B. beim Auftreffen von Luftschall auf eine Wasseroberfläche). Der Schalldruck p_1 im ersten Medium hat in diesem Fall das gleiche Vorzeichen wie der Schalldruck p_2 im zweiten Medium und die Reflexion findet ohne Vorzeichenwechsel statt. Bei senkrechtem Einfall ist der Reflexionsfaktor +1. Als schallweich oder akustisch weich bezeichnet man hingegen eine Grenzfläche, wenn Z_2 wesentlich kleiner ist als Z_1 (z.B. beim Auftreffen von Wasserschall auf Luft). In diesem Fall sind p_1 und p_2 um den Betrag π phasenverschoben und die Reflexion findet mit einem Vorzeichenwechsel statt. Bei senkrechtem Einfall ist der Reflexionsfaktor -1.

Wie in Tabelle 2.1 gut zu erkennen ist, wird Wasserschall an akustisch harten Grenzflächen wie Basalt oder konsolidiertem Felsen (Sedimentgestein) deutlich stärker reflektiert als an weicheren Medien wie Sand, Silt oder Ton. Die letztgenannten Bodentypen könnte man als akustisch neutral bezeichnen, da sie in etwa die gleiche Impedanz aufweisen wie Meerwasser. Der Anstieg des Reflexionsgrades mit der akustischen Härte ist verbunden mit einer Zunahme der relativen Dichte, der Schallgeschwindigkeit und des Impedanzkontrastes und einer Abnahme des Transmissionsmaßes (Schalldurchlässigkeit).

Sedimenttyp	Relative Dichte	Rel. Schallgeschwindig.	Impedanzkontrast	Reflex. Grad	Transm.maß $\alpha_t = 1 - \alpha_r$
	$m = \rho_2 / \rho_1$	$c_2 / c_1 = 1 / n$	Z_2 / Z_1	α_r	$10 \cdot \log \alpha_t$ [dB]
<i>Kont. Schelfmeer</i>					
Grober Sand	1.99	1.20	2.38	0.16	- 0.79
Feiner Sand	1.90	1.15	2.18	0.13	- 0.64
Sehr feiner Sand	1.82	1.12	2.04	0.12	- 0.54
Siltiger Sand	1.74	1.08	1.88	0.09	- 0.42
Sandiger Silt	1.74	1.08	1.88	0.09	- 0.42
Silt	1.71	1.06	1.81	0.083	- 0.38
Sand-Silt-Ton	1.56	1.03	1.61	0.055	- 0.24
Toniger Silt	1.46	1.01	1.47	0.036	- 0.16
Siltiger Ton	1.39	0.994	1.38	0.025	- 0.11
<i>Tiefsee</i>					
Toniger Silt	1.43	0.999	1.43	0.031	- 0.14
Siltiger Ton	1.32	0.991	1.31	0.018	- 0.078
Ton	1.33	0.983	1.31	0.018	- 0.078
<i>Ozean. Erhebungen</i>					
Toniger Silt	1.32	0.995	1.31	0.018	- 0.078
Siltiger Ton	1.32	0.986	1.30	0.017	- 0.074
Ton	1.39	0.976	1.36	0.023	- 0.10
Sand-Silt-Ton	1.41	1.02	1.44	0.033	- 0.14
Silt-Ton	1.38	1.00	1.38	0.025	- 0.11
<i>Felsen</i>					
Sedimentgestein	2.55	2.45	6.25	0.52	- 3.23
Basalt	2.60	3.47	9.02	0.64	- 4.44

Tab. 2.1: Physikalische Kennwerte für verschiedene Sedimenttypen. c_1 , c_2 , ρ_1 , ρ_2 und Z_1 , Z_2 gelten für Wasser und Sediment, α_r und α_t für senkrechten Schalleinfall (HASTRUP, 1989; URBAN, 2002).

2.7.5 Schallbrechung

Beim Übertritt von einem Medium in ein anderes ändern Schallwellen ihre Ausbreitungsrichtung an der Grenzfläche. Setzt man voraus, dass die horizontale Phasengeschwindigkeit der Schallwelle entlang der Grenzfläche in beiden Medien gleich ist, ist das Maß der Änderung abhängig von den Schallgeschwindigkeiten in den beiden Medien:

$$v_{ph} = \frac{\omega}{k \sin \theta} = \frac{c_1}{\sin \theta_1} = \frac{c_2}{\sin \theta_2} \quad (2.44)$$

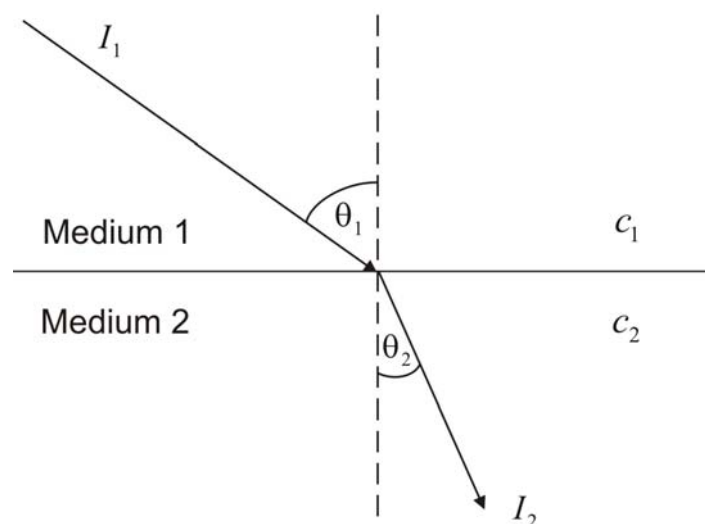


Abb. 2.4: Brechung von Schallwellen an einer Grenzfläche

Aus Gleichung 2.44 folgt das Brechungsgesetz von Snellius, welches das Verhältnis der Schallgeschwindigkeiten und der Brechungswinkel in Zusammenhang stellt. n wird Brechungsanzahl oder Brechungsindex genannt.

$$n = \frac{c_1}{c_2} = \frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} \quad (2.45)$$

2.7.6 Schallstreuung und Impedanzkontrast

Wenn Schallwellen auf die Grenzfläche zweier Ausbreitungsmedien treffen, wird Schallenergie reflektiert, gestreut und absorbiert. Wie hoch das Maß der Reflexion, Streuung und Absorption ist, hängt u.a. von der Beschaffenheit der Grenzfläche sowie der Frequenz und dem Einfallswinkel der Schallwellen ab. Im Allgemeinen gilt, dass Wellen mit niedrigen Frequenzen tiefer in das nächste Medium eindringen und dabei mehr Energie absorbiert wird als bei Wellen mit hohen Frequenzen. Abbildung 2.5 skizziert die Wechselwirkung von Schallwellen an Grenzflächen mit verschiedenen Rauigkeitsgraden. An glatten Grenzflächen werden die Wellen in Spiegelrichtung reflektiert (a), an rauen Grenzflächen in Spiegelrichtung gestreut (b) und an sehr rauen Grenzflächen diffus in alle Richtungen gestreut (c).

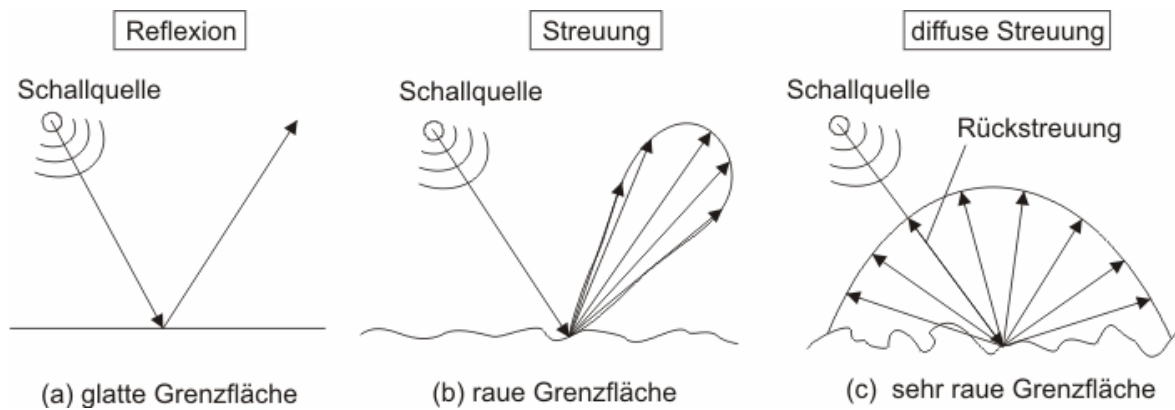


Abb. 2.5: Reflexion und Streuung von Schallwellen an verschiedenen Grenzflächen

Ein weiteres wichtiges Kriterium bei der Streuung von Unterwasserschall ist der Impedanzkontrast zwischen Wasser und Meeresboden. Er berechnet sich aus dem Quotienten der Schallimpedanzen der beiden Ausbreitungsmedien. Abbildung 2.6 zeigt das Streuverhalten von Meeresböden mit unterschiedlichen Impedanzkontrasten und Oberflächenrauigkeiten. Bei glattem Meeresboden und hohem Impedanzkontrast wird der größte Teil des Schalls nach vorn und nur ein geringer Teil zurückgestreut (a). Für glatten Meeresboden und niedrigen Impedanzkontrast ergibt sich ein ähnliches Bild, das Maß an gestreutem Schall ist jedoch deutlich geringer (c). Für rauen Meeresboden mit hohem Impedanzkontrast wird ein großes Maß an Schall nach vorn und zurückgestreut (b). Ein rauer Meeresboden mit niedrigem Impedanzkontrast zeigt ein ähnliches Verhalten, jedoch ist hier das Maß an gestreutem Schall wesentlich geringer (d).

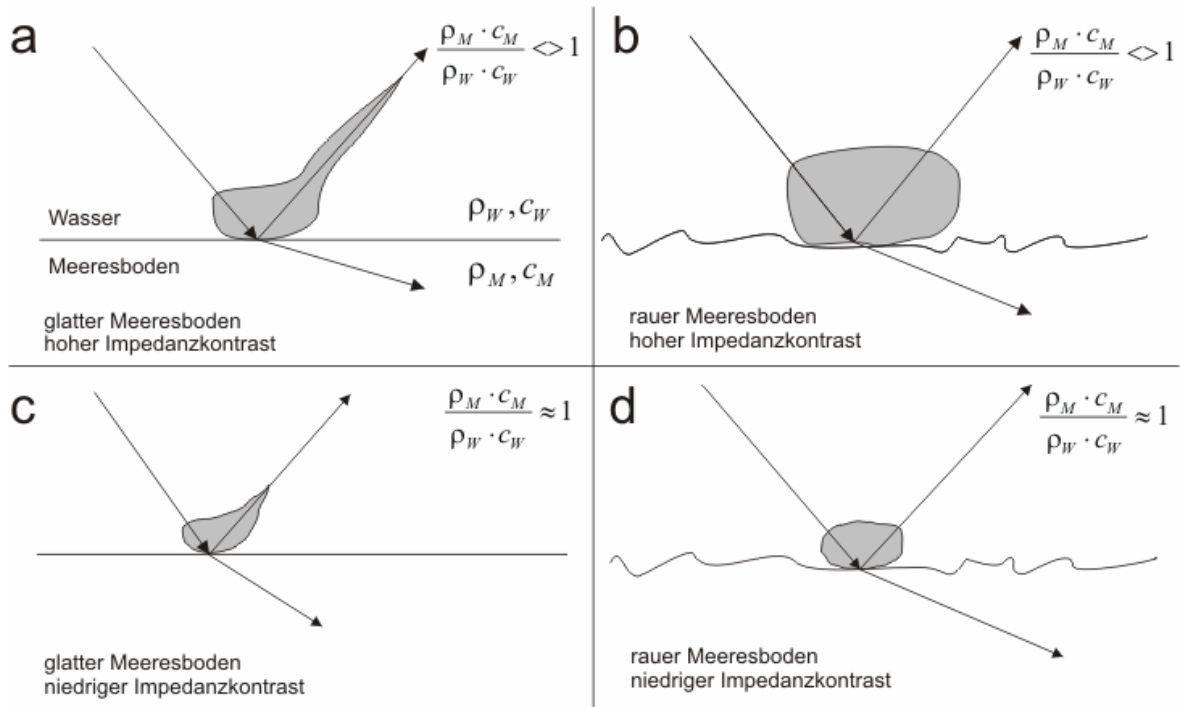


Abb. 2.6: Schallstreuung in Abhängigkeit von Bodenrauigkeit und Impedanzkontrast

2.7.7 Oberflächenrauigkeit

Eine Möglichkeit zur Bestimmung der Oberflächenrauigkeit, wie sie Abbildung 2.7a skizziert, ist durch den Rayleigh-Parameter R gegeben (URICK, 1983; URBAN, 2002):

$$R = 2k \cdot \Delta h \cdot \cos \theta \tag{2.46}$$

- R : Rayleigh-Parameter, Rauigkeitsmaß
- Δh : Höhe des Streukörpers, Effektivwert der Rauigkeit [m]
- λ : Wellenlänge der Schallwelle bzw. der Oberfläche [m]
- k : Wellenzahl, $k = 2\pi / \lambda$ [1/m]
- θ : Einfallswinkel der Schallwelle [°]

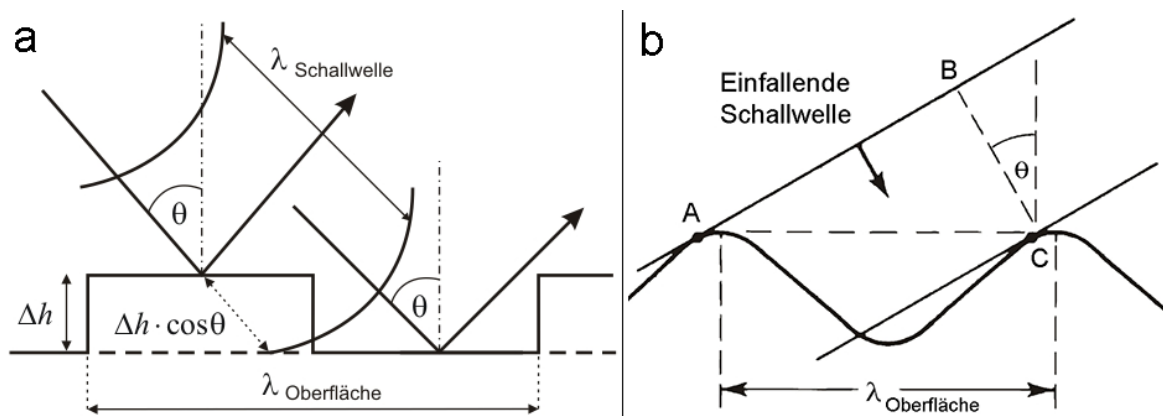


Abb. 2.7: Bestimmung der Oberflächenrauigkeit mit Rayleigh-Parameter (a), Bragg-Bedingung (b)

Entscheidend für die akustische Rückstreuung ist, ob die Höhe des Streukörpers am Meeresboden in der Größenordnung der Sonarwellenlänge liegt oder ob sie wesentlich größer oder kleiner ist. Tabelle 2.2 zeigt den Rayleigh-Parameter R für das Hydrosweep- und Seabeam-System bei unterschiedlichen Streukörperhöhen Δh . Für den Einfallswinkel θ und die Schallgeschwindigkeit c wurden Werte von 10° und 1500 m/s angenommen.

Hydrosweep DS-2	Seabeam 2112
$f = 15500 \text{ Hz}$ $c = 1500 \text{ m/s}$	$f = 12000 \text{ Hz}$ $c = 1500 \text{ m/s}$
$\lambda = 0.097 \text{ m}$ $k = 64.8$	$\lambda = 0.125 \text{ m}$ $k = 50.3$
1. Fall: $\Delta h (\approx \lambda) = 10 \text{ cm} \rightarrow R = 12.8$	1. Fall: $\Delta h (\approx \lambda) = 10 \text{ cm} \rightarrow R = 9.9$
2. Fall: $\Delta h (>> \lambda) = 1 \text{ m} \rightarrow R = 127.6$	2. Fall: $\Delta h (>> \lambda) = 1 \text{ m} \rightarrow R = 99.1$
3. Fall: $\Delta h (<< \lambda) = 1 \text{ mm} \rightarrow R = 0.1$	3. Fall: $\Delta h (<< \lambda) = 1 \text{ mm} \rightarrow R = 0.1$

Tab. 2.2: Rayleigh-Parameter für Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112

Eine Oberfläche gilt als glatt, wenn $R \ll 1$, was für den 3. Fall in Tabelle 2.2 zutrifft. Hier ist das Ausmaß des Streukörpers sehr klein gegenüber der Sonarwellenlänge und es findet so gut wie keine Streuung statt. Wenn die Höhe des Streukörpers gleich der Sonarwellenlänge (1. Fall) oder deutlich größer (2. Fall) ist, ergeben sich Werte von $R \gg 1$. Derartige Oberflächen gelten als rau oder sehr rau, das gestreute Schallfeld ist in diesen Fällen diffus und inkohärent. Wie durch experimentelle Messungen bestätigt wurde, ist die Rückstreuung an extrem rauen Oberflächen praktisch unabhängig von der Frequenz und Wellenlänge der Schallsignale (URICK, 1983)

Mithilfe des Rayleigh-Parameters lässt sich der Reflexionsgrad für raue Oberflächen und somit die in Spiegelrichtung gestreute Schallintensität abschätzen (URBAN, 2002):

$$\alpha_r' = \alpha_r(\theta) \cdot e^{-R^2} \quad (2.47)$$

α_r' : Reflexionsgrad bei rauher Oberfläche $\alpha_r(\theta)$: Reflexionsgrad bei glatter Oberfläche

Ein weiteres Kriterium, welches entscheidend zur Rückstreuung von Schallwellen beiträgt, ist die Bragg-Bedingung. Sie definiert das Verhältnis von der Schall- zur Oberflächenwellenlänge. Eine sinusförmige Oberfläche, wie sie in Abbildung 2.7b dargestellt ist, bewirkt dann eine Rückstreuung, wenn die Wellenlänge der Oberfläche (Abstand A-C) dazu führt, dass die gestreuten Schallwellen in großer Entfernung in Phase schwingen. Dies ist der Fall, wenn der Abstand B-C ein ganzzahliges Vielfaches der halben Schallwellenlänge beträgt:

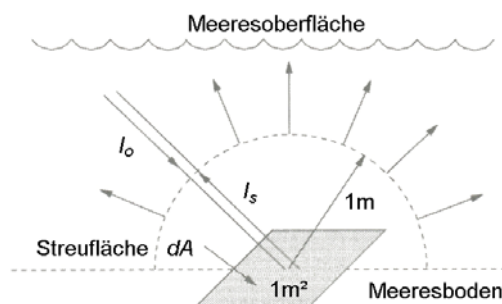
$$\lambda_{\text{Oberfläche}} \cdot \sin \theta = n \cdot \frac{\lambda_{\text{Schallwelle}}}{2} \quad (2.48)$$

Eine Schlussfolgerung aus Gleichung 2.48 ist, dass bei einer festen Sonarwellenlänge, wie sie z.B. das Hydrosweep- und Seabeam-System aufweisen, nur diejenigen Oberflächenmodulationen zur Rückstreuung beitragen, die der Bragg-Bedingung genügen.

2.7.8 Rückstreugrad und Rückstreumaß

Die Summe der Schallintensität, die von einem Gegenstand am Meeresboden in Richtung des Schallsenders zurückgeworfen wird, bezeichnet man als Rückstreuung (Abb. 2.8). Das Verhältnis der von einem Quadratmeter Fläche zurückgestreuten Schallintensität zur einfallenden Schallintensität, bezogen auf eine Entfernung von einem Meter, wird als Rückstreugrad oder Rückstreukoeffizient bezeichnet (JACKSON et al., 1986):

$$s(\theta) = \frac{I_s(\theta) \cdot r^2}{I_0(\theta) \cdot A} \quad (2.49)$$



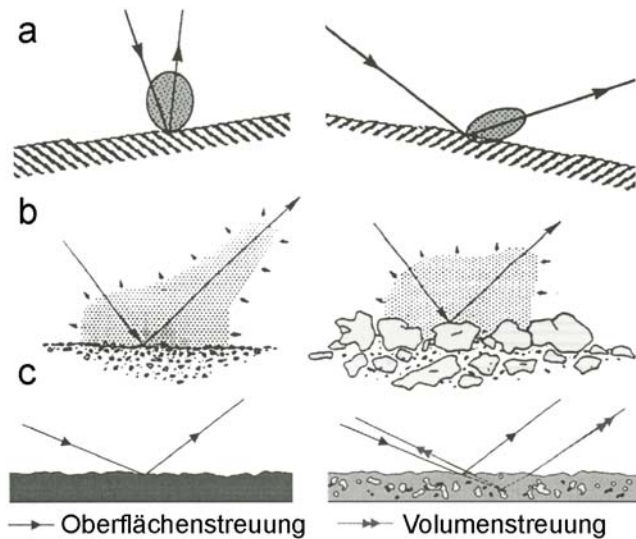
- $s(\theta)$: Rückstreugrad oder -koeffizient
- $I_0(\theta)$: Intensität der einfallenden Schallwelle [W/m^2]
- $I_s(\theta)$: Intensität der zurückgestreuten Schallwelle [W/m^2]
- A : beschalltes Flächensegment [m^2]
- r : Abstand vom Sender zur Streufläche [m]
- θ : Einfallswinkel der Schallwelle [$^\circ$]

Abb. 2.8: Streufläche am Boden (mod. URBAN, 2002)

Drückt man den Rückstreukoeffizienten in Dezibel aus, so erhält man das Rückstreumaß der Schallsignale am Meeresboden (DE MOUSTIER & ALEXANDROU, 1991):

$$S(\theta) = 10 \cdot \log s(\theta) = 10 \cdot \log \frac{1}{I_0} \cdot \int \frac{I_s(\varphi) \cdot r^4 \cdot 10^{0.2 \cdot a \cdot r}}{b(\varphi, \psi) \cdot b'(\varphi, \psi)} dA \quad (2.50)$$

- $S(\theta)$: Rückstreumaß am Meeresboden [dB]
- $b(\varphi, \psi)$: Charakteristik des Sendebereichs
- $b'(\varphi, \psi)$: Charakteristik des Empfangsbereichs
- ψ : halber Öffnungswinkel des Sendebereichs bei -3 dB Schallintensität
- φ : halber Öffnungswinkel des Empfangsbereichs bei -3 dB Schallintensität
- a : Schallabsorptionskoeffizient für Meerwasser [dB/m]



Das Rückstreumaß von Schallwellen am Meeresboden ist nach BLONDEL & MURTON (1997) im Wesentlichen von drei Faktoren abhängig (Abb. 2.9):

- a) der lokalen Geometrie des Bodens und der eintreffenden Schallwellen (Einfallswinkel, Hangneigung),
- b) den morphologischen Eigenschaften des Meeresbodens (Mikrotopographie, Oberflächenrauigkeit) und
- c) den physikalischen Eigenschaften des Bodens (z.B. Zusammensetzung, Dichte, Korngröße, Impedanzkontrast und Verhältnis von Oberflächen- zu Volumenstreuung, Kap. 2.8.8).

Abb. 2.9: Abhängigkeit des Rückstreumaßes von geometrischen (a), morphologischen (b) und physikalischen (c) Eigenschaften des Meeresbodens (mod. BLONDEL & MURTON, 1979)

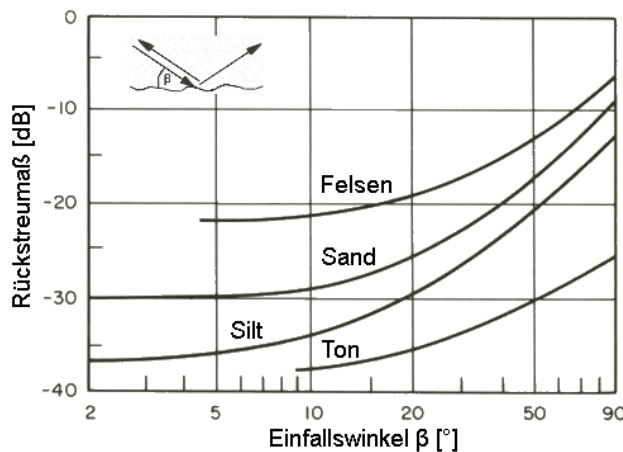


Abb. 2.10: Rückstreumaß für verschied. Bodentypen (mod. WONG & CHESTERMAN, 1968; URICK, 1983)

Trägt man das Rückstreumaß gegen den Einfallswinkel auf, erhält man für verschiedene Bodentypen, wie z.B. Felsen, Sand, Silt und Ton, charakteristische Rückstreukurven, wie sie Abbildung 2.10 zeigt.

Das Rückstreumaß für akustisch harten Felsen, der einen großen Impedanzkontrast zu Meerwasser und eine hohe Oberflächenrauigkeit aufweist, beträgt bei senkrechtem Schalleinfall ca. -7 dB.

Für die akustisch weicherer Böden Sand, Silt und Ton, deren Oberflächenrauigkeit und Impedanzkontrast zu Meerwasser in der genannten Reihenfolge abnehmen, sinkt das Rückstreumaß bei senkrechtem Schalleinfall auf etwa -9 dB

(Sand), -13 dB (Silt) und -26 dB (Ton) ab. Anhand der Kurven wird deutlich, wie stark die Rückstreuung vom Einfallswinkel⁸ der Schallwellen abhängt. Bei β = 10° beträgt das Rückstreumaß nur noch -22 dB für Felsen, -29 dB für Sand, -33 dB für Silt und -38 dB für Ton.

⁸ Mit dem Einfallswinkel β (auch Glanz- oder Streichwinkel genannt) ist hier der Winkel zwischen eintreffendem Signal und Meeresbodenfläche gemeint (Abb. 2.10). In neueren Publikationen wird dagegen meistens der zu 90° komplementäre Inzidenzwinkel θ verwendet, welcher zwischen Signalrichtung und Flächennormaler gemessen wird (Abb. 2.7).

Eine sehr einfache Methode, mit der die Winkelabhängigkeit der akustischen Rückstreuung am Meeresboden formuliert werden kann, ist das Gesetz von Lambert (URBAN, 2002):

$$I_S = \mu \cdot \sin \beta_1 \cdot \sin \beta_2 \cdot dA \quad (2.51)$$

β_1 : Streichwinkel der einfallenden Schallwelle β_2 : Streichwinkel der gestreuten Schallwelle

Für einen Rückstreuwinkel $\beta_2 = \pi - \beta_1$ und eine Rückstreufläche $dA = 1$ ergibt sich der folgende Rückstreugrad:

$$s_A = I_S / I_0 = \mu \cdot \sin^2 \beta_1 \quad (2.52)$$

Der Rückstreugrad in Dezibel umgerechnet ergibt das Rückstreumaß am Meeresboden:

$$S_A = 10 \cdot \log(I_S / I_0) = 10 \cdot \log(\mu) + 20 \cdot \log(\sin \beta_1) \quad (2.53)$$

Wenn die einfallende Schallenergie ohne Transmissionsverluste komplett zurückgestreut wird, ist die Proportionalitätskonstante $\mu = 1/\pi$ bzw. $10 \cdot \log \mu = -5$ dB. Praktische Messungen für verschiedene Meeresbodentypen ergeben für $10 \cdot \log \mu$ Werte zwischen -25 dB und -35 dB (Abb. 2.10).

Die Auswertung von Sonarmessungen hat gezeigt, dass das Gesetz von Lambert die akustische Rückstreuung am Meeresboden nur in speziellen Fällen realistisch beschreibt. Für Oberflächen mit großskaliger Topographie und großer Reflektivität, wie sie z.B. bei Mittelozeanischen Rücken-systemen vorliegen, kann dieser Ansatz durchaus brauchbare und zuverlässige Ergebnisse liefern (URICK, 1983). Für detailliertere Analysen, die auch Gebiete mit anders beschaffenen Oberflächen einschließen, sollten eher komplexe Rückstreumodelle (Gleichung 2.50) verwendet werden.

2.7.9 Rückstreuung an Störkörpern

Schallwellen werden von Störkörpern, die sich in der Wassersäule, an der Meeresbodenoberfläche oder in Sedimentschichten befinden, zurückgestreut. Als einfachste Form eines solchen Störkörpers kann die Kugel betrachtet werden, deren Rückstreuverhalten in zwei Fälle unterteilt wird:

1. Der Durchmesser der Kugel ist klein im Vergleich zur Schallwellenlänge
2. Der Durchmesser der Kugel ist groß im Vergleich zur Schallwellenlänge

Der erste Fall wird durch das Rayleigh-Kriterium beschrieben:

$$k \cdot d \ll 1 \quad (2.54)$$

k : Wellenzahl [1/m] $k = 2\pi / \lambda = 2\pi / c \cdot f$ d : Durchmesser der Kugel [m]
 λ : Schallwellenlänge [m] f : Sonarfrequenz [Hz] c : Schallgeschwindigkeit [m/s]

Wenn das Rayleigh-Kriterium zutrifft und die Streukörper nicht resonant sind, treten zwei verschiedene Streueffekte aus:

- Es kommt zu einer Volumenänderung des Streukörpers, aus der eine kugelförmig abgestrahlte Welle resultiert, wenn die elastischen Eigenschaften des Körpers sich von der Umgebung unterscheiden.
- Es kommt zu einer Schwingungsbewegung des Streukörpers, die eine dipolartige Strahlung erzeugt, wenn die Dichte des Körpers sich von der Umgebung unterscheidet.

Diese beiden Effekte werden unter der Annahme, dass das Rayleigh-Kriterium gilt, in der Rückstrefunktion von Rayleigh zusammengefasst (MEDWIN & CLAY, 1998):

$$\varphi = \frac{(k \cdot d)^4}{\pi} \cdot \left(\frac{e-1}{3e} + \frac{g-1}{2g+1} \right)^2 \quad \text{für } k \cdot d \ll 1 \quad (2.55)$$

e : Verhältnis des Streukörper-Kompressionsmoduls zum Umgebungs-Kompressionsmodul
 g : Verhältnis der Streukörperdichte zur Umgebungs-dichte

Der Rückstreuquerschnitt σ , welcher aus dem Produkt der Rückstrefunktion φ und der beschallten Streukörperfläche A besteht, ergibt sich mit $A = \pi \cdot d^2$ (Kreisfläche) wie folgt:

$$\varphi = k^4 \cdot d^6 \cdot \left(\frac{e-1}{3e} + \frac{g-1}{2g+1} \right)^2 \quad \text{für } k \cdot d \ll 1 \quad (2.56)$$

Dieser Fall wird als „Rayleigh-Streuung“ bezeichnet.

Wenn das Rayleigh-Kriterium nicht zutrifft, der Durchmesser des Streukörpers also groß gegenüber der Schallwellenlänge ist, ergibt sich für eine unbewegliche und perfekt reflektierende Kugel eine konstante Rückstreufunction (MEDWIN & CLAY, 1998):

$$\varphi = \frac{1}{4\pi} \quad \text{für } k \cdot d \gg 1 \quad (2.57)$$

Der Rückstreuquerschnitt $\sigma = \varphi \cdot A$ berechnet sich mit der Kreisfläche $A = \pi \cdot d^2$ dann zu:

$$\sigma = \frac{d^2}{4} \quad \text{für } k \cdot d \gg 1 \quad (2.58)$$

Dieser Fall wird als „geometrische Streuung“ bezeichnet.

Aus Gleichung 2.56 wird deutlich, dass der Rückstreuquerschnitt der Rayleigh-Streuung bei einer festen Sonarfrequenz mit der sechsten Potenz des Streukörperdurchmessers ansteigt. Die Größenunterschiede der Streukörper beeinflussen die Rückstreuung also ganz erheblich. Dies gilt auch eingeschränkt für die geometrische Streuung, die mit dem Quadrat des Streukörperdurchmessers zunimmt. Andererseits wächst bei konstanter Größe der Streukörper der Rückstreuquerschnitt der Rayleigh-Streuung mit der vierten Potenz der benutzten Sonarfrequenz. Aus einem Vergleich von Sonarmessungen, die mit verschiedenen Frequenzen durchgeführt werden, lässt sich daher die Größe von Streukörpern am Meeresboden abschätzen. Durch diese Herangehensweise hat z.B. MITCHELL (1993) unter Verwendung verschiedener Sonarsysteme die Bedeckung von Sedimenten mit Manganknollen untersucht.

2.8 Sonargleichung

Die wichtigsten technischen und physikalischen Parameter, die bei der Messung von Schallwellen in der Wassersäule auftreten, nennt man Sonarparameter. Sie werden in Abbildung 2.11 skizziert:

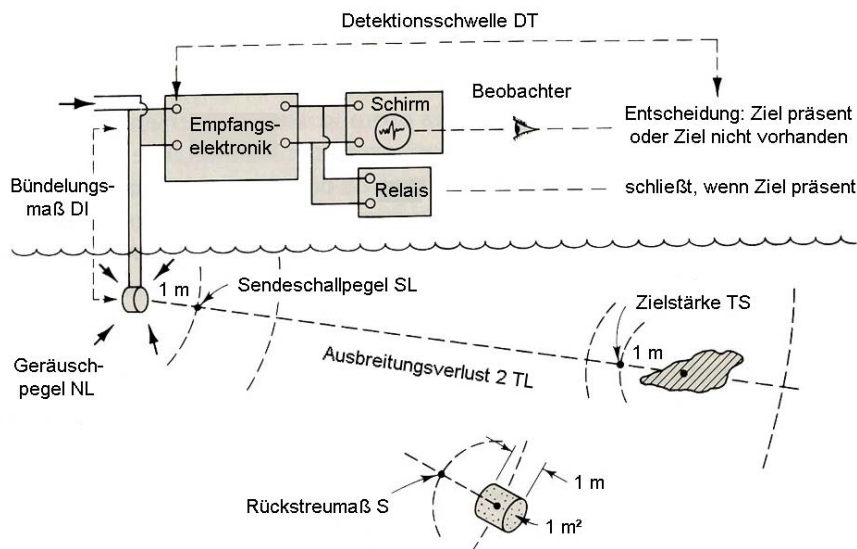


Abb. 2.11: Messanordnung mit Sonarparametern (mod. URICK, 1983)

Mithilfe der Sonarparameter lässt sich eine Bilanzgleichung aufstellen, welche die maßgebenden Einflüsse auf ein hydroakustisches Signal in einer Formel, der sogenannten Sonargleichung, zusammenfasst. Nach einer thematischen Unterteilung der Parameter wird zunächst ihr Zusammenwirken erläutert, welches schließlich zur Sonargleichung führt. In den folgenden Abschnitten werden die Formeln zur Berechnung der einzelnen Parameter vorgestellt.

Die Sonarparameter⁹ lassen sich nach dem Ort ihres Auftretens in drei verschiedene Gruppen einteilen (CARUTHERS, 1977; URICK, 1983; URBAN, 2002; LURTON, 2002):

1. Geräteparameter
 - SL : Source Level (Sendepiegel)
 - DI : Directivity Index (Bündelungsmaß)
 - DT : Detection Threshold (Detektionsschwelle)
2. Mediumparameter
 - TL : Transmission Loss (Ausbreitungsverlust)
 - RL : Reverberation Level (Nachhallpegel)
 - NL : Noise Level (Umgebungsgeräuschpegel)
3. Objektparameter
 - TS : Target Strength (Zielreflexionsmaß)

Das Zusammenwirken der Sonarparameter lässt sich folgendermaßen charakterisieren: Ein Schallwandler erzeugt ein Signal mit dem Sendepiegel SL . Auf seinem Weg zum Ziel wird das Signal um den Übertragungsverlust TL geschwächt. Das Ziel reflektiert das Signal mit der Zielstärke TS , die Rückstreuung des Signals beträgt $SL - TL - TS$ bezogen auf 1 m Entfernung vom Zentrum des Ziels in Richtung der Quelle. Während des Rückwegs wird das Signal weiter abgeschwächt, der Echopegel am Wandler beträgt jetzt $SL - 2TL + TS$. Berücksichtigt man das Hintergrundrauschen NL , welches um das Bündelungsmaß DI des Wandlers reduziert ist, beträgt der Rauschpegel $NL - DI$. Wenn die Wandlerachse in Richtung des Echos zeigt, kann der Einfluss der Wandlerrichtung vernachlässigt werden. Das Signal-Rausch-Verhältnis am Wandler ist dann

$$SL - 2TL + TS - (NL - DI) \quad (2.59)$$

Setzt man eine Empfangsschwelle zur Erkennung des Zielobjektes ein, lautet die Gleichung

$$DT = SL - 2TL + TS - (NL - DI) \quad (2.60)$$

Gleichung 2.60 wird als aktive Sonargleichung bezeichnet. Wenn sie erfüllt ist, wird ein Zielobjekt in der Wassersäule oder am Meeresboden gerade noch erkannt. Will man die Signalstärke des Echos vom Signalanteil über der Erkennungsschwelle trennen, schreibt man

$$SL - 2TL + TS = NL - DI + DT \quad (2.61)$$

Die Gleichungen 2.60 und 2.61 beschreiben die Sonargleichung für den monostatischen Fall, bei dem sich Sender und Empfänger am gleichen Ort befinden. Diese Konstellation wird z.B. auf einem Vermessungsschiff gewährleistet, in dessen Rumpf der Schallsender und -empfänger eine bautechnische Einheit bilden, die man als Transducer bezeichnet. Der bistatische Fall, bei dem sich Schallsender und -empfänger an verschiedenen Orten befinden (z.B. seismische Verfahren), wird in dieser Arbeit nicht behandelt.

Neben den Echos des Zieles und dem Umgebungsrauschen treten außerdem Echos auf, die nicht erwünscht sind. Ursache für solche Effekte können Inhomogenitäten im Ausbreitungsmedium und an Grenzflächen zwischen zwei Medien sein. Eine detaillierte Einführung dazu findet sich z.B. bei CARUTHERS (1977). Empfängt der Wandler anstelle des Rauschens solche unerwünschten Echos, ändert sich die Sonargleichung. Unerwünschte Echos sind in der Regel anisotrop, so dass der Parameter DI umformuliert werden muss. Anstelle $NL - DI$ setzt man einen äquivalenten Nachhallpegel RL ein. Die Sonargleichung heißt dann

$$SL - 2TL + TS = RL + DT \quad (2.62)$$

Um die vollständige Sonargleichung für beide auf der Expedition AMORE 2001 verwendeten Fächersonarsysteme aufstellen zu können, wird die Berechnung der Sonarparameter in den folgenden Abschnitten näher erläutert. Dabei wird auf grundlegende Begriffe der Wasserschalltechnik eingegangen, die später in Kapitel 4 benötigt werden.

⁹ Die international üblichen Abkürzungen stammen aus der amerikanischen Literatur und werden auch hier verwendet. Alle Parameter sind logarithmierte Größenverhältnisse und werden in Dezibel angegeben.

2.8.1 Sendeschallpegel

Der Sendeschallpegel (oder Sendepiegel) einer Wandleranordnung ist der gebündelte Schalldruck bezogen auf einen Referenzdruck von 1 μPa und eine Entfernung von 1 m.

$$SL = 170.8 + 10 \cdot \log P_a + DI \quad (2.63)$$

SL : Sendeschallpegel [dB] P_a : akustische Ausgangsleistung [W] DI : Bündelungsmaß [dB]

2.8.2 Richtcharakteristik

Unter dem Begriff Richtcharakteristik versteht man die geometrische Form der Schallhaupt- und Nebenkeulen, welche von einem Sonarsystem ausgesendet werden. Sie hängt von der geometrischen Anordnung der Wandlerelemente und der Verteilung der Schallschnelle auf ihren Oberflächen ab (URBAN, 2002).

Die dreidimensionale Richtcharakteristik eines Schallsenders, die in Abbildung 2.12 (rechts) exemplarisch skizziert wird, lässt sich mathematisch durch die Verwendung von kartesischen Koordinaten oder Kugelkoordinaten beschreiben (Abb. 2.12 links). In der Wasserschalltechnik werden für die Berechnung von Richtcharakteristiken meistens Kugelkoordinaten verwendet.

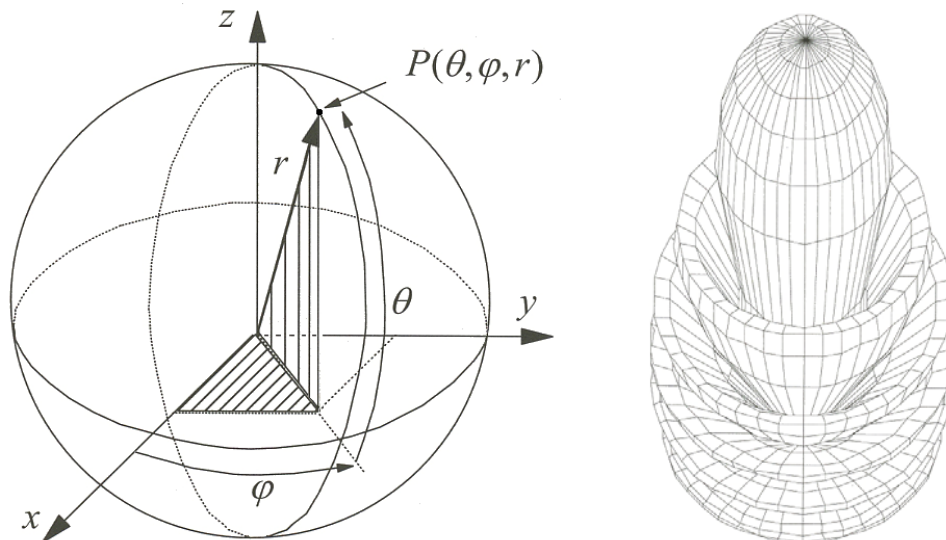


Abb. 2.12: Koordinatensystem (li.) zur räumlichen Darstellung einer Richtcharakteristik (re.)
(Links: SEEBER, 1989; Rechts: URBAN, 2002)

Die Umrechnung von Kugelkoordinaten in kartesische Koordinaten lautet (SEEBER, 1989):

$$x = r \cdot \cos \theta \cdot \cos \varphi \quad (2.64)$$

$$y = r \cdot \cos \theta \cdot \sin \varphi \quad (2.65)$$

$$z = r \cdot \sin \theta \quad (2.66)$$

x, y, z : Abstand in x -, y -, z -Richtung [m]

Für die umgekehrte Transformation gilt (SEEBER, 1989):

$$r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \quad (2.67)$$

$$\theta = \arctan \frac{z}{\sqrt{x^2 + y^2}} \quad (2.68)$$

$$\varphi = \arctan \frac{y}{x} \quad (2.69)$$

r : Radius [m] θ : Polarwinkel [°] φ : Azimutalwinkel [°]

2.8.3 Richtungsfaktor und Richtungsgrad

Der Richtungsfaktor beschreibt das Verhältnis der richtungsabhängigen Schalldruckamplituden bezogen auf die Schalldruckamplitude in Hauptrichtung:

$$\Gamma(r, \theta, \varphi) = \frac{p(r, \theta, \varphi)}{p(r, \theta_0, \varphi_0)} \quad (2.70)$$

- $\Gamma(r, \theta, \varphi)$: Richtungsfaktor
 $p(r, \theta, \varphi)$: Schalldruckamplitude im Abstand r in Richtung θ, φ
 $p(r, \theta_0, \varphi_0)$: Schalldruckamplitude im Abstand r in Hauptrichtung θ_0, φ_0

Die Darstellung des Richtungsfaktors über den Winkelbereich bezeichnet man als lineare Richtcharakteristik.

Das Verhältnis der richtungsabhängigen Schallintensität bezogen auf die Schallintensität in Hauptrichtung heißt Richtungsgrad:

$$\Gamma^2(r, \theta, \varphi) = \frac{I(r, \theta, \varphi)}{I(r, \theta_0, \varphi_0)} \quad (2.71)$$

- $\Gamma^2(r, \theta, \varphi)$: Richtungsgrad
 $I(r, \theta, \varphi)$: Schallintensität im Abstand r in Richtung θ, φ
 $I(r, \theta_0, \varphi_0)$: Schallintensität im Abstand r in Hauptrichtung θ_0, φ_0

Die Darstellung des Richtungsgrades über den Winkelbereich nennt man quadratische Richtcharakteristik.

2.8.4 Richtungsmaß, Nebenmaß und Öffnungswinkel

Das Richtungsmaß erhält man, wenn man den Richtungsgrad oder den Richtungsfaktor in Dezibel ausdrückt:

$$B(\theta, \varphi) = 10 \cdot \log \Gamma^2(\theta, \varphi) = 20 \cdot \log \Gamma(\theta, \varphi) \quad (2.72)$$

Die Darstellung des Richtungsmaßes über den Winkelbereich wird als logarithmische Richtcharakteristik bezeichnet.

Das Nebenmaß definiert das Verhältnis der Schallintensität im Maximum der stärksten Nebenrichtung zur Schallintensität in der Hauptrichtung (Abb. 2.13):

$$B_N = 10 \cdot \log \frac{I(\theta_N, \varphi_N)}{I(\theta_0, \varphi_0)} = 20 \cdot \log \frac{p(\theta_N, \varphi_N)}{p(\theta_0, \varphi_0)} \quad (2.73)$$

- B_N : Nebenmaß [dB]
 $I(\theta_N, \varphi_N)$: Schallintensität in der Nebenrichtung θ_N, φ_N
 $I(\theta_0, \varphi_0)$: Schallintensität in der Hauptrichtung θ_0, φ_0

Die Breite der Hauptstrahlrichtung (θ_0, φ_0) ist ein Maß für den Grad der Intensitätsbündelung einer Wandleranordnung. Die Winkel, bei denen die Schallintensität auf die Hälfte (-3 dB) des Wertes der Hauptrichtung (0 dB) abgesunken ist, werden als Halbwertswinkel θ_{-3} und φ_{-3} bezeichnet. Der Öffnungswinkel ergibt sich aus dem zweifachen Wert der beiden Halbwertswinkel, also $2 \cdot \theta_{-3}$ und $2 \cdot \varphi_{-3}$ (Abb. 2.13).

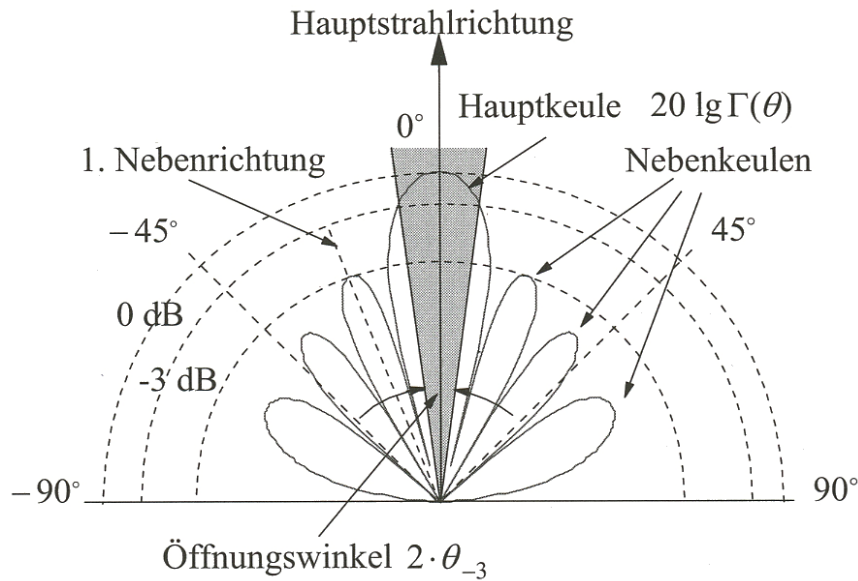


Abb. 2.13: Darstellung des Richtungsmaßes in Polarkoordinaten (URBAN, 2002)
(Zentraler Schnitt durch die räumliche Richtcharakteristik, Abb. 2.12 rechts)

2.8.5 Bündelungsgrad und Bündelungsmaß

Der Bündelungsgrad beschreibt das Verhältnis der maximal gerichteten Schallintensität in der Hauptrichtung der Wandleranordnung zur mittleren ungerichteten Schallintensität. Dabei geht man davon aus, dass der Schallsender von einer Kugel umgeben ist, deren Radius sehr groß gegenüber den Abmessungen des Senders ist. Die mittlere Intensität des Schallsenders, welcher die akustische Leistung P_a abstrahlt, beträgt dann:

$$I_{\text{mittel}} = \frac{P_a}{4 \cdot \pi \cdot r^2} \quad (2.74)$$

I_{mittel} : mittlere, ungerichtete Intensität P_a : akustische Leistung des Schallsenders
 r : Kugelradius $4 \cdot \pi \cdot r^2$: Kugeloberfläche

In der Hauptrichtung θ_0, φ_0 ist die Richtwirkung des Senders um den Faktor D größer. Für die maximale Schallintensität in Hauptrichtung ergibt sich also:

$$I_{\text{richt}} = I(\theta_0, \varphi_0) = \frac{P_a}{4 \cdot \pi \cdot r^2} \cdot D \quad (2.75)$$

I_{richt} : Intensität in Hauptrichtung θ_0, φ_0 D : Bündelungsgrad

Die räumliche Verteilung der Schallintensität auf der Kugeloberfläche kann mithilfe des Richtungsgrades berechnet werden:

$$I(\theta, \varphi) = \frac{P_a}{4 \cdot \pi \cdot r^2} \cdot D \cdot \Gamma^2(\theta, \varphi) \quad (2.76)$$

Die Schallleistung dP_a bezüglich eines Flächenelementes dA der Kugel, in deren Mitte sich der Sender befindet, berechnet sich zu:

$$dP_a = I(\theta, \varphi) \cdot dA = I(\theta, \varphi) \cdot r^2 \cdot \cos\theta \cdot d\theta \cdot d\varphi \quad (2.77)$$

dA : Flächenelement, $dA = \cos\theta \cdot d\theta \cdot d\varphi$

Die gesamte Schalleistung auf der Kugeloberfläche ergibt sich aus der Integration der einzelnen Leistungsbeiträge dP :

$$P_a = \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\theta=-\pi/2}^{\pi/2} I(\theta, \varphi) \cdot r^2 \cdot \cos\theta \cdot d\theta \cdot d\varphi \quad (2.78)$$

Setzt man Gleichung 2.76 in Gleichung 2.78 ein und löst sie nach D auf, so erhält man den Bündelungsgrad:

$$D = \frac{4\pi}{\int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\theta=-\pi/2}^{\pi/2} \Gamma^2(\theta, \varphi) \cdot \cos\theta \cdot d\theta \cdot d\varphi} \geq 1 \quad (2.79)$$

Wenn die Charakteristik rotationssymmetrisch ist und keine Richtwirkung in der φ -Ebene aufweist, lässt sich Gleichung 2.79 vereinfachen zu:

$$D = \frac{2}{\int_{-\pi/2}^{\pi/2} \Gamma^2(\theta) \cdot \cos\theta \cdot d\theta} \quad (2.80)$$

Für eine idealisierte Richtcharakteristik kann der Bündelungsgrad auf einfache Weise abgeschätzt werden. Nimmt man an, dass der Richtungsgrad im Bereich des Öffnungswinkels gleich Eins ist und für den übrigen Winkelbereich Null, so lässt sich für kleine Öffnungswinkel schreiben:

$$D = \frac{4\pi}{\Delta\theta \cdot \Delta\varphi} \quad (2.81)$$

$\Delta\theta, \Delta\varphi$: Winkelbereiche [rad]

Eine Faustformel in Form einer zugeschnittenen Größengleichung erhält man schließlich, wenn man die Winkel θ und φ in Grad ausdrückt:

$$D = \frac{360^2}{\pi} \cdot \frac{1}{2\theta_{-3} \cdot 2\varphi_{-3}} = \frac{41253}{2\theta_{-3} \cdot 2\varphi_{-3}} \quad (2.82)$$

D : Bündelungsgrad $\theta_{-3}, \varphi_{-3}$: Halbwertswinkel [°]

Drückt man den Bündelungsgrad D in Dezibel aus, so erhält man das Bündelungsmaß DI :

$$DI = 10 \cdot \log D = 10 \cdot \log \frac{4\pi}{\int_0^{4\pi} \Gamma^2(\theta, \varphi) d\Omega} \geq 0 \quad (2.83)$$

$\Gamma^2(\theta, \varphi)$: Richtungsgrad $d\Omega$: Raumwinkel, $d\Omega = \cos\theta \cdot d\theta \cdot d\varphi$ mit $0 \leq \Omega \leq 4\pi$

Unter Verwendung der obigen, idealisierten Richtcharakteristik und Gleichung 2.83 lässt sich wiederum eine praktische Faustformel angeben.

$$DI = 40 - 10 \cdot \log \theta_{-3} - 10 \cdot \log \varphi_{-3} \quad (2.84)$$

DI : Bündelungsmaß [dB] $\theta_{-3}, \varphi_{-3}$: Halbwertswinkel [°]

2.8.6 Detektionsschwelle

Die Detektionsschwelle eines Schallempfängers beschreibt das Verhältnis der Signalleistung im Empfangsband zur Rauschleistung im Empfangsband bezogen auf eine Bandbreite von 1 Hertz. Beide Größen werden am Eingang des Empfängers gemessen.

$$DT = 10 \cdot \log (S / N) \quad (2.85)$$

DT : Detektionsschwelle oder Signal-Rausch-Verhältnis [dB]

S : Signalleistung im Empfangsband [W]

N : Rauschleistung im Empfangsband bezogen auf 1 Hz Bandbreite [W]

Um die Informationen eines Signals verwerten zu können, muss sich das Nutzsinal deutlich vom Hintergrundrauschen abheben. Zur Übertragung menschlicher Sprache per Telefon ist z.B. ein Signal-Rausch-Verhältnis von ca. 40 dB erforderlich, d.h. die Signalleistung muss zehntausendmal größer als die Rauschleistung sein. Ab etwa 27 dB, eine Schwelle, bei der die Signalleistung immerhin noch fünfhundertmal größer als die Rauschleistung ist, wird das Gespräch bereits schwer verständlich.

2.8.7 Ausbreitungsverlust

Der Ausbreitungsverlust eines Schallsignals beschreibt die Abschwächung der Schallenergie auf dem Weg von der Quelle zum Ziel und zurück. Mathematisch lässt er sich darstellen als Abfall der Schallintensität der Quelle in 1 m Abstand bezogen auf die Schallintensität in der Entfernung r :

$$h = I_s / I_r \quad (2.86)$$

h : Ausbreitungsverlust

I_s : Schallintensität der Quelle (des Schallenders) in 1 m Abstand [W/m^2]

I_r : Schallintensität in der Entfernung r [W/m^2]

Der Ausbreitungsverlust ist orts-, entfernungs- und frequenzabhängig. Er setzt sich zusammen aus der geometrischen Abnahme der Schallintensität, der frequenzabhängigen Dämpfung durch Schallabsorption und aus Verlusten, die durch Reflexionen oder Streuungen an Grenzflächen entstehen. Letztere werden unter dem Begriff Schallanomalie zusammengefasst.

$$h(r, f) = g(r) + d(r, f) + A \quad (2.87)$$

$g(r)$: geometrische Abnahme der Schallintensität

$d(r, f)$: frequenzabhängige Dämpfung durch Schallabsorption

A : Schallanomalie

2.8.7.1 Geometrische Abnahme der Intensität

Bei Messungen in der Tiefsee kann der Ozean als homogenes, unendlich ausgedehntes Medium betrachtet werden, in dem sich Schallwellen als Kugelwellen ausbreiten und die Schallintensität mit dem Quadrat der Entfernung abnimmt. Die Intensitäten I_s und I_r in den Entfernungen r_0 und r ergeben sich aus der akustischen Leistung bezogen auf die durchstrahlte Fläche:

$$I_s = \frac{P_a}{4 \cdot \pi \cdot r_0^2} \quad (2.88)$$

$$I_r = \frac{P_a}{4 \cdot \pi \cdot r^2} \quad (2.89)$$

I_s : Schallintensität in Entfernung r_0 [W/m^2]

r_0 : Bezugsabstand in 1 m vom Sender [m]

I_r : Schallintensität in Entfernung r [W/m^2]

r : Entfernung von der Quelle zum Ziel [m]

P_a : akustische Leistung des Senders [W]

$4 \cdot \pi \cdot r^2$: durchstrahlte Kugeloberfläche [m^2]

Der Ausbreitungsverlust bei Kugelwellen durch geometrische Abnahme der Intensität ist dann:

$$g'(r) = \frac{I_s}{I_r} = \frac{r^2}{r_0^2} \quad (2.90)$$

Die logarithmierte Form von Gleichung 2.90 liefert den Ausbreitungsverlust durch geometrische Intensitätsabnahme schließlich in Dezibel pro Meter (URBAN, 2002):

$$g(r) = 10 \cdot \log \frac{I_s}{I_r} = 20 \cdot \log \frac{r}{r_0} \quad (2.91)$$

$g(r)$: geometrische Abnahme der Schallintensität [dB/m]

2.8.7.2 Dämpfung durch Absorption

Unter Absorption versteht man die Umwandlung eines Teiles der Energie einer akustischen Welle in Wärme. Sie ist in erster Linie frequenzabhängig: je höher die Frequenz einer Schallwelle, desto größer die Absorption. Dabei geht man üblicherweise davon aus, dass die Dämpfungsverluste pro Entfernungseinheit konstant sind. Die Schalldruckamplitude einer gedämpften, ebenen Welle verhält sich ähnlich wie die Amplitude einer mechanischen Schwingung, welche Reibungsverlusten unterliegt:

$$\frac{\hat{p}(r_0)}{\hat{p}(r)} = e^{-\delta \cdot (r-r_0)} \quad (2.92)$$

Die Anwendung des natürlichen Logarithmus auf Gleichung 2.92 ergibt:

$$\ln \frac{\hat{p}(r_0)}{\hat{p}(r)} = -\delta \cdot (r - r_0) \quad (2.93)$$

$\hat{p}(r_0), \hat{p}(r)$: Scheitelwerte der Druckamplituden in den Entfernungen r_0 und r [N/m²]

δ : Dämpfungskonstante der Amplitude [Np/m], Np = Neper¹⁰

Die Amplitude der Welle nimmt nach Gleichung 2.92 mit $e^{-\delta \cdot (r-r_0)}$ ab. Da die Intensität der Welle proportional zum Quadrat der Amplitude ist, muss die Intensität mit $e^{-2\delta \cdot (r-r_0)}$ abnehmen. Für die frequenzabhängige Dämpfung durch Absorption lässt sich also schreiben:

$$d'(r, f) = \frac{I_s}{I_r} = e^{-2\delta \cdot (r-r_0)} \quad (2.94)$$

δ : frequenzabhängige Dämpfungskonstante [Np/m]

I_s : Schallintensität in der Entfernung r_0 [W/m²]

I_r : Schallintensität in der Entfernung r [W/m²]

r_0 : Bezugsentfernung in 1 m Abstand von der Quelle [m]

r : Entfernung von der Quelle zum Ziel [m]

Gleichung 2.94 logarithmiert liefert die Dämpfung in Neper pro Meter bzw. Dezibel pro Meter:

$$d(r, f) = 10 \cdot \log \frac{I_s}{I_r} = -20 \cdot \log e \cdot \delta \cdot (r - r_0) \quad (2.95)$$

$$d(r, f) = -a \cdot (r - r_0) \quad (2.96)$$

$d(r, f)$: Dämpfung durch Absorption [dB/m] a : Dämpfungskonstante [dB/m], $a = 8.686 \cdot \delta$

¹⁰ Die Pseudoeinheit Neper benutzt für Maße oder Pegel den natürlichen Logarithmus: Pegelwert = ln (x_1 / x_0). Für die Umrechnung von Neper nach Dezibel gilt: 1 Np = (20 / ln 10) = 20 · log e = 8.686 dB.

Für die Absorption von Schallwellen in Flüssigkeiten werden vor allem die interne Reibung und Wärmeableitung sowie Relaxationseffekte verantwortlich gemacht. Die Absorption in Meerwasser ist beträchtlich größer als in reinem Wasser. Neben der Frequenzabhängigkeit spielen dort auch Salzgehalt, Temperatur und hydrostatischer Druck eine Rolle. Auf der Grundlage theoretischer und experimenteller Untersuchungen wurden empirische Formeln entwickelt, mit deren Hilfe sich die Schallabsorption in Meerwasser berechnen lässt. In den Kapiteln 4.5.3 und 4.5.4 werden zwei dieser Formeln vorgestellt, mittels derer die Berechnung der Schallabsorption für das Hydrosweep- und Seabeam-System durchgeführt wird.

Bei Kenntnis der frequenzabhängigen Absorption kann der Ausbreitungsverlust mithilfe einer zugeschnittenen Größengleichung ermittelt werden:

$$TL = 20 \cdot \log r + a \cdot r \quad (2.97)$$

TL : Ausbreitungsverlust [dB]

2.8.8 Nachhallpegel

Beim Aussenden von Schallwellen wird ein Teil der Energie von Inhomogenitäten des Ausbreitungsmediums gebrochen, reflektiert oder gestreut. Im Ozean können Inhomogenitäten z.B. durch schwebende Streukörper oder Schichten erzeugt werden, an denen sich Schallgeschwindigkeit, Temperatur oder Salzgehalt sprunghaft ändern. Die Summe der Energie, die vom Meeresboden und den Inhomogenitäten der Wassersäule in Richtung des Empfängers reflektiert wird, nennt man Nachhall. Der Nachhallpegel ist die akustische Intensität der zurückgeworfenen Schallwellen am Empfänger, bezogen auf einen Referenzschalldruck von 1 μPa . (Als Echopegel bezeichnet man hingegen die Intensität der Schallwellen am Empfänger, die nur von einem bestimmten Zielobjekt zurückgeworfen werden).

Bei der Berechnung des Nachhallpegels wird generell zwischen Flächennachhall und Volumennachhall unterschieden. Bei Kenntnis des Rückstreugrades (Kap. 2.7.8) sowie der beschallten Fläche bzw. des beschallten Volumens kann die Intensität des Nachhalls unter folgenden Voraussetzungen abgeschätzt werden (URBAN, 2002):

- Der Rückstreugrad ist über die gesamte Fläche bzw. das gesamte Volumen gleichverteilt.
- Die Schallausbreitung erfolgt als ebene Welle im Fernfeld.
- Die Richtcharakteristik zur Bestimmung der Fläche bzw. des Volumens ist bekannt.
- Es tritt keine Mehrfachstreuung auf.
- Die Ausbreitungsbedingungen bleiben während der Messzeit konstant.

In den folgenden beiden Abschnitten wird die Berechnung des Flächennachhallpegels und Volumennachhallpegels erläutert.

2.8.8.1 Flächennachhall

Der Flächennachhall wird am Empfänger gemessen und ist das Produkt aus der Schallintensität am Sender, der beschallten Fläche und dem Rückstreugrad der Fläche:

$$I_E = \frac{I_S}{r^4} \cdot A \cdot s_A \quad (2.98)$$

I_E	: Intensität am Empfänger [W/m^2]	I_S	: Intensität am Sender [W/m^2]
s_A	: Flächenrückstreugrad von 1 m^2	A	: beschallte Fläche [m^2]
r	: Entfernung zur beschallten Fläche [m]		

Wie Abbildung 2.14 (links) verdeutlicht, wird der der Flächennachhall in flachen Gewässern überwiegend durch die von der Meeresoberfläche und vom Meeresboden zurückgeworfenen Schallwellen erzeugt:

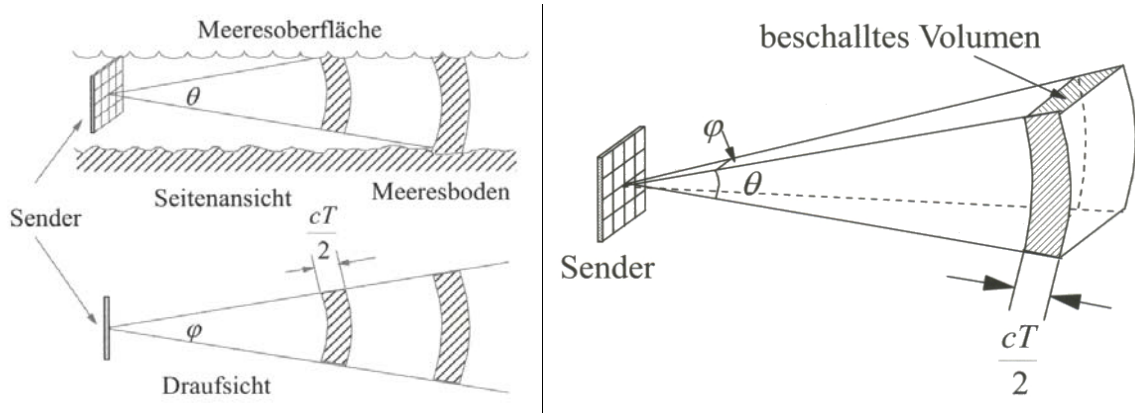


Abb. 2.14: Flächennachhall von Meeresboden und Meeresoberfläche (links); Geometrie des beschallten Volumens am Meeresboden (rechts) (URBAN, 2002)

In tiefen Gewässern geht man davon aus, dass der Flächennachhall der Meeresoberfläche vernachlässigt werden kann. Die beschallte Fläche am Meeresboden lässt sich aus Pulslänge, Schallgeschwindigkeit, Entfernung zum Sender und Azimutalwinkel (Abb. 2.14 links) berechnen:

$$A = r \cdot \varphi \cdot \frac{c \cdot T}{2} \quad (2.99)$$

T : Pulslänge [s] c : Schallgeschwindigkeit [m/s] φ : Azimutalwinkel [rad]

Der Flächennachhallpegel kann mithilfe einer zugeschnittenen Größengleichung abgeschätzt werden:

$$RL_A = SL - 40 \cdot \log r + S_A + 10 \cdot \log A \quad (2.100)$$

RL_A : Flächenachhallpegel [dB] S_A : Flächenrückstreumaß von 1 m^2 SL : Sendepiegel [dB]

2.8.8.2 Volumennachhall

Der am Empfänger gemessene Volumennachhall ist analog zu Gleichung 2.98 das Produkt aus der Schallintensität am Sender, dem beschallten Volumen und dem Rückstreugrad des Volumens:

$$I_E = \frac{I_S}{r^4} \cdot V \cdot s_V \quad (2.101)$$

I_E : Intensität am Empfänger [W/m^2] I_S : Intensität am Sender [W/m^2]
 s_V : Volumerrückstreugrad von 1 m^3 V : beschalltes Volumen [m^3]
 r : Entfernung zum beschallten Volumen [m]

Wenn Pulslänge und Schallgeschwindigkeit sowie Sende- und Empfangscharakteristik bekannt sind (Abb. 2.14 rechts), lässt sich das beschallte Volumen am Meeresboden berechnen:

$$V = \frac{c \cdot T}{2} \cdot r^2 \cdot \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} b_1(\theta, \varphi) \cdot b_2(\theta, \varphi) \cdot \cos \theta \cdot d\theta \cdot d\varphi \quad (2.102)$$

θ, φ : Polarwinkel, Azimutalwinkel [rad] $b_1(\theta, \varphi)$: Sendecharakteristik T : Pulslänge [s]
 c : Schallgeschwindigkeit [m/s] $b_2(\theta, \varphi)$: Empfangscharakteristik

Der Volumennachhallpegel in Dezibel ausgedrückt ergibt sich analog zu Gleichung 2.100:

$$RL_V = SL - 40 \cdot \log r + S_V + 10 \cdot \log V \quad (2.103)$$

RL_V : Volumennachhallpegel [dB] SL : Sendepiegel [dB]
 S_V : Volumerrückstreumaß von 1 m^3

2.8.9 Umgebungsgeräuschpegel und Eigenstörpegel

Der Umgebungsgeräuschpegel beschreibt die Summe aller Geräusche, die im Meer auftreten und durch natürliche oder menschliche Aktivitäten hervorgerufen werden. Er wird auf einen Referenzschalldruck von $1 \mu\text{Pa}$ und eine Bandbreite von 1 Hz bezogen. Die Umgebungsgeräusche des Meeres variieren mit Zeit, Ort und Frequenz und können aus sehr unterschiedlichen Quellen stammen, wie die folgende Übersicht zeigt (URBAN, 2002):

Tiefe Frequenzen (0.1 Hz – 10 Hz)

- Kleinere und größere Erdbeben
- Seismische Explorationsarbeiten
- Überlagerung zweier gegenläufiger Oberflächenwellen
- Ozeanische Turbulenzen durch Fluktuationen des Winddruckes und durch Meeresströmungen (z.B. Wirbel)

Schiffsverkehr (10 Hz – 200 Hz)

- Geräusche von Maschinen und Propellern sowie hydrodynamische Geräusche des Schiffskörpers, welche nach Entfernung und Verkehrsaufkommen variieren

Atmosphärische Einflüsse (200 Hz – 100 kHz)

- Durch Wind angefachte Wellenbewegungen der Meeresoberfläche (Seegang)
- Geräusche durch Regenfall
- Biologische Geräusche von Meeressäugern (Walen, Delphinen), Garnelen und verschiedenen Fischarten

Thermisches Rauschen ($> 100 \text{ kHz}$)

- Temperatur- und frequenzabhängiger Rauschpegel, welcher durch molekulare Bewegung der Wasserteilchen verursacht wird

Eine vollständige Erfassung des Umgebungsgeräusches ist, besonders auf hoher See, aufgrund der vielfältigen Entstehungsursachen nur sehr schwierig zu bewerkstelligen. Wenn keine aktuellen Messergebnisse vorliegen, kann der Umgebungsgeräuschpegel mithilfe empirisch ermittelter Daten abgeschätzt werden.

ROSS (1976) hat z.B. Untersuchungen für Tiefwassergebiete im Nordatlantik und Mittelmeer durchgeführt, deren Ergebnis Abbildung 2.15 (links) zeigt. Dargestellt ist der Umgebungsgeräuschpegel, welcher durch Schiffsverkehr und Seegang erzeugt wird, in Abhängigkeit verschiedener Frequenzen. Im Bereich von 10 Hz bis 500 Hz dominieren Umgebungsgeräusche, die durch Schiffslärm verursacht werden, im Bereich von 500 Hz bis 10 kHz ist hingegen der Seegang die bestimmende Komponente.

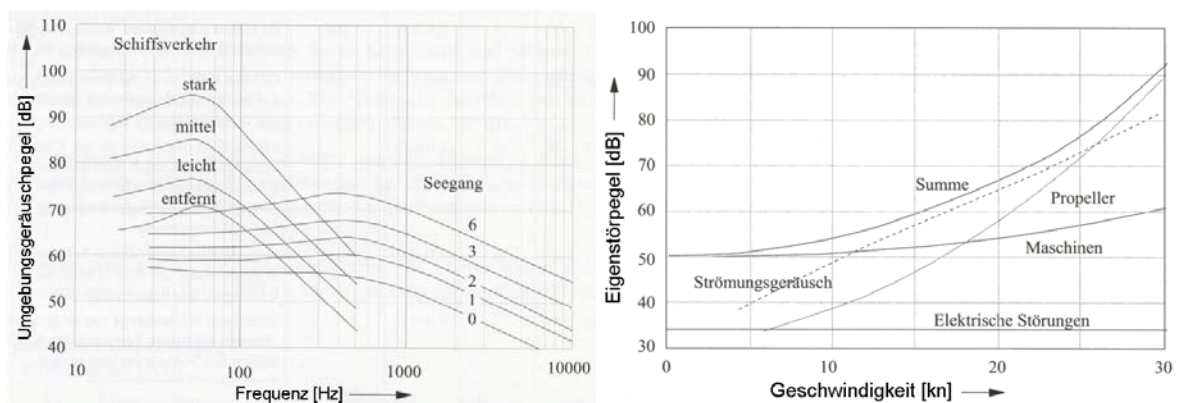


Abb. 2.15: Links: Umgebungsgeräuschpegel durch Schiffsverkehr und Seegang für verschiedene Frequenzen (mod. ROSS, 1976). Rechts: Eigenstörpegel bei unterschiedlichen Schiffsgeschwindigkeiten (mod. LABORATOIRE DSM, 1968)

Das Aufkommen des Schiffsverkehrs ist in vier Stufen eingeteilt: *stark* (Nordsee, Mittelmeer, Schifffahrtsrouten im Atlantik), *mittel* (östlicher Atlantik, Kontinentalschelf), *leicht* (mittlerer Atlantik, abseits von Schifffahrtsrouten) und *entfernt* (Nordatlantik, ohne Schiffsverkehr). Die Stärke des Seegangs ist nach der Skala von Petersen¹¹ angegeben: glatt (0), ruhig (1), schwach bewegt (2), leicht bewegt (3) und sehr grob (6).

In wenig befahrenen Gewässern wie dem Arktischen Ozean besteht der Umgebungsgeräuschpegel zum größten Teil aus dem Eigenstörpegel des Schiffes. Er umfasst alle unerwünschten Geräusche, die das Schiff selbst erzeugt und die vom eigenen Sensorsystem empfangen werden. Zu nennen sind Geräusche von Maschine und Propellern, Kavitations- und Strömungsgeräusche sowie elektrische Störungen im Empfänger¹² (Abb. 2.15 rechts).

Der Eigenstörpegel wird bezogen auf einen Referenzschalldruck von 1 µPa bei einer Bandbreite von 1 Hz. Er kann für ein Sonarsystem, welches im Rumpf eines Oberflächenschiffes installiert ist, mit folgender Formel abgeschätzt werden (URBAN, 2002):

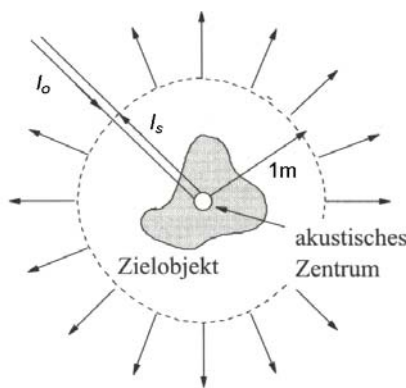
$$NL = 47 + 0.05 \cdot v^2 \quad (2.104)$$

NL : Eigenstörpegel [dB] v : Schiffsgeschwindigkeit [kn]

2.8.10 Zielreflexionsgrad und Zielreflexionsmaß

Ein Zielobjekt (z.B. ein Gegenstand am Meeresboden) wirft abhängig von seiner Größe, Form und Orientierung einen Teil der ausgesandten Schallwellen zurück in Richtung des Schallenders. Die Summe der vom Zielobjekt reflektierten und zurückgestreuten Schallintensität bezeichnet man als Zielreflexionsgrad. Er beschreibt das Verhältnis der zurückgestrahlten Intensität im Fernfeld bezogen zur einfallenden Intensität am Zielobjekt in einem Meter Abstand (Abb. 2.16).

$$t_s = \frac{I_s}{I_0} \quad (2.105)$$



I_s : zurückgestrahlte Intensität im Fernfeld [W/m^2]
 I_0 : einfallende Intensität am Zielobjekt in 1 m Entfernung [W/m^2]
 t_s : Zielreflexionsgrad [dB]

Der Zielreflexionsgrad in Dezibel ausgedrückt ergibt schließlich das Zielreflexionsmaß:

$$TS = 10 \cdot \log t_s = 10 \cdot \log \frac{I_s}{I_0} \quad (2.106)$$

TS : Zielreflexionsmaß [dB]

Abb. 2.16: Reflexion am Zielobjekt (mod. URBAN, 2002)

¹¹ Die Skala von Petersen dient zur Bestimmung der Seegangstärke. Sie ist an die Beaufort-Skala zur Ermittlung der Windstärke angelehnt und wurde vom deutschen Kapitän Petersen 1927 veröffentlicht und 1939 international eingeführt. Im weltweiten Schiffsverkehr richten sich die Angaben der Seegangparameter mittlerweile nach dem SI-System.

¹² Störende Geräusche, die durch das Rammen und Brechen von Packeis entstehen, bedürfen einer gesonderten Messung und werden hier deswegen nicht berücksichtigt.

2.9 Fächersonarsysteme Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112

2.9.1 Messprinzip

Das Messprinzip des Fächerecholotes Hydrosweep DS-2, welches auf dem Forschungsschiff *Polarstern* installiert ist, illustriert Abbildung 2.17 (links). Quer zur Fahrtrichtung des Schiffes wird ein Schallfächer ausgesendet, der am Meeresboden reflektiert und vom Empfänger wieder aufgenommen wird. Die eintreffenden akustischen Signale (Schalldruck), werden dabei von einem Schallwandler in elektrische Signale (Spannung) umgewandelt. Der komplette Schallfächer wird empfangsseitig über einen Richtungsfilter (Beamformer) in 59 Schallstrahlen zerlegt, die als Preformed Beams (PFB) bezeichnet werden. Für jeden PFB können aus gemessener Schalllaufzeit, Abstrahlwinkel und Schallgeschwindigkeit eine Schrägstrecke durch die Wassersäule, eine seitliche Ablage zum vertikalen Centerbeam und eine Tiefe am Meeresboden berechnet werden.

In der Tiefsee wird der Schallfächer des Hydrosweep-Systems in der Regel mit einem Öffnungswinkel von 90° ausgesendet, was bei einer Wassertiefe von 5 km einen 10 km breiten Vermessungstreifen am Meeresboden ergibt. Die Lagekoordinaten (geographische Länge und Breite) der Wassertiefen werden mithilfe des Globalen Positionierungssystems (GPS) ermittelt.

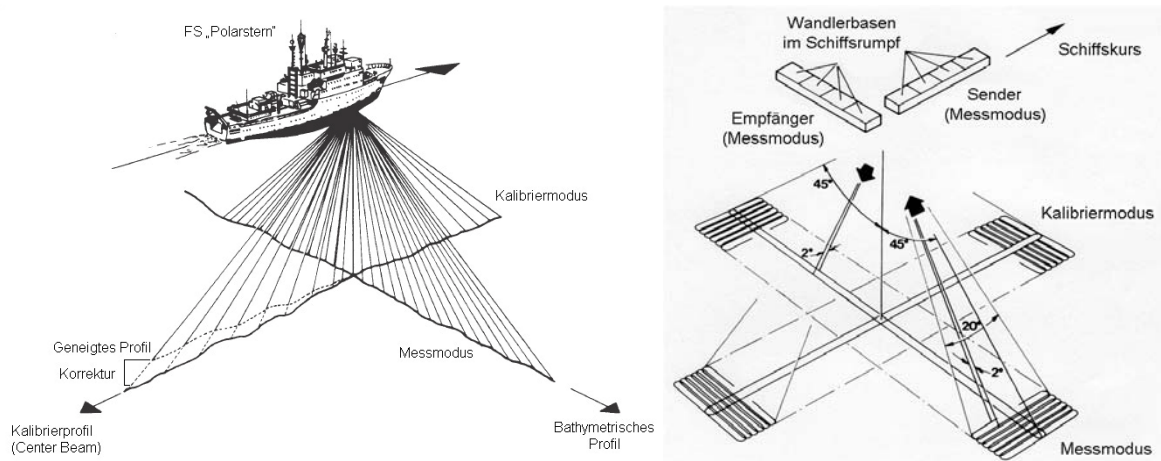


Abb. 2.17: Links: Messprinzip des Fächersonarsystems Hydrosweep auf FS *Polarstern*; Rechts: Geometrische Anordnung der Kreuzfächerkalibrierung (mod. ATLAS, 1988)

Das Besondere am Sonarsystem der *Polarstern* ist die Kreuzfächerkalibrierung, die in Abbildung 2.17 (rechts) dargestellt ist. In regelmäßigen Abständen wird ein Schallfächer (Ping) längs zur Fahrtrichtung ausgesendet. Das so gemessene Tiefenprofil ist dann bereits zur Hälfte vom Centerbeam im Messmodus überfahren worden, so dass für diese Punkte zwei Messungen vorliegen (Abb. 2.17 links). Aus der Differenz zwischen Vertikallotung und Kalibriermessung kann eine mittlere Wasserschallgeschwindigkeit berechnet werden, die den Wert der wahren Schallgeschwindigkeit deutlich besser repräsentiert. Für Sonarsysteme, die keine Kreuzfächerkalibrierung besitzen, werden zur Ermittlung der Wasserschallgeschwindigkeit CTD-Messungen durchgeführt. Die Messung der Leitfähigkeit (Conductivity), Temperatur (Temperature) und Tiefe (Depth) wird durch eine Sonde vorgenommen, welche die Wassersäule von der Oberfläche bis zum Meeresboden und wieder zurück durchläuft.

Auf der *Polarstern* werden CTD-Messungen zur Überprüfung der Kreuzfächerkalibrierung (mehr dazu in Kapitel 4.5.1) und gegebenenfalls zur Refraktionskorrektur genutzt (SCHENKE, 1990). Das Fächersonarsystem Seabeam 2112, welches auf *Healy* installiert ist, arbeitet prinzipiell ähnlich wie das Hydrosweep DS-2 System der *Polarstern*. Die Fächerecholote weisen jedoch einige wichtige technische Unterschiede auf, die in den folgenden Abschnitten vorgestellt werden.

2.9.2 Messfehler

Bathymetrische Messungen, die mit Fächerecholoten durchgeführt werden, weisen unterschiedliche Fehlerquellen auf. Man unterscheidet dabei zwischen groben, systematischen und zufälligen Fehlern, wie die folgende Übersicht zeigt (SCHENKE, 1992; 1993):

Grobe Fehler

- Systembedingte Fehler in der Anlagenelektronik
- Bedienungsfehler
- Störgeräusche durch Seegang, Schiffsschrauben usw.
- vorzeitige Reflexion an Fischeschwärmen

Systematische Fehler

- Roll- und Stampffehler
- Refraktionsfehler der Schrägstrahlen
- Orientierungsfehler der Wandlerelemente
- Positionsfehler des Schiffes
- Höhenfehler
- Kreisel- oder Richtungsfehler

Zufällige Fehler

- Omega-Effekt
- Tunnel-Effekt
- Gierfehler
- Interferenzen durch schiffseigene und fremde Geräusche
- Fehler in der Refraktionskorrektur
- Rückstreuungseigenschaften des Meeresbodens
- Luftblasen (z.B. durch Kavitation¹³)
- Eisschollen

Messungen, die in eisbedeckten Gebieten durchgeführt werden, sind durch den stetig wechselnden Schiffskurs, sich unter den Bug schiebende Eisschollen und durch das Brechen und Rammen des Eises besonders starken hydroakustischen Störungen ausgesetzt. Ein sorgfältiges Bereinigen der Navigationsdaten und Tiefenmessungen ist deswegen unumgänglich.

2.9.2.1 Omega-Effekt und Tunnel-Effekt

Wenn Fächersonarsysteme gerichtete Schallimpulse aussenden, erzeugen sie neben der Schallhauptkeule, die meistens lotrecht zum Schiff abgestrahlt wird, auch sogenannte Nebenkeulen, welche durch Interferenz von gesendeten und empfangenen Signalen entstehen. Man versucht solche Nebenkeulen durch spezielle Filter-Verfahren, wie z.B. das Hanning-Shading im Falle des Hydrosweep DS-2 Systems oder das Dolph-Tschebyscheff-Shading im Falle des Seabeam 2112 Sonars, möglichst klein zu halten (Weiteres dazu in Kap. 4.4.2). Ganz zu vermeiden sind sie jedoch nicht. Das führt dazu, dass an der Sende-/Empfangseinheit (Transducer) neben dem Echo der Hauptkeule auch Echos von Nebenkeulen aus verschiedenen Richtungen registriert werden.

Zwei der häufigsten Messfehler, welche durch das Zusammenwirken von Schallhaupt- und Nebenkeulen entstehen, sollen im Folgenden erläutert werden.

An Tiefseebergen oder Rückenstrukturen mit starker Hangneigung treten Fehlmessungen auf, wenn ein Nebenecho mit kürzerer Laufzeit ein stärkeres Signal im Schallempfänger erzeugt als das in Nadirrichtung abgestrahlte Echo der Hauptkeule (Abb. 2.18 links). Die Isobathen, die aus solchen Messungen generiert werden, ähneln dem griechischen Buchstaben Ω ; man spricht deshalb vom Omega-Effekt. Das Phänomen ist deutlich zu beobachten, wenn ein Vermessungsschiff eine ebene Meeresbodenfläche und direkt danach einen steil abfallenden Hang überfährt.

¹³ Kavitation stellt eine bedeutende Geräuschursache dar. Sie entsteht an den Blattspitzen des Schiffspropellers oder den Kanten des Schiffsrumpfes, wenn der Unterdruck durch die Umdrehungs- bzw. Schiffsbewegung so groß wird, dass die Flüssigkeit zerreißt und sich Gasblasen bilden.

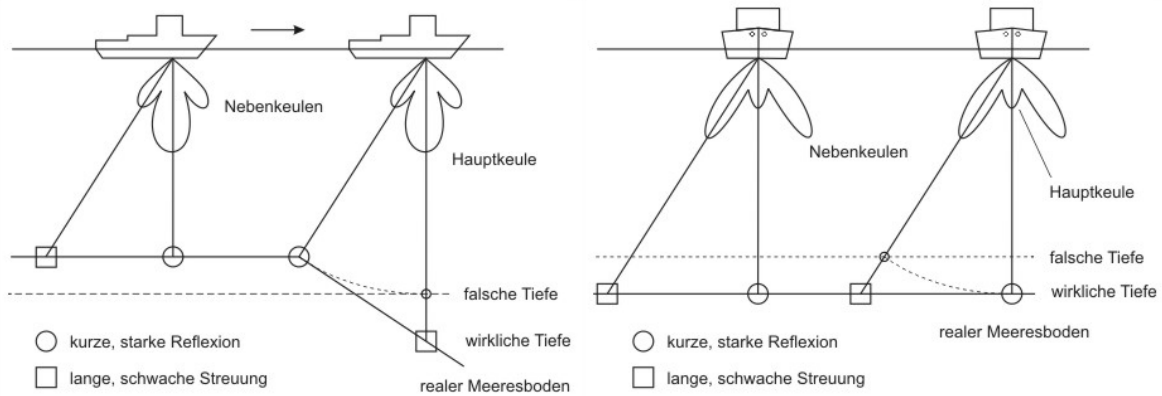


Abb. 2.18: Omega-Effekt (links) und Tunnel-Effekt (rechts)

Ein zweites Phänomen, der sogenannte Tunneleffekt, tritt auf, wenn lange Nebenkeulen in Schrägrichtung abgestrahlt werden. Das stärkere Echo, welches aus der Nadirrichtung kommt und den kürzeren Weg zum Empfänger hat, wird dann fälschlicherweise anstelle des schwächeren Außenechos registriert. Die Wassertiefe für das äußere Echo wird somit um einen bestimmten Betrag nach oben versetzt (Abb. 2.18 rechts). Dies hat zur Folge, dass die aus solchen Messungen abgeleiteten Isolinien wie eine Art Tunnel erscheinen.

2.9.3 Technische Eigenschaften und Sonarparameter

Die wichtigsten technischen Eigenschaften der Fächersonarsysteme Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112 sowie die auf den Schiffen installierte Navigationstechnik zeigt Tabelle 2.3:

Fächersonarsystem	Hydrosweep DS-2	Seabeam 2112
Frequenz	15.5 kHz	12 kHz
Messbereich	10 m – 11 000 m	100 m – 11 000 m
Tiefengenauigkeit	< 1.0 % der Wassertiefe	< 0.6 % der Wassertiefe
Öffnungswinkel (Tiefsee)	90° oder 120°	bis zu 120°
Breite des Fächers	2 x Wassertiefe (bei 90°)	3.5 x Wassertiefe (bei 120°)
Anzahl der Beams	59	121
Beambreite (Footprint)	2.3° x 2.3°	2.0° x 2.0°
Refraktionskorrektur	Schallgeschw.sensor, CTD-Profile, Kreuzfächerkalibrierung	Schallgeschwindigkeitssensor, CTD-Profile
Footprint (bei 2000 m)	CB: 80 m AB: 154 m	CB: 70 m AB: 263 m
Footprint (bei 5000 m)	CB: 201 m AB: 386 m	CB: 175 m AB: 659 m
Pingabstand (bei 5000 m Wassertiefe)	39 m (Ping: alle 15 s, Fahrt: 5 Kn)	28 m (Ping: alle 11 s, Fahrt: 5 Kn)
Positionsbestimmung	GPS	GPS
Rechtweisender Kurs	Inertial-Laser-Plattform	Kreisellkompass
Beschleunigungsmessung	Inertial-Laser-Plattform	TSS-Sensorsystem

Tab. 2.3: Sonar- und Navigationstechnik des Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112 Systems
CB steht für Centerbeam (Nadirrichtung), AB für Außenbeam (Hydrosweep: 45°, Seabeam: 60°)

Eine Fallstudie zur Bestimmung der Sonarparameter soll Aufschluss über die Vergleichbarkeit der beiden Sonarsysteme geben. Mithilfe der aktiven Sonargleichung 2.60 (S. 46) wird zunächst die Detektionsschwelle für ein hypothetisches Zielobjekt in der Tiefsee berechnet:

$$DT = SL - 2TL + TS - (NL - DI)$$

Als Voraussetzungen werden Bedingungen gewählt, wie sie in etwa bei der Anfahrt zum Gakkel-Rücken nach dem Überqueren des Kontinentalhanges herrschten:

- Es handelt sich um überwiegend eisfreie Gewässer ohne weiteren Schiffsverkehr, so dass der Umgebungsgeräuschpegel ungefähr dem Eigenstörpegel des Schiffes entspricht.

- Der Meeresboden (das Zielobjekt) befindet sich in ca. 5000 m Wassertiefe und besteht vorwiegend aus lehmigem Untergrund (siltiger Ton oder Ton).
- Die Schiffe fahren mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von acht Knoten.

Die Berechnung der verschiedenen Parameter der aktiven Sonargleichung für die Systeme Hydrosweep (HS) und Seabeam (SB) gestaltet sich dann wie folgt:

Sendepiegel SL :

Der mittlere Wert des Sendepiegels kann aus Abbildung 4.5a (Kap. 4.3.3) entnommen werden:

$$\text{HS: } SL = 237 \text{ dB} \quad \text{SB: } SL = 225 \text{ dB}$$

Umgebungsgeräuschpegel NL :

Nach Gleichung 2.104 (S. 56) ergeben sich folgende Werte: $NL = (47 + 0.05 \cdot 8^2) \text{ dB} = 50 \text{ dB}$.

$$\text{HS: } NL = 50 \text{ dB} \quad \text{SB: } NL = 50 \text{ dB}$$

Bündelungsmaß DI :

Die benötigten Halbwertswinkel¹⁴ der Fächerecholote (HS: 1.91° und 1.37°, SB 1.65° und 1.16°) korrespondieren mit einem PFB-Schwenkwinkel¹⁵ von ca. 30° und entstammen den Dateien „n_090_bmw.sd“ (HS) und „n_120_bmw.sd“ (SB) (Näheres dazu in Kap. 4.4.1 und 4.4.2.). Das Bündelungsmaß wird nach Gleichung 2.84 (S. 50) berechnet:

$$\text{HS: } DI = (40 - 10 \cdot \log 1.91 - 10 \cdot \log 1.37) \text{ dB} = 36 \text{ dB}$$

$$\text{SB: } DI = (40 - 10 \cdot \log 1.65 - 10 \cdot \log 1.16) \text{ dB} = 37 \text{ dB}$$

Zielreflexionsmaß TS :

Der Reflexionsgrad für siltigen Ton oder Ton in der Tiefsee kann aus Tabelle 2.1 (S. 39) entnommen werden, er beträgt $\alpha_r = 0.018$. Das Reflexionsmaß ist dann $10 \cdot \log \alpha_r = -17 \text{ dB}$.

$$\text{HS: } TS = -17 \text{ dB} \quad \text{SB: } TS = -17 \text{ dB}$$

Ausbreitungsverlust TL :

Die äußeren PFBs des Sonarfächers durchlaufen von allen Beams die längste Schrägstrecke (vom Sender zum Meeresboden und wieder zurück) und unterliegen somit dem größten Ausbreitungsverlust. Im Falle von Hydrosweep und Seabeam handelt es sich um die PFBs, welche unter einem Schwenkwinkel von 45° (HS) bzw. 60° (SB) empfangen werden.

Als repräsentativer Wert für diese Studie wird ein Beam gewählt, der unter 30° empfangen wird und somit in der Mitte der linken bzw. rechten Fächerseite liegt. Bei einer Wassertiefe von 5000 m legt dieser Beam eine Strecke von 5774 m ($5000 \text{ m} / \cos 30^\circ$) zurück. Die benötigten Werte für die Schallabsorption (HS: 2.4644 dB/km, SB: 1.5154 dB/km) entstammen der Berechnung in Kapitel 4.5.5 (Näheres dazu ab S. 122). Der Ausbreitungsverlust ist nach Gleichung 2.97 (S. 53):

$$\text{HS: } TL = (20 \cdot \log 5774 + 2.4644 \cdot 5.774) \text{ dB} = 89 \text{ dB}$$

$$\text{SB: } TL = (20 \cdot \log 5774 + 1.5154 \cdot 5.774) \text{ dB} = 84 \text{ dB}$$

Die Detektionsschwelle ergibt sich nach Gleichung 2.60 schließlich aus den obigen Parametern:

$$\text{HS: } DT = (237 - 2 \cdot 89 - 17 - 50 + 36) \text{ dB} = 28 \text{ dB}$$

$$\text{SB: } DT = (225 - 2 \cdot 84 - 17 - 50 + 37) \text{ dB} = 27 \text{ dB}$$

Das Ergebnis zeigt, dass die Detektionsschwelle zur Erkennung eines Zielobjektes in der Tiefsee für beide Sonarsysteme ungefähr gleich groß ist. Der Seabeam-Wert von 27 dB passt sehr gut zu den Detektionsschwellen (Signal-Rausch-Verhältnissen), die während der AMORE-Expedition in der Arktis beobachtet wurden (Abb. 2.19 links)¹⁶. Die Annahmen der Fallstudie können demnach als realistisch eingestuft werden.

¹⁴ In Gleichung 2.84 (S. 50) werden die Halbwertswinkel mit θ_3 und φ_3 bezeichnet. In der Software XMBSscatt heißen die Halbwertswinkel dagegen ψ_3 und ϕ_3 (vgl. Kap. 4.4.1, S. 112 und Kap. 4.4.2, S. 114).

¹⁵ Der Winkel zwischen benachbarten Beams beträgt bei Hydrosweep $\sim 1.552^\circ$ und bei Seabeam 1° . Die daraus resultierenden exakten PFB-Schwenkwinkel für das obige Beispiel sind 29.483° (für Hydrosweep) und 30° (für Seabeam).

¹⁶ Über das Signal-Rausch-Verhältnis der Hydrosweep-Daten kann keine Aussage getroffen werden, da es vom Sonarsystem nicht gespeichert wird.

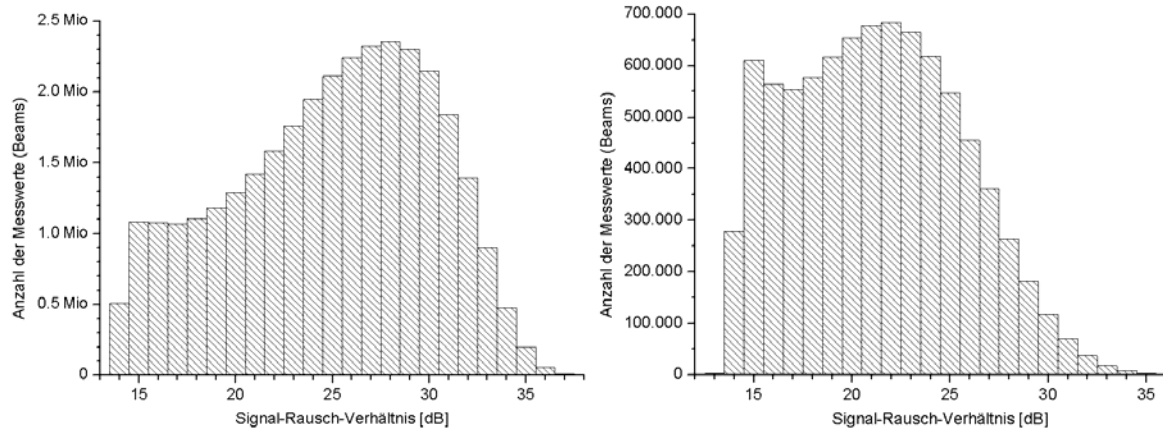


Abb. 2.19: Signal-Rausch-Verhältnis des Seabeam-Systems in Arktis (li.) und Nordpazifik (re.)

Das Histogramm der AMORE-Daten (Abb. 2.19 links) zeigt ein mittleres Signal-Rausch-Verhältnis von 24.9 dB mit einer Standardabweichung von ± 5.2 dB. Das Minimum liegt bei 7 dB, das Maximum bei 46 dB. Wegen der starken Eisbedeckung des Arbeitsgebietes war die Datenerfassung durch erhebliche hydroakustische Störungen beeinträchtigt (Weiteres dazu in Kapitel 3). Deswegen lag zunächst die Vermutung nahe, dass Signal-Rausch-Verhältnis und Datenqualität in eisbedeckten Gebieten als gering einzustufen sind und in eisfreien Gewässern generell bessere Ergebnisse erzielt werden.

Um dieser Vermutung nachzugehen, wurden bathymetrische Daten untersucht, die der Eisbrecher *Healy* mit demselben Sonarsystem in eisfreien Gewässern des Nord-Pazifiks aufgezeichnet hat (CARBOTTE et al., 2004). Die Wassertiefen in diesem Gebiet liegen bei ca. 5000 m und sind somit von der gleichen Größenordnung wie die Tiefen des AMORE-Gebietes. Für die Expedition, die im Sommer 2004 von Nome (Alaska) nach Yokosuka (Japan) und wieder zurück führte, wurde ein mittleres Signal-Rausch-Verhältnis von 21.2 dB mit einer Standardabweichung von ± 4.3 dB ermittelt (Abb. 2.19 rechts). Das Minimum liegt bei 1 dB, das Maximum bei 99 dB.

Entgegen den Erwartungen liegt der Mittelwert des Signal-Rausch-Verhältnisses für den eisfreien Nordpazifik um 3.7 dB unter dem Wert des eisbedeckten AMORE-Gebietes. Die Ursachen dieses auf den ersten Blick erstaunlichen Ergebnisses bleiben spekulativ, da alle Geräuscheinflüsse, die zur Sonargleichung beitragen, kaum zu erfassen sind. So ist besonders der Lärm, welcher durch das Rammen von Eisschollen und das Zurücksetzen des Schiffes entsteht, nur schwer zu quantifizieren. Eine Erklärung könnte der größere Eigenlärm liefern, der durch eine höhere Schiffsgeschwindigkeit in offenem Wasser erzeugt wird. Die durchschnittliche Geschwindigkeit der *Healy* betrug im Nordpazifik 13.6 Knoten mit einer Standardabweichung von ± 2.7 Knoten und in der Arktis 3.3 Knoten bei einer Standardabweichung von ± 3.0 Knoten. Der Eigenstörpegel, der sich mit diesen Werten aus Gleichung 2.104 ergibt, beträgt für den Nordpazifik 56.3 dB und für die Arktis 47.5 dB. Der schiffseigene Lärm steigt durch die höhere Geschwindigkeit also um 8.8 dB an. Ein weiterer Grund könnte das größere Hintergrundrauschen des Meeres sein, welches besonders in der Nähe von Schifffahrtsrouten durch den Lärm anderer Schiffe erzeugt wird.

3. Verarbeitung und Visualisierung bathymetrischer Daten

3.1 Erfassung von Positionen und Tiefen

Für die zuverlässige Navigation eines Schiffes auf hoher See ist eine genaue und kontinuierliche Positionsbestimmung erforderlich, die auf *Polarstern* von verschiedenen Systemkomponenten erledigt wird. Die Positions- und Lagebestimmung während der AMORE-Expedition erfolgte durch das Marine Inertial Navigation System (MINS). Das System basiert auf einer Inertial-Laser-Plattform, welches Schiffsbeschleunigungen und GPS-Messungen zu einer geglätteten Position verarbeitet, die weitgehend frei von Ausreißern ist.

Auf dem Coast Guard Cutter *Healy* besteht die Navigationstechnik aus einem Sensorsystem für die Messung der Schiffsbeschleunigungen (TSS, 2007), einem GPS-basierten Navigationssystem zur Positionsbestimmung und einem Kreiselkompass zur Ermittlung des rechtweisenden Kurses. Die erwartete Genauigkeit der Positionsbestimmung liegt für beide Schiffe bei ca. 20 m. Das Hydrosweep-Sonar speichert Positions- und Tiefendaten im sensorunabhängigen Rohdatenformat SURF. Das Seabeam-System legt Positions- und Tiefendaten im MB41-Format ab. Diese beiden Formattypen können mit der Software HIPS (CARIS, 2001) eingelesen und analysiert werden. (Eine genauere Beschreibung der Datenformate, welche auch bei der Prozessierung der Rückstreu- und Sidescan-Daten eine Rolle spielen, erfolgt in Kapitel 4.1 und 4.2).

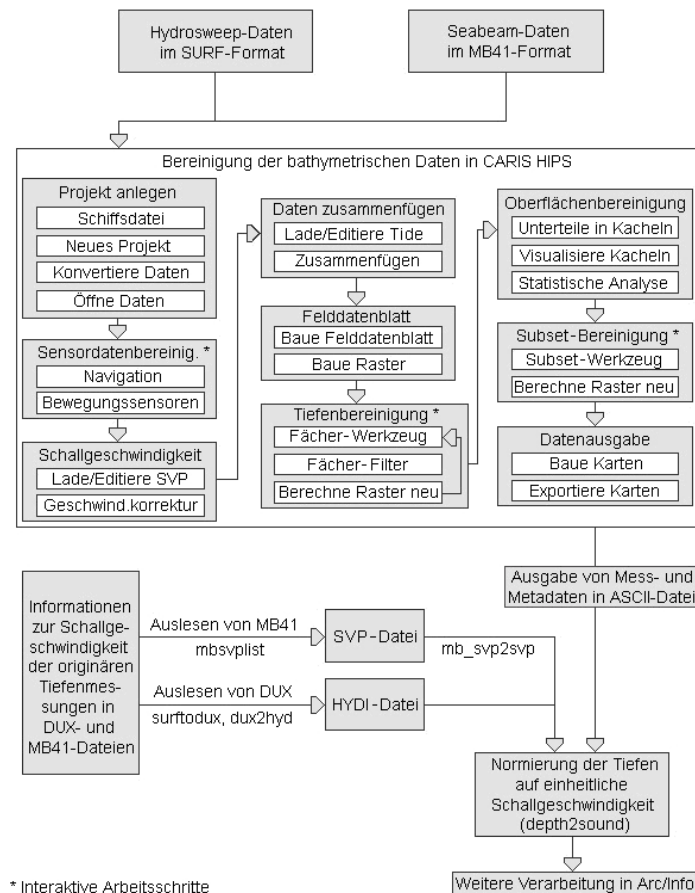


Abb. 3.1: Bereinigung bathymetrischer Daten mit Caris HIPS (mod. CARIS, 2001)

Den Ablauf der Bereinigung bathymetrischer Daten mit dem Hydrographic Information Processing System (HIPS) zeigt Abbildung 3.1. Die Positions- und Tiefendaten von *Polarstern* und *Healy* durchlaufen ausgehend vom Rohzustand, der direkt nach der Messung vorliegt, einen Säuberungsprozess und werden dann für das Geographische Informationssystem Arc/Info bereitgestellt. Die besonderen Aspekte der Datenbereinigung werden in diesem Kapitel näher erläutert.

3.2 Bereinigung der Navigationsdaten

Fehler in der Positionsbestimmung können im Navigationseditor von HIPS durch eine graphische Kontrolle von Hand oder mithilfe von Filtern automatisch beseitigt werden. Ein nützlicher Filter ist die Spike Detection, welche die gefahrene Geschwindigkeit mittels der zeitlichen und räumlichen Distanz zwischen zwei aufeinander folgenden Positionen berechnet. Der Anwender kann einen Grenzwert angeben, unterhalb dessen die Geschwindigkeitsänderung zwischen zwei Positionen noch plausibel erscheint. Alle Geschwindigkeitssprünge, die größer sind als der festgelegte Grenzwert, lassen auf einen Messfehler schließen. Die Grenzwerte für die AMORE-Expedition wurden auf sechs bis acht Knoten bei normaler Fahrt und auf zwei bis vier Knoten bei Stationsfahrten gelegt. Wenn die tatsächliche Schiffsposition um mehr als 20 m von der berechneten Position abweicht, gilt ein Messpunkt als fehlerhaft. Entweder man verwirft diesen Punkt ersatzlos oder interpoliert zwischen zwei korrekten benachbarten Positionen und fügt so einen neuen Punkt ein. Die Qualität der Positionsbestimmung auf *Polarstern* und *Healy* zeigte deutliche Unterschiede, welche im Folgenden näher betrachtet werden.

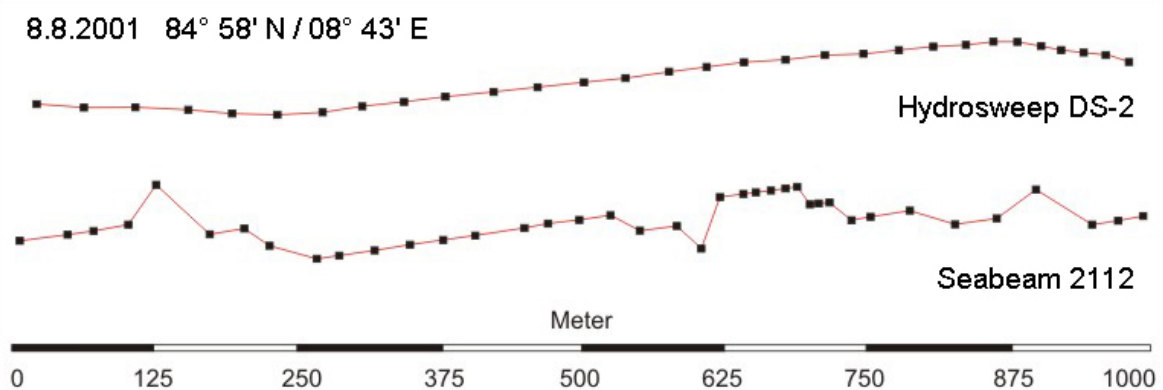


Abb. 3.2: Vergleich der Positionsdaten des Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112 Systems auf einem identischen Fahrtabschnitt

Abbildung 3.2 zeigt einen Ausschnitt der Hydrosweep-Positionsdaten vom 8. August 2001 bei $84^{\circ} 58' N$ und $8^{\circ} 43' E$. Der gleichmäßig geschwungene, stetige Verlauf der Messpunkte spiegelt die gute Qualität der Navigation wider. Die Seabeam-Positionen weisen für genau denselben Abschnitt, auf dem beide Schiffe hintereinander gefahren sind, eine deutlich geringere Qualität auf und weichen bis zu 50 m von den *Polarstern*-Daten ab. Im zackig verlaufenden, unstetigen Schiffs-kurs mussten des Öfteren Ausreißer eliminiert werden. Als Grund dafür können sicherlich die ungünstigen Messbedingungen im Arbeitsgebiet (Kap. 3.4) genannt werden. Der deutliche Qualitätsunterschied der Positionsdaten beider Schiffe liegt vermutlich darin begründet, dass die per GPS ermittelten Positionen der *Healy* nicht durch hochgenaue Schiffs-lagedaten geglättet wurden, wie es auf der *Polarstern* durch das MINS geschehen ist.

Die Positionsbestimmung mit GPS-Daten ist in sehr weit nördlich gelegenen Gebieten im Allgemeinen mit systembedingten Problemen behaftet. Die Bahnen der GPS-Satelliten führen nicht über die Pole, sondern erreichen eine maximale geographische Breite von 55° (BAUER, 1992). Auch in hohen Breiten sind durch die genügende Anzahl von Satelliten Beobachtungen in alle Himmelsrichtungen möglich, jedoch wird eine Elevation von 50° nur selten überschritten (GIBS, 2002). Dies ermöglicht auf der einen Seite gute Schnittbedingungen für die horizontale Komponente der Position (Lagekoordinaten), verschlechtert auf der anderen Seite aber die Zuverlässigkeit der Positionsbestimmung, da die Satellitensignale schräg durch die Ionosphäre und Troposphäre verlaufen und somit größeren Störeinflüssen unterworfen sind (SEEBER, 1989). Der Faktor, der die Positionsgenauigkeit in der Arktis am stärksten limitiert, wird sicherlich durch die fehlende Verfügbarkeit des Skyfix-Systems (THALES, 2002) hervorgerufen: Die Skyfix-Korrekturdaten, welche die Berechnung von hochpräzisen Koordinaten im Zentimeterbereich mittels differenziellem GPS (DGPS) ermöglichen, werden von INMARSAT-Satelliten ausgesendet und sind wegen deren eingeschränkter Reichweite nur bis etwa $82^{\circ} N$ verfügbar.

Ein zusätzliches Problem von sehr kurioser Natur trat bei der Navigationsdaten-Ermittlung für das Hydrosweep-System beim Überqueren des nördlichen 85. Breitengrades auf. Das schiffsinterne Navigation and Command System (NACOS), welches das Hydrosweep-Fächerlot mit Navigationsdaten versorgt, versagte plötzlich nördlich von 85° N und lieferte keine korrekten Positionen mehr. Wie sich herausstellte, ist die Software des NACOS-Systems nur für Gebiete zwischen 85° S und 85° N konzipiert worden. Die betroffenen Messungen liegen zwischen dem 6.8.2001 (0 Uhr) und dem 8.8.2001 (8 Uhr) und umfassen 56 Stunden.

Diese Daten wurden allerdings nicht verloren gegeben: Mit einem an Bord entwickelten Programm wurden korrekte GPS-Positionen aus dem *Polarstern*-Datenmanagement-System (PODAS) ausgelesen und mit den zugehörigen Tiefendaten von Hydrosweep kombiniert. Die Datenqualität wurde durch diese Prozedur nicht beeinträchtigt. Bei der späteren, erneuten Überquerung des 85. Breitengrades war das Problem bereits dauerhaft gelöst, weil inzwischen ein neues Navigationsprogramm installiert worden war, welche das Hydrosweep-System direkt mit Navigationsdaten aus PODAS versorgt (GAUGER et al., 2002a).

3.2.1 Besonderheiten der *Healy*-Navigation

Eine Untersuchung der *Healy*-Navigationsdaten, welche am AWI und bei der Firma Fielax GmbH in Bremerhaven durchgeführt wurde, zeigte einige Besonderheiten auf, die hier vorgestellt werden sollen (HATZKY & GAUGER, 2002).

Die Beispiele in Abbildung 3.3 zeigen einen Vergleich der

1. originalen Navigationsdaten des Seabeam 2112 Sonarsystems,
2. der Navigationsdaten, die vom amerikanischen Bathymetrie-Team geglättet und anschließend wieder mit den Tiefendaten kombiniert wurden und
3. der Navigationsdaten, die am AWI visuell von Hand bereinigt wurden.

Die Untersuchung dieser drei Datensätze brachte folgende Ergebnisse:

- Es gibt Gegenden, in denen Navigationsdaten fehlen. Diese Datenlücken führen auch zum Verlust der zugehörigen Tiefendaten (Bsp. 3).
- Es gibt Gegenden (Kurvenfahrten oder ähnliche Schiffsmanöver), in denen die Positionen vom Glättungsalgorithmus stark verfälscht werden (Bsp. 1 und 5).
- Es gibt Gegenden, in denen die Navigationsdaten Ausreißer enthalten. Diese Positionen dürfen nicht zur Kombination mit den Tiefendaten verwendet werden (Bsp. 2).
- Es gibt Gegenden, in denen die Linien der originalen und geglätteten Navigation entgegengesetzt alternierende Bögen aufweisen. Dieses Phänomen wird vermutlich durch den Glättungsalgorithmus verursacht und führt zu Abweichungen bis zu 50 m (Bsp. 4). In den GPS-Rohdaten, die an Bord der *Healy* von Ashtech-Empfängern aufgezeichnet wurden, sind die alternierenden Bögen hingegen nicht vorhanden.

Die geglätteten Daten weisen nur alle zwei Minuten eine Position auf, was die unzureichende Linienführung in den Beispielen 1, 3 und 5 erklärt. Die originalen Navigationsdaten des Seabeam-Systems liegen hingegen in Zwei-Sekunden-Intervallen vor.

Als Konsequenz dieser Untersuchungen wurde der gesamte originale Navigationsdatensatz des Seabeam-Systems mit den in Abschnitt 3.2 geschilderten Techniken bereinigt. Als Ergebnis liegen schließlich Positionen vor, die frei von Ausreißern und groben Fehlern sind (Abb. 3.3, Bsp. 6) und somit zur Kombination mit den Tiefendaten verwendet werden können.

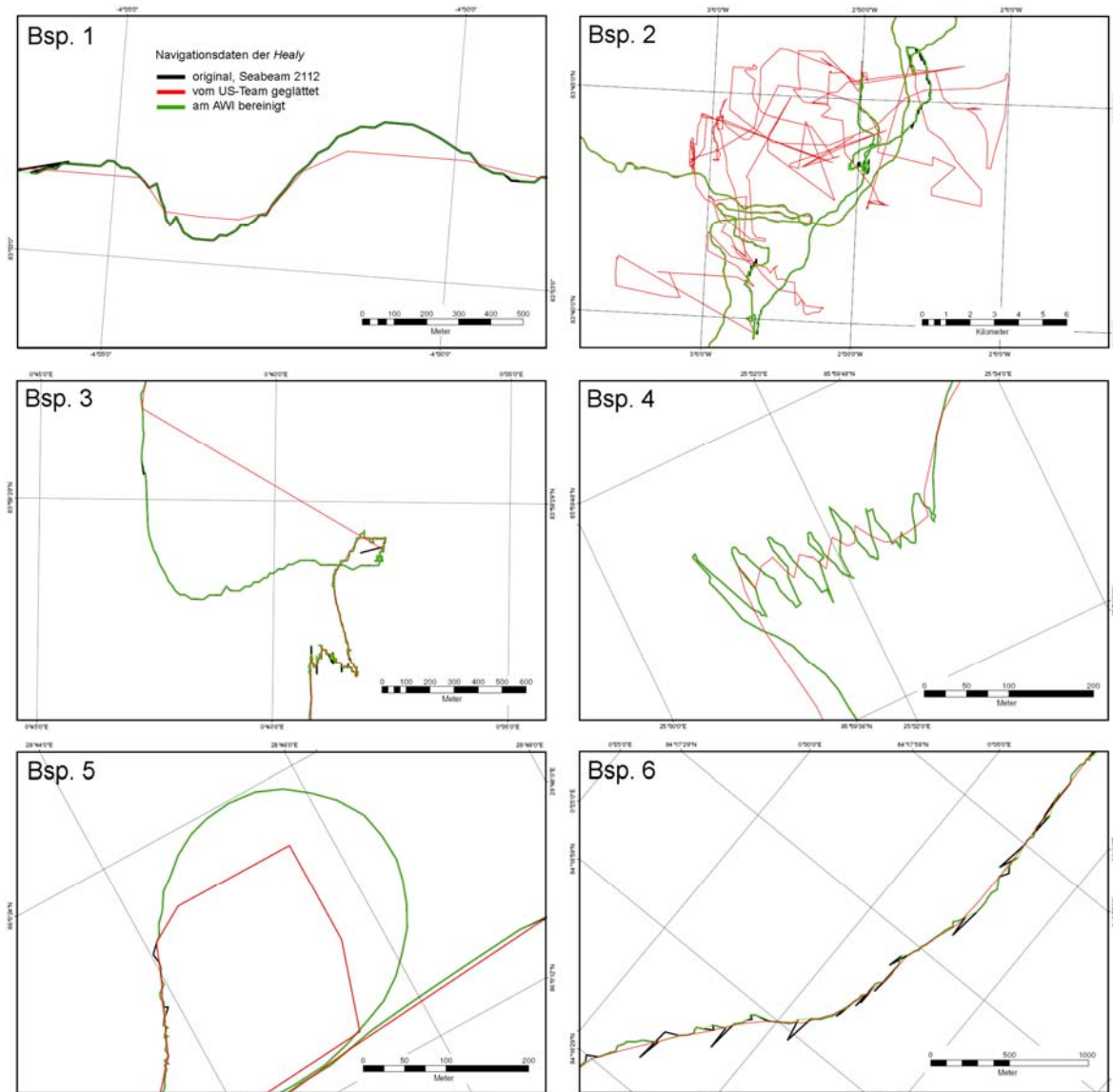


Abb. 3.3: Beispiele für die fehlerbehafteten Navigationsdaten des Seabeam 2112 Sonarsystems; Schwarz: Originaldaten des Seabeam-Systems; Rot: vom US-Team geglättete Daten; Grün: am AWI bereinigte Daten (mod. HATZKY & GAUGER, 2002)

Weitere wichtige Erkenntnisse über die Qualität der amerikanischen Navigationsdaten konnten aus der Untersuchung des TSS-Bewegungssensors gezogen werden, welcher mit dem Seabeam-Fächerecholot gekoppelt ist (GAUGER, 2003). Aufgrund der fehlerhaften Funktion des Sensors berechnet das Sonarsystem den Messpunkt mit einem falschen Abstrahlwinkel des akustischen Impulses. Dies hat zur Folge, dass die Position des Messpunktes nicht mit dem Ort übereinstimmt, zu dem die Länge der Schrägstrecke durch die Wassersäule berechnet wird. Der daraus resultierende Fehlbetrag der Tiefe ist abhängig von der horizontalen Entfernung zwischen dem Ort, zu dem die Schrägstrecke gemessen wird, von der Position des Messpunktes, welche sich aus dem Fehler des Abstrahlwinkels und der Wassertiefe ergibt, und von der Neigung des Meeresbodens.

Die Fahrabschnitte der AMORE-Expedition, die von der Fehlfunktion des Bewegungssensors betroffen sind, haben eine Länge von insgesamt etwa 50 km. Die für die gesamte Expedition geplotteten Positionen des Centerbeams lassen auf länger anhaltende Fehlfunktionen, aber auch auf sprunghafte Ausreißer schließen, wie Abbildung 3.4 sie zeigt.

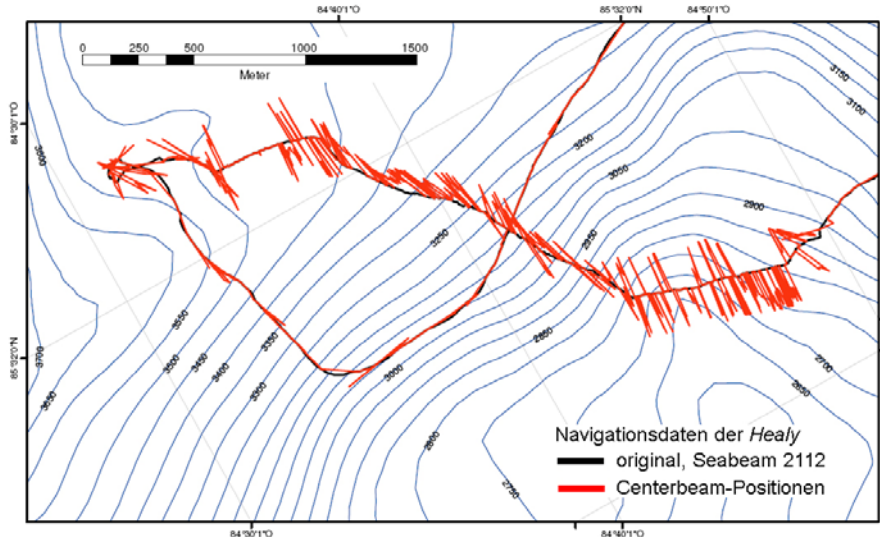


Abb. 3.4: Beispiel für die fehlerhafte Funktion des TSS-Bewegungssensors (mod. GAUGER, 2003)

Die Entfernung zu der wahrscheinlichen Position des Centerbeams beträgt bei den Fehlfunktionen, die über längere Zeiträume auftreten, ca. 250 m. Bei sprunghaften Ausreißern steigt dieser Wert sogar bis auf 500 m an (Abb. 3.4). Der durchschnittliche Fehlbetrag für alle Gebiete beträgt etwa 200 m. Die Hangneigung in den betroffenen Gebieten weist Werte zwischen 5° und 30° auf. Die Wassertiefen liegen zwischen 3000 m und 5000 m, woraus sich ein fehlerhafter Abstrahlwinkel von ca. 3° ergibt. Tabelle 3.1 zeigt die resultierenden Tiefenfehler für den Centerbeam und Außenbeam, die sich bei einer theoretischen Hangneigung von 0° und den tatsächlich vorliegenden Neigungen von 5° und 30° ergeben:

Wassertiefe [m]	Horizontaler Fehler des Messpunktes [m]	Hangneigung [°]	Centerbeam Tiefenfehler [m]
3000	200	0	7
5000	200	0	4
3000	200	5	25
5000	200	5	22
3000	200	30	122
5000	200	30	119

Wassertiefe [m]	Fehler des Abstrahlwinkels [°]	Hangneigung [°]	Außenbeam Tiefenfehler [m]
3000	3	0	276
5000	3	0	460
3000	3	5	294
5000	3	5	478
3000	3	30	391
5000	3	30	575

Tab. 3.1: Vom Bewegungssensor verursachte Tiefenfehler (GAUGER, 2003)

Wie Abbildung 3.4 zeigt, scheinen die Tiefenfehler, die unter ungünstigen Bedingungen sehr groß ausfallen können, keine Auswirkung auf die Ausformung der Isolinien zu haben. Es bleibt aber festzustellen, dass aus den hier berechneten Abweichungen kaum aussagekräftige Schlussfolgerungen über den tatsächlichen Einfluss der fehlerhaften Tiefen auf die DGM-Berechnung abgeleitet werden können. Die Vielzahl von Faktoren, die in die Tiefenmessung und Geländemodellierung einfließen, macht es nahezu unmöglich, den Einfluss des fehlerhaften Sensors auf das endgültige Kartenprodukt zu bestimmen.

Die Fehlfunktionen des Sensors treten meistens auf Fahrtabschnitten mit Stationen auf, so dass die betroffenen Regionen nie ausschließlich mit fehlerhaften Messdaten überdeckt sind. Bei der Interpolation des DGM werden die fehlerhaften Messpunkte immer von fehlerfreien Stützpunkten durchsetzt, wodurch der Einfluss der fehlerhaften Tiefen relativ gering bleibt.

3.3 Bereinigung der Tiefendaten

Vor dem Einlesen der Hydrosweep- und Seabeam-Daten in HIPS ist für jedes Schiff eine Konfigurationsdatei zu erstellen, die Informationen über Sensoren, Zentrier- und Kalibrier-elemente, PFB-Anzahl und das geodätische Referenzsystem der Positionsbestimmung enthält. Der Schallfächer des Hydrosweep-Sonars ist gegen Rollen und Stampfen stabilisiert; diese unerwünschten Schiffsbewegungen werden bei der Tiefenmessung also direkt ausgeglichen. Bei einer Kalibrierung des Hydrosweep-Systems, welche am Ende der AMORE-Expedition in einem norwegischen Fjord durchgeführt wurde, wurden systematische Abweichungen des Rollwinkels von 0.09° und des Stampfwinkel von -0.13° festgestellt. Die Ergebnisse wurden in die Konfigurationsdatei eingetragen, so dass alle Messdaten des Hydrosweep-Systems nachträglich um diese Werte korrigiert werden konnten

Die Informationen über Schwankungen des Meeresspiegels, die durch Gezeitenkräfte verursacht werden, können in einer Tide-Datei abgelegt und von der HIPS-Software eingelesen werden. Führt man Echolotungen in der Tiefsee aus, ist der Tidenhub im Verhältnis zur gemessenen Wassertiefe allerdings so gering, dass er weit unterhalb der vertikalen Genauigkeit der Tiefenmessung liegt und vernachlässigt werden kann. In die Tide-Datei der AMORE-Expedition wurde deswegen ein Wert von Null Metern eingetragen.

Die Bereinigung der Tiefendaten erfolgt in zwei Schritten. In Abschnitt 3.3.1 werden die visuelle Kontrolle der Tiefendaten im Swath Editor und die Anwendung geeigneter Filter beschrieben. Abschnitt 3.3.2 zeigt die Bereinigung der Tiefendaten mithilfe eines statistischen Verfahrens, dem sogenannten Surface Cleaning.

3.3.1 Bereinigung im Swath Editor

Im Swath-Editor können Tiefenmessungen graphisch dargestellt und anhand nachbarschaftlicher Verhältnisse auf Plausibilität überprüft werden. Fehlmessungen können ersatzlos verworfen oder durch Einsetzen von neuen, interpolierten Messungen korrigiert werden. Die Messergebnisse lassen sich auf dem Bildschirm profilweise darstellen. Alternativ dazu kann aus den Daten umgehend ein digitales Geländemodell berechnet werden, welches Erhebungen künstlich schattiert und so eine sehr wirkungsvolle Methode zum Auffinden grober Messfehler darstellt. Durch den Einsatz von Filtern lässt sich die Suche nach Ausreißern im Swath Editor automatisieren.

Die Filter, die verwendet werden können, lassen sich unterteilen in

- Filter zum Auffinden fehlerhafter Messungen
- Filter zur Reduktion der Datenmenge
- Filter zur Detektion von Messungen mit geringer Datenqualität

Filter zum Auffinden von Fehlmessungen wurden während der Datenbereinigung permanent eingesetzt. Tabelle 3.2 zeigt die verwendeten Filterparameter, die bei der Tiefendatenbereinigung im Swath Editor angewendet wurden, wobei die Werte des Beam-zu-Beam-Neigungsfilters je nach Geländerauigkeit und Punktdichte variiert wurden.

Filter	Hydrosweep DS-2	Seabeam 2112
Tiefenbereich	1000 m – 5800 m	1000 m – 5800 m
Beam zu Beam Neigung längs	$15^\circ - 25^\circ$	$10^\circ - 20^\circ$
Beam zu Beam Neigung quer	$40^\circ - 80^\circ$	$30^\circ - 70^\circ$

Tab. 3.2: Filterparameter für die Tiefendatenbereinigung im Swath Editor

Filter zum Reduzieren der Datenmenge wurden nur in wenigen konkreten Fällen angewendet. Mithilfe des Beamnummern-Filters konnten in Gebieten mit geringer Datenqualität die äußeren Messpunkte des Profils verworfen werden. Diese Methode wurde ebenso in Gebieten eingesetzt, in denen sich qualitativ höherwertige Tiefenmessungen aus der Mitte des Schallfächers mit Tiefenmessungen aus dem Randbereich eines benachbarten Fächers überdeckten. Filter zur Erkennung von Messungen mit geringer Datenqualität wurden nicht eingesetzt, da beide verwendeten Fächer-echolote keine interne Qualitätskontrolle bieten.

3. Verarbeitung und Visualisierung bathymetrischer Daten

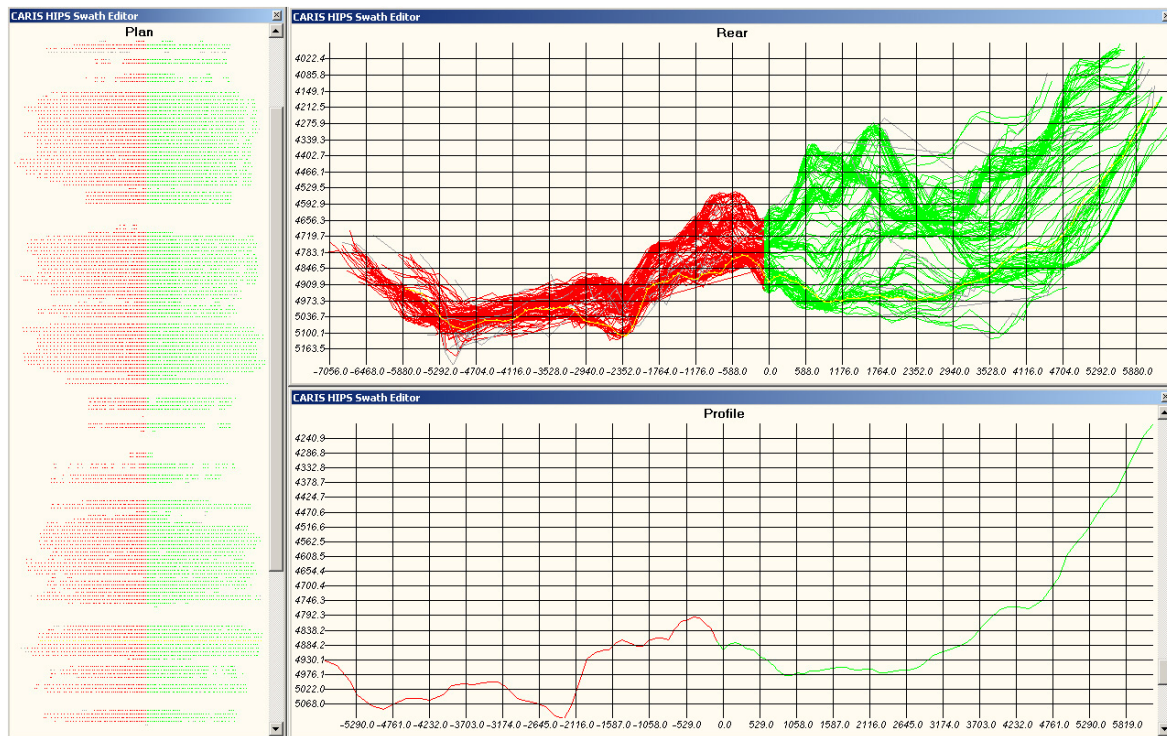


Abb. 3.5: Unvollständige Messprofile in den Seabeam-Tiefendaten

Abbildung 3.5 zeigt die vom Seabeam-Sonar gemessenen Tiefendaten in der Plan-Darstellung. Anhand der schwarzen Punkte lässt sich erkennen, dass nur relativ wenige Messungen eines Fächers verworfen wurden. Auffällig ist jedoch, dass viele Messfächer nur unvollständig aufgezeichnet wurden, was auf die starken hydroakustischen Störungen im Eis zurückzuführen ist. Die Ansichten *Profile* und *Rear* zeigen die Messprofile im Relief, wobei das untere Fenster das aktuelle Profil und das obere Fenster das aktuelle Profil im Verbund mit den vorhergehenden und nachfolgenden Messungen darstellt. Die rote Farbe wird dabei stets für die backbordseitigen Messungen des Fächers und die grüne Farbe für die steuerbordseitigen Messungen benutzt.

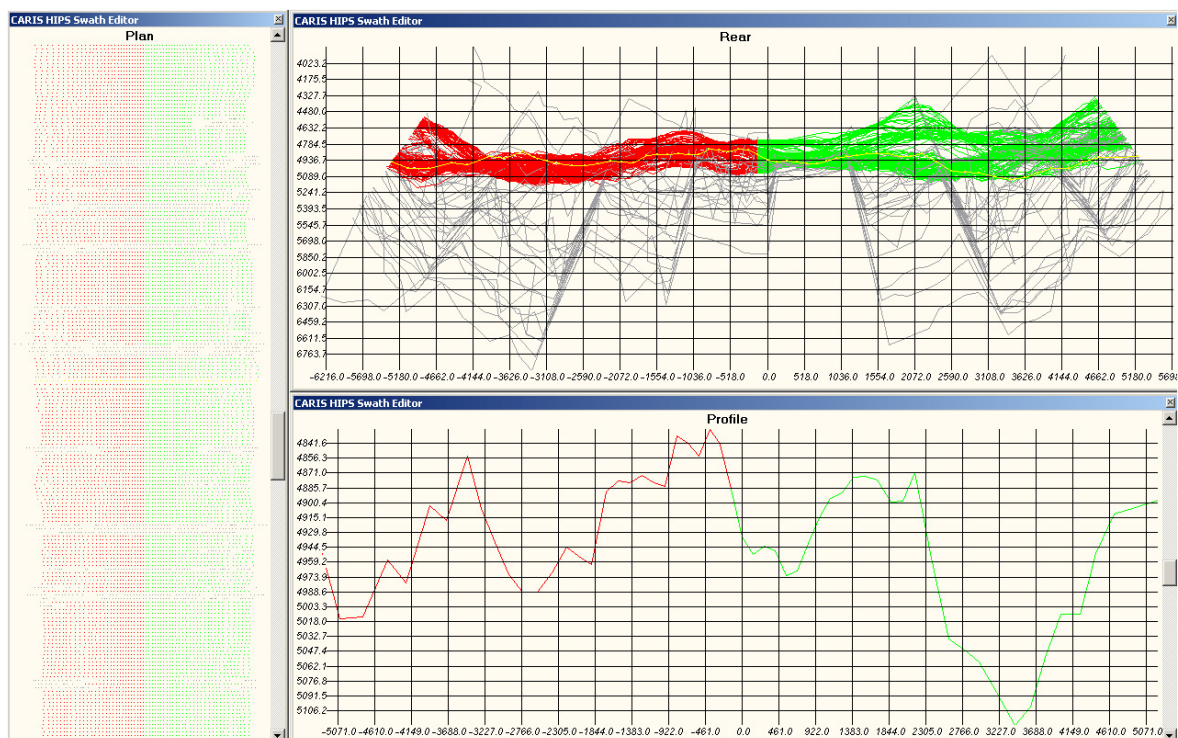


Abb. 3.6: Hoher Anteil fehlerhafter Messungen in den Hydrosweep-Tiefendaten

Insgesamt ist zu beobachten, dass die Messungen des Hydrosweep-Systems deutlich mehr fehlerhafte Messpunkte enthalten, wie Abbildung 3.6 zeigt. In der Profilansicht ist ein häufig aufgetretener Messfehler dargestellt, der durch die starken Störeinflüsse des Meereises verursacht wurde und bei dem das gesamte Messprofil verworfen werden musste. Automatische Filter konnten den Großteil solcher Fehlmessungen aufspüren und eliminieren. Die restlichen Fehler wurden von Hand entfernt.

3.3.2 Bereinigung durch Surface Cleaning

Der automatisierte Säuberungsprozess des Surface Cleanings bietet innerhalb von HIPS die Möglichkeit, mithilfe statistischer Analysen grobe Messfehler aufzudecken und zu eliminieren. Eine falsche Tiefenmessung wird vom Algorithmus erkannt, wenn der Abstand zur berechneten Geländeoberfläche eine Toleranzgrenze überschreitet. Weil dieser Algorithmus sehr rechenaufwendig ist, musste das Gebiet in quadratische Kacheln, sogenannte Tiles, unterteilt werden. Die Parameter zur Berechnung der Tiles sind die minimale Kantenlänge und die minimale Anzahl an Messwerten, die sich innerhalb des Tiles befinden. Unter Verwendung der gemessenen Punkte wird für jeden Tile eine polynomiale Fläche berechnet, deren Grad variiert werden kann. Die Abstände der Messpunkte von der berechneten Fläche (Residuen) sind ausschlaggebend für die Zuverlässigkeit der Tiefenmessungen.

Die für das Surface Cleaning benutzten Parameter wurden in mehreren Testgebieten mit unterschiedlicher Topographie ermittelt. Eine sorgfältige Auswahl insbesondere des Grenzwertes, ab dem Messungen verworfen werden, ist unumgänglich. Ansonsten werden z.B. kleinräumige Strukturen, die im hochaufgelösten Geländemodell zu sehen sind, vorschnell als Ausreißer fehlinterpretiert. Als Ergebnis für das AMORE-Gebiet ergaben sich Tiles mit einer minimalen Kantenlänge von 82 m, die mindestens 200 Messpunkte enthalten. Wegen der stark wechselnden Topographie des Gebietes wurde ein Polynom dritten Grades zur Berechnung der Geländeoberfläche gewählt. Bei der Säuberung der Tiefendaten wurden alle Messpunkte verworfen, die sich bei einem Schwellwert von 3σ mit 99.74 prozentiger Wahrscheinlichkeit als grobe Fehler erwiesen.

Als Nachteil zeigte sich, dass der Surface Cleaning-Prozess nicht für beide Fächerlot-Datensätze zusammen durchgeführt werden konnte. Der Grund dafür ist, dass es innerhalb von Caris HIPS keine Möglichkeit gibt, die Tiefenmessungen auf eine einheitliche Wasserschallgeschwindigkeit zu normieren (mehr dazu in Kapitel 3.5).

Abbildung 3.7 (links) illustriert die Zerlegung des Arbeitsgebietes in Tiles. Die Zahlen in den Quadraten zeigen den Mittelwert der Wassertiefe. Rechts ist die statistische Analyse des violett schraffierten Tiles in einem Histogramm dargestellt. Die Residuen innerhalb des Tiles sind negativ schiefverteilt. Der Grenzwert zur Eliminierung eines Messpunktes liegt bei 20 m, was zur Abweisung von fünf Messpunkten führte. Bei 951 ausgewerteten Messungen entspricht das einem Anteil von rund 1 %. Ein ungefähr gleicher Wert ergab sich auch für das gesamte Messgebiet.

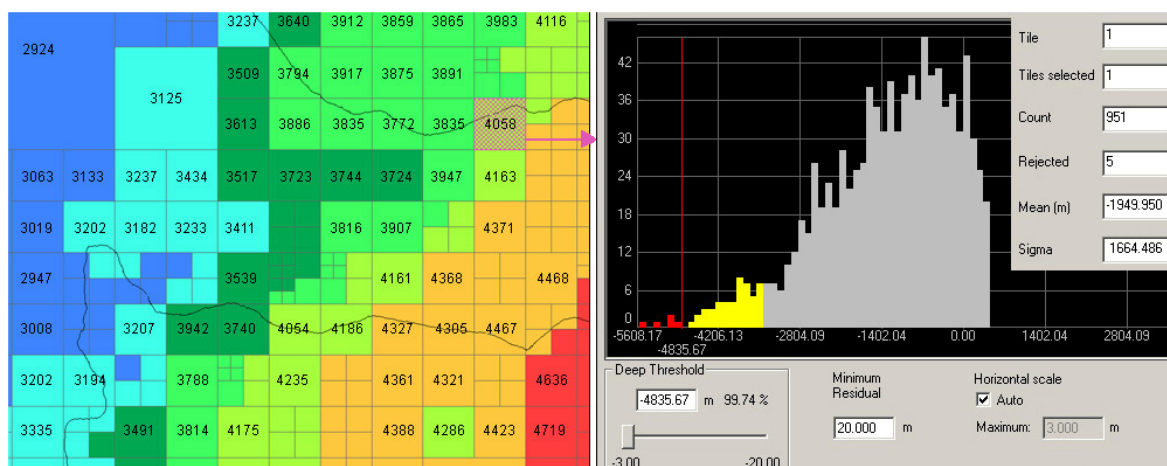


Abb. 3.7: Zerlegung des Arbeitsgebietes in Tiles (links), statistische Analyse (rechts)

3.4 Resümee der Datenbereinigung

Die in den vorangegangenen Abschnitten beschriebenen Bereinigungsverfahren wurden auf die Sonardaten vom Gakkel-Rücken, der An- und Abfahrt zum Rücken sowie dem Transekt zum Nordpol angewendet (Abb. 1.8).

Das Hydrosweep-Sonar sendete vom 2.8.2001, 4 Uhr bis zum 27.9.2001, 8 Uhr während 1280 Stunden (53.3 Tagen) ca. 365 000 Schallfächer (Pings) aus, woraus sich bei 59 empfangenen Beams pro Ping rund 21.5 Mio. Tiefenwerte und eine durchschnittliche Messwiederholrate von 12.6 s ergeben. Von diesen 21.5 Mio. Tiefenwerten wurden ca. 18.1 Mio. (84.2 %) nach der Bereinigung akzeptiert und weiterverarbeitet. Etwa 3.4 Mio. Messwerte (15.8 %) wurden verworfen und nicht weiterverwendet.

Das Seabeam-System sendete vom 2.8.2001, 6 Uhr bis zum 26.9.2001, 6 Uhr während 1267 Stunden (52.8 Tagen) ca. 408 000 Schallfächer aus, woraus sich bei 121 empfangenen Beams pro Ping rund 49.4 Mio. Tiefenwerte und eine durchschnittliche Messwiederholrate von 11.2 Sekunden ergeben¹⁷. Von diesen 49.4 Mio. Tiefenwerten wurden ca. 29.5 Mio. (59.8 %) nach der Bereinigung akzeptiert und weiterverarbeitet. Etwa 19.8 Mio. Messwerte (40.2 %) wurden verworfen und nicht weiterverwendet.

Obwohl prozentual mehr Seabeam-Messungen fehlerhaft waren, mussten insgesamt weniger Messungen ausgesondert werden als beim Hydrosweep-System. Der Grund dafür ist, dass das Seabeam-Sonar mit einem 30° größeren Öffnungswinkel betrieben wurde, wodurch besonders die äußeren Beams unter sehr flachen (ungünstigen) Einfallswinkeln auf den Meeresboden treffen. Für diese Beams wurden häufig keine Bodenreflexionen aufgezeichnet; viele Messfächer bestanden deswegen aus weniger als 121 PFBs. Ein weiterer Grund für die schlechtere Datenqualität sind die stärkeren Störeinflüsse, welchen die Seabeam-Messungen unterworfen waren: Während Fahrtabschnitten im Konvoi, die für die gesamte Expedition einen Zeitraum von immerhin 205 Stunden (8.5 Tagen) und eine Strecke von 1600 km ausmachen, fuhr die *Healy* der *Polarstern* voraus, um das bis zu 2.5 m dicke Packeis zu brechen (HAAS et al., 2002).

Mithilfe der Exportfunktion der HIPS-Software wurden die bereinigten Tiefen des Hydrosweep- und Seabeam-Sonars zusammen mit 18 weiteren Informationen spaltenweise in zwei getrennte ASCII-Dateien geschrieben. Jede Zeile der Dateien enthält 19 Spalten mit folgenden Informationen: fortlaufende Indexnummer, Koordinaten des Tiefenwertes im gewählten Abbildungssystem (Polarstereographische Projektion) und im WGS84-System (geographische Länge und Breite), Wassertiefe, Datum und Uhrzeit, Projekt- und Schiffsname, Name des Datensatzes, Nummer des Pings, Nummer des Beams, Signalamplitude, Tidenhub, Systemgenauigkeit und Status der Messung (akzeptiert oder verworfen). Zur Weiterverarbeitung wurden nur die Wassertiefen (in Zentimetergenauigkeit), die dazugehörigen Lagekoordinaten (geographische Länge und Breite) sowie das Datum und die Uhrzeit benötigt. Diese Daten wurden für beide Schiffe getrennt aus den oben genannten ASCII-Dateien extrahiert.

Abschließend muss erwähnt werden, dass die Bereinigung der Navigations- und Tiefendaten mit den vorgestellten Methoden einen ungeheuer zeitaufwendigen Prozess darstellt, der mehrere Monate in Anspruch nahm. Der hohe Zeitaufwand erscheint allerdings gerechtfertigt, da auf diese Weise zwei konsistente Datensätze erzeugt werden konnten, welche die Grundlage für nachfolgende Arbeiten bilden. Die Erstellung bathymetrischer Karten und die Analyse der akustischen Rückstreuung (Kap. 5 und 6) sind mit diesen Vorarbeiten untrennbar verbunden.

3.5 Normierung der Wassertiefen

Die Tiefenmessung mit Echoloten basiert im Wesentlichen auf der Messung der Laufzeit, welche das Schallsignal vom Sender zum Meeresboden und wieder zurück zum Empfänger benötigt. Um aus der Laufzeit des Signals eine Tiefe ableiten zu können, benötigt man die Schallgeschwindigkeit in der Wassersäule. Beim Seabeam-System wird diese mithilfe von CTD-Messungen ermittelt. Das Hydrosweep-Sonar bestimmt die mittlere Schallgeschwindigkeit dagegen über die systeminterne Kreuzfächerkalibrierung (und optional aus zusätzlichen CDT-Messungen). Die Verwendung der

¹⁷ Vom 3.8.2001, 0 Uhr bis 4.8.2001, 5 Uhr (29 Stunden) wurde das Seabeam-System in flacheren Gewässern mit nur 61 Beams pro Ping betrieben. Diese Daten bleiben bei dieser Betrachtung unberücksichtigt.

verschiedenen Verfahren führt dazu, dass für Tiefenmessungen an einem bestimmten Ort unterschiedliche Schallgeschwindigkeiten vorliegen. Wegen des daraus resultierenden vertikalen Versatzes des Tiefenhorizontes (Abb. 3.8) können die Tiefendaten der beiden Fächerecholote nicht ohne Weiteres gemeinsam ausgewertet werden. Um den Versatz zu korrigieren, wurden die original gemessenen Tiefen beider Systeme in Anlehnung an IHO-Standards auf eine einheitliche Wasserschallgeschwindigkeit von 1500 m/s normiert. Abbildung 3.8 (links) symbolisiert durch die schräge Linie A die reale Laufzeit des akustischen Signals vom Schallsender zum Meeresboden, die senkrechte Linie B stellt die Pseudo-Laufzeit dar. Den resultierenden Versatz zwischen dem DGM aus originalen und normierten Tiefen skizziert Abbildung 3.8 (rechts).

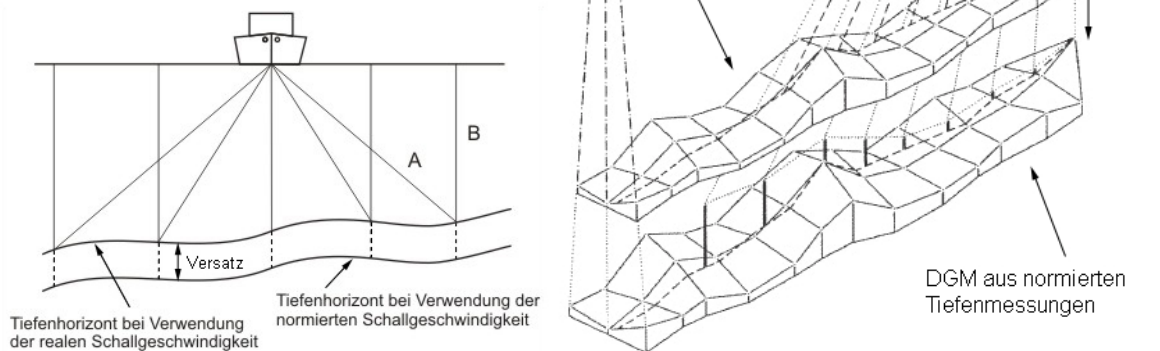


Abb. 3.8: Links: Korrektur des Tiefenhorizontes durch Normierung der Wassertiefen; Rechts: Versatz zwischen DGM aus originalen und normierten Tiefenmessungen (mod. BARRMEYER, 1991)

Bei der Datenprozessierung, welche die Arbeitsgruppe Bathymetrie des AWI anwendet, wird die Normierung der Tiefendaten zusammen mit einer Formatkonvertierung durchgeführt. Bei der Auswertung der AMORE-Daten konnte dieses Schema der Prozessierung jedoch aus zwei Gründen nicht angewendet werden. Zum einen wurde bei den Hydrosweep-Daten nachträglich eine Roll- und Stampfkorrektur (Kap. 3.3) vorgenommen, zum anderen verhinderte die Formatstruktur der Seabeam-Daten die Anwendung der üblichen Prozessroutinen. Aus diesem Grunde wurde die Normierung der Tiefendaten neu gestaltet.

Aus der Wassertiefe d und der mittleren Schallgeschwindigkeit c_{mean} , die dieser Tiefenmessung zugrunde liegt, wird zuerst eine Pseudo-Schalllaufzeit t_{pseudo} berechnet.

$$t_{pseudo} = d / c_{mean} \quad (3.1)$$

Die Pseudo-Laufzeit entspricht nicht der realen Schalllaufzeit, da sie den senkrechten Weg des Schallsignals durch die Wassersäule repräsentiert (Abb. 3.8, Linie B). Die reale Laufzeit des Signals wird hingegen durch den schrägen Weg vom Sender des Sonarsystems zum Meeresboden und zurück dargestellt (Abb. 3.8, Linie A). Aus der Pseudo-Schalllaufzeit und der normierten Schallgeschwindigkeit c_{ref} lässt sich die normierte Tiefe d_{ref} berechnen.

$$d_{ref} = t_{pseudo} / c_{ref} \quad (3.2)$$

Die dazu benötigte mittlere Schallgeschwindigkeit wird für die Tiefenmessungen des Hydrosweep- und Seabeam-Systems auf zwei verschiedenen Wegen berechnet.

Die jeweils aktuelle mittlere Schallgeschwindigkeit wird vom Hydrosweep-System im SURF-Format abgespeichert. Die SURF-Dateien werden mit zwei separaten Konvertern zuerst in das

DUX- und anschließend in das HYD-Format umgewandelt. Beim letzteren Schritt können die mittleren Schallgeschwindigkeiten in separate HYDI-Dateien extrahiert werden. Mithilfe des am AWI entwickelten Programmes `depth2sound.pl` (GAUGER, 2002) kann dann unmittelbar auf die Werte für c_{mean} zugegriffen werden.

Die Rohdaten des Seabeam-Sonars enthalten keine mittleren Schallgeschwindigkeiten, sondern Schallgeschwindigkeitsprofile. Ein solches Profil kann mithilfe der MB-System-Routine `mbsvplist` (CARESS & CHAYES, 2001) extrahiert und in eine SVP-Datei (Sound Velocity Profile) geschrieben werden. Um die Schallprofile, die in tabellarischer Form in separaten SVP-Dateien gespeichert werden, in jeweils eine Zeile einer neuen Datei zu schreiben, wurde das Programm `mb_svp2svp.pl` (GAUGER, 2002) benutzt. Die Schallgeschwindigkeiten wurden in einem interpolierten Stützpunkt-Abstand von einem Meter abgelegt, damit ein einheitliches Stützpunktintervall für alle Profile gewährleistet war und so jeder beliebigen Wassertiefe eine mittlere Schallgeschwindigkeit zugeordnet werden konnte. Das Programm `depth2sound.pl` liest die formatierten und in zeitlicher Reihenfolge sortierten Schallprofile ein und berechnet aus dem aktuellen Schallprofil unter Verwendung des arithmetischen Mittels den c_{mean} -Wert der jeweiligen Wassertiefe.

Die Zuweisung der mittleren Wasserschallgeschwindigkeit zu einer gemessenen Tiefe erfolgt über die Zeit. Dabei wird der aktuelle Wert für c_{mean} solange zur Berechnung der normierten Tiefe verwendet, bis der Zeitpunkt des nächsten Schallprofiles erreicht ist. Eine lineare Interpolation erfolgt hier nicht, da die ursprünglichen Tiefen alle nach dem gleichen Prinzip berechnet wurden. Die Originaltiefen mit den dazugehörigen Zeitstempeln entstammen den Dateien, die durch die Exportfunktion von Caris HIPS generiert wurden.

Die normierten Tiefen liegen nach Anwendung des Programmes `depth2sound.pl` zusammen mit den dazugehörigen Koordinaten (geographische Länge und Breite) in einer dreispaltigen ASCII-Datei vor. Für die Berechnung eines digitalen Geländemodells werden die Positionen weiterhin mit Zentimeter-Genauigkeit angegeben, während die Genauigkeit der Wassertiefen nach der Normierung auf den Dezimeter-Bereich verringert werden kann.

3.6. Digitales Geländemodell

Zur Erstellung des digitalen Geländemodells diente das Geographische Informationssystem (GIS) Arc/Info der Firma ESRI, welches aus umfangreichen Modulen zur Analyse, Verarbeitung und Visualisierung von raumbezogenen Daten besteht.

3.6.1 Koordinatentransformation

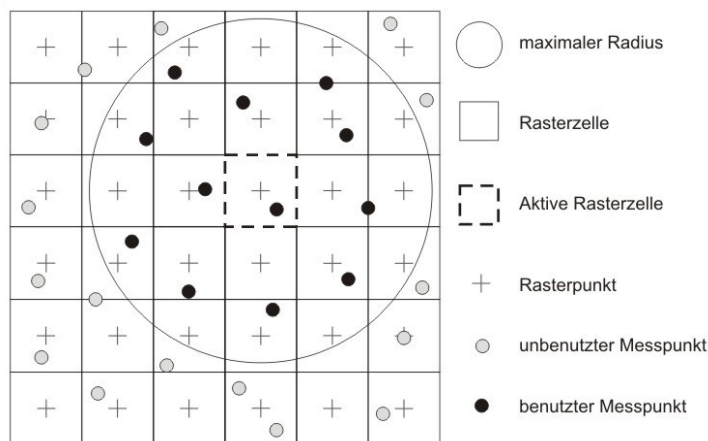
Da sich geographische Koordinaten nicht für die Berechnung eines regelmäßigen metrischen Rasters mit gleichen Punktabständen in x- und y-Richtung eignen, wurde eine Koordinatentransformation durchgeführt. Die geographischen Koordinaten wurden in kartesische Koordinaten überführt, welchen ein konformes, konisches Abbildungssystem nach Lambert zugrunde liegt. Durch die winkeltreue Abbildung und die Festlegung von zwei längentreuen Parallelkreisen eignet sich die Lambert-Projektion besonders gut für eine homogene und verzerrungsfreie Darstellung von langgestreckten Gebieten in hohen nördlichen Breiten, wie z.B. den Gakkel-Rücken (HAKE et al., 2002). Die längentreuen Parallelkreise des Vermessungsgebietes liegen bei $83^{\circ} 43' N$ und $85^{\circ} 57' N$. Sie wurden anhand der geographischen Lage des Gakkel-Rückens so gewählt, dass die Verzerrungen durch die Projektion minimal werden. Für die abschließende kartographische Gestaltung der Kartenblätter werden die Parallelkreise aus Gründen der Anschaulichkeit auf volle Breitenkreise von $84^{\circ} N$ und $86^{\circ} N$ gelegt.

Zur Aufdatierung der IBCAO 2.0 wurden das AMORE-Modell des Gakkel-Rückens und weitere Messergebnisse der Expedition an das Editorial Board der IBCAO abgegeben (Näheres dazu in Kap. 3.8). Das bathymetrische Raster wurde mit einem zweiten Koordinatensatz berechnet, dem die Projektion und das Koordinatensystem dieses Kartenwerks zugrunde liegen: kartesische Koordinaten in polarstereographischer Projektion mit dem Zentralmeridian bei 0° und einem längentreuen Breitenkreis bei $75^{\circ} N$.

3.6.2 Inverse Distance Weighting

Zur Interpolation von digitalen Rastern (Grids) gibt es zahlreiche Methoden; ein bekannter und häufig eingesetzter Algorithmus wurde z.B. von SMITH & WESSEL (1990) entwickelt. Bei einem Vergleich verschiedener Gridding-Verfahren, die auf Fächersonardaten angewendet wurden, lieferte das sogenannte Inverse Distance Weighting (IDW)-Verfahren die besten Ergebnisse (JACOBS, 2001). Diese Methode wurde deshalb auch für die DGM-Berechnung der AMORE-Daten verwendet. IDW ist ein gewichtetes Interpolationsverfahren, welches aus einer bestimmten Gruppe von Datenpunkten die Höhe für einen Rasterpunkt innerhalb einer aktiven Rasterzelle berechnet. Die Gewichtung *power* einer Tiefenmessung ist dabei umgekehrt proportional zur Entfernung des Rasterpunktes. Die Menge der Punkte, die zur Berechnung der Rasterpunkthöhe verwendet wird, wird durch zwei Faktoren festgelegt: der Punktzahl und dem Suchradius. Die Auswahl der Messpunkte ist abhängig von der Entfernung zum Rasterpunkt und wird durch den maximalen Radius *max_radius* sowie die Anzahl der Messpunkte *num_points* eingeschränkt.

In Abbildung 3.9 sind die geometrischen Zusammenhänge, welche dem IDW-Algorithmus zugrunde liegen, und die zum Einsatz kommenden Interpolationsparameter skizzenhaft dargestellt.



Die Vorteile des IDW-Verfahrens liegen in der relativ einfachen Berechnung, wodurch sich auch große Datenmengen in einem angemessenen Zeitraum bearbeiten lassen. Zudem eignet sich der Algorithmus für Daten mit inhomogener Stützpunktdichte. Alle Positionen und Tiefen können in die Berechnung einfließen, ohne dass zuvor eine Reduzierung der Datendichte in bestimmten Gebieten vorgenommen werden muss.

Abb. 3.9: Interpolation der Rasterpunkttiefe aus benachbarten Messpunkten

3.6.3 Ermittlung der Interpolationsparameter

Die maßgebenden Parameter für das Interpolationsverfahren IDW sind in der folgenden Liste aufgeführt, wobei in Klammern die von Arc/Info verwendeten Variablennamen genannt werden:

- Die Größe der Rasterzellen (*cellsize*)
- Der maximale Abstand zwischen Messpunkt und Rasterpunkt (*max_radius*)
- Die Gewichtung der Tiefenmessungen (*power*)
- Die Anzahl der Messpunkte zur Berechnung eines Rasterpunktes (*num_points*)

Das Ziel der Berechnung eines Digitalen Geländemodells ist eine möglichst optimale Abbildung der Meeresbodentopographie. Um dieses Ziel zu erreichen, wurden die am besten geeigneten Parameter in einem Testgebiet (Abb. 3.10a) ermittelt.

Das Testgebiet wurde so ausgewählt, dass es als repräsentative Fläche für die Topographie und Messdatenstruktur des gesamten Arbeitsgebietes dienen kann. Bei der Auswahl waren folgende Kriterien zu berücksichtigen:

- Die gemessenen Tiefenwerte sollen einen möglichst großen Bereich mit flachen und tiefen Stellen abdecken (Abb. 3.10b).
- Beide Schiffe sollen einen etwa gleich großen Anteil an Messdaten liefern, welche gleichmäßig über das Testgebiet verteilt sind (Abb. 3.10c).
- Es sollen sowohl Gebiete mit ebener Topographie als auch Gebiete mit untermeerischen Erhebungen (z.B. Seamounts) und starker Hangneigung vorhanden sein (Abb. 3.10d).

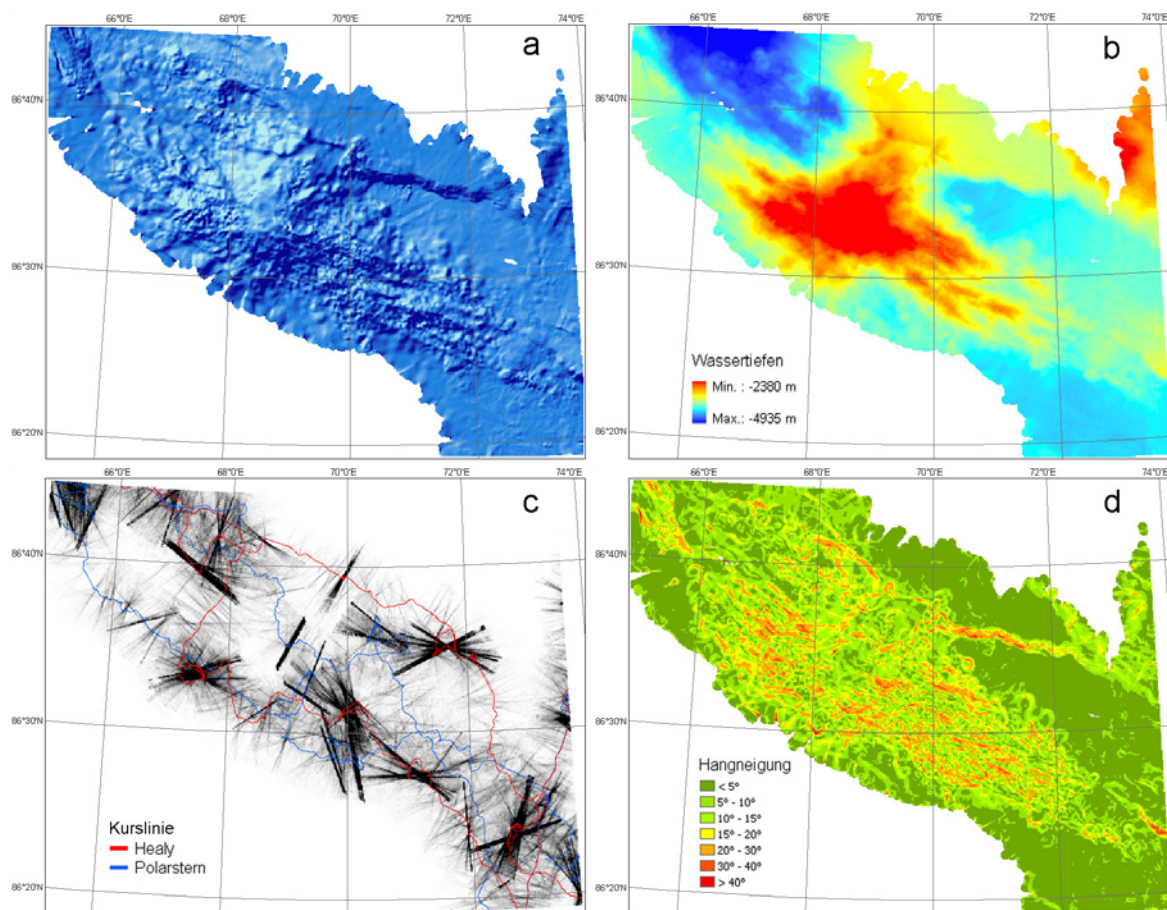


Abb. 3.10: Testgebiet in schattierter Reliefdarstellung (a); Bathymetrie mit farbkodierten Tiefen (b); Messpunktdichte (je dunkler, desto höher) mit Kurslinie von *Healy* (rot) und *Polarstern* (blau) (c); Hangneigung in sieben verschiedenen Klassen, die von $< 5^\circ$ (grün) bis $> 40^\circ$ (rot) reichen (d)

3.6.4 Abstand der Gitterpunkte

Die Auflösung des digitalen Geländemodells ist abhängig vom Abstand der Gitterpunkte. Wird der Abstand klein gewählt, erhält man ein hochaufgelöstes DGM, welches die Geländeoberfläche detailliert wiedergibt. Wählt man den Abstand größer, wird das Modell geglättet und kleinräumige Strukturen am Meeresboden sind nicht mehr zu erkennen.

Die Auflösung der Messdaten ist in erster Linie von der Größe des Schallkegels auf dem Meeresboden (Footprint) abhängig. Der Footprint eines Fächerecholotes variiert mit der Wassertiefe und ist zudem davon abhängig, ob ein Preformed Beam (PFB) in der Mitte des Schallfächers oder am Rande des Fächers betrachtet wird. Tabelle 3.3 zeigt die Größe des Footprints des Hydrosweep- und Seabeam-Sonars für den Center- und Außenbeam bei verschiedenen Wassertiefen:

	Hydrosweep DS-2		Seabeam 2112	
Wassertiefe	2000 m	5000 m	2000 m	5000 m
Footprint Centerbeam	80 m	200 m	70 m	175 m
Footprint Außenbeam	160 m	402 m	280 m	698 m

Tab. 3.3: Footprint des Hydrosweep- und Seabeam-Systems bei 2000 m und 5000 m Tiefe

Der Footprint der beiden eingesetzten Sonarsysteme liegt für die Messdaten der AMORE-Expedition etwa zwischen 70 m und 700 m. Die Rasterweite des Geländemodells wurde mit 100 m so gewählt, dass sie hinsichtlich der Wassertiefe und Topographie/Rauigkeit des Geländes eine vermittelnde Lösung darstellt. Sie befindet sich nah an der unteren Grenze der Messdatenauflösung und gewährt somit eine gute Darstellung von kleinräumigen Strukturen am Meeresboden.

3.6.5 Gewichtung und Auswahl der Messpunkte

Die Glättung des Geländemodells ist von der Rasterzellengröße, der Anzahl der Messwerte, deren Gewichtung und der maximal zulässigen Entfernung der Messpunkte abhängig. Ein großer Gewichtungsfaktor erhöht den Einfluss der nahe am Rasterpunkt liegenden Messpunkte, während ein kleiner Gewichtungsfaktor den Einfluss der weiter entfernt liegenden Messpunkte stärkt und das Modell somit glättet. Eine hohe Anzahl von Messpunkten, die weit um den Rasterpunkt verteilt sind, vergrößert den Einfluss von entfernt liegenden Messpunkten ebenfalls. Auch dann wird eine Glättung des Modells und ein Unterdrücken des Messrauschens bewirkt.

Um den Einfluss der genannten Größen zu verdeutlichen, wurden zwei digitale Geländemodelle mit unterschiedlichen Parametern berechnet.

Berechnungsparameter	DGM-1	DGM-2
Rasterpunktabstand	100 m	100 m
Maximaler Radius	300 m	500 m
Punktanzahl	20	100
Gewichtung	2	0.5

Tab. 3.4: Geländemodelle mit unterschiedlichen Interpolationsparametern

Die Parameter für DGM-1 wurden so gewählt, dass nur Messpunkte, die in unmittelbarer Nähe zum Rasterpunkt liegen, einen Einfluss auf die Berechnung ausüben. Dadurch wird ein stärkeres Messrauschen und eine nur geringe Glättung des Modells herbeigeführt.

Die Parameter für DGM-2 wurden hingegen so gewählt, dass auch entfernt liegende Messpunkte zur Berechnung der Rasterpunkthöhen genutzt werden. Der damit verbundene Rückgang des Messrauschens sowie die stärkere Glättung der Isolinien im 50 m Intervall sind deutlich in Abbildung 3.11 (links) zu erkennen.

Abbildung 3.11 (rechts) zeigt die Differenz der Tiefenwerte aus DGM-1 und DGM-2 in. Die größten Unterschiede treten in Gebieten mit starker Hangneigung auf. Der Grund dafür ist, dass diese Gebiete durch das Einbeziehen entfernt liegender Messpunkte besonders stark abgeflacht werden. Die mittlere Differenz beträgt 0.6 m und liegt damit deutlich unterhalb der erwarteten Messgenauigkeit von 1 % der Wassertiefe.

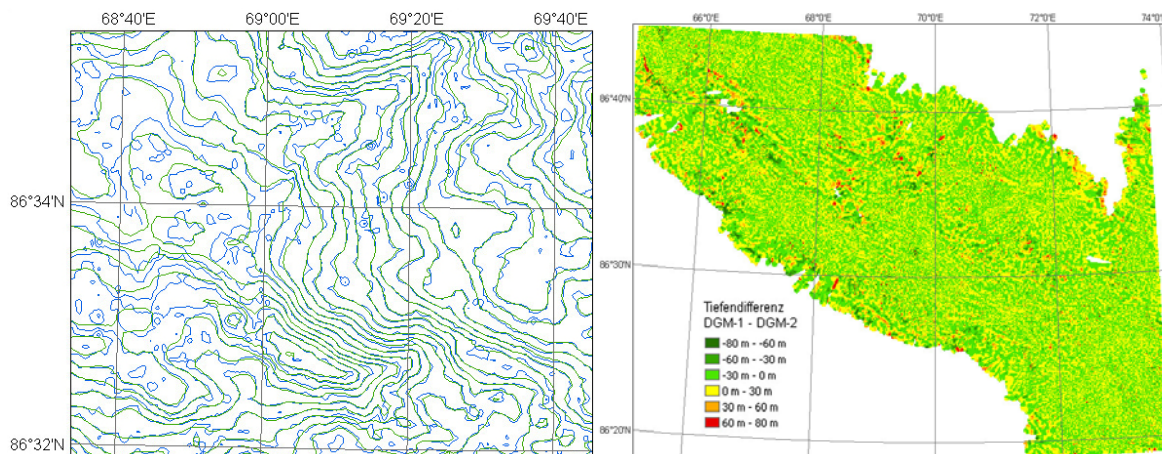


Abb. 3.11: Links: 50 m-Isolinien aus DGM-1 (blau) und DGM-2 (grün); Rechts: Tiefendifferenzen aus DGM-1 und DGM-2 in sechs Klassen

3.6.6 Berechnungsparameter

Die Untersuchungen im Testgebiet zeigen empirisch, dass die Berechnungsparameter von DGM-2 die Meeresbodentopographie am besten wiedergeben. Das Modell löst kleinräumige Strukturen auf, der Verlauf der Isolinien gestaltet sich geschwungen und kontinuierlich und das Messrauschen wird weitestgehend gering gehalten. Die Parameter von DGM-2 wurden deswegen auch für das gesamte Arbeitsgebiet verwendet:

Rasterpunktabstand	100 m
Maximaler Radius	500 m
Punktzahl	100
Gewichtung	0.5
X _{min} , Y _{min}	-112 000, -824 000
X _{max} , Y _{max}	506 000, 12 000

Tab. 3.5: Berechnungsparameter für das gesamte Arbeitsgebiet

Als Ergebnis der Berechnung entstand ein digitales Geländemodell mit 8360 Zeilen und 6180 Spalten. Aufgrund der Geometrie und geographischen Lage des Gakkel-Rückens (diagonaler Verlauf von Südwest nach Nordost) enthalten von den rund 51.6 Mio. Rasterzellen nur 3 219 360 Zellen einen gültigen Tiefenwert ungleich Null. Die restlichen Zellen sind ohne Dateninhalt und dienen lediglich zur Vervollständigung des rechteckigen Rasters. Die Fläche des Gebietes umfasst 32 193.6 km², was in etwa der Größe von Nordrhein-Westfalen entspricht. Die tiefste Stelle liegt im zentralen Grabensystem und beträgt 5509 m, die flachste Stelle befindet sich auf der Spitze eines gewaltigen Seamounts, welcher bis 597 m unter der Meeresoberfläche aufragt.

3.6.7 Neigungsabhängige Filterung (Glättung)

Zur weiteren Verringerung des Einflusses des Messrauschens und zur Ableitung von Isolinien guter Qualität wurde eine neigungsabhängige Filterung (Glättung) des Geländemodells durchgeführt. Abbildung 3.11 (links) zeigt aufgrund des Messrauschens einen zum Teil sehr unruhigen Isolinenverlauf. Das Rauschen wirkt sich besonders deutlich in Gebieten mit geringer Hangneigung aus, während stark geneigte Flächen einen ruhigen und stetigen Verlauf der Isolinien aufweisen. Der Grund dafür ist ein unterschiedliches Signal-Rausch-Verhältnis in Gebieten mit verschiedener Geländeneigung. Die Ungenauigkeit der Tiefenmessung, die in ebenen wie in geneigten Gebieten gleichermaßen vorhanden ist, wirkt sich in unterschiedlicher Weise auf den Verlauf der Isolinien aus. Eine Tiefenänderung von einigen Metern hat in einem Gebiet mit starker Hangneigung keine erkennbare Auswirkung. In einer ebenen Fläche hingegen bewirkt die gleiche Tiefenänderung eine sichtbare Verschiebung der Konturlinien.

Aufgrund dieses Verhaltens der Isolinien wird das Geländemodell mit einem Verfahren gefiltert, durch welches das DGM in Abhängigkeit von der örtlich vorliegenden Geländeneigung geglättet wird (BEYER et al., 2003; KLENKE & SCHENKE 2003; BEYER et al., 2005b). Damit einer Fläche mit einer bestimmten Neigung ein passender Filter zugewiesen werden kann, wird das Gesamtgebiet in fünf verschiedene Hangneigungsklassen unterteilt (Tab. 3.6).

Klasse	Hangneigung	Häufigkeit	Filter
1	> 35°	32.3 %	3×3 (Binomial)
2	20° – 35°	28.1 %	3×3 (Mittelwert)
3	10° – 20°	29.8 %	5×5 (Binomial)
4	5° – 10°	9.2 %	7×7 (Binomial)
5	< 5°	0.6 %	9×9 (Binomial)

Tab. 3.6: Hangneigungsklassen und Filter zur neigungsabhängigen Glättung des DGM

Die Aufteilung der Hangneigungsklassen ist von der Verteilung der Geländeneigung im Gesamtgebiet abhängig. Mithilfe des Histogramms der Geländeneigung wurden die Grenzwerte für die Hangneigungsklassen festgelegt. Die in den Klassen verwendeten Filter wurden in einem iterativen Prozess ausgewählt, in dem die Wirkung von verschiedenen Filtertypen in jeder Klasse getestet wurde. Die Kombinationen, die die besten Ergebnisse erzielten, wurden zur Glättung des Geländemodells eingesetzt (Tab. 3.6). In Gebieten mit starker Hangneigung (Klassen 1 und 2) wurden kleine Filter benutzt, um die Geländeformen zu erhalten. Je mehr die Hangneigung nachließ, desto größere Glättungsfilter kamen zum Einsatz. Um bei der Berechnung der neuen Rasterpunkthöhen die Werte der nah liegenden Gitterpunkte stärker zu gewichten, wurden vorrangig binomiale Filtermatrizen verwendet, deren Koeffizienten sich nach der folgenden Formel berechnen lassen (JÄHNE, 1989):

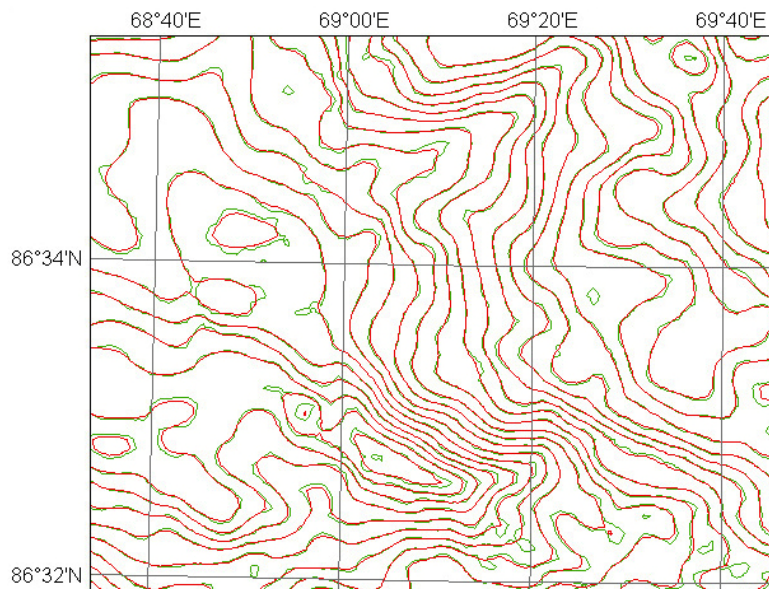
$${}^n B_{kl} = \frac{1}{2^{2n}} \cdot \frac{n!}{(n/2 - k)!(n/2 + k)!} \cdot \frac{n!}{(n/2 - l)!(n/2 + l)!} \quad (3.3)$$

$k, l: -n/2, \dots, n/2$

Die resultierenden Matrizen ${}^n B_{kl}$ besitzen die Größe $(n+1) \times (n+1)$, wobei n eine gerade Zahl ist. Für den 3×3 Binomial-Filter und den 3×3 Mittelwert-Filter ergeben sich die folgenden Matrizen:

$$3 \times 3 \text{ Binomial-Filter: } \begin{bmatrix} 0.5625 & 1.1250 & 0.5625 \\ 1.1250 & 2.2500 & 1.1250 \\ 0.5625 & 1.1250 & 0.5625 \end{bmatrix} \quad 3 \times 3 \text{ Mittelwert-Filter: } \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix}$$

Schwierigkeiten bei der Filterung traten in Gebieten auf, die innerhalb kurzer Entfernungen starke Neigungsänderungen aufwiesen. In der Umgebung von Hängen bestand somit die Gefahr, dass Bergkuppen oder Mulden abgeflacht werden. Durch die Berechnung eines geglätteten Neigungsmodells wurden solche Extremstellen einer unteren Hangneigungsklasse zugeordnet und die Verfälschung der Topographie damit vermieden. Dazu wurde als erstes ein Raster berechnet, welches die Hangneigung jeder Rasterzelle des Geländemodells enthält. Dieses Raster wurde mit einem Maximalwertfilter bearbeitet, der aus einem Quadrat von 25 Rasterzellen berechnet wurde. Die Maximalwertfilterung bewirkt, dass jede Rasterzelle in eine niedrigere Klasse eingestuft wird, wenn sich eine Zelle mit stärkerer Neigung in der Nachbarschaft befindet. Mithilfe des Neigungsrasters wurde bei der abschließenden Glättung des Geländemodells jeder Rasterzelle eine Hangneigungsklasse und somit ein passender Filter zugeordnet. Abbildung 3.12 illustriert den Erfolg der neigungsabhängigen Filterung.



Im Vergleich zu den Isolinien aus dem ungefilterten DGM-2 (Abb. 3.11, 3.12; grüne Linien) ist eine weitere, deutliche Verbesserung zu beobachten. Der Einfluss des Messrauschens wurde größtenteils beseitigt. Während die Konturlinien in flachen Gebieten signifikant geglättet wurden, blieb der Isolinienverlauf in stärker geneigten Flächen erhalten. Ebenso behielten Bereiche, die den Übergang von niedrigen zu größeren Geländeneigungen darstellen, ihre ursprüngliche topographische Form.

Abb. 3.12: 50 m-Isolinien aus dem ungefilterten DGM-2 (grün) und dem neigungsabhängig gefilterten, geglätteten DGM-2 (rot)

3.6.8 Untersuchung der Genauigkeit

Die Genauigkeit eines digitalen Geländemodells kann durch die Abstände der tatsächlich gemessenen Werte von der interpolierten und geglätteten Geländeoberfläche (Residuen) beschrieben werden. Dazu bestimmt man für jede Rasterzelle des Geländemodells die zugehörige Geländehöhe. Die Differenz aus dem gemessenen Wert und der interpolierten Geländehöhe am gleichen Ort ergibt das gewünschte Residuum. Für das gesamte Vermessungsgebiet hätte eine solche Berechnung einen sehr großen Zeitaufwand bedeutet. Aus diesem Grunde wurde die Berechnung repräsentativ für das Testgebiet durchgeführt, welches auch zur Auswahl der Interpolationsparameter diente (Kap. 3.6.3).

Um eine qualitative Aussage zur Güte des Geländemodells treffen zu können, wird für jede Rasterzelle die empirische Standardabweichung berechnet (NIEMEIER, 2002):

$$\sigma = \sqrt{[vv]/(n-1)} \quad (3.4)$$

σ : empirische Standardabweichung [m] n : Anzahl der Messungen
 $[vv]$: Quadratsumme der Residuen [m²]

Die Messgenauigkeit von Fächersonarsystemen ist von der Wassertiefe abhängig und wird von Herstellerfirmen für Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112 mit 1 % der Wassertiefe angegeben (Tab. 2.3, S. 59). Um einen sinnvollen Vergleich zu gewährleisten, werden die Residuen deshalb in Prozent der Wassertiefe umgerechnet:

$$\sigma(\%) = \frac{\sqrt{[vv]/(n-1)}}{d} \cdot 100 \quad (3.5)$$

σ : Standardabweichung in Prozent der Wassertiefe [%] d : Wassertiefe [m]

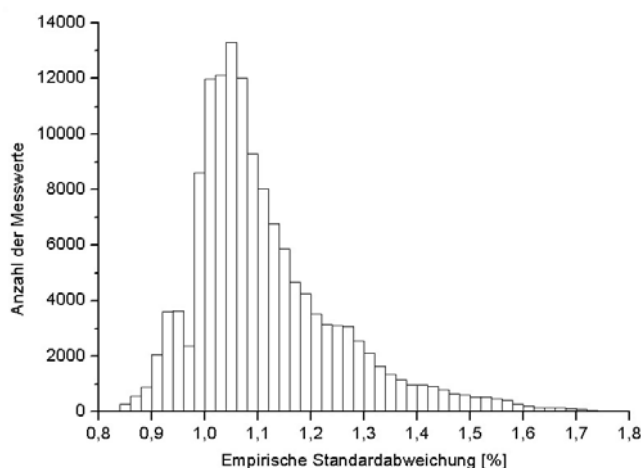


Abbildung 3.13 zeigt die Standardabweichung der Wassertiefen in DGM-2. Der Mittelwert aus allen Residuen beträgt 1.1 %. Der Grund dafür, dass etliche Messwerte über der vorgegebenen Genauigkeit von 1 % liegen, ist die extrem nördliche Lage des Testgebietes. In dieser Region mussten beide Schiffe bis zu 2.5 m dickes Eis brechen (HAAS et al., 2002), was ein erhöhtes Signal-Rausch-Verhältnis und eine erhebliche Verminderung der Datenqualität zur Folge hatte. In südlicheren Gefilden mit günstigeren Eisbedingungen wurden hingegen Standardabweichungen um 0.7 % beobachtet (Abb. 3.14 e und f).

Abb. 3.13: Standardabweichung der Tiefen in DGM-2

3.6.9 Vergleich der Hydrosweep- und Seabeam-Messungen

Das Ziel des Vergleiches von Hydrosweep- und Seabeam-Messungen ist der Nachweis, dass beide Datensätze gemeinsam und gleichberechtigt zur Berechnung eines digitalen Geländemodells verwendet werden können. Aus diesem Grund wurden in einem weiteren Testgebiet zwei getrennte Geländemodelle generiert, die ausschließlich Hydrosweep- bzw. Seabeam-Daten enthalten.

Da nur Messungen, die unter gleichen Bedingungen erfasst werden, einen sinnvollen quantitativen Vergleich zulassen, sollte ein solches Testgebiet den folgenden Anforderungen genügen:

- Beide Schiffe sollen einen gemeinsamen Kurs verfolgen, so dass gleiche Flächenabschnitte am Meeresboden von beiden Sonarsystemen vermessen werden.
- Die Beeinträchtigung der Datenqualität durch hydroakustische Störeinflüsse während des Eisbrechens soll möglichst gering sein.
- Die Verteilung der Messpunkte auf dem Meeresboden soll annähernd gleich sein.
- Die Topographie des Meeresbodens soll ebene und steile Regionen aufweisen.

Die Bereinigung der Tiefendaten in Kapitel 3.3 zeigt, dass nur sehr wenige Flächen als Testgebiet in Frage kamen. Die Daten mit der besten Qualität wurden während Stationsfahrten gewonnen, bei denen beide Schiffe voneinander getrennt operierten. Abschnitte, auf denen die Schiffe hintereinander fuhren, dienten meistens dazu, dass die *Healy* der *Polarstern* den Weg durch die feste Eisdecke bahnte. Die stärkere Beeinträchtigung der Seabeam-Messungen sowie die ungleichmäßige Verteilung der Messpunkte während Kurvenfahrten ließen sich deshalb nicht vermeiden.

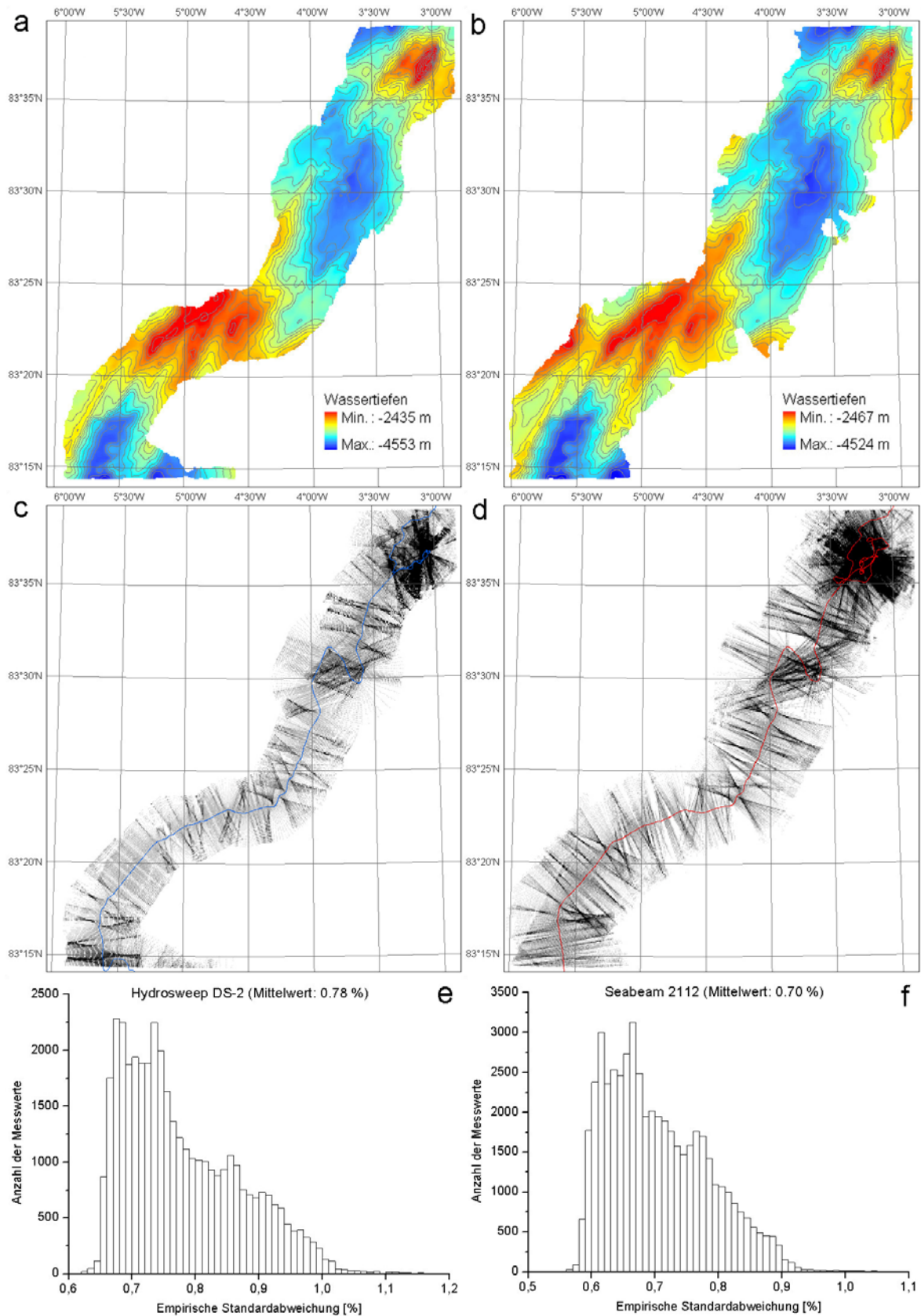
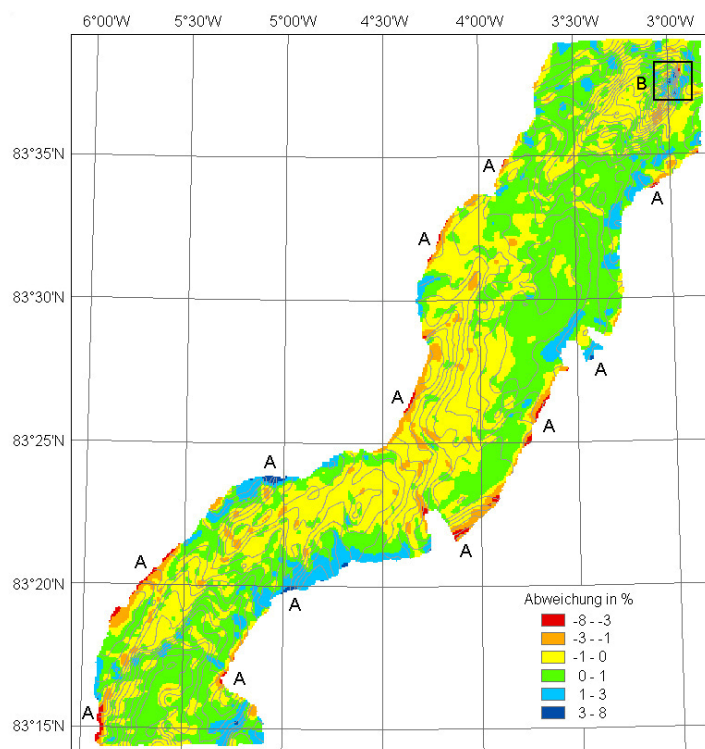


Abb. 3.14: Digitale Geländemodelle aus Hydrosweep-Daten (a) und aus Seabeam-Daten (b), darunter ist jeweils die zugehörige Datendichte innerhalb der Messfächer zu sehen (c und d). Die Standardabweichung der Tiefen für beide Modelle zeigen die Histogramme (e) und (f).

Für das Testgebiet wurden zwei Geländemodelle berechnet, die im ersten Fall nur aus Hydrosweep- und im zweiten Fall nur aus Seabeam-Daten bestehen. Nach der Berechnung durchliefen beide Modelle die gleiche Glättungsprozedur wie das Modell für das Gesamtgebiet. Die Abbildungen 3.14a und 3.14b zeigen die Bathymetrie aus Hydrosweep- und Seabeam-Daten mit farbkodierten Tiefen und 100 m-Isolinien.

Die Verteilung der Messpunkte innerhalb der Fächer der beiden Sonarsysteme verdeutlicht Abbildung 3.14c und 3.14d. Schwarze Flächen enthalten eine hohe Punktdichte, welche sich über graue bis hin zu weißen Flächen verringert. Die Kurslinien der *Polarstern* und *Healy* sind blau bzw. rot dargestellt.

Die empirische Standardabweichung, die auf der Differenz zwischen den tatsächlich gemessenen Tiefen und der interpolierten DGM-Oberfläche basiert, ist für beide Datensätze in Abbildung 3.14e und 3.14f zu sehen. Der Mittelwert der Hydrosweep-Daten beträgt 0.78 % der Wassertiefe, 98.7 % der Messungen liegen unterhalb der vom Hersteller angegebenen Genauigkeit von 1 % der Wassertiefe. Der Mittelwert der Seabeam-Daten beträgt 0.70 %, hier liegen 99.9 % der Messungen unterhalb von 1 %. Beide Modelle weisen also vergleichbar gute Messungen auf, deren Standardabweichungen sich deutlich unterhalb der vorgegebenen Genauigkeit befinden.



Die Differenz aus Hydrosweep- und Seabeam-DGM illustriert Abbildung 3.15. Um den Bezug zur Geländetopographie herzustellen, sind zusätzlich 100 m Isolinien eingefügt. Flächen der Farbe Rot (0.7 % aller Messungen), Orange (5.1 %) und Gelb (38.9 %) kennzeichnen Gebiete, in denen das Seabeam-Modell unterhalb des Hydrosweep-Modells liegt.

Grüne (47.2 % aller Messungen), hellblaue (7.9 %) und dunkelblaue Flächen (0.2 %) markieren den umgekehrten Fall.

Anhand der grünen und gelben Flächen (86.1 % aller Messungen) wird ersichtlich, dass die Differenz der beiden Geländemodelle größtenteils kleiner ist als die vom Hersteller vorgegebene Messgenauigkeit von 1 % der Wassertiefe.

Abb. 3.15: Differenz aus Hydrosweep- und Seabeam-DGM

Die Differenzen, die einen Wert bis zu 3 % annehmen (orangene und hellblaue Flächen, 13.0 % aller Messungen) sind ohne erkennbares Muster über das gesamte Testgebiet verteilt. Die Differenzen, die einen Wert bis zu 8 % annehmen (rote und dunkelblaue Flächen, 0.9 % aller Messungen) befinden sich jeweils am äußersten Rand des Messfächers (Fall A, Abb. 3.15). Sie resultieren aus Interpolationsfehlern, die durch die reduzierte Datendichte sowie Tiefenmessungen mit geringerer Genauigkeit verursacht werden. Im Fall B entstehen die großen Differenzen durch eine ungleichmäßige Verteilung der Messpunkte, welche sich besonders an steilen Hängen bemerkbar macht (Abb. 3.15). Durch den Mangel an Tiefendaten nehmen Interpolationsfehler in diesen Regionen schnell größere Werte an als in flachen Gebieten.

Die Untersuchung der beiden Geländemodelle im Testgebiet zeigt, dass größere Höhendifferenzen hauptsächlich am Rand des Messfächers auftreten und durch Interpolationsfehler entstehen, welche durch fehlende und ungleichmäßig verteilte Tiefenmessungen hervorgerufen werden. Systematische Unterschiede zwischen den Messdaten des Hydrosweep- und Seabeam-Sonars sind nicht zu beobachten, wie auch das Histogramm in Abbildung 3.16 belegt.

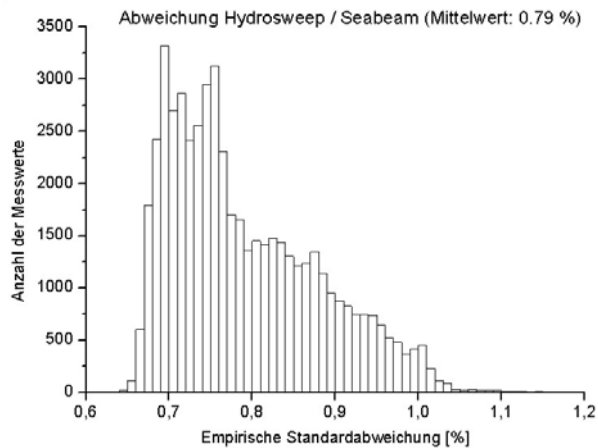


Abb. 3.16: Standardabweichung zwischen Hydrosweep- und Seabeam-DGM

Die empirische Standardabweichung, die aus der Differenz zwischen Hydrosweep- und Seabeam-DGM resultiert, beträgt im Mittel 0.79 % der Wassertiefe. Die DGM-Oberflächen weichen in 97.9 % aller Messungen um weniger als 1 % der Wassertiefe voneinander ab. Eine gleichgewichtete Verarbeitung der beiden Datensätze in einem gemeinsamen digitalen Geländemodell erscheint deswegen gerechtfertigt.

3.6.10 Visualisierung des Geländemodells

Für eine detaillierte Untersuchung der topographischen und morphologischen Strukturen des vermessenen Gebietes ist eine anschauliche Präsentation des Geländemodells notwendig. Die Visualisierung des Meeresbodens wurde auf zwei verschiedene Arten durchgeführt:

- Erstellung eines bathymetrischen Kartenwerks mit zehn Kartenblättern
- Dreidimensionale Visualisierung des Geländemodells am Computer

Das aus den AMORE-Messungen gefertigte Kartenwerk und ein Beispiel für die dreidimensionale Visualisierung der bathymetrischen Daten werden im Folgenden kurz vorgestellt.

3.6.10.1 Bathymetrisches Kartenwerk

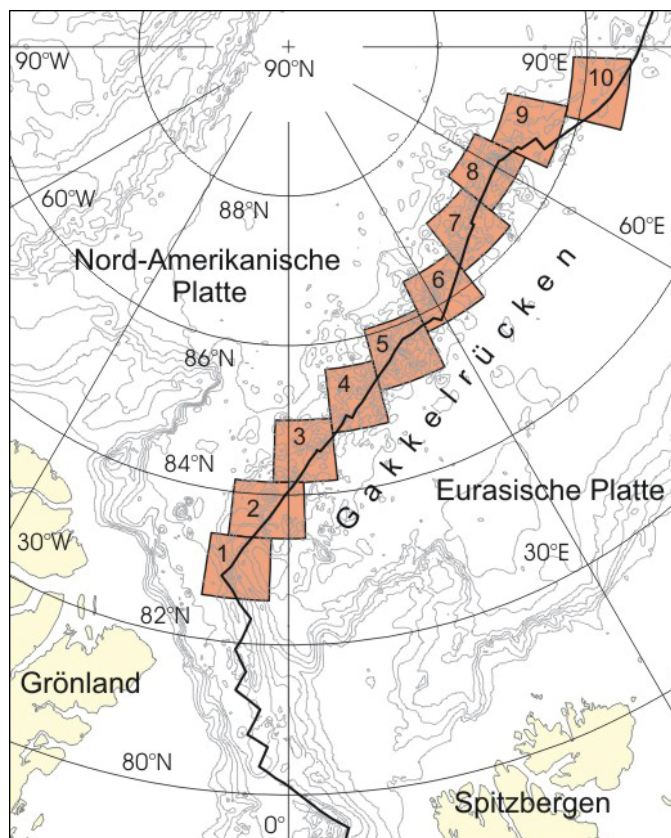


Abb. 3.17: Geographische Lage der BCGR-Kartenblätter; die schwarze Linie entlang des Gakkel-Rückens markiert die Plattengrenze zwischen Nordamerika und Eurasien.

Im Auftrag des AWI wurde von der Firma Fielax (Bremerhaven) aus den AMORE-Daten ein bathymetrisches Kartenwerk für den westlichen Gakkel-Rücken erstellt. Es trägt den Namen AWI Bathymetric Chart of the Gakkel Ridge (AWI BCGR) und umfasst zehn Kartenblätter im Maßstab 1:150 000. Die geographische Lage der einzelnen Kartenblätter entlang des Rückensystems zeigt Abbildung 3.17.

Jedes Kartenblatt enthält eine Haupt- und vier Nebenkarten. Die Hauptkarten zeigen die farblich abgestufte Bathymetrie der AMORE-Expedition mit Konturlinien im 50 m-Intervall. Für Bereiche außerhalb des Messgebietes wurden 100 m-Isolinien verwendet, die aus den Tiefendaten der IBCAO 1.0 generiert wurden (vgl. Abb. A.1).

Die vier Nebenkarten enthalten Messlinien, Beprobungsstationen und eine Kartenübersicht mit Begleittext und Legende (GAUGER et al., 2002b; GAUGER, 2002 & 2004).

3.6.10.2 Dreidimensionale Visualisierung

Durch die Verwendung interaktiver Visualisierungsprogramme, wie sie z.B. im Geographischen Informationssystem Arc/Info oder im Softwarepaket Fledermaus (IVS, 2007) vorhanden sind, können graphische Abbildungen und computeranimierte Filme erstellt werden, welche die morphologischen Formen und Strukturen des Ozeanbodens anschaulich und in großer Detailtreue sichtbar machen (z.B. LURTON, 2002; HATZKY, 2004 & 2005; WILLE, 2005).

Ein Beispiel für die dreidimensionale Visualisierung eines vulkanischen Gebietes im südwestlichen Teil des Gakkel-Rückens mit der Fledermaus-Software zeigt Abbildung 3.18. Die Schattierung des Geländemodells wird durch künstliche Beleuchtung aus nordöstlicher Richtung unter einem Neigungswinkel von 45° erzeugt. Um die topographischen Merkmale des Meeresbodens deutlich hervortreten zu lassen, werden sie in sechsfacher Überhöhung dargestellt.

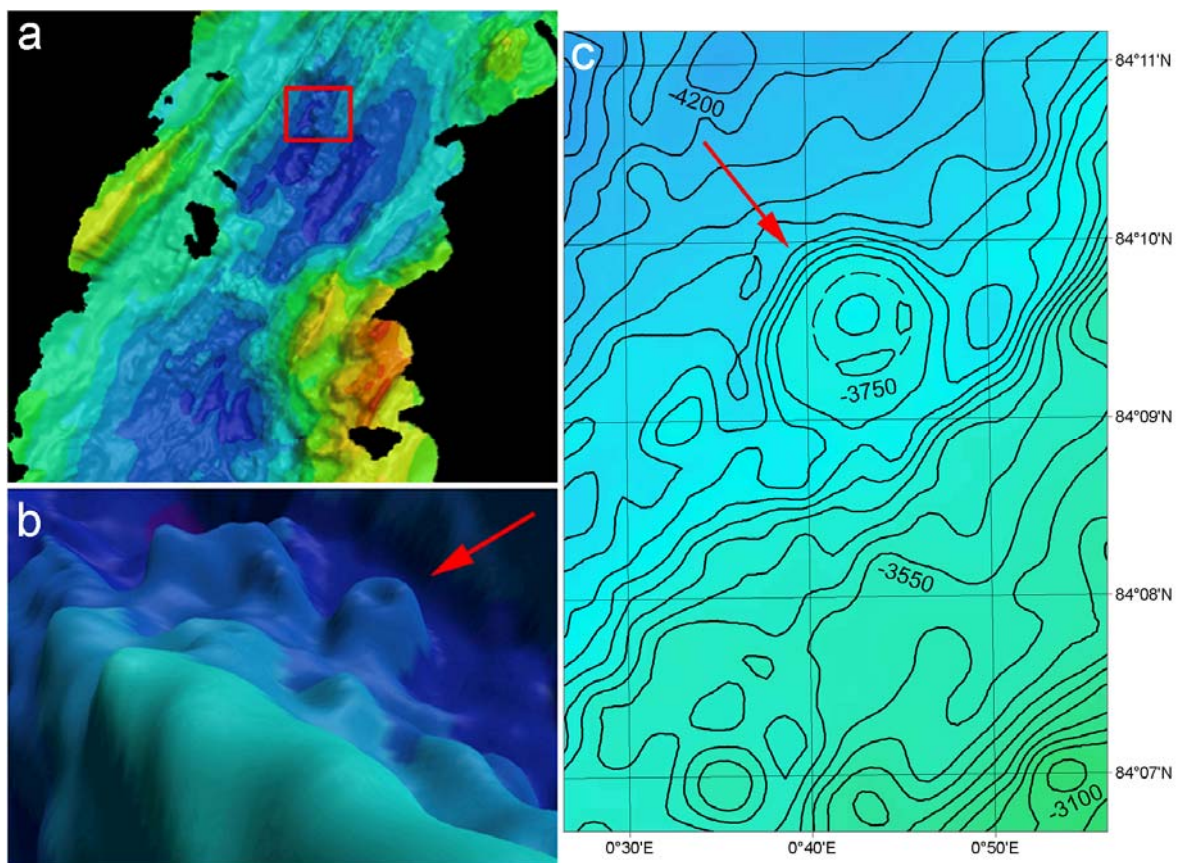


Abb. 3.18: Farbkodiertes und künstlich schattiertes Geländemodell des Gakkel-Rückens in der WVZ (a). Das rote Rechteck markiert die Lokation eines Vulkans, welcher aus nordöstlicher Blickrichtung (b) und mit Isobathen im 50 m Intervall (c) vergrößert dargestellt wird (s. rote Pfeile). Das Fundament des Vulkans liegt in 4000 m Wassertiefe, ist ca. 2200 m breit und erhebt sich am Rande einer steilen Flanke etwa 250 m über den Meeresboden. Besonders eindrucksvoll ist die eingestürzte Caldera des Vulkans, die durch die geschummerte Ansicht in (b) deutlich zu Tage tritt. Da die Konturlinien den oberen Rand nicht vollständig auflösen, wurde er in (c) als gestrichelte Linie nachgezeichnet. Die Caldera hat einen Durchmesser von etwa einem Kilometer und ist mindestens 50 m tief. Das Zentrum des Vulkans befindet sich bei 0° 42.7' E und 84° 09.6' N.

3.7 Vergleich von SCICEX-, AMORE- und IBCAO-Bathymetrie

In diesem Abschnitt wird gezeigt, welche signifikanten Verbesserungen das AMORE-Geländemodell im Vergleich zu früheren Kartenwerken aufweist. Zu diesem Zweck wird an ausgewählten Stellen ein Vergleich mit der SCICEX- und IBCAO-Bathymetrie (Version 1.0) durchgeführt.

Zwei Expeditionen des amerikanischen SCICEX (Science Ice Exercise)-Programmes führten das Unterseeboot USS *Hawkbill* in den Jahren 1998 und 1999 zum Gakkel-Rücken. Mithilfe des SCAMP (Seafloor Characterization and Mapping Pods)-Systems wurden dort u.a. bathymetrische

und gravimetrische Messungen durchgeführt (POLYAK et al., 2001; EDWARDS et al., 2001; 2003; EDWARDS & COAKLEY, 2003). Die erfassten Wassertiefen des SCAMP-Systems sind aufgrund der indirekten Tiefenbestimmung aus Sidescan-Informationen (interferometrisches Messprinzip) mit einem größeren vertikalen Fehlerpotenzial versehen, welches bis zu 10 % der Wassertiefe betragen kann (AWI, 2001a). In der Literatur werden allerdings auch deutlich bessere Werte von z.B. 1 % der Wassertiefe angegeben (KURRAS et al., 2001a). Bernard Coakley, einer der wissenschaftlichen Leiter des SCICEX-Programms, nannte in einem persönlichen Gespräch auf der Konferenz der American Geophysical Union (AGU) im Dezember 2001 einen Wert, der in der Größenordnung von 2 % liegt. Als sicher darf zumindest gelten, dass die SCICEX-Tiefenwerte nicht die Genauigkeit der AMORE-Messungen von weniger als 1 % der Wassertiefe erreichen.

Eine weitere Fehlerquelle, die sich signifikant auf die Qualität der SCICEX-Daten auswirkt, ist durch die U-Boot-Navigation gegeben. Da U-Booten im abgetauchten Zustand kein GPS-System zur Verfügung steht und die Bootsführung deswegen mit weniger genauen Inertialsystemen durchgeführt werden muss (z.B. Koppelnavigation), können die horizontalen Lagekoordinaten (geographische Länge und Breite) der gemessenen Wassertiefen mit Fehlern von bis zu einigen Kilometern behaftet sein (dazu später mehr).

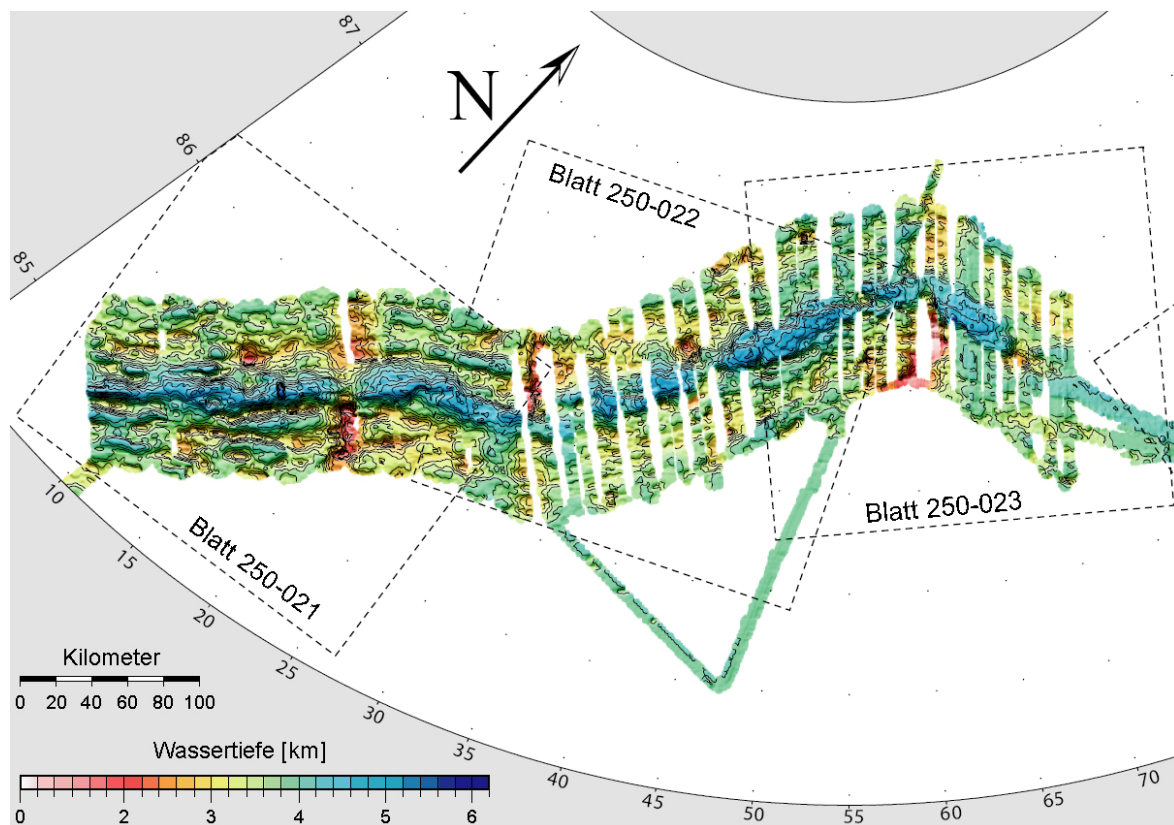


Abb. 3.19: SCICEX-Bathymetrie des Gakkel-Rückens (mod. HMRG, 2001)

Abbildung 3.19 zeigt die SCICEX-Bathymetrie, die in einem ca. 100 km breiten Streifen über dem Gakkel-Rücken gemessen wurde. Die parallel verlaufenden, streifenartigen Datenlöcher im östlichen Teil, die auch in Abbildung 3.20 zu sehen sind, wurden durch einen ausgefallenen Sensor an Bord der *Hawkbill* verursacht (persönliche Kommunikation mit Greg Kurras, 2001).

Die bathymetrischen Daten der SCICEX-Expeditionen sind, wie auch andere geophysikalische Datensätze dieses Forschungsprogramms, in digitaler Form (z.B. als Rohdaten, xyz-Werte oder Rasterdaten) öffentlich bislang nicht verfügbar. Bathymetrische Kartenprodukte der U-Boot-Missionen von 1998 und 1999 können lediglich als fertige Abbildungen von der Hawaii Mapping Research Group (HMRG) aus dem Internet heruntergeladen werden (Abb. 3.19).

3. Verarbeitung und Visualisierung bathymetrischer Daten

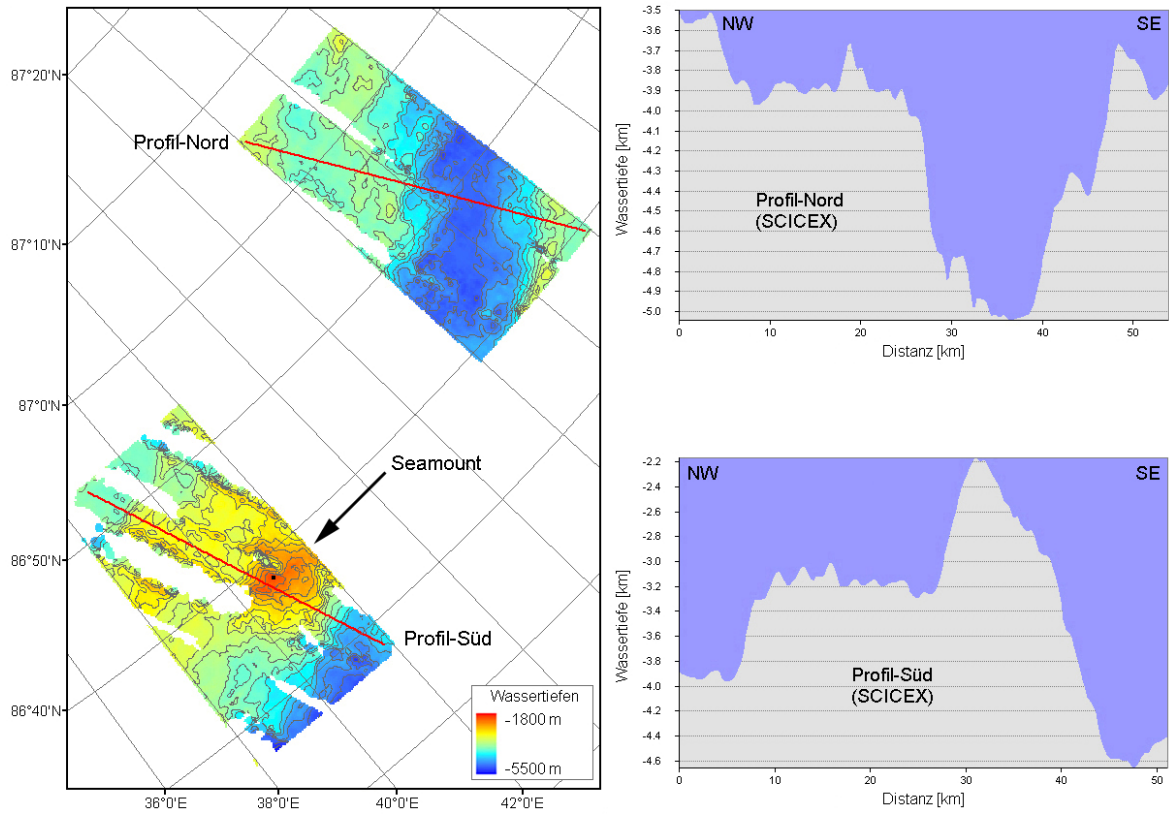


Abb. 3.20: SCICEX-Bathymetrie (250 m Raster) mit Profilschnitten Nord und Süd

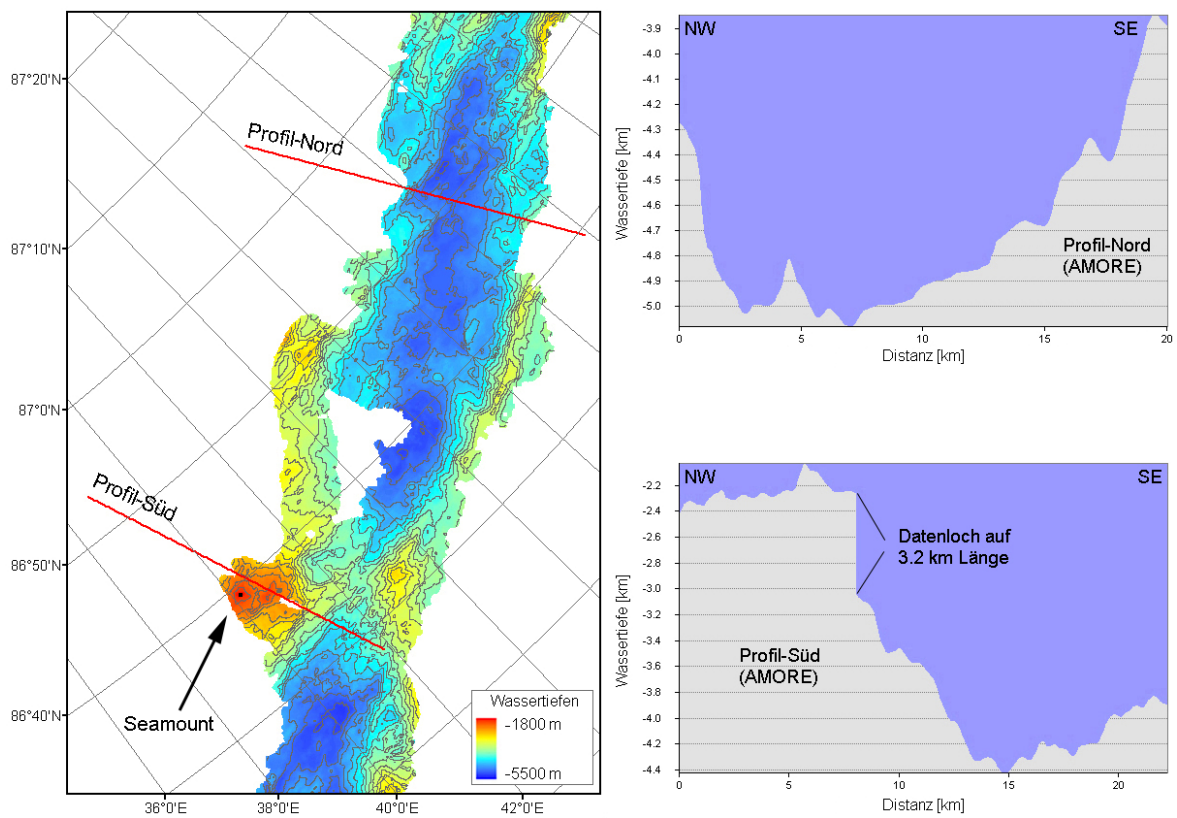


Abb. 3.21: AMORE-Bathymetrie (100 m Raster) mit Profilschnitten Nord und Süd

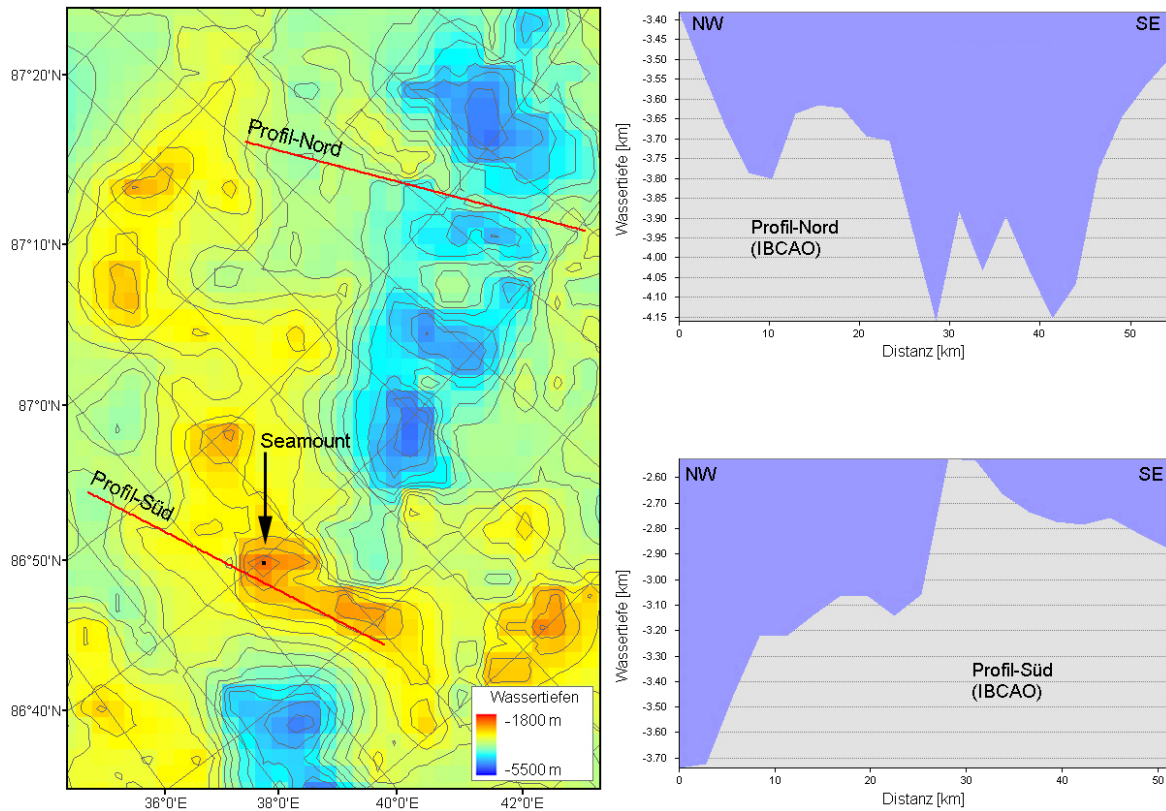


Abb. 3.22: IBCAO-Bathymetrie (2500 m Raster) mit Profilschnitten Nord und Süd

Im Rahmen des Kooperationsvertrages (Memorandum of Understanding), der während der AMORE-Expedition von amerikanischer und deutscher Seite unterzeichnet wurde, konnten ausnahmsweise zwei kleinräumige SCICEX-Raster zu Forschungszwecken beschafft werden. Die ursprünglichen Raster liegen im netCDF-Format in geographischen Koordinaten vor und besitzen eine Zellengröße (Auflösung) von ca. 1 Minute in nördlicher Richtung und ca. 0.05 Minuten in östlicher Richtung.

Um einen Vergleich mit den AMORE- und IBCAO-Daten in Arc/Info zu ermöglichen, wurden diese Raster in metrische Lambert-Koordinaten mit einer quadratischen Zellgröße von 250 m transformiert. Dies entspricht der Auflösung, mit der die Hawaii Mapping Research Group die SCICEX-Karten im Internet bereitstellt. Zur Berechnung von Differenzrastern aus SCICEX- und AMORE-Daten wurden zudem SCICEX-Raster mit einer quadratischen Auflösung von 100 m erstellt, da für derartige Operationen Eingangsdaten mit identischer Zellengröße notwendig sind.

Für die Analyse der SCICEX-, AMORE- und IBCAO-Bathymetrie wurden zwei Profillinien Nord und Süd (rote Linien) ausgewählt, die einen möglichst großen Querschnitt in den SCICEX-Rastern durchlaufen (Abb. 3.20). Auf der linken Seite sind die SCICEX-, AMORE-, und IBCAO-Bathymetrie des zentralen Gakkel-Rückens (36° E bis 56° E, 86° 10' N bis 87° 20' N) im direkten Vergleich zu sehen (Abb. 3.20, 3.21, 3.22). Der Abstand der Isolinien beträgt in allem Modellen 200 m. Auf der rechten Seite sind jeweils die Profile Nord und Süd im Querschnitt dargestellt. Während die SCICEX- und IBCAO-Daten die Profile vollständig abdecken, umfassen die AMORE-Daten nur einen Teil von ihnen. Im Folgenden sollen die unterschiedlichen Profilverläufe kurz charakterisiert werden. (Da alle Kilometer- und Grad-Angaben gerundeten Näherungswerten entsprechen, wird auf Bezeichnungen wie circa, etwa und rund verzichtet).

Profil-Nord (SCICEX):

Das 54 km lange Profil beginnt im Nordwesten (Kilometer 0) mit Wassertiefen von 3600 m und fällt bis Kilometer 27 auf 4000 m ab. Die Hangneigung liegt zwischen 0° und 20°. Dann erfolgt ein tiefer Einschnitt mit Hangneigungen bis zu 30°, der die nordwestliche Flanke des Rückens bildet. Der tiefste Punkt in der 5 km breiten, nahezu ebenen Talsohle des Rückens liegt bei Kilometer 37 und erreicht eine Wassertiefe von 5050 m. Die südöstliche Rückenflanke erhebt sich mit Neigungen zwischen 0° und 25° schließlich wieder auf eine Tiefe von 3700 m (Kilometer 48).

Profil-Nord (AMORE):

Das AMORE-Profil hat nur eine Länge von 20 km und zeigt hauptsächlich das Rückental, welches bei Kilometer 7 mit 5100 m den tiefsten Punkt erreicht. Die nur leicht geneigte Talsohle ist ebenfalls 5 km breit. Die Rückenflanken, die von den bathymetrischen Daten nur ansatzweise erfasst werden, erreichen im Nordwesten Wassertiefen von 4300 m und im Südosten 3850 m. Die Neigung des Nordwesthangs liegt zwischen 0° und 20°, beträgt in Extremfällen aber bis zu 50°. Der Südosthang steigt etwas moderater an (0° bis 10°), die größte Neigung beträgt 25°.

Profil-Nord (IBCAO):

Aufgrund der großen Rasterweite erscheint der Profilverlauf nur grob im Vergleich zu den vorherigen Modellen. Das Rückental ist zwar auch hier zu erkennen, es wird aber von kammartigen Strukturen (siehe z.B. Profillinie) durchzogen, die deutlich geringere Wassertiefen aufweisen. Die Nordwestflanke steigt bis zu 3400 m und die Südostflanke bis zu 3500 m Tiefe auf, die tiefsten Punkte im Rückental (Kilometer 29 und 42) liegen bei 4150 m Wassertiefe. Der Unterschied zu SCICEX und AMORE beträgt gut 1000 m. Die Neigung der Hänge liegt, bedingt durch die stärkere Glättung des Modells, zwischen 1° und 8°.

Profil-Süd (SCICEX):

Das 51 km lange Profil beginnt bei Wassertiefen von 3900 m und erhebt sich stufenartig über zwei nahezu ebene Plateaus bis auf 2200 m (Kilometer 32), wo es die Spitze eines Seamounts südwestlich schneidet. Der Seamount fällt nach Südosten steil ab und erreicht am Fuß eine Tiefe von 4650 m. Die Neigung des Profils beträgt zwischen 0° auf den Plateaus und 28° am Seamount. Die Hangneigung nimmt in unmittelbarer Umgebung des Gipfels (bei Kilometer 30 nordöstlich der Profillinie) in einzelnen Fällen Werte bis zu 63° an.

Profil-Süd (AMORE):

Das AMORE-Profil ist nur 22 km lang, beginnt im Nordwesten mit Wassertiefen von 2400 m und steigt bis Kilometer 6 auf eine Tiefe von 2000 m an. Der Gipfel des Seamounts wird im Vergleich zur SCICEX- und IBCAO-Bathymetrie nicht südwestlich, sondern nordöstlich geschnitten. Die Südostflanke des Seamounts fällt bis Kilometer 15 auf eine Tiefe von 4450 m ab. Zu beachten ist, dass das Profil bei Kilometer 8 auf ein 3.2 km langes Datenloch trifft. Weil die Daten vor und hinter der Lücke in der Querschnittsansicht direkt hintereinander geplottet werden, macht sich das Datenloch lediglich durch den (virtuellen) senkrechten Profilverlauf bemerkbar (Abb. 3.21). Die Geländeneigung entlang des Profils beträgt zwischen 2° und 35°. In der Umgebung des Seamounts (bei Kilometer 9 südwestlich der Profillinie) treten ähnlich wie bei den SCICEX-Daten sehr große Hangneigungen von bis zu 65° auf.

Profil-Süd (IBCAO):

Das Profil weist am Nordwest-Ende Wassertiefen von 3750 m und am Südost-Ende Tiefen von 2900 m auf. Die Spitze des Seamounts wird wie in der SCICEX-Bathymetrie südwestlich passiert, bei Kilometer 30 erreicht das Profil den höchsten Punkt mit 2550 m. Die Hangneigung entlang der Profillinie liegt zwischen 1° und 9°, in der näheren Umgebung des Seamounts werden bis zu 14° erreicht. Wegen der deutlich geringeren Auflösung und stärkeren Glättung der IBCAO-Bathymetrie werden in der gesamten Arktis nur Hangneigungen beobachtet, die unter 27° liegen. (Die Rasterzellengröße der Hangneigungsdaten wurde äquivalent zu den Tiefenmodellen gewählt: 100 m für AMORE, 250 m für die SCICEX und 2500 m für IBCAO.)

Anhand markanter unterseeischer Strukturen, die in der SCICEX-, AMORE- und IBCAO-Bathymetrie identifiziert werden können, soll eine Abschätzung der horizontalen und vertikalen Positionsgenauigkeit durchgeführt werden. Für das nördliche Gebiet lässt sich ein solcher Punkt leider nicht ausmachen. Im südlichen Gebiet bietet sich jedoch die Spitze des Seamounts an, die in allen drei Modellen eindeutig zu lokalisieren ist. Tabelle 3.7 zeigt die Lagekoordinaten (Lambert-Projektion) und Tiefen des Seamountgipfels in der SCICEX-, AMORE- und IBCAO-Bathymetrie sowie deren Abweichungen. Weil die Navigations- und Tiefendaten der AMORE-Expedition das größte Genauigkeitspotenzial besitzen, wurden sie als Referenzwert festgelegt.

Seamount	X-Koord. [m]	Y-Koord. [m]	Tiefe [m]	Lagediff. [m]	Tiefendiff. [m]
AMORE	241423	-287201	-1808	--	--
SCICEX	246329	-285181	-1992	5306	-184
IBCAO	244779	-282930	-2234	5432	-426

Tab. 3.7: Lage und Tiefe des Seamounts in der AMORE-, SCICEX- und IBCAO-Bathymetrie

Die Position der Seamountspitze weicht in der SCICEX-Bathymetrie lagemäßig um 5.3 km und tiefenmäßig um 184 m vom AMORE-Referenzwert ab. Die Abweichung des IBCAO-Wertes vom Referenzwert beträgt 5.4 km in der Lage und 426 m in der Tiefe. Die SCICEX- und IBCAO-Koordinaten passen in der Lage besser zusammen (Abweichung von 2.7 km), was nicht verwunderlich ist, da die SCICEX-Messungen in das IBCAO-Modell eingeflossen sind. Die Tiefen liegen jedoch auch hier mit 242 m deutlich auseinander.

Die Ergebnisse in Tabelle 3.7 bestätigen eine Untersuchung, die bereits während der AMORE-Expedition mit analogen SCICEX- und AMORE-Karten durchgeführt wurde. Für markante Meeresboden-Strukturen, die in beiden Kartenwerken eindeutig identifiziert werden konnten, ergaben sich Lageabweichungen zwischen 2 km und 6 km (GAUGER et al., 2001; 2002a). Zur Quantifizierung der Tiefenabweichungen wurden zwei Differenzraster aus den SCICEX- und AMORE-Daten gebildet. Da die Zellengröße der beiden Eingangsdatensätze gleich sein muss, wurden die ursprünglichen SCICEX-Raster zuvor in Raster mit 100 m Zellengröße umgerechnet.

Im Differenzraster aus SCICEX-Nord- und AMORE-Daten werden Tiefenunterschiede zwischen -935 m und 980 m registriert, der Mittelwert beträgt -31 m bei einer Standardabweichung von ± 270 m (Abb. 3.23a). Das Differenzraster aus SCICEX-Süd- und AMORE-Daten zeigt Abweichungen von -1198 m bis 1590 m, der Mittelwert liegt bei -3 m mit einer Standardabweichung von ± 463 m (Abb. 3.23b). Dass es sich bei den großen Differenzen zwischen den SCICEX- und AMORE-Tiefen (bis zu 500 m und mehr) um keine Ausreißer handelt, sondern die Daten normalverteilt sind, wird durch die Histogramme belegt.

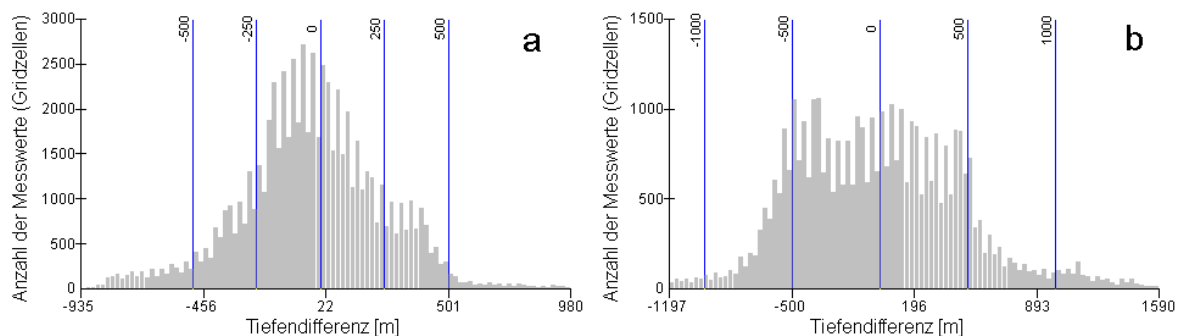


Abb.3.23: Tiefendifferenzen zwischen SCICEX-Nord / AMORE (a) und SCICEX-Süd / AMORE (b)

Von KURRAS et al. (2001a) wurde eine Untersuchung durchgeführt, welche die Positions- und Tiefengenauigkeit der SCICEX-Daten mit der GPS-navigierten Seabeam-Bathymetrie der *Healy* (AMORE 2001) vergleicht. Als Ergebnis wird für die SCICEX-Messungen eine absolute Positionsgenauigkeit von 3 km und eine relative Positionsgenauigkeit von 500 m konstatiert (COCHRAN et al., 2003). Die beiden bathymetrischen Datensätze sind nach Aussage der Autoren zwar in der Lage verschoben, stimmen aber bezüglich der Tiefen im Allgemeinen gut überein.

Diese Sicht erscheint zu optimistisch, da sie durch die Untersuchung in dieser Arbeit nicht bestätigt wird. Fehler in den Lagekoordinaten, die bis zu 6 km betragen, und Tiefen, die um mehr als 1000 m (20 % der Wassertiefe) von den tatsächlichen Werten abweichen, sprechen eine deutliche Sprache. Bei einer Analyse des gesamten SCICEX-Arbeitsgebietes würden vermutlich noch größere Abweichungen auftreten. Die fehlerhaften Lagekoordinaten tragen einen Großteil zu den erheblichen Tiefenunterschieden bei. Bei der Differenzbildung werden häufig Gebiete miteinander verglichen, die um einige Kilometer auseinander liegen und somit nicht dieselbe Stelle am Meeresboden repräsentieren. Die interne Tiefenmessgenauigkeit des SCAMP-Systems dürfte deshalb um einiges besser sein, als die großen Unterschiede zwischen den AMORE- und SCICEX-Tiefen vermuten lassen.

Auf den folgenden Seiten wird die signifikante Verbesserung der Gakkel-Rücken-Bathymetrie in der Westlichen Vulkanischen Zone (Abb. 3.24), der Spärlich Magmatischen Zone (Abb. 3.25) und der Östlichen Vulkanischen Zone (Abb. 3.26) verdeutlicht. Dazu erfolgt eine großflächige Gegenüberstellung der bisherigen IBCAO- und der neuen AMORE-Daten. Die Isolinien der beiden Modelle werden aus Gründen der Übersichtlichkeit in 200 m Intervallen (IBCAO) und 500 m Intervallen (AMORE) geplottet. In jeder Zone werden drei Profilinien ausgewählt, deren Querschnittsansichten jeweils unterhalb der Bathymetrie zu sehen sind.

3. Verarbeitung und Visualisierung bathymetrischer Daten

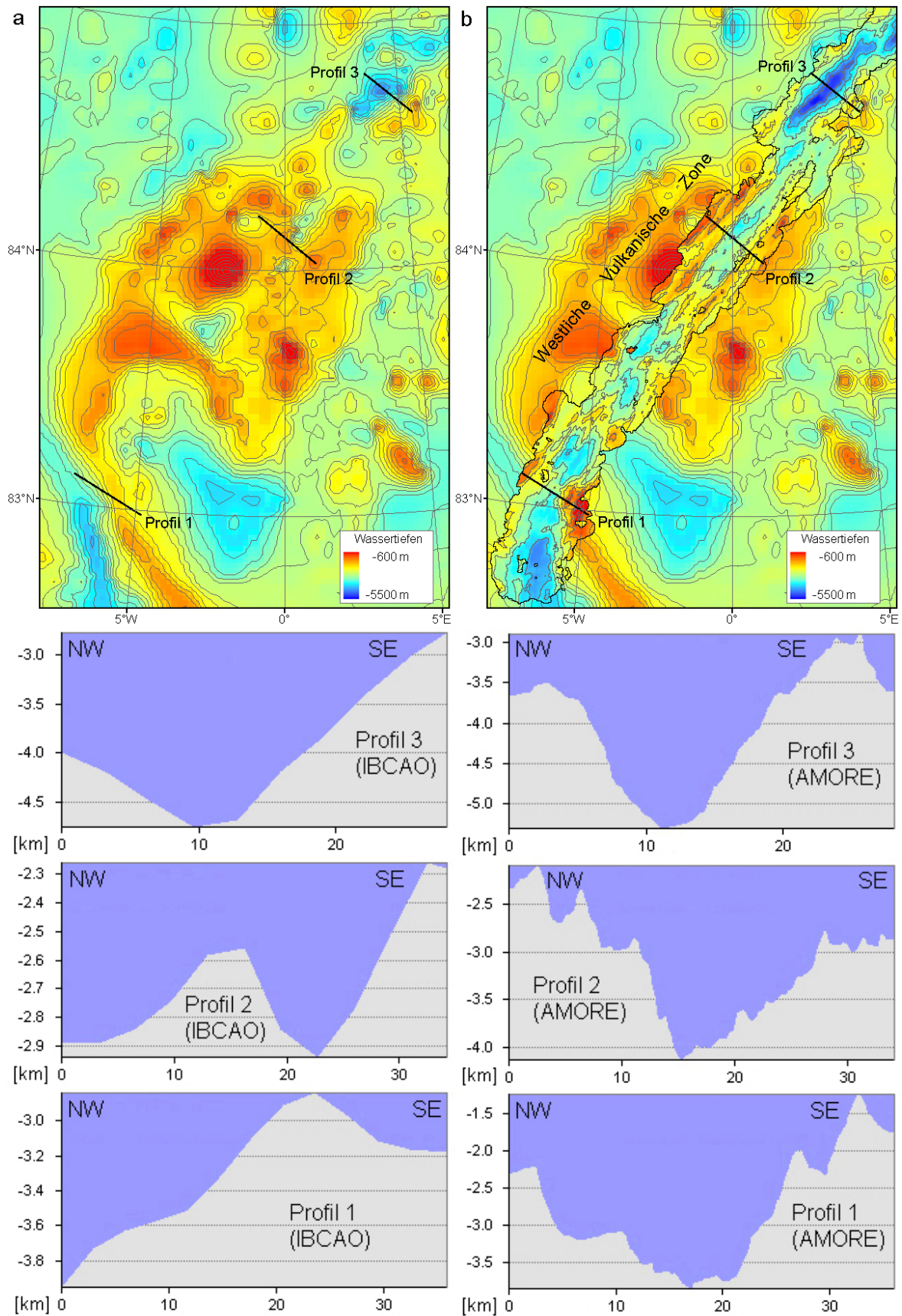


Abb. 3.24: Vergleich von IBCAO-Bathymetrie (a) und AMORE-Bathymetrie (b) in der Westlichen Vulkanischen Zone (7° W – 3° E). Darunter sind die Profilschnitte 3, 2 und 1 für jeweils beide Geländemodelle dargestellt (Wassertiefen und Distanzen in Kilometern).

Profil 1 (IBCAO):

Das 35 km lange Profil beginnt im Nordwesten mit 4000 m Wassertiefen und steigt bis auf den Sattel eines Rückens (Kilometer 23) auf 2800 m an. Der Rücken trennt den Lena-Trog, welcher in der linken unteren Ecke von Abb. 3.24a zu sehen ist, von einem weiter östlich gelegenen Tiefseebecken. Die Rückenstruktur fällt nach Südosten leicht ab und erreicht am Ende des Profils eine Tiefe von 3200 m. Die Hangneigung entlang des Profils beträgt zwischen 1° und 8°.

Profil 1 (AMORE):

Das AMORE-Profil bildet in etwa den genauen Gegensatz zum IBCAO-Profil. Die Bathymetrie-daten zeigen keinerlei Ähnlichkeiten, was durch senkrecht kreuzende Isolinien besonders deutlich zu Tage tritt. Die Rückenstruktur aus der IBCAO ist tatsächlich nicht vorhanden, an ihrer Stelle befindet sich ein ausgedehntes Tal. Der Lena-Trog verläuft demnach nicht weiter in nordwestlicher Richtung, sondern mündet bei 6° W / 82° 50' N direkt in das Rifttal des Gakkel-Rückens. Die Wassertiefen der nordwestlichen Flanke betragen 2300 m, das Profil fällt bis zur tiefsten Stelle im Tal (Kilometer 18) auf 3800 m ab. Die Talsohle ist 10 km breit. Anschließend erfolgt der steile Anstieg der südöstlichen Rückenflanke, an deren oberem Ende ein Seamount eingebettet ist, dessen Gipfel sich bis auf 1300 m erhebt (Kilometer 33). Die Hangneigung entlang der Profillinie beträgt im Nordwesten zwischen 2° und 32°, in der Talsohle 5° bis 10° und im Südosten 3° bis 40°.

Profil 2 (IBCAO):

An die Rückenstruktur aus Profil 1 schließt sich nördlich ein Hochplateau (83° N – 84° 40' N, 8° W – 4° E) mit etlichen Seamounts an. Besonders auffällig ist ein großer kegelförmiger Tiefseeberg, der sich von 3000 m bis auf 700 m Wassertiefe erhebt, also 2300 m hoch ist. Die Tiefen entlang des Profils betragen 2900 m im Nordwesten und 2250 m im Südosten. Bei Kilometer 15 ist eine Erhebung von 2550 m zu sehen, die tiefste Stelle wird bei Kilometer 22 mit 2950 m erreicht. Die Hangneigung beträgt zwischen 1° und 10°.

Profil 2 (AMORE):

Die neuen Messungen der AMORE-Expedition belegen, dass die IBCAO-Bathymetrie in diesem Teil der Arktis ein völlig unzureichendes Bild abgibt. Das vermeintliche Hochplateau existiert nicht. Die Morphologie ist vielmehr vom Rifttal des Gakkel-Rückens geprägt, welches in der IBCAO allenfalls durch kleine, aneinander gereihete Becken angedeutet wird. Senkrecht aufeinander stehende Isobathen charakterisieren die Unvereinbarkeit der beiden Geländemodelle. Für den 2300 m hohen Seamount gibt es in der AMORE-Bathymetrie keinerlei Anzeichen. Das Profil weist an der Nordwest-Flanke Tiefen von 2000 m und an der Südost-Flanke Tiefen von 2900 m auf. Im 2 km breiten Tal des Rückens fällt es auf 4100 m Wassertiefe ab (Kilometer 16). Die Neigung des stark zerklüfteten Geländes liegt in flacheren Passagen zwischen 2° und 10° und nimmt an den steilsten Wänden der Flanken (Kilometer 3, 7, 12, 19, 26, 33) Extremwerte bis zu 50° an.

Profil 3 (IBCAO):

Die Struktur des Rifttales wird hier erstmalig auch von der IBCAO erfasst. Bei Kilometer 10 ist ein 4700 m tiefer Einschnitt zu beobachten, der im Nordwesten von einer 4000 m und im Südosten von einer 2800 m tiefen Flanke eingerahmt wird. Große Höhendifferenzen der Rückenflanken sind am Gakkel-Rücken häufig zu beobachten. Eine mögliche Erklärung für dieses Phänomen ist die Asymmetrie der Spreizungsgeschwindigkeiten auf beiden Seiten der Rückenachse. Nach einer umfassenden Studie von SMALL (1994; 1998), in der weltweit verteilte Mittelozeanische Rückensysteme verschiedener Klassen untersucht wurden, korreliert die Topographie von Rückenstrukturen stark mit der Spreizungsgeschwindigkeit. Hohe Rückenflanken sind demnach ein Indiz für langsame Spreizungsraten, während niedrige Rückenflanken eher auf schnelle Spreizungsgeschwindigkeiten schließen lassen. Die Driftgeschwindigkeit der nordwestlichen Flanke des Gakkel-Rückens müsste in dem vorliegenden Gebiet also größer sein als die der südöstlichen. Die Neigung beider Flanken verläuft nahezu geradlinig und liegt zwischen 5° und 10°.

Profil 3 (AMORE):

Das AMORE-Profil zeigt eine ähnliche Form wie das der IBCAO, dennoch gibt es einige Unterschiede. Die 4 km breite Talsohle befindet sich tatsächlich 2 km weiter südöstlich und weist bei Kilometer 12 mit 5300 m (600 m mehr als der IBCAO-Wert) eine der tiefsten Stellen des Gakkel-Rückens auf. Die Asymmetrie der Rückenflanken ist nicht ganz so stark ausgeprägt: Die Nordwestseite (3500 m) liegt 600 m unterhalb der Südostseite (2900 m). Die Hangneigung beträgt in der Talsohle 2° bis 6° und an den Rückenflanken 4° bis 18°. An den steilsten Wänden der Flanken werden Werte bis zu 30° erreicht.

3. Verarbeitung und Visualisierung bathymetrischer Daten

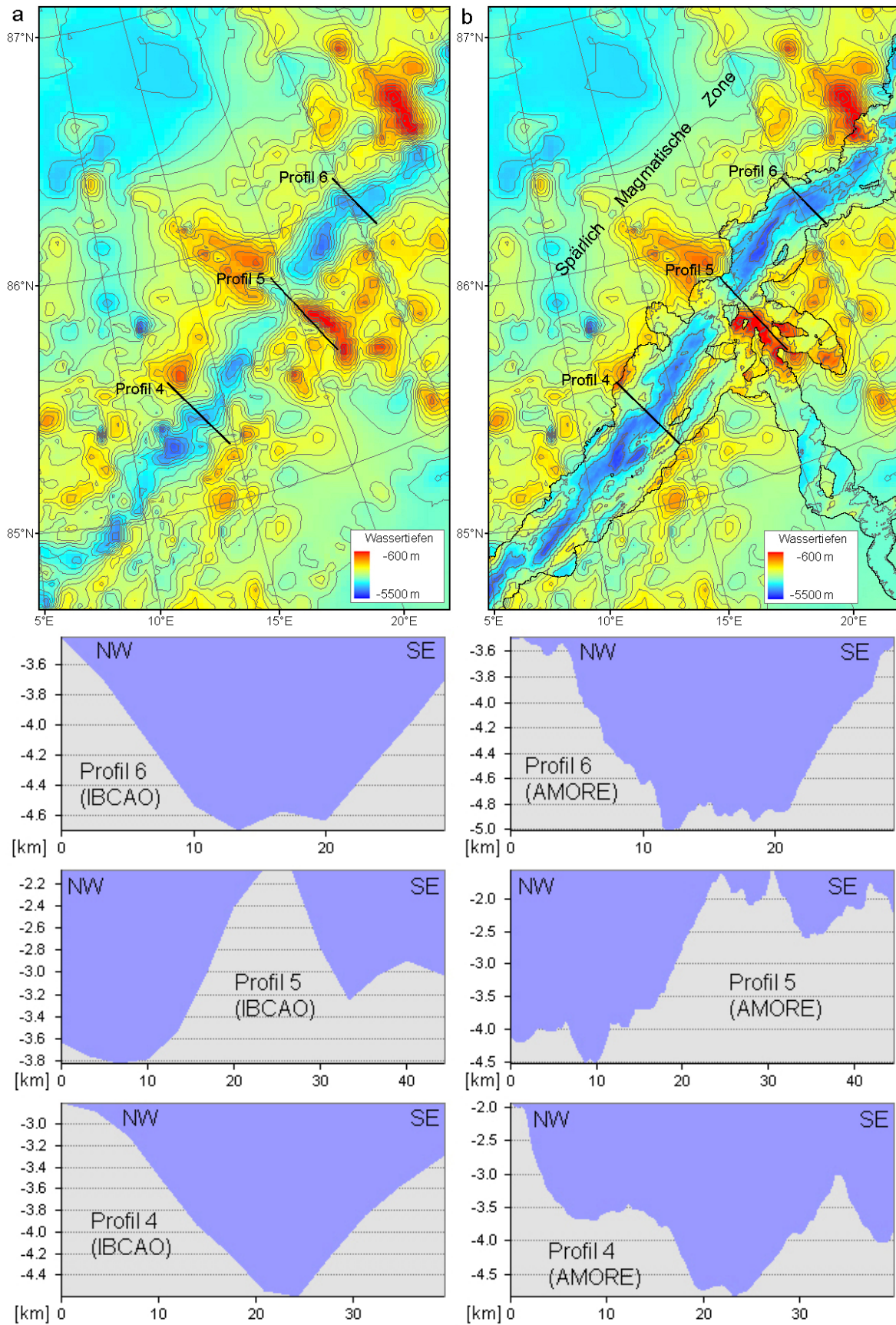


Abb. 3.25: Vergleich von IBCAO-Bathymetrie (a) und AMORE-Bathymetrie (b) in der Spärlich Magmatischen Zone (3° E – 29° E). Darunter sind die Profilschnitte 6, 5 und 4 für jeweils beide Geländemodelle dargestellt (Wassertiefen und Distanzen in Kilometern).

Profil 4 (IBCAO):

Das 40 km lange Profil beginnt im Nordwesten mit Wassertiefen von 2800 m und fällt mit Neigungen von 6° bis 8° auf 4600 m Tiefe (bei Kilometer 23) ab. Der Anstieg nach Südosten erfolgt mit 4° bis 7° auf eine Tiefe von 3300 m. Beider Hangseiten weisen im Profil eine gleichmäßige, fast geradlinige Oberfläche auf. Das Rifttal des Gakkel-Rückens ist in zusammenhängender Form zu erkennen und verläuft kontinuierlich in nordöstlicher Richtung.

Profil 4 (AMORE):

Der tiefste Einschnitt des Grabentales erfolgt in der AMORE-Bathymetrie ebenfalls bei Kilometer 23, liegt mit 4800 m jedoch 200 m tiefer als in der IBCAO. Der nahezu geradlinige Hangverlauf in der IBCAO wird durch die AMORE-Bathymetrie nicht bestätigt. Sowohl in die Nordwestflanke (Kilometer 13) als auch in die Südostflanke (Kilometer 34) sind zwei Erhebungen von 3500 m bzw. 3000 m Tiefe eingebettet. Die Asymmetrie der Flankenhöhen ist entgegengesetzt zu Profil 3, so dass schnellere Spreizungsraten hier auf der südöstlichen Seite des Rückens zu vermuten sind. Die Tiefen am Anfang und Ende des Profils betragen 2000 m und 4000 m und liegen somit 800 m höher bzw. 700 m tiefer als die IBCAO-Werte. Die Geländeneigung beträgt in den flacheren Passagen zwischen 2° und 15° , kann an den steileren Hängen aber Werte bis zu 40° annehmen.

Profil 5 (IBCAO):

In der Mitte des Profils (Kilometer 24) wird einer der in Kapitel 1.7 gezeigten Basement-Rücken, die quer zur Achse des Gakkel-Rückens verlaufen, südwestlich geschnitten. Die Wassertiefe beträgt am höchsten Punkt des Profils 2000 m und fällt ins Grabental nach Nordwesten auf 3800 m ab (Kilometer 7). Der Basement-Rücken setzt sich in südöstlicher Richtung fort und erreicht am Ende des Profils Tiefen von 3000 m. Die Hangneigung liegt zwischen 3° und 18° .

Profil 5 (AMORE):

Der Basement-Rücken befindet sich in Wirklichkeit 15 km weiter südwestlich. Er wird vom Profil an seiner Nordostseite geschnitten, der Gipfel wird mit 1500 m Tiefe bei Kilometer 32 erreicht. Die Struktur setzt sich im Südosten mit Tiefen zwischen 2000 m und 2500 m fort. Bei Kilometer 9 wird der tiefste Einschnitt des Rifttales mit 4500 m Wassertiefe erreicht. Die Tiefenwerte auf dem Basement-Rücken und in der Talsohle liegen im IBCAO- und AMORE-Modell also um 500 m bzw. 700 m auseinander. Die Neigung des Geländes beträgt im Nordwesten 1° bis 10° (bis Kilometer 7), steigt in den steileren Passagen des Basement-Rückens (Kilometer 11, 19, 31) auf bis zu 35° an und erreicht in Extremfällen (Kilometer 42) Werte von 46° .

Die signifikanten Abweichungen zwischen den IBCAO- und AMORE-Hangneigungswerten sind auf die unterschiedliche Zellengröße zurückzuführen: Die Geländeneigung kann im AMORE-Modell aufgrund der geringen Rasterweite von 100 m auch für kleinräumige Strukturen berechnet werden, was ein deutlich größeres Neigungsspektrum von 0° bis 72° zur Folge hat. Die gröber aufgelösten IBCAO-Daten (Rasterweite 2500 m) bilden dagegen nur großräumige Strukturen in geglätteter Form ab. Das Spektrum umfasst deswegen nur Neigungen zwischen 0° und 27° .

Profil 6 (IBCAO):

Das Rifttal des Gakkel-Rückens besitzt an dieser Stelle eine sehr breite Sohle von 10 km Ausdehnung. Die Flanken steigen nahezu geradlinig bei Kilometer 10 nach Nordwesten und bei Kilometer 20 nach Südosten auf und erreichen am Anfang und Ende des Profils Wassertiefen von 3400 m (Kilometer 0) bzw. 3700 m (Kilometer 29). Die Neigung des Geländes beträgt in der Talsohle um 2° , am nordwestlichen Hang zwischen 4° und 11° und am Südosthang 6° bis 7° .

Profil 6 (AMORE):

AMORE- und IBCAO-Bathymetrie passen in dieser Region gut zusammen. Der Verlauf und die Form der Profile sind (abgesehen von der größeren Detailgenauigkeit der Geländeoberfläche, die durch die 25 mal höhere Auflösung der AMORE-Daten gewährleistet wird) fast identisch. Die Breite der Talsohle beträgt ebenfalls 10 km. Der Anstieg der Flanken erfolgt an denselben Positionen (Kilometer 10 und 20) und erreicht Tiefen von 3500 m am Nordwesthang und 3600 m am Südosthang. Die Differenzen bezüglich der Wassertiefen nehmen sich im Vergleich zu den vorherigen Profilen gering aus. Das AMORE-Modell liegt in der Talsohle (Kilometer 12) 300 m unterhalb des IBCAO-Modells. Im Nordwesten (Kilometer 0) und Südosten (Kilometer 29) beträgt der Unterschied zwischen beiden Geländemodellen lediglich 100 m. Die Geländeneigung am Nordwesthang liegt zwischen 2° und 28° , in der Sohle des Rifttals zwischen 0° und 15° und am Nordosthang zwischen 6° und 22° .

3. Verarbeitung und Visualisierung bathymetrischer Daten

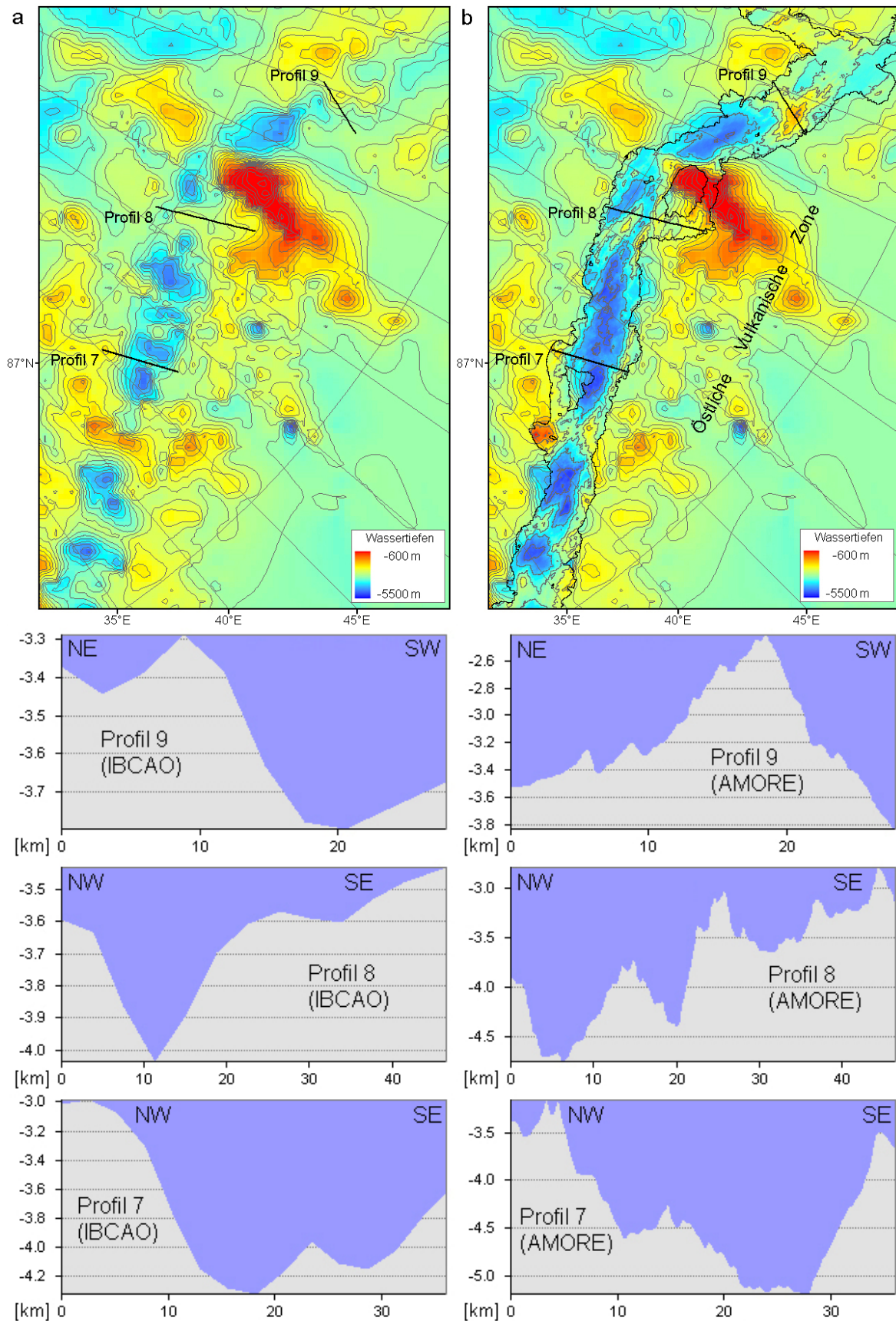


Abb. 3.26: Vergleich von IBCAO-Bathymetrie (a) und AMORE-Bathymetrie (b) in der Östlichen Vulkanischen Zone (29° E – 85° E). Darunter sind die Profilschnitte 9, 8 und 7 für jeweils beide Geländemodelle dargestellt (Wassertiefen und Distanzen in Kilometern).

Profil 7 (IBCAO):

Der Verlauf des Rifttales ist zwar gut zu erkennen, wird aber nicht wie in der AMORE-Bathymetrie durch einen kontinuierlichen Graben, sondern durch einzelne, aneinander gereihete Becken charakterisiert. Diese Becken werden zumeist durch rückenartige Erhebungen, die senkrecht zur Spreizungsachse verlaufen, voneinander getrennt. Das Profil verläuft entlang einer solcher Erhebung. Im Nordwesten sind Wassertiefen von 3000 m und im Südosten von 3600 m zu beobachten. Der tiefste Punkt im Tal des Grabens wird bei Kilometer 18 mit 4300 m erreicht. Die Neigung beträgt am Nordwesthang 2° bis 10° , im Rifttal 1° bis 3° und am Südosthang 4° bis 7° .

Profil 7 (AMORE):

Südwestlich der Profillinie (bei 42° E, $35^\circ 40'$ N) wird ähnlich zu Profil 1 und 2 deutlich, dass die Erhebungen zwischen den einzelnen Becken in der IBCAO viel zu stark ausgeprägt bzw. überhaupt nicht vorhanden sind. Anstelle der rückenartigen Struktur wird die Topographie von dem tief eingeschnittenen Tal des Grabenbruchsystems geprägt. Die Sohle des Rifttales befindet sich im AMORE-Profil 10 km weiter südöstlich bei Kilometer 28, die Wassertiefe liegt mit 5100 m 800 m unterhalb des IBCAO-Wertes. Die Tiefen im Nordwesten des Profils (3100 m bei Kilometer 5) und im Südosten (3500 m bei Kilometer 33) besitzen die Größenordnung der IBCAO-Werte. Die Geländeneigung beträgt in der Talsohle 1° bis 5° , am Nordwesthang 7° bis 30° und am Südosthang 10° bis 23° . An den steilsten Wänden im Nordwesten werden Extremwerte bis zu 40° (Kilometer 1, 6, 15) und im Südosten bis zu 35° (Kilometer 33, 34) erreicht.

Profil 8 (IBCAO):

Das Rifttal ist in diesem Gebiet kaum zu erkennen und wird nur durch einen 400 m tiefen Einschnitt bei Kilometer 11 angedeutet. Die Breite des Tales vom Beginn bis zum Ende des Einschnittes (Kilometer 4 bis 22) beträgt 18 km. Der südöstliche Teil des Profils (Kilometer 22 bis 46) wird von einer größeren, leicht ansteigenden Fläche dominiert, die sich an die westliche Flanke des Langseth-Rückens anschmiegt. Den Kulminationspunkt dieses Rückensystems bildet der Karasik-Seamount, dessen Gipfel mit 566 m Wassertiefe die flachste Stelle im Arktischen Ozean darstellt. Die Tiefen im Nordwesten des Profils (Kilometer 0) betragen 3600 m, fallen im V-förmigen Tal (Kilometer 11) auf 4000 m ab und steigen im Südosten (Kilometer 46) wieder auf 3400 m an. Die Neigung des Geländes ist moderat und liegt zwischen 1° und 5° .

Profil 8 (AMORE):

Das AMORE-Profil zeigt eine stark zerklüftete Topographie mit mehreren Hängen und Tälern. Das eigentliche Rifttal des Gakkel-Rückens (Kilometer 0 bis 26) ist um jeweils 4 km weiter nach Nordwesten und Südosten ausgedehnt und somit 8 km breiter, als es in der IBCAO gezeigt wird. In der Mitte des Tales (Kilometer 14) verläuft ein 1000 m hoher Rücken parallel zur Spreizungsachse. Die Wassertiefen im Nordwesten des Profils betragen 4000 m, sinken am tiefsten Punkt des Tales bei Kilometer 7 auf 4700 m ab und erreichen im Südosten Werte von 2800 m. Damit sind deutliche Unterschiede von bis zu 700 m zur IBCAO vorhanden. Die Hangneigung variiert über das gesamte Profil stark. Sie liegt in flacheren Gebieten zwischen 2° und 18° . In steileren Passagen werden Werte von 23° bis 27° (Kilometer 10, 15, 19, 36, 44, 45), von 29° bis 32° (Kilometer 24, 26) und von 40° bis 42° (Kilometer 3, 22) registriert.

Profil 9 (IBCAO):

Das Rifttal ist in der IBCAO-Bathymetrie nur schwach ausgeprägt und wird von einem Basement-Rücken unterbrochen, welcher sich entlang 70° N erstreckt. Das Profil schneidet diesen Rücken im Nordosten bei Wassertiefen von 3400 m und erreicht den höchsten Punkt mit 3300 m bei Kilometer 9. Die Talsohle verläuft zuerst westlich des Basement-Rückens (bei Kilometer 20 in 3800 m Wassertiefe) und dann um das südliche Ende des Rückens herum (südöstlich der Profillinie). Bis Kilometer 28 steigen die Tiefen wieder auf 3700 m an. Die Neigung des Geländes liegt zwischen 1° und 5° .

Profil 9 (AMORE):

Der Basement-Rücken verläuft tatsächlich in südwestlicher Richtung und wird von der Profillinie in Längsrichtung geschnitten. Das Rifttal des Gakkel-Rückens ist in der AMORE-Bathymetrie wegen des nur 28 km schmalen Vermessungsstreifens nicht zu sehen und befindet sich vermutlich nordöstlich und/oder südwestlich der Profillinie. Die Wassertiefen im Nordosten betragen 3600 m, steigen bis auf den Gipfel des Basement-Rückens (Kilometer 19) auf 2500 m an und fallen in südöstlicher Richtung bis auf 3800 m ab. Die Hangneigung liegt zwischen 2° und 15° und erreicht an den steilsten Wänden (Kilometer 7, 9, 14, 22, 25) Werte zwischen 18° und 27° .

3.8 Aufdatierung der IBCAO mit AMORE-Daten

Für die Aufdatierung der IBCAO wurde nach Rücksprache mit dem Editorial Board der IBCAO (Martin Jakobsson, Universität Stockholm) ein AMORE-Raster mit 100 m Zellengröße berechnet, welches keine normierten, sondern original gemessene Tiefenwerte zur Grundlage hat. Für das IDW-Verfahren und die neigungsabhängige Filterung (Glättung) des Modells wurden dabei dieselben Parameter verwendet, die in Kapitel 3.6 beschrieben werden.

Zur Qualitätskontrolle wurde anschließend ein Raster berechnet, welches aus den Differenzen zwischen normierten und originalen Tiefen besteht. Für dieses Differenzraster wurde erwartet, dass die normierten Tiefen im gesamten Gebiet größer sind als die originalen Tiefen, was das folgende Beispiel erläutert: Beträgt die mittlere Schallgeschwindigkeit (im Folgenden C-mean genannt) 1480 m/s und die Einweg-Schalllaufzeit 4 s, ergibt sich aus dem Produkt für den lotrechten Centerbeam eine Wassertiefe von 5920 m. Normiert man die Geschwindigkeit hingegen auf 1500 m/s, wird die Tiefe um 80 m nach unten auf 6000 m versetzt. Der Grund für die Vermutung, dass nur negativen Differenzen auftreten, sind die 18 CTD-Messungen¹⁸ von *Polarstern*, aus denen C-mean-Werte zwischen 1468 m/s und 1492 m/s hervorgehen (also alle kleiner als 1500 m/s.)

Wie Abbildung 3.27a zeigt, trifft die Vermutung in den Gebieten 1, 2 und 3 nicht zu. Dort ist zu beobachten, dass die originalen Tiefen bis zu 83 m unter den normierten Tiefen liegen, was auf C-mean-Werte von mehr als 1500 m/s schließen lässt. Um den Einfluss von Hydrosweep- und Seabeam-Messungen getrennt voneinander abschätzen zu können, wurden für beide Sonarsysteme Raster aus normierten und originalen Tiefen und aus diesen wiederum Differenzraster berechnet. Wie die Abbildungen 3.27b und 3.27c zeigen, sind die positiven Differenzen in Gebiet 1 und 3, die bis zu 108 m betragen, nur auf Hydrosweep-Messungen und die positiven Differenzen in Gebiet 2, die bis zu 92 m betragen, nur auf Seabeam-Messungen zurückzuführen.

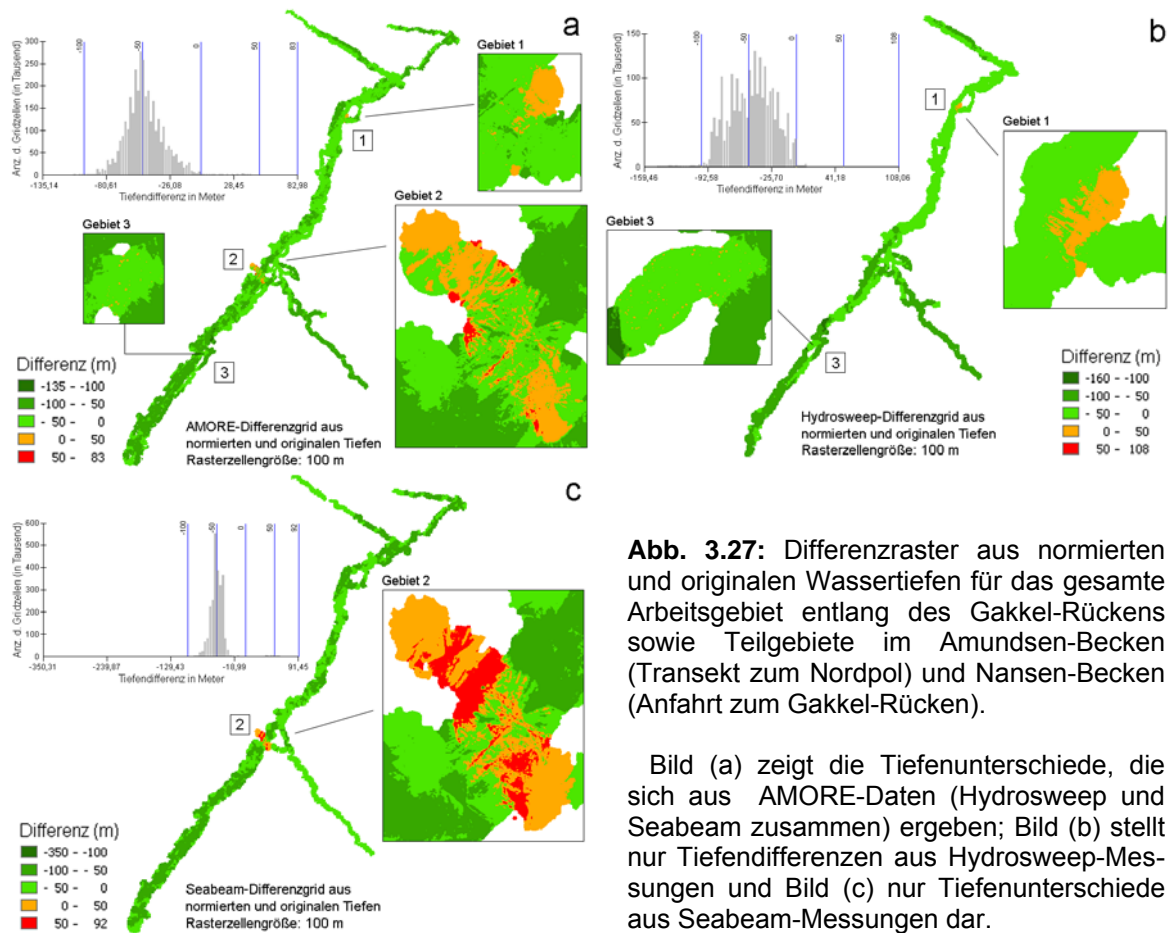


Abb. 3.27: Differenzraster aus normierten und originalen Wassertiefen für das gesamte Arbeitsgebiet entlang des Gakkel-Rückens sowie Teilgebiete im Amundsen-Becken (Transekt zum Nordpol) und Nansen-Becken (Anfahrt zum Gakkel-Rücken).

Bild (a) zeigt die Tiefenunterschiede, die sich aus AMORE-Daten (Hydrosweep und Seabeam zusammen) ergeben; Bild (b) stellt nur Tiefendifferenzen aus Hydrosweep-Messungen und Bild (c) nur Tiefenunterschiede aus Seabeam-Messungen dar.

¹⁸ Eine nähere Beschreibung der CTD-Messungen, die auch zur Berechnung der Schallabsorption genutzt wurden, erfolgt in Kap. 4.5.1.

Dieses Ergebnis gab Anlass, die von den Sonarsystemen verwendeten Schallgeschwindigkeiten im Allgemeinen und speziell in den auffälligen Gebieten 1, 2 und 3 zu untersuchen. Das Hydrosweep-System ermittelt die C-mean-Werte mithilfe der Kreuzfächerkalibrierung und speichert sie in DUX-Dateien ab. Wenn aus technischen Gründen kein C-mean ermittelt werden kann, wird ein Standardwert von 1500 m/s gesetzt. Zwischen dem 2.8.2001 und 3.10.2001 wurden 8505 unterschiedliche C-mean-Werte aufgezeichnet, welche zwischen 1434.8 m/s und 1508.1 m/s liegen (Abb. 3.28a). Davon sind 71 Werte (0.8 %) größer oder gleich 1500 m/s. Die Verteilung der Werte ist lückenlos und lässt zunächst keine groben Fehler vermuten.

Die Schallgeschwindigkeitsinformationen des Seabeam-Sonars stammen von einem Surface Sound Velocity-Sensor (Velocimeter), der die Geschwindigkeit unter dem Schiff (C-keel) misst, sowie aus CTD-Messungen, die an Bord der *Healy* erhoben wurden. Aus Sound Velocity Profiles (SVP), die aus bis zu 29 Stützpunkten (Tiefe und Geschwindigkeit) bestehen können und vom Systemoperator eingegeben werden, kann das Seabeam-System den Strahlverlauf des Schallsignals durch die Wassersäule (Ray Tracing) berechnen. Die SVP-Informationen werden in MB41-Dateien gespeichert, wobei eine Datei mehrere Profile enthalten kann. Mit geeigneten Programmen wie *mbsvplist* und *mb_svp2svp.pl* (Kap. 3.1) können aus den SVPs C-mean-Werte interpoliert werden. Zwischen dem 3.8.2001 und 26.09.2001 wurden 2399 unterschiedliche C-mean-Werte aufgezeichnet, die zwischen 1457.3 m/s und 1535.5 m/s liegen (Abb. 3.28b). Davon sind 50 Werte (2.1 %) größer als 1500 m/s. Auffällig ist, dass bis 1491.8 m/s eine lückenlose Verteilung vorherrscht, welche dann durch einen 23 m/s großen Bereich unterbrochen wird, in dem gar keine Werte aufgezeichnet wurden. Von 1514.8 m/s bis 1535.5 m/s folgen die 50 C-mean-Werte, die größer als 1500 m/s sind. Der abrupte Geschwindigkeitswechsel um 23 m/s ist ein möglicher Hinweis für fehlerhafte Schallgeschwindigkeiten.

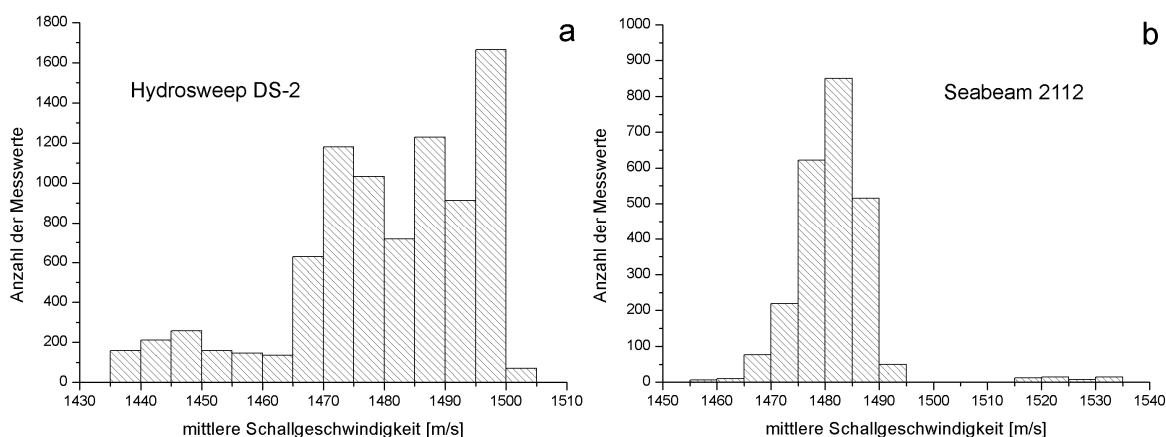


Abb. 3.28: Mittlere Schallgeschwindigkeiten für Hydrosweep (a) und Seabeam (b)

Eine Untersuchung von Schallgeschwindigkeitsprofilen und C-mean-Werten in den drei auffälligen Gebieten (Abb. 3.27 a, b, c) soll schließlich Aufschluss darüber geben, ob die positiven Differenzen in den Rastern aus originalen und normierten Tiefen auf plausiblen Messungen beruhen oder eher auf grobe Fehler zurückzuführen sind (GAUGER, 2006).

Abbildung 3.29 zeigt den Verlauf der Schallgeschwindigkeit in den Gebieten 1 (oben), 2 (Mitte) und 3 (unten). Auf der linken Seite ist jeweils das Geschwindigkeitsprofil von 0 m bis 2000 m dargestellt, wobei die *Polarstern*-Werte rot und die *Healy*-Werte blau erscheinen. Die rechte Seite zeigt den obersten Tiefenbereich von 0 m bis 200 m für das gleiche Gebiet in einer vergrößerten Ansicht. Für den Vergleich der Geschwindigkeitsprofile wurden Messungen ausgewählt, die in oder möglichst nah an den Gebieten liegen. Im Falle von *Polarstern* handelt es sich um die CTD-Messungen PS59-292-3 (Gebiet 1), PS59-245-1 (Gebiet 2) und PS59-237-1 (Gebiet 3). Im Falle von *Healy* wurden SVP 2 aus Datei HL-257-01.mb41 (Gebiet 1), SVP 1 aus Datei HL-219-16.mb41 (Gebiet 2) und SVP 1 aus Datei HL-233-11.mb41 (Gebiet 3) herangezogen.

3. Verarbeitung und Visualisierung bathymetrischer Daten

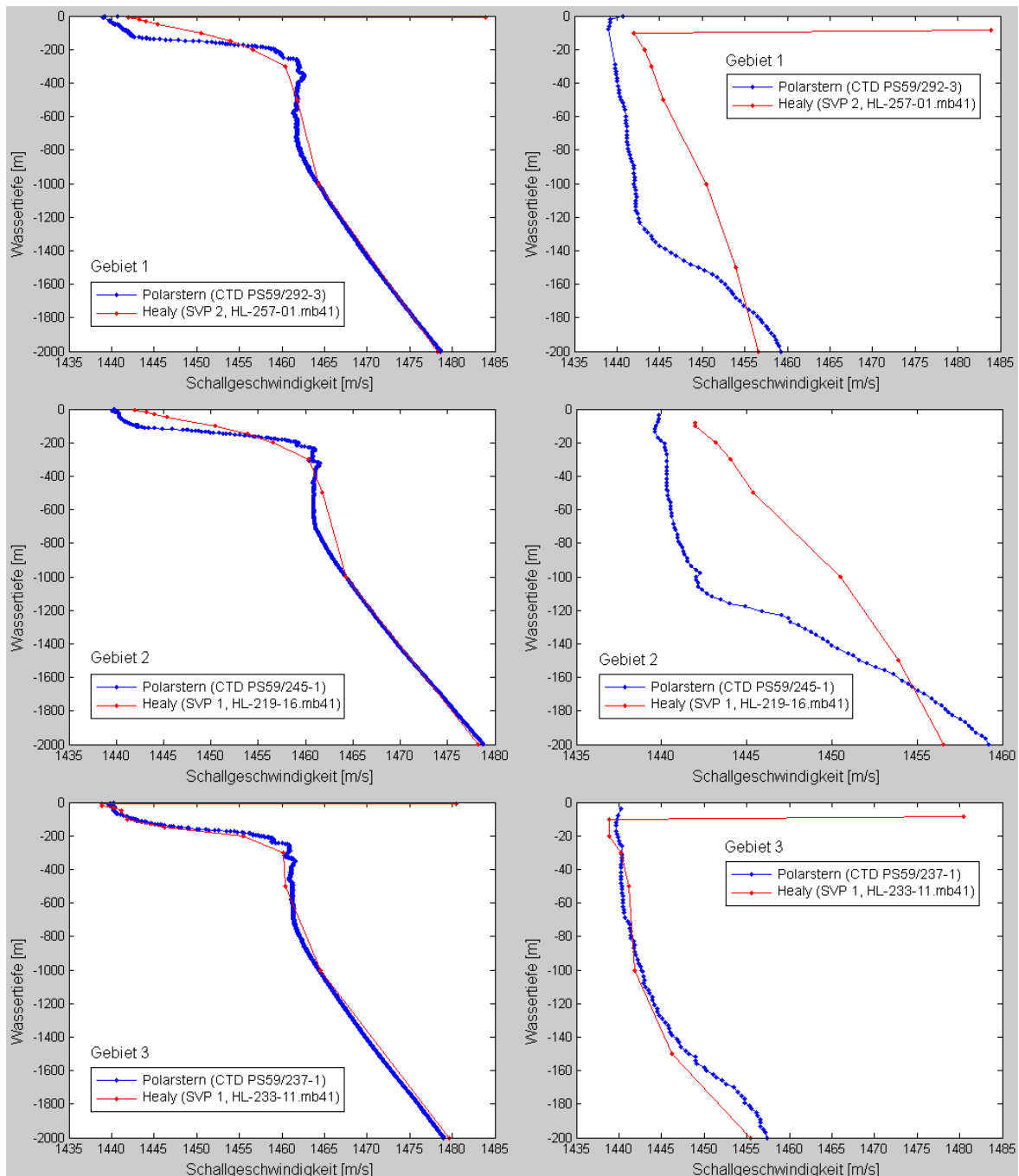


Abb. 3.29: Schallgeschwindigkeitsprofile aus CTD-Messungen von *Polarstern* (blau) und SVP-Dateien von *Healy* (rot) in den Gebieten 1 (oben), 2 (mitte) und 3 (unten) (mod. GAUGER, 2006)

Der Geschwindigkeitsverlauf in Gebiet 3 zeigt eine gute Übereinstimmung der Messungen beider Schiffe, während in den Gebieten 1 und 2 deutliche Abweichungen zu beobachten sind, die bis zu 10 m/s betragen. Auffällig in den SVPs der *Healy* in diesen Gebieten ist der erste Geschwindigkeitswert, der bei 8,5 m (dem Tiefgang der Schiffes) gemessen wird und C-keel repräsentiert. Er weicht um etwa 40 m/s von dem Wert ab, der bei 10 m Tiefe folgt. Die grob falschen C-keel-Werte sind in vielen SVPs der *Healy* zu beobachten und basieren vermutlich auf einer Fehlfunktion des Velocimeters.

Um eine Aussage über die Plausibilität der positiven Tiefendifferenzen treffen zu können, werden die mittleren Schallgeschwindigkeiten des Hydrosweep- und Seabeam-Systems in den drei auffälligen Gebieten gegenübergestellt.

Gebiet 1:

Hydrosweep DS-2			Seabeam 2112		
Datum	Zeit [h:m:s]	C-mean [m/s]	Datum	Zeit [h:m:s]	C-mean [m/s]
15.09.01	07:41:37	1498.4	15.09.01	05:48:28	1476.2
15.09.01	07:53:04	1500.3	15.09.01	06:44:51	1476.8
15.09.01	08:08:07	1500.3	15.09.01	07:15:12	1477.7
	bis		15.09.01	07:45:13	1478.3
15.09.01	12:39:10	1500.3	15.09.01	08:15:15	1479.1
15.09.01	12:55:18	1504.8	15.09.01	08:45:17	1480.0
	bis		15.09.01	09:15:22	1477.6
15.09.01	19:18:57	1504.8			
15.09.01	19:20:11	1498.9			
	bis				
15.09.01	20:51:08	1498.9			
15.09.01	20:58:25	1493.9			

Tab. 3.8: Mittlere Schallgeschwindigkeiten von HS und SB in Gebiet 1 (GAUGER, 2006)

Die mittleren Schallgeschwindigkeiten des Hydrosweep-Systems zeigen Werte von 1493.9 m/s bis 1504.8 m/s, wobei nur kleine Unterschiede im Bereich von ca. 5 m/s zu beobachten sind. Ein grober Fehler kann nicht festgestellt werden, die positiven Differenzen der Wassertiefen werden also tatsächlich durch plausible Geschwindigkeiten über 1500 m/s erzeugt. Die mittleren Schallgeschwindigkeiten des Seabeam-Systems liegen zwischen 1476.2 m/s und 1480.0 m/s und befinden sich damit etwa 20 m/s unterhalb der Hydrosweep-Werte.

Gebiet 2:

Hydrosweep DS-2			Seabeam 2112		
Datum	Zeit [h:m:s]	C-mean [m/s]	Datum	Zeit [h:m:s]	C-mean [m/s]
06.08.01	00:02:50	1471.8	06.08.01	08:47:16	1485.1
06.08.01	00:18:38	1471.8	06.08.01	08:48:59	1485.2
06.08.01	00:33:41	1471.8	06.08.01	09:31:55	1521.9
06.08.01	00:42:48	1471.1	06.08.01	09:48:48	1520.0
06.08.01	00:57:59	1471.1	06.08.01	10:49:03	1532.0
06.08.01	01:12:59	1471.1	06.08.01	11:49:09	1532.9
06.08.01	01:28:24	1471.1	06.08.01	12:36:15	1529.0
06.08.01	01:43:36	1471.1	06.08.01	13:19:27	1520.8
06.08.01	02:06:12	1471.1	06.08.01	14:19:41	1521.7
06.08.01	08:50:28	1476.0	06.08.01	15:19:51	1518.9
06.08.01	09:05:34	1476.0	06.08.01	16:19:58	1522.7
06.08.01	09:22:59	1476.0	06.08.01	17:20:00	1522.1
06.08.01	09:38:01	1476.0	06.08.01	18:19:16	1530.2
06.08.01	09:53:08	1476.0	06.08.01	18:49:59	1530.8
06.08.01	10:09:57	1476.0	06.08.01	19:20:12	1531.9
06.08.01	10:29:19	1476.0	06.08.01	19:26:44	1531.5
06.08.01	10:44:23	1476.0	06.08.01	20:17:21	1514.8
06.08.01	10:59:44	1476.0	06.08.01	20:50:33	1520.2
06.08.01	11:08:12	1482.7	06.08.01	21:48:12	1518.2
06.08.01	11:23:19	1482.7	06.08.01	22:20:52	1520.1
06.08.01	11:38:30	1482.7	06.08.01	22:50:46	1520.0
06.08.01	11:57:02	1482.7	06.08.01	23:21:06	1518.7
06.08.01	12:12:04	1482.7	06.08.01	23:51:14	1518.9
06.08.01	12:27:17	1482.7	07.08.01	00:21:24	1519.4
06.08.01	12:42:17	1482.7	07.08.01	00:51:23	1526.5
06.08.01	13:00:22	1482.7	07.08.01	01:21:28	1517.0
06.08.01	13:21:02	1482.7	07.08.01	01:51:40	1516.4
06.08.01	13:21:52	1482.8	07.08.01	02:02:55	1532.1
06.08.01	13:37:02	1482.8	07.08.01	02:21:00	1532.8
06.08.01	13:54:02	1482.8	07.08.01	02:21:47	1529.8
06.08.01	14:09:11	1482.8	07.08.01	02:22:22	1529.6
06.08.01	14:24:14	1482.8	07.08.01	02:51:55	1529.8
06.08.01	14:39:27	1482.8	07.08.01	03:21:57	1534.5
06.08.01	14:54:28	1482.8	07.08.01	03:52:08	1534.3
06.08.01	15:01:12	1483.7	07.08.01	03:58:25	1488.9
06.08.01	15:09:41	1480.2	07.08.01	04:22:21	1487.7
	bis				
07.08.01	04:36:22	1480.2			

Tab. 3.9: Mittlere Schallgeschwindigkeiten von HS und SB in Gebiet 2 (GAUGER, 2006)

Die mittleren Schallgeschwindigkeiten des Hydrosweep-Systems zeigen einen stetigen Verlauf mit C-mean-Werten zwischen 1471.1 m/s bis 1483.7 m/s. Die mittleren Schallgeschwindigkeiten des Seabeam-Systems zeigen hingegen ein deutlich anomales Verhalten. Sie springen am 6.8.2001

um 9:31:55 Uhr von 1485.2 m/s auf 1521.9 m/s und verbleiben auf einem ähnlich hohen Niveau mit Werten bis zu 1534.5 m/s. Am 7.8.2001 um 3:58:25 Uhr springen die C-mean-Werte dann von 1534.3 m/s wieder zurück auf 1488.9 m/s. Der abrupte Anstieg der mittleren Schallgeschwindigkeit um 36.7 m/s und der spätere Abfall um 45.4 m/s deuten auf grob falsche Geschwindigkeitsprofile hin, die im Folgenden untersucht werden.

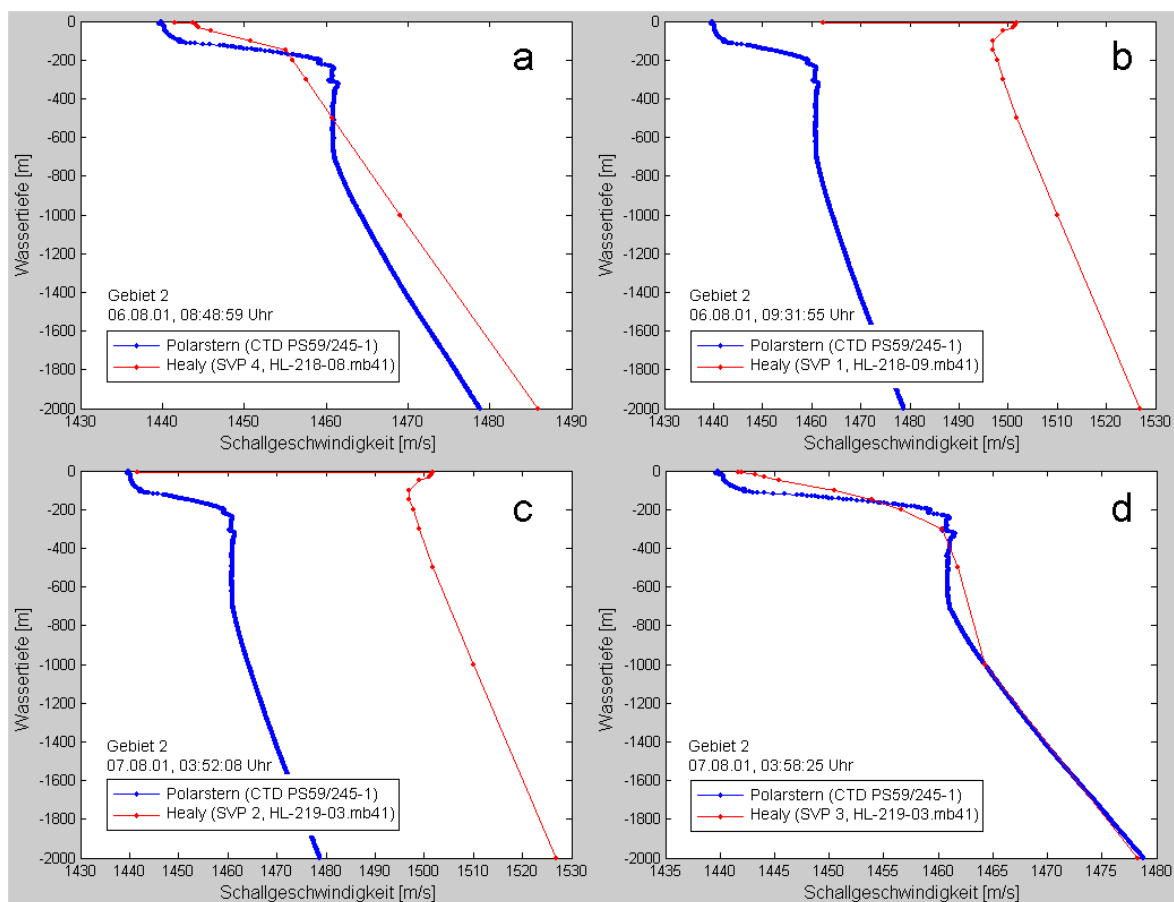


Abb. 3.30: Schallgeschwindigkeitsprofile aus einer CTD-Messung der *Polarstern* (blau) und SVP-Dateien der *Healy* (rot) in Gebiet 2 (mod. GAUGER, 2006)

Die Geschwindigkeitsprofile von *Polarstern* (CTD-Messung) und *Healy* (SVP-Datei) zeigen am 6.8.2001 um 8:48:59 Uhr einen ähnlichen Verlauf, wobei die Schallgeschwindigkeiten der *Healy* ab 500 m Tiefe um ca. 8 m/s größer sind als die *Polarstern*-Messungen (Abb. 3.30a). Vom 6.8.2001, 9:31:55 Uhr (Abb. 3.30b) bis zum 7.8.2001, 3:52:08 Uhr (Abb. 3.30c), einer Zeitspanne von fast 6.5 Stunden, werden für alle Profile der *Healy* plötzlich Geschwindigkeitswerte registriert, die für die oberen 200 Tiefenmeter bis zu 60 m/s und für den darunter liegenden Bereich um etwa 50 m/s höher liegen als die Werte der *Polarstern*. Der unplausible Kurvenverlauf und die großen Differenzbeträge sind deutliche Belege für grob falsche Schallgeschwindigkeiten, über deren Ursache hier nur spekuliert werden kann. Als mögliche Quellen kommen fehlerhafte CTD-Messungen auf *Healy*, falsche Geschwindigkeitsberechnungen oder fehlerhafte Eingaben von Profil-Stützpunkten seitens der Seabeam-Operateure in Frage.

Ab dem 7.8.2001, 3:58:25 Uhr zeigen die Geschwindigkeitsprofile der *Healy* wieder einen plausiblen Verlauf, der gut mit den *Polarstern*-Daten übereinstimmt (Abb. 3.30d). Die Form der Kurven und die Beträge der Schallgeschwindigkeiten sind bis 1000 m Tiefe ähnlich und weichen nur um ca. 5 m/s voneinander ab. Für den Bereich ab 1000 m sind beide Kurven nahezu identisch.

Die beschriebene Fehlercharakteristik in den *Healy*-Profilen tritt nur in der genannten Zeitspanne auf und wurde davor und danach nicht wieder beobachtet.

Gebiet 3:

Hydrosweep DS-2			Seabeam 2112		
Datum	Zeit [h:m:s]	C-mean [m/s]	Datum	Zeit [h:m:s]	C-mean [m/s]
08.08.01	22:40:20	1456.8			
08.08.01	23:41:31	1456.8			
08.08.01	23:56:42	1456.8			
09.08.01	08:58:44	1500.0	09.08.01	04:31:17	1475.5
	bis		09.08.01	05:01:28	1478.4
09.08.01	14:20:13	1500.0	09.08.01	05:31:35	1481.0
09.08.01	14:30:38	1443.0			
09.08.01	14:45:48	1443.0			
09.08.01	14:50:38	1465.5			
09.08.01	14:59:56	1468.5			
09.08.01	15:14:58	1468.5			
09.08.01	15:26:31	1462.5			
09.08.01	15:34:07	1466.3			
09.08.01	15:49:13	1466.3			

Tab. 3.10: Mittlere Schallgeschwindigkeiten von HS und SB in Gebiet 3 (GAUGER, 2006)

Das Hydrosweep-System zeigt am 9.8.2001 zwischen 8:58:44 Uhr und 14:20:13 Uhr einen konstanten C-mean-Wert von 1500 m/s. Während acht Stunden, die vor diesem Bereich liegen, konnten aufgrund technischer Probleme keine bathymetrischen Daten aufgezeichnet werden. Ab etwa 09:37 Uhr waren zwar wieder Tiefenmessungen möglich, aber offensichtlich konnte Hydrosweep keine Kreuzfächerkalibrierung und C-mean-Bestimmung durchführen, so dass stattdessen der Standardwert von 1500 m/s verwendet wurde. Wie Tabelle 3.10 zeigt, liegt der erste wieder gemessene C-mean-Wert mit 1443 m/s deutlich unter diesem Standardwert. Auch die folgenden C-mean-Werte sind mit ca. 1465 m/s immer noch signifikant geringer als 1500 m/s. Die von Hydrosweep ermittelten Tiefen, für die in der genannten Zeitspanne eine mittlere Schallgeschwindigkeit von 1500 m/s benutzt wurde, sind demnach als fehlerhaft einzustufen.

Als Fazit der Untersuchung kann festgestellt werden, dass die positiven Differenzen in Gebiet 1 auf plausiblen Messungen der *Polarstern* beruhen und die Tiefenmessungen in diesem Gebiet als zuverlässig eingestuft werden können. Die Tiefenmessungen von *Healy* in Gebiet 2 basieren hingegen auf grob falschen Schallgeschwindigkeitsprofilen; sie sollten vor der Berechnung eines digitalen Geländemodells mithilfe realistischer C-mean-Werte korrigiert werden. Das Gleiche gilt für die Tiefenmessungen von *Polarstern* in Gebiet 3, welche auf einem C-mean-Standardwert von 1500 m/s beruhen, der signifikant von den gemessenen mittleren Schallgeschwindigkeiten abweicht.

Die Ergebnisse der Untersuchung wurden dem IBCAO-Editorial Board mitgeteilt, damit sie bei der Kompilierung der neuen IBCAO (Version 2.0) berücksichtigt werden können (JAKOBSSON et al., 2007b; 2008). Um eine Analyse und Weiterverarbeitung der Daten mit der frei zugänglichen Software GMT (WESSEL & SMITH, 1998) zu ermöglichen, wurden die Raster aus normierten und originalen Tiefen sowie die entsprechenden Differenzraster mit der Routine ArcGMT vom Arc/Info- ins netCDF-Format umgewandelt (WRIGHT et al., 1998).

Schließlich wurden sowohl das AMORE-Modell, welches aus beiden Sonardatensätzen besteht, als auch die getrennten Modelle, die nur auf Hydrosweep- bzw. Seabeam-Daten basieren, zusammen mit bereinigten Navigationsdaten und C-mean-Tabellen beider Schiffe sowie CTD-Messungen von *Polarstern* an Martin Jakobsson (Universität Stockholm) geschickt.

Die Qualitätssteigerung der aktualisierten IBCAO 2.0 soll durch einen abschließenden Vergleich von Bathymetrie und Gravimetrie im Bereich des Gakkel-Rückens demonstriert werden. Als Basis für diesen Vergleich wird die Korrelation von topographischen Daten, die aus schiffsbasierten Fächersonarmessungen stammen, und Schweredaten, welche von Satelliten erhoben werden, genutzt (SMITH & SANDWELL, 1997). Für ein besseres Verständnis wird zunächst der prinzipielle Zusammenhang zwischen Meeresbodentopographie und Gravimetrie erläutert.

Die Bezugssysteme, die bei der Höhenmessung mit Satelliten (Satellitenaltimetrie) auftreten, skizziert Abbildung 3.31a Die Höhe h des Satelliten über der Meeresoberfläche wird von einem Altimeter gemessen, welches sich im Satelliten befindet. Zieht man diese Höhe h von der Orbithöhe r ab, welche sich auf das Massenzentrum der Erde bezieht, erhält man als Differenz die Höhe des Meeresspiegels (ellipsoidische Höhe). Die Form der Meeresoberfläche hängt von Massenanomalien ab, die in der Meeresbodentopographie oder Dichteanomalien im Untergrund ihre Ursache haben (Abb. 3.32). Die Schwerebeschleunigung Δg ist die erste Ableitung des Schwerepotentials, wobei das Geoid eine Äquipotentialfläche darstellt, deren geometrischer Abstand zu einem Referenzellipsoid (z.B. WGS84) als Geoidundulation bezeichnet wird. Große Halbachse, Abplattung und Mittelpunkt des Referenzellipsoids werden im Allgemeinen so bestimmt, dass sich eine Oberfläche bestmöglich an das Geoid anschmiegt. Die Differenzen zwischen Geoid und Ellipsoid können bis zu 100 m betragen (SEEBER, 1989; BAUER, 1992).

Des Weiteren wird die Form der Meeresoberfläche von Strömungsprozessen im Ozean beeinflusst, welche Schwankungen der Meeresoberfläche verursachen. Der auf diese Weise erzeugte Unterschied zwischen Geoid und Meeresoberfläche wird als ozeanische Topographie bezeichnet und beträgt in der Regel weniger als 2 m (STEWART, 2007).

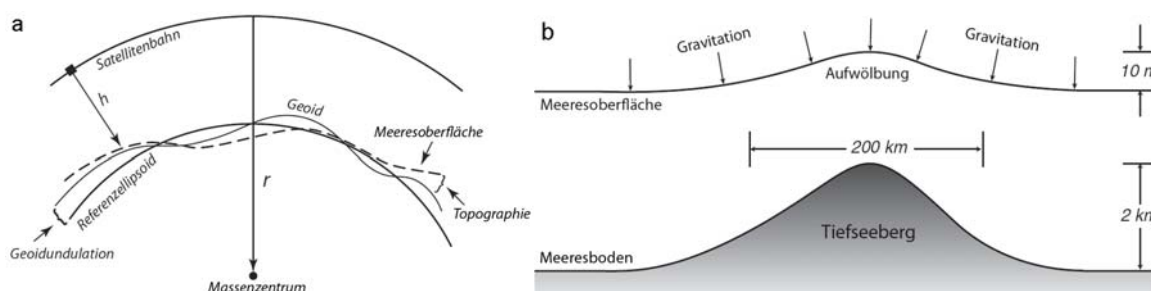


Abb. 3.31: Höhenbezugssysteme in der Satellitenaltimetrie (a); Aufwölbung der Meeresoberfläche über einem Tiefseeberg (b) (mod. STEWART, 2007)

Abbildung 3.31b skizziert den Effekt, den ein etwa 200 km breiter und 2 km hoher Tiefseeberg an der Meeresoberfläche verursacht. Durch die größere Massenanziehung, die die Erhebung im Vergleich zum umliegenden Gelände ausübt, erfolgt eine Lotabweichung der Gravitationskraft in Richtung des Tiefseeberges und erzeugt eine Aufwölbung der Meeresoberfläche, die bis zu 10 m über dem mittleren Meeresspiegel liegt. Der gleiche Effekt in umgekehrter Richtung ist über Meeresbodensenken und Tiefseespalten zu beobachten. In diesen Regionen tritt anstelle eines Massenüberschusses ein Massendefekt auf, welcher eine verminderte Gravitationskraft zur Folge hat. Über Tiefseerinnen wie dem rund 11 km tiefen Marianengraben werden Eindellungen an der Meeresoberfläche registriert, die bis zu 60 m betragen können (PRESS & SIEVER, 2003).

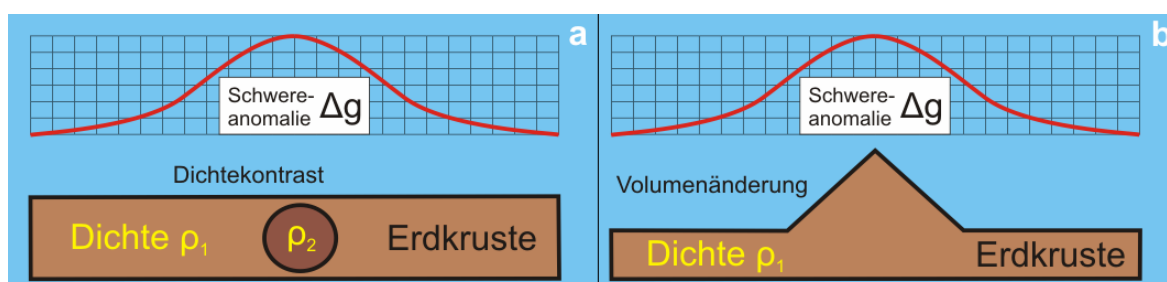


Abb. 3.32: Schwereanomalien durch Dichtekontrast (a) oder Volumenänderung (b) der Erdkruste

Wie Abbildung 3.32 illustriert, werden Schwereanomalien Δg durch die unterschiedliche Dichte ρ_1 und ρ_2 zweier Körper innerhalb der Erdkruste (Abb. 3.32a) oder durch eine Volumenänderung der Erdkruste (Abb. 3.32b) hervorgerufen. Während Fall (a) durch verschiedene Gesteinsarten (oder allgemein durch Materie unterschiedlicher Dichte, z.B. Festkörper oder Flüssigkeiten) innerhalb der Erdkruste beschrieben werden kann, lässt sich Fall (b) durch topographische Erhebungen oder auf der Erdkruste lagernde Sedimentschichten erklären.

Aus Schweranomalien, die von Satelliten weltweit flächendeckend erfasst werden, können in Verbindung mit schiffsbasierten Tiefenmessungen bathymetrische Karten erstellt werden, welche die Struktur und Morphologie des Ozeanbodens in eindrucksvoller Weise wiedergeben (SMITH & SANDWELL, 1997).

Die signifikante Verbesserung der IBCAO 2.0 durch AMORE-Daten wird durch den Vergleich von bathymetrischen Konturlinien und Freiluft-Schwereanomalien über dem zentralen Gakkel-Rücken in Abbildung 3.33 verdeutlicht. Während die Isobathen aus dem neuen IBCAO-Modell abgeleitet wurden, entstammen die Schweredaten einem 5-Minuten-Raster des Arctic Gravity Project (KENYON & FORSBERG, 2001).

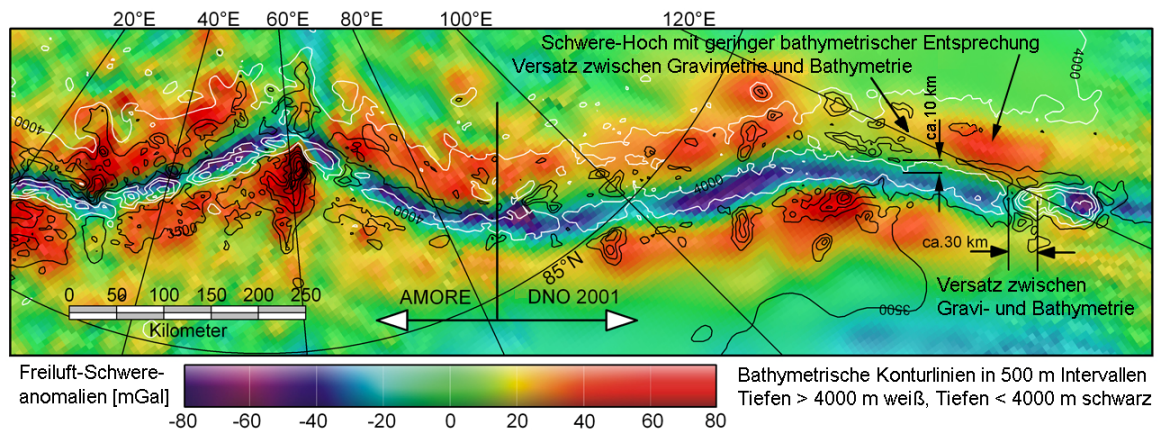


Abb. 3.33: Vergleich von Gravimetrie (Freiluft-Schwereanomalien) und Bathymetrie (IBCAO 2.0-Isolinien) über dem zentralen Gakkel-Rücken (mod. JAKOBSSON et al., 2008)

Zwischen 110° E und 120° E ist die Bathymetrie des Gakkel-Rückens im Vergleich zu dem ausgeprägten Schwere-Tief des Rifttales etwa 10 km nach Norden versetzt. Das Schwere-Hoch bei 120° E / $81^\circ 40'$ N findet in den bathymetrischen Daten hingegen so gut wie keine Entsprechung. Südwestlich von 120° E wird das axiale Tal des Gakkel-Rückens von einem Basement-Rücken durchschnitten. An dieser Stelle ist ein östlicher Versatz zwischen Gravimetrie und Bathymetrie von ca. 30 km zu beobachten.

An den tiefsten Stellen des Rifttales werden Schwereanomalien bis zu -80 mGal registriert. Die hoch gelegenen Partien der Rückenschultern und die Gipfel der senkrecht zur Spreizungsachse verlaufenden Basement-Rücken weisen hingegen Anomalien bis zu $+80$ mGal auf. Die bathymetrischen Konturlinien zeigen im westlichen Teil des Gakkel-Rückens bis ca. 85° E (Pfeile in Abb. 3.33) eine gute Übereinstimmung mit der Gravimetrie. In diesem Teil wird das neue IBCAO-Modell von AMORE-Daten dominiert.

Der Gakkel-Rücken ab 85° E wird im aufdatierten Raster weiterhin von älteren sowjetischen Tiefenmessungen geprägt. Wissenschaftler des russischen Departments für Navigation und Ozeanographie (DNO) haben diese bathymetrischen Daten in Form von gedruckten Karten herausgegeben (NARYSCHKIN, 1999; 2001). Die Tiefeninformationen des DNO-Kartenwerks wurden durch Digitalisierung der Isobathen später in die IBCAO übernommen.

Die Bathymetrie entlang des Gakkel-Rückens, die aus AMORE- und IBCAO 2.0-Daten generiert wurde, zeigen die Abbildungen A.2 bis A.4 in vergrößerter Darstellung in Anhang A (S. 205-207).

4. Softwareentwicklung zur Verarbeitung von Rückstreudaten

In fünf ausgewählten Gebieten, in denen *Polarstern* und *Healy* hintereinander gefahren sind und somit gleiche Teile des Meeresbodens vermessen haben, wird ein Vergleich der akustischen Rückstreuung vorgenommen. Die Auswertung der Rückstreudaten erfolgt mit dem Softwarepaket XMBSscatt der Firma Atlas Hydrographic (Bremen). XMBSscatt wurde ausschließlich für die Auswertung von Daten des Fächersonarsystems Hydrosweep entwickelt und kann deshalb nur das DUX-Format einlesen, welches aus dem Rohdatenformat SURF erzeugt wird. Da für einen sinnvollen und mathematisch exakten Vergleich von Rückstreudaten verschiedener Sonarsysteme gleiche Modellansätze und Algorithmen notwendig sind, sollen auch die Seabeam-Daten mit XMBSscatt ausgewertet werden. Um diesen Prozess zu gewährleisten, müssen zwei umfangreiche Arbeitsschritte erledigt werden, die einen zentralen Teil dieser Arbeit darstellen:

- Entwicklung eines Konverters, welcher das MB41-Format in ein DUX-ähnliches, erweitertes Format für die Seabeam-Daten überträgt.
- Anpassung des XMBSscatt-Quellcodes an das erweiterte DUX-Format und Neuentwicklung von Routinen, die die Besonderheiten des Seabeam 2112 Sonarsystems berücksichtigen.

Diese Arbeitsschritte bilden die Grundlage für den Vergleich der Rückstreudaten. Sie müssen deshalb äußerst sorgfältig durchgeführt und anschließend auf Plausibilität überprüft werden. Zuerst ist der Konvertierungsprozess so zu gestalten, dass alle relevanten Messwerte und Systemparameter korrekt eingelesen, umgewandelt und in das neue Datenformat ausgegeben werden.

In den folgenden Abschnitten werden die beiden verschiedenen Formattypen vorgestellt und die Konvertierung des MB41-Formates in das DUX-Format erläutert. Anschließend werden die notwendigen Umrechnungsschritte beschrieben, welche innerhalb des Softwarepaketes XMBSscatt durchgeführt werden.

4.1 Hydrosweep DUX-Format

Die Daten des DUX-Formates liegen vollständig im ASCII-Zeichensatz vor. Für alle Systemparameter und Messwerte wird eine genau festgelegte Anzahl von Zeichen bereitgestellt, so dass sie direkt hintereinander und zeilenweise gespeichert werden können. Das Datenformat setzt sich aus sogenannten Record Combinations zusammen, die aus einem Record Identifier und mehreren Measurement Data Records bestehen. Für eine ausführliche Beschreibung der Datenstruktur wird auf die entsprechende Formatbeschreibung (ATLAS, 1993a) verwiesen. An dieser Stelle soll lediglich eine Übersicht der gespeicherten Daten erfolgen.

Die zur Auswertung von Rückstreudaten vier notwendigen Record Combinations zeigt die folgende Liste. In der ersten Zeile wird der Record Identifier mit den wichtigsten Messgrößen genannt, in den nachfolgenden Zeilen erscheint der Inhalt der Measurement Data Records. Der führende Bindestrich kennzeichnet jeweils den Beginn eines neuen Measurement Data Records.

ERGNHYDI (Schallgeschwindigkeit)

- Schiffsposition, Datum, Zeit, Tiefgang, Schallgeschwindigkeit (mittlere und am Kiel), Tide

ERGNMESS (Tiefen, Querablagen)

- Schiffsposition, Datum, Zeit, Schiffskurs, Schiffsgeschwindigkeit (längs und quer), Stampfwinkel, Wassertiefe des Centerbeams, Skalierfaktor

- Anzahl der Steuerbord-Beams, seitliche Ablagen der Steuerbord-Beams (PFB 31 bis PFB 59)

- Anzahl der Steuerbord-Beams, Wassertiefen der Steuerbord-Beams (PFB 31 bis PFB 59)

- Anzahl der Backbord-Beams, seitliche Ablagen der Backbord-Beams (PFB 29 bis PFB 1)

- Anzahl der Backbord-Beams, Wassertiefen der Steuerbord-Beams (PFB 29 bis PFB 1)

ERGNLZT (Schalllaufzeiten)

- Schiffsposition, Datum, Zeit, Schiffskurs (anliegend und über Grund), Schiffsgeschwindigkeit über Grund, Hub, Stampfwinkel, Rollwinkel, Schalllaufzeit des Centerbeams, Skalierfaktor

- Anzahl der Steuerbord-Beams, Schalllaufzeiten der Steuerbord-Beams (PFB 31 bis PFB 59)

- Anzahl der Backbord-Beams, Schalllaufzeiten der Steuerbord-Beams (PFB 29 bis PFB 1)

- Kompasskurs am Empfänger für PFB 1, 6, 11, 16, 21, 30, 39, 44, 49, 54, 59

ERGNAMP5 (Amplituden)

- Schiffsposition, Datum, Zeit, Messmodus, Fächermodus, Sendepegel, Pulslänge, Sendebeamwinkel, Sendebeambreite (jeweils für Steuerbord außen, Steuerbord, Vertikal, Backbord, Backbord außen), Startwert für zeitabhängige Empfangsverstärkung, Faktor für A(r) Kompensation, Startwert für kontinuierliche 20 log(r) Kompensation, Startwert für zunehmendes Nahfeld, zeitabhängige Empfangsverstärkung für zunehmendes Nah- und Fernfeld, Faktor für zunehmendes Nah- und Fernfeld, Verstärkung der Beamformer-Gruppe mit Centerbeam (PFB 27-30), Filterverstärkung, effektive Ausgangsamplitude des Centerbeams, Echodauer-Mantisse des Centerbeams, Echodauer-Skalierfaktor des Centerbeams
- Verstärkung der Beamformer der Steuerbord-Beam-Gruppen (PFB 31-34, 35-38, 39-42, 43-46, 47-50, 51-54, 55-58, 59), Anzahl der Steuerbord-Beams, effektive Ausgangsamplituden der Steuerbord-Beams (PFB 31-59)
- Verstärkung der Beamformer der Backbord-Beam-Gruppen (PFB 1-2, 3-6, 7-10, 11-14, 15-18, 19-22, 23-26, 27-30), Anzahl der Backbord-Beams, effektive Ausgangsamplituden der Backbord-Beams (PFB 29-1)
- Echodauer-Skalierfaktor der Steuerbord-Beam-Gruppen (PFB 31-34, 35-38, 39-42, 43-46, 47-50, 51-54, 55-58, 59), Anzahl der Steuerbord-Beams, Echodauer der Steuerbord-Beams (PFB 31-59)
- Echodauer-Skalierfaktor der Backbord-Beam-Gruppen (PFB 1-2, 3-6, 7-10, 11-14, 15-18, 19-22, 23-26, 27-30), Anzahl der Backbord-Beams, Echodauer der Backbord-Beams (PFB 29-1)

4.2 Seabeam MB41-Format

Das MB41-Format¹⁹ ist ein gemischtes Format, welches aus ASCII-Zeichen und binärem Code besteht und sich aus drei verschiedenen Record-Typen zusammensetzt. Der Beginn eines neuen Records wird dabei jeweils durch einen Record Identifier gekennzeichnet.

Für eine detaillierte Beschreibung des MB41-Datenformates, welches sich in Aufbau und Inhalt erheblich vom DUX-Format unterscheidet, sei hier wiederum auf die entsprechende Literatur verwiesen (SEABEAM, 1999). Die folgende Liste zeigt eine Übersicht der Systemparameter und Messwerte, die für die Auswertung der Rückstreudaten benutzt werden. Der führende Bindestrich am Anfang einer Zeile markiert jeweils Daten, die pro Ping oder pro Beam (oder im Falle des Sidescan-Records pro Pixel) erhoben werden.

SB2100PR (Parameter Record)

- Datum, Zeit, Rollfehler, Stampffehler, Anzahl der Messungen im Schallgeschwindigkeitsprofil, Tiefgang (pro Ping)
- Tiefen, Schallgeschwindigkeiten (pro Beam)

SB2100DR (Data Record)

- Datum, Zeit, Schiffsposition, Schiffsgeschwindigkeit, Beamanzahl, Schallgeschwindigkeitsprofil-Korrektur, Frequenz, Hub, Schallgeschwindigkeit am Kiel, Ping-Empfangsverstärkung, Pulslänge, Sendedämpfung, Stampfwinkel, Rollwinkel, Schiffskurs (pro Ping)
- Schalllaufzeit, Vertikalwinkel, Vorwärtswinkel, Tiefe, Querablage, Längsablage, Signalamplitude, Signal-Rausch-Verhältnis, Echolänge, Signalqualität (pro Beam)

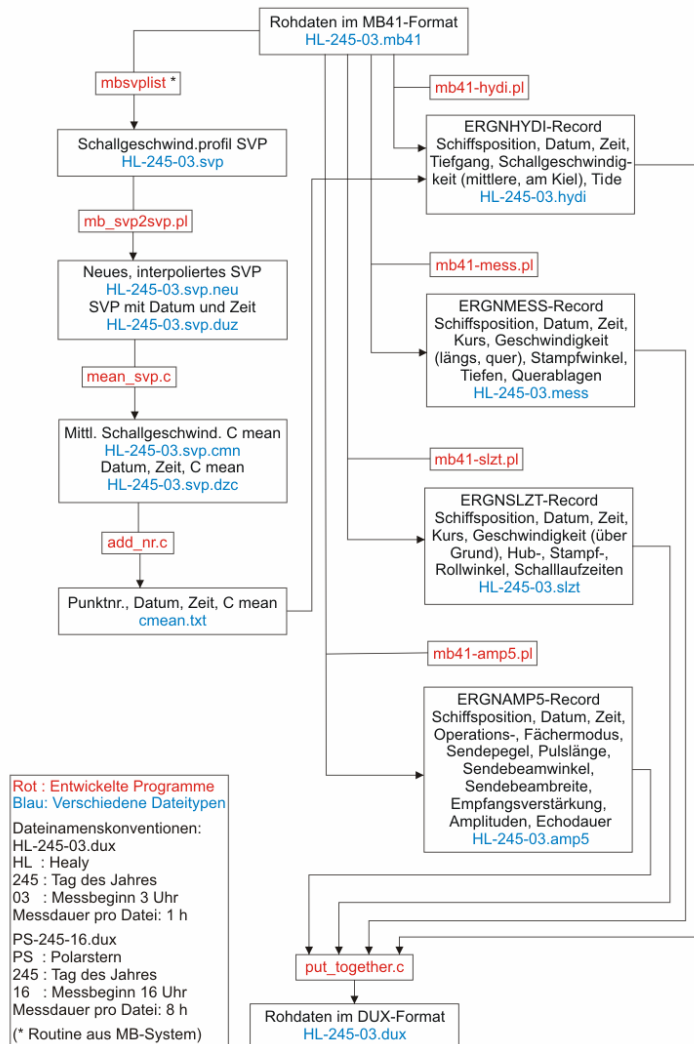
SB2100SS (Sidescan Record)

- Datum, Zeit, Schiffsposition, Schiffsgeschwindigkeit, Schallgeschwindigkeitsprofil-Korrektur, Frequenz, Hub, Schallgeschwindigkeit am Kiel, Pixelanzahl, Pixelgröße, Ping-Empfangsverstärkung, Pulsbreite, Sendedämpfung, Stampfwinkel, Rollwinkel, Schiffskurs (pro Ping)
- Amplitude und Längsablage (pro Pixel, binär)

¹⁹ Die Firma Seabeam führt dieses Datenformat unter dem Namen Seabeam 2100. An Bord der *Healy* wurden die Seabeam-Daten zur Qualitätskontrolle in das Softwarepaket MB-System eingelesen, welches für das Format die Abkürzung MB41 vorsieht. Da diese Dateien zur Weiterverarbeitung genutzt wurden, wird in der vorliegenden Arbeit die Bezeichnung MB41 verwendet.

4.3 Formatkonvertierung

Den schematischen, schrittweisen Ablauf der Konvertierung des MB41-Formates in das DUX-Format anhand einer Beispieldatei illustriert Abbildung 4.1. Die neu entwickelten Programme (C-Module, UNIX-Shell- und PERL-Skripte), die bei der Konvertierung zum Einsatz kommen, sind rot gekennzeichnet. Die verschiedenen Dateitypen, die während des Konvertierungsprozesses generiert werden, sind blau markiert.



Das erweiterte DUX-Format, welches zur Verarbeitung von Rückstredaten des Seabeam 2112 Systems entworfen wurde, fällt im Vergleich zum herkömmlichen DUX-Format (Hydrosweep DS-2) u.a. durch folgende Änderungen auf:

- Die Anzahl der Preformed Beams (PFB) wurde von 59 auf 121 Beams erweitert.
- Skalierfaktoren für Tiefe, Schalllaufzeit, Sendepiegel, Pulslänge, Beamformer-Verstärkung, zeitabhängige Empfangsverstärkung, Filterverstärkung, Amplitude und Echodauer werden nicht benötigt.
- Parameter, die vom Seabeam-System nicht gespeichert und für die Auswertung der Rückstredaten nicht gebraucht werden, fallen weg (z.B. Sendebewinkel, Sendebreite, Kompasskurs am Empfänger).
- Systemspezifische Parameter des Seabeam-Sonars, die für die Berechnung des Rückstreumaßes essentiell sind, wurden eingefügt (z.B. Sendedämpfung, Ping-Empfangsverstärkung).

Abb. 4.1: Ablauf der Formatkonvertierung (MB41 nach DUX)

Die Umrechnung von entscheidenden Messgrößen (Amplituden, Echodauer) wird in den Abschnitten 4.3.1 und 4.3.2 erläutert. Wichtige Systemparameter (Sendepiegel, Pulslänge, Empfangsverstärkung, Beam-Koeffizienten), welche für die Software XMBSscatt bereitzustellen sind, werden in den Abschnitten 4.3.3 bis 4.4 beschrieben. Die meisten dieser Parameter werden vom Seabeam-System nicht gespeichert und müssen deswegen über den Gerätehersteller beschafft oder neu berechnet werden.

Kapitel 4.5 beschreibt die Berechnung der Schallabsorption für das Hydrosweep- und Seabeam-System, deren Ergebnisse ebenfalls in den Quellcode von XMBSscatt einfließen. Die darauf folgenden Abschnitte erläutern die Ermittlung von Flächenkorrekturkoeffizient (Kap. 4.6) und Empfangsübertragungsmaß (Kap. 4.7), die zusammen mit den oben genannten Messgrößen und Parametern schließlich zur Berechnung des Rückstreumaßes (Kap. 4.8) führen.

Die Struktur des XMBSscatt-Codes, der zur Auswertung von Rückstredaten der Sonarsysteme Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112 modifiziert und erweitert wurde, wird in Abschnitt 4.9 in übersichtlicher Diagrammform zusammengefasst.

4.3.1 Amplituden (Schallintensitäten)

Beim Hydrosweep-System wird das eintreffende akustische Signal vom Empfänger in ein elektrisches Signal umgewandelt, anschließend verstärkt und als effektive Spannungsamplitude in der Einheit Volt im DUX-Format gespeichert. Bei den Amplituden des Seabeam-Systems, welche im MB41-Format abgelegt werden, handelt es sich hingegen um logarithmierte Signalamplituden in der Einheit Dezibel. Die notwendige Umrechnung der Signalamplituden in effektive Spannungsamplituden erfolgt in sieben Schritten (ELAC-NAUTIK, 2006):

$$A_e = A_{sig} - V_{BF} \quad A_{sig} : \text{Signalamplitude [dB]} \quad (4.1)$$

$$10 \cdot \log(P_l) = A_e \quad V_{BF} : \text{Verstärkung im Beamformer [dB]} \quad (4.2)$$

$$\log(P_l) = A_e / 10 \quad A_e : \text{Eingangsamplitude [dB]} \quad (4.3)$$

$$P_l = 10^{(A_e/10)} \quad P_l : \text{Schallleistungspegel [dB]} \quad (4.4)$$

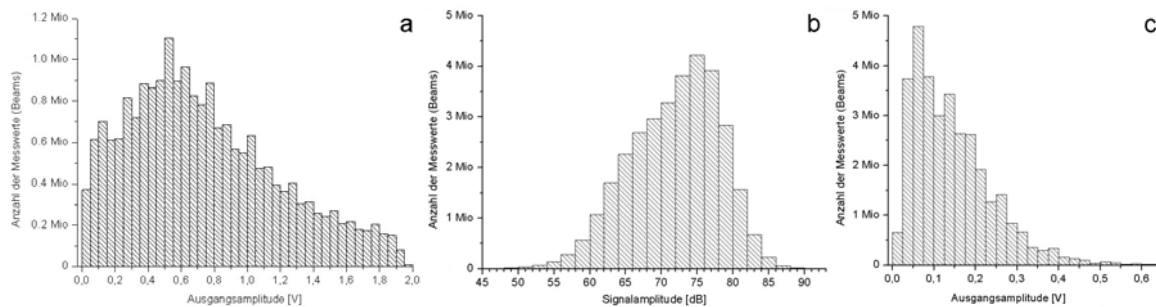
$$A_p = \sqrt{P_l} \quad A_p : \text{Leistungsamplitude [dB]} \quad (4.5)$$

$$u_a = 10 \cdot A_p / 32768 \quad u_a : \text{Amplitude der Ausgangsspannung [V]} \quad (4.6)$$

$$u_{eff} = u_a / \sqrt{2} \quad u_{eff} : \text{Amplitude der Effektivspannung [V]} \quad (4.7)$$

Im ersten Schritt wird von der im MB41-Format gespeicherten Signalamplitude die Verstärkung des Beamformers abgezogen²⁰. Die daraus resultierende Eingangsamplitude wird im zweiten bis vierten Schritt in einen Schallleistungspegel umgerechnet, von dem im fünften Schritt die Amplitude bestimmt wird. Der sechste Schritt stellt die Analog/Digital-Wandlung des Signals dar: Der Wandler liefert 16 bit für einen Kanal, also ein Datenwort der Größe $\pm 2^{15}$ oder ± 32768 . Der maximalen Wandlerspannung von 10 Volt entspricht demnach ein digitaler Bit-Wert von 32768. Mithilfe dieses Größenverhältnisses kann die Spannungsamplitude des Signals am Ausgang des Wandlers und im siebten Schritt schließlich deren Effektivwert berechnet werden.

Die Häufigkeitsverteilung der vom Hydrosweep-System während der AMORE-Expedition in Volt gemessenen Ausgangsamplituden zeigt Abbildung 4.2a. Die Verteilung der in Dezibel gemessenen Signalamplituden und der in Volt umgerechneten Ausgangsamplituden des Seabeam-Systems sind in Abbildung 4.2b und 4.2c zu sehen. In Abbildung 4.2 (unten) werden die statistischen Eckdaten der Amplituden beider Sonarsysteme gegenübergestellt.



	Hydrosweep DS-2 Ausgangsamplituden [V]	Seabeam 2112 Signalamplituden [dB]	Seabeam 2112 Ausgangsamplituden [V]
Minimalwert	0.008	40.25	0.003
Maximalwert	1.984	93.00	1.331
Mittelwert	0.738	71.77	0.146

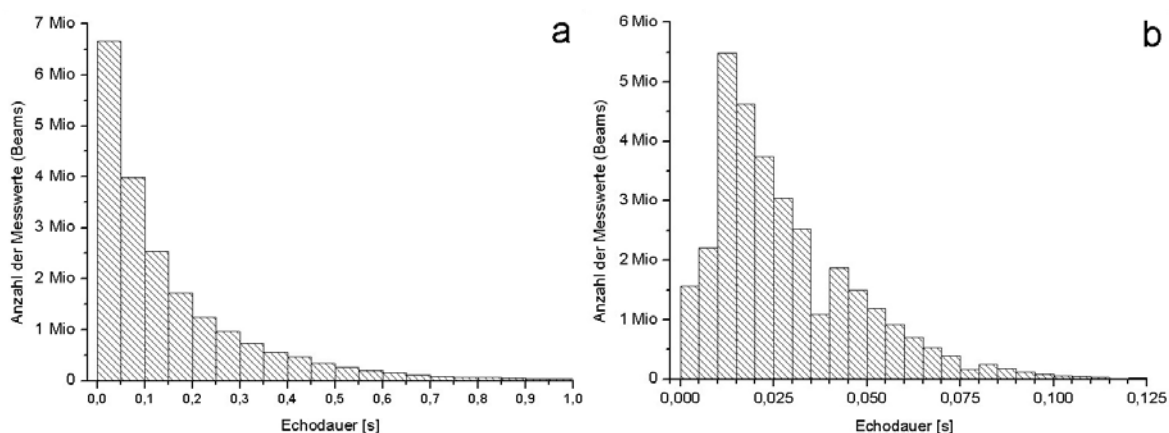
Abb. 4.2: Oben: Häufigkeitsverteilung der Hydrosweep-Ausgangsamplituden (a) und der Seabeam-Signalamplituden (b) und Ausgangsamplituden (c); Unten: statistische Eckdaten

²⁰ Andernfalls würden sich rechnerisch effektive Ausgangsamplituden von über 10 Volt ergeben. Da am Seabeam-Empfänger jedoch eine maximale Spannung von 10 Volt anliegt, ist dies nicht möglich. Nach Absprache mit der Firma Elac-Nautik (Kiel) wird die Beamformer-Verstärkung (BV) deswegen bereits in der Formatkonvertierung angebracht. Testweise durchgeführte Kontrollrechnungen mit modifiziertem DUX-Format und Software-Code, bei der die BV erst in XMBSscatt berücksichtigt wurde, erbrachten die gleichen Rückstreu-Ergebnisse wie diese Methode. Wichtig ist also, dass die BV überhaupt (und nur einmal) in die Rechnung einfließt.

Aus dem obigen Vergleich darf jedoch keine Aussage über die zurückgestreute Intensität der Schallsignale gemacht werden, da die Ausgangsamplituden beider Systeme im Empfänger unterschiedlich verstärkt werden (Kap. 4.3.4). Erst das Rückstreumaß, bei dessen Berechnung alle Mess- und Systemparameter berücksichtigt werden, lässt einen solchen Vergleich zu (Kap. 4.8).

4.3.2 Echodauer

Die Echodauer eines Signals berechnet sich aus den zwei Zeitpunkten, zwischen denen die Ausgangsamplitude sich um die Hälfte reduziert hat, also um 3 dB abgesunken ist. Während die Echodauer im DUX-Format direkt abgespeichert wird, ist beim Seabeam-System eine Umrechnung erforderlich. Im MB41-Format werden die Pulslänge (Wertebereich 1 bis 20, Einheit: ms) und die Echolänge (Anzahl der Samples, Wertebereich 0 bis 999, einheitslos) gespeichert. Liegt die Pulslänge zwischen 3 ms und 5 ms (die Werte 1 ms und 2 ms existieren beim Seabeam 2112 Sonar nicht), wird die Echolänge mit einem Wert von $4/3$ ms multipliziert und man erhält die Echodauer in Millisekunden. Liegt die Pulslänge zwischen 6 ms und 20 ms, wird die Echolänge mit einem Wert von $8/3$ ms multipliziert. Abbildung 4.3 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Echodauer für das Hydrosweep-System (a) und das Seabeam-System (b). Abbildung 4.3 (unten) vergleicht Minimum, Maximum und Mittelwert der Echodauer von beiden Sonarsystemen.



	Hydrosweep DS-2 Echodauer [s]	Seabeam 2112 Echodauer [s]
Minimalwert	0.0005	0.0013
Maximalwert	10.200	1.9520
Mittelwert	0.1629	0.0284

Abb. 4.3: Oben: Häufigkeitsverteilung der Echodauer für Hydrosweep (a) und Seabeam (b); Unten: statistische Eckdaten (Minimum, Maximum, Mittelwert)

4.3.3 Sendepiegel und Pulslänge

Die Sende- und Empfangscharakteristiken des Hydrosweep- und Seabeam-Systems unterscheiden sich grundlegend. Hydrosweep DS-2 sendet im Rotational Directional Transmitter (RDT)-Modus unter den Winkeln 36° (Steuerbord), 0° (Zentral) und -36° (Backbord) drei um jeweils eine Millisekunde versetzte Schallimpulse (Sendebeams) aus, die sich gegenseitig überlappen und, wie im Falle der AMORE-Daten, einen Messfächer von 90° bilden. Der komplette Schallfächer wird vom Empfänger/Beamformer in 59 Preformed Beams (PFBs) unterteilt. Wird der Öffnungswinkel des Fächers auf 120° umgestellt, sendet das System fünf Impulse aus. Die Anzahl der Preformed Beams bleibt dabei gleich, ihr Winkelabstand ändert sich allerdings von 1.55° auf 2.07° .

Der RDT-Modus wird von Hydrosweep in mittleren Tiefen (100 m – 800 m) und in der Tiefsee (über 800 m) verwendet. Der Vorteil dieses Verfahrens liegt darin, dass auch in großen Tiefen hohe Sendeleistungen in den Außenbereichen des Fächers erzielt werden können, die ansonsten nur mit angestellten Hydrophon-Arrays möglich sind. In flachen Gewässern (bis 100 m) schaltet Hydrosweep automatisch auf den Omni Directional Transmission (ODT)-Modus um, d.h. es wird nur noch ein Impuls gesendet, der die ganze Fächerbreite repräsentiert.

Das Seabeam 2112 System arbeitet hingegen in allen Tiefenbereichen mit einer omnidirektionalen Sendetechnik. Es transmittiert stets nur einen Schallimpuls, welcher im Falle der AMORE-Daten die gesamte Fächerbreite von 120° erfasst. Vom Empfänger/Beamformer werden 121 Preformed Beams erzeugt, die einen Winkelabstand von 1° besitzen. Der Abstand der Beams ist konstant: Mit dem Öffnungswinkel des Fächers verändert sich auch die Anzahl der PFBs.

Abbildung 4.4 skizziert die Fächer-Geometrie und PFB-Gruppen der beiden Sonarsysteme für die Messmodi, die auf der AMORE-Expedition durchgehend eingesetzt wurden:

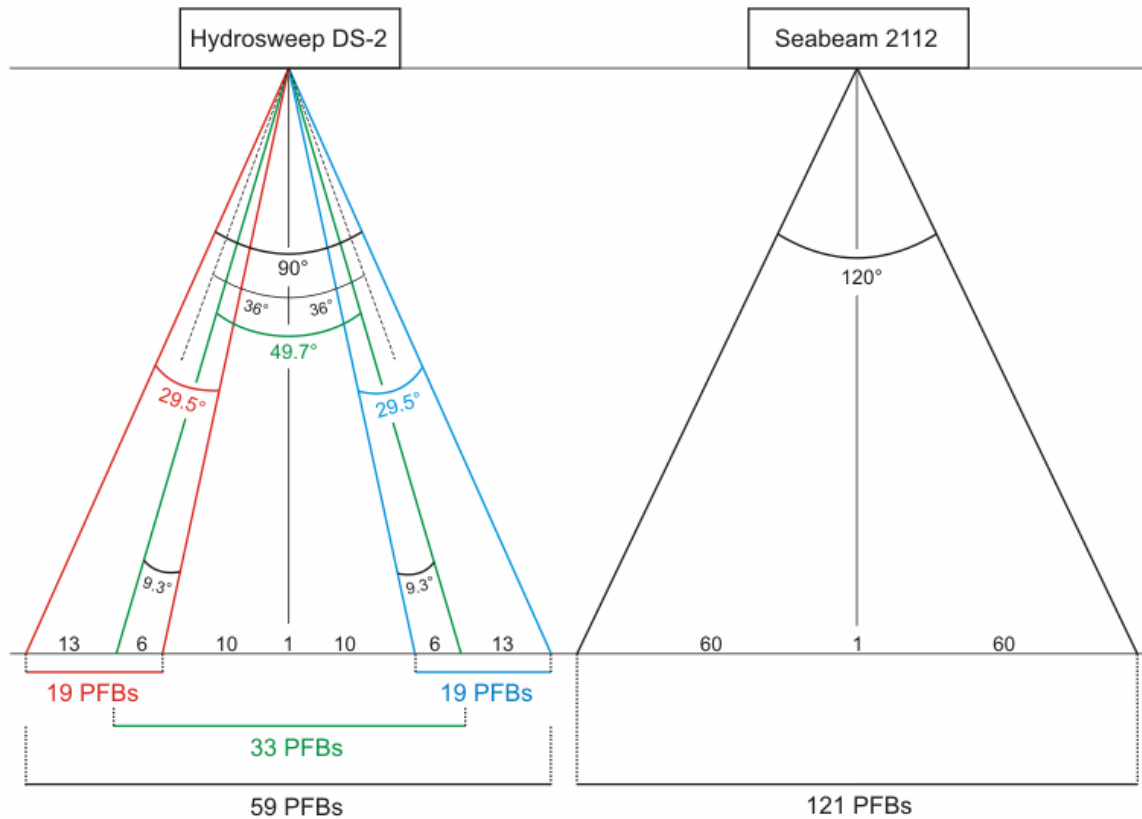


Abb. 4.4: Messfächer-Geometrie mit PFB-Gruppen für Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112

Das Hydrosweep-System speichert im DUX-Format für den Steuerbord, Zentral- und Backbord-Sendebeam jeweils einen Wert pro Ping für Sendepiegel und Pulslänge. Im Tiefsee-Modus beträgt der Sendepiegel 239 dB / 236 dB / 239 dB und die Pulslänge 23 ms / 11 ms / 23 ms (jeweils für Steuerbord / Zentral / Backbord). Da XMBSscatt aber für jeden der 59 Empfangsbeams (PFBs) einen Sendepiegel- und einen Pulslängenwert benötigt, werden diese innerhalb der Software mit einer Gewichtungstabelle aus den drei Ausgangswerten berechnet. In Bereichen, in denen sich zwei Sendebeams überlappen (Abb. 4.4), werden den entsprechenden PFBs (Nr. 12-19 und Nr. 41-46) anteilig gewichtete Werte für Sendepiegel und Pulslänge zugewiesen (Abb. 4.5).

Beim Seabeam-Sonar gestaltet sich der Vorgang wesentlich einfacher. Da es nur einen Sendepuls gibt, ist die Pulslänge für alle PFBs gleich. Sie wird im MB41-Format gespeichert. Die Werte für den Sendepiegel hingegen, die sich winkelabhängig für jeden PFB ändern, sind im MB41-Format nicht vorhanden. Sie wurden deswegen beim Hersteller erfragt und direkt in den Quellcode von XMBSscatt implementiert. Das Seabeam-System verringert den Sendepiegel abhängig von der gemessenen Wassertiefe automatisch um Dämpfungswerte zwischen 18 dB (Flachwasser) und 0 dB (Tiefsee) und speichert diese im MB41-Format. Die Dämpfung wird beim Konvertierungsprozess ins erweiterte DUX-Format übertragen, so dass sie von XMBSscatt eingelesen und an die Sendepiegelwerte angebracht werden kann.

Abbildung 4.5 zeigt den exemplarischen Verlauf von Sendepiegel (a) und Pulslänge (b) pro PFB für beide Sonarsysteme während eines identischen Fahrtabschnitts (8.8.2001, 11:30 Uhr) bei ca. 5000 m Wassertiefe. Die Preformed Beams sind von Backbord nach Steuerbord durchnummeriert.

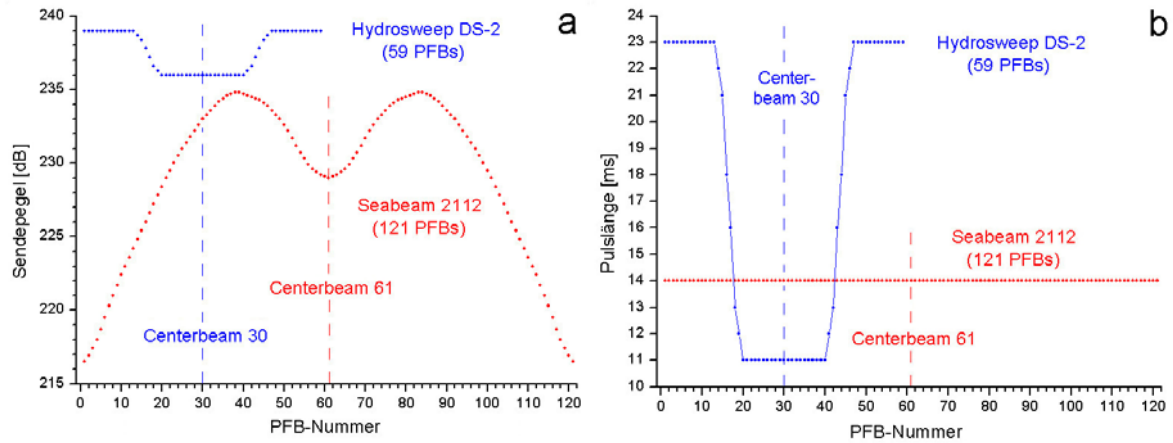


Abb. 4.5: Sendepiegel (a) und Pulslänge (b) für Hydrosweep DS-2 (blau) und Seabeam 2112 (rot) bei einer Wassertiefe von ca. 5000 m

4.3.4 Empfangsverstärkung

Die Verstärkung der empfangenen Schallsignale setzt sich bei beiden Sonarsystemen aus unterschiedlichen Anteilen zusammen, welche im Folgenden erläutert werden.

4.3.4.1 Zeitabhängige Empfangsverstärkung

Ein Teil der Empfangsverstärkung (Time Varying Gain, TVG) ist von der Laufzeit abhängig, welche das Schallsignal durch die Wassersäule benötigt. Aus Gründen der einfacheren Handhabung werden die Schalllaufzeiten in Schrägstrecken umgerechnet, so dass schließlich jedem PFB ein TVG-Wert zugeordnet werden kann. Das Hydrosweep-Sonar verwendet dazu die mit der Kreuzfächerkalibrierung berechnete mittlere Wasserschallgeschwindigkeit (Kap. 2.9.1), welche im DUX-Format gespeichert wird. Beim Seabeam-System wird dagegen ein konstanter Schallgeschwindigkeitswert von 1500 m/s benutzt.

Die Abbildungen 4.6 und 4.7 zeigen den Verlauf der zeitabhängigen Empfangsverstärkung für das Hydrosweep- und Seabeam-System.

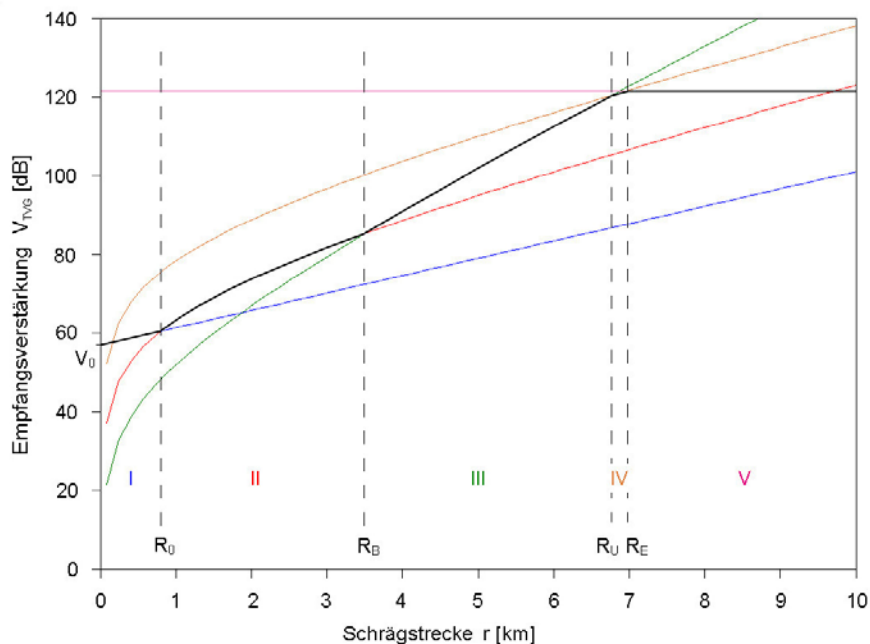


Abb. 4.6: Laufzeitabhängige Empfangsverstärkung des Hydrosweep-Systems

Die Empfangsverstärkung für die gesamte durchlaufene Schrägstrecke r (fette schwarze Kurve) setzt sich aus fünf Bereichen (farbige Kurven) zusammen, welche nach folgenden Formeln berechnet werden:

$$\text{I (blau)} \quad : V_{TVG} = V_0 + A_1 \cdot 2r \quad (4.8)$$

$$\text{II (rot)} \quad : V_{TVG} = V_0 + A_1 \cdot 2r + 20 \cdot \log(r / R_0) \quad (4.9)$$

$$\text{III (grün)} \quad : V_{TVG} = V_0 + A_1 \cdot 2r + 20 \cdot \log(r / R_0) + (A_2 + A_3) \cdot (r - R_B) \quad (4.10)$$

$$\text{IV (orange)} \quad : V_{TVG} = V_0 + A_1 \cdot 2r + 20 \cdot \log(r / R_0) + A_3 \cdot (R_U - R_B) + A_2 \cdot (r - R_B) \quad (4.11)$$

$$\text{V (violett)} \quad : V_{TVG} = V_0 + A_1 \cdot 2r + 20 \cdot \log(R_E / R_0) + A_3 \cdot (R_U - R_B) + A_2 \cdot (R_E - R_B) \quad (4.12)$$

Der exemplarische Verlauf der Empfangsverstärkung in Abbildung 4.6 wurde mit realen Messwerten berechnet. Von den zwölf Parametern, die in den Formeln 4.8 bis 4.12 benötigt werden, sind die folgenden acht als Messwerte im DUX-Format gespeichert:

V_0	: 57 dB	(TVG Startwert)
V_{A3}	: 15 dB	(TVG Zunahme im Nahfeld)
V_{A2}	: 0 dB	(TVG Zunahme im Fernfeld)
I_3	: 0.940	(Faktor für zunehmendes Nahfeld)
I_2	: 0.999	(Faktor für zunehmendes Fernfeld)
R_0	: 0.8 km	(Startwert für kontinuierliche 20 log (r) Kompensation)
R_B	: 3.489 km	(Startwert für zunehmendes Fernfeld)
A_1	: 2.2 dB/km	(Kompensation des geometrischen Ausbreitungsverlustes)

Die restlichen vier Parameter können mithilfe der gespeicherten Messwerte berechnet werden:

$$R_U = R_B \cdot (I_3 + 1) = 6.769 \text{ km} \quad (4.13)$$

$$R_E = R_B \cdot (I_2 + 1) = 6.975 \text{ km} \quad (4.14)$$

$$A_3 = V_{A3} / (R_U - R_B) = 4.6 \text{ dB/km} \quad (4.15)$$

$$A_2 = V_{A2} / (R_E - R_B) = 0.0 \text{ dB/km} \quad (4.16)$$

Für das Seabeam-System gestaltet sich die Berechnung der zeitabhängigen Empfangsverstärkung wesentlich einfacher. Jede mögliche Schrägstrecke, die ein Schallsignal durchläuft, kann einem bestimmten Streckenintervall und damit einem festen TVG-Wert zugeordnet werden. Der Minimalwert für die Empfangsverstärkung (bis zu Schrägstrecken von 41 m) beträgt 18 dB, der Maximalwert (für Schrägstrecken ab 16.5 km) beträgt 114 dB.

Den gesamten Verlauf der zeitabhängigen Empfangsverstärkung für das Seabeam-System illustriert Abbildung 4.7.

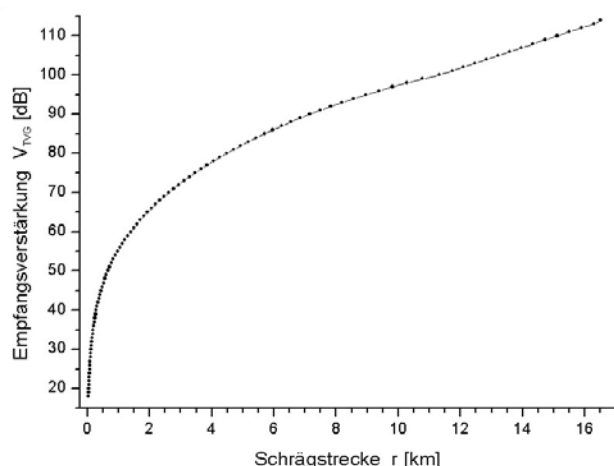


Abb. 4.7: Laufzeitabhängige Empfangsverstärkung des Seabeam 2112 Systems

Da das Seabeam-System die für die Auswertung der Rückstreudaten benötigten TVG-Werte nicht im MB41-Format speichert, wurden sie beim Hersteller erfragt und direkt in den Quellcode der Software XMBSscatt implementiert.

4.3.4.2 Gesamte Empfangsverstärkung

Die gesamte Empfangsverstärkung des Hydrosweep-Systems setzt sich aus den folgenden Komponenten zusammen:

$$V_{ges} = V_{TVG} + V_{match} + V_{filt} + V_{BF} \quad (4.17)$$

- V_{ges} : gesamte Empfangsverstärkung [dB] (variabler Wert pro PFB)
- V_{TVG} : zeitabhängige Empfangsverstärkung [dB] (variabler Wert pro PFB, Kap. 4.3.4.1)
- V_{match} : Dämpfung der Anpassungsglieder [dB] (konstanter Wert von -10 dB pro Ping)
- V_{filt} : Empfangsverstärkung im Filtermodul [dB] (variabler Wert pro Ping)
- V_{BF} : Empfangsverstärkung im Beamformer [dB] (variabler Wert für 16 PFB-Gruppen)

V_{filt} und V_{BF} sind im DUX-Format gespeichert und werden von der Rückstreudaten-Software eingelesen; V_{match} ist als Festwert im Quellcode von XMBSscatt vorhanden. V_{TVG} und V_{ges} werden von XMBSscatt während der Prozessierung der Rückstreudaten berechnet.

Die gesamte Empfangsverstärkung des Seabeam-Systems berechnet sich wie folgt:

$$V_{ges} = V_{TVG} + V_{Ping} (+V_{BF}) \quad (4.18)$$

- V_{ges} : gesamte Empfangsverstärkung [dB] (variabler Wert pro PFB)
- V_{TVG} : zeitabhängige Empfangsverstärkung [dB] (variabler Wert pro PFB, Kap. 4.3.4.1)
- V_{Ping} : Empfangsverstärkung für jeden Ping [dB] (variabler Wert pro Ping)
- V_{BF} : Empfangsverstärkung im Beamformer [dB] (konstanter Wert pro Ping)

V_{Ping} ist im MB41-Format (bzw. im konvertierten DUX-Format) gespeichert und wird von XMBSscatt eingelesen. V_{TVG} und V_{ges} werden von XMBSscatt während der Prozessierung der Rückstreudaten berechnet. V_{BF} wird bereits vor der Prozessierung der Rückstreudaten bei der Umrechnung der Amplituden (Kap. 4.3.1) berücksichtigt und erscheint in Gleichung 4.18 deshalb in Klammern.

Abbildung 4.8 zeigt den exemplarischen Verlauf der Gesamt-Empfangsverstärkung für beide Sonarsysteme während eines identischen Fahrtabschnitts. Beide Pings sind komplett, d.h. es wurden für alle PFBs Messwerte registriert. (Der Ping von Seabeam wurde am 10.8.2001 um 18:41:30 Uhr bei ca. 3800 m Wassertiefe gemessen, der Ping von Hydrosweep am gleichen Tag um 19:09:21 Uhr bei gleicher Tiefe und Position). Die PFBs beider Systeme sind von Backbord nach Steuerbord durchnummeriert.

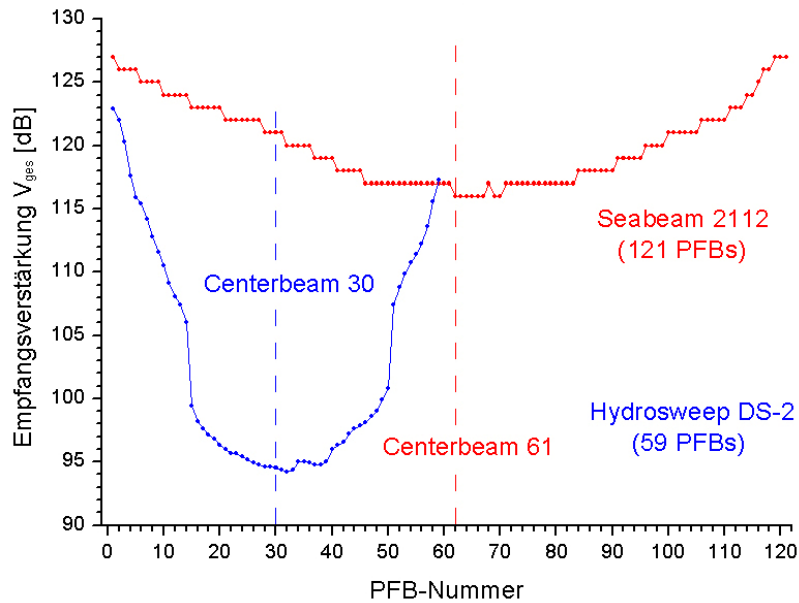


Abb. 4.8: Gesamte Empfangsverstärkung pro PFB für Hydrosweep und Seabeam

Die Gesamtverstärkung beim Seabeam-System ist signifikant höher als beim Hydrosweep-System, im Falle des Centerbeams beträgt der Unterschied 22.5 dB. Diese Tatsache lässt sich durch die unterschiedlichen Sendepiegel innerhalb der beiden Messfächer erklären (Kap. 4.3.3).

Beide Kurven weisen einen nahezu spiegelsymmetrischen Verlauf zur Centerbeamachse auf, was entweder auf einen relativ ebenen Meeresboden oder eine Messung parallel zur Hangneigung schließen lässt. Da die Empfangsverstärkung von der Schrägstrecke abhängig ist, welche die Schallsignale durchlaufen, ergibt sich für einen Ping, der senkrecht zu einer starken Hangneigung gemessen wird, ein deutlich asymmetrisches Bild der Empfangsverstärkung.

4.4 Beam-Koeffizienten

Zur Auswertung der Rückstreudaten benötigt XMBSscatt einen Satz von Koeffizienten, welche die Sende- und Empfangscharakteristik des eingesetzten Fächersonarsystems für jeden PFB beschreiben. Für das Hydrosweep DS-2 System auf FS *Polarstern* ist ein solcher Datensatz vorhanden. Für das Seabeam 2112 System auf USCGC *Healy* musste dagegen ein neuer Satz von Koeffizienten berechnet werden. Die dazu benötigten Informationen wurden beim Hersteller erfragt. Die Funktionsweise der Beam-Koeffizienten innerhalb des Softwarepaketes XMBSscatt und deren Neuberechnung für das Seabeam-System werden im Folgenden näher erläutert.

4.4.1 Koeffizienten für Hydrosweep DS-2

Die Sende- und Empfangscharakteristik des Hydrosweep DS-2 Systems wird innerhalb der Software XMBSscatt durch folgende Dateien bereitgestellt:

- Eine Datei namens „n_090_bmw.sd“
- 30 Dateien namens „n_090_d00_000.coef“, „n_090_d01_552.coef“, ..., „n_090_d45_001.coef“

Die Datei „n_090_bmw.sd“ enthält die folgenden Parameter:

n_090_d00_000	1.66	1.37	1.00
n_090_d01_552	1.67	1.37	1.00
n_090_d03_103	1.67	1.37	1.00
.....
n_090_d18_621	1.77	1.37	0.95
.....
n_090_d41_897	2.29	1.37	0.71
n_090_d43_449	2.35	1.37	0.69
n_090_d45_001	2.41	1.37	0.67

Jede der 30 Zeilen besitzt vier Spaltenwerte mit Informationen für jeweils einen Empfangsbeam (PFB). Die Steuerbord- und Backbordseite des Messfächers werden als symmetrisch angenommen. Die Bedeutung der verschiedenen Spaltenwerte wird anhand des fett markierten Beispiels erläutert:

1. Spalte
`n_090_d18_621` : verweist auf die Datei `n_090_d18_621.coef` (Erläuterung s.u.)
`n` : neue Geometrie, Hydrosweep DS-2 ²¹
`090` : 90° (konstant), Öffnungswinkel des Messfächers ²¹
`d` : Kalibrier- und Vermessungsmodus Tiefsee (deep sea) ²¹
`18_621` : $\theta = 18.621^\circ$, Schwenkwinkel des Empfangsbeams (Beammitte)
 Der Abstand der PFB-Schwenkwinkel beträgt $90^\circ / 58 \approx 1.5517^\circ$
2. Spalte : $\varphi = 1.77^\circ$, halber Öffnungswinkel des Empfangsbeams (PFBs) in Schiffsquerrichtung, bei dem die Schallintensität auf -3 dB abgesunken ist
3. Spalte : $\psi = 1.37^\circ$ (konstant), halber Öffnungswinkel des Sendebeams in Schiffs längsrichtung, bei dem die Intensität auf -3 dB abgesunken ist
4. Spalte : 0.95, Renormierungsfaktor der Richtcharakteristik
 Renormierung der PFBs auf die Hauptachse der Wandleranordnung

Die 30 Koeffizienten-Dateien enthalten die Richtcharakteristik für die einzelnen PFBs. Als Beispiel sei hier die zum obigen Beispiel gehörende Datei „`n_090_d18_621.coef`“ aufgeführt. Da der Winkel $\varphi = 1.77^\circ$ beträgt, enthält sie 178 Koeffizienten:

1.00000	0.99997	0.99989	0.99978	0.99962
0.99942	0.99918	0.99890	0.99858	0.99822
.....
0.52981	0.52557	0.52133	0.51708	0.51284
0.50860	0.50437	0.50014		

Die Hauptrichtung des PFBs (Beammitte) beträgt 18.621° und ist auf den Wert 1.0 normiert. Der letzte Wert 0.50014 markiert die Richtung, in der die Schallintensität auf die Hälfte (-3 dB) des Wertes der Hauptrichtung abgesunken ist.

Die Koeffizienten beschreiben die Richtcharakteristik des Empfangsbeams in $1/100^\circ$ Schritten in positiver und negativer Richtung, symmetrisch von der Beammitte ausgehend. Ein Koeffizient gilt also für jeweils zwei Richtungen links und rechts von der Beammitte. Die Zuweisung sieht demnach wie folgt aus:

1.00000	→	$(18.621 + 0.00)^\circ$	und	$(18.621 - 0.00)^\circ$
0.99997	→	$(18.621 + 0.01)^\circ$	und	$(18.621 - 0.01)^\circ$
0.99989	→	$(18.621 + 0.02)^\circ$	und	$(18.621 - 0.02)^\circ$
.....	
0.50860	→	$(18.621 + 1.75)^\circ$	und	$(18.621 - 1.75)^\circ$
0.50437	→	$(18.621 + 1.76)^\circ$	und	$(18.621 - 1.76)^\circ$
0.50014	→	$(18.621 + 1.77)^\circ$	und	$(18.621 - 1.77)^\circ$

²¹ Im DUX-Format wird generell zwischen *Messmodus* (Vermessungs- oder Kalibriermodus), *Fächermodus* (Öffnungswinkel von 90° oder 120°) und *Operationsmodus* (Flachwasser, mittlere Tiefen oder Tiefsee) unterschieden. Im Kalibriermodus erhalten die drei Operationsmodi die Kürzel *s* für Flachwasser, *m* für mittlere Tiefen und *d* für Tiefsee. Im Vermessungsmodus werden die Kürzel analog als Großbuchstaben *S*, *M* und *D* verwendet. Das Vorgängermodell von Hydrosweep DS-2, Hydrosweep DS, ist mit einer Geometrie ausgestattet, die nur den Fächermodus von 90° enthält. Weil die Beam-Koeffizienten des alten Modells andere Zahlenwerte besitzen, sind die Namen und Parameter der *sd*- und *coef*-Dateien mit einem *o* (für old geometry) gekennzeichnet. Bei Hydrosweep DS-2 (*n* für new geometry) kann zwischen dem Fächermodus von 90° oder 120° gewählt werden, was durch 090 oder 120 entsprechend markiert ist. Weil die Beam-Koeffizienten für den Kalibrier- und Vermessungsmodus identisch sind, werden in XMBScatt für alle Datei- und Parameternamen Kleinbuchstaben verwendet: *s* für den Flachwassermodus und *d* für den mittlere Tiefen- und Tiefseemodus. Für die letztgenannten beiden Operationsmodi existiert ein gemeinsamer Satz von Beam-Koeffizienten.

4.4.2 Berechnung der Koeffizienten für Seabeam 2112

Die in Kapitel 4.4.1 beschriebenen Koeffizienten-Dateien, welche die Charakteristik der Sende- und Empfangsbeams enthalten, existierten für das Seabeam 2112 Sonar nicht und mussten deswegen komplett neu erstellt werden.

Unter Nutzung der Software Mathcad (MATHSOFT, 2001) wurde ein Programm mit interaktiver graphischer Benutzeroberfläche (Abb. 4.9) entwickelt, welches die Beam-Koeffizienten für das Seabeam 2112 System nach folgendem Algorithmus berechnet (ELAC-NAUTIK, 2006):

$$array_{\varphi} = \left| \sum_k \left(A_k \cdot \cos \left(\frac{2 \cdot \pi \cdot (k + 0.5) \cdot d \cdot \cos(\theta) \cdot \left(\sin \left(\pi \cdot \left(\frac{\varphi}{18000} \right) \right) \right)}{\lambda} \right) \right) \right| \quad (4.19)$$

$array_{\varphi}$: Beam-Koeffizient, nicht normiert

k : Laufindex $k = 0 \dots N/2 - 1$

N : Anzahl der Hydrophone (Staves) in der Wandleranordnung

A_k : (1.000 0.997 0.990 0.981 0.969 0.953 ... 0.342 0.308 0.275 0.244 0.215 0.739)^T

Vektor mit den Shading-Koeffizienten in transponierter Schreibweise, Tab. 4.1

d : Abstand zwischen den Zentren benachbarter Staves, $d = 0.0625$ m (Abb. 4.10)

θ : Schwenkwinkel des Empfangsbeams in Schiffsquerrichtung [°]

φ : Winkel zur Normalen der Array-Achse (Schiffsquerrichtung) (Abb. 4.9)

Laufindex $\varphi = 0 \dots 9000$ zum Plotten der Intensität von 0° bis 90° in 1/100° Schritten

c : Schallgeschwindigkeit, $c = 1500$ m/s

f : Frequenz des Seabeam-Systems, $f = 12000$ Hz

λ : Wellenlänge des Seabeam-Systems, $\lambda = c / f = 0.125$ m

$$norm = \max (array_{\varphi}) \quad (4.20)$$

$$coef_j = \frac{array_j}{norm} \quad (4.21)$$

$$mag_{\theta} = 20 \cdot \log \left(\frac{array_{\varphi} + 10^{-6}}{norm} \right) \quad (4.22)$$

$\max (array_{\varphi})$: Maximalwert von $array_{\varphi}$

$coef_j$: normierter Beam-Koeffizient, Laufindex $j = 0 \dots 300$ bestimmt die Anzahl der auszugebenden Koeffizienten, Maximum liegt bei 296 Koeffizienten für $\theta = 60^\circ$

mag_{θ} : Magnitude der Schallintensität für einen bestimmten PFB-Schwenkwinkel [dB]

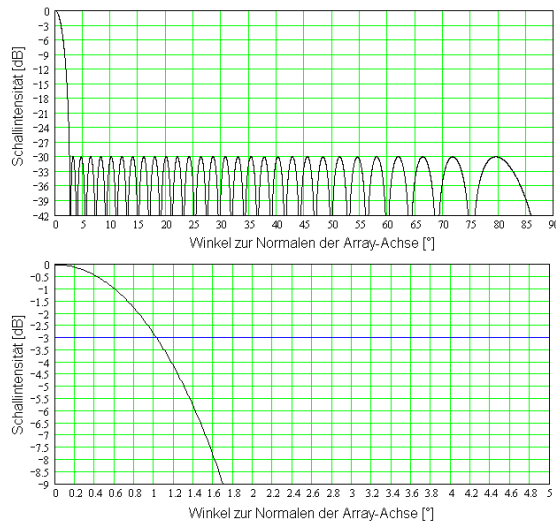


Abb. 4.9: Ausschnitt der interaktiven, graphischen Benutzeroberfläche, die unter Mathcad entwickelt wurde und mit welcher die Beam-Koeffizienten des Seabeam 2112 Systems für PFB-Schwenkwinkel zwischen 0° und 90° berechnet werden.

Oben: Schallintensität der 30 Hydrophone auf der Steuerbord- bzw. Backbordseite des Arrays bei einem PFB-Schwenkwinkel von 0°. Die Intensität in Hauptrichtung beträgt 0 dB, die Intensität der Nebenrichtungen liegt bei konstant -30 dB.

Unten: Vergrößerte Darstellung des Bereiches der Hauptrichtung, in dem die Schallintensität auf -3 dB abgefallen ist.

Die Sende- und Empfangscharakteristik für das Seabeam-System kann nach der obigen Berechnung analog zum Hydrosweep-System in den folgenden Dateien bereitgestellt werden:

- Eine Datei namens „n_120_bmw.sd“
- 61 Dateien namens „n_120_D00_000.coef“, „n_120_D01_000.coef“, ..., „n_120_D60_000.coef“

Die Datei „n_120_bmw.sd“ enthält in jeder der 61 Zeilen Informationen zu jeweils einem PFB:

n_120_D00_000	1.41	1.16	1.00
n_120_D01_000	1.41	1.16	1.00
n_120_D02_000	1.41	1.16	1.00
.....
n_120_D19_000	1.50	1.16	0.94
.....
n_120_D58_000	2.77	1.16	0.49
n_120_D59_000	2.86	1.16	0.47
n_120_D60_000	2.95	1.16	0.45

Die Berechnung der einzelnen Spaltenwerte wird anhand des fett markierten Beispiels erläutert:

1. Spalte

- n_120_D19_000 : verweist auf die Datei „n_120_D19_000.coef“
 - n : ohne Bedeutung (wegen Namenskonvention übernommen)²²
 - 120 : 120° (konstant), Öffnungswinkel des Messfächers
 - D : ohne Bedeutung (wegen Namenskonvention übernommen)²²
 - 19_000 : $\theta = 19^\circ$, Schwenkwinkel des PFBs (Beammitte)
- Der Abstand der PFB-Schwenkwinkel beträgt $120^\circ / 120 = 1^\circ$.

2. Spalte

- : $\varphi = 1.50^\circ$, halber Öffnungswinkel des Empfangsbeams (PFBs) in Schiffsquerrichtung, bei dem die Schallintensität auf -3 dB abgesunken ist
- Berechnung von φ (ATLAS, 2006):

$$\varphi = \varphi_{CB} / \cos(\theta + \varphi_{CB}) \tag{4.23}$$

mit $\varphi_{CB} = 1.41^\circ$ (konstant), halber Öffnungswinkel des Centerbeams, bei dem die Schallintensität auf -3 dB abgesunken ist (ELAC-NAUTIK, 2006)

3. Spalte

- : $\psi = 1.16^\circ$ (konstant), halber Öffnungswinkel des Sendebeams in Schiffs-längsrichtung, bei dem die Schallintensität auf -3 dB abgesunken ist (ELAC-NAUTIK, 2006)

4. Spalte

- : 0.94, Renormierungsfaktor *rnf* der Richtcharakteristik
- Berechnung von *rnf* (ATLAS, 2006):

$$rnf = \cos(\theta + \varphi) \tag{4.24}$$

²² Das Seabeam-System besitzt keinen Kalibriermodus und keine verschiedenen Operationsmodi (vgl. Hydrosweep DS-2, Kap. 4.4.1). Die Kürzel *n* und *D* (hier als Großbuchstabe, um zu zeigen, dass es sich um einen gewöhnlichen Vermessungsmodus handelt) wurden nur aus Gründen der Namenskonvention für Dateien und Parameter in XMBSscatt übernommen.

Die 30 Koeffizienten-Dateien enthalten die Richtcharakteristik für die einzelnen PFBs. Da der Winkel $\varphi = 1.50^\circ$ beträgt, enthält die mit dem obigen Beispiel korrespondierende Datei „n_120_D19_000.coef“ 151 Koeffizienten:

```

1.00000  0.99997  0.99989  0.99975  0.99955
0.99929  0.99898  0.99862  0.99819  0.99771
.....
0.52563  0.52054  0.51546  0.51037  0.50529
0.50021
    
```

Jeder Koeffizient wird analog zu Kapitel 4.4.1 jeweils zwei Richtungen zugewiesen, die in $1/100^\circ$ Intervallen rechts und links von der Hauptrichtung (Beammitte) liegen:

```

1.00000 → (19 + 0.00)° und (19 - 0.00)°
0.99997 → (19 + 0.01)° und (19 - 0.01)°
0.99989 → (19 + 0.02)° und (19 - 0.02)°
.....
0.51037 → (19 + 1.48)° und (19 - 1.48)°
0.50529 → (19 + 1.49)° und (19 - 1.49)°
0.50021 → (19 + 1.50)° und (19 - 1.50)°
    
```

Wie bereits in Kapitel 2.9.2.1 angedeutet, wird bei einem Multibeam-Sonarsystem mithilfe sogenannter Shading-Koeffizienten versucht, die Schallnebenkeulen möglichst klein zu halten. Es gibt verschiedene Verfahren, eine solche Minimierung zu erreichen. Beim Seabeam 2112 System wird die Staffelung nach Dolph-Tschebyscheff (NIELSEN, 1991; SEABEAM, 2000) eingesetzt, die das Nebenmaß auf eine einheitliche Größe von -30 dB drückt (Abb. 4.9). Die auf ein Maximum von 1.0 normierten Shading-Koeffizienten des Seabeam-Systems, die bei der Berechnung der Beam-Koeffizienten eingesetzt wurden, zeigt Tabelle 4.1.

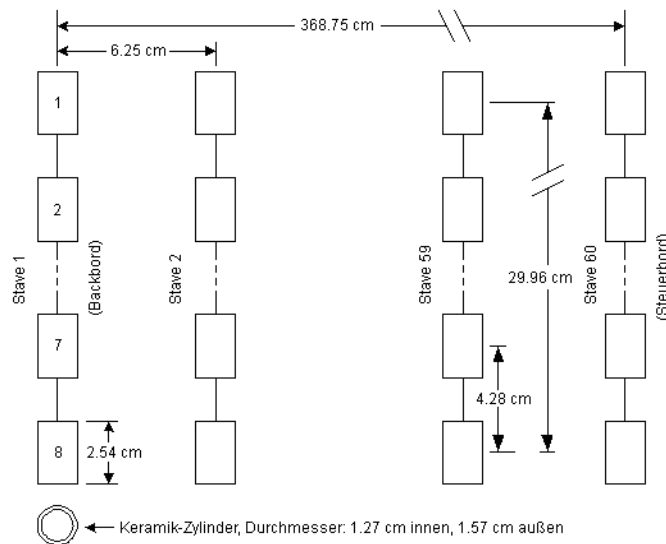
Stave Nr.	Shading-Koeff.	Stave Nr.	Shading-Koeff.
1	0.739	31	1.000
2	0.215	32	0.997
3	0.244	33	0.990
4	0.275	34	0.981
5	0.308	35	0.969
6	0.342	36	0.953
7	0.376	37	0.935
8	0.412	38	0.914
9	0.449	39	0.891
10	0.486	40	0.865
11	0.523	41	0.837
12	0.561	42	0.807
13	0.598	43	0.775
14	0.635	44	0.742
15	0.672	45	0.707
16	0.707	46	0.672
17	0.742	47	0.635
18	0.775	48	0.598
19	0.807	49	0.561
20	0.837	50	0.523
21	0.865	51	0.486
22	0.891	52	0.449
23	0.914	53	0.412
24	0.935	54	0.376
25	0.953	55	0.342
26	0.969	56	0.308
27	0.981	57	0.275
28	0.990	58	0.244
29	0.997	59	0.215
30	1.000	60	0.739

Das Hydrophon-Array des Seabeam 2112 Systems setzt sich aus 60 Staves zusammen, welche parallel und in gleichen Abständen zueinander angeordnet sind. Stave Nr. 1 befindet sich auf der Backbordseite des Arrays und Stave Nr. 60 auf der Steuerbordseite. Jeder Stave besteht wiederum aus jeweils acht Keramik-Zylindern, die als Schallwandler in der Empfangseinheit des Sonarsystems eingesetzt werden (Abb. 4.10).

Bei der Umwandlung von akustischen in elektrische Signale macht man sich den piezoelektrischen Effekt zu Nutze. Dieser besagt, dass bei mechanischer Beanspruchung bestimmter Materialien auf deren Oberfläche elektrische Ladungen entstehen, deren Menge sich proportional zur Beanspruchung verhält. Die Materialien, die diese Eigenschaft aufweisen (wie z.B. Keramiken) sind alle nichtleitend und werden als piezoelektrisch bezeichnet.

Durch eine gerichtete Verformung eines piezoelektrischen Keramik-Zylinders mittels

Tab. 4.1: Shading-Koeffizienten für Seabeam 2112



Schallwellen, welche einseitig Druck auf den Körper ausüben, entstehen mikroskopisch kleine, elektrische Dipole innerhalb der Elementarzellen des Keramik-Kristallgitters.

Die Aufsummierung der Ladungsverchiebung über alle Elementarzellen des Kristallgitters führt schließlich zu einer messbaren elektrischen Spannung im Schallempfänger.

Die geometrische Anordnung von Staves und Keramik-Zylindern im Hydrophon-Array des Seabeam-Systems, welche bei der Berechnung der Beam-Koeffizienten (Gleichung 4.19) eine Rolle spielt, skizziert Abbildung 4.10.

Abb. 4.10: Geometrischer Aufbau des Seabeam 2112 Hydrophon-Arrays (mod. ELAC-NAUTIK, 2006)

4.5 Schallabsorption

Die Absorption von Schallwellen in Meerwasser ist abhängig von deren Frequenz sowie von Druck, Temperatur und Salzgehalt in der Wassersäule. Die benötigten Parameter wurden bei CTD-Messungen der AMORE-Expedition gewonnen, deren Auswertung in Abschnitt 4.5.1 erfolgt.

Da die Fächersonarsysteme Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112 mit verschiedenen Frequenzen operieren, ist eine getrennte Berechnung der Schallabsorption erforderlich. Nach der Umrechnung der Wassertiefe in hydrostatischen Druck in Abschnitt 4.5.2 werden in Abschnitt 4.5.3 und 4.5.4 zwei verschiedene Methoden zur Berechnung der Schallabsorption vorgestellt.

4.5.1 Auswertung von CTD-Messungen

Während der AMORE-Expedition wurden auf FS *Polarstern* an 18 verschiedenen Orten CTD-Messungen mit einer CTD-Sonde vom Typ SBE-19 SEACAT der Firma Sea-Bird durchgeführt. Die Positionen der CTD-Messungen und die dazugehörigen Stationsnamen zeigt Abbildung 4.11.

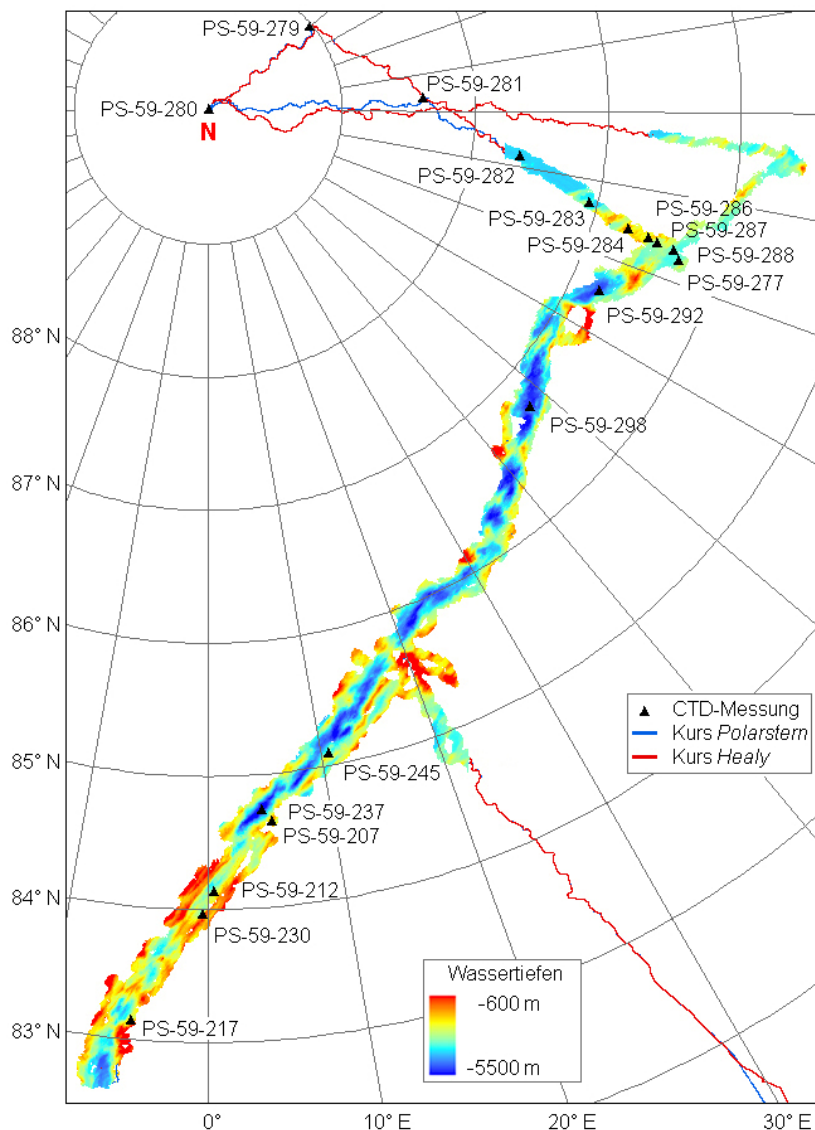


Abb. 4.11: CTD-Messungen auf FS *Polarstern* während AMORE 2001

Die CTD-Messungen und die daraus resultierenden Berechnungen wurden für alle Stationen so aufbereitet, dass für jede Tiefe von der Oberfläche bis zum Meeresgrund (in regelmäßigen Abständen von zwei Metern) ein Wert für die In-Situ-Temperatur, Salinität, potenzielle Temperatur

und Dichteanomalie Sigma-Theta zur Verfügung steht. Die folgende Liste zeigt die Datenstruktur exemplarisch für Station PS59/282-1:

Länge [°]	Breite [°]	Tiefe [m]	Temp. [°C]	Salinität [‰]	pot. Temp. [°C]	Sigma-Theta [kg/m ³]
81.9167	87.6317	2.0	-1.6997	33.6938	-1.69974	27.1164
81.9167	87.6317	4.0	-1.7036	33.3726	-1.70367	26.8554
81.9167	87.6317	6.0	-1.7027	33.2473	-1.70281	26.7535
.....
81.9167	87.6317	4268.0	-0.6514	34.9405	-0.94602	28.1031
81.9167	87.6317	4270.0	-0.6507	34.9405	-0.94555	28.1031
81.9167	87.6317	4272.0	-0.6505	34.9406	-0.94556	28.1032

Im Anschluss an die Auswertung wurden alle CTD-Messungen und die daraus gewonnenen Ergebnisse im Datenbanksystem PANGAEA des AWI archiviert (doi:10.1594/PANGAEA.67010 – 67027). Sie können somit auch von anderen Wissenschaftlern genutzt werden.

Mithilfe der Formel von Chen und Millero (Kap. 2.7.1) wurde für jede CTD-Station ein Schallgeschwindigkeitsprofil berechnet, das sich durch die gesamte Wassersäule von der Oberfläche bis zum Meeresgrund erstreckt. Abbildung 4.12 zeigt die Schallgeschwindigkeit in Abhängigkeit der Wassertiefe für die südlichste CTD-Station PS59/217-1 bei 4.84° W / 83.14° N (a) und die nördlichste CTD-Station PS59/280-1 bei 122.36° E / 89.99° N (b) der AMORE-Expedition.

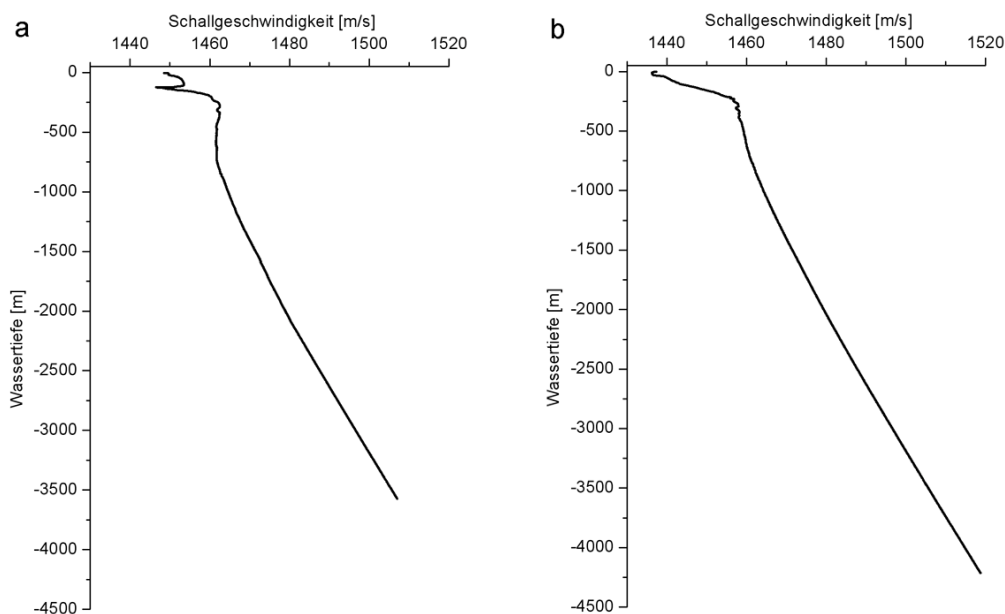


Abb. 4.12: Schallgeschwindigkeitsprofile für CTD-Station PS59/217-1 am südwestlichen Gakkel-Rücken (a) und CTD-Station PS59/280-1 am geographischen Nordpol (b)

Die Schallgeschwindigkeit auf Station PS59/217-1 beträgt an der Oberfläche ca. 1450 m/s. Sie nimmt in der Oberflächenschicht (0 m bis 50 m) um ca. 5 m/s zu und im oberen Bereich der saisonalen Thermokline (50 m bis 100 m) wieder um ca. 5 m/s ab. Dieser Verlauf ist auch auf den Stationen PS59/207-1, PS59/212-2 und PS59/230-1 zu beobachten, die sich alle im südlichen Teil des Gakkel-Rückens befinden (Abb. 4.11). Im Bereich der unteren saisonalen Thermokline (100 m bis 250 m) steigt die Geschwindigkeit auf ca. 1462 m/s an und fällt in der Hauptthermokline (250 m bis 1000 m) nur leicht um ca. 2 m/s ab. In der isothermalen Schicht zeigt das Profil den typischen linearen Anstieg. Bei 3500 m Tiefe beträgt die Geschwindigkeit ca. 1506 m/s.

Die Schallgeschwindigkeit auf Station PS59/280-1 beträgt an der Oberfläche ca. 1436 m/s und steigt in der saisonalen Thermokline auf ca. 1458 m/s an. Ein Abfall in der Hauptthermokline ist nicht zu beobachten, die Geschwindigkeitswerte steigen auch in dieser Schicht bis ca. 1000 m Tiefe geringfügig auf etwa 1463 m/s an. Der lineare Anstieg in der isothermalen Schicht verursacht bei einer Tiefe von 4250 m eine Schallgeschwindigkeit von ca. 1519 m/s.

Die Schallgeschwindigkeitsprofile der Stationen PS59/237-1, PS59/245-1 (zentraler Gakkel-Rücken, Abb. 4.11) und PS59/277-1, PS59/279-1, PS59/281-1, PS59/282-1, PS59/283-1, PS59/284-1, PS59/286-1, PS59/287-1, PS59/288-1, PS59/292-3, PS59/298-1 (nördlicher Gakkel-Rücken und Amundsen-Becken, Abb. 4.11) zeigen einen ähnlichen Verlauf wie das Profil am Nordpol, wobei in der Hauptthermokline keine leichte Zunahme, sondern eine geringe Abnahme bzw. ein nahezu konstanter Verlauf der Geschwindigkeit zu beobachten ist.

Für alle CTD-Stationen wurde ein mittlerer Schallgeschwindigkeitswert berechnet, der sich aus der Integration über die gesamte Wassersäule ergibt. Da die Geschwindigkeiten hier in gleichen Tiefenabständen von 2 m vorliegen, müssen die Werte nur aufsummiert und durch die Anzahl der Messungen geteilt werden. Als Ergebnis erhält man die mittlere Schallgeschwindigkeit.

Die resultierenden Werte wurden anschließend mit den Mittelwerten verglichen, welche das Hydrosweep-System an gleicher Stelle berechnet hat (Tab. 4.2). Ziel des Vergleiches war eine Zuverlässigkeitsprüfung der Hydrosweep-Werte, da diese zur Normierung der Wassertiefen genutzt wurden (Kap. 3.5).

Stations-name	Position Lon. / Lat. [°]	Wasser-tiefe [m]	Max. CTD-Tiefe [m]	CTD-Messung $C_m \pm \sigma$ [m/s]	HS DS-2 C_m [m/s]	ΔC_m [m/s]	ΔWT_m [m]	ΔWT_p [%]
PS59/207-1	5.19 / 84.65	-2970	-2812	1471.64 ± 11.36	1456.83	14.81	30	1.0
PS59/212-2	0.46 / 84.13	-3839	-2346	1468.12 ± 9.13	1474.92	-6.80	-18	0.5
PS59/217-1	-4.84 / 83.14	-3683	-3572	1477.83 ± 15.27	1480.74	-2.91	-7	0.2
PS59/230-1	-0.37 / 83.96	-3596	-3579	1477.90 ± 15.54	1477.56	0.34	1	0.0
PS59/237-1	4.45 / 84.73	-5326	-5278	1492.23 ± 25.62	1476.42	15.81	56	1.1
PS59/245-1	10.71 / 85.09	-4082	-3970	1480.86 ± 18.35	1488.31	-7.45	-21	0.5
PS59/277-1	72.64 / 86.30	-4074	-3963	1480.79 ± 18.18	1491.66	-10.87	-30	0.7
PS59/279-1	130.15 / 89.01	-4261	-4148	1482.14 ± 19.58	1476.13	6.01	17	0.4
PS59/280-1	122.36 / 89.99	-4240	-4213	1482.39 ± 20.26	1476.13	6.26	18	0.4
PS59/281-1	93.50 / 88.39	-4419	-4254	1483.03 ± 20.12	1474.11	8.92	27	0.6
PS59/282-1	81.92 / 87.63	-4446	-4272	1483.31 ± 20.10	1477.57	5.74	17	0.4
PS59/283-1	76.67 / 87.06	-4084	-3974	1480.86 ± 18.41	1477.57	3.29	9	0.2
PS59/284-1	74.53 / 86.72	-3305	-3164	1474.14 ± 13.83	1484.03	-9.89	-22	0.7
PS59/286-1	74.23 / 86.56	-3209	-3064	1473.24 ± 13.39	1484.03	-10.79	-24	0.7
PS59/287-1	73.90 / 86.48	-3814	-3639	1477.95 ± 16.35	1484.03	-6.08	-16	0.4
PS59/288-1	73.60 / 86.35	-4135	-3972	1481.00 ± 18.26	1491.16	-10.16	-28	0.7
PS59/292-3	65.51 / 86.77	-5009	-4874	1488.74 ± 23.25	1496.49	-7.75	-26	0.5
PS59/298-1	47.64 / 86.72	-4876	-4749	1487.36 ± 22.56	1491.51	-4.15	-14	0.3

Tab. 4.2: Mittlere Wasserschallgeschwindigkeit aus CTD- und Hydrosweep-Messungen

Spalte 5 enthält die mittlere Schallgeschwindigkeit C_m und deren Standardabweichung σ , welche aus CTD-Messungen berechnet wurden. In Spalte 6 ist die mittlere Schallgeschwindigkeit C_m aufgelistet, welche von Hydrosweep DS-2 auf den CTD-Stationen berechnet wurde. Aus der Differenz ΔC_m dieser beiden Werte wurde der resultierende Tiefenversatz ΔWT_m (in Meter) und ΔWT_p (in Prozent der Wassertiefe) berechnet:

$$\Delta WT_m = \frac{\text{Wassertiefe}}{C_m} \cdot \Delta C_m \quad (4.25)$$

$$\Delta WT_p = \left| \frac{100}{\text{Wassertiefe}} \cdot \Delta WT_m \right| \quad (4.26)$$

Ob in Gleichung 4.25 C_m aus CTD-Messungen oder C_m aus Hydrosweep-Messungen eingesetzt wird, spielt wegen der geringen Unterschiede und der Rundung von ΔWT_m auf volle Meter keine Rolle. Da als Signallaufstrecke die Wassertiefe verwendet wird, gelten ΔWT_m und ΔWT_p jeweils für den zentralen PFB, der lotrecht zu den beiden Schiffsachsen empfangen wird.

Tabelle 4.2 zeigt, dass ΔWT_p bei allen Stationen unter der vom Hersteller angegebenen Genauigkeit von 1 % der Wassertiefe liegt. Lediglich Station PS59/237 weist eine Differenz von 1.1 % auf. Die Berechnung der mittleren Schallgeschwindigkeit durch Hydrosweep DS-2 kann demnach als zuverlässig eingestuft werden.

4.5.2 Umrechnung der Wassertiefe in Wasserdruck

Die Formeln der Abschnitte 4.5.2 bis 4.5.4 werden benötigt, um die Schallabsorption für das Hydrosweep- und Seabeam-System zu bestimmen. Der Vergleich und die Zusammenfassung der Ergebnisse erfolgt in Kapitel 4.5.5. Die auf den CTD-Stationen in Zweimeter-Intervallen registrierten Wassertiefen wurden nach der Methode von SAUNDERS (1981) bzw. SCHLITZER (1996) zunächst in Wasserdruck umgerechnet:

$$P_1 = (-B - \sqrt{B^2 - 4 \cdot A \cdot C}) / (2 \cdot A) \quad P = P_1 / 10.1325 \quad (4.27)$$

$$A = 2.42 \cdot 10^{-13} \cdot d \quad (4.28)$$

$$B = d \cdot (1.13135 \cdot 10^{-7} + 2.2 \cdot 10^{-6} \cdot \gamma_0) - 1 \quad (4.29)$$

$$C = 1.0285 \cdot \gamma_0 \cdot d \quad (4.30)$$

$$\gamma_0 = 0.9780318 \cdot (1 + 5.3024 \cdot 10^{-3} \cdot \sin^2 \varphi - 5.9 \cdot 10^{-6} \cdot \sin^2 2\varphi) \quad (4.31)$$

$$\varphi = |\varphi_1 \cdot \pi / 180| \quad (4.32)$$

P_1, P : Wasserdruck [dbar] bzw. [atm] φ_1, φ : Geographische Breite [°] bzw. [rad]
 d : Wassertiefe [m] γ_0 : Normalschwere (GRS67) [$10 \cdot \text{m/s}^2$]

Zugrunde gelegt wird ein Standardozean mit 35 ‰ Salinität und 0° C Temperatur. In Gleichung 4.28 bis 4.30 fließen die aus einer Reihenentwicklung stammenden linearen und quadratischen Druckkoeffizienten, das Kompressionsmodul für Seewasser und die breitenabhängige Normalschwere ein. Eine dynamische Höhenkorrektur, die die realen physikalischen Bedingungen in der Wassersäule, also die Abweichung vom Standardozean, berücksichtigt, ist hier vernachlässigbar (SAUNDERS, 1981). Als Faustregel gilt, dass der hydrostatische Druck alle zehn Meter um ca. einen Bar ansteigt. Die berechneten Druckwerte in Dezibar sind etwa von der gleichen Größenordnung wie die Tiefenwerte in Meter. Nähere Informationen zur obigen Umrechnungsmethode finden sich bei SAUNDERS (1981) und SCHLITZER (1996), Details über die Normalschwere des Geodätischen Referenzsystems von 1967 (GRS67) können bei TORGE (1980) entnommen werden.

4.5.3 Absorption nach Fisher und Simmons

Die Formel von FISHER & SIMMONS (1977), im Folgenden kurz F+S genannt, gilt für einen Frequenzbereich von 100 Hz bis 1 MHz, eine Salinität von 35 ‰ und einen pH-Wert von 8.0:

$$a = 8.686 \cdot 10^3 \cdot \left(A_1 \cdot P_1 \frac{f_1 \cdot f^2}{f_1^2 + f^2} + A_2 \cdot P_2 \frac{f_2 \cdot f^2}{f_2^2 + f^2} + A_3 \cdot P_3 \cdot f^2 \right) \quad (4.33)$$

$$A_1 = 1.03 \cdot 10^{-8} + 2.36 \cdot 10^{-10} \cdot T - 5.22 \cdot 10^{-12} \cdot T^2 \quad (4.34)$$

$$A_2 = 5.62 \cdot 10^{-8} + 7.52 \cdot 10^{-10} \cdot T \quad (4.35)$$

$$A_3 = (55.9 - 2.37 \cdot T + 4.77 \cdot 10^{-2} \cdot T^2 - 3.48 \cdot 10^{-4} \cdot T^3) \cdot 10^{-15} \quad (4.36)$$

$$f_1 = 1.32 \cdot 10^3 \cdot (T + 273.1) \cdot e^{-1700/(T+273.1)} \quad (4.37)$$

$$f_2 = 1.55 \cdot 10^7 \cdot (T + 273.1) \cdot e^{-3052/(T+273.1)} \quad (4.38)$$

$$P_1 = 1 \quad P_2 = 1 - 10.3 \cdot 10^{-4} \cdot P + 3.7 \cdot 10^{-7} \cdot P^2 \quad (4.39)$$

$$P_3 = 1 - 3.84 \cdot 10^{-4} \cdot P + 7.57 \cdot 10^{-8} \cdot P^2 \quad (4.40)$$

a : Schallabsorption [dB/km] T : Temperatur [° C] f_1 : Relax.frequenz für Borsäure [Hz]
 f : Sonarfrequenz [Hz] P_1 : Druck [atm] f_2 : Relax.frequenz für MgSO₄ [Hz]

Die Schallabsorption a in Seewasser setzt nach Gleichung 4.33 aus drei Teilen zusammen: der Absorption durch Borsäure (a_1), Magnesiumsulfat (a_2) und reinem Wasser (a_3). Die Terme A_i sind Funktionen der Temperatur und die Terme P_i Funktionen des Druckes. f_1 und f_2 bilden die Relaxationsfrequenzen für Borsäure und Magnesiumsulfat (MgSO₄). (Relaxation bedeutet in diesem Fall die verzögerte Einstellung des Gleichgewichtszustandes infolge von Reibung. Durch molekulare

Relaxationsprozesse ist die Absorption von Schallwellen in Seewasser betr chlich größer als in reinem Wasser). Der Faktor vor der Klammer dient zur Umrechnung von Np/m in dB/km.

Die Schallabsorption in Abhängigkeit der Wassertiefe für Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112, berechnet nach der Formel von F+S für CTD-Station PS/59-237-1, zeigt Abbildung 4.13:

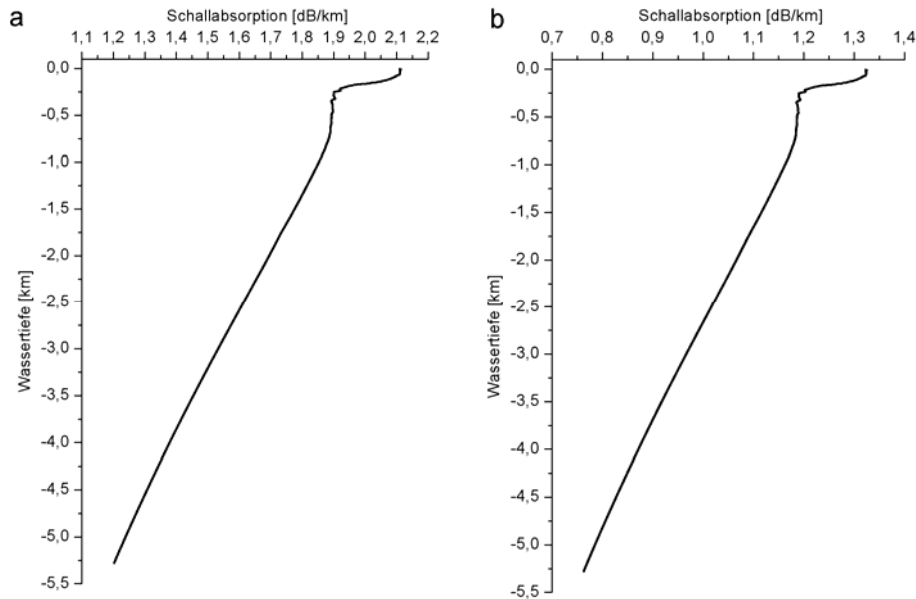


Abb. 4.13: Schallabsorption nach F+S für Hydrosweep (15.5 kHz) (a) und Seabeam (12 kHz) (b)

Der Verlauf der Schallabsorption nach F+S ist ungefähr spiegelsymmetrisch zum Verlauf der Schallgeschwindigkeit (vgl. Abb. 2.2a, S. 35). Die Absorption in der Oberflächenschicht (bis 50 m) ist nahezu konstant. In der saisonalen Thermokline (50 m bis 250 m) fällt sie stark ab, um in der Hauptthermokline (250 m bis 1000 m) wieder nahezu konstante Werte anzunehmen.

In der isothermalen Schicht (ab 1000 m) fällt die Absorption dann mit zunehmender Tiefe linear ab. Wie Abbildung 4.13 zeigt, macht sich ein Frequenzunterschied von 3.5 kHz bereits deutlich in der Schallabsorption bemerkbar. Die Absorptionsdifferenz zwischen Hydrosweep (15.5 kHz) und Seabeam (12 kHz) beträgt an der Wasseroberfläche ca. 0.8 dB/km, bei 1000 m Tiefe ca. 0.7 dB/km und bei 5000 m ca. 0.5 dB/km.

4.5.4 Absorption nach Schulkin und Marsh

Die Formel von SCHULKIN & MARSH (1962), im Folgenden kurz S+M genannt, gilt für einen Frequenzbereich von 3 kHz bis 500 kHz. Sie wird aus folgenden Termen gebildet:

$$a = 8.686 \cdot 10^3 \cdot \left(A \cdot S \cdot \frac{f_T \cdot f^2}{f_T^2 + f^2} + B \cdot \frac{f^2}{f_T} \right) \cdot (1 - 6.54 \cdot 10^{-4} \cdot P) \quad (4.41)$$

$$f_T = 21.9 \cdot 10^{6-1520/(T+273.1)} \quad (4.42)$$

$$A = 2.34 \cdot 10^{-6} \quad B = 3.38 \cdot 10^{-6} \quad (4.43)$$

a : Schallabsorption [dB/km] T : Temperatur [°C] f_T : Relaxationsfrequenz [kHz]
 f : Sonarfrequenz [kHz] P : Druck [atm] S : Salzgehalt [%o]

Die Konstante A beschreibt den ionischen Relaxationsprozess von Magnesiumsulfat in Seewasser und die Konstante B den viskositatsbedingten Absorptionsmechanismus für reine Wassermoleküle. f_T ist die temperaturabhängige Relaxationsfrequenz für MgSO₄-Ionen unter dem in Gleichung 4.42 genannten atmosphärischen Druck.

Die Schallabsorption in Abhängigkeit der Wassertiefe für Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112, berechnet nach der Formel von S+M für dieselbe CTD-Station (PS-59-237-1) wie im obigen Beispiel, veranschaulicht Abbildung 4.14:

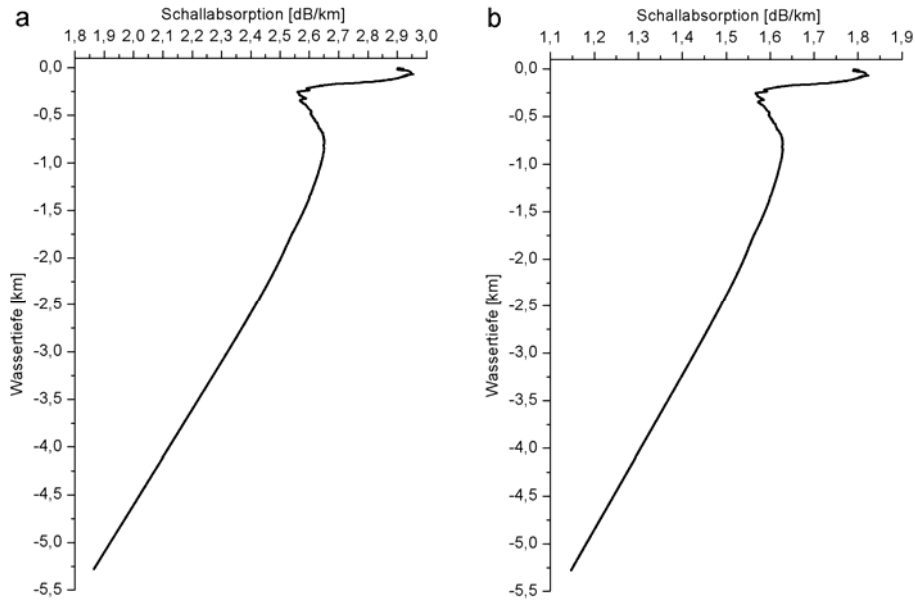


Abb. 4.14: Schallabsorption nach S+M für Hydrosweep (15.5 kHz) (a) und Seabeam (12 kHz) (b)

Der Verlauf der Schallabsorption nach S+M ist ebenfalls ungefähr spiegelsymmetrisch zum Verlauf der Schallgeschwindigkeit (Abb. 2.2a, S. 35). Im Vergleich zur Absorption nach F+S gibt es aber sichtbare Variationen. In der oberflächennahen Schicht nimmt die Absorption zunächst leicht zu.

In der saisonalen Thermokline ist ein starker Abfall zu beobachten, dem ein Anstieg in der Hauptthermokline folgt. In der isothermalen Schicht ist die typische lineare Verringerung der Absorption mit zunehmender Tiefe zu beobachten. Die durch den Frequenzunterschied hervorgerufene Absorptionsdifferenz zwischen Hydrosweep und Seabeam beträgt an der Wasseroberfläche ca. 1.1 dB/km, bei 1000 m Tiefe ca. 1.0 dB/km und bei 5000 m ca. 0.7 dB/km.

4.5.5 Vergleich der Ergebnisse

Mithilfe von Druck, Temperatur, Salzgehalt und Sonarfrequenz wurde für beide Sonarsysteme die Schallabsorption auf allen 18 CTD-Stationen berechnet. Als Resultat erhält man in gleichen Tiefenabständen von 2 m (bzw. Druckintervallen von ca. 2 dbar) einen Absorptionswert in dB/km. Wie die Abbildungen 4.13 und 4.14 zeigen, wird der Schall in den oberen Schichten bis ca. 1 km Wassertiefe deutlich stärker absorbiert. In den Schichten darunter nimmt die Absorption in einem nahezu linearen Verlauf stetig ab.

Stations-Name	Tiefe [m]	Max CTD Tiefe [m]	HS 15.5 a_m [dB/km]	F+S 15.5 $a_m \pm \sigma$ [dB/km]	S+M 15.5 $a_m \pm \sigma$ [dB/km]	F+S 12 $a_m \pm \sigma$ [dB/km]	S+M 12 $a_m \pm \sigma$ [dB/km]
PS-59-207	-2970	-2812	2.2	1.78 ± 0.12	2.56 ± 0.09	1.12 ± 0.07	1.57 ± 0.06
PS-59-212	-3839	-2346	2.2	1.82 ± 0.10	2.59 ± 0.07	1.14 ± 0.06	1.59 ± 0.04
PS-59-217	-3683	-3572	2.2	1.72 ± 0.15	2.50 ± 0.14	1.08 ± 0.09	1.53 ± 0.08
PS-59-230	-3596	-3579	2.2	1.72 ± 0.16	2.50 ± 0.14	1.08 ± 0.10	1.53 ± 0.08
PS-59-237	-5326	-5278	2.1	1.59 ± 0.24	2.35 ± 0.26	1.00 ± 0.15	1.45 ± 0.16
PS-59-245	-4082	-3970	2.1	1.69 ± 0.18	2.47 ± 0.18	1.06 ± 0.11	1.52 ± 0.11
PS-59-277	-4074	-3963	2.1	1.69 ± 0.18	2.47 ± 0.18	1.06 ± 0.11	1.52 ± 0.11
PS-59-279	-4261	-4148	2.1	1.68 ± 0.19	2.46 ± 0.19	1.06 ± 0.12	1.51 ± 0.12
PS-59-280	-4240	-4213	2.1	1.68 ± 0.20	2.46 ± 0.20	1.06 ± 0.12	1.51 ± 0.12
PS-59-281	-4419	-4254	2.1	1.67 ± 0.20	2.45 ± 0.20	1.05 ± 0.12	1.51 ± 0.12
PS-59-282	-4446	-4272	2.1	1.67 ± 0.20	2.45 ± 0.20	1.05 ± 0.12	1.50 ± 0.12
PS-59-283	-4084	-3974	2.1	1.69 ± 0.18	2.47 ± 0.18	1.06 ± 0.11	1.52 ± 0.11
PS-59-284	-3305	-3164	2.2	1.76 ± 0.14	2.54 ± 0.13	1.10 ± 0.09	1.56 ± 0.08
PS-59-286	-3209	-3064	2.2	1.76 ± 0.14	2.55 ± 0.12	1.11 ± 0.09	1.57 ± 0.08
PS-59-287	-3814	-3639	2.2	1.72 ± 0.16	2.50 ± 0.16	1.08 ± 0.10	1.54 ± 0.10
PS-59-288	-4135	-3972	2.1	1.69 ± 0.18	2.47 ± 0.18	1.06 ± 0.11	1.52 ± 0.11
PS-59-292	-5009	-4874	2.1	1.62 ± 0.22	2.39 ± 0.24	1.02 ± 0.13	1.47 ± 0.14
PS-59-298	-4876	-4749	2.1	1.63 ± 0.21	2.40 ± 0.23	1.03 ± 0.13	1.48 ± 0.14
Alle Station.	-4076	-3880	2.14	1.69 ± 0.19	2.46 ± 0.19	1.06 ± 0.12	1.52 ± 0.12

Tab. 4.3: Mittlere Schallabsorption für Hydrosweep (15.5 kHz) und Seabeam (12 kHz)

Das Hydrosweep-System berechnet die mittlere Schallabsorption (Tab. 4.3, Spalte 4) für die gesamte Wassersäule selbstständig und speichert sie im DUX-Format. Beim Seabeam-System hingegen wird ein solcher Wert nicht gespeichert. Da für die Auswertung der Rückstreudaten die Schallabsorption benötigt wird, wurde für die Seabeam-Daten ein Mittelwert aus allen CTD-Stationen berechnet (Tab. 4.3, unterste Zeile). Dieser Wert wird als repräsentativ für das gesamte Arbeitsgebiet angenommen und im Quellcode von XMBSscatt konstant gesetzt. Im Falle der Hydrosweep-Daten könnten die vom Sonarsystem ermittelten Absorptionswerte verwendet werden. Um den gleichen Ansatz wie bei den Seabeam-Daten zu gewähren, wurde allerdings auch hier ein konstanter Mittelwert für das gesamte Gebiet berechnet.

Tabelle 4.5 zeigt, dass die mittleren Absorptionen nach F+S und S+M erheblich voneinander abweichen. Für Hydrosweep (15.5 kHz) ergibt sich eine Differenz von 0.77 dB/km, für Seabeam (12 kHz) eine Differenz von 0.46 dB/km (Mittelwerte aus allen Stationen). Dieser Unterschied soll anhand eines realen Beispiels verdeutlicht werden: Das Schallsignal des äußersten Beams im Hydrosweep-Fächer (90°) durchläuft bei einer Wassertiefe von 5 km eine Schrägstrecke von 14.142 km (Hin- und Rückweg). Die daraus resultierende Abweichung der Absorption zwischen F+S und S+M beträgt 11 dB. Eine Differenz in dieser Größenordnung ist nicht zu vernachlässigen, weil bei der Untersuchung der akustischen Rückstreuung schon Unterschiede von einigen Zehntel-Dezibel eine Rolle spielen können und mitunter zu verschiedenen Ergebnissen bei der Interpretation der Meeresbodeneigenschaften führen (z.B. BEYER et al., 2005a; BEYER 2006).

Da letztendlich eine Berechnungsmethode für beide Sonarsysteme gewählt werden muss, gilt es die geeignetere herauszufinden. Ein Vergleich der mittleren Absorption nach F+S und S+M (15.5 kHz) mit der mittleren Hydrosweep-Absorption ergibt für F+S eine Abweichung von 0.45 dB/km und für S+M eine Abweichung von 0.32 dB/km (Mittelwerte aus allen Stationen). Die S+M-Formel liefert also Resultate, die näher an den Ergebnissen des Hydrosweep-Systems liegen²³. Auch zwei weitere Gründe sprechen eher für die Verwendung der S+M-Formel. Zum einen schränkt sie den Gültigkeitsbereich der verwendeten Sonarfrequenzen besser ein, zum anderen wird der Salzgehalt nicht konstant gesetzt, sondern fließt als Messwert in die Berechnung ein (Kap. 4.5.3, 4.5.4).

Zur Auswertung beider Sonardatensätze wurde aus den genannten Gründen die Berechnung der Schallabsorption nach Schulkin & Marsh gewählt. Für die Hydrosweep-Daten wurde ein konstanter Wert von 2.4644 dB/km in den Quellcode von XMBSscatt implementiert, für die Seabeam-Daten ein konstanter Wert von 1.5154 dB/km.

²³ Eine Nachfrage bei der Firma Atlas Hydrographic (Bremen), welche Methode das Hydrosweep-System zur Berechnung der Schallabsorption nutzt, führte zu keinem konkreten Ergebnis. Seitens des Herstellers wird vermutet, dass wegen der zur Entwicklungszeit des Sonarsystems in den Achtziger Jahren noch begrenzten Rechen- und Speicherkapazitäten ein Algorithmus implementiert wurde, der einfacher strukturiert ist als die Formeln von F+S und S+M (ATLAS, 2006).

4.6 Flächenkorrekturkoeffizient

Die beschallte Fläche am Meeresboden (Footprint) wird für die Berechnung des Rückstreumaßes benötigt. Da die Größe der Fläche von der Lage des Beams im Schallfächer abhängt, muss für jeden Beam ein Flächenkorrekturkoeffizient berechnet werden. Abbildung 4.15 zeigt den Footprint des Centerbeams, der durch die Beamrichtung begrenzt wird, und den Footprint des Außenbeams, welcher durch Pulslänge τ und Schallgeschwindigkeit c limitiert wird.

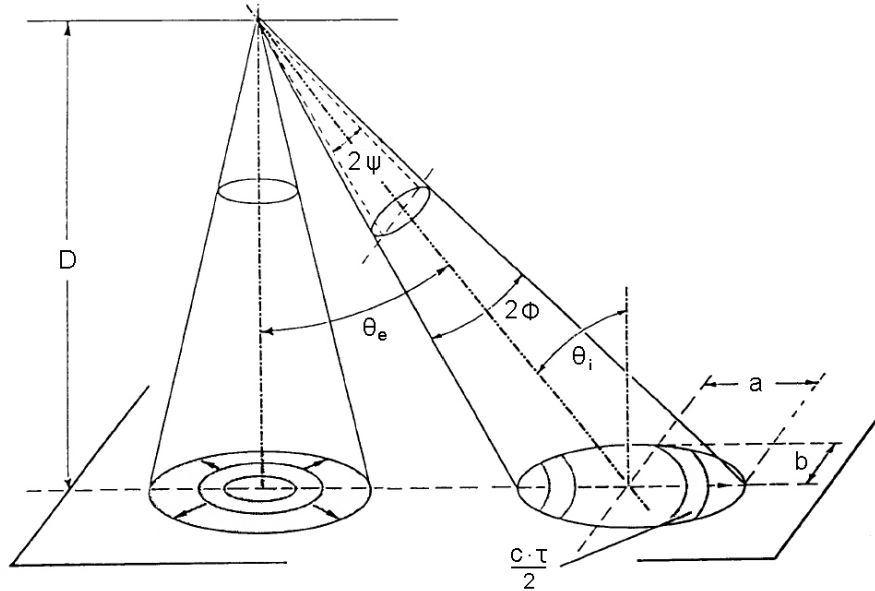


Abb. 4.15: Geometrie des Footprints am Meeresboden für den Centerbeam (links) und den Außenbeam (rechts) (mod. DE MOUSTIER & ALEXANDROU, 1991)

Die beschallte Fläche wird aus der Projektion des Footprints auf eine gedachte horizontale Ebene am Meeresboden bestimmt. Für einen Beam mit den Öffnungswinkeln $2\cdot\psi$ in Schiffsängsrichtung und $2\cdot\Phi$ in Schiffsquerrichtung ist diese Projektion eine Ellipse. Unter Verwendung des Schwenkwinkels θ_e , des Einfallswinkels θ_i und der Wassertiefe D wird zuerst eine virtuelle Tiefe D_a berechnet, die senkrecht auf dem zur Horizontalen geneigten Bodensegment steht (DE MOUSTIER & ALEXANDROU, 1991):

$$D_a = D \cdot \cos \theta_i / \cos \theta_e \quad (4.44)$$

Mit $t_1 = \tan(\theta_i + \phi)$, $t_2 = \tan(\theta_i - \phi)$ und $t_3 = (t_1 + t_2) \cdot \tan \theta_i - \tan^2 \theta_i - t_1 \cdot t_2$ können die große Halbachse a und die kleine Halbachse b der Ellipse berechnet werden:

$$a = D_a \cdot (t_1 - t_2) / 2 \quad (4.45)$$

$$b = a \cdot \tan \psi / (\cos \theta_i \cdot t^{0.5}) \quad (4.46)$$

Für Samples (Zeitintervalle), die in der Größenordnung der halben Pulslänge liegen, wird die beschallte Fläche am Boden aus der Schnittfläche der Footprints von Empfangsbeam und Sendepuls bestimmt:

$$A = 2 \cdot \left(\int_{x_1}^{x_3} f(x) dx - \int_{x_1}^{x_2} g_1(x) dx + \int_{x_3}^{x_4} g_2(x) dx \right) \quad (4.47)$$

Die resultierende Fläche A zeigt Abbildung 4.16 fett umrandet. Die ellipsenförmige Kurve $f(x)$ stellt die Projektion des Footprints des Empfangsbeams auf die gedachte Ebene dar. Die Projektion des Footprints des Sendepulses wird aus Gründen der Einfachheit als kreisförmiger Ring angenommen, welcher durch die Kurven $g_1(x)$ und $g_2(x)$ begrenzt wird.

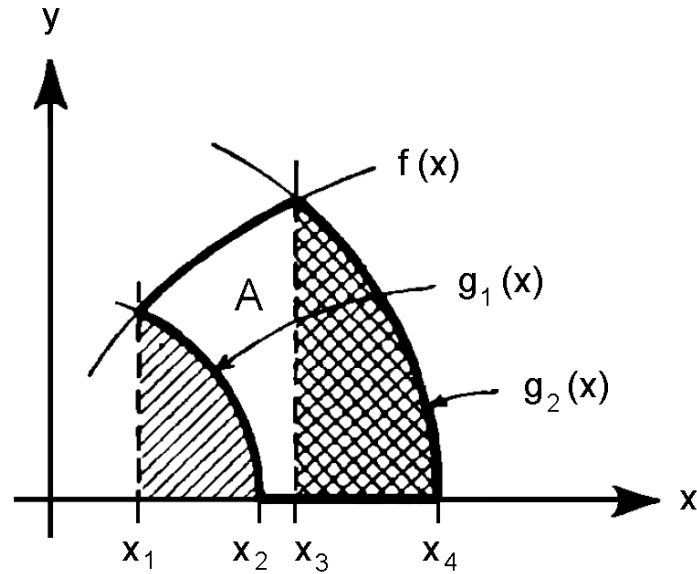


Abb. 4.16: Beschalltes Segment am Boden: Schnittfläche aus dem Footprint von Empfangsbeam und Sendeimpuls (mod. DE MOUSTIER & ALEXANDROU, 1991)

Die Koordinaten der Schnittpunkte x_1 , x_2 , x_3 und x_4 dienen als Integrationsgrenzen und werden aus der folgenden Gleichung bestimmt:

$$x = \frac{-x_0 \cdot d_1 + \sqrt{(r^2 - b^2) \cdot d_2 + d_1 \cdot x_0^2}}{d_2} \quad (4.48)$$

Die Ellipse mit großer Halbachse a und kleiner Halbachse b ist um den Koordinatenursprung x_0 , y_0 gelagert. Der Radius der Kreisringe ist r , außerdem gilt $d_1 = b^2 / a^2$ und $d_2 = 1 - d_1$.

Die Software XMBSscatt bestimmt mit einer Samplingfrequenz von einem Kilohertz die Anzahl der Samples, die der Sendeimpuls benötigt, um den Footprint des Empfangsbeams einmal vollständig zu durchlaufen (vgl. Abb. 4.15).

Für jedes Sample j wird dabei ein sogenannter Flächenkorrekturkoeffizient $coef(j)$ berechnet:

$$coef(j) = \frac{A(j) \cdot b_t(j) \cdot b_r(j)}{r^4(j) \cdot 10^{0.2 \cdot a \cdot r(j)}} \quad (4.49)$$

Die Schrägstrecke zwischen Schallsender und Mittelpunkt der beschallten Fläche $A(j)$ wird durch $r(j)$ gekennzeichnet, a ist die Schallabsorption in Meerwasser. $b_t(j)$ und $b_r(j)$ sind Gewichtskoeffizienten, welche die Charakteristik des Sende- und Empfangsbeams repräsentieren. Sie beschreiben die Variation der Schallintensität beim Durchlaufen des Footprints.

Aus allen $coef(j)$ wird schließlich ein Mittelwert $Coef(i)$ berechnet. Dieser Wert stellt den Flächenkorrekturkoeffizienten für den Beam mit der Nummer i dar und fließt direkt in die Berechnung des Rückstreumaßes ein.

$$Coef(i) = \frac{\sum_{j=0}^n coef(j)}{n} \quad (4.50)$$

4.7 Empfangsübertragungsmaß

Das Empfangsübertragungsmaß eines Sonarsystems ist ein konstantes Maß, welches die Empfangsempfindlichkeit eines Hydrophon-Arrays charakterisiert. Es ist das logarithmierte Verhältnis zwischen der Referenzeingangsspannung von einem Volt und dem Freifeldschalldruck am Ort des Schallempfängers (URBAN, 2002):

$$G_{up} = 20 \cdot \log \frac{U_0}{P} \quad (4.51)$$

- G_{up} : Empfangsübertragungsmaß [dB] (bezogen auf 1V / μ Pa)
 U : Referenzeingangsspannung am Empfänger [V]
 P : Schalldruck am Empfänger [μ Pa]

Das Empfangsübertragungsmaß fließt ebenfalls direkt in die Berechnung des Rückstreumaßes ein. Es beträgt für das Hydrosweep-System -175 dB und für das Seabeam-System -201 dB.

4.8 Berechnung des Rückstreumaßes

Das Rückstreumaß wird von XMBSscatt für jeden Empfangsbeam i berechnet. Die Berechnung erfolgt für Hydrosweep- und Seabeam-Daten nach der gleichen Formel:

$$S(i) = 10 \cdot \log \frac{U_{eff}(i)^2}{Coef(i)} - V_{ges}(i) - SL(i) - G_{up} \quad (4.52)$$

- $S(i)$: Rückstreumaß [dB]
 $U_{eff}(i)$: effektive Ausgangsspannung am Empfänger [V]
 $Coef(i)$: Flächenkorrekturkoeffizient
 $V_{ges}(i)$: gesamte Empfangsverstärkung [dB]
 $SL(i)$: Sendeschallpegel [dB]
 G_{up} : Empfangsübertragungsmaß [dB]
 i : Beamnummer (Hydrosweep: $i = 0 \dots 58$), (Seabeam: $i = 0 \dots 120$)

4.9 Struktur der modifizierten Software XMBSscatt

Der ursprüngliche Quellcode der Software zur Auswertung von Rückstreudaten des Hydrosweep-Systems wurde Ende der Achtziger Jahre unter dem Namen NRGCOR (Energy Correction) von Christian de Moustier am Marine Physical Laboratory der Scripps Institution of Oceanography (USA) in der Programmiersprache FORTRAN entwickelt (MPL, 1991). Das Softwarepaket wurde von der Firma Atlas Elektronik (Bremen) dann Anfang der Neunziger Jahre lizenziert, in die Programmiersprache C umgeschrieben und 1993 unter dem Namen XMBSscatt für 520 000 DM an die Arbeitsgruppe Bathymetrie/Geodäsie des Alfred-Wegener-Institutes verkauft (ATLAS, 1993b). Der C-Quellcode von XMBSscatt (Multibeam Backscatter-Software für die graphische X-Windows-Oberfläche unter dem Betriebssystem UNIX) bildete schließlich die Grundlage für die Verbesserung und Erweiterung des Softwarepaketes am AWI.

Die Struktur der modifizierten XMBSscatt-Software, die von Andreas Beyer und dem Autoren dieser Arbeit am AWI entwickelt und zur Auswertung von Rückstreudaten des Hydrosweep-Systems eingesetzt wurde, zeigt Abbildung 4.17. Das Softwarepaket besteht aus 68 C-Modulen (*.c) mit ca. 11 600 Zeilen Code und zwei Header-Dateien (*.h) mit etwa 1500 Zeilen Code, was insgesamt rund 13 000 Zeilen Programmcode ergibt. Von der Software werden außerdem externe Dateien eingelesen, in denen sonarspezifische Informationen bereitgestellt sind. Es handelt sich um zwei Beam-Charakteristik-Dateien (*.sd) und 4 x 30 Beam-Koeffizienten-Dateien (*.coef), welche den verschiedenen Fächermodi (90° und 120°) sowie Operationsmodi (Flachwasser und mittlere Tiefen/Tiefsee) Rechnung tragen.

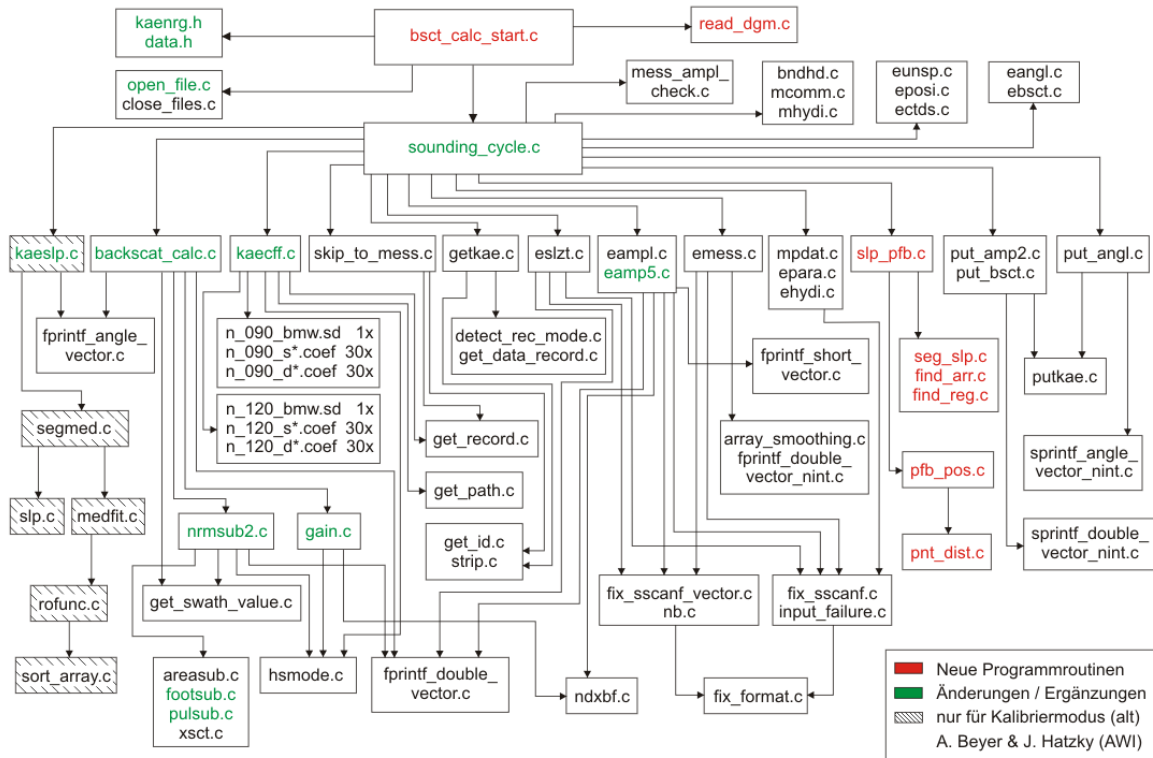


Abb. 4.17: Struktur der modifizierten Software XMBSscatt zur Verarbeitung von Rückstreudaten des Hydrosweep DS-2 Systems für 59 Beams (90°- oder 120°-Schallfächer)

Die Modifizierungen an der originalen XMBSscatt-Version von Atlas sind in Abbildung 4.17 farblich gekennzeichnet. Während rot gekennzeichnete Module komplett neu entwickelt wurden, wurden an grün markierten Modulen Änderungen und Ergänzungen vorgenommen. Die schraffierten Module auf der linken Seite von Abbildung 4.17 repräsentieren den alten Algorithmus zur Bestimmung der Beam-Einfallswinkel am Meeresboden. Sie werden in der modifizierten Version nur noch für Rückstreudaten genutzt, die im Kalibriermodus (Aussendung des Schallfächers längs zum Schiff) gemessen wurden. Die Kalibrierdaten werden im Allgemeinen nicht benötigt und spielen bei der Analyse der akustischen Rückstreuung in der vorliegenden Arbeit keine Rolle.

Die wichtigsten Änderungen der modifizierten Rückstreudaten-Software gegenüber der ursprünglichen XMBSscatt-Version von Atlas umfassen folgende Punkte:

- Entfernung der graphischen Ausgabe**

In der ursprünglichen XMBSscatt-Version von Atlas wird das Rückstreumaß für jeden Beam parallel zur Berechnung in einer graphischen Ansicht des Schallfächers auf dem Bildschirm ausgegeben. Diese graphische Ausgabe verlangsamt den Berechnungsprozess sehr stark und wurde deshalb entfernt.
- Neuer Algorithmus zur Neigungsbestimmung des Meeresbodens**

Der Einfallswinkel der Beams am Meeresboden wird in der Atlas-Version nur mithilfe des quer zum Schiff ausgesendeten Schallfächers berechnet (schraffierte Module in Abb. 4.17). Man bekommt auf diesem Wege zwar direkt nach Aussendung des Pings eine Querneigung des vermessenen Profils, die Neigung in Schiffs-längsrichtung bleibt aber unberücksichtigt. Um die tatsächliche Neigung der Bodenfläche und realistischere Beam-Einfallswinkel zu bestimmen, wurde ein neuer Algorithmus (rote Module in Abb. 4.17) entwickelt, der im Daten-Post-Processing eingesetzt wird. Aus den bathymetrischen Fächersonardaten, die für das betreffende Gebiet erhoben werden, wird zunächst ein Geländemodell im xyz-Format (geographische Länge, Breite und Wassertiefe) berechnet. Dieses Raster kann von der Software eingelesen werden. Die Rasterweite sollte sich nach der Wassertiefe und der daraus resultierenden Größe des Footprints richten. Im Falle der AMORE-Daten wurde

4. Softwareentwicklung zur Verarbeitung von Rückstreudaten

eine Rasterzellenweite von 300 m gewählt. Für eine Dreiecksfläche, welche jeweils die drei nächstgelegenen Rasterpunkte um einen Beam aufspannt, werden die Bodenneigung und Gefällrichtung bestimmt. Daraus kann schließlich der Einfallswinkel des Beams am Meeresboden berechnet werden.

Die Struktur der modifizierten XMBSscatt-Software zur Auswertung von Daten des Seabeam 2112 Systems ist in Abbildung 4.18 zu sehen. Neue ProgrammROUTINEN sind in rot und geänderte bzw. ergänzte Programmteile in grün dargestellt. Das Softwarepaket besteht aus 50 C-Modulen mit ca. 8500 Zeilen Code und zwei Header-Dateien mit ca. 1000 Zeilen Code, was insgesamt rund 10 000 Zeilen Programmcode ergibt. Von der Software werden analog zur Hydrosweep-Variante externe Dateien eingelesen, die sonarspezifische Informationen enthalten. Dies sind zwei Beam-Charakteristik-Dateien und 2 x 61 Beam-Koeffizienten-Dateien, welche für die Auswertung eines 58°- und eines 120°-Fächers erstellt wurden.

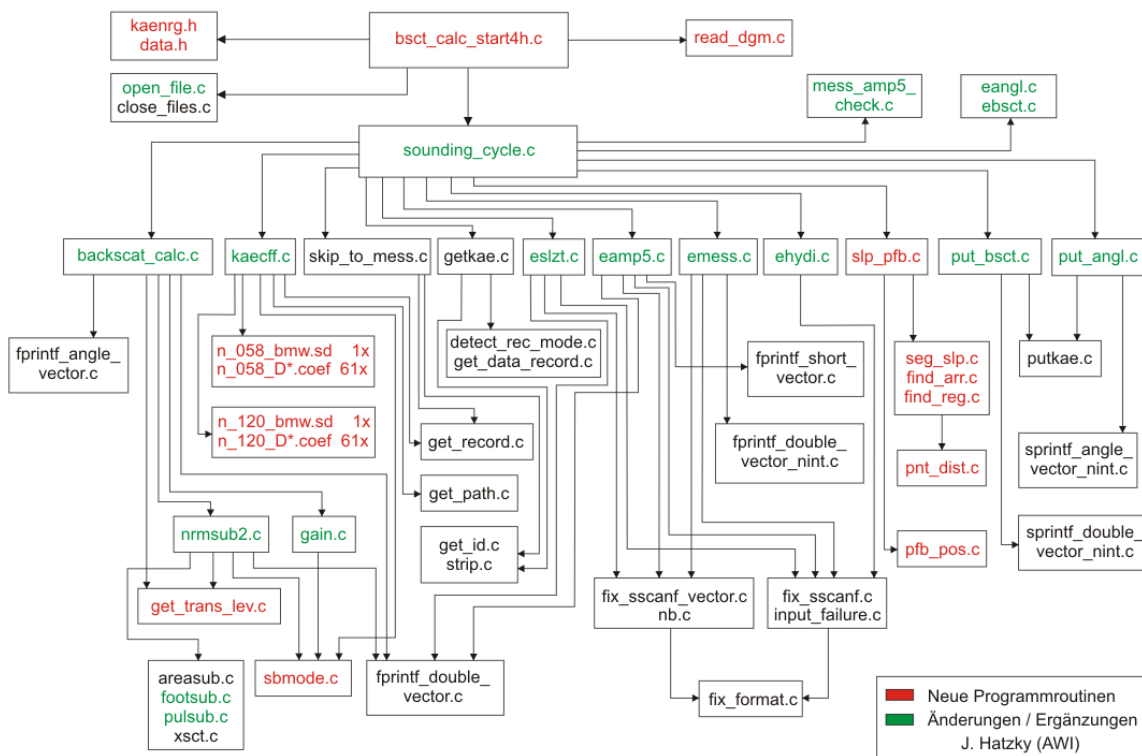


Abb. 4.18: Struktur der modifizierten Software XMBSscatt zur Verarbeitung von Rückstreudaten des Seabeam 2112 Systems für 59 Beams (58°-Schallfächer) oder 121 Beams (120°-Schallfächer)

Die Unterscheidung dieser beiden Fälle resultiert aus der Historie der Programmentwicklung. Da die XMBSscatt-Version für Hydrosweep für 59 PFBs ausgelegt ist, wurde auch die Seabeam-Variante zunächst nur für die 59 inneren Beams des 120°-Fächers entwickelt. (Bei einer konstanten Beambreite von 1° entspricht dies einem virtuellen 58°-Fächer). Später wurden der Dateikonverter ‚MB41 to DUX‘ und das Softwarepaket so erweitert, dass alle 121 Beams ausgewertet werden können. Sowohl für die Hydrosweep- als auch die beiden Seabeam-Versionen wurden umfangreiche Tests durchgeführt, in denen die Software auf fehlerfreies Ein- und Auslesen der Daten, einen korrekten Berechnungsgang und plausible Ergebnisse überprüft wurde.

Die wichtigsten Verbesserungen der Seabeam-Software hinsichtlich des ursprünglichen Atlas-Codes und die maßgeblichen Unterschiede zur modifizierten Hydrosweep-Version (Abb. 4.17) werden in der folgenden Liste stichwortartig zusammengefasst:

- **Entfernung der graphischen Ausgabe**
Analog zur Hydrosweep-Variante (deutliche Einsparung von Rechenzeit).
- **Neuer Algorithmus zur Neigungsbestimmung des Meeresbodens**
Analog zur Hydrosweep-Variante (Einlesen eines Digitalen Geländemodells und Berechnung von Bodenneigung, Gefällerrichtung und realistischer Beam-Einfallswinkel).
- **Erweiterung von 59 auf 121 Preformed Beams (PFB)**
Auswertung aller 121 Beams, die mit dem 120°-Schallfächer erfasst werden.
- **Änderung oder Beseitigung von Modus-bezogenen Programmteilen**
Änderung oder Beseitigung aller C-Module und Header-Dateien, die sich auf die verschiedenen Messmodi (Kalibrier-, Vermessungsmodus), Fächermodi (90°, 120°) und Operationsmodi (Flachwasser, mittlere Tiefen/Tiefsee) von Hydrosweep beziehen. Weil das Seabeam-Sonar keine derartigen Modi besitzt, deklariert die Software Seabeam-Messungen standardmäßig als ‚Tiefsee‘ und wertet 121 Beams des 120°-Schallfächers aus.
- **Implementierung externer sonarspezifischer Parameter**
Hinzufügen von Systemparametern, die im MB41-Format nicht vorhanden sind und beim Hersteller erfragt wurden (z.B. Implementierung des Sendepiegels in den Quellcode von XMBSscatt und Berücksichtigung des Beamformer-Verstärkers im Konvertierungsprogramm ‚MB41 to DUX‘).
- **Neue Beam-Charakteristik- und Beam-Koeffizienten-Dateien**
Berechnung von Beam-Charakteristik- und Beam-Koeffizienten-Dateien, welche die technischen Eigenheiten des Seabeam 2112 Sonarsystems berücksichtigen.
- **Neuer Flächenkorrekturkoeffizient und Footprint**
Berücksichtigung von Seabeam-spezifischen Parametern wie Sendepiegel und Pulslänge, die zur Berechnung des Flächenkorrekturkoeffizienten und der beschallten Fläche am Meeresboden (Footprint) benutzt werden.
- **Neugestaltung der Sende- und Empfangsverstärkung**
Umgestaltung der Sendeverstärkung (Berücksichtigung der Sendedämpfung in der Tiefsee) und Neugestaltung der Empfangsverstärkung (Implementierung der Verstärkung pro Ping und der laufzeitabhängigen Verstärkung pro Beam).
- **Neue Systemkonstanten, Umgestaltung der Header-Dateien**
Umgestaltung der Header-Dateien, welche sonarspezifische Informationen und Systemkonstanten enthalten (z.B. Änderung der Sonarfrequenz von 15.5 kHz auf 12 kHz und des Empfangsübertragungsmaßes von -175 dB auf -201 dB).

5. Analyse und Interpretation der Rückstreudaten

5.1 Auswahl von Vergleichsgebieten

Ein direkter Vergleich der akustischen Rückstreuung zweier nicht baugleicher Sonarsysteme ermöglicht wertvolle Informationen über die Qualität der erhobenen Daten und die Beschaffenheit des vermessenen Meeresbodens. Im folgenden Kapitel soll geklärt werden, ob die Rückstreudaten des Hydrosweep- und Seabeam-Systems Ähnlichkeiten aufweisen, und wenn ja in welchem Maße. Um einen sinnvollen Vergleich der registrierten Rückstreuwerte durchführen zu können, werden fünf Gebiete ausgesucht, in denen *Polarstern* und *Healy* nahezu exakt hintereinander gefahren sind (Abb. 5.1). Durch diese Vorgehensweise werden nur Gebiete untersucht, in denen beide Sonarsysteme identische Flächen am Meeresboden beschallt haben.

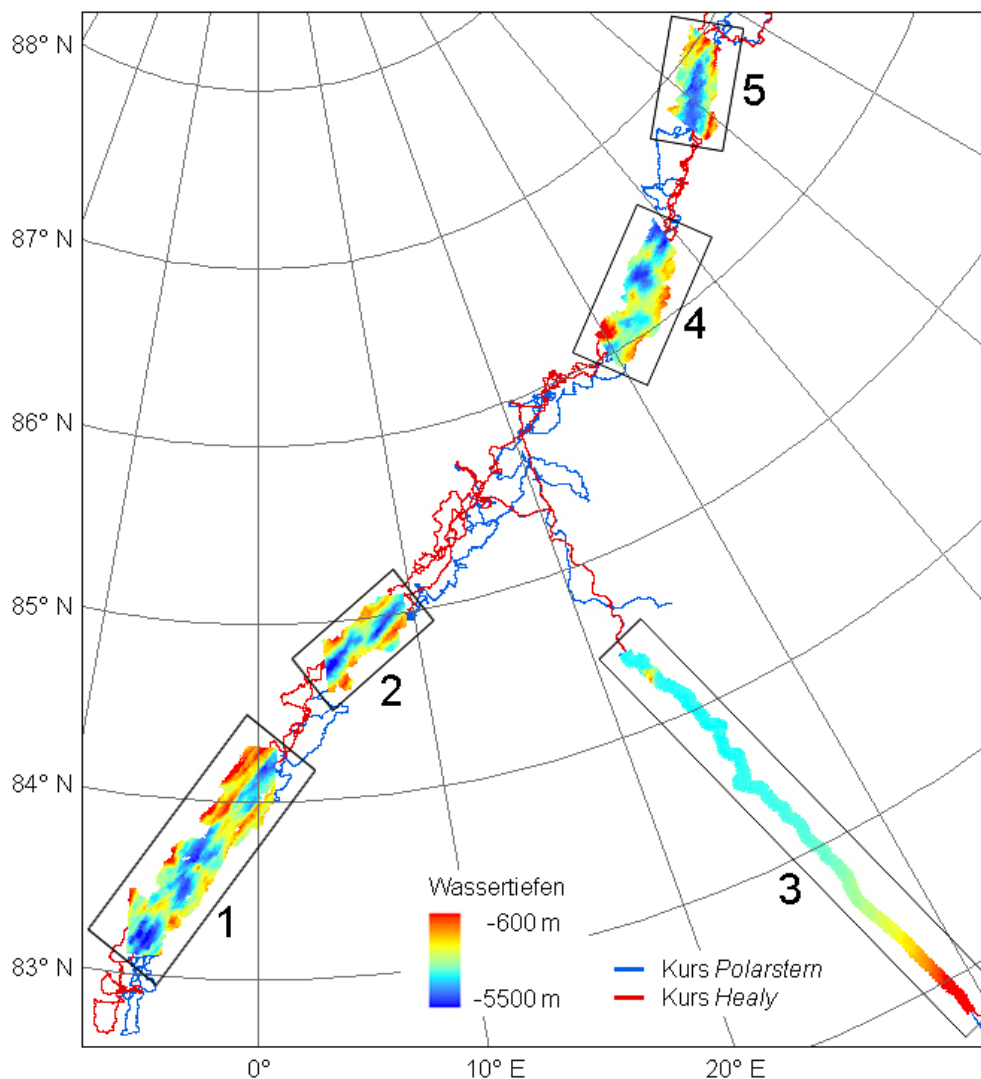


Abb. 5.1: Geographische Lage und Tiefenbereiche der fünf Gebiete, die für den Vergleich der akustischen Rückstreuung des Hydrosweep- und Seabeam-Systems ausgewählt wurden.

Die geographische Ausdehnung, die Tiefenbereiche und die Datenmenge der fünf Gebiete sind in Tabelle 5.1 aufgeführt. Die DUX-Dateien des Hydrosweep-Systems (HS) umfassen jeweils acht Stunden Messzeit. Gebiet 3 enthält zusätzlich vier vierstündige DUX-Dateien, da diese Daten in flacheren Gewässern aufgezeichnet wurden, wo größere Datenmengen anfallen. Die MB41-Dateien des Seabeam-Systems (SB) wurden während der gesamten Fahrt im Stundentakt aufgezeichnet, enthalten also jeweils eine Stunde Messzeit.

Gebiet	Geogr. Ausdehnung	Tiefenbereich	HS-Daten (DUX)	SB-Daten (MB41)
1	83.2° N – 84.2° N 6.1° W – 0.9° E	1824 m – 4629 m	222-08 – 223-08 4 Dateien, 32 h	222-13 – 223-15 27 Dateien, 27 h
2	84.7° N – 85.0° N 4.3° E – 9.5° E	2719 m – 5421 m	220-08 1 Datei, 8 h	220-09 – 220-14 6 Dateien, 6 h
3	81.8° N – 85.5° N 17.7° E – 29.5° E	2917 m – 4626 m	216-08 – 218-00 8 Dateien, 48 h	216-10 – 218-07 46 Dateien, 46 h
4	86.0° N – 86.4° N 29.8° E – 39.2° E	1345 m – 5343 m	240-16 – 241-00 2 Dateien, 16 h	240-21 – 241-06 10 Dateien, 10 h
5	86.7° N – 87.0° N 48.0° E – 56.1° E	2680 m – 5295 m	244-00 1 Datei, 8 h	244-00 – 244-04 5 Dateien, 5 h

Tab. 5.1: Geographische Ausdehnung, Tiefenbereich und Datensätze der fünf Vergleichsgebiete

5.2 Datenprozessierung

Die Software XMBSscatt liefert als Ergebnis für jeden Beam das Rückstreumaß in Bezug auf einen bestimmten Einfallswinkel am Meeresboden. Diese winkelabhängigen Rückstreudaten werden als unkorrigiert bezeichnet. Die flächenmäßige Darstellung der Rückstreudaten kann genauso wie die Darstellung der Tiefendaten durch die Berechnung eines Rasters erreicht werden.

Der einzulesende, dreispaltige Datensatz enthält in jeder Zeile anstelle der geographischen Länge, Breite und Tiefe die Länge, Breite und das Rückstreumaß. Zur Interpolation wurde ebenfalls das IDW-Verfahren unter Arc/Info benutzt. Im Unterschied zu den Tiefendaten (Kap. 3.6) wurde die Punktzahl auf 12 begrenzt und ein Gewichtungsfaktor von 2 gewählt. Dies hat zur Folge, dass der Einfluss der umliegenden Punkte gering bleibt, die Daten kaum geglättet werden und der ursprüngliche Rückstreuwert in jeder Rasterzelle erhalten bleibt. Spezielle Filter, wie sie bei der neigungsabhängigen Glättung der Tiefendaten verwendet wurden, kommen hier nicht zum Einsatz.

Für die graphische Präsentation der akustischen Rückstreuung in digitalen Rastern ist es sinnvoll, die Rückstreudaten bezüglich des Beampatterns zu korrigieren und sie auf einen bestimmten Einfallswinkel zu normieren. Diese beiden Prozesse werden in den folgenden Abschnitten 5.2.1 und 5.2.2 anhand von Daten des Gebietes 3 beispielhaft erläutert. In Kapitel 5.3 erfolgt dann ein flächenhafter, visueller Vergleich des winkelnormierten und Beampattern-korrigierten Rückstreumaßes des Hydrosweep- und Seabeam-Systems in den Gebieten 1, 2, 4 und 5.

5.2.1 Winkelnormierung

Bei der Normierung wird ein bestimmter Einfallswinkel als Referenzwinkel gewählt und das Rückstreumaß aller Beams auf diesen Winkel normiert. Man behandelt die Daten gewissermaßen so, als ob alle Beams unter dem gleichen Einfallswinkel auf dem Meeresboden aufgetroffen wären. Die Winkelabhängigkeit des Rückstreumaßes wird durch diesen Prozess weitgehend entfernt; so dass die beobachteten Rückstreuvariationen nur noch auf die Bodeneigenschaften zurückzuführen sein sollten. Daten, die diesen Arbeitsschritt durchlaufen haben, werden im Allgemeinen als „normierte“ Rückstreudaten bezeichnet.

Als Referenzwinkel bietet sich normalerweise die Nadirrichtung von 0° (Richtung lotrecht zur Schiffslängs- und Querachse) an, da man in dieser Richtung die stärkste Boden-Rückstreuung erwartet. Im Falle der AMORE-Daten wurde jedoch ein Referenzwinkel von 10° gewählt, weil das Rückstreumaß in diesem Bereich am kontinuierlichsten verläuft und die größte Datendichte aufweist. Besonders im Falle der Hydrosweep-Messungen treten in Nadirrichtung häufig Fluktuationen der Rückstreuwerte auf, die zumeist durch eine unzureichende Datendichte verursacht werden (BEYER et al., 2005a; BEYER, 2006).

Zur Durchführung der Normierung wird der gesamte Datensatz zunächst in 0.1° große Winkelbereiche (Bins) unterteilt. Aus allen Rückstreuwerten, die in ein solches Intervall fallen, wird dann der Bereichsmittelwert gebildet, der als Referenzwert für den Winkelbereich dient. Für

einen idealisierten Meeresboden sollte die Rückstreuung, die unter diesem Winkelbereich vom Boden zurückgeworfen wird, in etwa in der Größenordnung des Mittelwertes liegen. Bei der Normierung auf den gewählten Einfallswinkel von 10° wird schließlich von jedem ursprünglich gemessenen Rückstreumaß die Differenz zum Bereichsmittelwert abgezogen.

5.2.2 Beampattern-Korrektur

Die numerische und geometrische Anordnung der einzelnen Beams im Sonarfächer wird als Beampattern bezeichnet. Bei der Auswertung von Rückstreudaten treten häufig systematische Effekte auf, die auf das Beampattern zurückzuführen sind und sich an immer gleichen Positionen im Schallfächer (Beamnummern) bemerkbar machen. Mit einer Korrektur der Daten bezüglich des Beampatterns können solche unerwünschten Effekte beseitigt werden.

Die Beampattern-Korrektur funktioniert im Prinzip wie die Winkelnormierung. Zunächst werden alle Beams nach ihren Nummern (1 bis 59) sortiert und aus den zugehörigen Rückstreuwerten für jede Beamnummer ein Mittelwert berechnet. Bei der Beampattern-Korrektur wird das ursprünglich gemessene Rückstreumaß schließlich um die Differenz zum Mittelwert reduziert.

Die Winkelnormierung und Beampattern-Korrektur wurden in dieser Arbeit mit einem selbstgeschriebenen Programm durchgeführt, welches die Daten schrittweise Beampattern-korrigiert und normiert. Der resultierende Datensatz wird jeweils als Eingangsdatensatz für den nächsten Iterationsschritt verwendet. Die Größe der Winkelintervalle (Bins) und die Anzahl der Iterationen können frei gewählt werden. Für die Auswertung der AMORE-Daten wurde ein Binning von 0.1° mit 25 Iterationen gewählt. Ab dem 26. Iterationsschritt waren keine signifikanten Änderungen des normierten und Beampattern-korrigierten Rückstreumaßes mehr zu beobachten.

Den Effekt der Normierung und Beampattern-Korrektur auf den funktionellen Zusammenhang zwischen Rückstreumaß und Inzidenzwinkel zeigen die Abbildungen 5.2 und 5.3. In Abbildung 5.2 ist der gesamte Datensatz aus Hydrosweep-Messungen dargestellt, der später auch zur Analyse der Rückstreuviationen über dem Gakkel-Rücken benutzt wird. Abbildung 5.3 zeigt den Effekt der Normierung und Beampattern-Korrektur für Hydrosweep- und Seabeam-Daten in Gebiet 1.

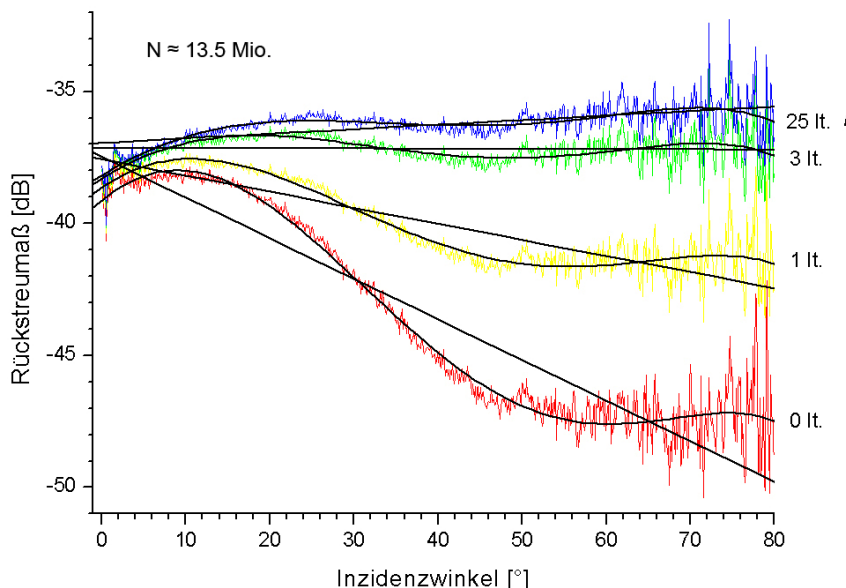


Abb. 5.2: Effekt der Beampattern-Korrektur und Normierung auf die Funktion von Rückstreumaß und Einfallswinkel: Die Kurve wird mit steigender Anzahl der Iterationen angehoben (schwarzer Pfeil). Bei 25 Iterationen ist die Winkelabhängigkeit des Rückstreumaßes beseitigt, die Kurve verläuft nahezu parallel zur Inzidenzwinkelachse. Dargestellt sind Kurven mit 0 (rot), 1 (gelb), 3 (grün) und 25 (blau) Iterationen, welche die Rückstreudaten des Hydrosweep-Systems für das gesamte Arbeitsgebiet zeigen (ca. 13.5 Mio. Messwerte). Die schwarzen Kurven stellen Ausgleichspolynome 5. Grades und die schwarzen Linien Ausgleichsgeraden (lineare Regression) dar.

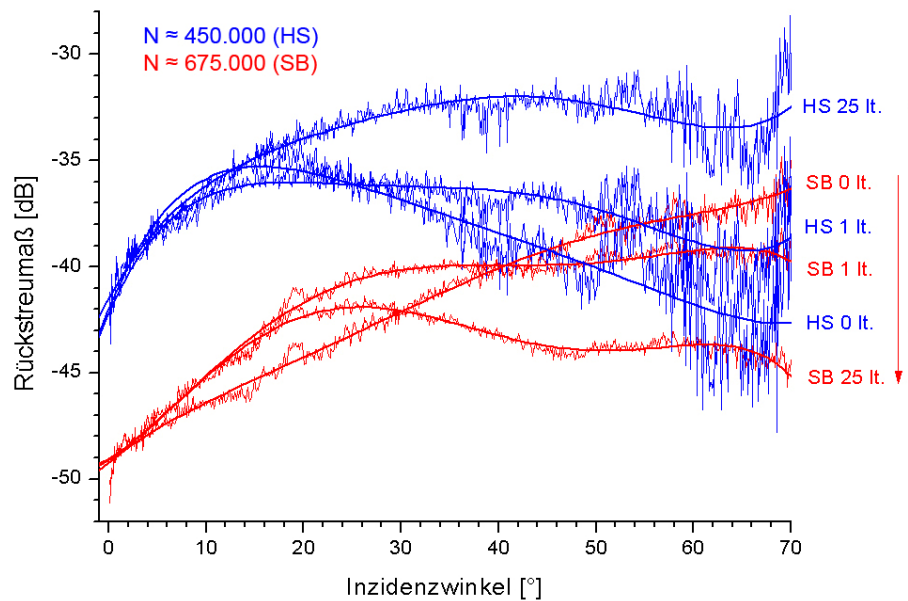


Abb. 5.3: Effekt der Beampattern-Korrektur und Normierung auf die Funktion von Rückstreumaß und Einfallswinkel: Die Hydrosweep-Kurve (HS) wird mit steigender Anzahl der Iterationen angehoben (blauer Pfeil), die Seabeam-Kurve (SB) wird mit steigender Anzahl der Iterationen abgesenkt (roter Pfeil). Bei 25 Iterationen ist die Winkelabhängigkeit des Rückstreumaßes für beide Sonarsysteme kaum mehr vorhanden, die Kurven verlaufen (im Bereich von ca. 20° bis 70°) nahezu parallel zur Inzidenzwinkelachse. Dargestellt sind Kurven mit 0, 1 und 25 Iterationen, welche die Rückstreudaten des Hydrosweep-Systems (ca. 450 000 Messwerte) und des Seabeam-Systems (ca. 675 000 Messwerte) in Gebiet 1 zeigen. Die fett gezeichneten blauen und roten Kurven stellen Ausgleichspolynome 5. Grades dar.

Die Visualisierung der Beampattern-Korrektur und Normierung des Rückstreumaßes in einer flächenhaften Rasterdarstellung erfolgt für beide Sonarsysteme in den Abbildungen 5.4 und 5.5.

Abbildung 5.4a zeigt in einem nördlichen Ausschnitt von Gebiet 3 die farbkodierte Bathymetrie mit 100 m Isolinien, in Abbildung 5.4b ist der Meeresboden als geschummertes Relief abgebildet. Die Kurse von *Polarstern* und *Healy* sind als blaue und rote Linie in der Mitte des Vermessungstreifens gekennzeichnet und liegen nahezu exakt übereinander. Die ursprünglich registrierten, unkorrigierten Rückstreudaten des Hydrosweep-Systems in diesem Gebiet zeigt Abbildung 5.4c. Wie deutlich zu erkennen ist, ist die Rückstreuung im inneren Bereich des Schallfächers (steuerbord und backbord der Kurslinie) durchgehend höher als in den äußeren Bereichen. Diese Systematik ist durch die Beampattern-Korrektur und Normierung der Rückstreudaten in Abbildung 5.4d beseitigt, was besonders gut im Abschnitt nördlich von 84° 20' N beobachtet werden kann. Für die unkorrigierten (Abb. 5.5a) sowie Beampattern-korrigierten und normierten (Abb. 5.5b) Rückstreudaten des Seabeam-Systems gilt das Gleiche, wobei die erhöhte Rückstreuung im mittleren Bereich des unkorrigierten Fächers nicht so deutlich hervortritt wie beim Hydrosweep-System.

Das Rückstreumuster der einzelnen Beams, welches in den unkorrigierten Rastern deutlich wird, sowie die Effekte, die Abbildung 5.2 und 5.3 zeigen, sind in erster Linie auf den Sendeschallpegel und die Empfangsverstärkung zurückzuführen (Kap. 4.3.3 und 4.3.4). Während der Sendepiegel des Hydrosweep-Systems vom Centerbeam zu den Außenbeams ansteigt, ist beim Seabeam-System vom Centerbeam zu den Außenbeams zunächst ein kleiner Anstieg und dann ein starker Abfall zu beobachten (Abb. 4.5a, S. 108). Diese Tatsache hat, wie bereits geschildert, technische Gründe: Das Seabeam-Sonar verwendet nur einen zentralen Sendepuls, das Hydrosweep-Sonar hingegen drei versetzte Impulse. Die Empfangsverstärkung wird für beide Systeme von den inneren zu den äußeren Beams größer. Während der Gradient beim Hydrosweep-System jedoch wesentlich stärker ist, befindet sich die Empfangsverstärkung des Seabeam-Systems insgesamt auf einem höheren Niveau (Abb. 4.8, S. 111). Weil sowohl Sendepiegel als auch Empfangsverstärkung direkt in die Berechnung des Rückstreumaßes einfließen (Gleichung 4.52, S. 126), haben die zum Teil gegensätzlich verlaufenden Hydrosweep- und Seabeam-Größen einen unmittelbaren Einfluss auf die graphische Darstellung der Rückstreuung.

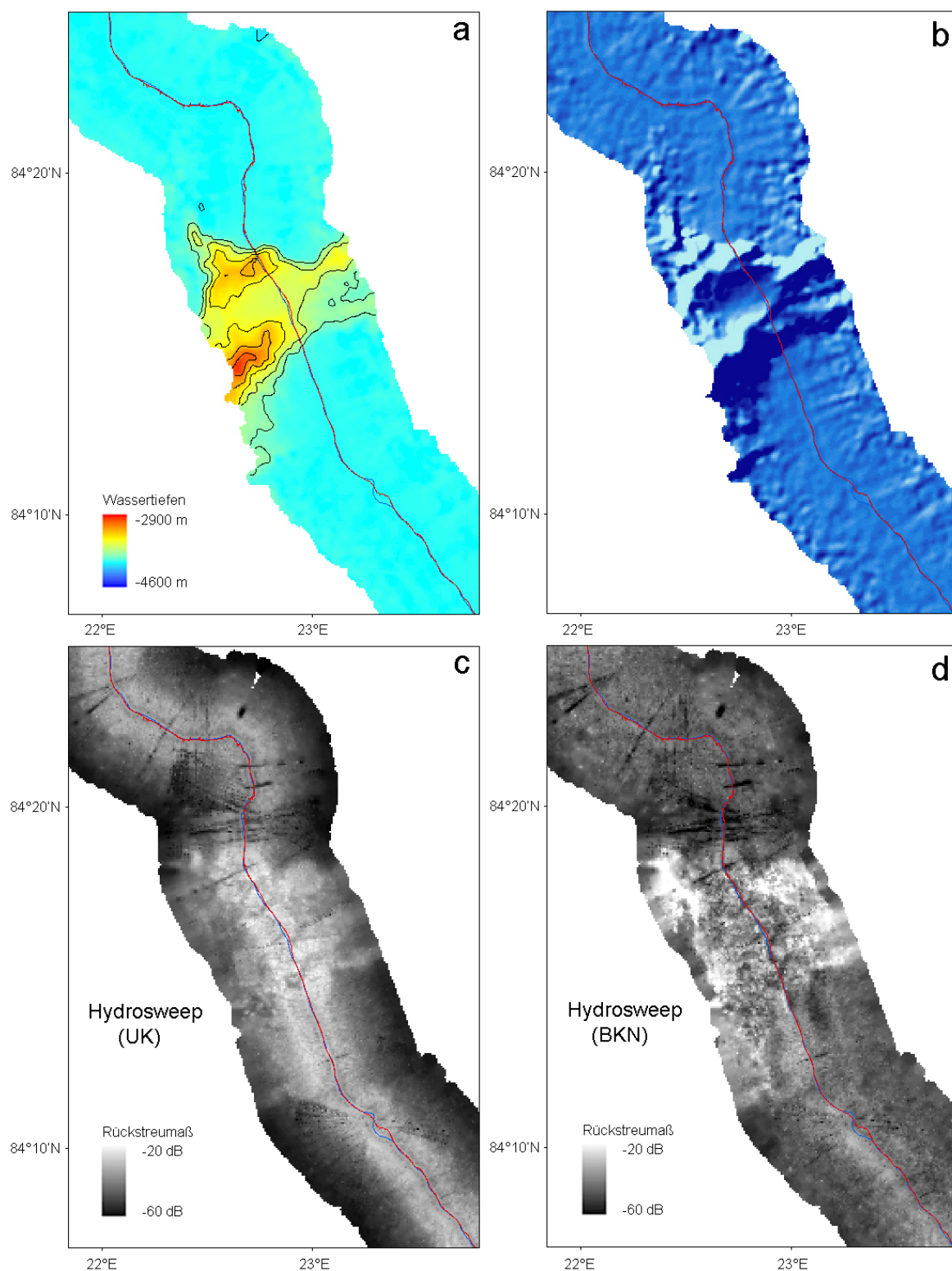


Abb. 5.4: Bathymetrie des nördlichen Teiles von Gebiet 3 mit 100 m Konturlinien (a) und als schattiertes Relief (b). Rückstreumaß des Hydrosweep-Systems, unkorrigiert²⁴ (c) und Beampattern-korrigiert und normiert²⁴ (d). Die blaue und rote Linie zeigen den deckungsgleichen Kurs von *Polarstern* und *Healy*.

²⁴ Für den Begriff „unkorrigiert“ wird in den folgenden Abbildungen und Tabellen (und auch teilweise im Text) aus Platzgründen die Abkürzung UK verwendet. Der Begriff „Beampattern-korrigiert“ wird mit BPK und der Begriff „Beampattern-korrigiert und normiert“ mit BKN abgekürzt (s. auch Abkürzungsverzeichnis).

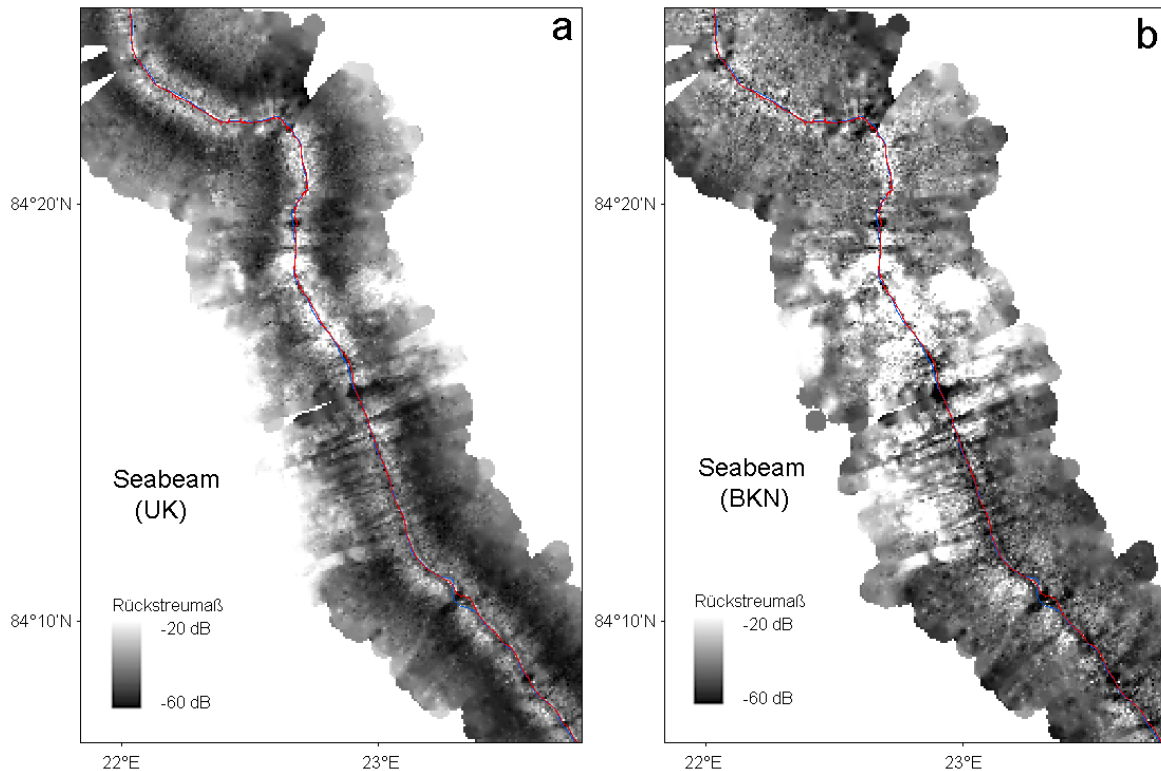


Abb. 5.5: Rückstreumaß des Seabeam-Systems, unkorrigiert (a) und Beampattern-korrigiert und normiert (b). Die blaue und rote Linie zeigen den Kurs von *Polarstern* und *Healy*.

Im Falle der Hydrosweep-Daten wird dies in den unkorrigierten Rastern durch eine erhöhte Rückstreuung im inneren Bereich des Schallfächers deutlich. Beim Seabeam-System ist hingegen sowohl in einem engen Bereich um den Centerbeam als auch in den äußeren Bereichen des unkorrigierten Schallfächers eine erhöhte Rückstreuung zu beobachten. Dieses Muster wird für beide Sonarsysteme vor allem durch die Beam-abhängige Variation des Sendepiegels gesteuert. Weil die Größe des Sendepiegels bei der Berechnung der Rückstreuung subtrahiert wird, erzeugt ein kleiner Sendepiegel ein hohes Rückstreumaß und ein großer Sendepiegel ein eher niedriges Rückstreumaß. Wie die Abbildungen 5.4d und 5.5b zeigen, kann dieser Effekt durch die Beampattern-Korrektur und Winkelnormierung weitgehend kompensiert werden.

Der Einfluss der Topographie auf die akustische Rückstreuung wird besonders im Bereich eines Seamounts deutlich, den beide Schiffe im Norden des Gebietes 3 überfahren haben (Abb. 5.4a und 5.4b). Sowohl die Hydrosweep- als auch die Seabeam-Daten zeigen über dem Seamount eine signifikant höhere Rückstreuung als in den ebenen Flächen, die nördlich und südlich des Seamounts liegen. Besonders in den Beampattern-korrigierten und normierten Datensätzen korreliert die akustische Rückstreuung direkt mit der topographischen Erhebung. Wie auch später in anderen Gebieten gezeigt wird, ist der Einfluss der Relief- und Hangneigung auf die Rückstreuung der zumeist dominierende Faktor, was vermutlich vor allem durch eine erhöhte Rauigkeit der Meeresbodenoberfläche bewirkt wird. Durch die Normierung der PFB-Einfallswinkel auf einen gemeinsamen Referenzwinkel lässt sich der Einfluss der Geländeneigung auf die Rückstreuung zwar berücksichtigen, ganz beseitigt werden kann er jedoch nicht.

In Kapitel 5.3 wird die flächenhafte Visualisierung des Beampattern-korrigierten und normierten Rückstreumaßes in den Gebieten 1, 2, 4 und 5 vorgestellt. Die Gegenüberstellung von Rückstreudaten-Rastern des Hydrosweep- und Seabeam-Systems, welche die Abbildungen 5.6 bis 5.9 zeigen, gestattet einen direkten und vollständigen Vergleich beider Datensätze. (Da Gebiet 3 nur aus einem schmalen Vermessungstreifen (Abb. 5.1) besteht und mit dem oben gezeigten Seamount nur eine topographisch interessante Stelle aufweist, wird auf den Vergleich der restlichen Hydrosweep- und Seabeam-Rückstreudaten dieses Gebietes verzichtet. Die Rückstreuung des Hydrosweep-Systems im gesamten Gebiet 3 wird für die Untersuchung der zeitgleich aufgezeichneten Parasound-Seismogramme benötigt und deswegen in Kapitel 5.7.4 erneut aufgegriffen).

5.3 Vergleich der Rückstreuung von Hydrosweep und Seabeam

5.3.1 Akustische Rückstreuung in Gebiet 1

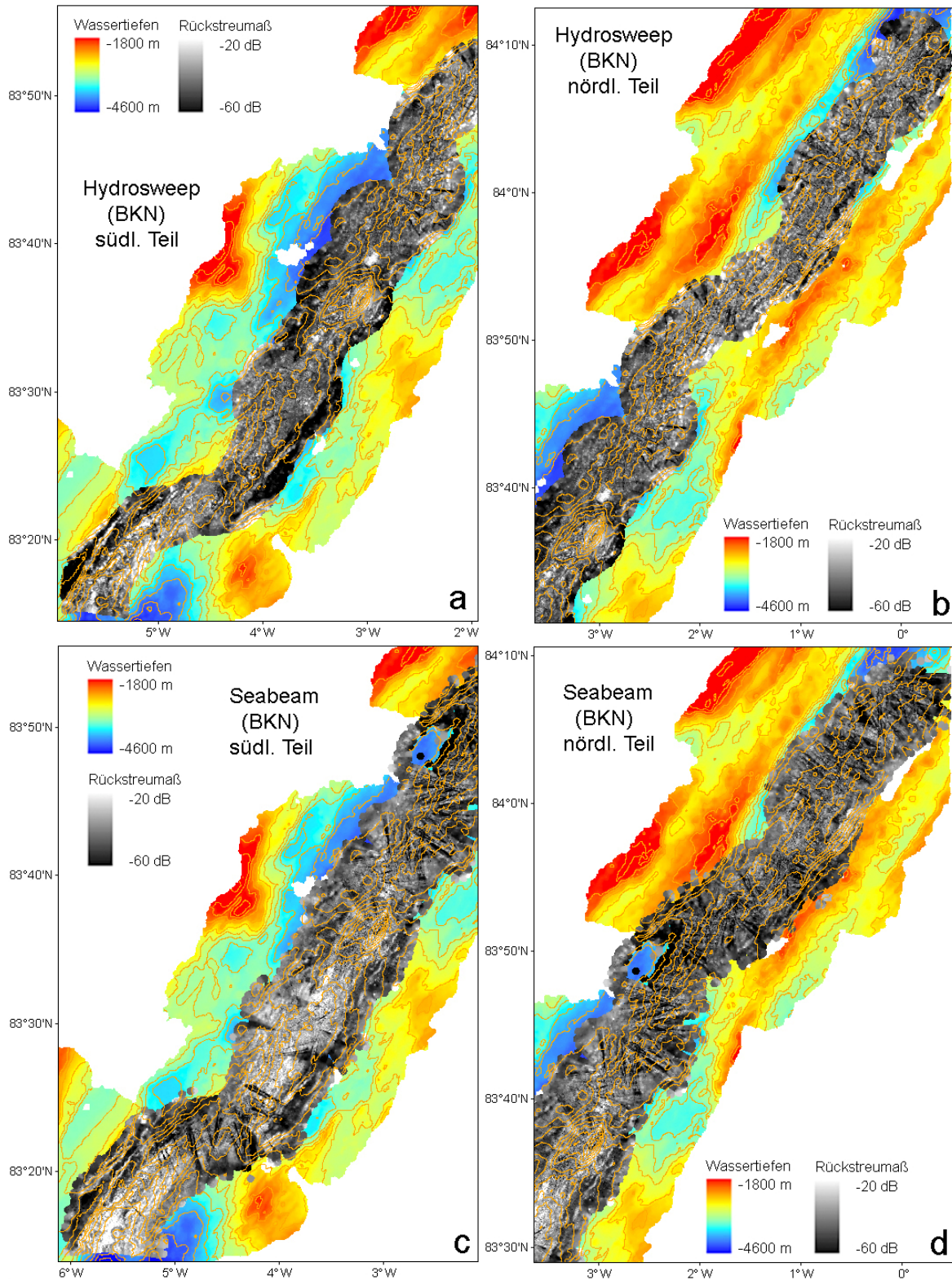


Abb. 5.6: Beampattern-korrigiertes und winkelnormiertes Rückstreumaß des Hydrosweep-Systems (a und b) und Seabeam-Systems (c und d) in Gebiet 1. Im Hintergrund ist die AMORE-Bathymetrie mit 200 m Konturlinien dargestellt, die auch über den Rückstreudaten verlaufen. Die akustische Rückstreuung liegt für beide Systeme in einem dynamischen Bereich zwischen -20 dB und -60 dB. Bei 5° 30' W und 4° W werden für das Seabeam-System höhere Rückstreuwerte beobachtet. Ein numerischer Vergleich der beiden Rückstreudaten-Raster wird in Kapitel 5.4 durchgeführt.

5.3.2 Akustische Rückstreuung in Gebiet 2

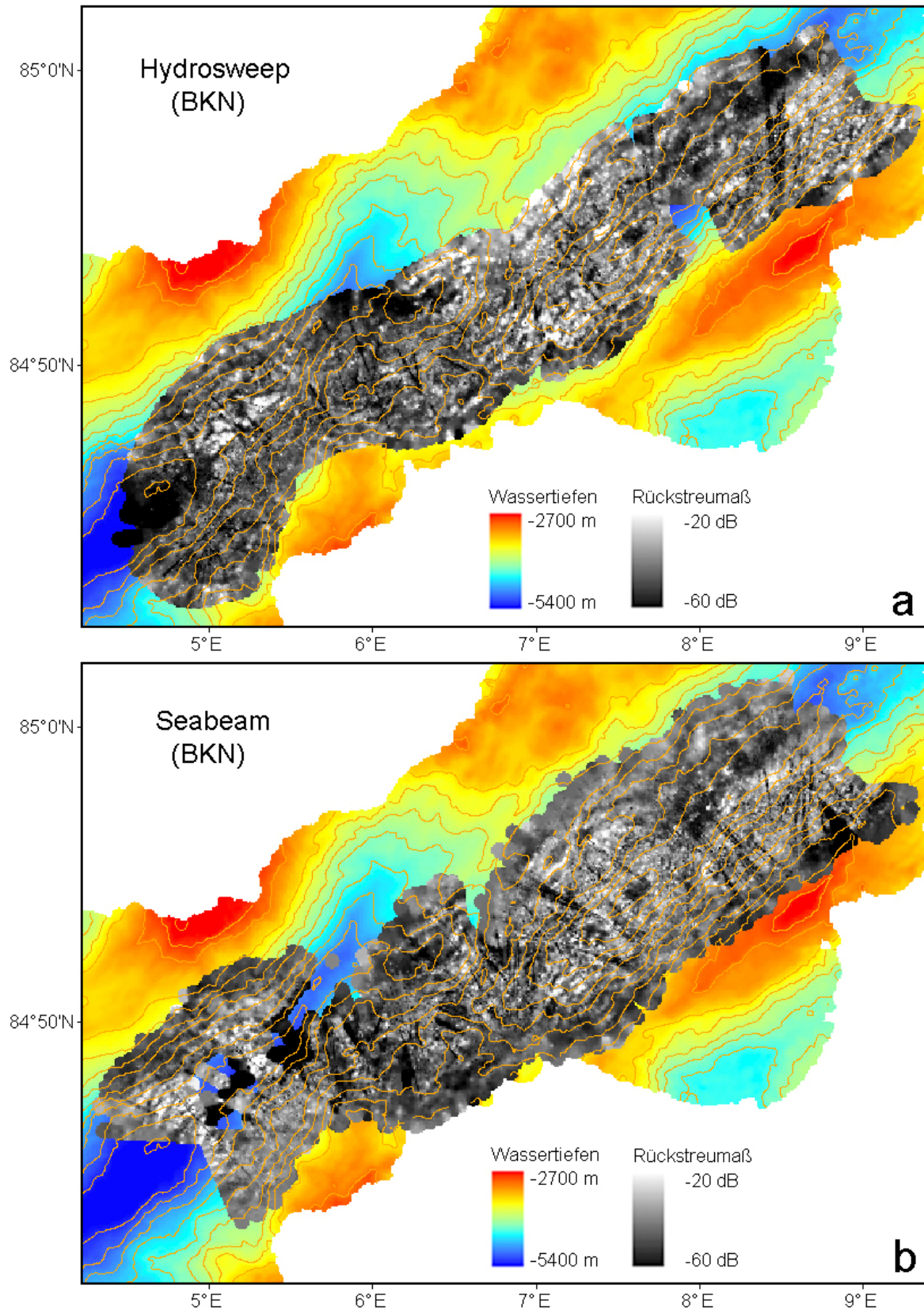


Abb. 5.7: Beampattern-korrigiertes und winkelnormiertes Rückstreumaß des Hydrosweep-Systems (a) und Seabeam-Systems (b) in Gebiet 2. Im Hintergrund ist die AMORE-Bathymetrie mit 200 m Konturlinien dargestellt, die auch über den Rückstreudaten zu sehen sind. Beide Raster zeigen einen unregelmäßigen Verlauf der Rückstreuung, die besonders an tieferen Stellen (6° E und 8° 30' E) stark abfällt. Ein numerischer Vergleich der Raster wird in Kapitel 5.4 gezeigt.

5.3.3 Akustische Rückstreuung in Gebiet 4

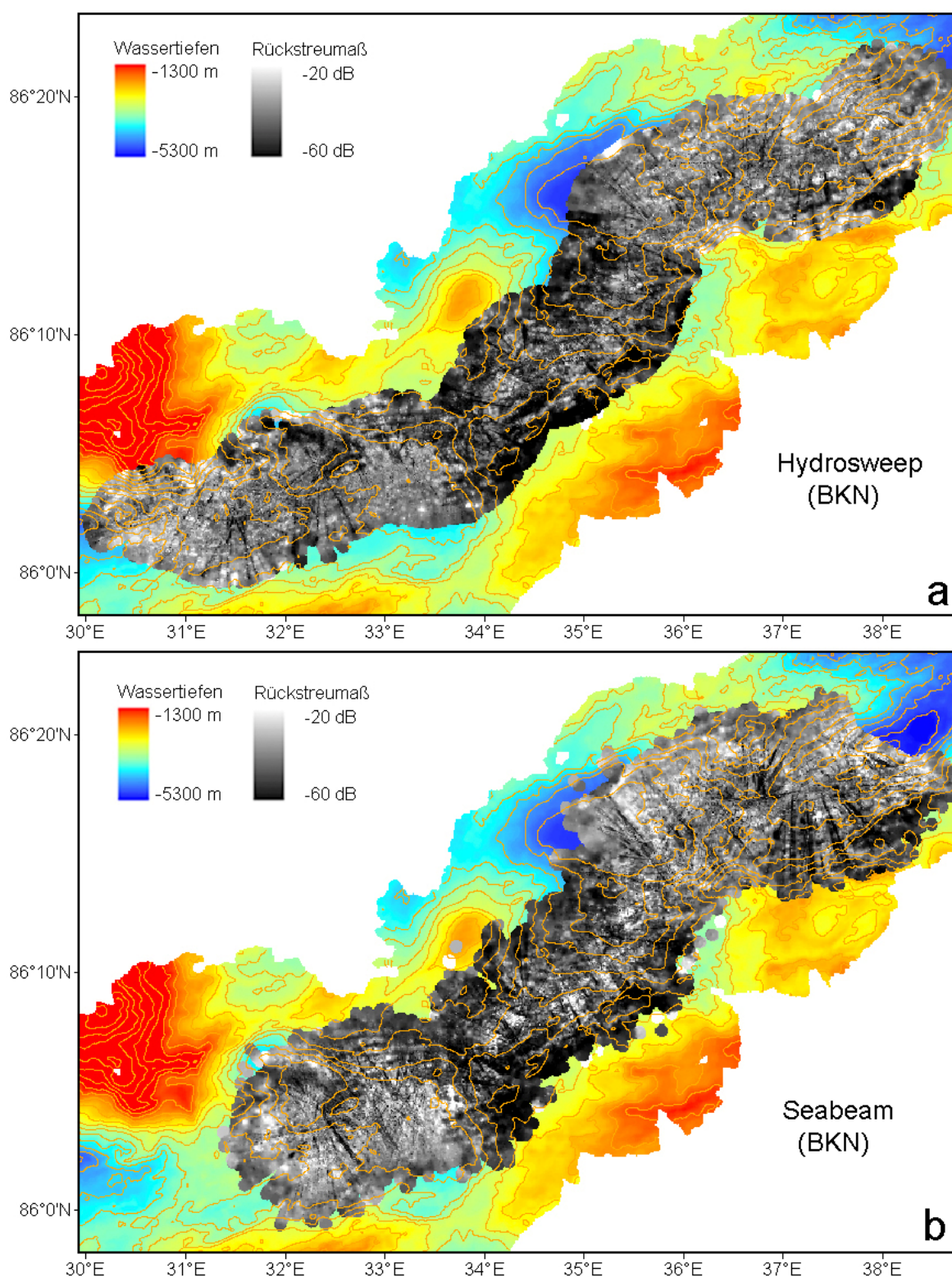


Abb. 5.8: Beampattern-korrigiertes und winkelnormiertes Rückstreumaß des Hydrosweep-Systems (a) und Seabeam-Systems (b) in Gebiet 4. Im Hintergrund ist die farbkodierte AMORE-Bathymetrie mit 200 m Konturlinien dargestellt, die auch über den Rückstreudaten zu sehen sind. In beiden Datensätzen ist von 30° E bis 34° E und von 36° E bis 39° eine erhöhte Rückstreuung zu beobachten. Zwischen 34° E und 36° E befindet sich in beiden Rastern eine Zone mit schwachen Rückstreuwerten. Auch ein kleiner Bereich mit niedriger Rückstreuung am östlichen Rand des Fächers (bei 38° E) ist in beiden Datensätzen gut zu sehen. Der numerische Vergleich der Raster, d.h. die Berechnung verschiedener Korrelationskoeffizienten, wird in Kapitel 5.4 vorgenommen.

5.3.4 Akustische Rückstreuung in Gebiet 5

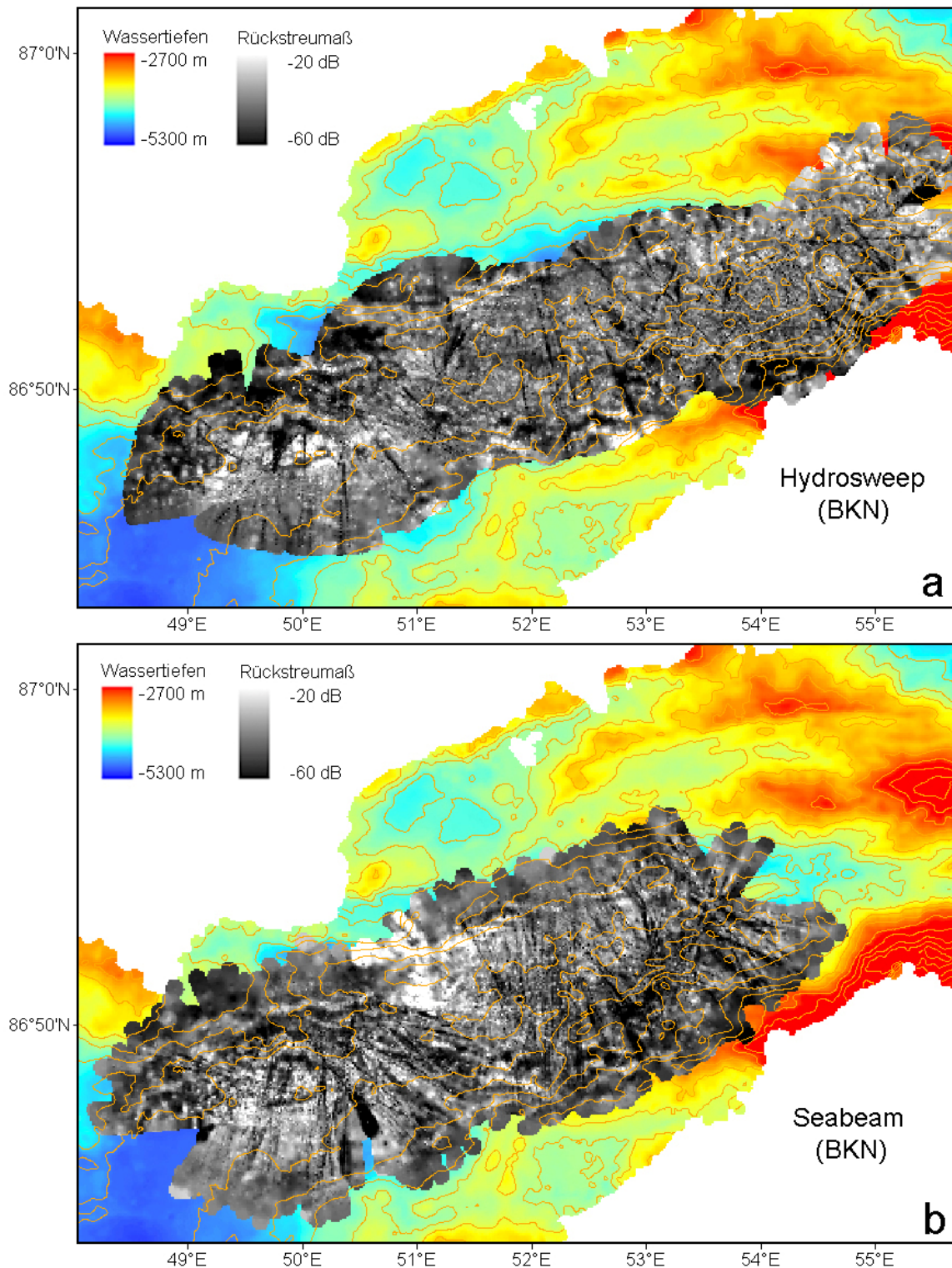


Abb. 5.9: Beampattern-korrigiertes und winkelnormiertes Rückstreumaß des Hydrosweep-Systems (a) und Seabeam-Systems (b) in Gebiet 5. Hintergrund: AMORE-Bathymetrie mit 200 m Isolinien. Das Rückstreu-Muster wird in beiden Rastern von dünnen Streifen (Artefakten) durchzogen, die die Richtung des ausgesendeten Schallfächers repräsentieren und durch den un stetigen Schiffskurs erzeugt wurden. Von 49° E bis 49° 30' E (nördliche Fächerseite) und 53° E bis 54° E (südliche Fächerseite) sind in beiden Datensätzen kleine Zonen mit schwacher Rückstreuung zu erkennen, bei 50° E (Fächermitte) befindet ein Bereich hoher Rückstreuung. Die besonders hohen Rückstreuwerte, die im Seabeam-Raster an der nördlichen Fächerseite (bei 51° E) beobachtet werden, sind im Hydrosweep-Raster nicht zu sehen. Ein numerischer Vergleich erfolgt in Kapitel 5.4.

5.4 Räumliche Autokorrelation der Rückstreudaten-Raster

Mithilfe von geeigneten Algorithmen, die unter dem Begriff der Autokorrelation zusammengefasst werden, lassen sich Aussagen über die räumliche Verteilung und Abhängigkeit benachbarter Zellen in einem einzelnen Raster oder auch über die Ähnlichkeit zweier verschiedener Raster machen. Die Berechnung des Korrelationskoeffizienten zwischen den Rückstreudaten-Rastern des Hydrosweep- und Seabeam-Sonars soll Aufschluss darüber geben, ob das Rückstreumaß beider Systeme sich in den Gebieten 1 bis 5 ähnelt und wenn ja, in welchem Maße.

Anderen Methoden der räumlichen Autokorrelation, wie z.B. der Geary- und Moran-Koeffizient, gestatten interne Analysen einzelner Raster, ohne dass ein zweites Vergleichsraster herangezogen werden muss. Es findet also kein Vergleich von Hydrosweep- und Seabeam-Daten statt, sondern es wird nach Ähnlichkeiten innerhalb nur eines Rückstreudatensatzes gesucht. Alle drei genannten Methoden stehen im Geographischen Informationssystem Arc/Info zur Verfügung. Die Funktionsweise der Algorithmen sowie die Interpretation der Ergebnisse wird in den folgenden Abschnitten erläutert.

5.4.1 Korrelationskoeffizient

Untersuchungsgegenstand ist die lokale Ähnlichkeit zweier Zellen i und j , die sich in zwei verschiedenen Eingangsrastern an der gleichen Position befinden. Das Ergebnis für alle Rasterzellen wird aufsummiert und in einem einzigen Parameter, dem Korrelationskoeffizienten K , ausgedrückt. Er wird nach folgender Formel (GOODCHILD, 1986; GRIFFITH, 1987) berechnet:

$$K = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n c_{ij}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z}_i)^2} \cdot \sqrt{\sum_{j=1}^n (z_j - \bar{z}_j)^2}} \quad (5.1)$$

- K : Korrelationskoeffizient
 n : Anzahl der Rasterzellen (Zeilen · Spalten)
 i, j : Zellen im Hydrosweep- bzw. Seabeam-Raster
 z_i, z_j : Rückstreumaß der Zellen i und j
 \bar{z}_i, \bar{z}_j : Mittelwert des Rückstreumaßes des gesamten Hydrosweep- bzw. Seabeam-Rasters
 c_{ij} : Ähnlichkeit des Rückstreumaßes der Zellen i und j : $(z_i - \bar{z}_i) \cdot (z_j - \bar{z}_j)$

Die Korrelationskoeffizienten zwischen den einfallswinkelabhängigen, unkorrigierten Rückstreudaten des Hydrosweep- und Seabeam-Systems sowie den Beampattern-korrigierten und normierten Rückstreudaten, welche unabhängig von den Beam-Einfallswinkeln sind, zeigt Tabelle 5.2 (oben). Die Interpretation des Korrelationskoeffizienten nach GOODCHILD (1986) und GRIFFITH (1987) veranschaulicht Tabelle 5.2 (unten):

Rastertyp	Korrelationskoeffizient K	
	Unkorrigiert	Beampattern-korrigiert und normiert
Gebiet 1	- 0.17	0.23
Gebiet 2	- 0.25	0.16
Gebiet 3	0.04	0.51
Gebiet 4	- 0.08	0.42
Gebiet 5	- 0.31	0.23

Korrelationskoeffizient	Interpretation der Koeffizienten
$-1 < K < 0$	negativ korreliert, kontrastreich, Schachbrettmuster
$K = 0$	unkorreliert, unabhängig, unähnlich, zufällig
$0 < K < 1$	positiv korreliert, ähnlich, regionalisiert, geglättet, geclustert

Tab. 5.2: Korrelationkoeffizienten in den Gebieten 1-5 (oben) und deren Interpretation (unten)

Aus Tabelle 5.2 wird ersichtlich, dass die unkorrigierten, einfallswinkelabhängigen Rückstreudaten-Raster der beiden Sonarsysteme wie erwartet nur wenig oder keine Ähnlichkeit aufweisen. Die unterschiedliche Bauweise und Funktionalität der Fächerecholote (z.B. Abstrahlwinkel, Beam-pattern, Beamabstand, Sendepiegel, Pulslänge, Footprint) macht sich in den negativen Korrelationskoeffizienten bemerkbar. So ist z.B. die Tatsache, dass sich beim Seabeam-Sonar am Rande des Fächers häufiger hohe Rückstreuwerte befinden (Abb. 5.5a), auf die Variabilität des Sendepiegels zurückzuführen. Im Gegensatz zum Hydrosweep-Sonar fällt der Sendepiegel beim Seabeam-System für die äußeren Beams stark ab (Abb. 4.5a, S. 108). Weil bei der Berechnung des Rückstreumaßes (Gleichung 4.52, S. 126) der Sendepiegel subtrahiert wird, verursachen kleinere Werte des Sendepiegels höhere Rückstreuwerte in den äußeren Beams.

Die Lage ändert sich signifikant für die Rückstreudaten, die bezüglich des Beampatterns korrigiert und auf einen einheitlichen Einfallswinkel normiert wurden. Der Korrelationskoeffizient befindet sich klar im positiven Bereich und steigt in Gebiet 3 bis auf einen Wert von 0.51 an. Zwischen diesen Rastern kann also ein gewisser Grad an Ähnlichkeit festgestellt werden, der sich, wie in den Abbildungen 5.6 bis 5.9 gut zu erkennen ist, in einer Regionalisierung, Glättung und Clusterung des Rückstreumaßes manifestiert.

5.4.2 Koeffizient nach Geary

Der Geary-Koeffizient G lässt sich nach folgender Formel berechnen (BONHAM-CARTER, 1994):

$$G = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} \cdot c_{ij}^*}{2 \cdot \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} \cdot \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})^2 / (n-1)} \quad (5.2)$$

- G : Geary-Koeffizient
- z_i : Rückstreumaß der Zelle i
- \bar{z} : Mittelwert des Rückstreumaßes für das gesamte Raster
- w_{ij} : Gewicht für die Zellen i und j , mit $\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} = 4 \cdot n$

Es gilt: $w_{ij} = 1$, wenn i und j direkt benachbart (4-adjazent) sind, ansonsten $w_{ij} = 0$

$c_{ij}^* = (z_i - z_j)^2$: Ähnlichkeit des Rückstreumaßes der Zellen i und j

$\sigma^2 = \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})^2 / (n-1)$: Varianz des Rückstreumaßes

5.4.3 Koeffizient nach Moran

Der Moran-Koeffizient M kann durch folgende Formel ermittelt werden (BONHAM-CARTER, 1994):

$$M = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} \cdot c_{ij}}{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} \cdot \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})^2 / n} \quad (5.3)$$

- M : Moran-Koeffizient
- z_i : Rückstreumaß der Zelle i
- \bar{z} : Mittelwert des Rückstreumaßes für das gesamte Raster

w_{ij} : Gewicht für die Zellen i und j , mit $\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} = 4 \cdot n$

Es gilt $w_{ij} = 1$, wenn i und j direkt benachbart (4-adjazent) sind, ansonsten $w_{ij} = 0$

$c_{ij} = (z_i - \bar{z}) \cdot (z_j - \bar{z})$: Ähnlichkeit des Rückstreumaßes der Zellen i und j

$\sigma^2 = \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})^2 / n$: Varianz des Rückstreumaßes

Die Geary- und Moran-Koeffizienten für die unkorrigierten Rückstreudaten sowie die Beampattern-korrigierten und winkelnormierten Rückstreudaten²⁵ des Hydrosweep- und Seabeam-Systems zeigt Tabelle 5.3 (oben). Die Interpretation der Koeffizienten nach GOODCHILD (1986) und GRIFFITH (1987) veranschaulicht Tabelle 5.3 (unten):

	Geary-Koeffizient (Hydrosweep)		Geary-Koeffizient (Seabeam)	
	Unkorrigiert	BPK und normiert	Unkorrigiert	BPK und normiert
Gebiet 1	0.11	0.19	0.08	0.18
Gebiet 2	0.07	0.19	0.06	0.17
Gebiet 3	0.02	0.05	0.07	0.17
Gebiet 4	0.10	0.16	0.07	0.18
Gebiet 5	0.13	0.25	0.06	0.24

	Moran-Koeffizient (Hydrosweep)		Moran-Koeffizient (Seabeam)	
	Unkorrigiert	BPK und normiert	Unkorrigiert	BPK und normiert
Gebiet 1	0.87	0.79	0.90	0.81
Gebiet 2	0.91	0.80	0.91	0.82
Gebiet 3	0.96	0.94	0.91	0.82
Gebiet 4	0.89	0.83	0.91	0.81
Gebiet 5	0.86	0.73	0.92	0.75

Geary-Koeffizient	Moran-Koeffizient	Interpretation der Koeffizienten
$0 < G < 1$	$M > 0$	ähnlich, regionalisiert, geglättet, geclustert
$G = 1$	$M = 0$	unabhängig, unkorreliert, zufällig
$G > 1$	$M < 0$	unähnlich, kontrastreich, Schachbrettmuster

Tab. 5.3: Geary-Koeffizienten und Moran-Koeffizienten in den Gebieten 1-5 (oben) und die Interpretation der Ergebnisse (unten)

Wie in Tabelle 5.3 zeigt, liegen die Geary-Koeffizienten der fünf Gebiete alle zwischen 0 und 1, wobei die Beampattern-korrigierten und normierten Rückstreudaten-Raster erwartungsgemäß etwas höhere Werte besitzen als die unkorrigierten Raster. Demnach ist die Verteilung des Rückstreumaßes innerhalb der Hydrosweep- und Seabeam-Raster als ähnlich, regionalisiert, geglättet und geclustert einzustufen. Beide Rückstreudatensätze weisen also eine in sich konsistente Datenstruktur auf. Das gleiche Ergebnis liefert die Interpretation der Moran-Koeffizienten, wobei erstaunlich ist, dass die unkorrigierten Raster hier sogar leicht höhere Koeffizienten aufweisen als die Beampattern-korrigierten und normierten Raster.

Da der Vergleich des Rückstreumaßes des Hydrosweep- und Seabeam-Systems in Kapitel 5.4.1 niedrige Korrelationskoeffizienten, also einen geringen Grad an Ähnlichkeit ergeben hat, erfolgt die Auswertung der akustischen Rückstreuung für das gesamte Arbeitsgebiet nur anhand von Hydrosweep-Daten. Die folgenden Kapitel behandeln die Rückstreuung des Hydrosweep-Systems entlang des Gakkel-Rückens sowie in Teilen des Amundsen- und Nansen-Beckens, wobei die beobachteten Rückstreuvariationen über Gesteinsproben (Kap. 5.5), über Sedimentkernen (Kap. 5.6) und entlang von Sedimentprofilen (Kap. 5.7) untersucht werden.

²⁵ Die nachfolgenden Betrachtungen in diesem Kapitel beziehen sich alle auf Beampattern-korrigierte und winkelnormierte Rückstreudaten, die in gewisser Weise das Endprodukt der Prozessierungskette darstellen. Der Einfachheit halber werden diese Daten in den folgenden Abschnitten 5.6 und 5.7 nur mit den Begriffen „Rückstreumaß“ oder „Rückstreuung“ umschrieben. Wenn hingegen, wie in Kapitel 6, auch wieder von unkorrigierten (also nicht Beampattern-korrigierten und nicht normierten) Rückstreudaten die Rede ist, wird dies im Text explizit deutlich gemacht.

5.5 Rückstreuung über Gesteinsproben

Zur Bestimmung des Rückstreumaßes über Gesteinsproben, die als Ground Truthing für eine spätere Klassifizierung des Meeresbodens (Kap. 6) herangezogen werden können, wurde mit der Arc/Info-Funktion ‚focalmean‘ (FM) ein 4x4-Mittelwertfilter auf das Beampattern-korrigierte und winkelnormierte Rückstreudaten-Raster (BKN) mit 100 m Zellengröße angewendet. Als Ergebnis erhält man ein Raster (BKN-FM), das in jeder Zelle die mittlere Rückstreuung in einer Umgebung von 0.16 km² repräsentiert, was in etwa der maximalen Footprint-Größe des äußersten Beams bei 5000 m Wassertiefe entspricht (Tab. 2.3, S. 59). Mithilfe der Stationspositionen kann für jede Gesteinsprobe ein mittlerer Rückstreuwert aus dem Raster extrahiert werden.

Die kontinuierliche Skala in den vorangegangenen und nachfolgenden Abbildungen zeigt das Rückstreumaß in einem Bereich von -20 dB (weiß) bis -60 dB (schwarz). Wie in Abbildung 5.10 zu sehen ist, liegt der Großteil der Messwerte im BKN-Raster (links) und im BKN-FM-Raster (rechts) zwischen -30 dB und -50 dB. Aus diesem Grund befinden sich auch die meisten Rückstreuwerte der Gesteinsproben-Stationen, die aus dem BKN-FM-Raster bestimmt wurden und als Zahlenwerte neben den Karten erscheinen, in diesem Bereich²⁶.

Erwähnt werden muss, dass auch kleine Gebiete mit sehr schwacher Rückstreuung von -80 dB bis -60 dB existieren (das sind 0.55 % aller Messungen, aus denen das BKN-Raster interpoliert wurde). Ebenso treten kleine Flecken mit sehr hoher Rückstreuung zwischen -20 dB und -6 dB auf (0.11 % aller Messungen). In beiden Fällen handelt es sich nicht um Ausreißer, sondern um kontinuierlich verlaufende, plausible Messwerte. Da diese Gebiete aber nur einen minimalen Bruchteil aller Messungen ausmachen, wurde bewusst eine Skalierung zwischen -20 dB und -60 dB gewählt. Eine Skala von -80 dB bis -6 dB hätte beim Betrachten der Rückstreudaten-Raster die meisten Flächen „dunkler“ (weniger rückstreuend) erscheinen lassen als sie in Wirklichkeit sind, und somit einen falschen Eindruck erzeugt.

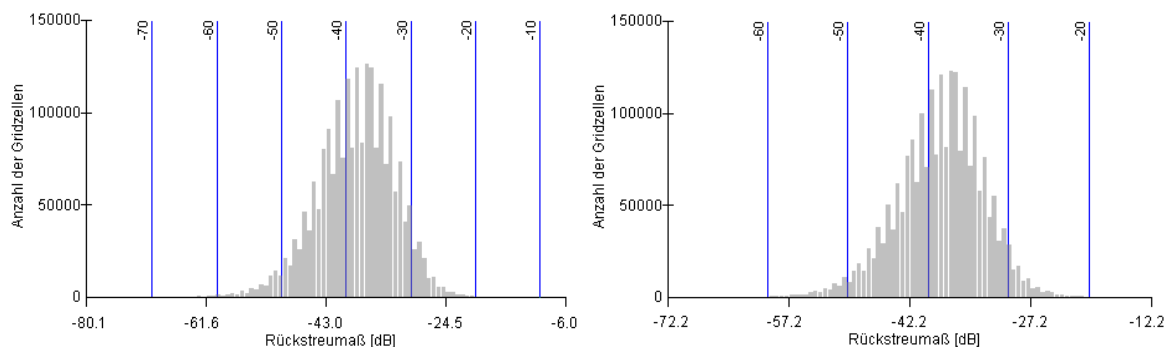


Abb. 5.10: Verteilung des Rückstreumaßes im BKN-Raster (links) und BKN-FM-Raster (rechts). Minimum und Maximum im BKN-Raster, welches aus 2 143 895 Zellen besteht, liegen bei -80.1 dB und -6.0 dB. Im BKN-FM-Raster, das 2 216 598 Zellen besitzt, treten Rückstreuwerte von -72.2 dB bis -12.2 dB auf. Der Mittelwert beträgt in beiden Rastern -38.4 dB mit einer Standardabweichung von ± 5.9 dB (BKN) bzw. ± 5.3 dB (BKN-FM).

Die von MICHAEL et. al (2003b) vorgeschlagene Segmentierung des Gakkel-Rückens in WVZ, SMZ und EVZ (Abb. 1.13, S. 28) wird im folgenden Teil der Arbeit verwendet. Die farbigen Punkte in den Abbildungen 5.11 bis 5.14 markieren Gesteinsproben, die von *Polarstern* per Dredsche oder TV-Greifer zu Tage gefördert wurden. Zur Vereinfachung wird nur der Hauptbestandteil der Probe (Grün: Peridotit, Rot: Basalt, Orange: Gabbro) dargestellt. Eine Trennung von Dolerit und Basalt wurde an Bord der *Polarstern* nicht vorgenommen. Gesteinsproben von *Healy* sind nicht aufgeführt, da die Rückstreuung nur aus Hydrosweep-Messungen für die östliche Flanke des Rückens abgebildet wird. Die westliche Flanke zeigt den von *Healy* kartierten Teil der AMORE-Bathymetrie. Die Isolinien im 500 m-Intervall sind auch über den Rückstreudaten zu sehen, damit ein Bezug zwischen Topographie und Rückstreumaß hergestellt werden kann.

²⁶ Um das Rückstreumaß in Graustufen präzise abbilden zu können, muss die Karte am Computer stark vergrößert werden. Die Rückstreuviationen, die selbst in kleinen Gebieten von nur wenigen Quadratkilometern beträchtlich sein und im zweistelligen Dezibel-Bereich liegen können, werden erst dann deutlich sichtbar.

5.5.1 Rückstreuung über Gesteinsproben in der WVZ

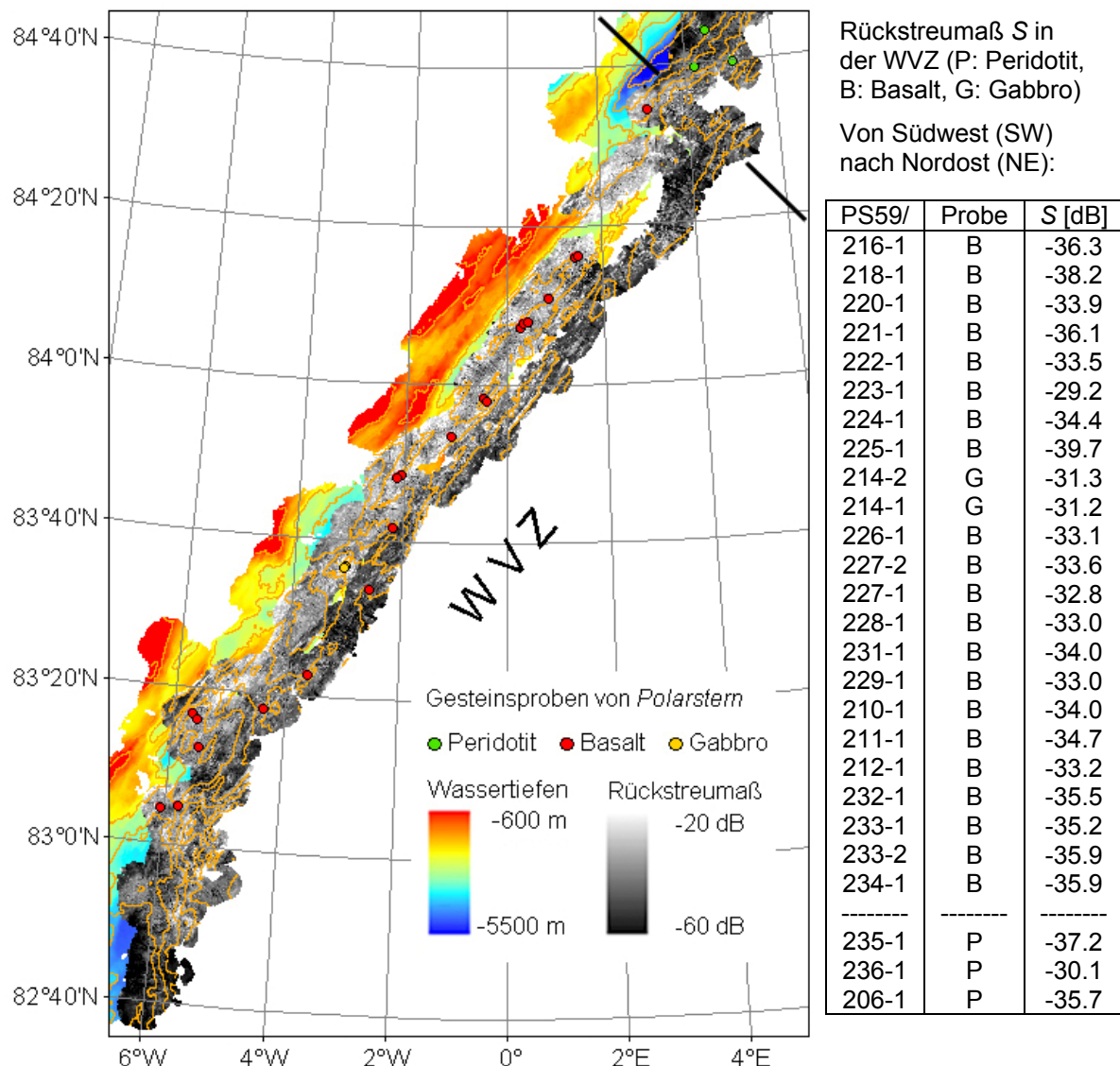


Abb. 5.11: Akustische Rückstreuung in der WVZ (7° W bis 3° E). Gesteinsproben, die hauptsächlich aus Peridotit bestehen, sind durch grüne Punkte gekennzeichnet. Basalt- und Gabbro-Proben werden mit roten bzw. orangenen Punkten markiert. Die gestrichelte Linie in der Abbildung und der nebenstehenden Tabelle zeigt die Grenze zwischen der WVZ und SMZ. Im Hintergrund ist die AMORE-Bathymetrie dargestellt, deren 200 m-Isolinien (dunkelorange) auch über den Rückstreudaten verlaufen.

Im Folgenden soll untersucht werden, ob ein Zusammenhang zwischen den verschiedenen Gesteinstypen Peridotit, Basalt und Gabbro und der Stärke der akustischen Rückstreuung besteht, die mithilfe des BKN-FM-Rasters über jeder Proben-Station berechnet wurde. Dazu werden die Rückstreuwerte zuerst im Einzelnen für die Westliche Vulkanische Zone, die Spärlisch Magmatische Zone und die Östliche Vulkanische Zone gezeigt. Im Anschluss erfolgt die Berechnung einer mittleren Rückstreuung für gleiche Gesteinsproben (Peridotit, Basalt und Gabbro) im gesamten Arbeitsgebiet.

In der Westlichen Vulkanischen Zone werden über Basalt-Proben Rückstreuwerte in einem Bereich zwischen -29.2 dB und -39.7 dB beobachtet. Das Rückstreumaß über den beiden Stationen mit Gabbro-Proben reicht von -31.2 dB bis -31.3 dB. Stationen, auf denen Peridotit gefördert wurde, sind in der WVZ nicht vorhanden.

5.5.2 Rückstreuung über Gesteinsproben in der SMZ

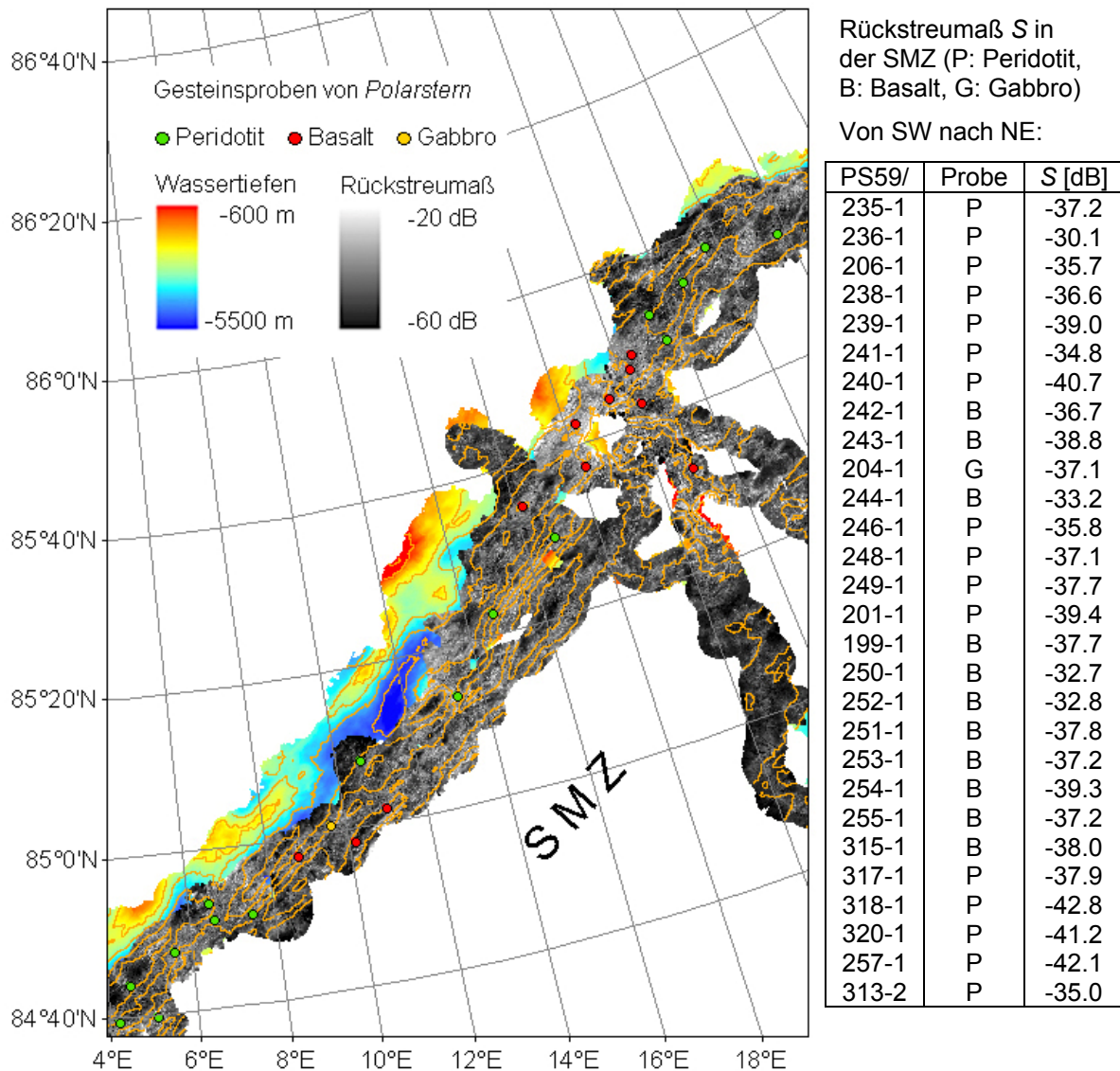


Abb. 5.12: Akustische Rückstreuung in der SMZ (3° E bis 29° E). Gesteinsproben, die hauptsächlich aus Peridotit bestehen, sind durch grüne Punkte gekennzeichnet. Basalt- und Gabbro-Proben werden mit roten bzw. orangenen Punkten markiert. Im Hintergrund ist die AMORE-Bathymetrie dargestellt, deren 200 m-Isolinien (dunkelorange) auch über den Rückstreudaten verlaufen.

In der Spärlich Magmatischen Zone liegt die Rückstreuung über Stationen, auf denen Peridotit gedredht wurde, zwischen -30.1 dB und -42.8 dB. Das Rückstreumaß über Basalt-Proben erstreckt sich von -32.7 dB bis -39.3 dB. Die Rückstreuung über der einzigen Station in der SMZ mit einer Gabbro-Probe beträgt -37.1 dB.

Die Abbildungen auf der nächsten Seite zeigen die Rückstreuung über Gesteinsproben in der Östlichen Vulkanischen Zone von 29° E bis 60° E (Abb. 5.13) und von 60° E bis 76° E (Abb. 5.14). Peridotit-, Basalt- und Gabbro-Proben sind ebenfalls grün, rot und orange gekennzeichnet. Die gestrichelte Linie in Abbildung 5.13 und der nebenstehenden Tabelle markiert die Grenze zwischen der SMZ und EVZ. Im Hintergrund ist die AMORE-Bathymetrie mit 200 m-Isolinien (dunkelorange) zu sehen. Die Konturlinien werden über den Rückstreudaten fortgeführt.

Die Rückstreuung in der Östlichen Vulkanischen Zone liegt über Gesteinsproben, auf denen Basalt gedredht wurde, in einem Bereich zwischen -32.4 dB und -42.4 dB. Das Rückstreumaß über der einzigen Gabbro-Probe beträgt -33.1 dB. Stationen, auf denen Peridotit gefördert wurde, sind in der EVZ und WVZ nicht vorhanden; sie wurden ausschließlich in der SMZ registriert.

5.5.3 Rückstreuung über Gesteinsproben in der EVZ

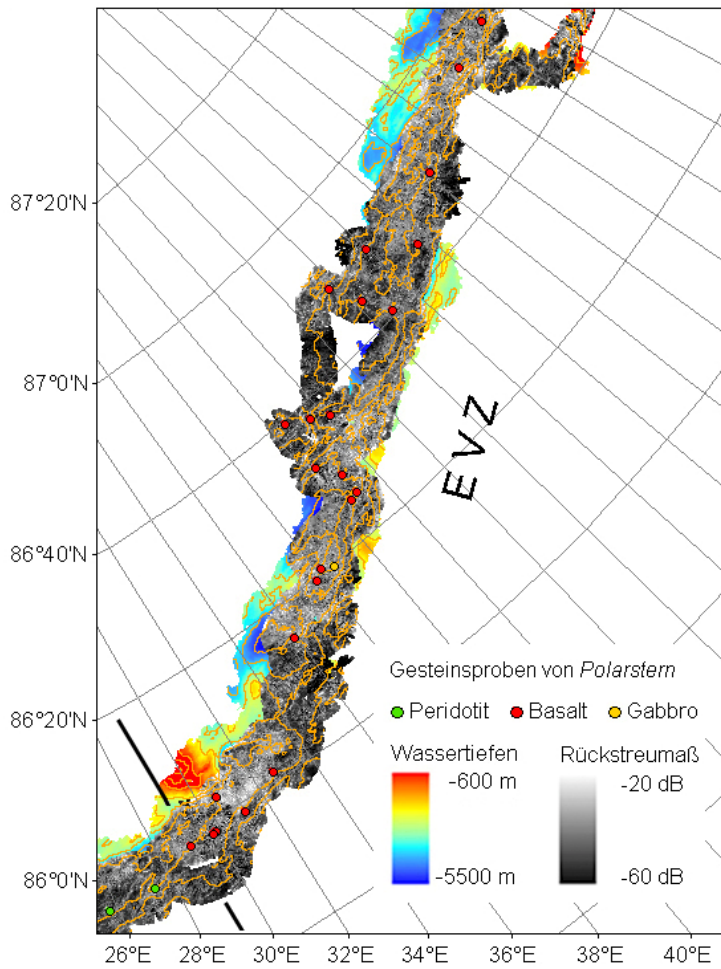


Abb. 5.13: Akustische Rückstreuung in der EVZ (29° E - 60° E)

Rückstr. S in der EVZ
Von SW nach NE:

PS59/	Probe	S [dB]
313-2	P	-35.0
312-1	P	-35.3

260-1	B	-34.8
262-1	B	-39.2
261-1	B	-38.3
263-1	B	-32.5
311-1	B	-35.2
310-1	B	-35.4
309-1	B	-33.4
265-1	B	-36.5
307-1	B	-34.4
266-1	G	-33.1
306-1	B	-37.4
305-1	B	-36.1
304-1	B	-39.9
303-1	B	-34.7
302-1	B	-37.7
301-1	B	-34.7
268-1	B	-37.8
300-1	B	-40.1
299-1	B	-38.5
297-1	B	-36.0
271-1	B	-39.7
270-1	B	-38.4
295-1	B	-37.7
294-1	B	-35.9
293-1	B	-35.8

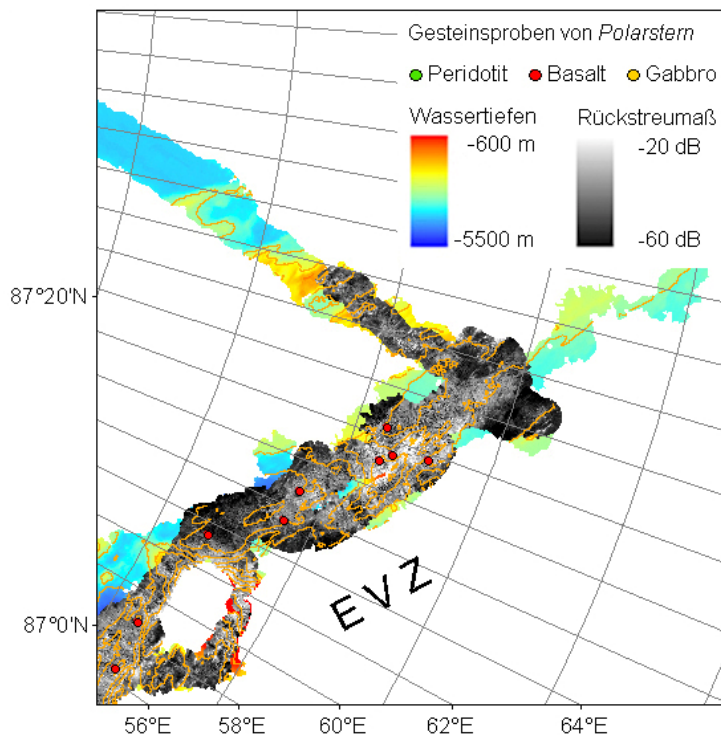


Abb. 5.14: Akustische Rückstreuung in der EVZ (60° E - 76° E)

Rückstreumaß S in der EVZ (P: Peridotit, B: Basalt, G: Gabbro)

Von SW nach NE:

PS59/	Probe	S [dB]
294-1	B	-35.9
293-1	B	-35.8
272-1	B	-42.4
291-1	B	-35.2
274-1	B	-36.7
275-1	B	-34.5
290-1	B	-36.6
289-1	B	-32.4
276-1	B	-36.6

5.5.4 Zusammenschau der Rückstreuung über Gesteinsproben

Tabelle 5.4 zeigt das mittlere akustische Rückstreumaß über allen Gesteinsproben der WVZ, SMZ und EVZ sortiert nach Basalt, Peridotit und Gabbro und in zeitlicher Reihenfolge. Zu beachten ist, dass aufeinander folgende Stationen nicht zwangsläufig geographisch benachbart sein müssen. Ein quantitativer Vergleich der Rückstreuviationen von Station zu Station ist deswegen nur unter Verwendung der obigen Karten (Abb. 5.11 bis 5.14) sinnvoll.

PS59/	Probe	S [dB]	PS59/	Probe	S [dB]
199-1	B	-37.7	261-1	B	-38.3
210-1	B	-34.0	262-1	B	-39.2
211-1	B	-34.7	263-1	B	-32.5
212-1	B	-33.2	265-1	B	-36.5
216-1	B	-36.3	268-1	B	-37.8
218-1	B	-38.2	270-1	B	-38.4
220-1	B	-33.9	271-1	B	-39.7
221-1	B	-36.1	272-1	B	-42.4
222-1	B	-33.5	274-1	B	-36.7
223-1	B	-29.2	275-1	B	-34.5
224-1	B	-34.4	276-1	B	-36.6
225-1	B	-39.7	289-1	B	-32.4
226-1	B	-33.1	290-1	B	-36.6
227-1	B	-32.8	291-1	B	-35.2
227-2	B	-33.6	293-1	B	-35.8
228-1	B	-33.0	294-1	B	-35.9
229-1	B	-33.0	295-1	B	-37.7
231-1	B	-34.0	297-1	B	-36.0
232-1	B	-35.5	299-1	B	-38.5
233-1	B	-35.2	300-1	B	-40.1
233-2	B	-35.9	301-1	B	-34.7
234-1	B	-35.9	302-1	B	-37.7
242-1	B	-36.7	303-1	B	-34.7
243-1	B	-38.8	304-1	B	-39.9
244-1	B	-33.2	305-1	B	-36.1
250-1	B	-32.7	306-1	B	-37.4
251-1	B	-37.8	307-1	B	-34.4
252-1	B	-32.8	309-1	B	-33.4
253-1	B	-37.2	310-1	B	-35.4
254-1	B	-39.3	311-1	B	-35.2
255-1	B	-37.2	315-1	B	-38.0
260-1	B	-34.8			
			Ges: 63		-35.9 dB ± 2.4 dB

PS59/	Probe	S [dB]
201-1	P	-39.4
206-1	P	-35.7
235-1	P	-37.2
236-1	P	-30.1
238-1	P	-36.6
239-1	P	-39.0
240-1	P	-40.7
241-1	P	-34.8
246-1	P	-35.8
248-1	P	-37.1
249-1	P	-37.7
257-1	P	-42.1
312-1	P	-35.3
313-2	P	-35.0
317-1	P	-37.9
318-1	P	-42.8
320-1	P	-41.2
Ges: 17		-37.6 dB ± 3.2 dB

PS59/	Probe	S [dB]
204-1	G	-37.1
214-1	G	-31.2
214-2	G	-31.3
266-1	G	-33.1
Ges: 4		-33.2 dB ± 2.8 dB

Tab. 5.4: Rückstreuung S über den Gesteinsproben Basalt (B), Peridotit (P) und Gabbro (G)

In den drei Zonen des Gakkel-Rückens wurden von FS *Polarstern* insgesamt 63 Gesteinsproben gefördert, die als Hauptbestandteil vulkanische Basalte enthalten. Die basalthaltigen Gesteine kommen vor allem in der Westlichen und Östlichen Vulkanischen Zone vor, sind jedoch auch in zwei Gebieten der Spärlich Magmatischen Zone, zwischen 9° E und 11° E sowie 16° E und 21° E, zu finden. Der Mittelwert des akustischen Rückstreumaßes über diesem Gesteinstyp beträgt -35.9 dB mit einer Standardabweichung von ±2.4 dB.

Die 17 Proben, die hauptsächlich aus dem Mantelgestein Peridotit bestehen, wurden ausnahmslos in der Spärlich Magmatischen Zone zu Tage gefördert. Die akustische Rückstreuung über diesem Gesteinstyp beträgt im Mittel -37.6 dB bei einer Standardabweichung von ±3.2 dB.

Vorwiegend gabbrohaltige Gesteinsproben wurden lediglich auf vier Stationen gedredht, die sich sowohl in der Östlichen und Westlichen Vulkanischen Zone als auch der Spärlich Magmatischen Zone befinden. Das mittlere Rückstreumaß über diesem Gesteinstyp beträgt -33.2 dB mit einer Standardabweichung von ±2.8 dB.

Die Untersuchungen zeigen, dass die mittlere akustische Rückstreuung des Hydrosweep-Systems über gabbrohaltigem Gestein am stärksten ist (-33 dB), über basalthaltigem Gestein niedriger liegt (-36 dB) und für peridotithaltiges Gestein den geringsten Wert annimmt (-38 dB). Diese Ergebnisse müssen allerdings vorsichtig diskutiert werden, da die Rückstreuwerte innerhalb eines Gesteinstyps relativ starken Schwankungen unterworfen sind und jeweils nur eine Bodenfläche von 0.16 km² repräsentieren. Besonders im Falle der Gabbro-Proben reichen vier Messwerte kaum aus, um eine zuverlässige Aussage treffen zu können. Die Diskussion der vorliegenden Resultate, die auch durch die Klassifizierung des Meeresbodens in Kapitel 6 bestätigt werden, erfolgt in Kapitel 7.

5.6 Rückstreuung über Sedimentkernen

In diesem Kapitel soll die akustische Rückstreuung über Sedimentkernen-Lokationen entlang des Gakkel-Rückens untersucht werden. Das Ziel der Untersuchung ist, Indizien zur Aufklärung der Rückstreuvariationen zu liefern, die in diesen Gebieten beobachtet wurden. Nach einer kurzen Beschreibung der Kerne wird untersucht, welchen Einfluss sedimentphysikalische Parameter auf die Rückstreuung haben. Dazu wird eine exemplarische Berechnung des Impedanzkontrastes und Reflexionsmaßes durchgeführt. Anschließend wird das von Hydrosweep gemessene mittlere Rückstreumaß über Sedimentkernen in der WVZ, SMZ und EVZ betrachtet.

Station PS59/	Datum (T, M, J)	Zeit (UTC) Anfang – Ende	Länge (Grad, Min)	Breite (Grad, Min)	Tiefe (m)	Benutztes Gerät	Kernlänge (m)
208-1	09.08.01	03:35 – 04:50	84° 38,9' N	5° 14,4' E	-2776	Kastengreifer	0.47
217-1	12.08.01	20:24 – 21:54	83° 08,6' N	4° 50,5' W	-3683	Schwerelot	6.60
217-2	12.08.01	22:18 – 23:47	83° 08,7' N	4° 51,2' W	-3662	Kastengreifer	0.49
219-2	13.08.01	19:40 – 21:21	82° 54,8' N	6° 19,2' W	-4165	Kastengreifer	0.47
219-3	13.08.01	21:47 – 23:25	82° 54,7' N	6° 19,3' W	-4165	Schwerelot	3.58
237-1	19.08.01	17:35 – 19:46	84° 43,9' N	4° 27,2' E	-5326	Kastengreifer	0.41
237-2	19.08.01	20:46 – 22:50	84° 44,0' N	4° 26,7' E	-5330	Schwerelot	5.52
245-1	21.08.01	19:40 – 21:20	85° 05,6' N	10° 42,3' E	-4082	Schwerelot	1.71
277-1	03.09.01	10:07 – 12:00	86° 17,8' N	72° 38,3' E	-4074	Schwerelot	3.40
279-1	05.09.01	17:20 – 19:01	89° 00,8' N	130° 09,2' E	-4261	Schwerelot	4.94
280-1	06.09.01	18:04 – 19:52	89° 59,2' N	122° 21,8' E	-4240	Kastengreifer	0.20
283-1	10.09.01	08:08 – 09:51	87° 03,3' N	76° 39,9' E	-4084	Schwerelot	4.80
284-1	10.09.01	21:48 – 23:25	86° 43,3' N	74° 31,9' E	-3305	Schwerelot	0.69
285-1	11.09.01	00:20 – 01:50	86° 41,8' N	74° 17,8' E	-3453	Schwerelot	0.95
287-1	11.09.01	18:01 – 19:29	86° 28,9' N	73° 54,0' E	-3814	Kastengreifer	0.41
287-3	11.09.01	19:48 – 21:45	86° 28,8' N	74° 11,6' E	-3822	Schwerelot	2.63

Tab. 5.5: Sedimentkerne von *Polarstern* (AMORE-Expedition)

Tabelle 5.5 zeigt die während der AMORE-Expedition von *Polarstern* gezogenen Sedimentkerne mit Stationsnummer, Datum und Zeit, Position, Wassertiefe, dem benutzten Gerät (Kastengreifer oder Schwerelot) sowie der geborgenen Kernlänge. Die grau unterlegten Kerne sind auf *Polarstern* bzw. an der Universität Kiel geöffnet, ausgewertet und archiviert worden. Die Datensätze, welche Fotos, Röntgenaufnahmen und detaillierte Beschreibungen der Kerne enthalten, sind mittlerweile in der PANGAEA-Datenbank des Alfred-Wegener-Institutes verfügbar (SPIELHAGEN, 2002 & 2003).

Für die Analyse der akustischen Rückstreuung von Sedimenten sind Informationen über die Struktur der Sedimentoberfläche (Flächennachhall) und über die Lithologie tiefer liegender Schichten (Volumennachhall) von Bedeutung. Zur Abschätzung der Volumerrückstreuung sollte die ungefähre Eindringtiefe des akustischen Signals bekannt sein. Sie ist von der Signalfrequenz und den physikalischen Eigenschaften des Sedimentkörpers (z.B. Korngröße, Zusammensetzung, Porosität, Dichte und Impedanzkontrast) abhängig und häufig nur schwer zu quantifizieren.

Bei stark kompaktierten und verfestigten Sedimenten ist die Eindringtiefe von Fächersonarsystemen wie Hydrosweep DS-2 oder Seabeam 2112, die Schallsignale von 15.5 kHz bzw. 12 kHz senden, eher gering einzuschätzen und dürfte im zweistelligen Zentimeterbereich liegen. In sehr lockeren und porösen Sedimenten, die eine geringere Dichte und größere Zwischenräume aufweisen, können aber auch solche Sonarsysteme deutlich höhere Eindringtiefen von mehreren Metern erreichen (SCHWENK, 1998; persönliche Kommunikation mit Joachim Reuter, Atlas Hydrographic, 2007). Speziell entwickelte Sedimentecholote wie das Parasound-System, welche eng gebündelte Schallsignale mit Frequenzen zwischen 2.5 kHz und 5.5 kHz aussenden, erzielen in weichen Sedimenten hingegen Eindringtiefen bis zu 200 m (Weiteres dazu in Kap. 5.7.1).

Eine Beschreibung der Oberflächenstruktur der AMORE-Sedimentkerne und der Lithologie der obersten Sedimentschicht zeigt Tabelle 5.6. Die Struktur der Kernoberfläche wird nur für Kastengreiferproben charakterisiert, da diese zerstörungsfrei geborgen werden können.

PS59/	Beschreibung der Oberflächenstruktur	Lithologie der obersten Schicht
208-1	Sand-Silt-Ton, dunkelbraun, ein großer Findling (\varnothing 6 cm) und verbreitet kleine Findlinge ($< 1\text{cm } \varnothing$), reichlich planktische und verbreitet benthische Foraminiferen, zwei zweisechalige Muscheln (\varnothing 1 cm)	Bis 23 cm: Sand-Silt-Ton, dunkelbraun, mit leicht helleren, irregulären Streifen nahe der Basis
217-1	--	Bis 18.5 cm: Siltiger Ton, dunkelbraun, homogen
217-2	Unebene Oberfläche, Siltiger Ton, dunkel-gelblich-braun, verbreitet planktische und benthische Foraminiferen	Bis 8 cm: Siltiger Ton, dunkel-gelblich-braun, homogen
219-2	Unebene, bioturbidierte Oberfläche, teilweise gestört durch Probennahme, Siltiger Ton, dunkel-gelblich-braun bis dunkelbraun	Bis 23 cm: Siltiger Ton, dunkel-gelblich-braun, homogen
237-1	Ebene Oberfläche, Sand-Silt-Ton, dunkelbraun, reichlich planktische und verbreitet benthische Foraminiferen	Bis 5 cm: Sand-Silt-Ton, dunkelbraun, homogen
277-1	--	Bis 8 cm: Siltiger Ton, dunkel-gräulich-braun, homogen
283-1	--	Bis 3 cm: Sand-Silt-Ton, dunkel-gräulich-braun, homogen
287-1	Ebene Oberfläche, weicher, Siltiger Ton, dunkelbraun, ein kleiner Zweisechaler	Bis 6 cm: Siltiger Ton, dunkelbraun, homogen
287-3	--	Bis 32 cm: Gestört, 32-34 cm: Siltiger Ton, dunkel-gräulich-braun, mit feinen Laminae

Tab. 5.6: Oberflächenstruktur und Lithologie der obersten Schicht in Sedimentkernen von *Polarstern* (SPIELHAGEN, 2002 & 2003)

Die oberste Schicht der Sedimentkerne besteht zumeist aus siltigen Tonen oder Sand-Silt-Ton-Gemischen, die dunkelbraune, dunkel-gelblich-braune oder dunkel-gräulich-braune Farben aufweisen. In Kern PS59/208-1 wurden an der Oberfläche kleine Findlinge (Dropstones), Muscheln sowie planktische und benthische Foraminiferen gefunden. Die Kerne PS59/217-2 und PS59/237-1 enthalten ebenso Foraminiferen, wobei die Oberfläche des ersten als uneben und die des zweiten als eben eingestuft wird. Die Oberfläche von Kern PS59/219-2 ist durch Prozesse der Bioturbidierung gekennzeichnet und zeigt deswegen eine unebene Struktur. In der ebenen Oberfläche von Kern PS59/287-1 wurde ein kleiner Zweisechaler gefunden. Die vollständigen Kernbeschreibungen, welche über die gesamte Kernlänge die Tiefe, Lithologie, Textur, Farbe und Charakterisierung der einzelnen Schichten enthalten, zeigen die Abbildungen C.1 bis C.6 in Anhang C (S. 213-218).

5.6.1 Einfluss sedimentphysikalischer Parameter auf die Rückstreuung

Um eine Aussage über den Einfluss von sedimentphysikalischen Parametern wie Korngröße, Zusammensetzung, Dichte, Porosität und Schallgeschwindigkeit auf die Rückstreuung diskreter Sedimentschichten treffen zu können, erfolgt für sieben ausgewählte Kerne eine Berechnung des Impedanzkontrastes und Reflexionsmaßes.

Zur Berechnung der Schallimpedanz wird für das Wasser, welches sich direkt über dem Meeresboden befindet, und jede einzelne Sedimentschicht ein Wert für die Schallgeschwindigkeit und die Feuchtdichte benötigt. Für Meerwasser lassen sich diese Parameter aus CTD-Messungen der AMORE-Expedition berechnen. Für die Sedimentschichten können sie dagegen nur mithilfe aufwendiger Labormessungen bestimmt werden. Da solche Messungen an den AMORE-Kernen nicht vorgenommen wurden, wurde in der vorliegenden Arbeit auf Literaturwerte zurückgegriffen.

In Tabelle 5.7 sind die Ergebnisse von Labormessungen aufgeführt, die HAMILTON & BACHMAN (1982) an Sedimentkernen aus mehreren Ozeangebieten durchgeführt haben. Für verschiedene Sedimenttypen, die von grobem Sand bis zu siltigem Ton reichen, wurden jeweils Korngröße, Zusammensetzung, Dichte, Porosität und Schallgeschwindigkeit sowie das Verhältnis der Schallgeschwindigkeit in Sediment und Wasser bestimmt.

Im Folgenden wird erläutert, welche Tabellenwerte (aus der Literatur) und welche Messwerte (AMORE) für die Impedanzberechnung genutzt und welche Korrekturen angebracht wurden.

5. Analyse und Interpretation der Rückstreudaten

Umgebung / Probengebiet Sedimenttyp	Korngröße [µm]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]	Dichte [kg/m ³]	Porosität [%]	c _{Schall} [m/s]	c _{Sed} / c _{Wass} (Ratio)
<i>Kontinentalschelf u. -hang</i>								
Grober Sand	528.5	100.0	0.0	0.0	2034	38.6	1836	1.201
Feiner Sand	163.8	92.2	4.1	3.7	1962	44.5	1759	1.152
Sehr feiner Sand	98.8	81.0	12.5	6.5	1878	48.5	1709	1.120
Siltiger Sand	52.9	57.0	30.9	12.1	1783	54.2	1658	1.086
Sandiger Silt	34.0	30.3	57.8	11.9	1769	54.7	1644	1.076
Silt	23.7	7.8	80.1	12.1	1740	56.2	1615	1.057
Sand-Silt-Ton	17.7	31.7	42.9	25.4	1575	66.3	1582	1.036
Toniger Silt	7.1	7.4	58.3	34.3	1489	71.6	1546	1.012
Siltiger Ton	2.2	3.9	34.8	61.3	1480	73.0	1517	0.990
<i>Tiefsee-Ebene</i>								
Toniger Silt	5.2	4.2	55.7	40.1	1454	74.2	1528	0.999
Siltiger Ton	2.2	4.0	34.5	61.5	1356	80.1	1515	0.991
Ton	1.4	0.0	22.2	77.8	1352	80.0	1503	0.983
<i>Bering u. Ochotsk. See (a)</i>								
Silt	17.9	6.5	76.3	17.2	1447	70.8	1546	1.011
Toniger Silt	4.9	8.1	49.1	42.8	1228	85.8	1534	1.003
Siltiger Ton	2.4	3.0	37.4	59.6	1214	86.8	1525	0.997
<i>Tiefsee-Hügel (b)</i>								
Toniger Silt	5.6	3.9	58.7	37.4	1347	81.3	1522	0.995
Siltiger Ton	2.3	2.1	32.2	65.7	1344	81.2	1508	0.986
Ton	1.5	0.1	19.0	80.9	1414	77.7	1493	0.976
<i>Ontong-Java-Plateau (c)</i>								
Toniger Sand	29.6	51.4	17.4	31.2	1493	71.8	1596	1.043
Sand-Silt-Ton	15.4	37.3	22.3	40.4	1497	71.8	1577	1.031
Sandiger Ton	7.6	26.7	18.3	55.0	1490	72.2	1555	1.017
Siltiger Ton	4.2	16.6	21.3	62.1	1481	72.7	1540	1.007
<i>Ost-Pazifik / Äquator (c)</i>								
Sand-Silt-Ton	9.1	23.5	28.9	47.6	1404	76.9	1540	1.007
Toniger Silt	7.8	15.1	45.9	39.0	1353	80.0	1535	1.004
Siltiger Ton	5.6	14.1	33.3	52.6	1376	78.6	1534	1.003

Tab. 5.7: Korngröße, Zusammensetzung, Dichte, Porosität und Schallgeschwindigkeit für verschiedene Umgebungen²⁷ und Sedimenttypen. (a) Kerne enthalten Silicat und Diatomeen, (b) „roter“ pelagischer Ton, (c) Kerne enthalten Calciumcarbonat (HAMILTON & BACHMAN, 1982)

Die Schallgeschwindigkeit und Dichte des Wassers über dem Meeresboden wurde für alle Kernlokationen (Stationen) aus CTD-Messungen von *Polarstern* (Kap. 4.5.1) berechnet. Ausnahmen bilden die Stationen PS59/208 und PS59/219, auf denen keine CTD-Messungen durchgeführt wurden. Für PS59/208 wurden die entsprechenden Werte deswegen bei 2776 m Tiefe aus dem CTD-Profil der nächstgelegenen Station PS59-207 entnommen und für PS59/219 bei 4165 m Tiefe aus dem CTD-Profil der nächstgelegenen Station PS59/217 linear extrapoliert.

Die Schallgeschwindigkeit und Dichte der Sedimentschichten wurden für alle Kerne aus der Umgebung ‚Kontinentalschelf und -hang‘ (Tab. 5.7) entnommen. Zum einen sind dort alle Sedimenttypen enthalten, die in den AMORE-Kernen vorkommen. Zum anderen eignen sich die Messergebnisse dieser Umgebung auch für Modellierungszwecke in anderen Ozeanregionen (HAMILTON & BACHMAN, 1982).

Das Verhältnis der Schallgeschwindigkeit c_s im Sediment zur Schallgeschwindigkeit c_w im Wasser bleibt unter realen Bedingungen im Meer und unter Laborbedingungen gleich. Deswegen können Geschwindigkeit und Dichte aus Labormessungen durch Multiplikation mit dem Faktor c_s/c_w in reale Druck- und Temperaturbedingungen umgerechnet werden, wie sie z.B. bei CTD-Messungen am Meeresboden herrschen (HAMILTON & BACHMAN, 1982).

Für die Feuchtdichte des Wassers über dem Boden wurde dazu die potenzielle Dichteanomalie Sigma-Theta benutzt, die zuvor aus CTD-Messungen berechnet wurde. Die Labor-Feuchtdichte des Sedimentes kann für allgemeine Betrachtungen auch als In-Situ-Feuchtdichte angenommen werden, da die Unterschiede, die durch den hydrostatischen Druck erzeugt werden, vergleichsweise gering sind. In 6000 m Wassertiefe erhöht sich die Dichte des Sedimentes um ca. 0.03 g/cm³ oder 30 kg/m³ (HAMILTON & BACHMAN, 1982). Bei Bedarf kann, wie in dieser Arbeit, durch lineare

²⁷ Alle gezeigten Werte sind Mittelwerte, die aus 901 Sedimentkernproben aus verschiedenen Gebieten (Beringsee, Nordsee, Mittelmeer, Ost-Pazifik, u.a.) berechnet und mit älteren Messwerten aus weltweit verteilten Ozeanbecken kombiniert wurden. Die Messungen fanden unter Laborbedingungen statt: Temperatur: 23° C, Druck: 1 atm, Dichte: gesättigte Feuchtdichte der Gesamtprobe, Porosität: salzfrei, Geschwindigkeitsverhältnis: Schallgeschwindigkeit im Sediment zur Schallgeschwindigkeit im Wasser bei 23° C, 1 atm und dem Salzgehalt des Sedimentporenwassers.

Interpolation ein tiefenabhängiger Korrekturwert berechnet werden, der zur Sedimentdichte addiert wird. Für die obersten Schichten der AMORE-Kerne sind dies 14 kg/m^3 (PS59/208-1), 18 kg/m^3 (PS59/217-1), 21 kg/m^3 (PS59/219-2), 27 kg/m^3 (PS59/237-1), 20 kg/m^3 (PS59/277-1), 20 kg/m^3 (PS59/283-1) und 19 kg/m^3 (PS59/287-3).

Die Ergebnisse der Berechnung von Schallimpedanz, Impedanzkontrast, Reflexionsgrad und Reflexionsmaß in den einzelnen Sedimentschichten zeigt Tabelle 5.8:

PS59/	WT [m] CT [m]	Sedimenttyp	d [m]	c_s/c_w	c [m/s]	ρ [kg/m ³]	θ [°]	Z · 10 ⁶ [kg/(m ² s)]	Z_{i+1}/Z_i	α_r	RM [dB]
208-1	-2776 ---	Wasser Sand-Silt-Ton	0.40	1.036	1493 1547	1028 1589	10.00 10.37	1.558 2.499	1.60	0.0537	-12.7
217-1	-3683 -3572	Wasser Siltiger Ton Siltiger Sand Siltiger Ton Sand-Silt-Ton Siltiger Ton Sand-Silt-Ton Siltiger Ton Sand-Silt-Ton Siltiger Ton Sand-Silt-Ton Siltiger Sand Sand-Silt-Ton Siltiger Ton	0.77 0.03 0.17 0.06 0.31 0.05 0.41 0.08 0.07 3.57 1.08	0.990 1.086 0.990 1.036 0.990 1.036 0.990 1.036 1.086 1.036 0.990	1507 1492 1637 1492 1561 1492 1561 1492 1561 1637 1561 1637 1561 1492	1028 1498 1801 1498 1593 1498 1593 1498 1801 1593 1801 1801 1593 1498	10.00 9.90 10.87 9.90 10.36 9.90 10.36 9.90 10.36 10.87 10.36 10.87 10.36 9.90	1.573 2.269 3.002 2.269 2.528 2.269 2.528 2.269 2.528 3.002 2.528 3.002 2.528 2.269	1.44 1.32 0.76 1.11 0.90 1.11 0.90 1.11 1.19 0.84 0.90	0.0328 0.0194 0.0194 0.0029 0.0029 0.0029 0.0029 0.0029 0.0074 0.0074 0.0029	-14.8 -17.1 -17.1 -25.3 -25.3 -25.3 -25.3 -25.3 -21.3 -21.3 -25.3
219-2	-4165 ---	Wasser Siltiger Ton	0.47	0.990	1524 1509	1028 1501	10.00 9.90	1.591 2.299	1.45	0.0332	-14.8
237-1	-5326 -5278	Wasser Sand-Silt-Ton	0.41	1.036	1539 1594	1028 1602	10.00 10.36	1.606 2.596	1.62	0.0554	-12.6
277-1	-4074 -3963	Wasser Siltiger Ton Sand-Silt-Ton Siltiger Ton Sand-Silt-Ton Siltiger Ton Sand-Silt-Ton Siltiger Ton	0.08 0.12 0.17 0.05 0.18 0.20 2.60	0.990 1.036 0.990 1.036 0.990 1.036 0.990	1514 1499 1569 1499 1569 1499 1569 1499	1028 1500 1595 1595 1500 1595 1500	10.00 9.90 10.37 9.90 10.37 9.90 10.37 9.90	1.580 2.282 2.544 2.282 2.544 2.282 2.544 2.282	1.44 1.11 0.90 1.11 0.90 1.11 0.90	0.0330 0.0029 0.0029 0.0029 0.0029 0.0029 0.0029	-14.8 -25.3 -25.3 -25.3 -25.3 -25.3 -25.3
283-1	-4084 -3974	Wasser Sand-Silt-Ton S. Fein. Sand Sand-Silt-Ton Sandiger Silt Sand-Silt-Ton Sandiger Silt Sand-Silt-Ton Sandiger Silt Sand-Silt-Ton Sandiger Silt Sand-Silt-Ton S. Fein. Sand Sand-Silt-Ton Sandiger Silt Sand-Silt-Ton Sandiger Silt Sand-Silt-Ton Sandiger Silt Siltiger Ton Siltiger Sand Sand-Silt-Ton	0.31 0.02 0.02 0.06 0.52 0.23 0.40 0.13 0.47 0.27 0.02 0.01 0.14 0.93 0.36 0.06 0.05 0.02 0.14 0.03 0.61	1.036 1.120 1.036 1.076 1.036 1.076 1.036 1.076 1.036 1.076 1.036 1.120 1.036 1.036 1.036 1.076 1.036 0.990 1.086 1.036	1514 1569 1696 1569 1629 1569 1629 1629 1569 1629 1569 1696 1569 1629 1569 1629 1569 1629 1629 1499 1644 1569	1028 1595 1898 1595 1789 1595 1789 1789 1595 1789 1595 1898 1595 1789 1595 1789 1595 1789 1500 1803 1595	10.00 10.37 11.22 10.37 10.77 10.37 10.77 10.77 10.37 10.77 10.37 11.22 10.37 10.37 10.77 10.37 10.77 10.77 10.87 10.87 10.37	1.580 2.544 3.282 2.544 2.967 2.544 2.967 2.967 2.544 2.967 2.544 3.282 2.544 2.967 2.544 2.967 2.967 2.967 3.018 3.018 2.544	1.61 1.29 0.78 1.17 0.86 1.17 0.86 1.17 0.86 1.17 0.86 1.29 0.78 1.17 0.86 1.17 1.17 0.77 1.32 0.84	0.0546 0.0160 0.0160 0.0059 0.0059 0.0059 0.0059 0.0059 0.0059 0.0059 0.0059 0.0160 0.0160 0.0059 0.0059 0.0059 0.0059 0.0170 0.0193 0.0073	-12.6 -18.0 -18.0 -22.3 -22.3 -22.3 -22.3 -22.3 -22.3 -22.3 -22.3 -18.0 -18.0 -22.3 -22.3 -22.3 -22.3 -17.7 -17.2 -21.4
287-3	-3822 -3639	Wasser Siltiger Ton Siltiger Sand Sandiger Silt Siltiger Sand Sandiger Silt Sand-Silt-Ton Sandiger Silt Sand-Silt-Ton Sandiger Silt	0.64 0.02 0.10 0.19 0.85 0.31 0.14 0.35 0.03	0.990 1.086 1.076 1.086 1.076 1.036 1.076 1.036 1.076	1508 1493 1638 1623 1623 1562 1623 1562 1623	1028 1499 1802 1788 1788 1594 1788 1594 1788	10.00 9.90 10.87 10.87 10.77 10.36 10.77 10.36 10.77	1.574 2.272 3.006 2.954 3.006 2.954 2.531 2.954 2.531 2.954	1.44 1.32 0.98 1.02 0.98 0.86 1.17 0.86 1.17	0.0329 0.0193 0.0001 0.0001 0.0001 0.0059 0.0059 0.0059 0.0059 0.0059	-14.8 -17.1 -41.2 -41.2 -41.2 -22.3 -22.3 -22.3 -22.3 -22.3

Tab. 5.8: Impedanzkontrast und Reflexionsmaß für AMORE-Sedimentkerne

WT: Wassertiefe; CT: max. CTD-Tiefe; d: Dicke der Schicht; c_s und c_w : Schallgeschwindigkeit im Sediment und im Wasser; ρ : Dichte; θ : Einfallswinkel; Z: Schallimpedanz; Z_{i+1}/Z_i : Impedanzkontrast zwischen Schicht i+1 und Schicht i; α_r : Reflexionsgrad; RM: Reflexionsmaß

Für den Einfallswinkel θ_i des Schallsignals vom Wasser ins Sediment wurde der gleiche Winkel von 10° zugrunde gelegt, der auch für die Winkelnormierung der Rückstreudaten verwendet wurde (Kap. 5.2.1). Der Brechungswinkel θ_{i+1} , der den Einfallswinkel für die nächste Sedimentschicht darstellt, kann aus Gleichung 2.45 berechnet werden. Die Schallimpedanz Z ergibt aus Gleichung 2.19, wobei das Produkt aus Schallgeschwindigkeit und Dichte noch durch den Cosinus des Einfallswinkels geteilt werden muss, da der Schall nicht senkrecht auftrifft. Der Reflexionsgrad α_r wird mit Gleichung 2.35 bzw. 2.39 und das Reflexionsmaß RM mit Gleichung 2.40 berechnet.

Die Dämpfung oder Absorption der Schallsignale in den Sedimentschichten kann z.B. nach dem Modell von GILBERT (1980) abgeschätzt werden. Dieses Modell wurde zur numerischen Modellierung der Ozeanbodenreflektivität entwickelt, es teilt die Sedimentbedeckung in zwei Schichttypen auf, die zufällig verteilt sind. Für sogenannte A-Layer, die eine Dicke von 0.5 m bis 1.5 m aufweisen, wird eine Dämpfung von 0.05 (dB/m)/kHz angenommen. Für B-Layer, welche zwischen 0.1 m und 0.3 m dick sind, wird ein Wert von 0.15 (dB/m)/kHz gesetzt. Die Dämpfung im Grundgebirge (Basement) beträgt nach dem Gilbert-Modell 0.03 (dB/m)/kHz für Kompressionswellen (P-Wellen) und 0.12 (dB/m)/kHz für Scherwellen (S-Wellen).

Legt man den höheren Absorptionswert des B-Layers und die Hydrosweep-Frequenz von 15.5 kHz zugrunde, ergibt sich für den längsten AMORE-Kern (6.60 m) eine Dämpfung von 0.13 dB für den Hin- und Rückweg durch den Sedimentkörper. Weil das Reflexionsmaß, ebenso wie das Rückstreumaß in den vorangegangenen Kapiteln, auf ein Zehntel-Dezibel genau berechnet wurde, kann die Dämpfung im Sediment also vernachlässigt werden. Die Dicke der Schichten hat in diesem Fall keinen Einfluss auf die akustische Reflektivität.

Wie in Tabelle 5.8 deutlich zu erkennen ist, steigt und fällt das Reflexionsmaß mit dem Impedanzkontrast. Je höher der Impedanzsprung von einer Schicht zur nächsten ist, desto höher ist auch die Reflektivität und andersherum. Das größte Reflexionsmaß von -12.6 dB ist an der Grenzschicht zwischen Wasser und Sand-Silt-Ton (Kerne 237-1 und 283-1) bei einem Impedanzkontrast von 1.62 bzw. 1.61 zu beobachten. Die geringste Reflektivität von -41.2 dB zeigt sich beim Schichtübergang ‚Sandiger Silt – Siltiger Sand – Sandiger Silt‘ (Kern 287-3) mit Impedanzkontrasten von 0.98 bzw. 1.02.

Um den Einfluss des Einfallswinkels auf die Reflektivität der Sedimentschichten zu untersuchen, wurde die Berechnung des Impedanzkontrastes und Reflexionsmaßes mit unterschiedlichen Einfallswinkeln von 0° , 10° , 20° , 30° , 40° und 50° exemplarisch für Kern 283-1 durchgeführt.

Wie Tabelle 5.9 zeigt, steigen der Impedanzkontrast und das Reflexionsmaß mit größer werdendem Einfallswinkel in allen Schichten leicht an. Die maximale Zunahme des Reflexionsmaßes bei 0° Einfallswinkel zum Reflexionsmaß bei 50° Einfallswinkel liegt je nach Sedimenttyp zwischen ca. 1 dB und 4 dB.

Das Ergebnis lässt sich durch den höheren Wellenwiderstand erklären, der den Schallwellen bei schrägem Auftreffwinkel entgegengebracht wird. Da das Produkt aus Schallgeschwindigkeit und Dichte durch den Cosinus des Einfallswinkels geteilt wird, wird die Impedanz der Sedimentschichten mit steigendem Winkel größer. Die Zunahme der Impedanz in angrenzenden Schichten ist offenbar nicht proportional, weil auch der Impedanzkontrast zwischen den Schichten größer wird. Ausnahmen bilden die Schichten ‚Sand-Silt-Ton‘ (ohne Schicht Nr. 1, da über ihr Wasser liegt) und ‚Siltiger Ton‘: Hier vergrößert sich das Reflexionsmaß, obwohl der Impedanzkontrast zur darüber liegenden Sedimentschicht kleiner wird.

Schicht Nr.	Sedimenttyp	θ [°]	Z_{i+1}/Z_i	RM [dB]	θ [°]	Z_{i+1}/Z_i	RM [dB]	θ [°]	Z_{i+1}/Z_i	RM [dB]
0	Wasser	0.00			10.00			20.00		
1	Sand-Silt-Ton	0.00	1.61	-12.6	10.37	1.61	-12.6	20.76	1.62	-12.6
2	S. Fein. Sand	0.00	1.29	-18.0	11.22	1.29	-18.0	22.53	1.30	-17.6
3	Sand-Silt-Ton	0.00	0.78	-18.0	10.37	0.78	-18.0	20.76	0.77	-17.6
4	Sandiger Silt	0.00	1.16	-22.4	10.77	1.17	-22.3	21.59	1.17	-22.1
5	Sand-Silt-Ton	0.00	0.86	-22.4	10.37	0.86	-22.3	20.76	0.85	-22.1
6	Sandiger Silt	0.00	1.16	-22.4	10.77	1.17	-22.3	21.59	1.17	-22.1
7	Sand-Silt-Ton	0.00	0.86	-22.4	10.37	0.86	-22.3	20.76	0.85	-22.1
8	Sandiger Silt	0.00	1.16	-22.4	10.77	1.17	-22.3	21.59	1.17	-22.1
9	Sand-Silt-Ton	0.00	0.86	-22.4	10.37	0.86	-22.3	20.76	0.85	-22.1
10	Sandiger Silt	0.00	1.16	-22.4	10.77	1.17	-22.3	21.59	1.17	-22.1
11	Sand-Silt-Ton	0.00	0.86	-22.4	10.37	0.86	-22.3	20.76	0.85	-22.1
12	S. Fein. Sand	0.00	1.29	-18.0	11.22	1.29	-18.0	22.53	1.30	-17.6
13	Sand-Silt-Ton	0.00	0.78	-18.0	10.37	0.78	-18.0	20.76	0.77	-17.6
14	Sandiger Silt	0.00	1.16	-22.4	10.77	1.17	-22.3	21.59	1.17	-22.1
15	Sand-Silt-Ton	0.00	0.86	-22.4	10.37	0.86	-22.3	20.76	0.85	-22.1
16	Sandiger Silt	0.00	1.16	-22.4	10.77	1.17	-22.3	21.59	1.17	-22.1
17	Sand-Silt-Ton	0.00	0.86	-22.4	10.37	0.86	-22.3	20.76	0.85	-22.1
18	Sandiger Silt	0.00	1.16	-22.4	10.77	1.17	-22.3	21.59	1.17	-22.1
19	Siltiger Ton	0.00	0.77	-17.8	9.90	0.77	-17.7	19.79	0.76	-17.4
20	Siltiger Sand	0.00	1.32	-17.2	10.87	1.32	-17.2	21.80	1.34	-16.8
21	Sand-Silt-Ton	0.00	0.84	-21.5	10.37	0.84	-21.4	20.76	0.84	-21.1

Schicht Nr.	Sedimenttyp	θ [°]	Z_{i+1}/Z_i	RM [dB]	θ [°]	Z_{i+1}/Z_i	RM [dB]	θ [°]	Z_{i+1}/Z_i	RM [dB]
0	Wasser	30.00			40.00			50.00		
1	Sand-Silt-Ton	31.21	1.63	-12.4	41.77	1.65	-12.2	52.55	1.70	-11.7
2	S. Fein. Sand	34.06	1.33	-17.0	46.06	1.38	-15.9	59.11	1.52	-13.7
3	Sand-Silt-Ton	31.21	0.75	-17.0	41.77	0.72	-15.9	52.55	0.66	-13.7
4	Sandiger Silt	32.55	1.18	-21.6	43.76	1.20	-20.7	55.51	1.25	-19.1
5	Sand-Silt-Ton	31.21	0.85	-21.6	41.77	0.83	-20.7	52.55	0.80	-19.1
6	Sandiger Silt	32.55	1.18	-21.6	43.76	1.20	-20.7	55.51	1.25	-19.1
7	Sand-Silt-Ton	31.21	0.85	-21.6	41.77	0.83	-20.7	52.55	0.80	-19.1
8	Sandiger Silt	32.55	1.18	-21.6	43.76	1.20	-20.7	55.51	1.25	-19.1
9	Sand-Silt-Ton	31.21	0.85	-21.6	41.77	0.83	-20.7	52.55	0.80	-19.1
10	Sandiger Silt	32.55	1.18	-21.6	43.76	1.20	-20.7	55.51	1.25	-19.1
11	Sand-Silt-Ton	31.21	0.85	-21.6	41.77	0.83	-20.7	52.55	0.80	-19.1
12	S. Fein. Sand	34.06	1.33	-17.0	46.06	1.38	-15.9	59.11	1.52	-13.7
13	Sand-Silt-Ton	31.21	0.75	-17.0	41.77	0.72	-15.9	52.55	0.66	-13.7
14	Sandiger Silt	32.55	1.18	-21.6	43.76	1.20	-20.7	55.51	1.25	-19.1
15	Sand-Silt-Ton	31.21	0.85	-21.6	41.77	0.83	-20.7	52.55	0.80	-19.1
16	Sandiger Silt	32.55	1.18	-21.6	43.76	1.20	-20.7	55.51	1.25	-19.1
17	Sand-Silt-Ton	31.21	0.85	-21.6	41.77	0.83	-20.7	52.55	0.80	-19.1
18	Sandiger Silt	32.55	1.18	-21.6	43.76	1.20	-20.7	55.51	1.25	-19.1
19	Siltiger Ton	29.67	0.75	-16.8	39.53	0.72	-15.9	49.33	0.67	-14.1
20	Siltiger Sand	32.88	1.36	-16.3	44.27	1.42	-15.2	56.29	1.55	-13.3
21	Sand-Silt-Ton	31.21	0.83	-20.6	41.77	0.81	-19.6	52.55	0.77	-17.8

Tab. 5.9: Impedanzkontrast und Reflexionsmaß für Kern PS59/283-1 bei verschiedenen Einfallswinkeln (10° bis 50°) an der ersten Grenzschicht zwischen Wasser und Sediment

Im Allgemeinen lässt sich feststellen, dass jede Sedimentschicht einen typischen, gleich bleibenden Brechungswinkel aufweist, der unabhängig von der Schichtreihenfolge ist. Dies kann durch das konstante Verhältnis der Schallgeschwindigkeiten in benachbarten Schichten erklärt werden (Tab. 5.8, 5.9). Die Schallgeschwindigkeit in einer Schicht ist in der Regel umso größer, je dichter das Ausbreitungsmedium ist. Die einzige Ausnahme bei der vorliegenden Untersuchung bildet die Sedimentschicht ‚Siltiger Ton‘ (Tab. 5.8). Obwohl ihre Dichte ca. 1.5 mal höher als die Dichte des Wassers ist, werden in ihr Schallgeschwindigkeiten beobachtet, die um 15 m/s unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit liegen. Ein Grund dafür könnte die große Porosität von siltigem Ton sein, die nach Tabelle 5.7 bei 73 % liegt.

Ein Einfluss der Oberflächenrauigkeit auf die Rückstreuung von Fächersonarsignalen ist bei sandigen, siltigen und tonigen Sedimenten praktisch nicht vorhanden, wie auch die folgende Überlegung zeigt: Legt man für die effektive Rauigkeit Δh die Korngrößen aus Tabelle 5.6 zu Grunde, ergeben sich für die fünf unterschiedlichen Sedimenttypen, die in den untersuchten Kernen vorkommen (sehr feiner Sand, siltiger Sand, sandiger Silt, Sand-Silt-Ton und siltiger Ton), nur sehr kleine Rayleigh-Parameter R (Gleichung 2.46, S. 41).

Für den „rauesten“ dieser Bodentypen (sehr feiner Sand), welcher eine Korngröße von $\Delta h = 98.8 \mu\text{m}$ besitzt, wird für ein Hydrosweep-Signal mit einer Wellenzahl von $k = 64.8 \text{ 1/m}$ und einem Einfallswinkel von $\theta = 10^\circ$ ein Rayleigh-Parameter von $R = 0.013$ berechnet. Setzt man diesen Wert in Gleichung 2.47 (S. 42) ein, wird die in Spiegelrichtung gestreute Schallintensität (der Reflexionsgrad α_r' für raue Oberflächen) genauso groß wie der in Tabelle 5.7 berechnete Reflexionsgrad für glatte Oberflächen ($\alpha_r = 0.0160$). Unterschiede würden sich erst bei der 5. Stelle nach dem Komma ergeben. Für die weiteren Bodentypen mit kleineren Korngrößen fallen die Unterschiede zwischen α_r und α_r' noch geringer aus.

Die Rechnung verdeutlicht, dass Schallsignale mit etwa 10 cm Wellenlänge auf glatten Sedimentböden reflektiert werden und keine Oberflächenrückstreuung stattfindet. Um Streueffekte an der Oberfläche zu erzeugen, müsste die Ausdehnung der Streukörper um ein Vielfaches höher sein. Die Rückstreuung, die an Sedimentböden auf der AMORE-Expedition beobachtet wurde, müsste demnach vor allem durch Volumentrückstreuung verursacht worden sein. Als weitere Möglichkeit wäre auch Schallreflexion von zentralen Beams (bei ebenem Meeresboden) oder Reflexion von äußeren Beams an stark geneigten Flächen (wie z.B. Rückenflanken) denkbar. Die Schallsignale könnten auf diesem Weg trotz nicht vorhandener Oberflächenstreuung zum Sender zurückgelangen. Das Auftreten von glatten Sedimentböden in Gebieten mit großer Hangneigung (z.B. Hangmulden) ist wahrscheinlich eher gering einzustufen, da sich Sedimente durch Meeresströmungen und gravitative Kräfte im Laufe der Zeit hangabwärts bewegen und in Tiefseebecken ansammeln. Sedimenttransporte dieser Art werden z.B. bei Hangrutschungen und Turbiditströmen (Trübeströmen) beobachtet.

Im Folgenden soll das Reflexionsmaß der obersten Sedimentkernschichten (Tab. 5.7), welches zum Teil auf Literaturdaten und Modellannahmen basiert, mit dem aus Fächersonarmessungen berechneten Rückstreumaß verglichen werden. Zur Bestimmung des Rückstreumaßes über den Kernlokationen wurde ein 4x4-Mittelwertfilter auf das Beampattern-korrigierte und winkelnormierte Rückstreudaten-Raster mit 100 m Zellengröße angewendet (Funktion ‚focalmean‘ in Arc/Info). Als Ergebnis erhält man ein Raster, welches in jeder Zelle die mittlere Rückstreuung in einer Umgebung von 0.16 km² repräsentiert, was in etwa der maximalen Footprint-Größe des äußersten Beams bei 5000 m Wassertiefe entspricht (Tab. 2.3, S. 59). Mithilfe der Stationspositionen kann für jeden Sedimentkern das mittlere Rückstreumaß extrahiert werden. Für die Kerne PS59/217-1 und PS59/283-1 liegen keine Rückstreuwerte vor, da ihre Positionen außerhalb des Rasters liegen.

Stationsname / Kernbezeichnung	Reflexionsmaß RM [dB] (Theorie / Modell)	Rückstreumaß S [dB] (Praxis / Messung)	Differenz [dB] $S - RM$
PS59/208-1	-12.7 dB	-41.5 dB	-28.8 dB
PS59/219-2	-14.8 dB	-35.4 dB	-20.6 dB
PS59/237-1	-12.6 dB	-32.6 dB	-20.0 dB
PS59/277-1	-12.6 dB	-41.0 dB	-28.4 dB
PS59/287-3	-14.8 dB	-45.8 dB	-31.0 dB

Tab. 5.10: Vergleich von Reflexionsmaß und Rückstreumaß an AMORE-Sedimentkernen

Tabelle 5.10 zeigt, dass das tatsächlich gemessene Rückstreumaß an den fünf Kernlokationen signifikant kleiner ist als das theoretisch berechnete Reflexionsmaß. Die Differenzen betragen zwischen -20 dB und -31 dB. Dieses Ergebnis bestätigt die vorangegangenen Überlegungen: Die Schallwellen werden an den glatten, akustisch weichen Oberflächen der Sedimente in erster Linie reflektiert und nicht gestreut.

Der Anteil der gestreuten Wellen wird vermutlich durch Volumentrückstreuung erzeugt, was auf Störkörper und Inhomogenitäten im Sedimentkörper schließen lässt. Die kleinen Muscheln, Zweischaler, Foraminiferen und Findlinge, die in den Sedimentkernen entdeckt wurden (Tab. 5.6), unterstützen diese These. Als weitere Streukörper innerhalb des Sedimentes wären auch Gasblasen denkbar, welche die akustische Rückstreuung in erheblichem Maße beeinflussen. Verschiedene Autoren wie z.B. BOYLE & CHOTIROS (1995a; 1995b) oder TANG (1996) haben spezielle Rückstreumodelle entwickelt, die solche Effekte beschreiben (Weiteres dazu in Kapitel 7.2).

5.6.2 Rückstreuung über Sedimentkernen in der WVZ

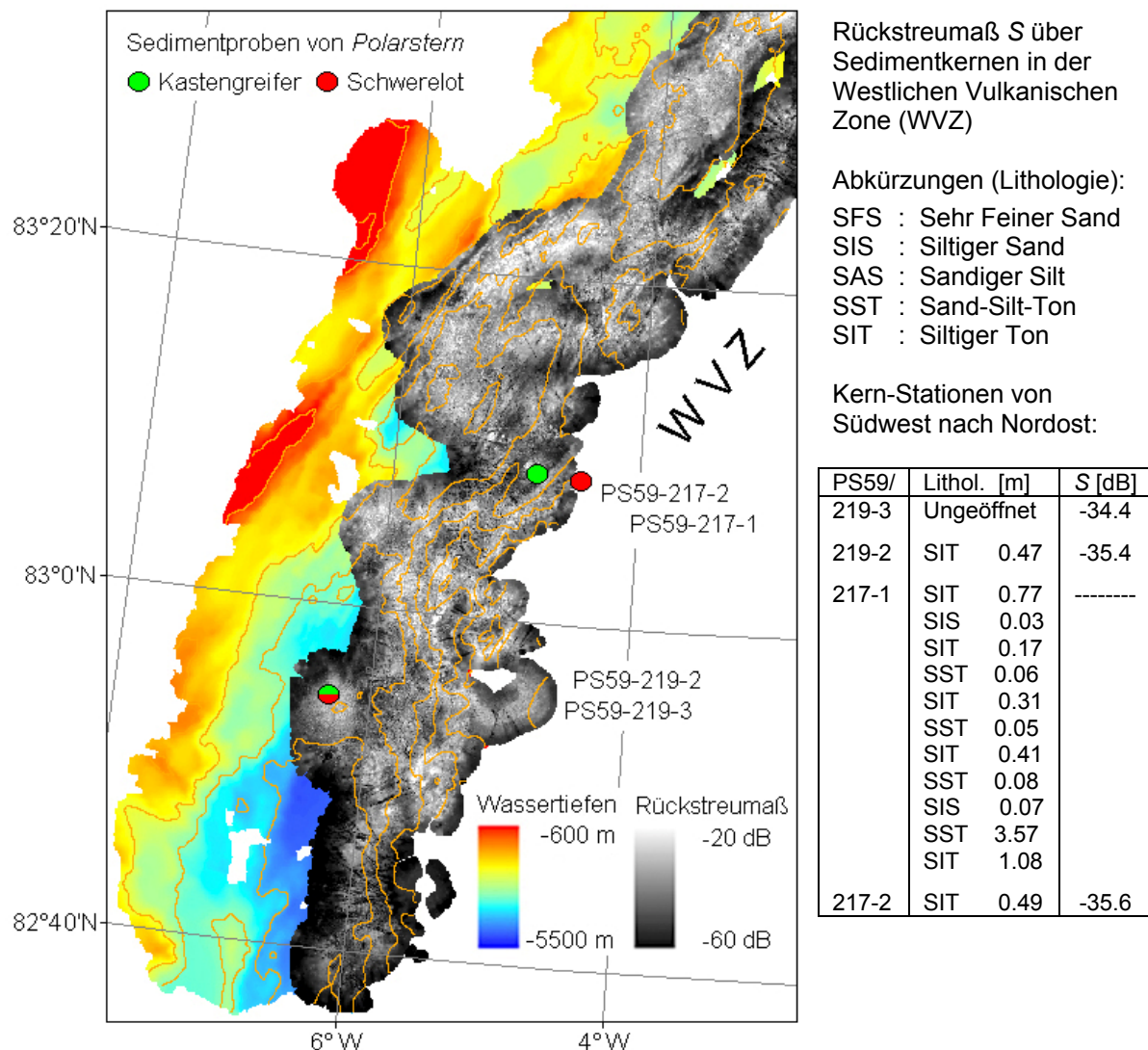


Abb. 5.15: Rückstreuung über Sedimentkern-Stationen in der WVZ

Wie Abbildung 5.15 zeigt, wurden in der Westlichen Vulkanischen Zone (WVZ) zwischen 7° W und 4° W vier Sedimentproben von *Polarstern* zu Tage gefördert, wobei die Kerne PS59/217-1 und PS59/219-1 mit dem Kastengreifer (grüne Punkte) und die Kerne PS59/217-2 und PS59/219-2 mit dem Schwerelot (rote Punkte) an Deck gehievt wurden.

Rechts neben Abbildung 5.15 ist das mittlere Rückstreumaß aufgeführt, welches auf einer Fläche von 0.16 km² über den Sedimentkern-Stationen registriert wurde. Kern 219-2, welcher an der Oberfläche eine Schicht aus siltigem Ton aufweist, zeigt ein Rückstreumaß von -35.4 dB. Kern 217-2, dessen oberste Schicht ebenfalls aus siltigem Ton besteht, und Kern 219-3 (noch ungeöffnet) weisen mit -35.6 dB bzw. -34.4 dB ähnliche Rückstreuwerte auf.

Die Rückstreuung über Sedimentkern 217-1, dessen Lithologie elf verschiedene Schichten aus siltigem Ton (SIT), siltigem Sand (SIS) und Sand-Silt-Ton (SST) bis in 6.60 m Tiefe enthält, konnte nicht berechnet werden, da sich diese Station knapp außerhalb des Rückstreugebietes befindet (Abb. 5.15).

Am Ende dieses Abschnittes soll untersucht werden, inwiefern sich die akustische Rückstreuung über verschiedenen Sedimentböden unterscheidet und ob ein systematischer Einfluss der obersten Sedimentschichten auf das Rückstreumaß festgestellt werden kann. In Kapitel 5.6.6 erfolgt deswegen eine Zusammenstellung und Interpretation der beobachteten Rückstreuwerte aus allen drei Zonen (WVZ, SMZ und EVZ).

5.6.3 Rückstreuung über Sedimentkernen zwischen WVZ und SMZ

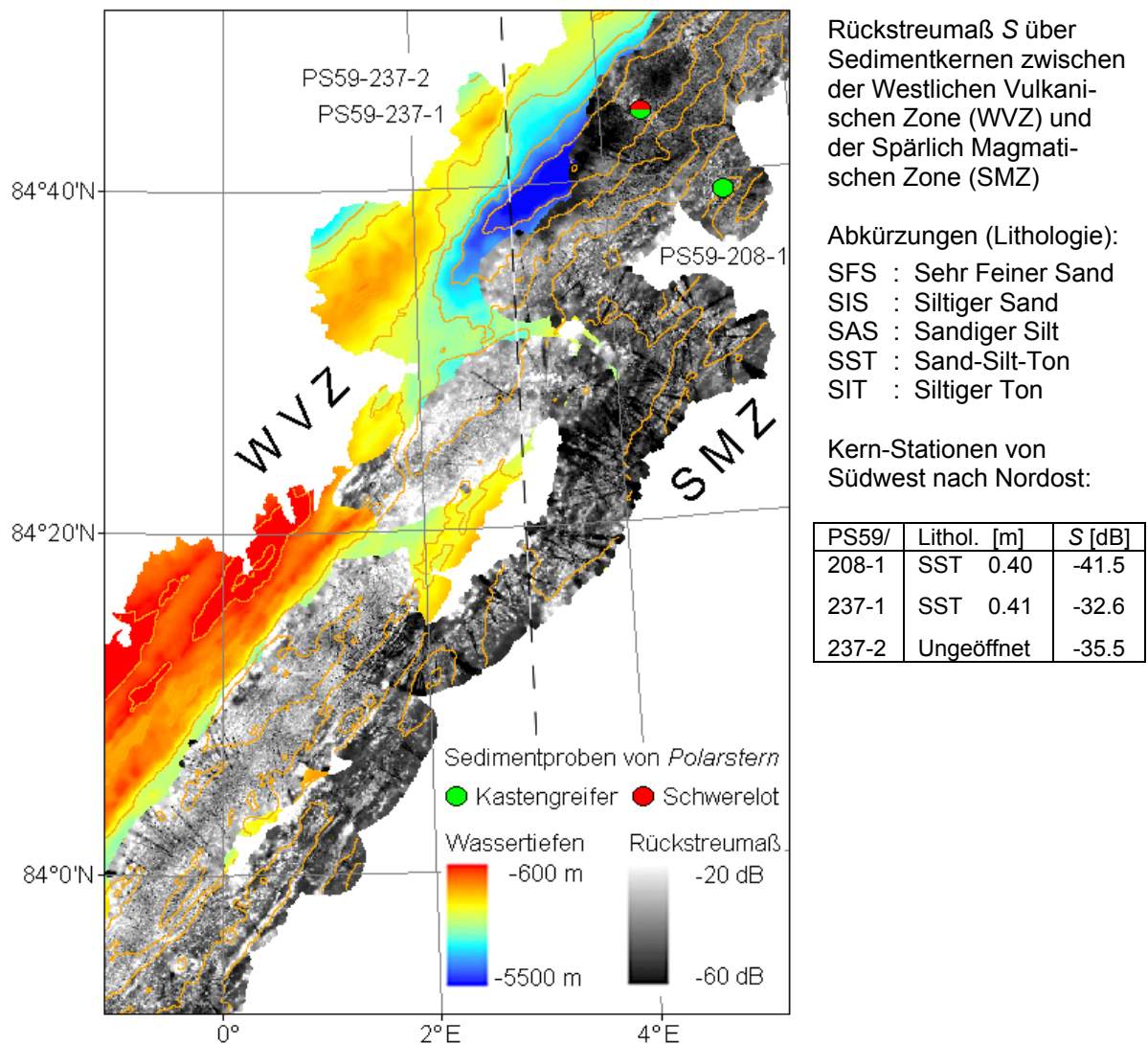


Abb. 5.16: Rückstreuung über Sedimentkern-Stationen im Übergangsbereich zwischen WVZ und SMZ

Im Übergangsbereich der Westlichen Vulkanischen Zone (WVZ) und der Spärlich Magmatischen Zone (SMZ) (etwa 0° E bis 6° E) wurden drei Sedimentproben von *Polarstern* zu Tage gefördert: die Kerne PS59/208-1 und PS59/237-1 mit dem Kastengreifer und Kern PS59/237-2 mit dem Schwerelot (Abb. 5.16). Die oberste Sedimentschicht der Kerne 208-1 und 237-1 besteht aus einem Sand-Silt-Ton-Gemisch, über diesen Lokationen wurde ein Rückstreumaß von -41.5 dB bzw. -32.6 dB registriert. Die Rückstreuung über Kern 237-2, der noch ungeöffnet und dessen Lithologie unbekannt ist, beträgt -35.5 dB. Da die Stationen 237-1 und 237-2 sehr nah beieinander liegen (Abb. 5.16), ist es wahrscheinlich, dass auch Kern 237-2 eine Sand-Silt-Ton-Schicht an der Oberfläche aufweist. Die starken Rückstreuvariationen zwischen den drei Kernlokalationen, die bis zu 9 dB betragen, werden offenbar nicht durch die Sedimenteigenschaften, sondern eher durch geometrische Effekte wie Bodenneigung und Mikrotopographie verursacht.

Auffällig und eindeutig zu erkennen ist der starke Abfall des Rückstreumaßes zwischen WVZ und SMZ (Abb. 5.16), der durch die Klassifizierung der Rückstreudaten in Kapitel 6 bestätigt wird. Um diese erstaunliche Tatsache graphisch zu dokumentieren, werden die Übergangsbereiche der drei Rückensegmente an dieser Stelle und in Kapitel 5.6.4 gezeigt. Der Grund für die signifikanten Abweichungen der Rückstreuwerte in den drei Zonen liegt vermutlich in der unterschiedlichen Oberflächenrauigkeit der hauptsächlich auftretenden Gesteine Basalt (WVZ, EVZ) und Peridotit (SMZ). Eine weiterführende Analyse und Interpretation erfolgt in den Kapitel 6 und 7.

5.6.4 Rückstreuung über Sedimentkernen in der SMZ

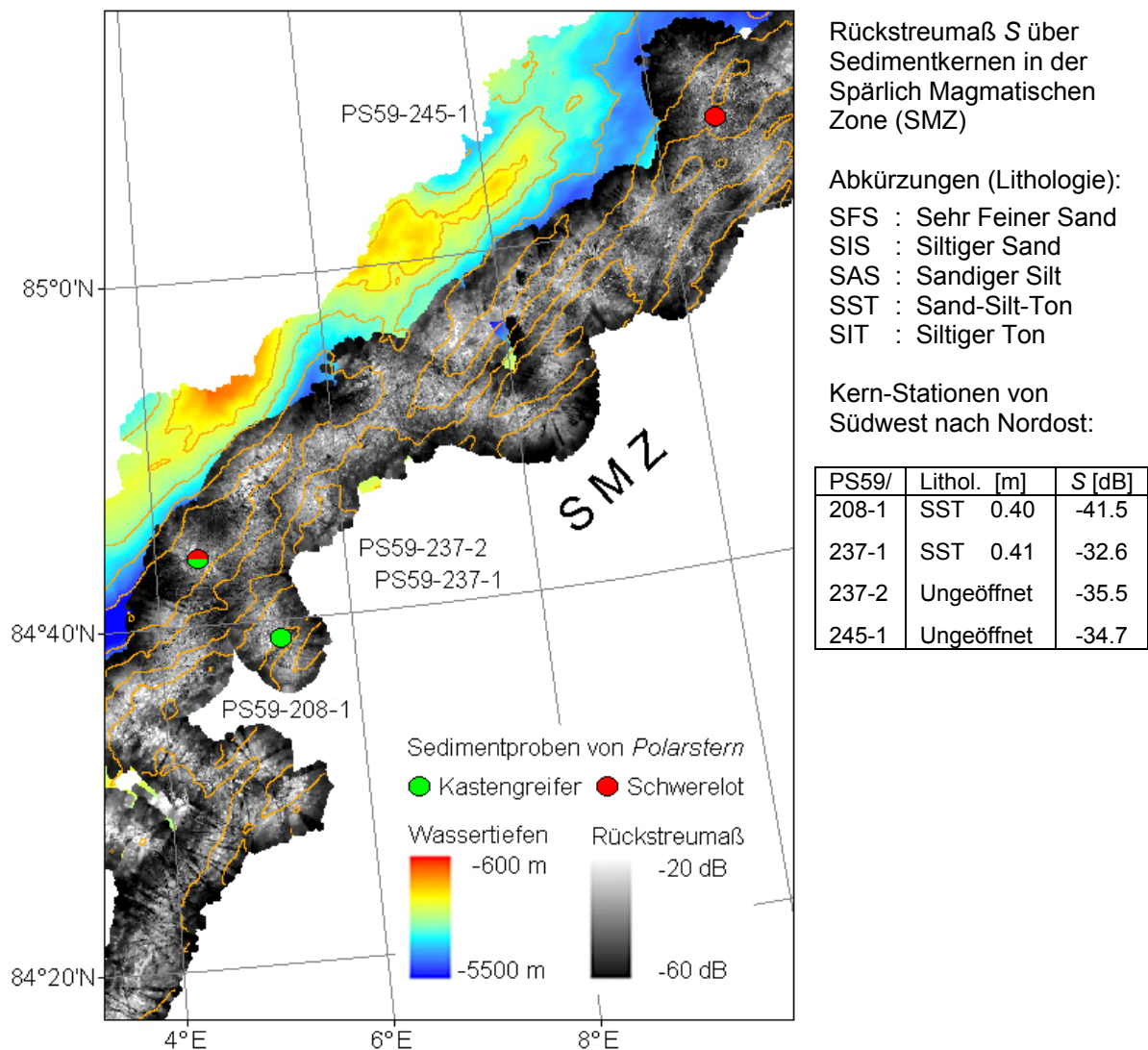


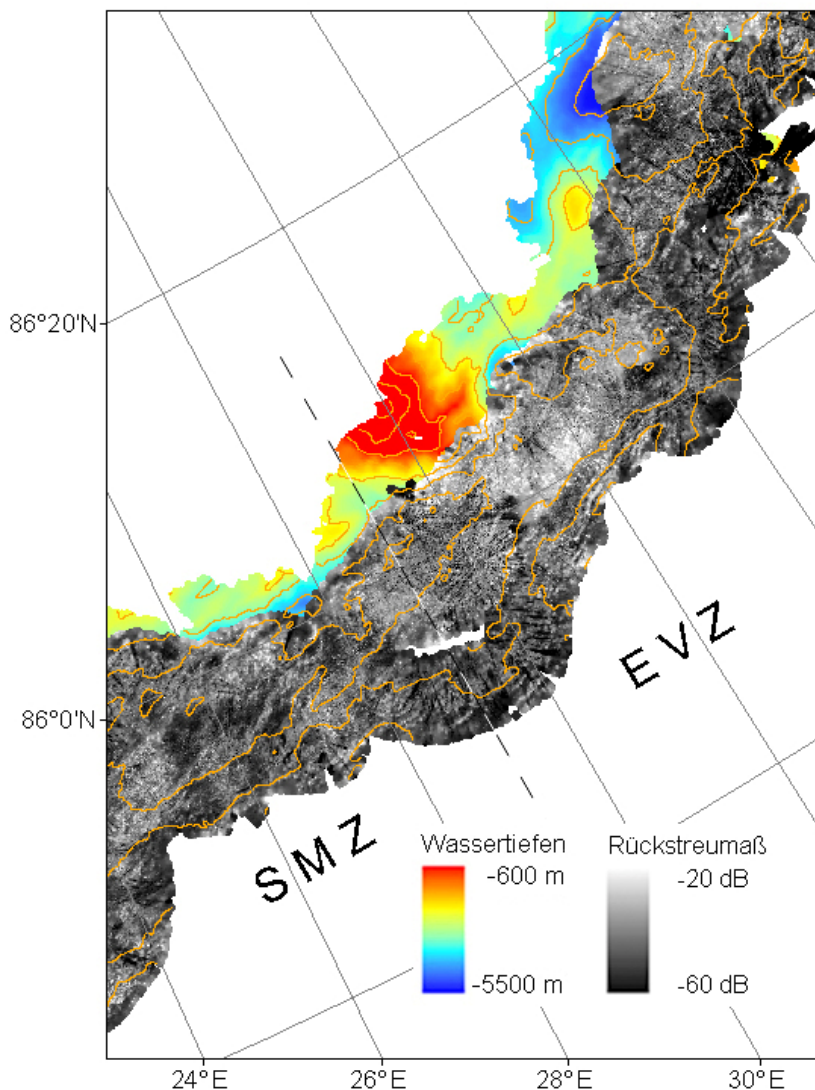
Abb. 5.17: Rückstreuung über Sedimentkern-Stationen in der SMZ

In der Spärlich Magmatischen Zone (SMZ) wurden zwischen 4° E und 12° E vier Lokationen von *Polarstern* beprobt (Abb. 5.17): Die Sedimentkerne PS59/208-1 und PS59/237-1 wurden mit dem Kastengreifer (grüne Punkte) und die Kerne PS59/237-2 und PS59/245-1 mit dem Schwerelot (rote Punkte) an Deck befördert.

Die akustische Rückstreuung über den Kernen 208-1 und 237-1, deren oberste Sedimentschichten aus dem gleichen Bodentyp (einem Sand-Silt-Ton-Gemisch) bestehen, beträgt -41.5 dB bzw. -32.6 dB. Die Differenz des Rückstreumaßes von nahezu 9 dB kann somit nicht durch die physikalischen Sedimenteigenschaften erklärt werden, sondern liegt vermutlich in der unterschiedlichen Topographie der beschallten Flächensegmente und dem Auftreffwinkel der Preformed Beams (PFB) begründet. Das mittlere Rückstreumaß über den Kernlokationen wurde über eine Fläche von 0.16 km² bestimmt, was dem Footprint der äußeren PFBs in 5000 m Wassertiefe entspricht. Wie die Abbildungen 5.15 bis 5.19 zeigen, ist eine Variation der Rückstreuung von mehreren Dezibel innerhalb kleinräumiger Flächen keine Seltenheit.

Die akustische Rückstreuung über den Sedimentkernen PS59/237-2 und PS59/245-1 entspricht mit -35.5 dB bzw. -34.7 dB in etwa dem Rückstreumaß über Kern 237-1 (Abb. 5.17). Über die Oberflächenstruktur und Stratigraphie dieser Proben kann keine Aussage gemacht werden, da sie noch nicht geöffnet wurden. Weil die Kerne aus dem gleichen Untersuchungsgebiet stammen, enthalten sie mit großer Wahrscheinlichkeit Schichten, die vorwiegend aus siltigem Sand, sandigem Silt, Sand-Silt-Ton oder siltigem Ton bestehen.

5.6.5 Rückstreuung über Sedimentkernen zwischen SMZ und EVZ



Rückstreumaß S über Sedimentkernen zwischen der Spärlich Magmatischen Zone (SMZ) und der Östlichen Vulkanischen Zone (EVZ)

Da in diesem Gebiet keine Sedimentkerne von *Polarstern* geborgen wurden, kann keine Aussage zur akustischen Rückstreuung über Sedimenten getroffen werden.

An der Grenze zwischen SMZ und EVZ ist (anders als beim Übergang zwischen WVZ und SMZ) kein deutlicher Abfall bzw. Anstieg des Rückstreumaßes zu beobachten (Abb. 5.18).

Eine Untersuchung der akustischen Rückstreuung entlang des gesamten Gakkel-Rückens, die in eine Klassifizierung des Arbeitsgebietes mündet (Kap. 6), zeigt aber durchaus signifikante Rückstreu-Unterschiede in beiden Zonen.

Abb. 5.18: Rückstreuung im Bereich zwischen SMZ und EVZ

Im Übergangsbereich zwischen der Spärlich Magmatischen Zone (SMZ) und der Östlichen Vulkanischen Zone (EVZ) (etwa 24° E bis 38° E) wurden von *Polarstern* keine Sedimentproben zu Tage gefördert. Wie die Messungen mit dem Sedimentecholot Parasound in Kapitel 5.7 zeigen, sind die Sedimente entlang des Gakkel-Rückens (im Arbeitsgebiet der AMORE-Expedition) sehr ungleichmäßig verteilt. Die meisten Sedimente haben sich auf den Rückenschultern zwischen den quer zur Rückenachse verlaufenden Basement-Rücken abgelagert (z.B. Abb. 5.25 unten, S. 169). Das Rifttal des Gakkel-Rückens selbst enthält in der WVZ und SMZ fast keine Sedimente. Während der Meeresboden in der WVZ vor allem durch frisches Basalt-Gestein geprägt wird, welches aus unzähligen Vulkankegeln ausgeflossen ist (Abb. 3.18, S. 82), sind in der SMZ eher peridotit-haltige Mantelgesteine zu finden. Im nördlichen Teil der EVZ (Abb. 5.19) treten hingegen Sedimentschichten auf, welche die Schultern des Gakkel-Rückens und auch teilweise das Rifttal füllen (KRISTOFFERSEN, 2000; DRACHEV, 2002).

Die ungleichmäßige Verteilung der Sedimente im Bereich des Gakkel-Rückens wird durch die Sedimentationsprozesse des angrenzenden Nansen-Beckens im Südwesten und des Amundsen-Beckens im Nordosten beeinflusst (JOKAT & MICKSCH, 2004). So ist das Auftreten von weiträumig verteilten, horizontal geschichteten Sedimenten am nördlichen Gakkel-Rücken (z.B. Abb. 5.35, S. 179) vermutlich auf den erhöhten Eintrag terrigener Sedimente im sibirischen Schelfmeer durch große Flüsse wie Ob, Jenissej, Chatanga, Lena und Kolyma zurückzuführen (DRACHEV, 2002).

5.6.6 Rückstreuung über Sedimentkernen in der EVZ

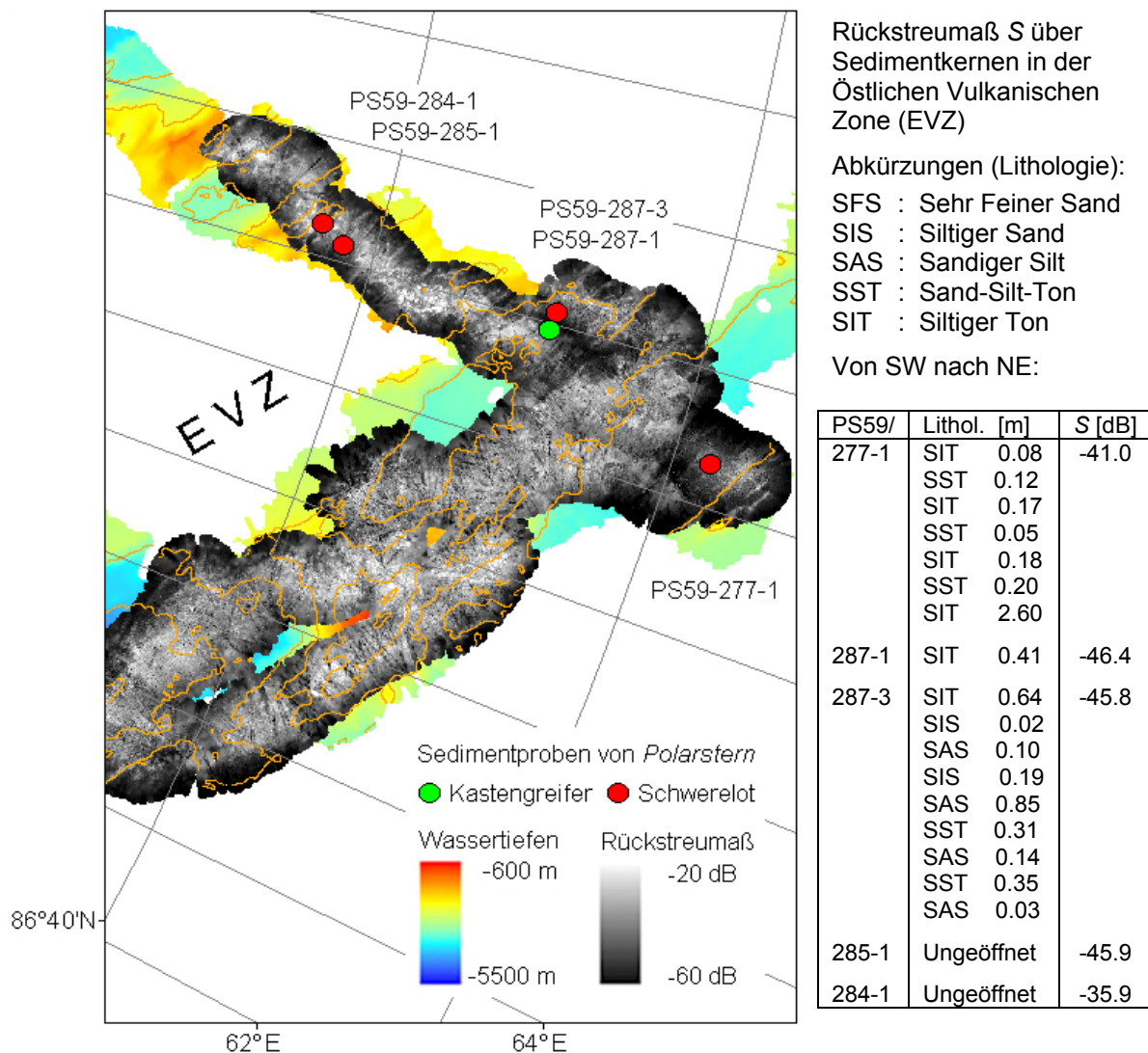


Abb. 5.19: Rückstreuung über Sedimentkern-Stationen in der EVZ

Der Mangel an Sedimentproben in der Östlichen Vulkanischen Zone (EVZ) hält bis ca. 72° E an. Wie Abbildung 5.19 zeigt, wurden am nordöstlichen Ende des Arbeitsgebietes zwischen 72° E und 75° E fünf Sedimentkerne von *Polarstern* geborgen, davon vier mit dem Schwerelot (rote Punkte) und einer mit dem Kastengreifer (grüner Punkt).

Die Kerne PS59/277-1, PS59/287-1 und PS59/287-3 bestehen an der Oberfläche aus einer siltigen Tonschicht und weisen dementsprechend schwache Rückstreuwerte von -41.0 dB, -46.4 dB bzw. -45.8 dB auf. Die Lithologie und Beschaffenheit der Kerne PS59/285-1 und PS59/284-1, die sich bereits etwas abseits der Rückenachse befinden, ist nicht bekannt, da diese Proben noch nicht geöffnet wurden. Wahrscheinlich handelt es sich aber auch hier um Sedimentschichten aus vorwiegend siltigem Sand, sandigem Silt, Sand-Silt-Ton oder siltigem Ton.

Während über Kern 285-1 ein mittleres Rückstreumaß von -45.9 dB registriert wurde, liegt die Rückstreuung über dem nur wenige Kilometer entfernten Kern 284-1 mit -35.9 dB um 10 dB höher. Dieser deutliche Unterschied ist, wie bereits in den vorangegangenen Abschnitten angedeutet, wahrscheinlich auf geometrische Effekte wie Bodenneigung, Auftreffwinkel und die Topographie des Geländes zurückzuführen. Da es sich bei beiden Proben aller Voraussicht nach um sehr ähnliche Sedimenttypen handelt, dürften die Variationen der physikalischen Parameter (Korngröße, Zusammensetzung, Porosität, Dichte, Schallgeschwindigkeit, Impedanzkontrast) kaum ausreichen, um eine solch große Rückstredifferenz zu erklären.

5.6.7 Zusammenschau der Rückstreuung über Sedimentkernen

Eine Zusammenfassung der von *Polarstern* geförderten Sedimentkerne der AMORE-Expedition, über denen die mittlere akustische Rückstreuung bestimmt wurde, zeigt Tabelle 5.11. Aufgeführt sind der Name der Station (bzw. des Sedimentkerns), die Lithologie der obersten Kernschicht, die Schichttiefe und das gemessene Rückstreumaß über dieser Schicht.

Station PS59/	Lithologie der obersten Schicht	Schichttiefe [m]	Rückstreumaß [dB]
208-1	Sand-Silt-Ton	0.40	-41.5
217-2	Siltiger Ton	0.49	-35.6
219-3	Ungeöffnet	-----	-34.4
219-2	Siltiger Ton	0.47	-35.4
237-1	Sand-Silt-Ton	0.41	-32.6
237-2	Ungeöffnet	-----	-35.5
245-1	Ungeöffnet	-----	-34.7
277-1	Siltiger Ton	0.08	-41.0
284-1	Ungeöffnet	-----	-35.9
285-1	Ungeöffnet	-----	-45.9
287-1	Siltiger Ton	0.41	-46.4
287-3	Siltiger Ton	0.64	-45.8
Ges: 12			-38.7 ± 5.1

Tab. 5.11: Rückstreuung über AMORE-Sedimentkernen

Das Mittel der akustischen Rückstreuung über den Kernen (208-1 und 237-1), welche an der Oberfläche eine Sand-Silt-Ton-Schicht aufweisen, beträgt -37.1 dB mit einer Standardabweichung von ± 6.3 dB. Die mittlere Rückstreuung über Kernen mit einer oberen siltigen Tonschicht (217-2, 219-2, 277-1, 287-1, 287-3) beträgt -40.8 dB bei einer Standardabweichung von ± 5.3 dB. Die Ergebnisse sollten ebenfalls vorsichtig diskutiert werden, da die Rückstreuvariationen innerhalb eines Sedimenttyps relativ stark sind (bis zu 10 dB) und insgesamt nur sehr wenige Proben vorliegen. Es scheint sich aber zu bestätigen, dass ein Sand-Silt-Ton-Gemisch aufgrund seiner höheren akustischen Impedanz und des daraus resultierenden größeren Impedanzkontrastes zum aufliegenden Meerwasser (Tab. 5.8) die Schallwellen stärker reflektiert als ein Sediment aus siltigem Ton.

Über den Einfluss der Volumenrückstreuung, die von tiefer liegenden Sedimentschichten und Inhomogenitäten im Sedimentkörper verursacht wird, kann hier ebenfalls nur spekuliert werden. Die Eindringtiefe und Volumenrückstreuung dürfte für schallweiche Sedimente aus vorwiegend siltigem Ton höher liegen als bei akustisch härteren Sedimenten, die auch Sandanteile und/oder einzelne Sandschichten enthalten.

Die mittlere Rückstreuung über allen 12 Sedimentkern-Stationen beträgt -38.7 dB mit einer Standardabweichung von ± 5.1 dB (Tab. 5.11). Das akustische Rückstreumaß von sedimentbedeckten Regionen des Meeresgrundes ist damit wie erwartet geringer als die Rückstreuung, die über der harten ozeanischen Kruste entlang des Gakkel-Rückens beobachtet wurde. Besonders die Kernlokationen 285-1, 287-1 und 287-3 am nordöstlichen Ende der EVZ weisen Rückstreuwerte auf, die mit rund -46 dB signifikant schwächer sind als die mittlere Rückstreuung über Gabbro (-33.2 dB), Basalt (-35.9 dB) und Peridotit (-37.6 dB) (Kap. 5.5.4, S. 147). Diese Beobachtung wird durch die Untersuchung von Parasound-Sedimentprofilen in Kapitel 5.7 bestätigt.

Die Tatsache, dass über einigen Sedimentkern-Stationen ähnlich hohe Rückstreuwerte wie über festem Gestein (-33 dB bis -36 dB, Tab. 5.11) gemessen wurden, zeigt allerdings, dass aus der akustischen Rückstreuung nur bedingt Rückschlüsse auf den Meeresbodentyp gezogen werden können. Besonders in topographisch stark bewegten Gebieten wird das Rückstreumaß häufig von geometrischen Faktoren wie der Geländeneigung und dem Auftreffwinkel der Schallstrahlen dominiert, so dass die Oberflächenrauigkeit und die physikalischen Eigenschaften des Bodens nur eine untergeordnete Rolle spielen.

5.7 Rückstreuung über Sedimentprofilen

5.7.1 Sedimentecholot Parasound

Das Sedimentecholot Parasound (Parametric Echosounder) wurde von der Firma Atlas Elektronik in Bremen entwickelt. Im Vergleich zu Fächersonarsystemen sendet es langwelligere Schallimpulse unter einem kleineren Öffnungswinkel aus. Die akustischen Signale werden deswegen nicht ausschließlich an der Bodenoberfläche reflektiert, sondern können in den Meeresboden eindringen und Aufschluss über die Mächtigkeit und Stratigraphie von Sedimentschichten geben.

Die wichtigsten technischen Eigenschaften des Parasound-Echolotes zeigt Tabelle 5.12. Der vom System genutzte parametrische Effekt erzeugt durch die nicht-lineare Wechselwirkung zweier Schallsignale (z.B. 18 kHz und 22 kHz) ein neues Signal, dessen Sekundärfrequenz (z.B. 4 kHz) sich aus der Differenz der beiden Primärfrequenzen ergibt. Der Einsatz des Sedimentecholotes auf Forschungsschiffen wie *Polarstern*, *Meteor* und *Sonne* wurde von zahlreichen Autoren (z.B. THIEDE, 1988; FÜTTERER, 1992; SPIEB, 1993; KUHN & WEBER, 1993; RACHOR, 1997; JOKAT, 1999) ausführlich beschrieben, so dass hier nur auf die entsprechende Literatur verwiesen wird.

Sonartechnik	Eigenschaften
Tiefenmessbereich	10 m – 15 000 m
Primärfrequenz 1	20.5 kHz – 23.5 kHz, einstellbar in 0.5 kHz Schritten
Primärfrequenz 2	18 kHz
Sekundärfrequenz	4 kHz Standard, möglich sind 2.5 kHz – 5.5 kHz
Bandbreite	0.5 kHz
Öffnungswinkel	4° bei 18 kHz
Größe des Footprints	ca. 7 % der Wassertiefe (ca. 350 m bei 5000 m Tiefe)
Eindringtiefe	10 m – 200 m
Tiefenmessgenauigkeit	0.2 m ± 0.1 % der Wassertiefe

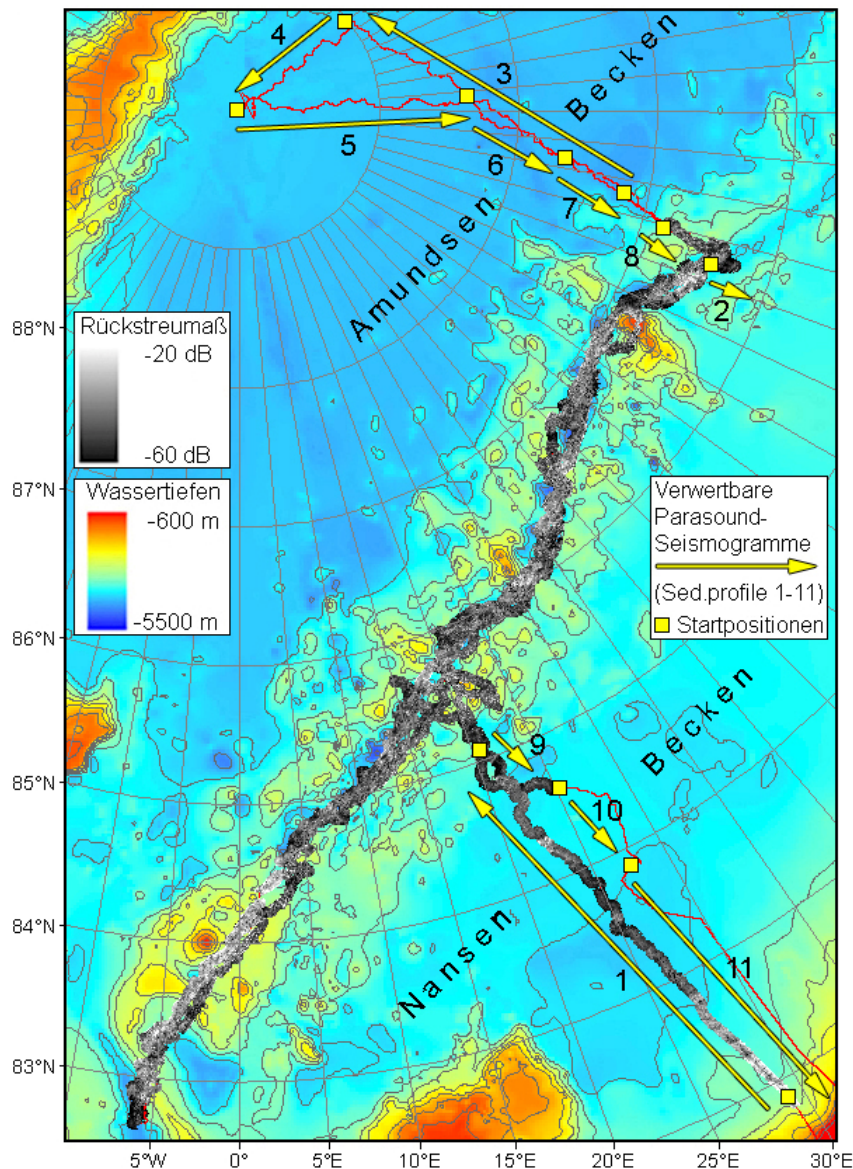
Tab. 5.12: Technische Eigenschaften des Parasound-Systems (ATLAS, 1989)

5.7.2 Gebiete mit nutzbaren Parasound-Daten

Wie bereits auf der ersten *Polarstern*-Expedition in hohen Breitengraden (THIEDE, 1988) festgestellt und auf folgenden Expeditionen (FÜTTERER, 1992; JOKAT, 1999) bestätigt wurde, erzeugt das Rammen und Brechen von Eisschollen störende hydroakustische Wellen mit Frequenzen von 3.5 kHz bis 4.5 kHz. Da diese Wellen im Bereich der Sekundärfrequenz (2.5 – 5.5 kHz) des Parasound-Systems liegen, beeinträchtigen sie dessen Datenqualität erheblich. Zudem wird bei Hangneigungen, die größer als 2° sind (also im überwiegenden Teil des AMORE-Arbeitsgebietes), wegen des schmalen Sendekegels keine Energie mehr vom Meeresboden zum Empfänger reflektiert (GRANT & SCHREIBER, 1990). Aus diesen Gründen konnten über dem Gakkel-Rücken bis auf eine Ausnahme (Abb. 5.30, S. 174) keine verwertbaren Parasound-Daten registriert werden. Dieses Ergebnis deckt sich mit der Auswertung von Parasound-Daten, die während der Expedition ARK VIII/3 über dem Gakkel-Rücken erhoben wurden (BERGMANN, 1996).

Die schwierigen Messbedingungen im Bereich des Gakkel-Rückens zeigen sich deutlich in den Parasound-Daten der AMORE-Expedition: 90 % der Daten sind von so geringer Qualität, dass sie nicht nutzbar sind; lediglich in elf Gebieten (Abb. 5.20 oben und unten) gibt es verwertbares Datenmaterial. Von 245 Seismogramm-Sektionen (im Folgenden Seismogramme genannt), welche im Auftrag des AWI bei der Firma Fielax (Bremerhaven) mit der Software SeNT²⁸ visualisiert wurden, lieferten nur 25 Sektionen Resultate, auf denen Reflektoren am Meeresboden oder tiefer liegende Sedimentschichten zu erkennen sind. Die restlichen Seismogramme sind entweder bis zur Unkenntlichkeit verrauscht oder von so häufigen Datenausfällen durchsetzt, dass eine Interpretation unmöglich ist. In vielen PS3-Dateien des Parasound-Rohdatensatzes waren zudem fehlerhafte Navigations-Header vorhanden, welche vor der eigentlichen Datenprozessierung in einer aufwendigen Prozedur von Fielax-Mitarbeitern repariert werden mussten (USBECK, 2004).

²⁸ Die Software SeNT wurde am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen von Hanno v. Lom entwickelt und dient zur Bearbeitung, Analyse und Visualisierung von Parasound-Daten, die z.B. im PS3-Format vorliegen.



Nr.	JT, Datum, Startzeit	JT, Datum, Endzeit	Startposition E / N [°]	Endposition E / N [°]	Messd. [h:m]	Länge [km]	Eindr. [m]
1	216, 04.08.01, 08:55	218, 06.08.01, 00:00	29.2 / 81.9	21.4 / 85.0	39:05	412	62
2	246, 03.09.01, 06:50	246, 03.09.01, 08:55	72.1 / 86.4	72.4 / 86.3	02:05	20	32
3	247, 04.09.01, 04:40	248, 05.09.01, 16:45	77.9 / 87.2	130.1 / 89.0	36:05	329	110
4	248, 05.09.01, 19:10	249, 06.09.01, 11:05	130.3 / 89.0	-14.7 / 90.0	15:55	157	47
5	249, 06.09.01, 20:00	251, 08.09.01, 09:30	-65.2 / 90.0	93.5 / 88.4	37:30	307	55
6	251, 08.09.01, 12:30	252, 09.09.01, 03:30	93.6 / 88.4	81.9 / 87.6	15:00	133	101
7	252, 09.09.01, 06:20	252, 09.09.01, 15:10	81.8 / 87.6	78.2 / 87.1	08:50	75	103
8	253, 10.09.01, 15:35	253, 10.09.01, 16:40	74.6 / 86.8	74.2 / 86.8	01:05	9	39
9	269, 26.09.01, 13:35	269, 26.09.01, 20:20	20.6 / 85.1	22.5 / 84.7	06:45	70	48
10	269, 26.09.01, 23:50	270, 27.09.01, 11:15	25.4 / 84.6	28.1 / 83.9	11:25	112	55
11	270, 27.09.01, 18:35	271, 28.09.01, 21:40	27.5 / 83.9	32.2 / 81.4	27:05	276	48

Abb. 5.20: Oben: Gebiete mit nutzbaren Parasound-Seismogrammen (gelbe Pfeile), Rückstreuung am Gakkel-Rücken, IBCAO-Bathymetrie mit 500 m-Isolinien und Kurs von *Polarstern* (rote Linie)
Unten: Datum, Zeit, Position, Messdauer, Länge und max. Eindringtiefe für die 11 Sedimentprofile

Bei der Auswertung der akustischen Rückstreuung wurde in erster Linie das Arbeitsgebiet entlang des Gakkel-Rückens berücksichtigt. Die Anfahrt zum Rücken durch das Nansen-Becken (Abb. 5.20 oben) wurde in diesem Kapitel hinzugenommen, da dieses Gebiet den einzigen eisfreien Fahrtabschnitt der Expedition ohne starke hydroakustische Störungen darstellt. Ein Vergleich der akustischen Rückstreuung des Hydrosweep-Systems mit den Daten des Parasound-Echolotes wird deswegen nur für die grau unterlegten Sedimentprofile 1, 2 und 9 (Abb. 5.20 unten) durchgeführt.

5.7.3 Sediment-Echotypen

Grundlegende Arbeiten zur Klassifizierung von Sediment-Echotypen gehen vor allem auf DAMUTH (1975; 1978; 1980) und DAMUTH & HAYES (1977) zurück. Die Autoren unterscheiden zwischen deutlichen Echos (Typ I) und undeutlichen Echos. Undeutliche Echos werden in zum Liegenden stark verlängerte Echos (Typ II) und hyperbolische Echos (Typ III) unterteilt. Durch zusätzlich angefügte Großbuchstaben (A, B, C, usw.) können dann für verschiedene Arbeitsgebiete spezifische Sedimenttypen abgeleitet werden. Die Bilder der genannten Sediment-Echotypen, wie sie z.B. in Parasound-Seismogrammen erscheinen, skizziert Abbildung 5.21. Aufgeführt ist die dazugehörige Echotypen-Einteilung nach DAMUTH (1980) und die entsprechende Nomenklatur nach WEBER (1992), welche in dieser Arbeit benutzt und weiter unten erläutert wird.



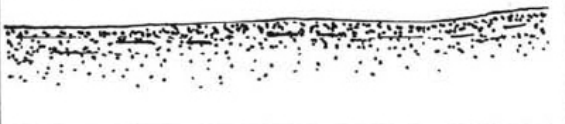

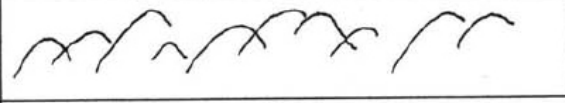
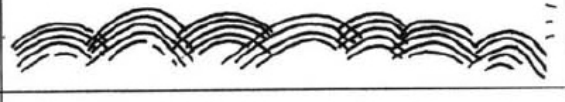
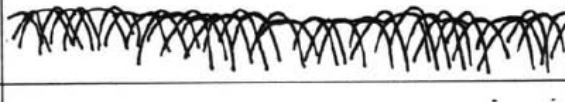

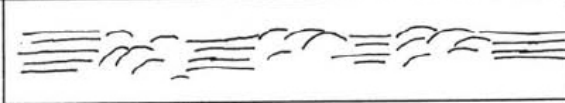

Damuth	Weber	Beschreibung	Erscheinungsbild
IA	P Psh Psl	Scharfes, kontinuierliches Bodenecho, keine tieferen Reflexionen	
IB	L Ldi W/L	Scharfes, kontinuierliches Bodenecho, mehrere tiefere Reflexionen	
IIA	PL	Nach unten verlängertes, undeutliches Bodenecho mit unterbrochenen Zonen verlängerter, diskontinuierlicher tieferer Reflexionen	
IIB	P Psh Psl	Stark nach unten verlängertes Bodenecho ohne tiefere Reflexionen	
IIIA	D	Große, ungleichmäßige hyperbelförmige Echos mit veränderlichen Radien und Ausmaßen	
IIIB	D/L	Regelmäßige, leicht überlappende Hyperbeln mit parallelen tieferen Echos	
IIIC	Psh	Regelmäßige, überlappende Hyperbeln, deren Scheitel über den Meeresboden ragen	
IIID	-----	Regelmäßige, dicht überlappende Hyperbeln, deren Scheitel die Meeresbodenoberfläche tangential berühren	
IIIE	-----	Zonen des Echotyps IIID, unterbrochen durch Zonen des Echotyps IB	
IIIF	-----	Breite, unregelmäßige einzelne Hyperbeln mit unkonformen, migrierenden tieferen Reflexionen	

Abb. 5.21: Sediment-Echotypen nach DAMUTH (1980) und WEBER (1992) (mod. VÖLKER, 1993)

WEBER (1992) und MELLES & KUHN (1993) haben auf Grundlage der Arbeiten von DAMUTH (1975; 1978; 1980) und DAMUTH & HAYES (1977) für das südliche Weddellmeer der Antarktis eine neue Echotypen-Charakterisierung entwickelt, die dem Auflösungsvermögen des Parasound-Echolotes angepasst, aber auch auf andere 3.5 kHz-Systeme übertragbar ist. Die Sediment-Echotypen, die das Parasound-System aufzeichnet, werden danach in vier Hauptgruppen unterteilt und mit Großbuchstaben abgekürzt, die den englischen Begriffen entstammen:

- Echotyp L (Layers): vielfach geschichtete Abfolge deutlicher und durchgehender, parallel zum Meeresboden verlaufender Reflektoren, tiefe akustische Eindringung (30 m - 80 m)
- Echotyp P (Prolonged): starker, durchgehend undeutlicher Bodenreflektor, mit zunehmender Tiefe sind keine scharfen Abgrenzungen des Bodenreflektors und keine lateral korrelierbaren Reflektoren zu erkennen, geringe bis keine akustische Eindringung (0 m - 10 m)
- Echotyp W (Wedging Sub-Bottoms): scharfe, ungleichmäßige interne Reflektoren, die kissen- oder keilförmige akustisch transparente Sedimentpakete voneinander trennen, akustische Eindringung bis 40 m
- Echotyp D (Diffraction Hyperbolae): große unregelmäßige, zum Teil überlappende Diffraktionshyperbeln unterschiedlicher Amplitude und Wellenlänge, die manchmal interne Reflektoren enthalten, geringe bis keine akustische Eindringung (0 m - 10 m)

Verschiedene Autoren haben diese Klassifizierung in vier Haupt-Echotypen für andere Arbeitsgebiete übernommen (z.B. BERGMANN (1996) für den östlichen Arktischen Ozean) und aus ihnen weitere untergeordnete Echotypen abgeleitet (z.B. VÖLKER (1998) für das Kapbecken vor der Südwestspitze Südafrikas).

Bei der Untersuchung von spätquartären Sedimenten am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres hat WEBER (1992) insgesamt zehn Echotypen festgestellt, die ausgehend von der oben genannten Nomenklatur in folgende Haupt- und Untergruppen klassifiziert werden:

- (1) L (Layers): viele parallele bis subparallele Subreflektoren, Sedimentrücken
- (2) Ldi (Layers discontinuous): viele parallele bis subparallele Subreflektoren, Südostflanke der Sedimentrücken
- (3) Psh (Prolonged shelf): alle Schelfgebiete
- (4) Psl (Prolonged slope): keine Subreflektoren, oberer steiler Kontinentalhang
- (5) PL (Prolonged Layers): wenige Subreflektoren, Tiefseeebene
- (6) P (Prolonged): wenige bis keine Subreflektoren, Rinnen
- (7) W/L (Wedging Sub-Bottoms/Layers): keilförmige Subreflektoren mit L im Liegenden, nordöstliche Hangterrasse
- (8) W (Wedging Sub-Bottoms): keilförmige Subreflektoren mit transparenter Zwischenlage, Hangterrasse
- (9) D/L (Diffraction Hyperbolae/Layers): hyperbolische Echos mit L im Liegenden, südöstliche Hangterrasse
- (10) D (Diffraction Hyperbolae): hyperbolische Echos ohne Subreflektoren, raues Relief, südöstliche Hangterrasse

Echotypen mit nachgestellten Kleinbuchstaben werden demnach aus einer Hauptgruppe abgeleitet und geben zusätzliche Hinweise über die Sedimenteigenschaften bzw. das Gebiet, in denen sie auftreten. Durch zwei aufeinander folgende Großbuchstaben wird der Übergang zwischen zwei Haupt-Echotypen gekennzeichnet. Zwei Großbuchstaben, die durch einen Schrägstrich getrennt sind, beschreiben die vertikale Abfolge übereinander liegender Haupt-Echotypen.

WEBER (1992) charakterisiert die in seinem Arbeitsgebiet gefundenen Echotypen mit Hilfe der aufgezeichneten Parasound-Seismogramme wie folgt:

(1) Der Sediment-Echotyp L (Layers) wird durch eine Vielzahl von Reflektoren, die parallel bis subparallel zur Oberfläche angeordnet sind, gekennzeichnet. Die minimale akustische Eindringtiefe ist 30 m. Die größte beobachtete akustische Eindringtiefe liegt bei etwa 80 m. Das Reflexionsmuster ist lateral über große Strecken hinweg konstant, einzelne Horizonte lassen sich über mehrere Zehner-Kilometer verfolgen.

(2) Der Sediment-Echotyp Ldi (Layers discontinuous) tritt in der Regel in der Nähe des Echotyps L im Bereich steilerer Morphologie auf. Auch er besitzt eine Vielzahl von parallelen bis subparallelen Reflektoren, die jedoch intern einen treppenartigen Versatz in Richtung des Reliefabfalls

zeigen. In gleicher Richtung nimmt auch die akustische Eindringtiefe von maximal 80 m rapide auf 30 m ab. Teilweise sind Diffraktionshyperbeln eingeschaltet.

(3) Der Sediment-Echotyp Psh (Prolonged shelf) umfasst alle Schelfsedimente. Er zeigt in der Regel einen starken Oberflächenreflektor und wenige bis keine Subreflektoren. Auftretende Diffraktionshyperbeln besitzen nur kleine Amplituden von weniger als 20 m. Die Eindringtiefe des akustischen Signals ist meist gering und beträgt weniger als 10 m.

(4) Der Sediment-Echotyp Psl (Prolonged slope) ist definitionsgemäß auf ein sehr steiles Relief (mit Neigungswinkeln bis zu 12°) beschränkt. Er ist gekennzeichnet durch einen ebenen Einzelreflektor an der Sedimentoberfläche. Selten sind kleine Diffraktionshyperbeln vertreten. Weiterhin zeigt er keinerlei akustische Eindringung und besitzt folglich keine tiefer liegenden Reflektoren.

(5) Der Sediment-Echotyp PL (Prolonged Layers) wird als Übergang zwischen den Echotypen P und L definiert. Bei einer maximalen akustischen Eindringtiefe von 30 m entspricht das Reflexionsmuster mit mehreren parallel bis subparallel angeordneten Reflektoren dem Muster von Echotyp L. Wenn der P-Reflektor stärker wird, reduziert sich die Eindringtiefe des akustischen Signals. Es sind weniger Subreflektoren erkennbar, die zudem auch leicht diskontinuierlich angeordnet sein können. Als Grenze zwischen den Echotypen PL und P wird eine akustische Eindringtiefe von 10 m definiert.

(6) Der Sediment-Echotyp P (Prolonged) tritt erst ab etwa 2400 m Wassertiefe bei flacher Reliefneigung auf. Er zeigt einen starken, zum Teil rauen Oberflächenreflektor. Subreflektoren sind lediglich in wenigen Fällen zu erkennen. Die akustische Eindringtiefe übersteigt nur selten 10 m. Gelegentlich auftretende Diffraktionshyperbeln besitzen nur kleine Amplituden unter 20 m.

(7) Beim Sediment-Echotyp W/L (Wedging Sub-Bottoms/Layers) liegt der Echotyp W mit keilförmigen Reflektoren und transparenten Zwischenlagen über dem Echotyp L. Die laterale Ausdehnung der einzelnen Sedimentkörper reicht von maximal 1 km in hangparalleler Richtung bis zu 10 km hangabwärts. Die Eindringtiefe der akustischen Signale ist nur selten größer als 40 m.

(8) Der Sediment-Echotyp W (Wedging Sub-Bottoms) ist gekennzeichnet durch starke, keilförmige Reflektoren mit einer kissenförmigen, akustisch transparenten Zwischenlage. In Gebieten mit geringer Reliefneigung steigt die Mächtigkeit der einzelnen kissenförmigen Sedimentkörper auf bis zu 30 m. Die laterale Ausdehnung beträgt in hangparalleler Richtung nur wenige Kilometer, hangabwärts hingegen bis zu 20 km. Die maximale akustische Eindringtiefe liegt bei 40 m. In diesen Fällen sind meistens mehrere kissenförmige Lagen zu erkennen, die diskordant übereinander angeordnet und lateral verzahnt sind. Zwischen einzelnen isolierten Kissen kann die Eindringung des akustischen Signals signifikant abnehmen, so dass häufig nur noch ein P-Reflektor zu sehen ist.

(9) Der Sediment-Echotyp D/L (Diffraction Hyperbolae/Layers) wird als Übergang zwischen den Echotypen D und L definiert. Er beschreibt Reflexionsmuster, die sowohl sich teilweise überlappende Diffraktionshyperbeln an der Sedimentoberfläche mit stark variabler Amplitude und Wellenlänge als auch multiple Reflektoren des Echotyps L im Liegenden erkennen lassen. Die Muster sind einerseits an den Echotyp L und andererseits an eine raue Topographie gebunden und wechseln sehr kleinräumig. Die akustische Eindringtiefe liegt in der Regel unter 40 m.

(10) Mit dem Sediment-Echotyp D (Diffraction Hyperbolae) wird ein Echotyp beschrieben, der lediglich hyperbolische Echos zeigt. Diese Echos sind sehr variabel bezüglich der Amplitude (20 m bis 120 m) und der Wellenlänge (1 km bis 10 km). Sie überlappen sich zum Teil gegenseitig, Subreflektoren sind nur selten zu erkennen. Der Echotyp D tritt bei sehr rauer Topographie auf und zeigt geringe bis keine akustische Eindringung.

Im folgenden Abschnitt sollen die Parasound-Seismogramme der AMORE-Expedition im Hinblick auf die genannten Sediment-Echotypen untersucht werden, wobei die Nomenklatur von WEBER (1992) verwendet wird. Zudem soll festgestellt werden, ob und inwiefern sich Zusammenhänge zwischen den Sedimentecholotdaten und der vom Hydrosweep-System aufgezeichneten akustischen Rückstreuung nachweisen lassen. Die folgenden Abbildungen zeigen deswegen die Rückstreuung jeweils direkt über den korrespondierenden Parasound-Seismogrammen.

5.7.4 Profile im Nansen-Becken

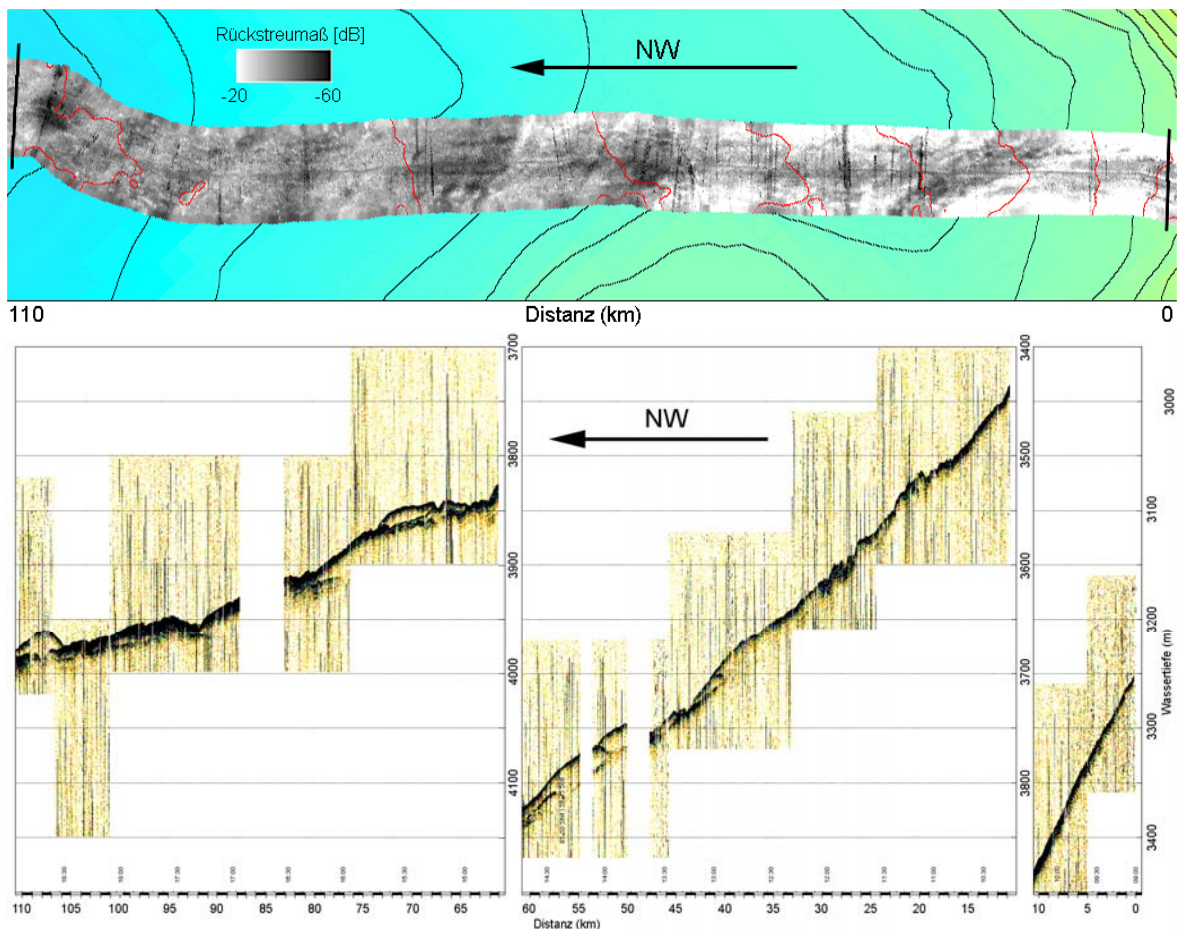


Abb. 5.22: Sedimentprofil 1-1 von Kilometer 0 bis 110. Oben: akustische Rückstreuung und Bathymetrie mit 100 m Isolinien (AMORE: rot, IBCAO: schwarz); Unten: Parasound-Seismogramm

Abbildung 5.22 (oben) zeigt die akustische Rückstreuung entlang des Sedimentprofils 1-1 von Kilometer 0 bis 110 in nordwestlicher Richtung. In Abbildung 5.22 (unten) ist das zeitgleich aufgezeichnete Parasound-Seismogramm zu sehen, wobei die Abbildung an der Vertikalen gespiegelt wurde, um der Fahrtrichtung Rechnung zu tragen. (Die Abbildungen sind also von rechts nach links zu lesen). Das Profil wird durch den Kontinentalhang geprägt, der von 3250 m (km 0) bis auf 4000 m Wassertiefe (km 110) abfällt. Von Kilometer 0 bis 20 ist im Parasound-Seismogramm nur ein harter Oberflächenreflektor zu sehen, ohne dass das Signal wesentlich in den Boden eindringt.

Von Kilometer 20 bis 110 sind wenige, übereinander geschichtete Sedimentpakete zu beobachten, die vermutlich durch Hangrutschungen entstanden sind. Die Eindringtiefe ist in diesem Abschnitt größer und erreicht zwischen Kilometer 80 und 83 einen maximalen Wert von 32 m. Der Echotyp für die ersten 40 km entspricht der Klasse Psl (Prolonged Slope). Den zweiten Abschnitt kann man der Klasse P (Prolonged) zuordnen. Von Kilometer 52 bis 68 und 90 bis 105 sind größere, geschichtete Sedimentpakete zu beobachten, die vertikale Ausmaße von ca. 10 m erreichen. Bei Kilometer 108 befindet sich eine kegelförmige, hügelartige Struktur an der Bodenoberfläche, deren seitliche Flanken steil abfallen. Sie erhebt sich etwa 25 m über den Meeresboden.

Die vom Hydrosweep-System registrierte Rückstreuung harmoniert gut mit den Messungen des Parasound-Systems. Auf den ersten 40 Kilometern im Bereich des harten Oberflächenreflektors sind sehr hohe Rückstreuwerte zu beobachten. Im zweiten Abschnitt, in dem geringmächtige Sedimentschichten auftreten, sinkt die Rückstreuung auf schwächere Werte ab.

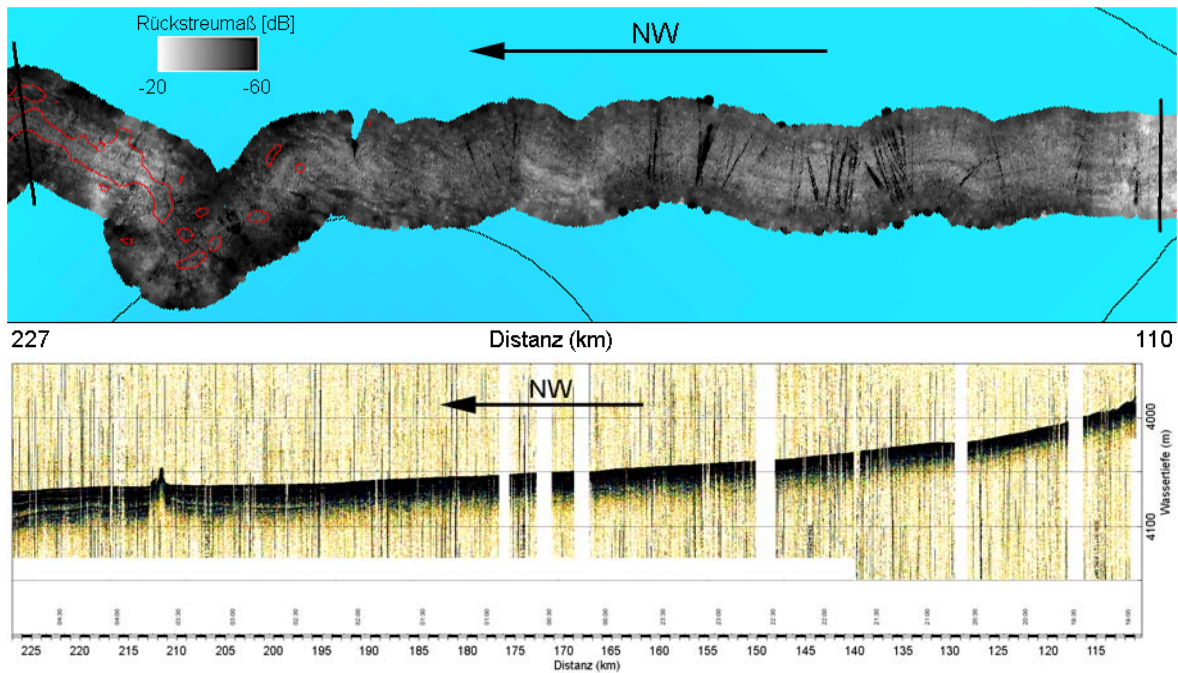


Abb. 5.23: Sedimentprofil 1-2 von Kilometer 110 bis 227. Oben: akustische Rückstreuung und Bathymetrie mit 100 m Isolinien (AMORE: rot, IBCAO: schwarz); Unten: Parasound-Seismogramm

Der zweite Teil des Profils (Abb. 5.23) ist durch den Übergang vom Kontinentalfuß zur Tiefseeebene gekennzeichnet, welche bei Kilometer 165 eine Wassertiefe von ca. 4050 m erreicht und sich danach fast horizontal fortsetzt. Zwischen Kilometer 110 und 195 ist lediglich ein starker, diffuser Oberflächenreflektor zu sehen. Der Sediment-Echotyp in diesem Gebiet entspricht der Klasse P (Prolonged). Von Kilometer 195 bis 227 sind parallel geschichtete Sedimentlagen zu beobachten, die dem Echotyp PL (Prolonged Layers) zugeordnet werden können. In diesem Bereich dringt das Signal bis zu 38 m in den Boden ein. In 20 m Tiefe befindet sich eine durchgehende, etwa 5 m starke, akustisch transparente Schicht. Bei Kilometer 212 ist eine kleine Diapir-ähnliche Erhebung zu sehen, die ca. 10 m aus dem Sediment herausragt und vermutlich die Spitze eines sedimentbedeckten Basement-Rückens darstellt (DRACHEV, 2002). In unmittelbarer Nähe dieser Struktur treten lateral auskeilende Subreflektoren auf, die dem Echotyp W/L (Wedging Sub-Bottoms/Layers) entsprechen.

Die akustische Rückstreuung ist entlang des harten Oberflächenreflektors relativ hoch und fällt erst bei Einsetzen der Sedimentschichten (ab km 195) auf geringere Werte ab. Im Bereich tiefer liegender, horizontal geschichteter Sedimente (km 200 - 205 und 220 - 225) werden sehr schwache Rückstreuwerte registriert. Direkt über der Spitze des Basement-Rückens ist hingegen ein erhöhtes Rückstreumaß zu beobachten, das wahrscheinlich auf die Änderung der Topographie (Geländeneigung) sowie die größere Impedanz und Oberflächenrauigkeit des Gesteins zurückzuführen ist.

Das Sedimentprofil von Kilometer 227 bis 310 (Abb. 5.24) wird durch horizontal geschichtete Sedimentlagen geprägt, welche zum Echotyp L (Layers) gehören. Zwischen Kilometer 272 und 286 erreicht das Signal des Parasound-Systems eine maximale Eindringtiefe von 53 m. Entlang des gesamten Profilabschnitts sind mehrere durchgehende, akustisch transparente Schichten von einigen Metern Dicke zu beobachten. Bei Kilometer 252, 268 und 295 sind leicht undulierende Subreflektoren zu sehen, die dem Echotyp W/L (Wedging Sub-Bottoms/Layers) entsprechen und auf erhöhte Strukturen in der Erdkruste hinweisen. Ab Kilometer 310 kreuzt das Profil eine Gruppe von Seamounts (Abb. 5.25 oben), deren leicht ansteigender Sockel in Abbildung 5.24 (unten) gerade noch zu sehen ist, die im Folgenden aber aufgrund der zu großen Geländeneigung vom Parasound-System nicht mehr aufgezeichnet werden konnte.

Die akustische Rückstreuung ist in Bereichen mit hoher Parasound-Signaleindringung (km 227 bis 285) relativ schwach, was auf tiefer liegende, schallweiche Sedimentschichten hindeutet. Der Anstieg des Rückstreumaßes von Kilometer 285 bis 310 wird dagegen vermutlich durch die abnehmende Sedimentbedeckung und einen härteren Oberflächenreflektor verursacht.

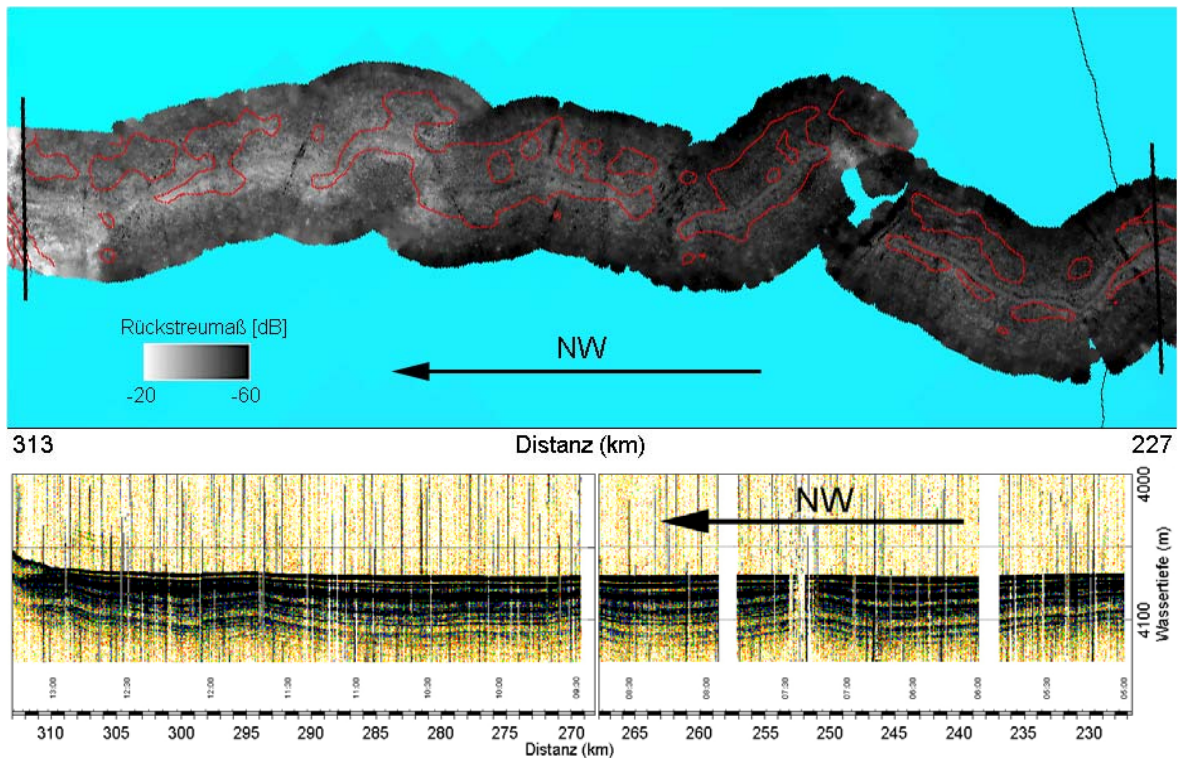


Abb. 5.24: Sedimentprofil 1-3 von Kilometer 227 bis 313. Oben: akustische Rückstreuung und Bathymetrie mit 100 m Isolinien (AMORE: rot, IBCAO: schwarz); Unten: Parasound-Seismogramm

Beim Anstieg des Seamounts (km 310) werden schließlich deutlich höhere Rückstreuwerte registriert, die wiederum durch die wechselnde Topographie und die veränderten Materialeigenschaften des Bodenreflektors hervorgerufen werden.

Der letzte Abschnitt des Sedimentprofils von Kilometer 313 bis 412 (Abb. 5.25) wird durch verschiedene morphologische Strukturen geprägt. Am Anfang Profils (km 313 - 323) befindet sich eine quer zur Fahrtrichtung verlaufende, etwa 10 km breite Ansammlung von Seamounts, die in der Isoliniendarstellung gut abgebildet wird. Die Gipfel dieser Seamounts erreichen Wassertiefen von ca. 3600 m, sie erheben sich also rund 500 m über die Tiefseeebene. Die akustische Rückstreuung über den Seamounts liegt im oberen Bereich der Skala (um -10 dB) und ist damit signifikant höher als das Rückstreumaß des umliegenden, flachen Geländes (um -30 dB). Wie bereits erwähnt wurde, empfängt das Parasound-System wegen des stark fokussierten Sendeschallkegels bei Geländeneigungen, die mehr als 2° betragen, keine Reflexionen mehr vom Meeresboden. Die Seamount-Gruppe wird deswegen im Parasound-Seismogramm (mit Ausnahme des Sockels in Abbildung 5.24 unten, km 310 - 313) nicht abgebildet.

Bei Kilometer 340 ist in Abbildung 5.25 (oben) eine nur 1 km breite Senke zu sehen, die rund 500 m tief ist und durch sehr hohe und sehr niedrige Rückstreuwerte auffällt. Da im zentralen Bereich des Hydrosweep-Fächers an der gleichen Stelle Tiefen von ca. 4100 m gemessen wurden, handelt es sich eindeutig um Messfehler in den äußeren Beams, die bei der Datenbereinigung nicht beseitigt wurden. Von Kilometer 313 bis 387 ist das Parasound-Seismogramm durch horizontal geschichtete Sedimentlagen gekennzeichnet, die dem Echotyp L (Layers) entsprechen. Das Signal erreicht in diesem Abschnitt Eindringtiefen von etwa 50 m. Bei Kilometer 333 und 353 sind wellenartige Reflektoren im Untergrund zu beobachten, die auf erhöhte Strukturen in der Kruste hinweisen. Sie erzeugen seitlich auskeilende Subreflektoren vom Echotyp W/L (Wedging Sub-Bottoms/Layer). Für die Sedimentschichten ist eine dichtere Lagerung und stärkere Neigung (Auskeilung) zu beobachten, je näher sich die Unterboden-Strukturen der Oberfläche nähern. Die akustische Rückstreuung auf diesem Abschnitt zeigt moderate Werte, die im mittleren Bereich der Skala (-35 dB bis -40 dB) liegen.

Von Kilometer 387 bis 402 ist wiederum topographisch bewegtes Gelände zu beobachten, das steile Wände aufweist und vom Parasound-System deshalb nur teilweise erfasst wird. An Hängen

mit starken Neigungsgradienten, die in Abbildung 5.25 (oben) durch eng beieinander liegende Isolinien dargestellt werden (km 390 und 400), steigt die akustische Rückstreuung deutlich an.

Zwischen Kilometer 402 und 410 befindet sich ein 8 km breites Sedimentbecken, welches Wassertiefen von 4250 m aufweist und damit rund 200 m tiefer ist als das umgebende Gelände. Weil das Becken vom Parasound-System nur zur Hälfte digital aufgezeichnet wurde (Abb. 5.25 Mitte), wird es auf einem DESO-Online-Plot (Abb. 5.25 unten) nochmals vollständig und vergrößert abgebildet. Bei den deutlich zu erkennenden, horizontal geschichteten Sedimenten handelt es sich vermutlich um Turbiditlagen. Insgesamt werden elf Reflektoren beobachtet, die dem Echotyp L (Layers) entsprechen. Zwischen dem zweiten und dritten Reflektor befindet sich eine 20 m starke, akustisch transparente Schicht. Die vertikalen Abstände zwischen den übrigen Reflektoren betragen 3 m bis 5 m. Zwischen Kilometer 405 und 407 erreicht das Parasound-Signal eine maximale Eindringtiefe von 62 m. Die Rückstreuung des Hydrosweep-Systems korreliert hier sehr gut mit den Parasound-Messungen: Exakt mit dem Erreichen des Beckens werden signifikant schwächere Rückstreuwerte von -45 dB bis -55 dB beobachtet, die auf schallweiche Sedimente hindeuten. Die Ausdehnung des Beckens ist somit auch in der flächenhaften Darstellung des Rückstreumaßes klar zu erkennen (schwarze Fläche, Abb. 5.25 oben). Nach Überfahren des Beckens wird mit ansteigender Topographie schließlich wieder eine abrupt höhere Rückstreuung registriert, welche in etwa dem Rückstreumaß vor dem Becken (-25 dB bis -30 dB) entspricht.

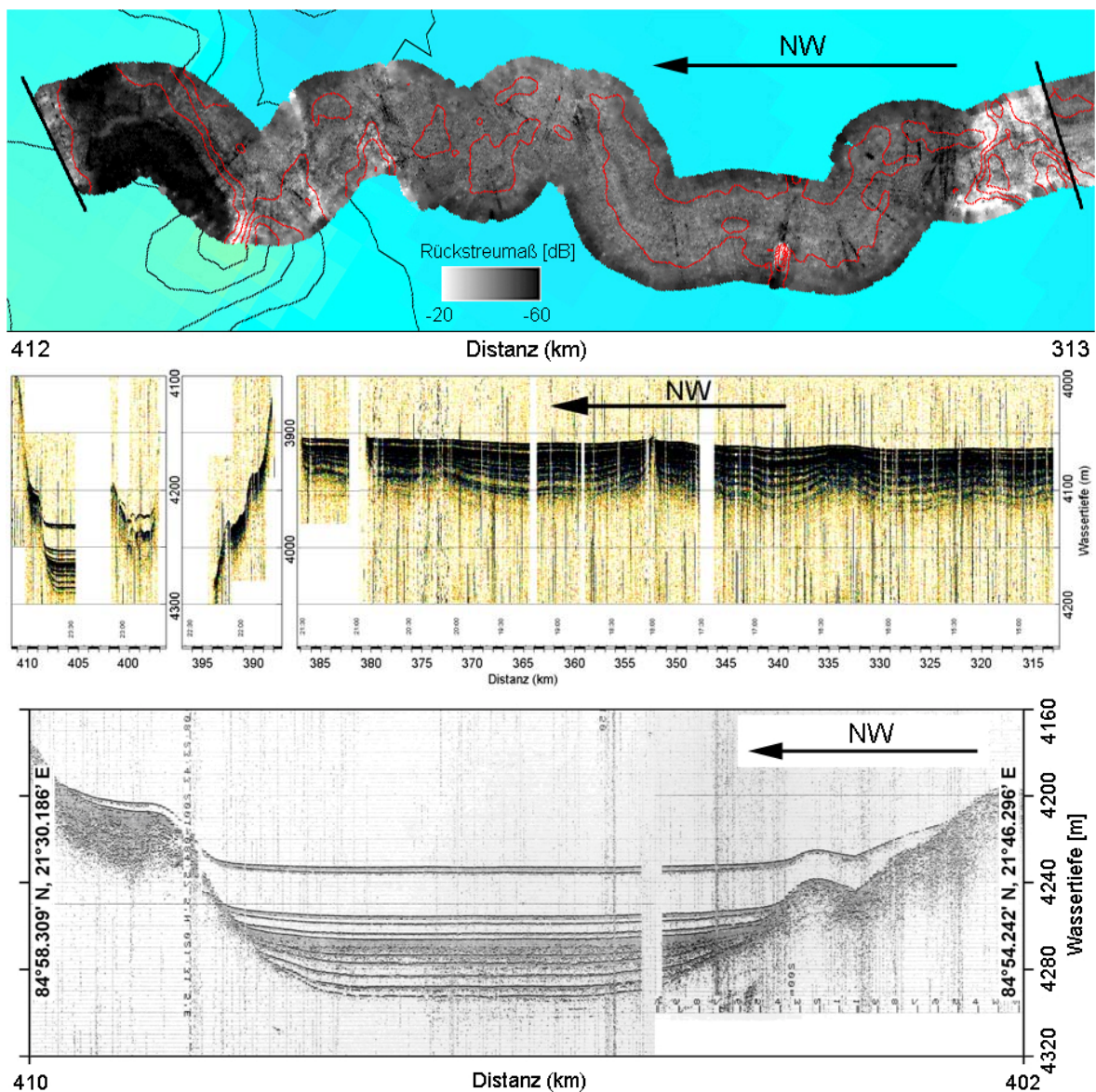


Abb. 5.25: Sedimentprofil 1-4 von Kilometer 313 bis 412. Oben: akustische Rückstreuung und Bathymetrie mit 100 m Isolinien (AMORE: rot, IBCAO: schwarz); Mitte: Parasound-Seismogramm; Unten: Sedimentbecken in vergrößerter Darstellung (Parasound DESO-Plot, mod. DRACHEV, 2002)

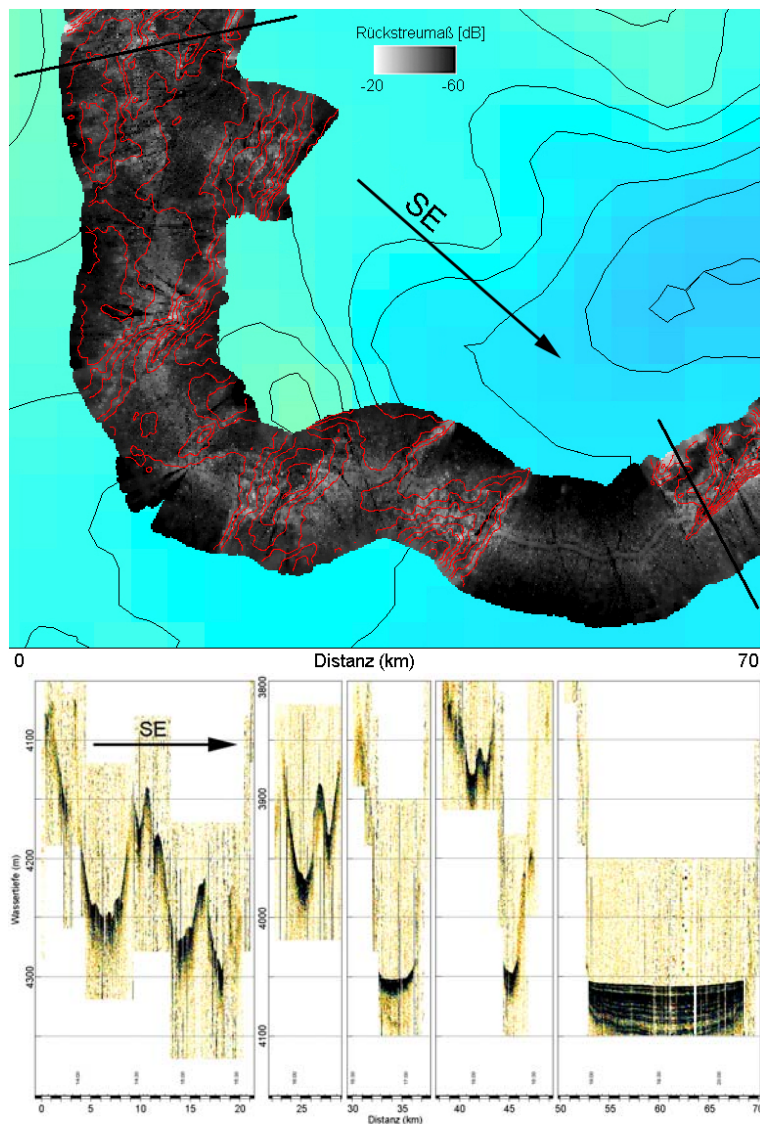


Abb. 5.26: Sedimentprofil 9 von Kilometer 0 bis 70. Oben: akustische Rückstreuerung, Bathymetrie mit 100 m Isolinien (AMORE: rot, IBCAO: schwarz); Unten: Parasound-Seismogramm

Das Sedimentprofil 9 wird von Kilometer 0 bis 53 durch eine bewegte Topographie mit steilen Wänden und Hängen geprägt. Im Parasound-Seismogramm (Abb. 5.26 unten) ist lediglich ein harter Oberflächenreflektor zu erkennen, der dem Echotyp P (Prolonged) entspricht. Das Signal dringt nur wenige Meter in den Boden ein; Subreflektoren, die auf eine Sedimentbedeckung hindeuten, sind nicht vorhanden. Der Meeresboden dürfte folglich hauptsächlich aus harter, ozeanischer Kruste bestehen.

Die akustische Rückstreuerung variiert in diesem Bereich zwischen hohen Werten (um -20 dB) an steilen Hängen und mittleren Werten (um -35 dB) in flacheren Arealen (Abb. 5.26 oben).

Die Situation ändert sich abrupt beim Überfahren eines Sedimentbeckens, welches sich zwischen Kilometer 53 und 69 befindet (Abb. 5.26 unten): Die Rückstreuerung fällt rapide auf sehr niedrige Werte (um -50 dB) ab. Erst nach dem Becken steigt sie wieder auf ein Maß an, wie es vor dem Becken gemessen wurde.

Die Schallwellen werden an der akustisch weichen und glatten Sedimentoberfläche demnach deutlich schwächer zurückgestreut als über dem rauhen, schallharten Gestein, welches das Becken umgibt. Die horizontal gelagerten Schichten des Sedimentbeckens werden durch den Echotyp L (Layers) charakterisiert.

Im Sedimentbecken, zwischen Kilometer 58 und 64, erreicht das Parasound-Signal eine maximale Eindringtiefe von 48 m. Zwischen dem Subreflektor in 35 m Sedimenttiefe und dem darunter liegenden Reflektor befindet sich eine durchgehende, akustisch transparente Schicht, die in der Mitte des Beckens eine Stärke von ca. 5 m aufweist und sich zu den Seiten hin allmählich verjüngt.

Ein interessanter Aspekt bezüglich des Hydrosweep-Rückstreumusters wurde über dem Sedimentbecken (Abb. 5.27c, Kilometer 53 bis 69) beobachtet. Das Becken wurde während der AMORE-Expedition von *Polarstern* zweimal überfahren: auf der Anfahrt zum Gakkel-Rücken von Süden nach Norden (Abb. 5.27a) und auf der Heimreise von Osten nach Westen (Abb. 5.27b). Weil der Schallfächer des Hydrosweep-Systems quer zur Fahrtrichtung ausgesendet wird, wurden die Sedimente des Beckens im ersten Fall in Ost-West-Richtung und im zweiten Fall in Nord-Süd-Richtung angestrahlt.

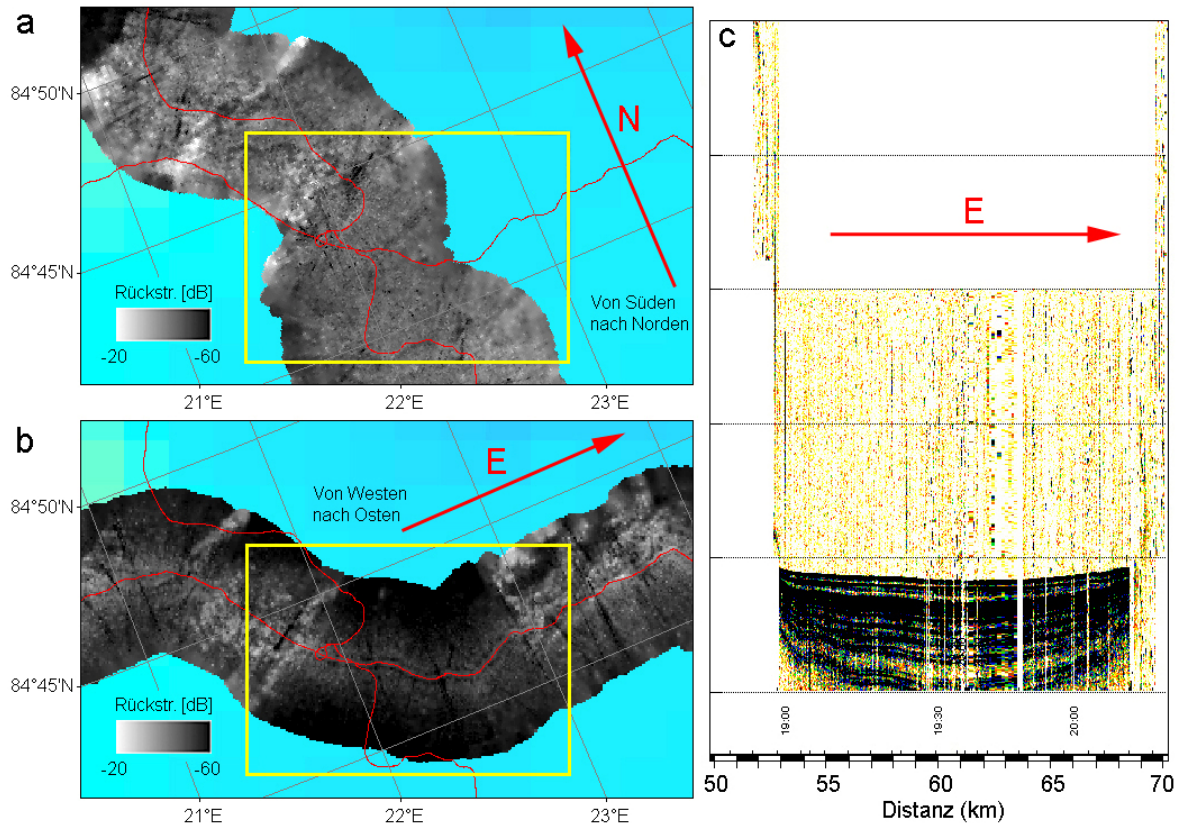


Abb. 5.27: Rückstreumuster über dem Sedimentbecken (gelbes Rechteck) in Süd-Nord- (a) und West-Ost-Richtung (b); die rote Linie kennzeichnet den Kurs der *Polarstern*. Parasound-Seismogramm (c) (Ausschnitt aus Sedimentprofil 9, Abb. 5.26)

In den aufgezeichneten Daten ist deutlich zu erkennen, dass die akustische Rückstreuung über dem Sedimentbecken nur bei Beschallung in Nord-Süd-Richtung signifikant abfällt (Abb. 5.27b). Ist der Schallfächer hingegen in Ost-West-Richtung ausgerichtet, wie es bei der ersten Überquerung des Beckens (Abb. 5.27a) der Fall war, ist fast keine Änderung des Rückstreumaßes über den schallweichen Sedimentschichten zu beobachten.

Eine mögliche Erklärung für dieses Phänomen könnten kleine Sedimentwellen (Strömungsrippel) sein, welche sich aufgrund der lokalen Bodenwasserströmung nur in eine Richtung (in diesem Fall in Ost-West-Richtung) ausgebildet haben. Wenn die Wellenlänge dieser Strömungsrippel in etwa der Wellenlänge des Hydrosweep-Signals (10 cm) entspräche, könnte die größere Oberflächenrauigkeit des Sedimentes eine erhöhte Rückstreuung für Signale erzeugen, welche senkrecht auf die Rippel treffen.

Eine andere Erklärung wäre durch die kurzfristige Aufrauung der Sedimentoberfläche oder die Umschichtung des Sedimentkörpers denkbar. Ein derartige Modifizierung des Sedimentes könnte zwischen Hin- und Rückfahrt z.B. durch vulkanische Aktivitäten verursacht worden sein.

Weil das Parasound-System beim Überqueren des Gebietes in Süd-Nord-Richtung keine auswertbaren Seismogramme aufgezeichnet hat und dem Verfasser dieser Arbeit keine Informationen über Sedimentwellen oder Strömungsverhältnisse in der Region vorliegen, bleiben beide Annahmen jedoch spekulativ.

In jedem Fall macht dieses Beispiel deutlich, dass die akustische Rückstreuung neben den geometrischen Messbedingungen (Hangneigung, Auftreffwinkel) und den physikalischen Sementeigenschaften (Korngröße, Porosität, Dichte, Impedanzkontrast) auch von der Richtung abhängt, in welcher der Sedimentkörper angestrahlt wird.

Für die folgenden Sedimentprofile 10 und 11 (Nansen-Becken) sowie 3 bis 8 (Amundsen-Becken, Kap. 5.7.5) werden in dieser Arbeit nur Parasound-Seismogramme untersucht. Die akustische Rückstreuung des Hydrosweep-Systems wird über diesen Profilen nicht ausgewertet, weil sie zu weit abseits des eigentlichen Arbeitsgebietes (Gakkel-Rücken) liegen.

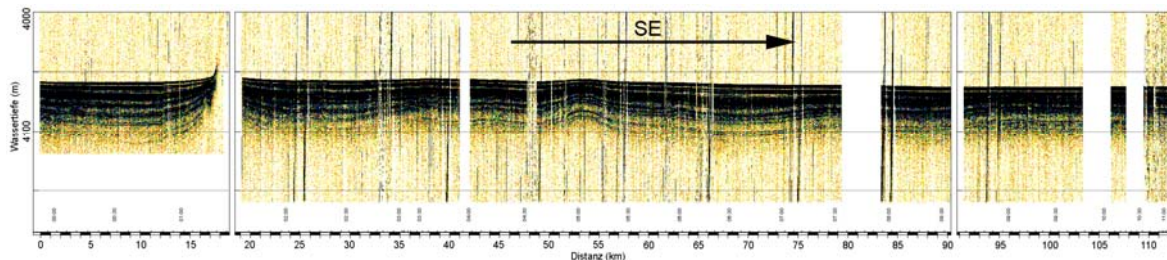


Abb. 5.28: Sedimentprofil 10 (Parasound-Seismogramm) von Kilometer 0 bis 112

Das 112 km lange Profil 10 (Abb. 5.28), welches vom Parasound-System auf der Rückfahrt zur norwegischen Küste im zentralen Nansen-Becken aufgezeichnet wurde (Abb. 5.20 oben, S. 162), weist eine vollkommen ebene Bodenoberfläche in ca. 4060 m Wassertiefe auf. Der Meeresgrund des gesamten Abschnittes ist von horizontal geschichteten Sedimenten bedeckt, welche dem Echotyp L (Layers) entsprechen. Die Eindringtiefe des Parasound-Signals erreicht zwischen Kilometer 4 und 11 einen maximalen Wert von 55 m.

Bei Kilometer 18 ragt ein Seamount aus der Tiefseeebene heraus. An dessen Flanken, welche im Seismogramm noch ansatzweise zu erkennen sind, befinden sich lateral auskeilende Subreflektoren, die durch den Echotyp W/L (Wedging Sub-Bottoms/Layers) charakterisiert werden können. Die Form der Sedimentschichten, die an den Hängen des Seamounts kompaktiert werden, entspricht dem Buchstaben „L“ im Liegenden. Bei Kilometer 53 ist eine ca. 25 m tief liegende Struktur zu erkennen, welche die Sedimentschichten leicht zur Oberfläche aufwölbt und ebenfalls Subreflektoren vom Echotyp W/L erzeugt. Zwischen Kilometer 40 und 110 verläuft in ca. 30 m Sedimenttiefe eine akustisch transparente Schicht, welche die oberen und unteren Subreflektoren voneinander trennt. Sie erreicht bei Kilometer 72 eine maximale Dicke von etwa 5 m.

Das Sedimentprofil 11 (Abb. 5.29) verläuft in etwa parallel zu Profil 1 und zeigt auf 276 km Länge die Sedimentstruktur zwischen dem zentralen Nansen-Becken und dem norwegischen Kontinentalschelf. Abschnitt 11-1 (Abb. 5.29 oben) zeigt bis Kilometer 45 einen vollkommen ebenen Meeresboden in 4060 m Wassertiefe, dessen horizontal geschichtete Sedimentlagen durch den Echotyp L (Layers) charakterisiert werden. Die maximale Eindringtiefe des akustischen Signals wird zwischen Kilometer 0 und 18 erreicht und beträgt 48 m. Von Kilometer 45 bis 121 ist der Fuß des Kontinentalhanges zu sehen, der moderat in südöstlicher Richtung ansteigt. Das Parasound-Seismogramm zeigt in diesem Bereich einen harten, diffusen Oberflächenreflektor vom Typ PL (Prolonged Slope). Tiefer liegende Sedimentschichten sind nicht mehr zu erkennen. Zwischen Kilometer 20 und 45 sind Reflexionen des Parasound-Signals ca. 100 m über dem Meeresboden zu beobachten. Der gleiche Effekt tritt zwischen Kilometer 75 und 85 auf, hier allerdings ca. 100 m unter der Bodenoberfläche. Bei diesen Signalen handelt es sich vermutlich um Artefakte, die zumindest in der Bathymetrie keine Entsprechung finden.

Die Abschnitte 11-2 (Abb. 5.29 Mitte) und 11-3 (Abb. 5.29 unten) zeigen den Kontinentalhang von Kilometer 121 bis 254 bei Wassertiefen zwischen 4000 m und 3000 m. Der Sediment-Echotyp der Parasound-Seismogramme entspricht in diesem Gebiet der Klasse W (Wedging Sub-Bottoms). An der Oberfläche sind starke, keilförmige Reflektoren zu sehen, unter denen sich bis zu 30 m tiefe, kissenförmige, akustisch transparente Zwischenlagen befinden. Die maximale Eindringtiefe des akustischen Signals ist eher gering. Die größten Werte werden von Kilometer 128 bis 134 (32 m) und Kilometer 233 bis 237 (24 m) erzielt. Zwischen Kilometer 140 und 207 sowie Kilometer 230 und 239 sind mehrere kissenförmige Lagen zu erkennen, die diskordant angeordnet und lateral verzahnt sind. Zwischen einzelnen, isolierten Kissens (z.B. Kilometer 147, 152, 171, 189) kann die akustische Eindringung drastisch abnehmen, so dass nur noch ein P-Reflektor zu sehen ist. In den genannten Bereichen treten teilweise übereinander geschichtete Sedimentpakete auf, die an der Oberfläche vertikale Ausmaße bis zu 20 m erreichen.

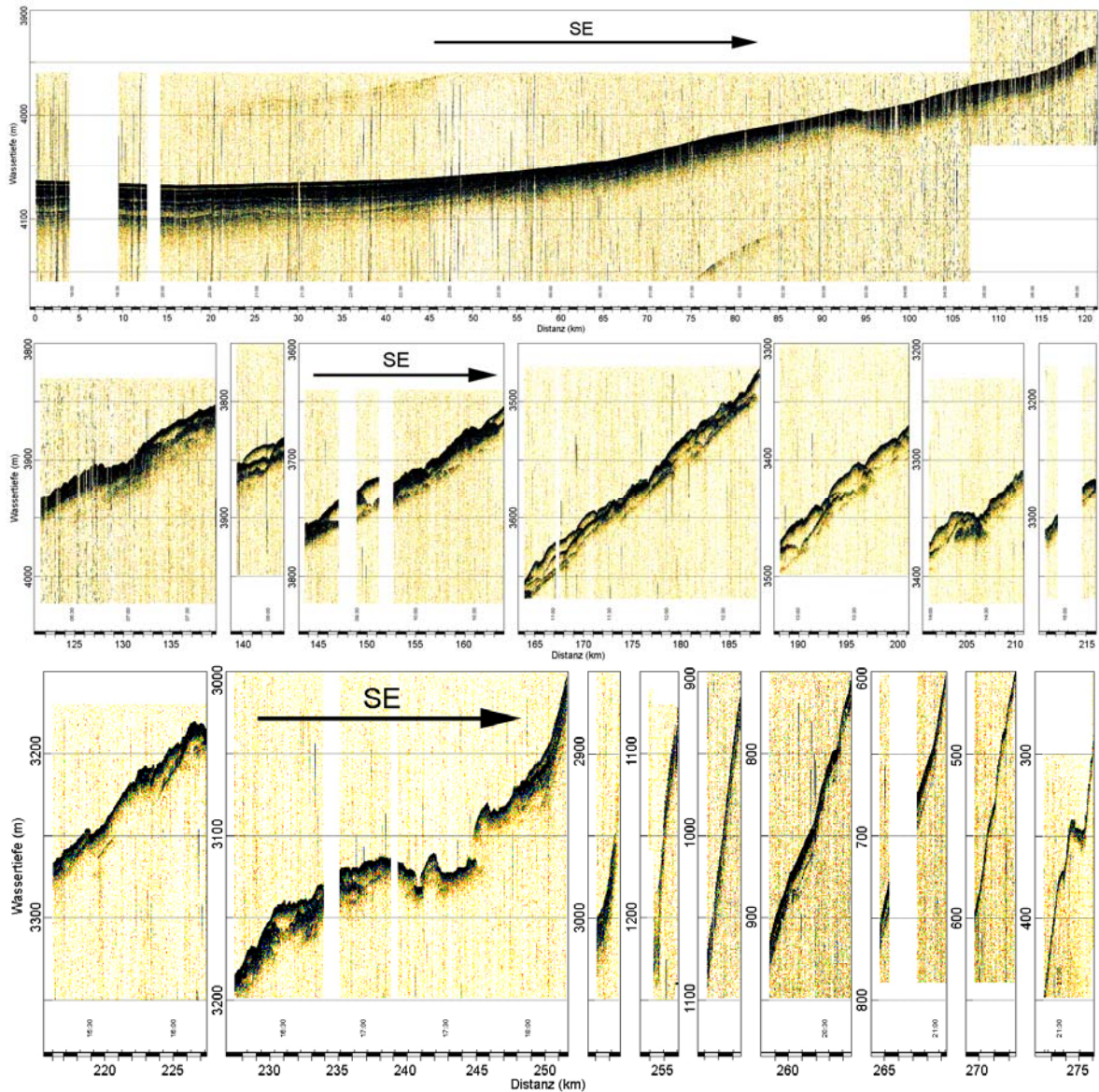


Abb. 5.29: Oben: Sedimentprofil 11-1 von Kilometer 0 bis 121; Mitte: Sedimentprofil 11-2 von Kilometer 121 bis 216; Unten: Sedimentprofil 11-3 von Kilometer 216 bis 276

Die übereinander geschichteten und seitlich verzahnten Sedimentlagen, die am Kontinentalhang zu beobachten sind (Kilometer 133 bis 243), dürften ähnlich wie in Profil 1-1 (Abb. 5.22 unten, S. 166) vor allem durch Hangrutschungen entstanden sein. Der restliche Teil des Profiles 11-3 (Abb. 5.29 unten) zeigt den oberen Kontinentalhang und den Kontinentalschelf von Kilometer 254 bis 276. Die Wassertiefen in dem Gebiet liegen zwischen 1300 m und 300 m.

An der Oberfläche dieses Abschnittes sind sehr dünne und harte Reflektoren zu erkennen, welche den Echotypen P (Prolonged) bzw. Psh (Prolonged Shelf) entsprechen. Sowohl an der Bodenoberfläche als auch im Untergrund sind keinerlei Anzeichen für Sedimentschichten vorhanden. Die Eindringung des Parasound-Signals ist minimal und beträgt nur wenige Meter.

5.7.5 Profile am Gakkel-Rücken

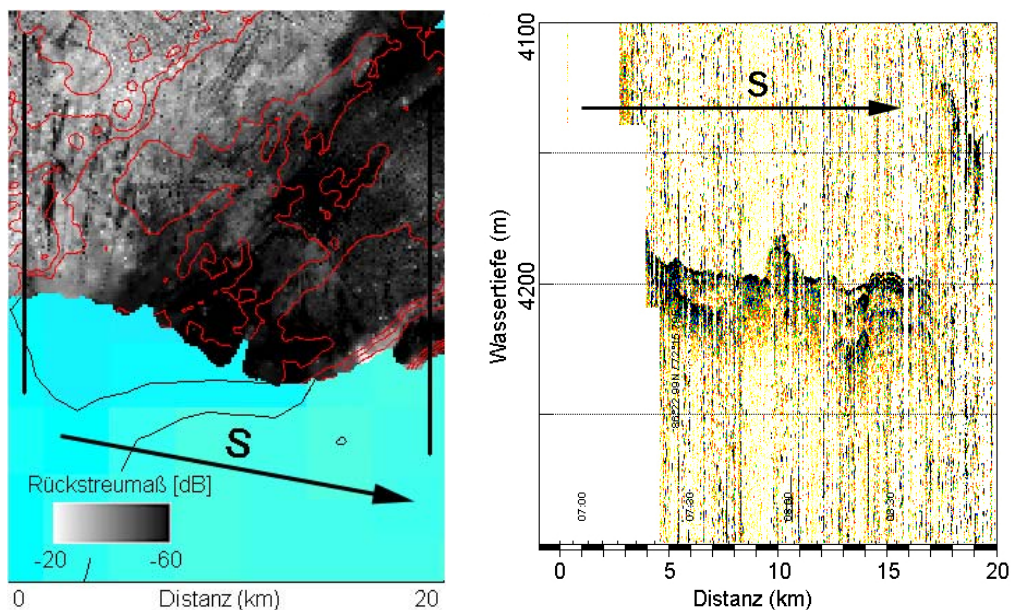


Abb. 5.30: Sedimentprofil 2 von Kilometer 0 bis 20. Oben: akustische Rückstreuung und Bathymetrie mit 100 m-Isolinien (rot: AMORE, schwarz: IBCAO); Unten: Parasound-Seismogramm

Abbildung 5.30 (rechts) zeigt das einzige verwertbare Parasound-Seismogramm vom Gakkel-Rücken. Das am nordöstlichen Ende des Arbeitsgebietes (Abb. 5.20 oben, S. 162) gelegene Profil beginnt in ca. 4 km Entfernung von der Spreizungsachse und erstreckt sich 20 km nach Süden. Im Seismogramm sind hauptsächlich harte Oberflächenreflektoren zu sehen, welche dem Echotyp P (Prolonged) zugeordnet werden können. Die übereinander geschichteten Sedimentpakete von Kilometer 6 bis 17 sind wahrscheinlich durch Rutschmassen entstanden. Zwischen Kilometer 13 und 17 befinden sich seitlich auskeilende Subreflektoren vom Echotyp W (Wedging Sub-Bottoms). Die akustische Eindringung des Parasound-Signals ist eher gering und erreicht zwischen Kilometer 12 und 14 eine Tiefe von 32 m.

Von Kilometer 17 bis 20 wird ein plötzlicher Sprung der Bodenechos auf ein ca. 75 m flacheres Niveau registriert. Eine aus dem Meeresboden ragende, diapirähnliche Struktur wurde hier direkt oder in geringem seitlichen Abstand überlaufen, so dass die schwachen Boden- und Seitenreflexionen an den steilen Flanken der Struktur nur ansatzweise zu erkennen sind.

Die akustische Rückstreuung des Hydrosweep-Systems (Abb. 5.30 links) wird für den 20 km langen und etwa 9 km breiten Vermessungsstreifen abgebildet, welcher mit dem Parasound-Seismogramm gut korrespondiert. Das östliche gelegene Gebiet (oberer Bildrand) wurde kurze Zeit später in entgegengesetzter Richtung auf dem Weg zurück zum Rifttal aufgezeichnet und spielt hier deshalb keine Rolle. Die Rückstreuung zeigt im nördlichen Teil des Gebietes (bis zu einer West-Ost-Richtung verlaufenden Grenze) hohe bis mittlere Werte von -25 dB bis -35 dB. Im südlichen Teil fällt die Rückstreuung dann abrupt auf sehr niedrige Werte (-35 dB bis -55 dB) ab, was die Vermutung nahelegt, dass sich dort (ähnlich wie in Abb. 5.25 und 5.26) ein Sedimentbecken befindet. Die bathymetrischen Daten zeigen zumindest eine Vertiefung des Meeresbodens an. Hinweise auf horizontal geschichtete Sedimentlagen, die sich typischerweise in Mulden und Becken ablagern, sind im Parasound-Seismogramm durch übereinander angeordnete Rutschmassen zu erkennen. Die starke Abschwächung der akustischen Rückstreuung ist in diesem Gebiet also vermutlich auf die niedrigere Impedanz der schallweichen Sedimente zurückzuführen.

Parallel zum Streichen des Hanges, der am südwestlichen Profilende (Abb. 5.30 links) durch eng gestaffelte Isolinien gekennzeichnet wird, sind deutlich höhere Rückstreuwerte (um -25 dB) als in der unmittelbaren Umgebung (um -50 dB) zu beobachten. Der Anstieg der akustischen Rückstreuung beruht hier sehr wahrscheinlich auf der starken Neigung des Meeresbodens und den daraus resultierenden, veränderten Einfallswinkeln der Schallsignale.

5.7.6 Profile im Amundsen-Becken

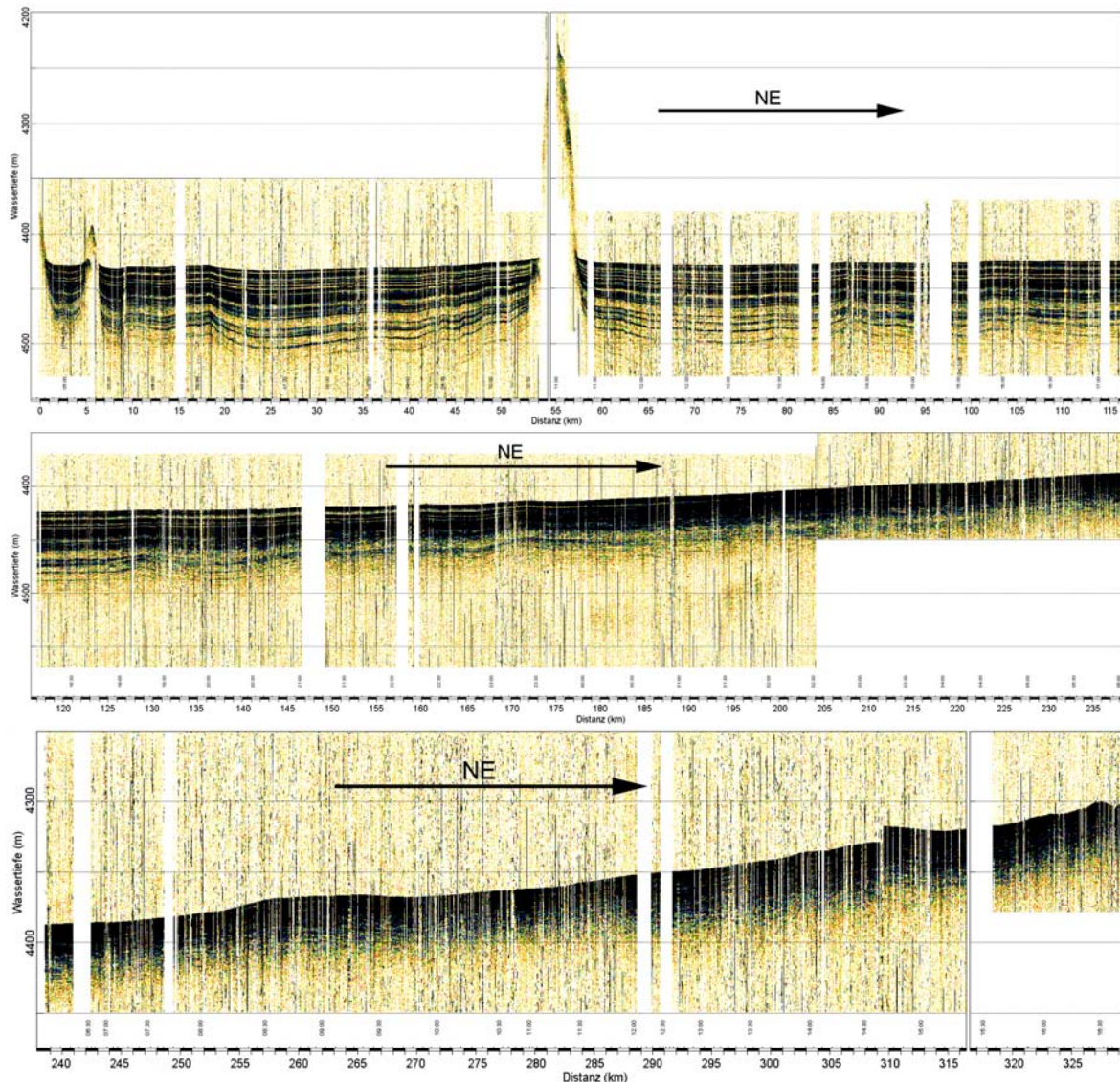


Abb. 5.31: Oben: Sedimentprofil 3-1 von Kilometer 0 bis 116; Mitte: Profil 3-2 von Kilometer 116 bis 238; Unten: Profil 3-3 von Kilometer 238 bis 329

Abbildung 5.31 zeigt ein 329 km langes Sedimentprofil durch das Amundsen-Becken. Bei Kilometer 0 und 7 sind zwei aus dem Sediment ragende Basement-Rücken zu sehen, zwischen denen sich eine etwa 70 m dicke Sedimentschicht abgelagert hat. Der fast ebene Meeresboden ist ca. 4430 m tief. Zwischen Kilometer 54 und 59 befindet sich ein weiterer Basement-Rücken, der aufgrund der großen Hangneigung nur teilweise abgebildet ist. An seinen Flanken werden Reflexionen bis in 4200 m Tiefe registriert. Die horizontal angeordneten Reflektoren des ersten Profilabschnittes (km 0 bis 116) entsprechen dem Echotyp L (Layers). Sie stellen vermutlich eine Abfolge von Turbiditsequenzen hemipelagischer Sedimente dar. Am Fuß und den Flanken der Basement-Rücken sind lateral auskeilende Sedimentschichten des Echotyps W (Wedging Sub-Bottoms) zu erkennen. Diese Schichten sind umso dichter gelagert, je näher sie an der Oberfläche liegen. Die maximale Eindringtiefe des Parasound-Signals wird zwischen Kilometer 22 und 45 erreicht und beträgt ca. 110 m. Etwa 50 m unter der Oberfläche befindet sich eine durchgehende, akustisch transparente Schicht mit einer Dicke von ca. 5 m. Von Kilometer 15 bis 45 und 65 bis 80 sind zwei weitere transparente Schichten von 2 m und 5 m Dicke unterhalb der ersten Schicht zu sehen. Sie weisen auf größere Mächtigkeiten einer Turbiditlage hin. Bei Kilometer 18 befindet sich eine Grenze, an der sich die horizontal geschichteten Sedimente abrupt in nordöstliche Richtung neigen. Sie stellt möglicherweise eine vertikale Störungslinie (normal fault) dar (DRACHEV, 2002).

Der zweite Profilabschnitt von Kilometer 116 bis 238 (Abb. 5.31 Mitte) ist durch ein glattes, leicht ansteigendes Relief geprägt, dessen Sedimentbedeckung in nordöstlicher Richtung allmählich abnimmt. Bis Kilometer 185 sind horizontal geschichtete Sedimentlagen zu sehen, die dem Echotyp L (Layers) entsprechen. Danach wird das Seismogramm durch ein langes, diffuses Reflexionsmuster dominiert, welches eher durch den Echotyp P (Prolonged) charakterisiert werden kann. Reflektoren im Untergrund sind kaum zu erkennen. Die zu Beginn des Profils noch 50 m tief gelegene, akustisch transparente Schicht steigt bis Kilometer 222 auf ca. 30 m an und verschwindet danach im unteren Teil des diffusen Reflexionshorizontes. Die maximale Eindringung des Parasound-Signals wird mit ca. 73 m zwischen Kilometer 17 und 141 erzielt. Am Ende des Profils (von Kilometer 222 bis 238) werden geringere Werte bis etwa 40 m registriert.

Der moderate Anstieg des Meeresbodens von 4400 m auf 4300 m Wassertiefe setzt sich in Profilabschnitt 3-3 fort (Abb. 5.31 unten). Von Kilometer 238 bis 329 sind keine diskreten Reflexionshorizonte mehr zu sehen. Das Seismogramm zeigt ausschließlich ein diffuses Reflexionsmuster, welches dem Echotyp P (Prolonged) entspricht. Die Eindringtiefe des akustischen Signals ist ähnlich niedrig wie in Profil 3-2; der maximale Wert wird mit 52 m zwischen Kilometer 292 und 306 erreicht. Die aufgezeichneten Echos stellen wahrscheinlich Turbiditlagen dar, wie sie auch in Abbildung 5.31 (oben) zu sehen sind. Vermutlich sind die hemipelagischen Sedimente in dieser Region aber grobkörniger und von geringerer Mächtigkeit, so dass die einzelnen Lagen im Seismogramm nicht mehr aufgelöst werden. Bei Kilometer 309 ist ein Versatz des Reflexionshorizontes zu sehen, der die Bodenoberfläche abrupt um etwa 10 m anhebt. Diese Störung stellt sehr wahrscheinlich einen Artefakt dar, der auf eine Datenlücke zurückzuführen ist.

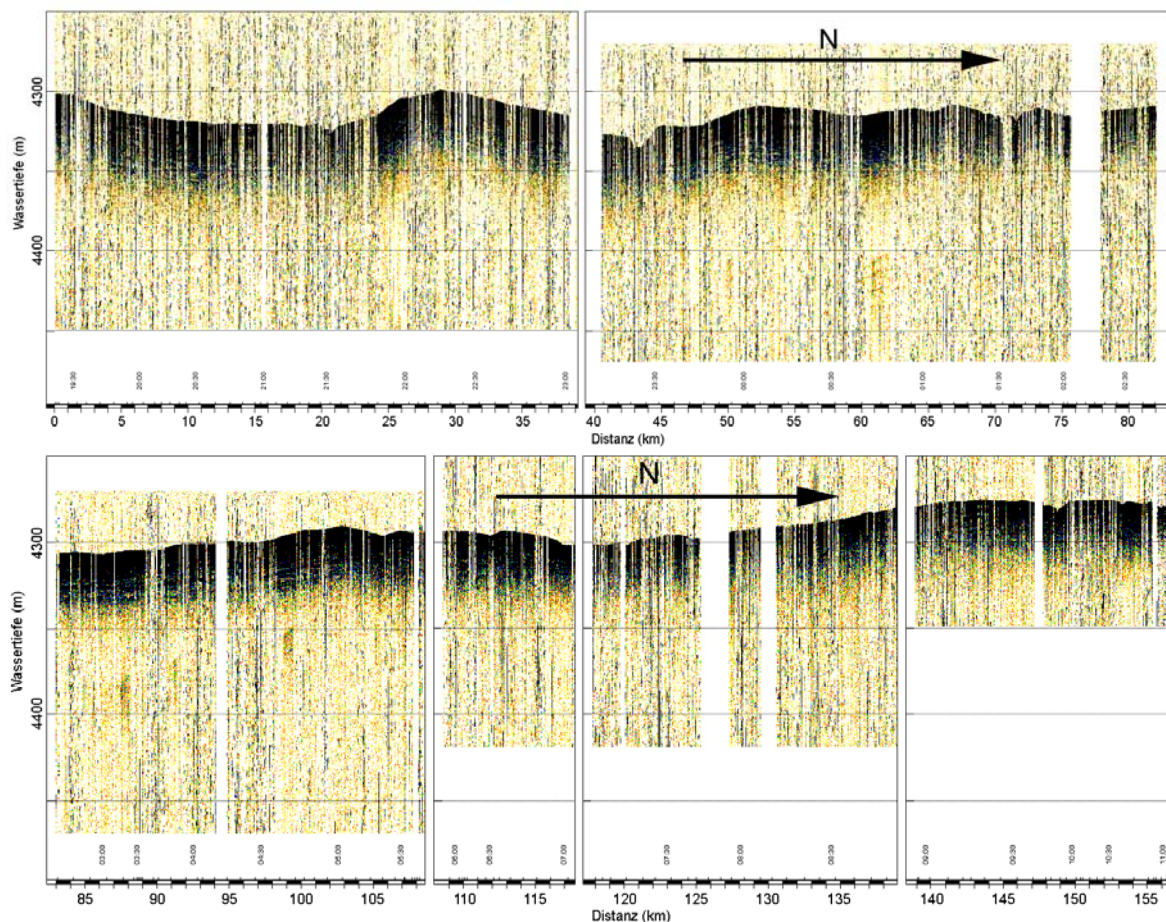


Abb. 5.32: Oben: Sedimentprofil 4-1 von Kilometer 0 bis 83;
Unten: Sedimentprofil 4-2 von Kilometer 83 bis 157

Abbildung 5.32 zeigt ein 157 km langes Sedimentprofil, welches von etwa 89° N, 130° E durch das Amundsen-Becken zum Nordpol führt (Abb. 5.20 oben, S. 162). Die Wassertiefen in dieser Region liegen zwischen 4300 m und 4350 m. Das Parasound-Seismogramm wird auf dem gesamten Abschnitt von einem diffusen, verlängerten Reflexionsmuster geprägt, dessen Echos der Klasse P

(Prolonged) entsprechen. Lediglich zwischen Kilometer 83 und 103 sind ca. 30 m unter der Oberfläche ansatzweise horizontale Sedimentlagen vom Echotyp L (Layers) zu erkennen. Die Eindringung des akustischen Signals ist vergleichsweise moderat und beträgt maximal 47 m (km 10). Bei Kilometer 61, 88, 91 und 99 sind abgeschnittene Subreflektoren zu erkennen, die in 50-100 m Tiefe liegen und ca. 1-2 km breit sind. Diese scharf begrenzten Echos könnten vom unter dem Sediment liegenden Grundgebirge stammen, vermutlich stellen sie aber Artefakte dar.

Ähnlich wie bei den anderen, weiter nördlich gelegenen Sedimentprofilen sind die Aufzeichnungen des Parasound-Echolotes immer wieder von Datenausfällen durchsetzt, die sich als weiße, vertikale Balken in den Seismogrammen bemerkbar machen. Diese Datenlücken werden meistens durch hydroakustische Störungen verursacht, die beim Rammen und Brechen des Meereises entstehen. Weil die Dicke der Eisschicht nach Norden zunimmt, ist der Störeinfluss (und damit die Anzahl der Datenlöcher) in polnahen Regionen größer als in südlicheren Gefilden.

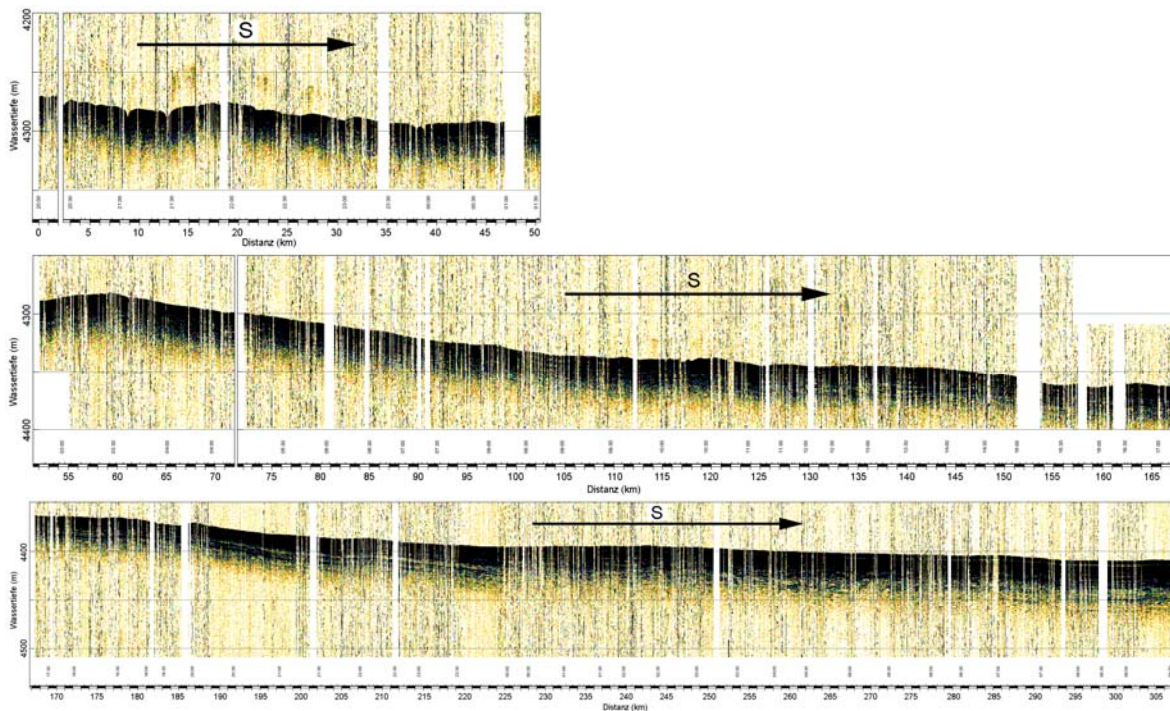


Abb. 5.33: Oben: Sedimentprofil 5-1 von Kilometer 0 bis 51; Mitte: Profil 5-2 von Kilometer 51 bis 167; Unten: Profil 5-3 von Kilometer 167 bis 307

Das 307 km lange Sedimentprofil, welches im Amundsen-Becken zwischen Nordpol und Gakkel-Rücken in südlicher Richtung aufgezeichnet wurde, zeigt Abbildung 5.33. Von Kilometer 0 bis 190 wird das Parasound-Seismogramm (ähnlich wie Profil 4, Abb. 5.32) von einem diffusen Reflexionshorizont an der Oberfläche dominiert, welcher dem Echotyp P (Prolonged) entspricht. Hinweise auf geschichtete Sedimente im Untergrund (Echotyp L) sind nur ansatzweise bei Kilometer 103, 116 und 140 zu erkennen. In Profilabschnitt 5-1 (Kilometer 0 bis 51, Abb. 5.33 oben) sind scharfe, etwa 3-5 m tiefe Einschnitte an der Bodenoberfläche zu sehen, die auf Rinnen hinweisen. Der Abstand zwischen den Rinnen (z.B. von Kilometer 9 bis 13 oder Kilometer 26 bis 31) beträgt etwa 4 bis 5 km.

Ab Kilometer 190 (Abb. 5.33 unten) werden Sedimentlagen im Untergrund registriert, welche bis Kilometer 225 sanft in südlicher Richtung abfallen und im letzten Abschnitt des Profils (Kilometer 225 bis 307) in horizontale Schichtung übergehen. Die maximale Eindringtiefe des Parasound-Signals nimmt mit dem Auftreten von zunehmend feinkörnigeren, hemipelagischen Sedimenten bei steigender Wassertiefe von Norden nach Süden stetig zu: Sie beträgt 37 m bis Kilometer 50, 38 m bis Kilometer 167, 46 m bis Kilometer 226, 51 m bis Kilometer 290 und 55 m bis Kilometer 307. Der Meeresboden weist zu Anfang des Profils Wassertiefen von 4270 m auf (Kilometer 0, 20, 60). Der letzte Abschnitt (Kilometer 293 bis 307) fällt bis auf 4410 m Wassertiefe ab und mündet schließlich in eine ausgedehnte Tiefseeebene, die in Profil 6 dargestellt wird.

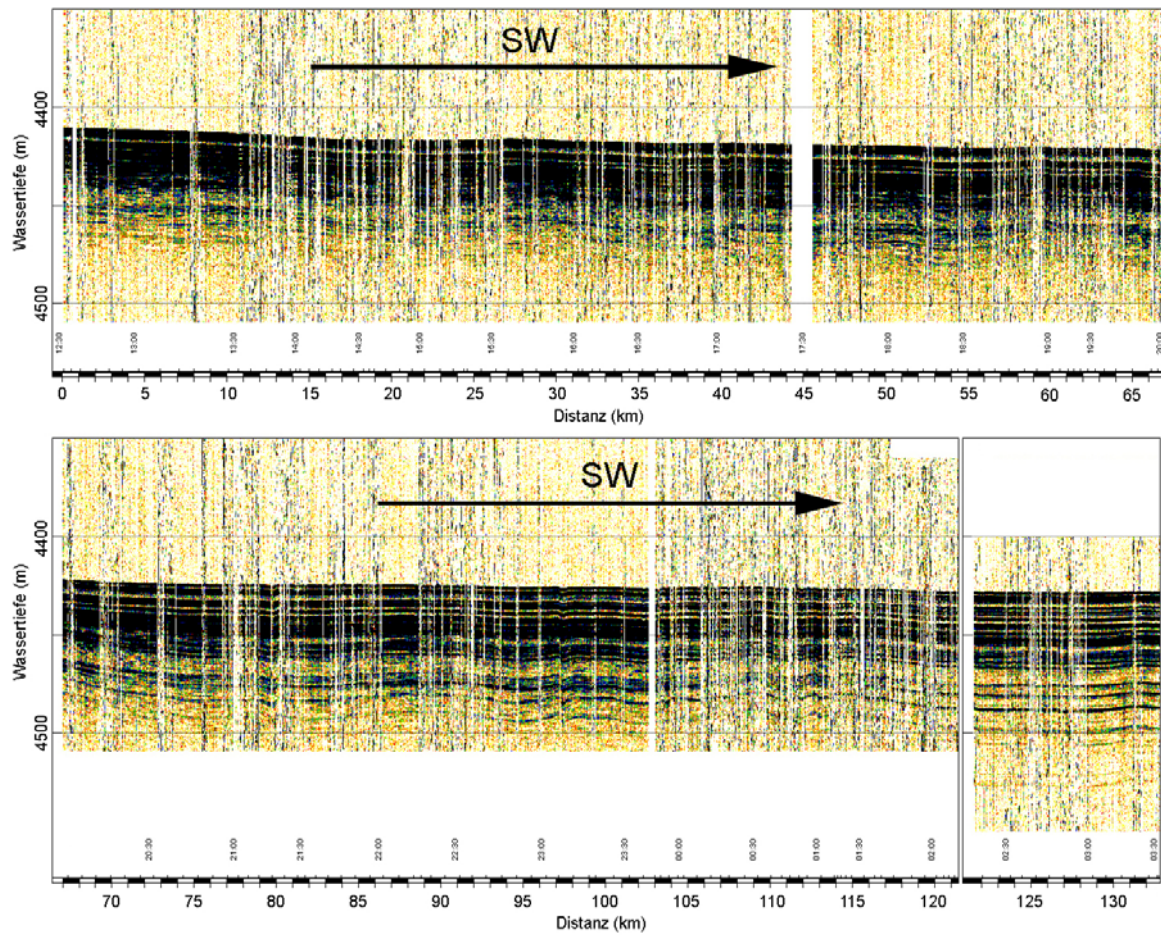


Abb. 5.34: Oben: Sedimentprofil 6-1 von Kilometer 0 bis 67;
Unten: Sedimentprofil 6-2 von Kilometer 67 bis 133

Das Sedimentprofil 6 (Abb. 5.34) bildet die Fortsetzung von Profil 5 in südwestlicher Richtung, wobei zwischen beiden Profilen ein Zeitintervall mit unbrauchbaren Daten von drei Stunden liegt (Tab. 5.11). Das Parasound-Seismogramm zeigt auf dem gesamten, 133 km langen Abschnitt horizontal gelagerte Sedimentschichten, die dem Echotyp L (Layers) entsprechen. Vermutlich handelt es sich auch hier um feinkörnige, hemipelagische Sedimente, welche von Turbiditströmen transportiert wurden. Der Meeresboden in dieser Region ist vollkommen eben und etwa 4425 m tief. Zwischen Kilometer 73 und 133 sind ab 35 m Sedimenttiefe vier untereinander liegende, akustisch transparente Schichten zu erkennen, die zwischen 5 m und 10 m stark sind und auf unterschiedliche Mächtigkeiten der Turbiditlagen hinweisen.

Der Trend der nach Süden zunehmenden Sedimentbedeckung (Profil 5) setzt sich in Profil 6 in südwestlicher Richtung fort. Die Tiefe des untersten Subreflektors, der die letzte erkennbare Sedimentschicht im Seismogramm repräsentiert und mit der maximalen Eindringung des akustischen Signals korreliert, beträgt 59 m bei Kilometer 15, 69 m bei Kilometer 55, 74 m bei Kilometer 95 und 101 m bei Kilometer 129.

Auf dem letzten Abschnitt von Kilometer 122 bis 133 (Abb. 5.34 unten) sind ab 72 m Sedimenttiefe drei weitere, akustisch transparente Schichten zu erkennen, die ebenfalls horizontal gelagert sind und unter den vier bereits erwähnten Schichten liegen. Die Dicke der fünften und siebten Schicht beträgt ca. 5 m, die sechste Schicht weist dagegen eine Stärke von etwa 16 m auf.

Wie auf den letzten 11 km des Profiles zu sehen ist, werden vom Parasound-System bei der Beschallung von akustisch weichen Sedimentschichten unter günstigen Messbedingungen sogar noch Subreflektoren erkannt, die mehr als 100 m unter der Meeresbodenoberfläche liegen. Die Aufzeichnungen des Sedimentecholotes liefern somit neben seismischen Experimenten wertvolle Informationen über den oberen Sedimentkörper und tragen zur Beschreibung der Struktur und Stratigraphie des sedimentären, marinen Untergrundes bei.

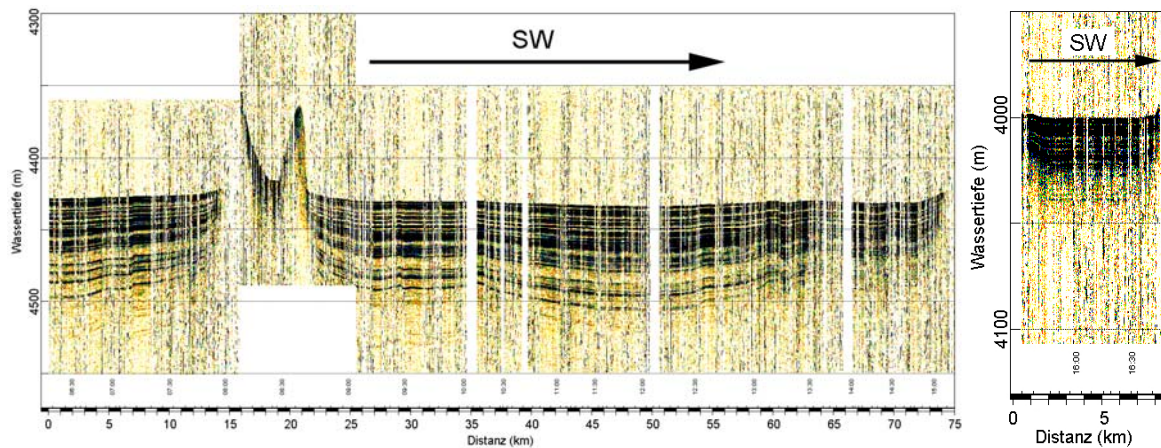


Abb. 5.35: Links: Sedimentprofil 7 von Kilometer 0 bis 75;
Rechts: Sedimentprofil 8 von Kilometer 0 bis 9

Abbildung 5.35 zeigt die Sedimentprofile 7 und 8, die den Transekt vom Nordpol durch das Amundsen-Becken zum Gakkel-Rücken komplettieren (Abb. 5.20 oben, S. 162). Das 75 km lange Profil 7 (Abb. 5.35 links) stellt die Fortsetzung von Profil 6 in südwestlicher Richtung dar, wobei wiederum eine Datenlücke von etwa drei Stunden zwischen beiden Profilen liegt (Tab. 5.11). Der Boden der Tiefseeebene liegt weiterhin ca. 4425 m unter dem Meeresspiegel. Das Parasound-Seismogramm zeigt (ähnlich wie Abbildung 5.34) Reflektoren, die durch den Echotyp L (Layers) charakterisiert werden und vermutlich Turbiditlagen hemipelagischer Sedimente darstellen. Die größte Eindringung des akustischen Signals wird mit 100 m bei Kilometer 6 und mit 103 m bei Kilometer 30 erzielt. Der Sedimentkörper, der vom Parasound-Lot durch diskrete Subreflektoren abgebildet wird, besitzt demnach auch in dieser Region eine Mächtigkeit von mehr als 100 m.

Zwischen Kilometer 14 und 22 ragen zwei topographische Erhebungen aus dem Meeresboden heraus. Während die südwestliche, etwa 80 m hohe Struktur aufgrund der zu großen Hangneigung nur unvollständig abgebildet wird, ist die nordöstlich gelegene, ca. 65 m hohe Struktur im Seismogramm vollständig zu sehen. Beide Erhebungen gehören vermutlich zu einem Rücken des Grundgebirges (Basement), welches unter der Sedimentbedeckung liegt.

An den Flanken des Basement-Rückens werden die Sedimentschichten zur Oberfläche aufgewölbt und verdichtet. Das Seismogramm zeigt in dieser Region lateral auskeilende Reflektoren vom Typ W (Wedging Sub-Bottoms) bzw. W/L (Wedging Sub-Bottoms/Layers). Oberflächenreflektoren und Subreflektoren besitzen die Form des Buchstaben „L“ im Liegenden. Ähnliche Echotypen werden auch von Kilometer 72 bis 75 registriert, da ab Kilometer 75 ein weiterer Basement-Rücken aus dem Sediment ragt (im Seismogramm ist nur der Fuß zu erkennen).

Ab Kilometer 35 gehen die Sedimentschichten von einer horizontalen Lagerung in eine südwestlich geneigte Lagerung über. Ab Kilometer 50 steigen die Schichten in südwestlicher Richtung wieder an. Dieser Effekt könnte möglicherweise durch eine vertikale Störung (normal fault) im Sedimentkörper verursacht werden. Bei Kilometer 61 ist eine Störungslinie zu sehen, an der zwei benachbarte Sedimentblöcke vertikal versetzt werden (normal fault offset). Der Versatz ist von der Oberfläche des Meeresbodens durch alle Sedimentschichten hindurch zu beobachten. Mögliche Ursachen für dieses Phänomen könnten die unterschiedliche Kompaktion der Sedimentpakete sowie kleine Bewegungen der darunter liegenden Basement-Blöcke sein (DRACHEV, 2002).

Profil 8 (Abb. 5.35 rechts) zeigt ein 44 km von der Spreizungsachse des Gakkel-Rückens entferntes Sedimentbecken, das von zwei Basement-Rücken begrenzt wird. Das Parasound-Seismogramm wird von horizontal geschichteten Sedimentlagen dominiert, die dem Echotyp L (Layers) entsprechen und eine maximale Tiefe von 39 m (Kilometer 1 bis 6) erreichen. An den aufsteigenden Hängen der Rücken, die in Abbildung 5.35 (rechts) nur ansatzweise zu sehen sind, werden die Sedimente zur Oberfläche hin aufgewölbt. In diesen Gebieten sind seitlich auskeilende Reflektoren der Echotypen W (Wedging Sub-Bottoms) und W/L (Wedging Sub-Bottoms/Layers) zu beobachten, welche die Form eines liegenden L aufweisen.

5.7.7 Zusammenschau der Rückstreuung über Sedimentprofilen

Das Sedimentecholot Parasound hat auf der AMORE-Expedition Sedimentprofile am Gakkel-Rücken sowie im Amundsen- und Nansen-Becken aufgezeichnet. Der gesamte Datensatz enthält elf Gebiete mit nutzbaren Seismogramm-Sektionen (Abb. 5.20, S. 162). Entlang der Profile 1 und 9 (Nansen-Becken) und 2 (Gakkel-Rücken) wurden die Parasound-Daten mit der akustischen Rückstreuung des Hydrosweep-Systems verglichen. Entlang der Profile 3 bis 8 (Amundsen-Becken) sowie 10 und 11 (Nansen-Becken) wurden nur Parasound Seismogramme untersucht, da in diesen Gebieten keine Rückstreudaten ausgewertet wurden.

Die Sedimentprofile lassen sich geographisch und thematisch folgendermaßen gliedern:

- Im Amundsen- und Nansen- Becken wurden in Wassertiefen größer als 4000 m subparallele Reflexionshorizonte vom Echotyp L, W oder W/L registriert, die auf hemipelagische Sedimente und feinkörnige Turbiditlagen hinweisen. Die Eindringung des Parasound-Signals beträgt zum Teil mehr als 100 m und ist ein Indiz für mächtige Sedimentschichten. Die akustische Rückstreuung in diesen Gebieten ist, insbesondere über ausgeprägten Sedimentbecken, vergleichsweise gering (ca. -40 dB bis -60 dB).
Die Rückstreuvariationen, die über sich kreuzenden Vermessungslinien über einem Sedimentbecken im Nansen-Becken beobachtet wurden, zeigen, dass neben den geometrischen Messbedingungen (Bodenneigung, Einfallswinkel) und physikalischen Sediment-eigenschaften (Korngröße, Porosität, Dichte, Impedanzkontrast) auch die Richtung eine Rolle spielt, in welcher der Sedimentkörper angestrahlt wird.
- Am Kontinentalschelf und Kontinentalhang nordöstlich von Spitzbergen und nordwestlich von Franz-Josef-Land treten diffuse, verlängerte Reflexionsmuster vom Echotyp P, Psh oder Psl in Wassertiefen zwischen 300 m und 4000 m auf. Diese Reflektoren stellen vermutlich grobkörnigere Turbiditlagen dar, die eine geringere Mächtigkeit von einigen Metern besitzen.
- Am Gakkel-Rücken wurde wegen der starken Eisbedeckung nur eine nutzbare Seismogramm-Sektion aufgezeichnet. Über harten Oberflächenreflektoren des Echotyps P werden hohe Rückstreuwerte von -20 dB bis -30 dB beobachtet. Subreflektoren vom Echotyp W, welche auf lateral auskeilende Sedimentschichten im Untergrund hinweisen, zeigen dagegen eher niedrige Rückstreuwerte zwischen -30 dB und -50 dB.
Wie auch die Beprobung mit Kastengreifer und Schwerelot gezeigt hat, existieren entlang des Gakkel-Rückens nur wenige sedimentbedeckte Gebiete, die hauptsächlich im Nordosten der EVZ gefunden wurden. Das Rifttal des Gakkel-Rückens wird hingegen von schallharten Gesteinen wie Basalt und Gabbro (WVZ, EVZ) oder Mantelperidotit (SMZ) geprägt. Das Parasound-Signal dringt hier kaum in den Meeresboden ein, so dass häufig nur ein harter Oberflächenreflektor registriert wird. Wegen des hohen Impedanzkontrastes und der großen Oberflächenrauigkeit ist über dem Gestein im Allgemeinen eine deutlich höhere Rückstreuung zu beobachten als über Sedimenten.
- Sedimentäre Rutschmassen, die z.B. auf Turbiditströme zurückgehen, wurden beim Überfahren des Kontinentalhanges nordöstlich von Spitzbergen von 29° E bis 32° E und 81° N bis 82° N in Wassertiefen zwischen ca. 3000 m und 4000 m aufgezeichnet. Hangabwärts transportierte Sedimente sind aber auch vereinzelt an den Flanken des Gakkel-Rückens oder den senkrecht zur Spreizungsachse verlaufenden Basement-Rücken zu finden, wo sie schließlich in kleineren Sedimentbecken abgelagert wurden (z.B. 84° 58' N / 21° 30' E und 84° 42' N / 22° 15' E).

Neben der globalen Einordnung der Parasound-Seismogramm-Abschnitte zeigt der Vergleich mit der akustischen Rückstreuung des Hydrosweep-Systems, dass die Kombination beider Datentypen wertvolle Detailinformationen über die Beschaffenheit des Meeresbodens und der obersten Sedimentschichten liefert.

5.8 Sidescan-Daten

Im Gegensatz zu einem klassischen Sidescan-System, welches hinter einem Schiff geschleppt wird, handelt es sich beim Hydrosweep DS-2 System der *Polarstern* um ein sogenanntes Pseudo-Sidescan-Sonar. Es ist fest im Schiffsrumpf montiert und erfasst neben bathymetrischen Daten und Rückstreu-Informationen auch Sidescan-Daten. Die Grundlage für die Sidescan-Daten bilden die vom Sonarsystem aufgezeichneten Amplituden, die auch zur Berechnung des Rückstreumaßes verwendet werden. Mit einem von der Firma Atlas Hydrographic entwickelten Algorithmus werden über die Einhüllende des Sonarfächers 2048 Sidescan-Werte (Pixel) berechnet, die den vermessenen Streifen am Meeresboden repräsentieren. Die Sidescan-Funktion des Fächerecholotes Seabeam 2112, welches in der Schiffshülle der *Healy* installiert ist, arbeitet in ähnlicher Weise.

Die registrierten Sidescan-Werte werden vom Hydrosweep-System im Rohdatenformat SURF und vom Seabeam-System im MB41-Format gespeichert. Mit Hilfe geeigneter Software-Produkte wie Caris SIPS (CARIS, 2003) oder MB-System (CARESS & CHAYES, 2001) können diese Dateien eingelesen und prozessiert werden. Nach Durchführung von Korrekturen, welche z.B. die unterschiedliche Laufzeit der einzelnen Schallsignale (Beams) berücksichtigen, lassen sich schließlich georeferenzierte Mosaik-Bilder erzeugen, wie sie im folgenden Abschnitt gezeigt werden.

5.8.1 Vergleich von Hydrosweep- und Seabeam

Die Sidescan-Daten des Hydrosweep- und Seabeam-Systems sollen in Gebieten, in denen beide Schiffe hintereinander gefahren sind, miteinander verglichen werden. Dazu wurden die Gebiete 2, 4 und 5 ausgewählt, die auch schon für die Untersuchung der Rückstreudaten benutzt wurden.

Wie in Abbildung 5.36 und 5.37 zu erkennen ist, sind die Mosaik-Bilder von sehr schlechter Qualität. Die Ursache dafür liegt wiederum in der starken Eisbedeckung des Arbeitsgebietes und dem un stetigen Schiffskurs: *Polarstern* und *Healy* wählten in der Regel einen Weg durch aufgebrochene Eisflächen (Polynjas), was ein ständiges Drehen des Schallfächers zur Folge hatte. Aus diesem Grunde erfolgt in dieser Arbeit neben der graphischen Darstellung der ausgewählten Sidescan-Datensätze nur eine kurze Beschreibung der Mosaik-Bilder.

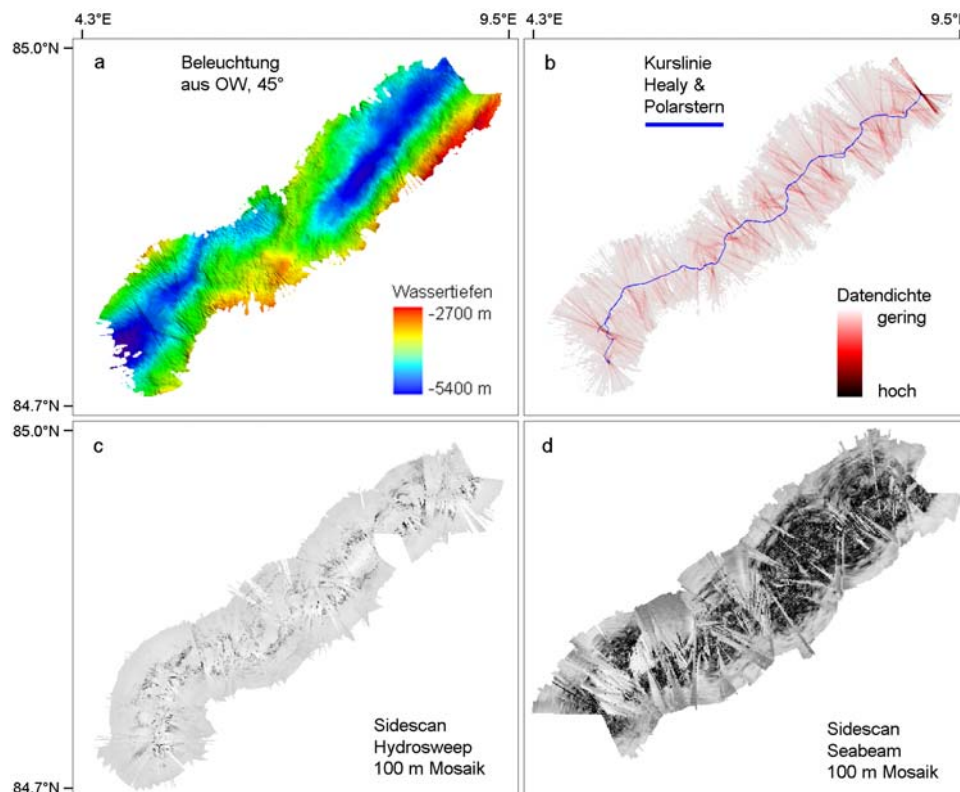


Abb. 5.36: Bathymetrie als schattiertes Relief (a); Datendichte und Schiffskurs (b); Sidescan-Mosaik-Bilder aus Hydrosweep- (c) und Seabeam-Daten (d) in Gebiet 2

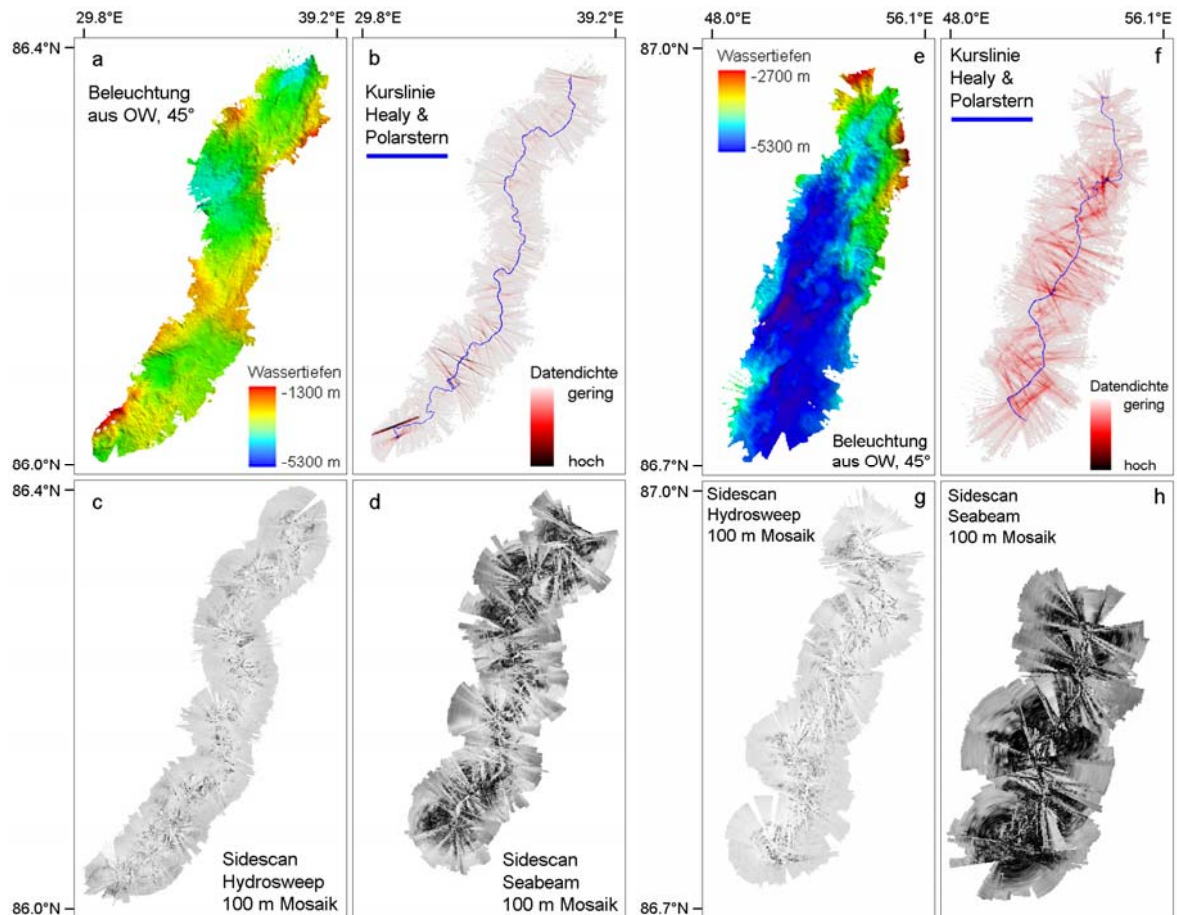


Abb. 5.37: Bathymetrie als schattiertes Relief (a, e), Datendichte und Schiffskurs (b, f), Sidescan-Mosaik-Bilder aus Hydrosweep- (c, d) und Seabeam-Daten (g, h) in Gebiet 4 (links) und 5 (rechts). Dunkle Flächen repräsentieren eine hohe und helle Flächen eine niedrige Schallreflektivität.

In allen Sidescan-Mosaik-Bildern der AMORE-Expedition (Abb. 5.36, 5.37) ist ersichtlich, dass die Datenaufzeichnung durch den permanent drehenden Schallfächer stark gestört wird. Es sind kaum zusammenhängende morphologische Strukturen am Meeresboden zu erkennen. Ähnlichkeiten zwischen dem bathymetrischen Geländemodell und den korrespondierenden Sidescan-Daten, wie sie in Mosaik-Bildern üblicherweise beobachtet werden (BLONDEL & MURTON, 1997; LURTON, 2002) und auch in den Rückstreudaten (Kap. 5) auftreten, sind hier nur in seltenen Fällen zu sehen (z.B. der südliche Teil von Abb. 5.36d oder der nördliche Teil von Abb. 5.37g). Die Verteilung der Pixel-Grauwerte, welche die Intensität des empfangenen Signals repräsentieren, scheint hier nicht von der Topographie des Meeresbodens, sondern vielmehr vom Schiffskurs, der Drehung des Sonarfächers und der Datendichte geprägt zu werden.

Besonders die Seabeam-Daten zeigen im Innenbereich des Schallfächers eine systematisch hohe und in den Außenbereichen eine zumeist niedrige Reflektivität des Meeresbodens an, obwohl die unterschiedliche Laufzeit der Signale (slant range correction) berücksichtigt wurde.

Im Vergleich zu den Hydrosweep-Mosaik-Bildern wird der Meeresboden durch die Seabeam-Daten als insgesamt stärker reflektierend dargestellt, was sich in durchweg dunkleren Flächen manifestiert (Abb. 5.36, 5.37). Mögliche Gründe hierfür sind die unterschiedlichen technischen Eigenschaften der Sonarsysteme (Sendepiegel, Empfangsverstärkung, Amplituden, etc.), welche in Kapitel 4 erläutert wurden.

Im Gegensatz zu den Rückstreudaten, die mit selbst entwickelter Software prozessiert wurden, ermöglicht die Auswertung mit dem kommerziellen Softwarepaket Caris SIPS nur eine qualitative, aber keine quantitative Analyse von Sidescan-Daten verschiedener Sonarsysteme. Der direkte numerische Vergleich der akustischen Reflektivität bzw. Rückstreuung des Hydrosweep- und Seabeam-Sonars, der in Kapitel 5.4 für die identisch vermessenen Gebiete 1 bis 5 unternommen wurde, kann mit den erzeugten Sidescan-Mosaik-Bildern also nicht durchgeführt werden.

6. Klassifizierung des Meeresbodens mit Rückstreudaten

In diesem Kapitel wird eine Klassifizierung des Meeresbodens mithilfe akustischer Rückstreudaten vorgestellt. Ziel der Klassifizierung ist es, den Gakkel-Rücken in Segmente mit signifikanten Rückstreuunterschieden zu unterteilen. Die Ergebnisse können in Kombination mit Gesteinsproben, Sedimentkernen und Parasound-Profilen einen möglichen Beitrag zur Aufklärung der physikalischen Eigenschaften des Rückensystems leisten. Für die Klassifizierung werden winkelabhängige Rückstreuwerte des Hydrosweep-Systems benutzt, die während der AMORE-Expedition von *Polarstern* aufgezeichnet wurden. Erste, noch vorläufige Ergebnisse einer derartigen Segmentierung und Charakterisierung des Meeresbodens in dieser schwer zugänglichen Region der Arktis wurden von HATZKY & SCHENKE (2003) vorgestellt.

Nach einer kurzen Erläuterung von Methoden und Algorithmen zur Klassifizierung von winkelabhängigen Rückstreudaten (Kap. 6.1 bis 6.4) erfolgt die graphische Darstellung des Klassifizierungsergebnisses, die einen Vergleich mit winkelinvarianten (BKN-) Rückstreudaten einschließt (Kap. 6.5). In Kapitel 6.6 wird die Klassifizierung in ausgewählten Clustern mittels einer zweiten, unabhängigen Methode überprüft. Die Zusammenfassung der Ergebnisse erfolgt in Kapitel 6.7.

6.1 Unüberwachte Klassifizierung

Wenn man ein Gebiet mit bekannten Eigenschaften (z.B. eine Fläche mit Wald, Straßen, Häusern und Seen) klassifizieren möchte, kann man diese bekannten Flächen als Trainingsgebiete benutzen. Bei einer unüberwachten Klassifizierung stehen solche Trainingsgebiete nicht zur Verfügung, so dass man geeignete Algorithmen nutzt, um die Pixel eines Bildes in Cluster (auch Gruppen oder Klassen genannt) zu unterteilen. Die Identität dieser Cluster ist zunächst unbekannt, kann aber aus einem Referenzdatensatz bestimmt werden (LILLESAND & KIEFER, 1994). Die Anzahl der Cluster ist grundsätzlich frei wählbar und wird vom Nutzer festgelegt.

Nach der Clusterbildung kann mithilfe geeigneter Algorithmen jeder Punkt des zu untersuchenden Datensatzes einer bestimmten Klasse zugeordnet werden. Als Ergebnis erhält man schließlich eine Segmentierung des gesamten Arbeitsgebietes in die vorher festgelegte Anzahl von Klassen.

6.2 Clusterbildung

Es gibt zahlreiche Methoden, die für eine Clusterbildung in Frage kommen. In dieser Arbeit wurde das Iterative Self Organizing (ISO)-Clustering benutzt, welches auch als K-Means-Algorithmus bekannt ist und im Geographischen Informationssystem Arc/Info zur Verfügung steht. Die Cluster werden bei diesem Verfahren aus einer Untermenge der Rasterzellen eines Arbeitsgebietes gebildet, wobei alle Berechnungen auf den Zellenwerten des multivariaten Attributraumes und nicht auf räumlichen Charakteristiken basieren. Das bedeutet, dass die Mittelwerte aus den Attributen für die verschiedenen Eingangskanäle eines mehrkanaligen Rasters (im Folgenden auch Stack genannt) abgeleitet werden (mehr dazu in Kapitel 6.4). Die Varianz- und Kovarianzwerte der Kanäle (im Folgenden auch Grid genannt), welche zur Abgrenzung der Cluster dienen, werden aus der Variation innerhalb eines Kanals sowie der Variation zwischen den Kanälen berechnet.

Die schrittweise Funktion des ISO-Cluster-Verfahrens wird anhand von Abbildung 6.1 (A bis E) erläutert, wobei aus Gründen der Übersichtlichkeit kein n-dimensionaler Raum, sondern nur eine zweidimensionale Fläche betrachtet wird.

Im ersten Schritt wird die Fläche in zwei Hälften geteilt und entlang der Diagonalen für jede der gewählten fünf Klassen das mittlere Zentrum bestimmt, wobei die Klassenintervalle gleich groß sind (A). Die Datenpunkte von Grid 1 (x_1 -Achse) und Grid 2 (x_2 -Achse) liegen zufällig verteilt um die Klassenzentren (B). Für jeden Punkt wird der Abstand zu den fünf Klassenzentren berechnet. Der Punkt wird der derjenigen Klasse zugeordnet, zu deren Zentrum der Abstand am kürzesten ist (C). Auf diese Weise werden alle Punkte der beiden Grids in fünf Cluster unterteilt (D). Aus allen Punkten eines Clusters wird schließlich ein neues, mittleres Klassenzentrum berechnet (E).

Innerhalb von Arc/Info wird dieser Prozess solange wiederholt, bis eine festgelegte Anzahl von Iterationen erreicht ist oder die Änderung der Cluster Grenzen nur noch weniger als zwei Prozent der Datenpunkte betrifft.

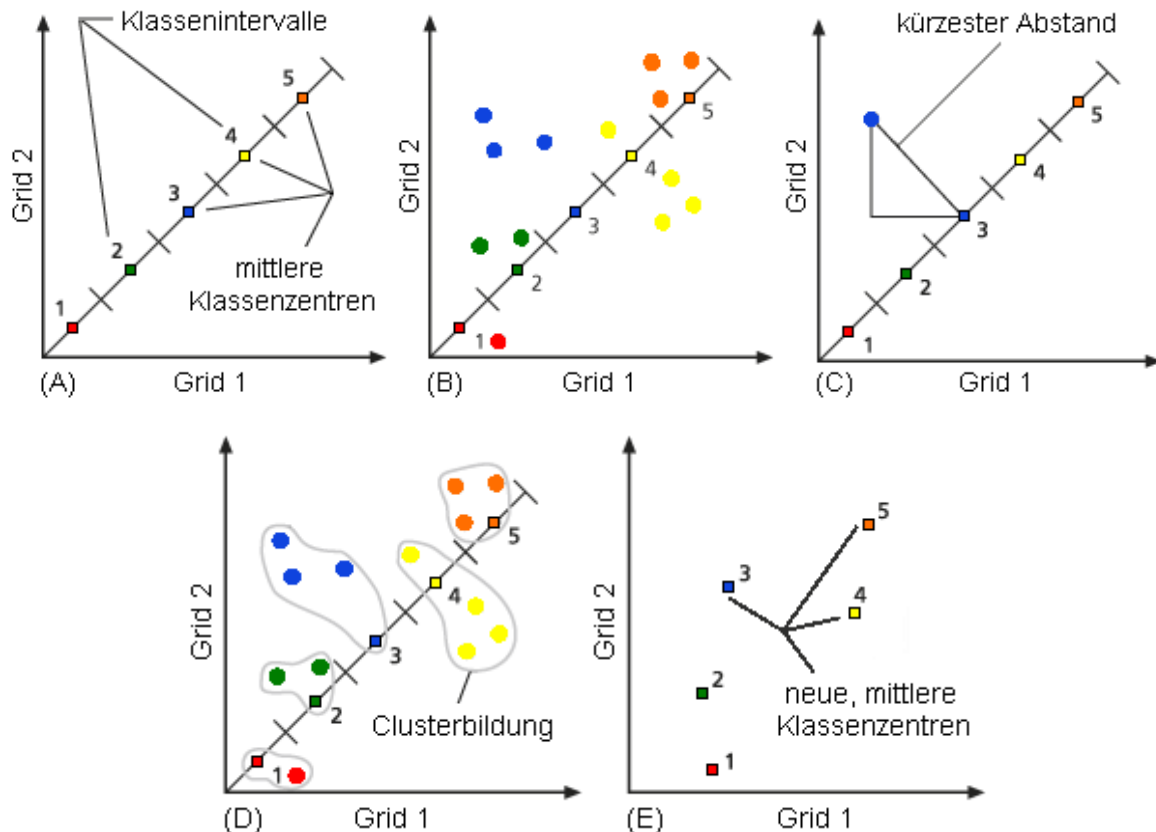


Abb. 6.1: Clusterbildung nach dem ISO-Verfahren (mod. ESRI, 2006)

Der kürzeste Abstand in dieser Cluster-Methode ist der euklidische Abstand, er wird nach folgender Formel berechnet (RICHARDS & JIA, 1999):

$$d(x_1, x_2) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{1i} - x_{2i})^2} \quad (6.1)$$

x_1, x_2 : Punktkoordinaten auf der x_1 -Achse (Grid 1) und x_2 -Achse (Grid 2)
 n : Anzahl der Klassen

6.3 Zuweisung der Gridzellen in Cluster

Die Zuweisung der Gridzellen in die verschiedenen Cluster, die per ISO-Verfahren gebildet wurden, kann in Arc/Info mit der Maximum-Likelihood-Methode durchgeführt werden. Die Zugehörigkeitswahrscheinlichkeiten von Gridzellen zu Clustern werden mithilfe der Mittelwerte und der Kovarianzmatrizen der einzelnen Cluster bestimmt. Dabei wird vorausgesetzt, dass die Daten aller Kanäle normalverteilt sind, was ebenso für alle Cluster im multivariaten Attributraum gilt. Die Wahrscheinlichkeiten für alle Cluster sind apriori gleich, sofern keine Gewichtung eingeführt wird. Nachdem für alle Gridzellen die Zugehörigkeitswahrscheinlichkeiten zu jedem Cluster berechnet wurden, werden die Gridzellen schließlich demjenigen Cluster zugeordnet, für das die Wahrscheinlichkeit am größten ist (LILLESAND & KIEFER, 1994).

Abbildung 6.2 illustriert die Maximum-Likelihood-Klassifizierung an einem einfachen Beispiel: Die Gridzelle, welche sich im Überlappungsgebiet des roten und gelben Clusters (graue Schnittmenge) befindet, wird Cluster 1 zugeordnet, weil die Zugehörigkeitswahrscheinlichkeit für dieses Cluster höher ist als für Cluster 2.

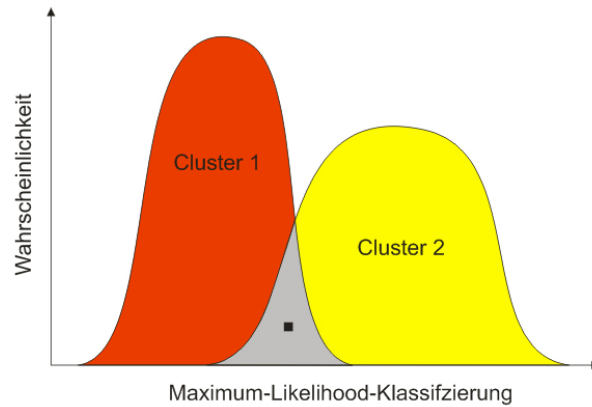


Abb. 6.2: Maximum-Likelihood-Klassifizierung einer Gridzelle

6.4 Klassifizierungsansatz für Fächersonardaten

Für die Segmentierung der Rückstreudaten wird der Sonarfächer in zwei Hälften unterteilt, wobei Beam 1 bis 30 zur Backbord- und Beam 30 bis 59 zur Steuerbordhälfte gehören. Für jede Hälfte wird eine kombinierte Position berechnet, die sich im Abstand von einem Drittel der Streifenbreite links und rechts von der Kurslinie des Schiffes befindet (Abb. 6.3). In dieser Region des Sonarfächers wird eine hohe Datendichte und ein stetiger Verlauf der Funktionskurve aus Rückstreumaß und Einfallswinkel gewährleistet (Abb. 6.5 oben). Den kombinierten Positionen werden schließlich die korrespondierenden Werte des Rückstreumaßes und Einfallswinkels für jeden Beam innerhalb eines Pings zugeordnet (JACOBS, 2001).

Die Unterteilung in zwei Hälften wird vorgenommen, weil Beam-Paare, die im symmetrischen Sonarfächer den gleichen Schwenkwinkel zur Vertikalen aufweisen, bei unebenem Meeresboden deutlich unterschiedliche Einfallswinkel aufweisen können. Eine getrennte Betrachtung der Backbord- und Steuerbordseite des Fächers, welche die Zuweisung der Beams in verschiedene Cluster ermöglicht, erhöht somit die Qualität der Klassifizierung (vgl. Abb. 6.7, 6.8 und 6.9).

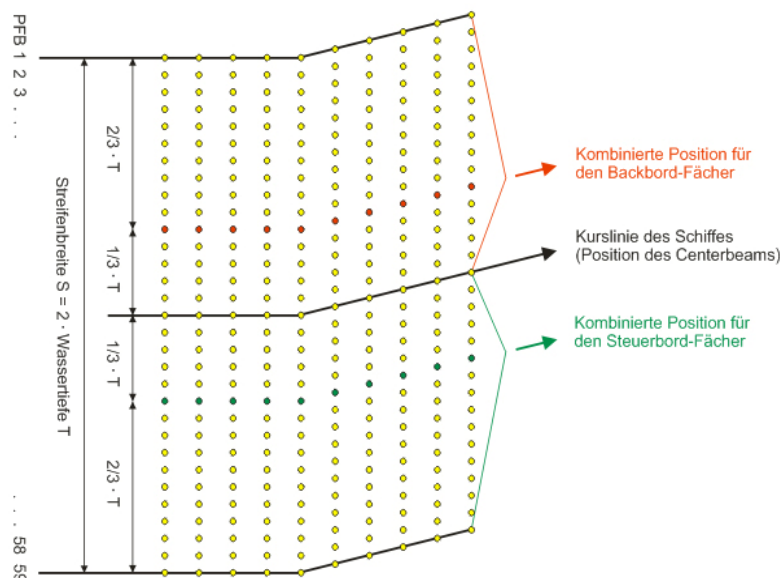


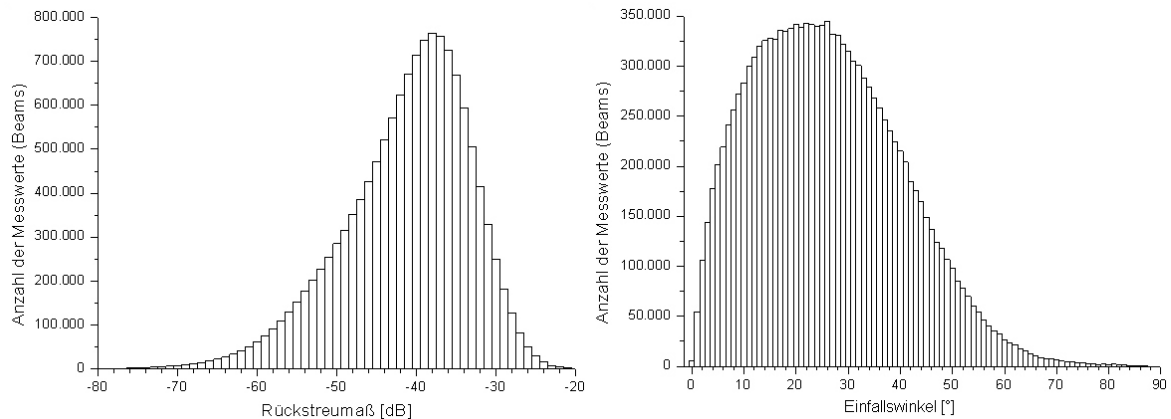
Abb. 6.3: Kombinierte Positionen für die Rückstreudaten des Backbord- und Steuerbord-Fächers

Der Grund für die Berechnung der kombinierten Positionen liegt im Klassifizierungsverfahren: Um mit verschiedenen, winkelabhängigen Rückstreudaten-Grids, welche schichtweise in einem Stapel (Stack) angeordnet werden, eine Segmentierung des Gakkel-Rückens durchführen zu können, werden für übereinander liegende Gridzellen identische Positionen benötigt (mehr dazu weiter unten).

6. Klassifizierung des Meeresbodens mit Rückstreudaten

Die Vorgehensweise bei der Erstellung der Datensätze, die als Eingang für die Klassifizierung dienen, wird im Folgenden näher erläutert. Das akustische Rückstreumaß und der Einfallswinkel des Signals am Meeresboden sind miteinander gekoppelt. Von der Software XMBSscatt wird für jeden Preformed Beam (PFB) unter Verwendung des korrespondierenden Einfallswinkels ein Wert für das Rückstreumaß berechnet. Diese beiden Größen können wiederum eindeutig mit der geographischen Länge und Breite des Beams verknüpft werden (Georeferenzierung).

Abbildung 6.4 (oben) zeigt die Häufigkeitsverteilung von Rückstreumaß und Einfallswinkel für den Hydrosweep-Datensatz des gesamten Arbeitsgebietes, dazugehörige statistische Eckdaten wie Minimum, Maximum, Mittelwert und empirische Standardabweichung sind in Abbildung 6.4 (unten) aufgeführt.



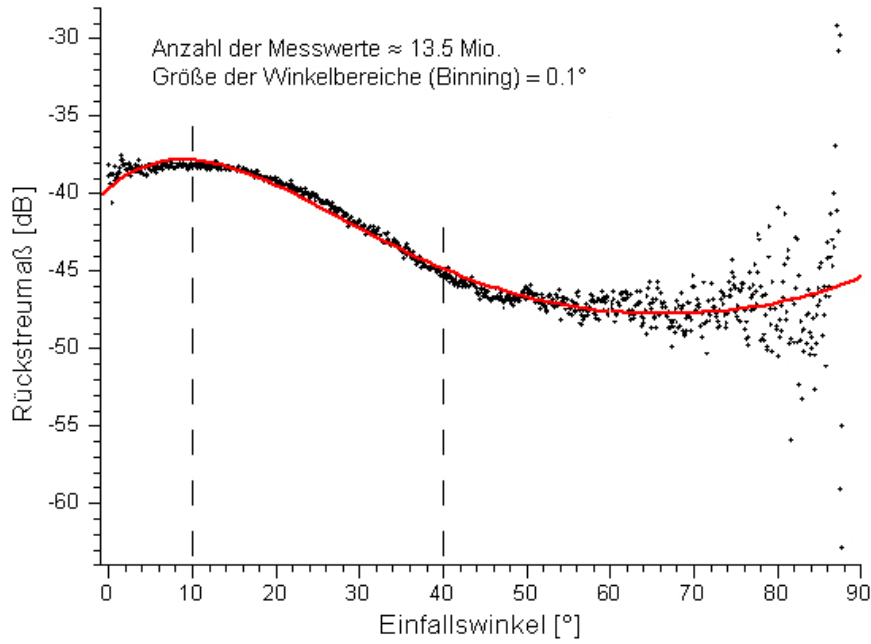
	Rückstreumaß [dB]	Einfallswinkel [°]
Minimalwert	- 93.7	0.0
Maximalwert	- 0.1	87.8
Mittelwert	- 41.3	25.9
Standardabweichung	± 8.0	± 14.1

Abb. 6.4: Oben: Häufigkeitsverteilung von Rückstreumaß (links) und Einfallswinkel (rechts)
Unten: statistische Eckdaten (Min., Max., Mittel, Stand.abw.) für Rückstreumaß und Einfallswinkel

Die Winkelabhängigkeit des Rückstreumaßes kann in einer Klassifizierung genutzt werden, um die Daten ähnlich wie in der Fernerkundung in verschiedene Kanäle aufzuspalten. Dazu werden zunächst sechs Winkelintervalle gebildet, die jeweils fünf Grad umfassen und somit den Einfallswinkelbereich von 10° bis 40° abdecken (Abb. 6.5 oben). Grund dieses Vorgehens ist eine möglichst gute Qualität der Klassifizierung (mehr dazu weiter unten). Größere Einfallswinkel wurden zwar beobachtet, sie treten allerdings nur noch spärlich auf. So beträgt der Anteil der Messwerte mit Einfallswinkeln größer als 60° nur 1.35 %.

Die schwarzen Punkte in Abbildung 6.5 (oben) stellen den gesamten Datensatz aus ca. 13.5 Mio. Messwerten dar, der für einen übersichtlichen Plot zuvor in 0.1° breite Winkelbereiche (Bins) unterteilt wurde. Für jeden Bereich wurde aus den entsprechenden Rückstreumaß-Werten ein Mittelwert berechnet, welcher in der Abbildung schließlich als Punkt erscheint. Die rote Linie zeigt ein Ausgleichspolynom fünften Grades. Wie deutlich zu erkennen ist, streut die Funktionskurve aus Rückstreumaß und Einfallswinkel ab ca. 60° aufgrund der abnehmenden Datendichte immer stärker. Da für die Klassifizierung eine weitgehend homogene Verteilung gewährleistet sein soll, werden nur Daten im Bereich von 10° bis 40° (gestrichelte Linien, Abb. 6.5 oben) verwendet.

Das Ziel der Klassifizierung ist eine homogene Klassenbildung mit geringer Überlappung der einzelnen Cluster, wobei möglichst viele Gridzellen segmentiert werden sollen. Da in dieser Arbeit alle Kanäle gleich gewichtet werden, soll die Anzahl der gefüllten Zellen in den Grids etwa gleich groß sein. Um diese Vorgabe zu realisieren, wurden mehrere Versuche hinsichtlich der Gridanzahl, welche sich aus dem gewählten Winkelbereich ergibt, sowie der Klassenanzahl durchgeführt: Im ersten Versuch wurden acht Kanäle (von 5° bis 45°) mit vier Klassen gebildet, im zweiten Versuch sechs Kanäle (von 10° bis 40°) mit vier Klassen und im dritten Versuch sechs Kanäle (von 10° bis 40°) mit drei Klassen (Abb. 6.5 Mitte und unten). Ein Kanal hat dabei jeweils eine Breite von 5°.



Kanal	Gridname	Gefüllte Zellen	Einfallswinkel	mittl. Rückstr. ± Std.abw.	Verwend.?
1	bs-05deg-n	84 757	0° – 5°	- 39.2 dB ± 6.4 dB	Nein
2	bs-10deg-n	138 943	5° – 10°	- 38.8 dB ± 6.1 dB	Nein
3	bs-15deg-n	160 744	10° – 15°	- 38.7 dB ± 6.1 dB	Ja
4	bs-20deg-n	168 854	15° – 20°	- 39.2 dB ± 6.2 dB	Ja
5	bs-25deg-n	169 587	20° – 25°	- 40.4 dB ± 6.6 dB	Ja
6	bs-30deg-n	165 758	25° – 30°	- 42.1 dB ± 7.0 dB	Ja
7	bs-35deg-n	157 839	30° – 35°	- 43.8 dB ± 7.4 dB	Ja
8	bs-40deg-n	145 610	35° – 40°	- 45.5 dB ± 7.7 dB	Ja
9	bs-45deg-n	127 833	40° – 45°	- 47.1 dB ± 8.0 dB	Nein
10	bs-50deg-n	99 801	45° – 50°	- 48.2 dB ± 8.3 dB	Nein
11	bs-55deg-n	65 011	50° – 55°	- 48.4 dB ± 8.3 dB	Nein
12	bs-60deg-n	37 160	55° – 60°	- 48.3 dB ± 8.3 dB	Nein

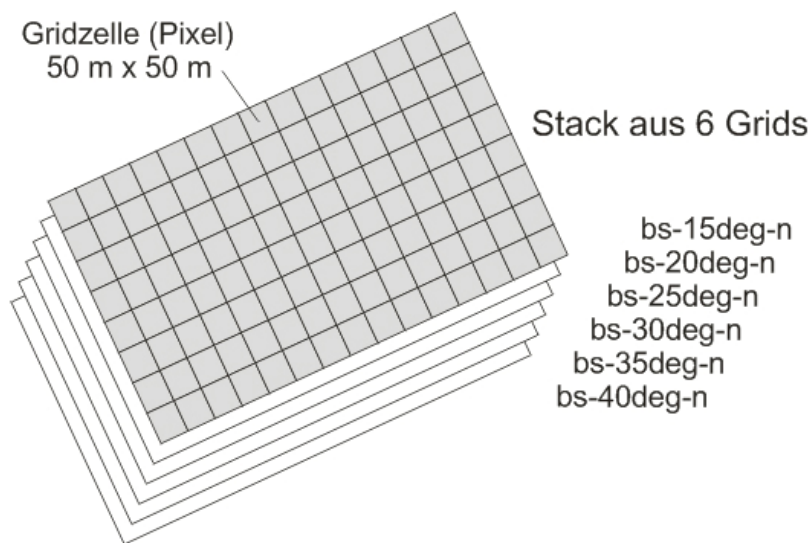


Abb. 6.5: Oben: Funktionskurve aus Rückstreumaß und Einfallswinkel für die Hydrosweep-Daten des gesamten Arbeitsgebietes. Mitte: Gridname, Anzahl gefüllter Gridzellen (ungleich ‚Nodata‘), Einfallswinkelbereich und mittlere Rückstreuung mit Standardabweichung für die 12 Datenkanäle. Die grau unterlegten Kanäle 3 bis 8 kennzeichnen die Grids, die für die Klassifizierung verwendet wurden. Unten: Sechs Rückstreudaten-Grids mit einer Rasterweite von 50 m bilden ein Stack.

Der dritte Versuch mit sechs Kanälen und drei Klassen erfüllte die Forderung nach einer etwa gleich großen Anzahl von gefüllten Gridzellen schließlich am besten. Das Ergebnis dieses Durchlaufs zeigt Abbildung 6.5 (Mitte): Die sechs Kanäle (Grids), die den Winkelbereich von 10° bis 40° abdecken, besitzen zwischen 145 000 und 170 000 gefüllte Zellen. Die Grids mit Winkelbereichen von 0° bis 10° und 40° bis 60° weisen hingegen deutlich weniger gefüllte Zellen auf und werden deshalb für die Klassifizierung nicht verwendet.

Die ursprünglichen Rückstreudaten-Grids (bs-15deg, bs-20deg, etc.) wurden in Arc/Info mit der Routine *Pointgrid* erstellt: Für jede kombinierte Position des Backbord- oder Steuerbordfächers soll es eine Gridzelle mit genau einem Rückstreuwert geben, der genau einer Klasse zugewiesen wird. Dabei soll keine Interpolation zwischen benachbarten Zellen durchgeführt werden.

Die obigen Grids enthalten etliche Zellen mit irregulären Werten. Ursache dafür sind PFBs, für die kein Signal vom Meeresboden zum Empfänger zurückgelangt ist. Im DUX-Format werden Rückstreumaß und Einfallswinkel, für die keine Werte vorliegen, mit den Werten -99.9 bzw. -88.8 gespeichert. Solche Rückstreuwerte wurden in der weiteren Datenprozessierung zu Null gesetzt. Weil das Rückstreumaß immer negativ ist und im Bereich zwischen -6 dB und -80 dB liegt, ist dieser Wert unproblematisch. In den Rückstreudaten-Grids (bs-15deg-n, bs-20deg-n, etc.) wurden die Nullwerte schließlich zu ‚Nodata‘ gesetzt. Auf diese Weise enthalten die Grids nur noch Zellen mit regulären Rückstreuwerten, die entweder kleiner als Null oder eben ‚Nodata‘ sind.

6.5 Ergebnis der unüberwachten Klassifizierung

Der Ablehnungsbruchteil (reject fraction) ist das Maß für die Anzahl der Gridzellen, die wegen der geringsten Zugehörigkeitswahrscheinlichkeit nicht klassifiziert werden. Tabelle 6.1 zeigt die Anzahl der klassifizierten Zellen bei verschiedenen Ablehnungsbruchteilen:

Ablehnungsbruchteil	Anzahl klassifizierter Zellen (Prozent)
0.0	77 780 (100.0 %)
0.01	75 002 (96.4 %)
0.05	68 516 (88.1 %)
0.25	60 418 (77.7 %)
0.5	45 856 (59.0 %)
0.75	27 172 (34.9 %)
0.9	12 815 (16.5 %)
0.95	7 151 (9.2 %)
0.975	1 613 (2.1 %)
0.995	0 (0.0 %)

Tab. 6.1: Klassifizierte Zellen bei verschiedenen Ablehnungsbruchteilen

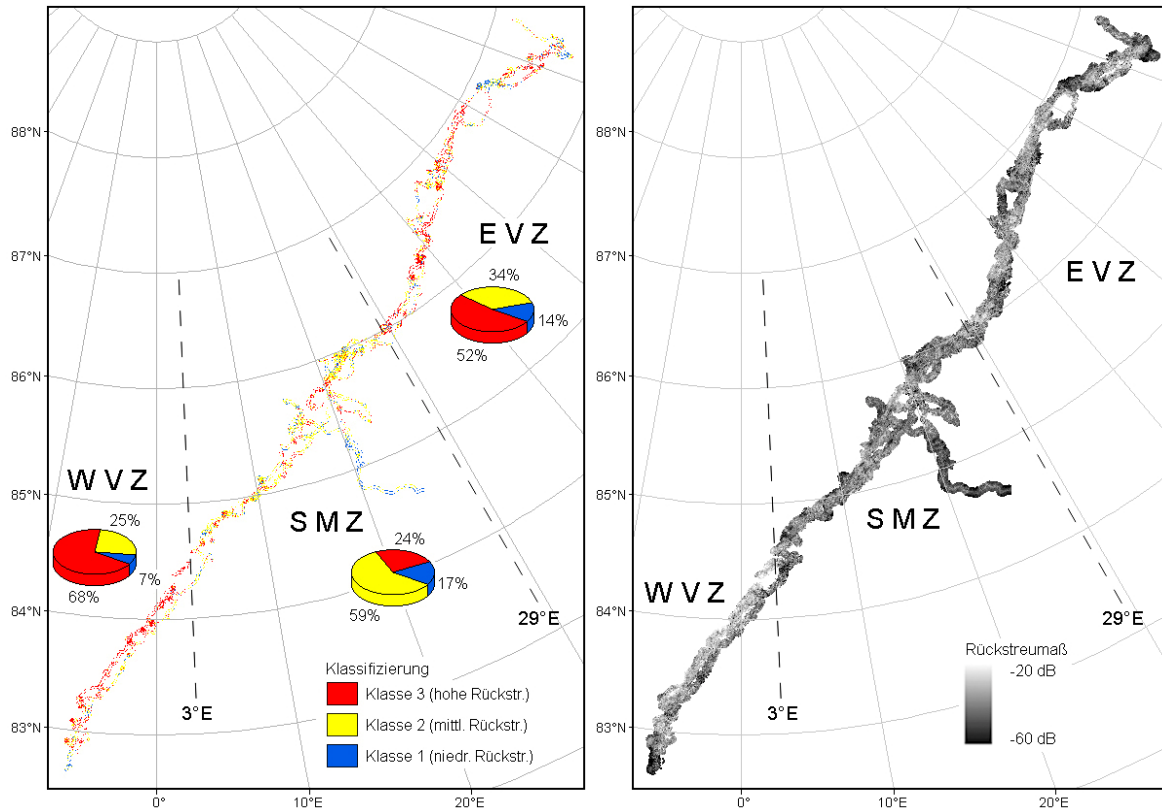
Zur Klassifizierung wurde das Grid mit einem Ablehnungsbruchteil von 0.0 ausgewählt, das heißt es wurden alle Zellen klassifiziert. Die Möglichkeit einer Zuweisung von Zellen mit geringer Zugehörigkeitswahrscheinlichkeit ist so zwar gegeben. Dies wird jedoch in diesem Fall in Kauf genommen, da die Gesamtzahl der Zellen aufgrund der inhomogenen Datenverteilung (unstetiger Schiffskurs, keine Datenüberdeckung durch Matratzen) von vornherein nicht allzu groß ist.

Die Anzahl und prozentuale Verteilung der klassifizierten Zellen der Klassen 1 (blau), 2 (gelb) und 3 (rot) im ursprünglichen Grid BS-RF0 und den darauf aufbauenden Grids BS-RF0-A und BS-RF0-B zeigt Tabelle 6.2. Grid BS-RF0-A wurde im GIS Arc/Info mit der Funktion *blockmajority* gefiltert, so dass alle Zellen innerhalb einer definierten Blockgröße der Klasse zugewiesen werden, die die Mehrheit des Blocks repräsentiert. Die Anzahl und Größe der Zellen von Grid BS-RF0-B wurde schließlich mit der Arc/Info-Funktion *eucallocation* noch zusätzlich erweitert.

Gridname	BS-RF0	BS-RF0-A	BS-RF0-B
Klasse	Zellenanzahl (Prozent)	Zellenanzahl (Prozent)	Zellenanzahl (Prozent)
1	11 386 (14.6 %)	106 175 (13.3 %)	201 482 (13.5 %)
2	32 436 (41.7 %)	338 185 (42.5 %)	637 107 (42.8 %)
3	33 958 (43.7 %)	351 225 (44.2 %)	649 513 (43.7 %)
Gesamt	77 780 (100.0 %)	795 585 (100.0 %)	1 488 102 (100.0 %)

Tab. 6.2: Verteilung der Gridzellen auf drei unterschiedliche Klassen

Wie Tabelle 6.2 verdeutlicht, verändert sich die prozentuale Verteilung der Gridzellen in den drei Klassen durch die Filterung (*blockmajority*) und Vergrößerung (*eucallocation*) nur unwesentlich. Die Struktur und Variation der Rückstreudaten bleibt also erhalten. Die Anzahl der Gridzellen wird mit beiden Verfahren hingegen deutlich erhöht, wodurch die graphische Darstellung des Klassifizierungsergebnisses wesentlich klarer und besser interpretierbar wird (Abb. 6.6 links).



Zone	WVZ	SMZ	EVZ
Klasse	Zellenanzahl (Prozent)	Zellenanzahl (Prozent)	Zellenanzahl (Prozent)
1	21 779 (7.1 %)	103 153 (16.5 %)	76 550 (13.7 %)
2	75 667 (24.9 %)	371 073 (59.2 %)	190 367 (34.2 %)
3	206 800 (68.0 %)	152 330 (24.3 %)	290 383 (52.1 %)
Gesamt	304 246 (100.0 %)	626 556 (100.0 %)	557 300 (100.0 %)

Abb. 6.6: Links: Klassifizierung des Gakkel-Rückens mit winkelabhängigen Rückstreudaten (Grid BS-RF0-B); Rechts: winkelinvariante Rückstreuung (BKN) von -20 dB bis -60 dB; Gestrichelte Linien: Grenzen von WVZ, SMZ und EVZ; (Vergrößerte Darstellung: s. Abb. B.1, B.2; S. 208, 209) Unten: Verteilung der Zellen (Grid BS-RF0-B) mit hoher Rückstreuung (Klasse 3), mittlerer Rückstreuung (Klasse 2) und niedriger Rückstreuung (Klasse 1) innerhalb der WVZ, SMZ und EVZ

Aus Abbildung 6.6 (links und unten) wird ersichtlich, dass die Zellen der Klasse 3 (hohe Rückstreuung) in der Westlichen Vulkanischen Zone (68.0 %) und der Östlichen Vulkanischen Zone (52.1 %) deutlich überwiegen. Die Zellen der Klassen 2 (mittlere Rückstreuung) und 1 (niedrige Rückstreuung) besitzen in der WVZ einen Anteil von 24.9 % bzw. 7.1 % und in der EVZ einen Anteil von 34.2 % bzw. 13.7 %. Genau umgekehrt sieht das Bild in der Spärlich Magmatischen Zone aus: Der überwiegende Teil der Gridzellen (59.2 %) wird hier der Klasse 2 zugeordnet. Der Anteil von Klasse 3 und Klasse 1 beträgt 24.3 % bzw. 16.5 %.

Als mögliche Ursache für die signifikanten Rückstreu-Unterschiede in den drei Zonen können wiederum die vorherrschenden Gesteinstypen herangezogen werden. Wie bereits erläutert, wurden in der Westlichen und Östlichen Vulkanischen Zone fast ausschließlich Basalt-Proben zu Tage gefördert, während in der Spärlich Magmatischen Zone hauptsächlich Peridotit gedredst wurde. Legt man diese Lithologie als Kriterium für das obige Klassifizierungsergebnis zu Grunde, scheint sich die Beobachtung aus Kapitel 5.5 zu bestätigen: Die akustische Rückstreuung des Hydrosweep-Sonars ist über basalthaltigen Gesteinen im Allgemeinen höher als über peridotithaltigen Gesteinen.

6.6 Überprüfung der Klassifizierung in ausgewählten Clustern

Das Ergebnis der Klassifizierung soll in diesem Abschnitt mit winkelabhängigen Rückstreudaten in kleinräumigen Gebieten überprüft werden. Dazu werden in der WVZ, SMZ und EVZ jeweils drei Cluster ausgewählt, die hauptsächlich aus Zellen der Rückstreu-Klassen 1, 2 oder 3 bestehen.

Die Cluster in der WVZ werden entsprechend ihrer geographischen Lage mit RS (Rot-Süd), GS (Gelb-Süd) und BS (Blau-Süd) abgekürzt (Abb. 6.7), wobei die Farben analog zu Abbildung 6.6 für hohe Rückstreuung (rot), mittlere Rückstreuung (gelb) und niedrige Rückstreuung (blau) stehen.

Die Cluster in der SMZ sind mit RM (Rot-Mitte), GM (Gelb-Mitte) und BM (Blau-Mitte) gekennzeichnet (Abb. 6.8), die Cluster in der EVZ tragen die Namen RN (Rot-Nord), GN (Gelb-Nord) und BN (Blau-Nord) (Abb. 6.9).

6.6.1 Cluster in der Westlichen Vulkanischen Zone

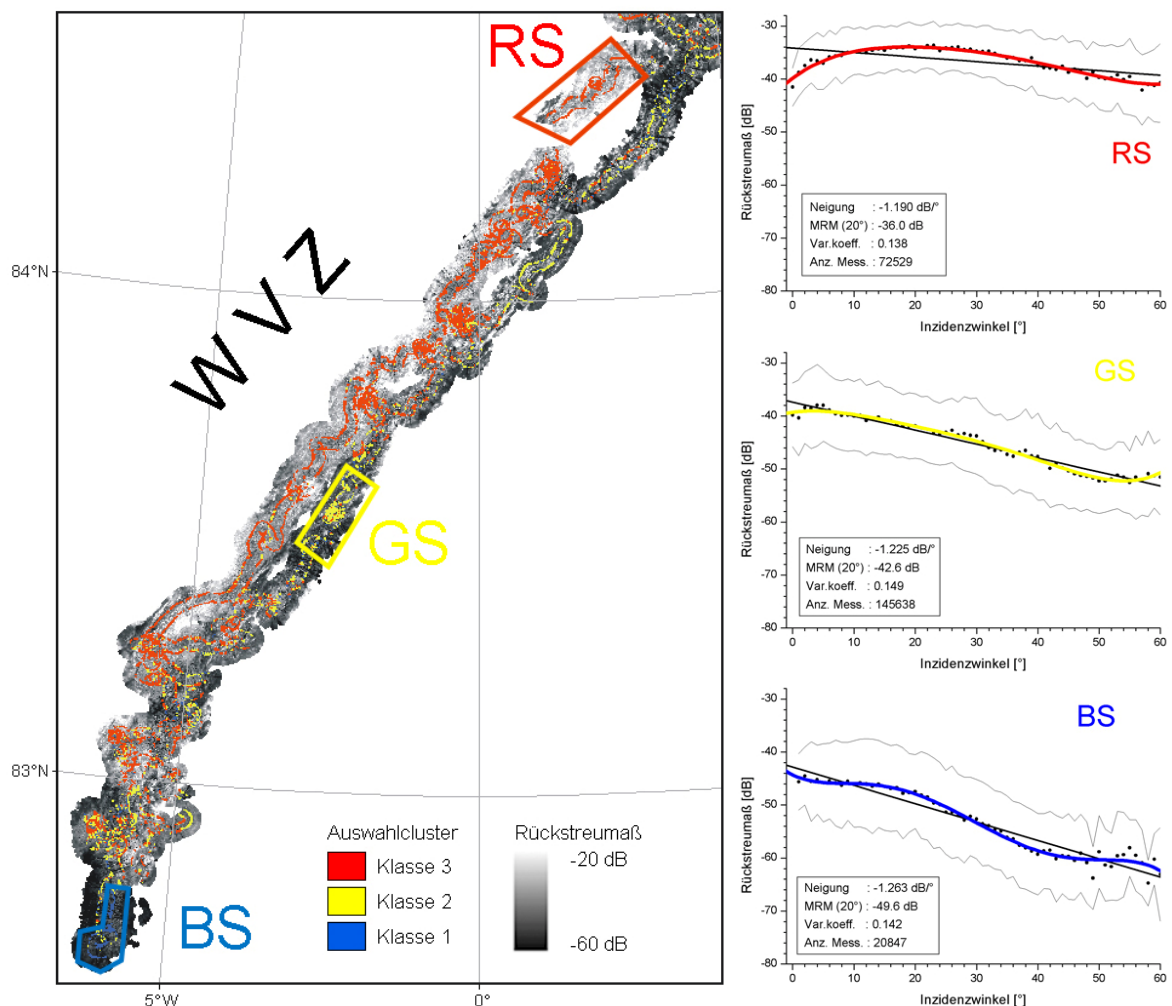


Abb. 6.7: Links: ausgewählte Cluster Rot-Süd (RS), Gelb-Süd (GS) und Blau-Süd (BS) in der Westlichen Vulkanischen Zone, im Hintergrund: akustische Rückstreuung (BKN, winkelinvariant) Rechts: winkelabhängige Rückstreukurven mit den Klassifizierungsparametern Neigung, mittleres Rückstreumaß (MRM) bei 20° und Variationskoeffizient für die Cluster RS, GS und BS

Eine vergrößerte Darstellung der ausgewählten Cluster und der Rückstreudaten-basierten Klassifizierung der WVZ, SMZ und EVZ zeigen die Abbildung B.3 bis B.5 in Anhang B (S. 210-212).

Aus den winkelabhängigen Rückstreukurven (Rückstreumaß gegen Inzidenzwinkel), welche in den Abbildungen 6.7, 6.8 und 6.9 auf der rechten Seite zu sehen sind, lassen sich Informationen gewinnen, mit denen das Ergebnis der unüberwachten Klassifizierung überprüft werden kann. Die Kurven wurden für jedes Cluster aus 1° großen Winkelbereichen (Bins) erstellt. Die Punkte kennzeichnen die Bereichsmittelwerte der Rückstreuung, die Ausgleichsgeraden wurden mithilfe einer linearen Regression berechnet und die farbigen Kurven stellen Ausgleichspolynome fünften Grades dar. Die dünnen Kurven ober- und unterhalb der Punkte bilden die positive und negative Standardabweichung der Bereichsmittelwerte.

Basierend auf einer zur Klassifizierung von winkelabhängigen Rückstreudaten entwickelten Methode von HUGHES CLARKE (1993; 1994) wurden für jedes Cluster drei Klassifizierungsparameter berechnet: die Neigung der Rückstreukurve (in Dezibel pro Grad), das mittlere Rückstreumaß bei 20° Inzidenzwinkel (basierend auf der linearen Regression) und der Variationskoeffizient (Quotient aus Standardabweichung und Mittelwert).

Die abgeleiteten Klassifizierungsparameter und die sich daraus ergebenden Eigenschaften der Cluster in der Westlichen Vulkanischen Zone (WVZ), der Spärlich Magmatischen Zone (SMZ) und der Östlichen Vulkanischen Zone (EVZ) werden in Kapitel 6.7 übersichtlich zusammengefasst und interpretiert.

6.6.2 Cluster in der Spärlich Magmatischen Zone

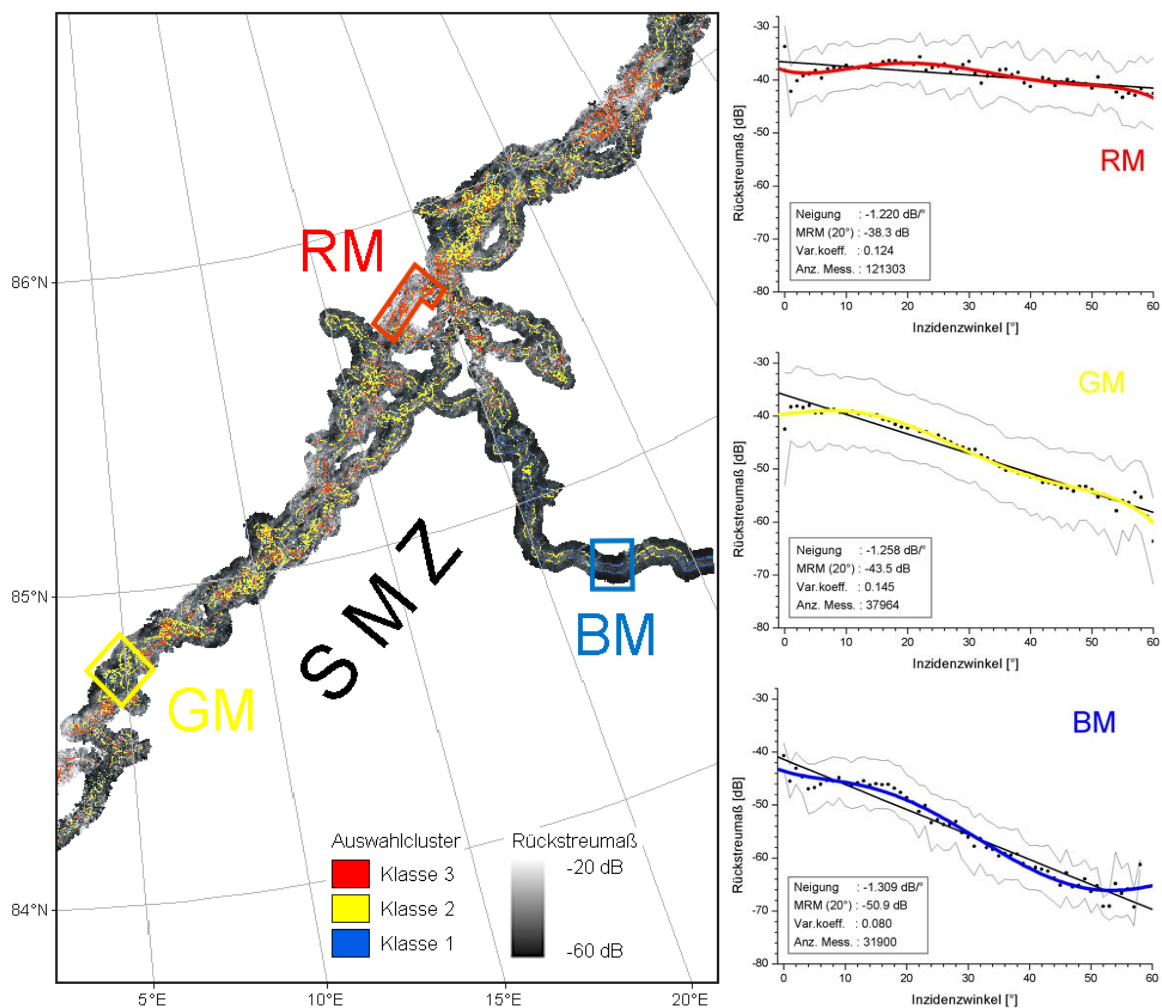


Abb. 6.8: Links: ausgewählte Cluster Rot-Mitte (RM), Gelb-Mitte (GM) und Blau-Mitte (BM) in der Spärlich Magmatischen Zone, im Hintergrund: akustische Rückstreuung (BKN, winkelinvariant) Rechts: winkelabhängige Rückstreukurven mit den Klassifizierungsparametern Neigung, mittleres Rückstreumaß (MRM) bei 20° und Variationskoeffizient für die Cluster RM, GM und BM

6.6.3 Cluster in der Östlichen Vulkanischen Zone

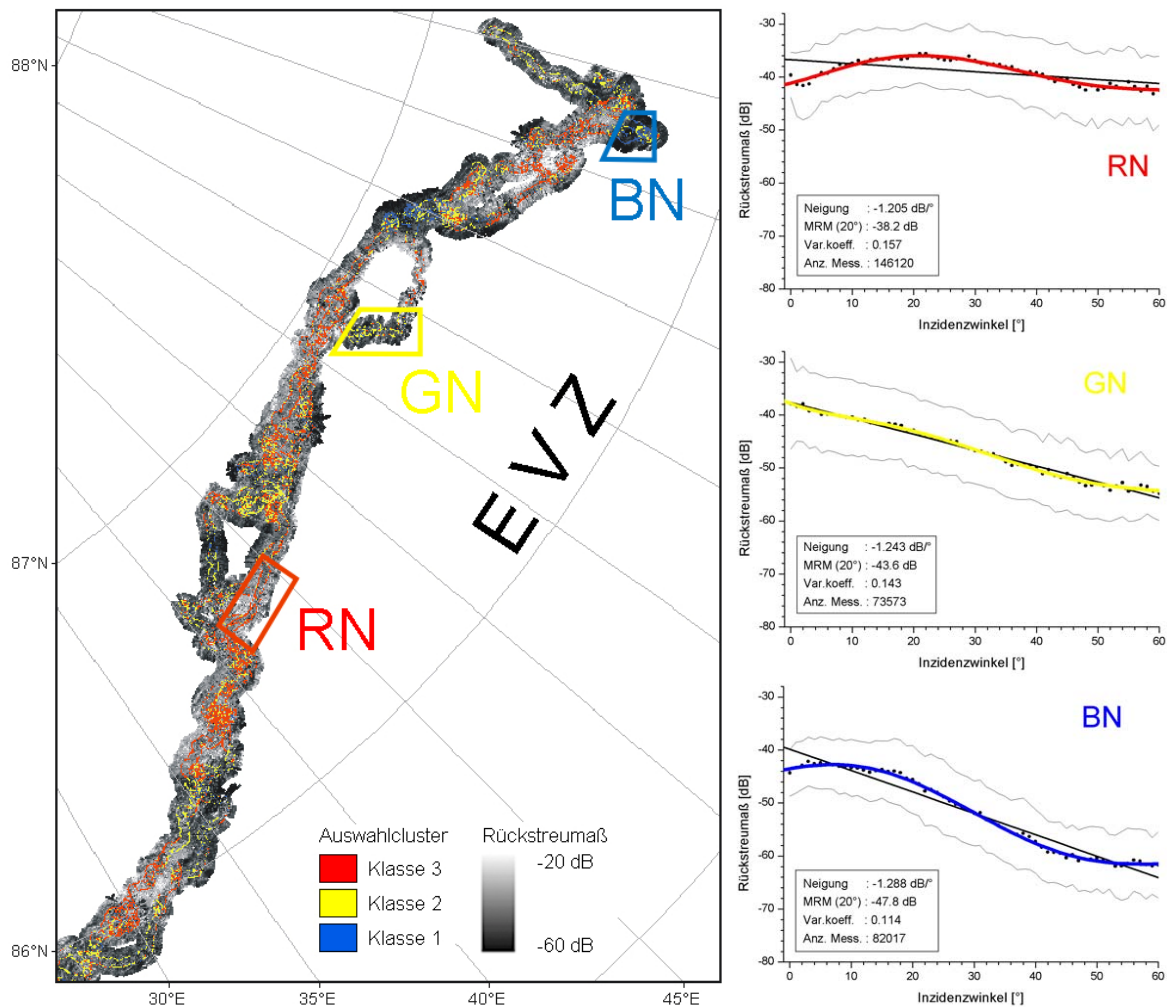


Abb. 6.9: Links: ausgewählte Cluster Rot-Nord (RN), Gelb-Nord (GN) und Blau-Nord (BN) in der Östlichen Vulkanischen Zone, im Hintergrund: akustische Rückstreuung (BKN, winkelinvariant) Rechts: Winkelabhängige Rückstreu曲ven mit den Klassifizierungsparametern Neigung, mittleres Rückstreumaß (MRM) bei 20° und Variationskoeffizient für die Cluster RN, GN und BN

6.7 Zusammenschau der Klassifizierungsüberprüfung

In Tabelle 6.3 werden die Klassifizierungsparameter und die resultierenden Eigenschaften der Cluster RS, GS, BS (Westliche Vulkanische Zone), RM, GM, BM (Spärlich Magmatische Zone) und RN, GN, BN (Östliche Vulkanische Zone) zusammengefasst. Die Einteilung der Cluster in drei Gruppen richtet sich nach den Rückstreu-Klassen 3 (Rot), 2 (Gelb) und 1 (Blau). Die Sortierung innerhalb der Gruppen entspricht der geographischen Lage der Cluster (Nord, Mitte und Süd).

Cluster	Neigung [dB/°]	MRM [dB]	Variat. koeff.	Eigenschaften der Cluster
RN	- 1.205	- 38.2	0.157	kleine Neigung, hohe Rückstr., größter Var.koeff.
RM	- 1.220	- 38.3	0.124	kleine Neigung, hohe Rückstr., mittlerer Var.koeff.
RS	- 1.190	- 36.0	0.138	kleinste Neigung, höchste Rückstr., mittlerer Var.koeff.
GN	- 1.243	- 43.6	0.143	mittlere Neigung, mittlere Rückstr., großer Var.koeff.
GM	- 1.258	- 43.5	0.145	mittlere Neigung, mittlere Rückstr., großer Var.koeff.
GS	- 1.225	- 42.6	0.149	mittlere Neigung, mittlere Rückstr., großer Var.koeff.
BN	- 1.288	- 47.8	0.114	große Neigung, niedrige Rückstr., kleiner Var.koeff.
BM	- 1.309	- 50.9	0.080	größte Neigung, niedrigste Rückstr., kleinster Var.koeff.
BS	- 1.263	- 49.6	0.142	große Neigung, niedrige Rückstr., mittlerer Var.koeff.

Tab. 6.3: Klassifizierungsparameter in den verschiedenen Clustern und deren Eigenschaften

Die roten Cluster RN, RM und RS weisen alle geringe Neigungen der Rückstreukurven (Regressionsgeraden) auf, den kleinsten Wert besitzt Cluster RS mit $-1.190^\circ/\text{dB}$. Das mittlere Rückstreumaß bei 20° Inzidenzwinkel ist für alle drei Cluster hoch (um -37 dB), der Maximalwert wird im Falle von Cluster RS mit -36.0 dB erreicht. Cluster RN besitzt mit 0.157 den größten Variationskoeffizienten, die Werte für Cluster RM (0.124) und Cluster RS (0.138) liegen im mittleren Bereich.

Die Neigung der Rückstreukurven in den gelben Clustern GN, GM und GS ist mit Werten zwischen -1.225 dB/ $^\circ$ und -1.258 dB/ $^\circ$ eher moderat. Das mittlere Rückstreumaß bei 20° Inzidenzwinkel beträgt in allen drei Clustern etwa -43 dB und liegt damit ca. 6 dB unterhalb des Rückstreumaßes der roten Cluster. Die Variationskoeffizienten sind mit Werten von 0.143 bis 0.149 vergleichsweise groß.

Cluster BM aus der blauen Gruppe weist die größte Neigung der Rückstreukurve (-1.309 dB/ $^\circ$), die niedrigste Rückstreuung bei 20° Inzidenzwinkel (-50.9 dB) und den kleinsten Variationskoeffizienten auf. Auch die Cluster BN und BS besitzen große Neigungswerte (-1.288 dB/ $^\circ$ bzw. -1.263 dB/ $^\circ$) und niedrige Rückstreuwerte, die bei etwa -49 dB liegen. Das mittlere Rückstreumaß ist damit um ca. 6 dB geringer als in den gelben Clustern und um ca. 12 dB kleiner als in den roten Clustern. Der Variationskoeffizient von Cluster BN beträgt 0.114 und ist damit ähnlich klein wie der Wert von Cluster BM. Für Cluster BS wurde hingegen ein Wert von 0.142 berechnet, welcher eher im mittleren Bereich liegt.

Die Ursache für die Extremwerte des Clusters BM wird aus Abbildung 6.8 ersichtlich. Das östlich vom Gakkel-Rücken gelegene Gebiet besteht ausschließlich aus schwach rückstreuenden Sedimenten, welche im Rifttal und an den Flanken des Rückens nur selten zu finden sind.

Die drei Klassifizierungsparameter Neigung, Rückstreumaß und Variationskoeffizient, welche nach dem Verfahren von HUGHES CLARKE (1993; 1994) für jeweils drei Cluster in der Westlichen Vulkanischen Zone (WVZ), der Spärlich Magmatischen Zone (SMZ) und der Östlichen Vulkanischen Zone (EVZ) berechnet wurden, bestätigen das Ergebnis der unüberwachten Klassifizierung (Abb. 6.6):

- Gebiete, die der Klasse 3 (Rot) zugeordnet wurden, zeigen eine geringe Neigung der Rückstreukurve, ein hohes Rückstreumaß bei 20° Inzidenzwinkel und einen großen bis mittleren Variationskoeffizienten.
- Gebiete, die der Klasse 2 (Gelb) zugeordnet wurden, zeigen eine mittlere Neigung der Rückstreukurve, ein mittleres Rückstreumaß bei 20° Inzidenzwinkel und einen großen Variationskoeffizienten.
- Gebiete, die der Klasse 1 (Blau) zugeordnet wurden, zeigen eine große Neigung der Rückstreukurve, ein niedriges Rückstreumaß bei 20° Inzidenzwinkel und einen mittleren bis kleinen Variationskoeffizienten.

Die Neigung der Rückstreukurve und das mittlere Rückstreumaß bei 20° Inzidenzwinkel sind dem Anschein nach recht zuverlässige Klassifizierungskriterien: In den untersuchten Gebieten ist eine geringe Neigung jeweils mit einer hohen Rückstreuung, eine mittlere Neigung mit einer mittleren Rückstreuung und eine große Neigung mit einer niedrigen Rückstreuung gekoppelt.

Aus dem Variationskoeffizienten allein kann keine zuverlässige Aussage über die akustische Rückstreuung gemacht werden. Hohe Rückstreuwerte scheinen zwar mit großen Variationskoeffizienten und niedrige Rückstreuwerte mit eher kleinen Variationskoeffizienten zu korrespondieren. Die Variationskoeffizienten innerhalb der drei Gruppen (Tab. 6.3) differieren jedoch zum Teil erheblich und fallen somit nicht immer in den gleichen Wertebereich.

Eine Klassifizierung der akustischen Rückstreuung nach der Methode von HUGHES CLARKE (1993; 1994) und die anschließende Beurteilung des Ergebnisses sollte deshalb stets unter Verwendung aller drei Parameter durchgeführt werden.

7. Diskussion der Ergebnisse

7.1 Akustische Rückstreuung am Gakkel-Rücken

Die Analyse der akustischen Rückstreuung über Gesteinsproben des Gakkel-Rückens (Kap. 5.5.) hat gezeigt, dass über Lokationen, an denen Gabbro gedredst wurde, die höchste Rückstreuung zu beobachten ist, während das Rückstreumaß über Basalt-Proben schwächer und über Peridotit-Proben am niedrigsten ist. Ähnliche Ergebnisse lieferte die auf Rückstreudaten basierende Klassifizierung des Meeresbodens in Kapitel 6.5: Die WVZ und EVZ, welche hauptsächlich basalthaltige Gesteine am Meeresgrund aufweisen, wurden als höher rückstreuend eingestuft als die SMZ, in der vorwiegend Peridotite vorkommen.

Da die akustische Impedanz von Basalt, Peridotit und Gabbro in etwa gleich groß ist, ist der Grund für die unterschiedlichen Rückstreueigenschaften der drei Gesteinstypen vermutlich in deren Oberflächenrauigkeit zu suchen. Die Basaltproben, die am Gakkel-Rücken gefördert wurden, wiesen z.B. häufig eine Kruste aus frischem Glas auf, die auf rezenten Vulkanismus zurückzuführen ist. Die Ausdehnung der Streukörper liegt im Bereich von einigen Zentimetern und erhöht die Oberflächenrauigkeit des Gesteins. Eine ähnlich große Rauigkeit ist für die Oberfläche der vulkanischen Gabbro-Proben zu vermuten. Ein Grund für die glattere Oberfläche des peridotit-haltigen Mantelgesteins könnte der längere Zeitraum sein, in dem das Material am Meeresboden gelegen hat. Durch Prozesse wie Strömung, Erosion und Alterung könnte die Oberfläche des Gesteins im Laufe der Zeit allmählich geglättet worden sein.

Eine nähere Betrachtung der drei Gesteinstypen kann möglicherweise entscheidende Hinweise zum Reflexions- und Rückstreuverhalten von Schallwellen geben und zur Klärung der beobachteten Rückstreuvariationen am Gakkel-Rücken beitragen.

Gabbro wird meistens dort gefördert, wo auch häufiger Dredschen verloren gehen: an großen Steilhängen. (Aufgrund der speziellen Sollbruchstellentechnik, die für die *Polarstern*-Dredschen eingesetzt wurde, konnte dies auf der AMORE-Expedition vermieden werden.) Am Fuße von Steilhängen (fault scarps) türmt sich in der Regel ein Meer aus zerklüftetem gabbrohaltigen Gestein auf, das selbständig durch das Abbröckeln von der Klippe entsteht. Gabbro zerbricht zumeist in große, gezackte Brocken, die sehr hart sind und nicht verwittern (SNOW, 2008). Die extrem raue, zackige Oberfläche dieser Streukörper ist vermutlich für die hohe akustische Rückstreuung verantwortlich, welche über den Gabbro-Stationen beobachtet wurde. Die Tatsache, dass von 106 petrologischen Proben, die auf *Polarstern* zu Tage gefördert wurden, nur vier gabbrohaltiges Material enthielten, ist ein Beleg dafür, dass der Gakkel-Rücken viel weniger Gestein dieses Typs besitzt als andere Mittelozeanische Rückensysteme.

Basalt kommt in extrusiven Lavakissen (pillow basalt) vor, welche häufig mit einer rauen, glasigen Oberfläche überzogen sind. An den Füßen von steilen Hängen (fault scarps) werden Kissenlaven durch Rissruptionen gebildet. Die Kissen können Ausmaße von 10 cm bis zu mehreren Metern annehmen. Der mittlere Durchmesser beträgt etwa 1 bis 2 m, wie z.B. Proben aus dem Mittelmeer, dem Südpazifik und vom Gakkel-Rücken belegen (Abb. 7.1 a, b). Sidescan-Bilder, die an Mittelozeanischen Rücken aufgezeichnet wurden, zeigen in der Regel eine sehr starke Reflexion bzw. Rückstreuung über basalthaltigen Gesteinen (z.B. BLONDEL & MURTON, 1997; LURTON, 2002; SAUTER et al., 2004).

Die häufigste Art von Basalt-Lagerstätten stellen größere Lava-Seen dar, in welche das flüssige Gestein ausfließt und sich dann weiträumig verteilt. Mit Techniken, die Greifsysteme und Dredschen einsetzen, werden trotzdem zumeist Kissenlaven gefördert, da sie eher lose auf dem Meeresboden liegen oder von Hängen geborgen werden können. Lava-Seen weisen im Gegensatz zu Kissenbasalten keine raue Oberfläche auf und sind nur sehr schwer zu beproben (SNOW, 2008).

Peridotite werden wie Gabbros durch tektonische Prozesse an die Oberfläche des Meeresbodens befördert. Allerdings werden sie serpentiniert und mechanisch weich, sobald sie Wasser berühren. Die Serpentinisierung des Gesteins sowie chemische Reaktionen, die bei der Hydratisierung ablaufen, könnten möglicherweise für eine Unterdrückung der Bruchflächenrauigkeit sorgen. Vor allem in tektonisch beanspruchten Peridotiten (Serpentiniten) sind fast alle Oberflächen Serpentin-geglättete Bruchflächen, die man auch als Harnisch (slickensides) bezeichnet. Die Rauigkeit von solchen Oberflächen dürfte eher im Millimeter-Bereich liegen (SNOW, 2008). Die vergleichsweise glatte Oberfläche des peridotithaltigen Gesteins könnte somit eine Ursache für die schwächere Rückstreuung in der Spärlich Magmatischen Zone sein.

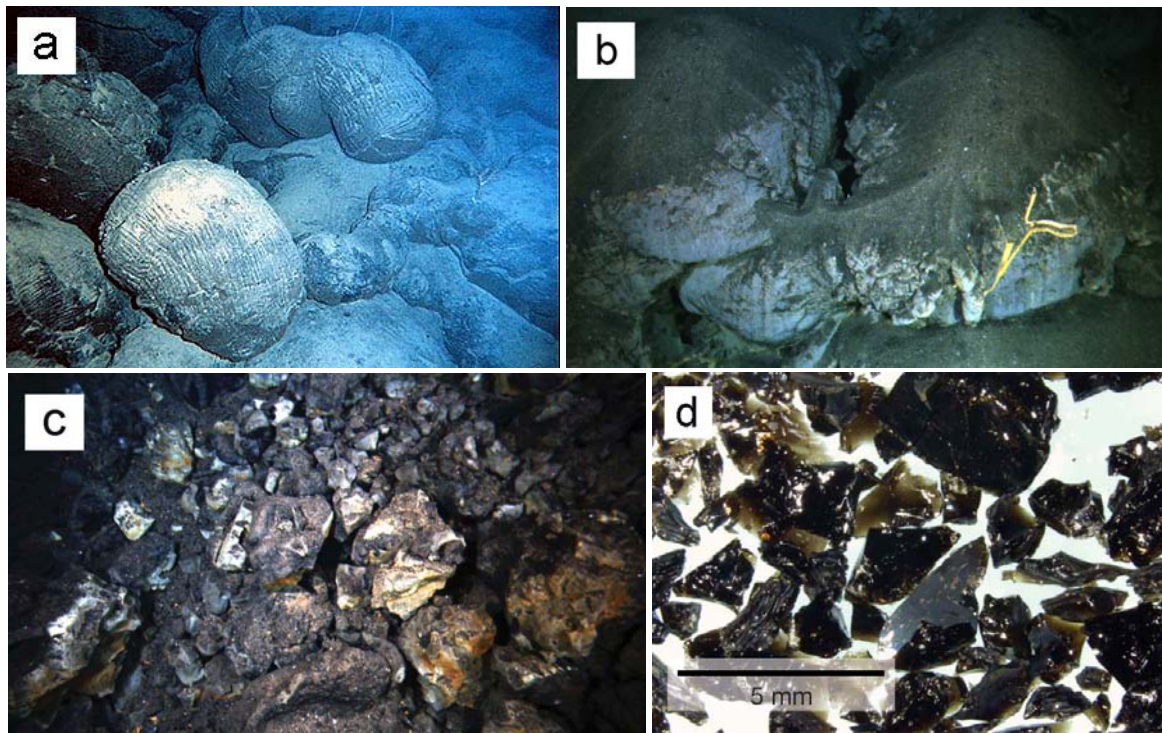


Abb. 7.1: (a) Kissenlaven im Südpazifischen Ozean (NOAA, 2006); (b) Mit Vulkanasche bedeckte Kissenbasalte am Gakkel-Rücken in etwa 4000 m Wassertiefe; (c) Talus-Blöcke, welche vermutlich aus dem Oden-Vulkan (Gakkel-Rücken, 85°30'E / 85°37'N) ausgeworfen wurden; (d) granulare, pyroklastische Glassplitter von Basalt-Gesteinen des Gakkel-Rückens (SOHN et al., 2008)

Abbildung 7.1b zeigt Kissenbasalte vom Gakkel-Rücken, die mit einer etwa 10 cm hohen Ascheschicht bedeckt sind. Das pyroklastische Material, das 2007 während der Arctic Gakkel Vents Expedition (AGAVE) bei 85° E gefunden wurde, ist ein klarer Beleg für eine gewaltige vulkanische Explosion, die dort stattgefunden haben muss. Derartige Eruptionen wurden aufgrund des großen hydrostatischen Druckes, der in Tiefen von mehr als 3000 m herrscht, bislang für nicht möglich gehalten (SOHN et al, 2008). Erste Hinweise für aktiven Vulkanismus in dieser Region wurden bereits 1999 durch einen großen Erdbebenschwarm entdeckt, der mit dem Global Seismic Network (GSN) aufgezeichnet wurde (MÜLLER & JOKAT, 2000). Geophysikalische Messungen, die detaillierte Informationen zur Seismizität des Gebietes liefern, wurden von SCHLINDWEIN et al. (2005 & 2007) vor Ort durchgeführt.

7.2 Rückstreumodelle

Im Laufe der letzten Jahrzehnte haben sich zahlreiche Wissenschaftler mit der Entwicklung von Modellen befasst, die das Rückstreuverhalten von Gesteinen und Sedimenten am Meeresboden charakterisieren.

Für die Rückstreuung an Störkörpern in Sedimenten wurden mehrere Modelle entwickelt, welche die Volumenstreuung (Volume Scattering) als dominierende Größe ansehen (z.B. JACKSON et al., 1986; JACKSON, 1994; JACKSON et al., 1996; YAMAMOTO, 1996). Andere Autoren, wie z.B. TANG (1996), haben spezielle Modelle entwickelt, welche die Rückstreuung an Gasblasen simulieren, welche im Sedimentkörper eingeschlossen sind. Die Modelle von BOYLE & CHOTIROS (1995a, 1995b) verwenden einen ähnlichen Ansatz und beschreiben die Rückstreuung für zwei verschiedene Sedimenttypen: Akustisch weiche, schlammige Sedimente mit Porositäten größer als 60 % werden als Fluide²⁹ behandelt, deren Rückstreuung von in Resonanz schwingenden Gasblasen verursacht wird. Schallhärtere, sandige Sedimente werden hingegen als poröse, permeable Festkörper betrachtet, wobei die Rückstreuung auch hier durch im Sedimentkörper eingeschlossene, resonante Gasblasen gesteuert wird. Erwähnt werden muss, dass der Rückstreuquerschnitt einer Gasblase, die von Schallwellen in Resonanzschwingungen versetzt wird, um den Faktor 1000 größer ist, als der einer festen Kugel mit dem gleichen Durchmesser. (BOYLE & CHOTIROS, 1995a). Diese Tatsache verdeutlicht, dass Gasblasen eine entscheidende Wirkung auf die akustische Rückstreuung von Sedimenten ausüben und in Modellen nicht vernachlässigt werden sollten. Das gleiche gilt auch für andere Streukörper: Bei Untersuchungen von DU & CHEN (2007) in der Jiaozhou Bucht (China) zeigte sich zum Beispiel, dass sandige Sedimente mit einem hohen Anteil von Muscheln eine signifikant stärkere Rückstreuung aufwiesen als Sedimente des gleichen Typs, in denen keine oder nur wenig Muscheln gefunden wurden.

Für die akustische Rückstreuung an rauen Oberflächen wurden ebenfalls diverse Modelle entwickelt, welche die Oberflächenstreuung (Surface Scattering) als bestimmenden Faktor behandeln. Das Gesetz von Lambert (Gleichung 2.51, S. 44) stellt ein sehr einfaches Modell dieser Art dar. Autoren wie MOURAD & JACKSON (1989), JACKSON & BRIGGS (1992), JACKSON (1994) und MEDWIN & Clay (1998) haben komplexe Modelle entwickelt, die mehrere statistische und physikalische Boden- und Rauigkeitsparameter verwenden. Die Rückstreuung wird durch das Helmholtz-Kirchhoff-Integral beschrieben, eine mathematische Formulierung des Huygensschen Prinzips: Jedes Inkrement der beschallten Bodenoberfläche gilt als Erregerzentrum einer Huygensschen Elementarwelle, welche kugelförmig vom Boden abgestrahlt wird. Durch die Überlagerung der einzelnen Elementarwellen entstehen neue Wellenfronten, die ein Maß für die zurückgestreute Schallintensität sind und am Empfänger aufgezeichnet werden können.

JACKSON et al. (1986) haben das sogenannte Composite Roughness Model entwickelt, welches auch den Einfluss von großskaligen Meeresbodenrauigkeiten berücksichtigt, wie man sie z.B. an Mittelozeanischen Rücken vorfindet. Großskalig bedeutet, dass das Ausmaß der Streukörper am Boden um ein Vielfaches größer ist als die Schallwellenlänge. Dieses Modell benutzt die gleichen Eingangsparameter wie das Roughness Scattering Model, welches ebenfalls von JACKSON et al. (1996) entwickelt wurde. Die durchschnittliche Neigung der großskaligen Rauigkeiten wird mit spektralen Rauigkeitsparametern bestimmt. Die Neigung wird verwendet, um an den Ergebnissen des Roughness Scattering Models Korrekturen durchzuführen. Dadurch sollen Rückstreueffekte berücksichtigt werden, die durch die Geometrie zwischen der einfallenden Schallwelle und der Meeresbodenoberfläche verursacht werden.

Bei der Modellierung von Wasseroberflächen wird dieses Verfahren bereits erfolgreich eingesetzt. Um auch zuverlässige Ergebnisse für die Modellierung von Meeresbodenoberflächen zu erhalten, müssen nach Aussage der Autoren jedoch umfangreiche Analysen durchgeführt werden. Numerische Tests haben gezeigt, dass ein Unterschied zwischen Composite Roughness Model und

²⁹ Unter einem Fluid versteht man eine Substanz, die einer beliebig kleinen Scherspannung keinen Widerstand entgegensetzt. Gase und Flüssigkeiten werden im übergeordneten Sinne als Fluide bezeichnet.

Roughness Scattering Model nur bei kleinen Winkeln zwischen einfallender Schallwelle und Meeresboden registriert wird.

Resümierend lässt sich feststellen, dass es kein allgemeingültiges Modell für die akustische Rückstreuung von Gesteinen und Sedimenten gibt. Die Rückstreuvariationen, die über verschiedenen Sedimenttypen (sowohl im Experiment als auch im Modell) beobachtet werden, sind primär auf geometrische Faktoren wie Bodenneigung und Einfallswinkel der Schallwellen und nur sekundär auf physikalische Eigenschaften des Sedimentkörpers zurückzuführen. In vielen Modellen wird die Rückstreuung entweder durch die Oberflächenrauigkeit beschrieben, was zumeist für schallharte Sedimente zutrifft, oder durch Inhomogenitäten im Sedimentkörper, was eher für schallweiche Sedimente zutrifft. Kein Modell berücksichtigt alle Rückstreumechanismen.

Die Differenzen zwischen den Modellen basieren zum einen auf der statistischen Beschreibung der Rauigkeit bzw. Inhomogenitäten und zum anderen auf der rheologischen³⁰ Beschreibung des Sedimentkörpers (SCHWENK, 1998). Die Verteilung der Inhomogenitäten im Sediment lässt sich mit verschiedenen Methoden darstellen, wobei nicht geklärt ist, welche die sinnvollste und zweckmäßigste ist. YAMAMOTO (1996) und JACKSON et al. (1996) haben Rückstreuexperimente an Sedimenten in Europa, Amerika und Japan mit vergleichbaren Sonarfrequenzen von 35 kHz bzw. 40 kHz durchgeführt. Bei den numerischen Tests, die beide Autoren zur Überprüfung ihrer Rückstreumodelle durchgeführt haben, zeigte sich, dass die Ergebnisse stark von den statistischen Parametern der Rauigkeit bzw. Inhomogenitäten und nur schwach von den physikalischen Sedimentparametern abhängig sind. Infolgedessen kann die Rückstreuung von akustisch harten Sedimenten auch durch eingeschlossene Streukörper (YAMAMOTO, 1996) und die Rückstreuung von akustisch weichen Sedimenten auch durch die Oberflächenrauigkeit (JACKSON et al., 1996) modelliert werden.

Die Untersuchungen legen nahe, dass die akustische Rückstreuung von Sedimenten durch verschiedene Effekte und Mechanismen gesteuert werden, die sich unter bestimmten Bedingungen auch überlagern können. Speziell zugeschnittene Rückstreumodelle mögen für Sedimente aus bestimmten Regionen gute Ergebnisse erzielen, sie versagen aber gleichzeitig bei der Anwendung in anderen Gebieten. Die Messung des Rückstreumaßes liefert zwar wertvolle Hinweise über die Oberflächenstruktur und physikalischen Eigenschaften von Sedimenten. Eine zuverlässige Charakterisierung und Klassifizierung verschiedener Sedimenttypen ist ohne Hinzunahme von Bodenproben in der Regel aber nicht möglich.

³⁰ Die Rheologie beschreibt das Fließverhalten und die Verformung von Materie unter Einwirkung von äußerem Druck.

8. Zusammenfassung und Ausblick

Im folgenden Kapitel werden die wichtigsten Ergebnisse dieser Dissertation zusammengefasst, wobei Kapitel 8.1 sich mit den bathymetrischen Messungen und Kapitel 8.2 sich mit den Rückstreu- und Sedimentecholotdaten der AMORE-Expedition beschäftigt. In Kapitel 8.3 erfolgt schließlich ein Ausblick, der mögliche Weiterentwicklungen der Software und zukünftige Anwendungen von Rückstreudaten auch für andere Forschungsgebiete in Aussicht stellt.

8.1 Bathymetrische Messungen

Nach der Erläuterung hydroakustischer Grundlagen in Kapitel Zwei wurde eine Fallstudie für die Fächersonarsysteme Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112 unter Bedingungen durchgeführt, wie sie in eisfreien Gewässern der Arktis vorzufinden sind. Die Berechnung der Sonarparameter und die Lösung der aktiven Sonargleichung ergeben eine Detektionsschwelle (Signal-Rausch-Verhältnis) von 28 dB für das Hydrosweep- und von 27 dB für das Seabeam-System. Die Daten beider Sonarsysteme sind aus messtechnischer Sicht also durchaus kompatibel.

Kapitel Drei behandelt die Verarbeitung, Bereinigung und Visualisierung der bathymetrischen Daten der AMORE-Expedition. Eine Untersuchung ergab, dass die Navigationsdaten der *Healy* eine zum Teil geringe Qualität aufweisen und bis zu 50 m von den *Polarstern*-Positionen abweichen.

Von 21.5 Mio. Tiefenwerten, die das Hydrosweep-System in einer Zeitspanne von 53.3 Tagen erfasst hat, wurden 18.1 Mio. (84.2 %) durch die Bereinigungsverfahren akzeptiert und anschließend zur Geländemodellierung verwendet. 3.4 Mio. (15.8 %) Messungen wurden hingegen als fehlerhaft eingestuft und verworfen. Von den 49.9 Mio. Tiefenwerten, die das Seabeam-Sonar innerhalb von 52.8 Tagen aufgezeichnet hat, wurden 29.5 Mio. (59.8 %) akzeptiert und weiterverarbeitet und 19.8 Mio. (40.2 %) als fehlerhaft deklariert und aussortiert. Ein Vergleich der Hydrosweep- und Seabeam-Lotungen in einem Testgebiet ergab Abweichungen bis zu 8 % der Wassertiefe, was bei Tiefen zwischen 2500 m und 4500 m Differenzen von 200 m bis 360 m ergibt. Solch große Abweichungen treten allerdings nur in seltenen Fällen (z.B. am Rande des Messfächers) auf. Der Großteil der original gemessenen Tiefen (86.1 %) differiert um weniger als 1 % der Wassertiefe (25 m bis 45 m). Für die Berechnung der empirischen Standardabweichung wurde jeweils ein bereinigtes und geglättetes Geländemodell (100 m Raster) aus Hydrosweep- und Seabeam-Daten erstellt. Die Standardabweichung, die aus der Differenz der beiden DGMs resultiert, zeigt, dass die Modelloberflächen in 97.9 % aller Messwerte (Gridzellen) um weniger als 1 % der Wassertiefe voneinander abweichen und somit unterhalb der vom Hersteller vorgegebenen Genauigkeit liegen. Die gleich gewichtete Verarbeitung der beiden Datensätze in einem gemeinsamen bathymetrischen Geländemodell erscheint deswegen gerechtfertigt.

Mithilfe des IDW-Verfahrens wurde im GIS Arc/Info schließlich ein digitales, hochaufgelöstes Geländemodell mit 100 m Gridzellengröße für das gesamte AMORE-Arbeitsgebiet berechnet. Dabei wurden diejenigen Interpolationsparameter und neigungsabhängigen Glättungsfilter verwendet, welche im Testgebiet die besten Ergebnisse (ruhiger Isolinenverlauf, geringes Messrauschen, Erhaltung topographischer Formen) erzielten. Die Visualisierung der Bathymetrie des westlichen Gakkel-Rückens wurde durch das zehnbältrige Kartenwerk der AWI-BCGR sowie durch dreidimensionale Computeranimationen umgesetzt, welche die Morphologie des Rückensystems in großer Detailtreue plastisch wiedergeben.

Der Vergleich des neuen AMORE-Modells mit älteren Datensätzen der IBCAO 1.0 (2001) und des SCICEX-Programms (1998, 1999) zeigt die signifikanten Verbesserungen der Bathymetrie im Bereich des Gakkel-Rückens. Markante topographische Strukturen, wie z.B. Seamounts, sind um mehrere Kilometer versetzt und weisen Tiefendifferenzen von einigen hundert Metern auf. Neun Profilschnitte, die durch das AMORE- und IBCAO-Modell gelegt wurden, zeigen, dass die bisher verfügbaren Tiefendaten in dieser arktischen Region zum Teil grob falsch sind. Großräumige Erhebungen, wie sie z.B. in der IBCAO nordöstlich des Lena-Troges in Form von Tiefseebergen deutlich abgebildet werden, stellten sich in Wirklichkeit als nicht existent heraus.

Für die Aufdatierung der IBCAO (Version 2.0) wurden getrennte Raster aus Hydrosweep- und Seabeam-Daten und ein gemeinsames Raster aus AMORE-Daten berechnet, die nicht auf einer normierten Wasserschallgeschwindigkeit von 1500 m/s, sondern auf den original gemessenen Tiefenwerten basieren. Bei der Differenzbildung der Raster aus normierten und originalen Tiefen wurden drei Gebiete am Gakkel-Rücken entdeckt, die mittlere Schallgeschwindigkeiten (C-mean) von mehr als 1500 m/s aufweisen. Da alle 18 CTD-Messungen von *Polarstern* C-mean-Werte von weniger als 1500 m/s lieferten, wurden diese Gebiete genauer untersucht: Wie sich herausstellte, beruhen die Wassertiefen in zwei Gebieten auf grob falschen C-mean-Werten, die durch plausible Messungen in benachbarten Gebieten ersetzt werden sollten. Die Ergebnisse dieser Untersuchung wurden mit alle Datensätzen, die zur Aufdatierung der IBCAO 2.0 benötigt werden, an die Herausgeber des Kartenwerkes geschickt.

JAKOBSSON et al. (2007b; 2008) beschreiben die signifikanten Verbesserungen der neuen IBCAO 2.0 gegenüber der ersten Version aus dem Jahre 2001. Insbesondere am Gakkel-Rücken werden durch die hochaufgelösten Fächersonardaten erhebliche Fortschritte in der Geländemodellierung erzielt, wie auch ein Vergleich zwischen Bathymetrie und Gravimetrie zeigt: Während über dem AMORE-Gebiet eine gute Übereinstimmung zwischen beiden Datensätzen herrscht, ist im östlichen Teil des Rückens, dessen Modell von älteren, russischen Tiefenmessungen geprägt wird, ein Versatz von ca. 10 km in Nord-Süd-Richtung und ca. 30 km in Ost-West-Richtung zu beobachten.

8.2 Rückstreu- und Sedimentecholotdaten

Zur Auswertung der Rückstreudaten des Hydrosweep-Systems wurde die Software XMBSscatt der Firma Atlas Hydrographic grundlegend modifiziert und verbessert. Um die Rückstreudaten des Seabeam-Systems mit gleichen Methoden auswerten zu können, waren zwei Schritte notwendig: die Entwicklung eines Konverters, welcher das MB41- in das DUX-Format umwandelt und die Entwicklung eines neuen Softwarepaketes, welches auf dem Quellcode von XMBSscatt basiert. Die technischen Eigenheiten der beiden Fächerecholote, die sich in unterschiedlichen Messgrößen, Systemparametern und Koeffizienten ausdrücken und bei der Softwareentwicklung berücksichtigt werden mussten, wurden in Kapitel Vier eingehend erläutert.

Der Vergleich der Rückstreuung des Hydrosweep- und Seabeam-Systems wurde in fünf Gebieten entlang des Gakkel-Rückes durchgeführt, in denen *Healy* und *Polarstern* hintereinander gefahren sind (Kapitel Fünf). Die Berechnung von Korrelationskoeffizienten für die unkorrigierten, winkelabhängigen Rückstreudaten-Raster (UK) der beiden Sonarsysteme erbrachte Werte von -0.17 für Gebiet 1, -0.25 für Gebiet 2, 0.04 für Gebiet 3, -0.08 für Gebiet 4 und -0.31 für Gebiet 5. Die unkorrigierten Rückstreuwerte des Hydrosweep- und Seabeam-Systems besitzen damit kaum Ähnlichkeiten. Als Ursachen dafür sind die unterschiedliche Bauweise und Funktionalität der Fächerecholote zu nennen, die sich in Parametern wie Abstrahlwinkel, Beambreite, Beampattern, Sendepiegel, Pulslänge und Footprint bemerkbar machen.

Die Korrelationskoeffizienten für die einfallswinkelnormierten und Beampattern-korrigierten Rückstreudaten-Raster (BKN) beider Sonarsysteme betragen hingegen 0.23 für Gebiet 1, 0.16 für Gebiet 2, 0.51 für Gebiet 3, 0.42 für Gebiet 4 und 0.23 für Gebiet 5. Für die Rückstreuung der normierten und korrigierten Datensätze kann demnach eine gewisse Ähnlichkeit festgestellt werden, die sich in der flächenhaften Rasterdarstellung in einer Regionalisierung, Glättung und Clusterung des Rückstreumaßes manifestiert.

Die Berechnung von Geary- und Moran-Koeffizienten gestattet interne Analysen einzelner Raster, ohne dass ohne ein zweites Raster herangezogen werden muss. Es findet also kein Vergleich von Hydrosweep- und Seabeam-Daten statt, sondern es wird nach Ähnlichkeiten innerhalb nur eines Rückstreudatensatzes gesucht. Die Geary- und Moran-Koeffizienten für die fünf Gebiete zeigen, dass sowohl die UK- als auch die BKN-Raster eine Verteilung des Rückstreumaßes aufweisen, die als ähnlich, regionalisiert, geglättet und geclustert einzustufen ist. Das gilt für die Rückstreudaten des Hydrosweep-Sonars in etwa gleichem Maße wie für die Rückstreudaten des Seabeam-Systems.

Die Analyse der akustischen Rückstreuung im gesamten Arbeitsgebiet wurde wegen der oben geschilderten, signifikanten Unterschiede des Hydrosweep- und Seabeam-Datensatzes nur anhand von Hydrosweep-Daten durchgeführt. Um mögliche Erklärungen für die registrierten Rückstreuvariationen am Gakkel-Rücken sowie im Amundsen und Nansen-Becken zu finden, wurde das Rückstreumaß über Gesteinsproben, über Sedimentkernen und entlang von Sedimentprofilen (Parasound-Seismogramm-Sektionen) untersucht.

Die mittlere akustische Rückstreuung, die über verschiedenen Gesteinstypen entlang des Gakkel-Rückens bestimmt wurde, weist über den vier von *Polarstern* geförderten Gabbro-Proben mit $-33.2 \text{ dB} \pm 2.8 \text{ dB}$ den höchsten Wert auf. Sie fällt über den 63 Basalt-Proben, welche hauptsächlich aus der WVZ und EVZ stammen, auf $-35.9 \text{ dB} \pm 2.4 \text{ dB}$ ab und erreicht über den 17 Peridotit-Proben, die ausschließlich in der SMZ gedredht wurden, mit $-37.6 \text{ dB} \pm 3.2 \text{ dB}$ ihr Minimum. Die signifikanten Rückstreuvariationen, die zwischen Gabbro und Basalt rund -3 dB und zwischen Basalt und Peridotit rund -2 dB betragen, werden vermutlich durch unterschiedlichen Oberflächenrauigkeiten der Gesteine verursacht.

Um die Auswirkung physikalischer Parameter wie Korngröße, Zusammensetzung (Sand-, Silt-, Ton-Gehalt), Dichte, Porosität und Schallgeschwindigkeit auf die akustische Rückstreuung von Sedimenten zu untersuchen, wurde eine Berechnung des Impedanzkontrastes und Reflexionsmaßes an sieben Kernlokationen der AMORE-Expedition vorgenommen. Die Ergebnisse, die auf AMORE-Messwerten und Literaturdaten basieren, zeigen, dass das akustische Reflexionsmaß im Sedimentkörper mit dem Impedanzkontrast steigt und fällt: Je größer bzw. kleiner der Impedanzsprung von einer Schicht zur nächsten ist, desto höher bzw. niedriger ist auch das Reflexionsmaß. Das stärkste Reflexionsmaß von -12.6 dB wurde in Kern PS59/237-1 und PS59/283-1 bei einem Impedanzkontrast von 1.62 bzw. 1.61 an der Grenze zwischen dem auflastenden Wasser und einer Sand-Silt-Ton-Schicht beobachtet. Die schwächste Reflektivität von -41.2 dB zeigte sich in Kern PS59/287-3 beim Schichtwechsel zwischen sandigem Silt, siltigem Sand und wieder sandigem Silt bei Impedanzkontrasten von 0.98 bzw. 1.02.

Der Einfluss des Einfallswinkels auf die Reflektivität der Sedimentschichten wurde exemplarisch für Kern PS59/283-1 untersucht, indem Impedanzkontrast und Reflexionsmaß für verschiedene Einfallswinkel von 0° , 10° , 20° , 30° , 40° und 50° berechnet wurden. Die Ergebnisse zeigen mit größer werdendem Einfallswinkel einen leichten Anstieg beider Parameter. Die maximale Zunahme des Reflexionsmaßes bei 0° Einfallswinkel zum Reflexionsmaß bei 50° Einfallswinkel beträgt je nach Sedimenttyp zwischen 1 dB und 4 dB . Das Resultat ist durch den höheren Wellenwiderstand erklärbar, der den Schallwellen bei schrägem Auftreffwinkel entgegengebracht wird. Da die Impedanz durch den Cosinus des Einfallswinkels geteilt wird, wächst ihr Wert mit steigendem Winkel. Ausnahmen bilden die Schichten Sand-Silt-Ton und Siltiger Ton: Hier vergrößert sich das Reflexionsmaß, obwohl der Impedanzkontrast zur darüber liegenden Sedimentschicht kleiner wird.

Im Allgemeinen lässt sich feststellen, dass jede Schicht einen typischen, gleich bleibenden Brechungswinkel aufweist, der unabhängig von der Schichtreihenfolge ist. Dies ergibt sich aus dem konstanten Verhältnis der Schallgeschwindigkeiten in benachbarten Schichten. Die Schallgeschwindigkeit ist in der Regel um so größer, je dichter das Ausbreitungsmedium ist. Die einzige Ausnahme in den ausgewerteten Kernen bildet die Sedimentschicht Siltiger Ton: Obwohl ihre Dichte ca. 1.5 mal höher als die Dichte des Wassers ist, werden in ihr Schallgeschwindigkeiten beobachtet, die um 15 m/s unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit liegen. Ein Grund dafür könnte die große Porosität (73 %) von siltigem Ton sein.

Ein Einfluss der Oberflächenrauigkeit auf die Rückstreuung von Fächersonarsignalen ist bei sandigen, siltigen und tonigen Sedimenten praktisch nicht vorhanden, wie die Berechnung des Rayleigh-Parameters zeigt. Legt man für die effektive Rauigkeit die Korngrößen der Sedimente zugrunde, ergeben sich für die in Spiegelrichtung gestreute Schallintensität keine wesentlichen Änderungen. Schallsignale mit Wellenlängen von etwa 10 cm werden demnach auf glatten Sedimentböden reflektiert, ohne dass eine Oberflächenrückstreuung stattfindet. Für Streueffekte an der Oberfläche müsste die Ausdehnung der Streukörper um ein Vielfaches höher sein.

Ein Vergleich an fünf Sedimentkernlokationen der AMORE-Expedition hat gezeigt, dass das von Hydrosweep gemessene mittlere Rückstreumaß über einer Fläche von 0.16 km^2 signifikant niedriger ist als das theoretisch berechnete Reflexionsmaß. Die Differenzen betragen zwischen

-20 dB und -31 dB. Dieses Ergebnis bestätigt, dass die Schallwellen an den glatten, akustisch weichen Oberflächen der Sedimente in erster Linie reflektiert und nicht gestreut werden. Der Großteil der gestreuten Wellen wird vermutlich durch Volumenrückstreuung erzeugt, was auf Störkörper und Inhomogenitäten im Sedimentkörper schließen lässt. Muscheln, Zweischaler, Foraminiferen und Findlinge, die in den AMORE-Sedimentkernen entdeckt wurden, unterstützen diese These.

Die mittlere akustische Rückstreuung des Hydrosweep-Systems wurde, ebenso wie für Stationen mit Gesteinsproben, an Kernlokationen über eine Fläche von 0.16 km² bestimmt. Die Sedimentkerne PS59/208-1 und PS59/237-1, die an der Oberfläche eine Sand-Silt-Ton-Schicht aufweisen, zeigen ein mittleres Rückstreumaß von -37.1 dB ±6.3 dB. Über Kernen mit einer oberen siltigen Tonschicht (217-2, 219-2, 277-1, 287-1, 287-3) wurde ein Wert von -40.8 dB ±5.3 dB ermittelt. Damit scheint sich zu bestätigen, dass ein Sand-Silt-Ton-Gemisch aufgrund seiner höheren akustischen Impedanz und des daraus resultierenden größeren Impedanzkontrastes zum auflastenden Meerwasser die Schallwellen stärker reflektiert als ein Sediment aus siltigem Ton. Die Ergebnisse sollten vorsichtig diskutiert werden, da die Rückstreuwerte innerhalb eines Sedimenttyps relativ stark variieren (bis zu 10 dB) und mit insgesamt sieben geographisch verteilten Kernen nur sehr wenige Proben vorliegen.

Am Gakkel-Rücken sowie im Amundsen- und Nansen-Becken wurden elf Sedimentprofile (Seismogramm-Sektionen) des Parasound-Systems ausgewertet, wobei für drei Profile ein Vergleich mit der akustischen Rückstreuung des Hydrosweep-Systems erfolgte.

Im Amundsen- und Nansen-Becken wurden in Wassertiefen größer als 4000 m subparallele Reflexionshorizonte vom Echotyp L, W oder W/L registriert, die auf hemipelagische Sedimente und feinkörnige Turbiditlagen hinweisen. Die Eindringung des Parasound-Signals beträgt zum Teil mehr als 100 m und ist ein Indiz für mächtige Sedimentschichten. Die akustische Rückstreuung in diesen Gebieten ist, insbesondere über ausgeprägten Sedimentbecken, vergleichsweise gering (ca. -40 dB bis -60 dB). Die Rückstreuvariationen, die über sich kreuzenden Fahrtrouten in einem Sedimentbecken beobachtet wurden, zeigen, dass neben den geometrischen Messbedingungen (Bodenneigung, Einfallswinkel) und physikalischen Sedimenteigenschaften (Korngröße, Porosität, Dichte, Impedanzkontrast) auch die Anstrahlrichtung des Sedimentkörpers eine Rolle spielt.

Am Kontinentalschelf und Kontinentalhang nordöstlich von Spitzbergen und nordwestlich von Franz-Josef-Land wurden diffuse, verlängerte Reflexionsmuster vom Echotyp P, Psh oder Psl in Wassertiefen zwischen 300 m und 4000 m registriert. Diese Reflektoren stellen vermutlich grobkörnigere Turbiditlagen dar, welche geringere Mächtigkeiten von einigen Metern aufweisen.

Am Gakkel-Rücken wurde wegen der schwierigen Eisbedingungen nur eine nutzbare Seismogramm-Sektion aufgezeichnet. Über harten Oberflächenreflektoren des Echotyps P wurden hohe Rückstreuwerte von -20 dB bis -30 dB beobachtet. Subreflektoren vom Echotyp W, welche auf lateral auskeilende Sedimentschichten im Untergrund hinweisen, zeigten dagegen eher niedrige Rückstreuwerte zwischen -30 dB und -50 dB. Wie auch die Beprobung mit Kastengreifer und Schwerelot gezeigt hat, existieren entlang des Gakkel-Rückens nur wenige sedimentbedeckte Gebiete, die hauptsächlich im Nordosten der EVZ gefunden wurden. Das Rifttal des Gakkel-Rückens wird hingegen von schallharten Gesteinen wie Basalt und Gabbro (WVZ, EVZ) oder Mantelperidotit (SMZ) geprägt. Das Parasound-Signal dringt hier kaum in den Meeresboden ein, so dass im Seismogramm häufig nur ein harter Oberflächenreflektor zu sehen ist. Wegen des hohen Impedanzkontrastes und der großen Oberflächenrauigkeit ist über den Gesteinen in der Regel eine deutlich höhere Rückstreuung zu beobachten als über Sedimentschichten.

Sedimentäre Rutschmassen, die z.B. auf Turbiditströme zurückgehen, wurden beim Überfahren des Kontinentalhanges nordöstlich von Spitzbergen (29° E – 32° E, 81° N – 82° N) in Wassertiefen zwischen ca. 3000 m und 4000 m aufgezeichnet. Hangabwärts transportierte Sedimente sind aber auch vereinzelt an den Flanken des Gakkel-Rückens oder den senkrecht zur Spreizungsachse verlaufenden Basement-Rücken zu finden, wo sie in kleineren Sedimentbecken abgelagert wurden (z.B. bei 84° 58' N / 21° 30' E oder 84° 42' N / 22° 15' E).

Die unüberwachte Klassifizierung des Meeresbodens in Kapitel Sechs, die am Gakkel-Rücken mit winkelabhängigen Rückstreudaten des Hydrosweep-Sonars durchgeführt wurde, ergab, dass 68.0 % der WVZ eine hohe Rückstreuung, 24.9 % eine mittlere Rückstreuung und 7.1 % eine niedrige Rückstreuung aufweisen. In der SMZ wurden hingegen 24.3 % der Rasterzellen als stark rückstreuend, 59.2 % als mittel rückstreuend und 16.5 % als schwach rückstreuend eingestuft. Die EVZ besitzt mit 52.1 % hoher Rückstreuung, 34.2 % mittlerer Rückstreuung und 13.7 % niedriger Rückstreuung wiederum eine ähnliche Verteilung wie die WVZ.

Die Überprüfung des Ergebnisses erfolgte mit einer zweiten Klassifizierungsmethode. Dazu wurden in der WVZ, SMZ und EVZ jeweils drei Cluster mit vorwiegend starker Rückstreuung (Rot), mittlerer Rückstreuung (Gelb) und schwacher Rückstreuung (Blau) ausgesucht. Für jedes Cluster wurde die Neigung der Rückstreukurve, das mittlere Rückstreumaß für einen konstanten Einfallswinkel und der Variationskoeffizient berechnet. Die Resultate der Überprüfung bestätigen das Ergebnis der unüberwachten Klassifizierung: Gebiete, die der Klasse 3 (Rot) zugeordnet wurden, zeigen eine geringe Neigung der Rückstreukurve, ein hohes Rückstreumaß bei 20° Inzidenzwinkel und einen großen bis mittleren Variationskoeffizienten. Gebiete, die der Klasse 2 (Gelb) zugeordnet wurden, zeigen eine mittlere Neigung der Rückstreukurve, ein mittleres Rückstreumaß bei 20° Inzidenzwinkel und einen großen Variationskoeffizienten. Gebiete, die der Klasse 1 (Blau) zugeordnet wurden, zeigen eine große Neigung der Rückstreukurve, ein niedriges Rückstreumaß bei 20° Inzidenzwinkel und einen mittleren bis kleinen Variationskoeffizienten.

Die mittlere Rückstreuung bei 20° Einfallswinkel beträgt in den roten Clustern ca. -37 dB, in den gelben Clustern ca. -43 dB und in den blauen Clustern ca. -49 dB. Mit Schritten von -6 dB sind zwischen den Clustern also deutliche Unterschiede zu beobachten.

Die akustische Rückstreuung in den drei Zonen des Gakkel-Rückens wurde in Kapitel Sieben diskutiert. Als wahrscheinliche Ursache für die signifikanten Rückstreuvariationen gilt die Oberflächenrauigkeit der vorherrschenden Gesteinstypen. In der WVZ und EVZ wurde fast ausschließlich Basalt zu Tage gefördert, in der SMZ dagegen vor allem Peridotit. Das Ergebnis der Klassifizierung untermauert die diskrete Analyse der Rückstreuung über verschiedenen Gesteinsproben. Danach werden Schallwellen von basalthaltigem Gestein stärker zurückgestreut als von peridotithaltigem Gestein.

8.3 Ausblick

Fächersonarsysteme wie Hydrosweep DS-2 oder Seabeam 2112 wurden hinsichtlich der aufgezeichneten Rückstreudaten bislang nicht kalibriert. Gemessen bzw. im Post-Processing errechnet wird ein relatives Rückstreumaß, welches die Variationen innerhalb eines Datensatzes aufzeigt. Wenn in Testfeldern das Rückstreumaß von verschiedenen Gesteins- oder Sedimenttypen hinreichend genau bekannt wäre, könnte mit der neu entwickelten Software eine Kalibrierung durchgeführt werden, die auch absolute Rückstreuwerte für solche Systeme liefert.

Die Software selbst ließe so erweitern, dass auch die Auswertung von Rückstreudaten anderer Fächersonarsysteme (z.B. Simrad oder Reson) möglich wäre. Die Berechnung der Einfallswinkel könnte im modifizierten XMBSscatt-Code weiter verbessert und beschleunigt werden, indem mehr als drei Punkte zur Ermittlung der Bodenneigung verwendet werden und das Einlesen von binären Rastern ermöglicht wird. Für eine Kommerzialisierung des Softwarepaketes wäre eine Portierung des Codes auf andere Betriebssysteme, wie z.B. Microsoft Windows, sinnvoll.

Die Technik und Algorithmen, die das Hydrosweep DS-2 Sonar für den Beam-Steering- und Beamforming-Prozess benutzt, sollten verbessert werden, so dass auch in Regionen mit starker Eisbedeckung mehr Messungen von hoher Qualität möglich sind. Anzustreben wäre außerdem eine bessere Fächerstabilisierung, die Korrekturen nicht nur gegen Roll- und Stampf-Bewegungen des Schiffes, sondern auch gegen Hub-Bewegungen vorsieht.

Die entwickelten Softwarepakete und Auswerteverfahren lassen sich in Verbindung mit den vorgestellten Sonarsystemen problemlos in anderen Ozeanregionen einsetzen. Interessant wären z.B. Untersuchungen, welche die Rückstreuung am Gakkel-Rücken mit anderen, ultra-langsam spreizenden Rückensystemen wie dem Südwest-Indischen Rücken oder sehr schnell spreizenden Rückensystemen wie dem Ost-Pazifischen Rücken vergleichen. Fächersonarmessungen über

Sedimentschichten, in denen sich nachweislich eingeschlossene Gasblasen befinden, könnten wertvolle Informationen über das Reflexions- und Rückstreuverhalten derartiger Sedimentkörper liefern und zur Verbesserung von spezialisierten Rückstreumodellen beitragen.

Eine überwachte Klassifizierung des Meeresbodens mit Rückstreudaten, die eine höhere Zuverlässigkeit liefert, kann nur dann flächendeckend durchgeführt werden, wenn engmaschige Ground-Truthing-Informationen über die Struktur und Beschaffenheit der beschallten Flächen (z.B. Bodenproben und Videoaufnahmen) vorliegen. In diesem Zusammenhang könnten weitere Klassifizierungsmethoden und Verfahren der Fernerkundung getestet werden.

Rückstreumodelle sollten insbesondere für Daten aus der Tiefsee optimiert werden. Der Meeresboden in diesen Regionen wird häufig, wie z.B. an Mittelozeanischen Rücken, von topographisch stark bewegtem Terrain geprägt. Da geometrische Faktoren wie Bodenneigung und Einfallswinkel einen großen Einfluss auf das akustische Rückstreumaß ausüben, sollten sie bei der Modellierung hinreichend berücksichtigt werden. Viele Rückstreumodelle konzentrieren sich zudem fast ausschließlich auf die Beschreibung von Rückstreuviationen unterschiedlicher Sedimenttypen. In Zukunft sollte auch mehr Gewicht auf die Entwicklung von Modellen gelegt werden, welche die Rückstreuung über verschiedenen Gesteinstypen charakterisieren.

Anhang A: Bathymetrie des Gakkel-Rückens

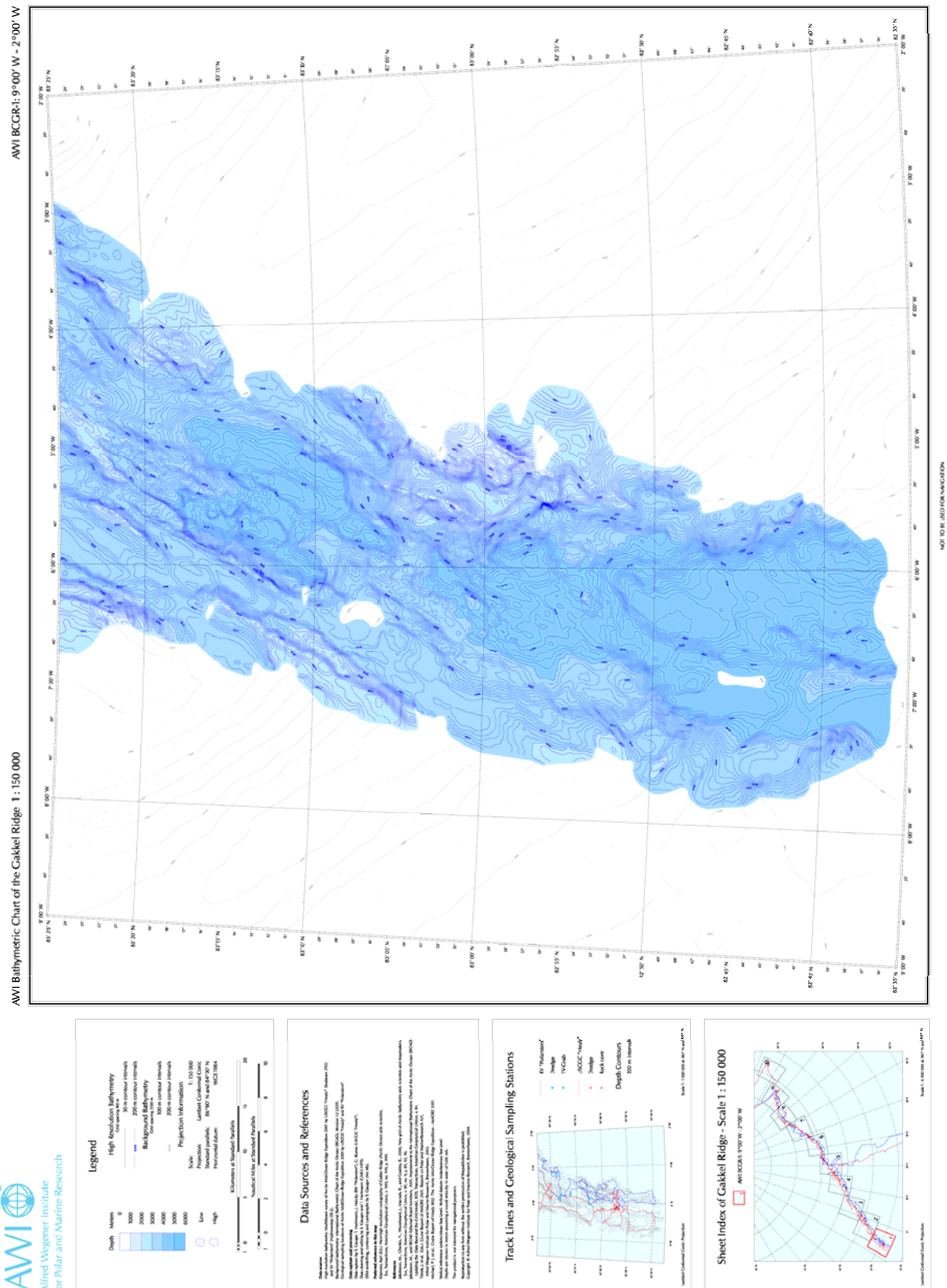


Abb. A.1: Exemplarische Darstellung der AWI Bathymetric Chart of the Gakkel Ridge, Blatt 1 (9° W – 2° W), Maßstab 1:150 000. Konform, konische Lambert-Projektion mit Standardparallelen bei 84°N und 86°N. Im Vordergrund: farbige, hochaufgelöste AMORE-Bathymetrie mit 100 m Rasterweite und 50 m-Konturlinien. Im Hintergrund: Bathymetrie der IBCAO 1.0 mit 2500 m Rasterweite und 100 m-Konturlinien (GAUGER et al., 2002b; GAUGER, 2002 & 2004).

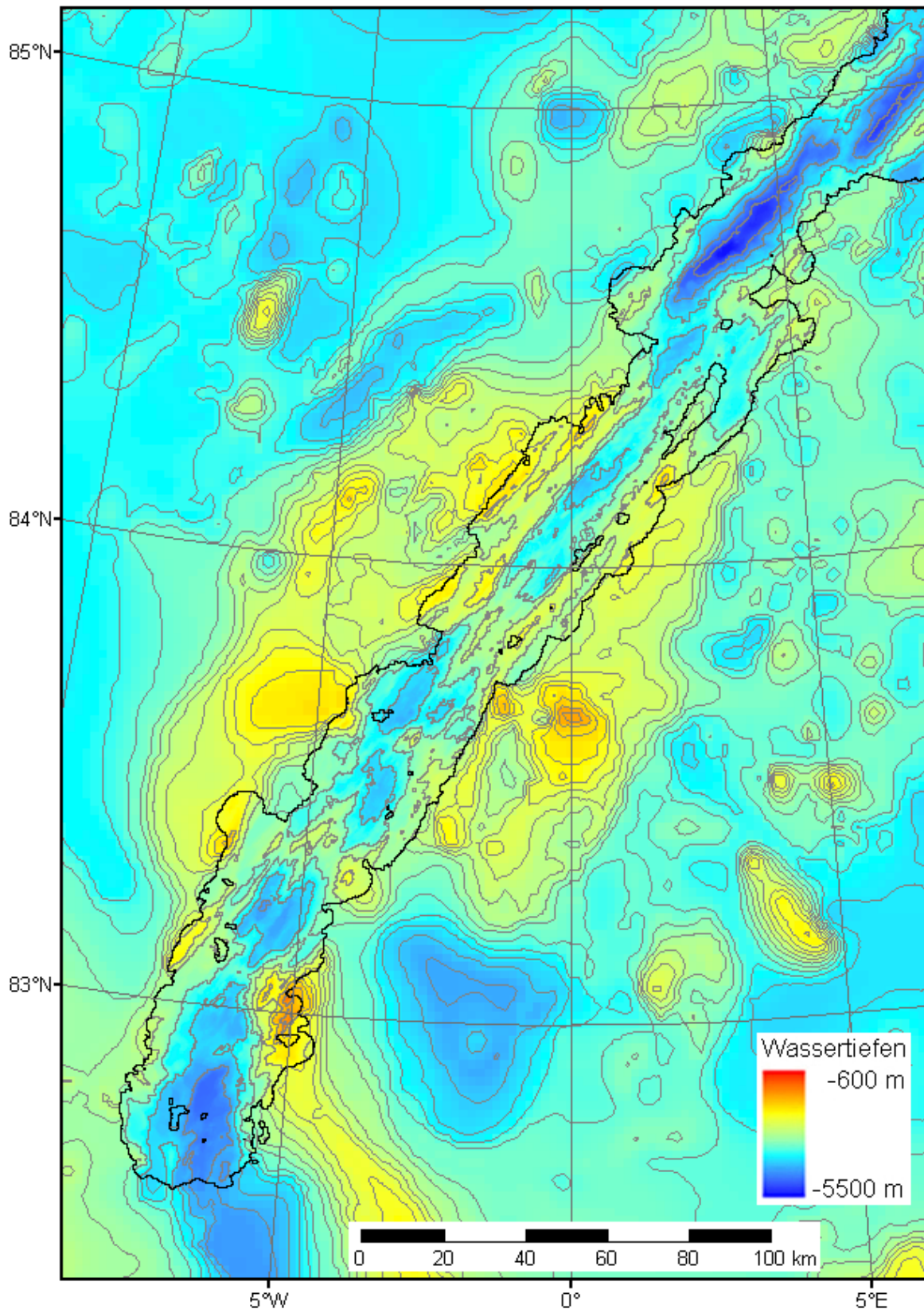


Abb. A.2: Schwarz umrandetes Gebiet: AMORE-Bathymetrie des Gakkel-Rückens (7° W – 7° E) mit 100 m Rasterweite und 500 m-Konturlinien. Im Hintergrund: aktualisierte Bathymetrie der IBCAO 2.0 mit 2000 m Rasterweite und 200 m-Konturlinien. Man beachte im Vergleich zur IBCAO 1.0 (Abb. 3.24b, S. 88) die deutlich bessere Anpassung der beiden Datensätze an den Modellrändern.

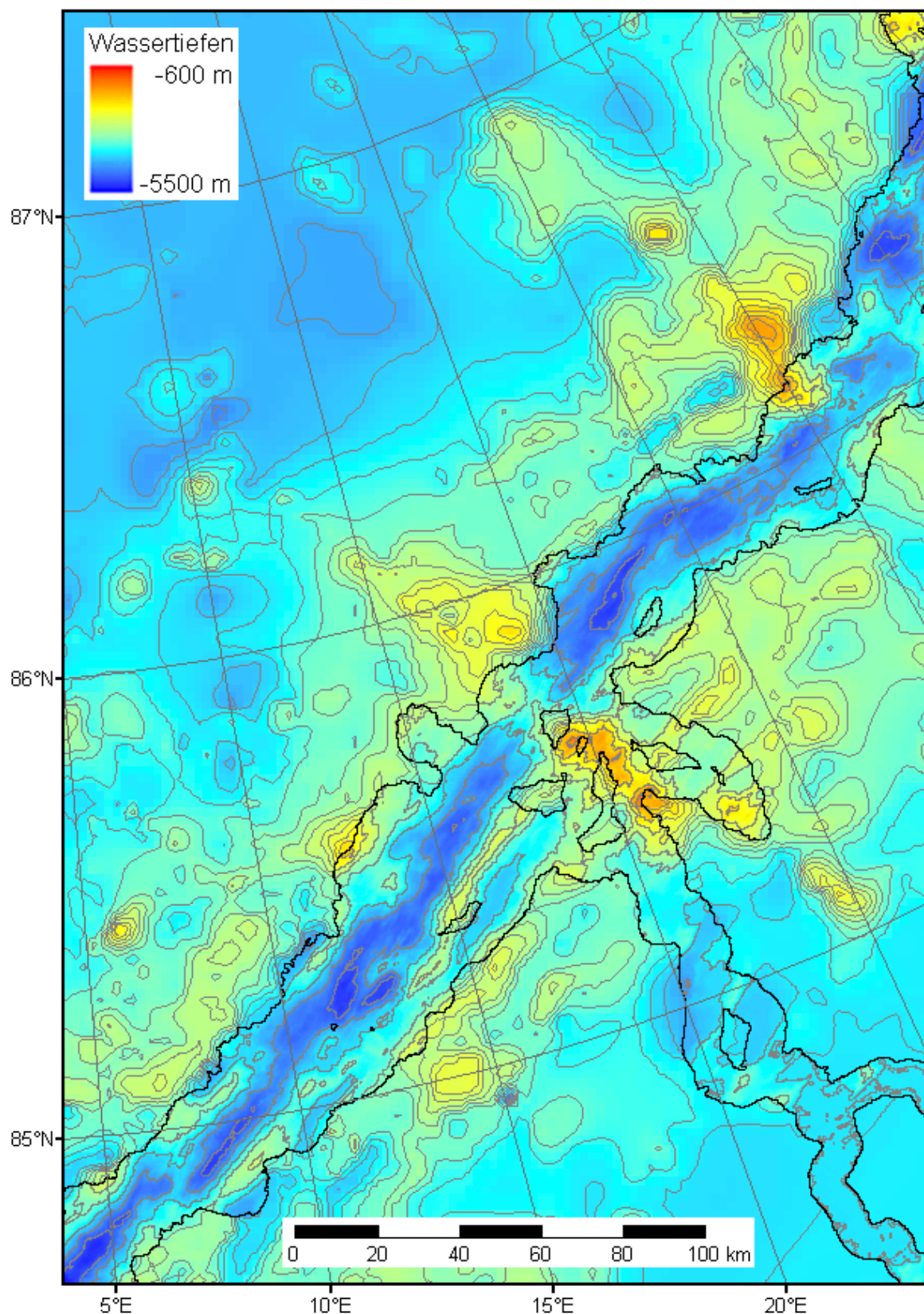


Abb. A.3: Schwarz umrandetes Gebiet: AMORE-Bathymetrie des Gakkel-Rückens (5° E – 35° E) mit 100 m Rasterweite und 500 m-Konturlinien. Im Hintergrund: aktualisierte Bathymetrie der IBCAO 2.0 mit 2000 m Rasterweite und 200 m-Konturlinien. Man beachte im Vergleich zur IBCAO 1.0 (Abb. 3.25b, S. 90) die deutlich bessere Anpassung der beiden Datensätze an den Modellrändern.

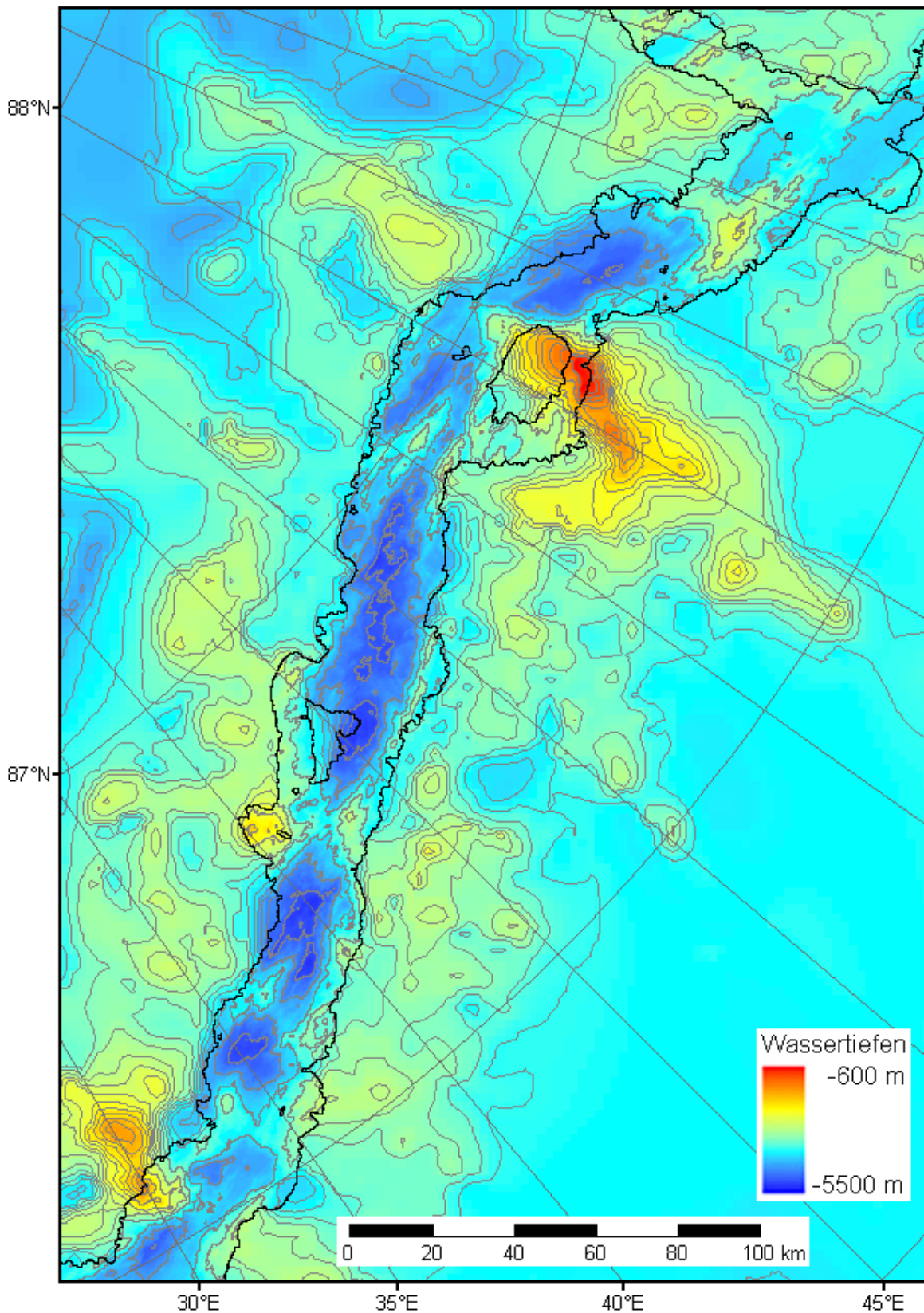


Abb. A.4: Schwarz umrandetes Gebiet: AMORE-Bathymetrie des Gakkel-Rückens (30° E – 75° E) mit 100 m Rasterweite und 500 m-Konturlinien. Im Hintergrund: aktualisierte Bathymetrie der IBCAO 2.0 mit 2000 m Rasterweite und 200 m-Konturlinien. Man beachte im Vergleich zur IBCAO 1.0 (Abb. 3.26b, S. 92) die deutlich bessere Anpassung der beiden Datensätze an den Modellrändern.

Anhang B: Klassifizierung des Meeresbodens

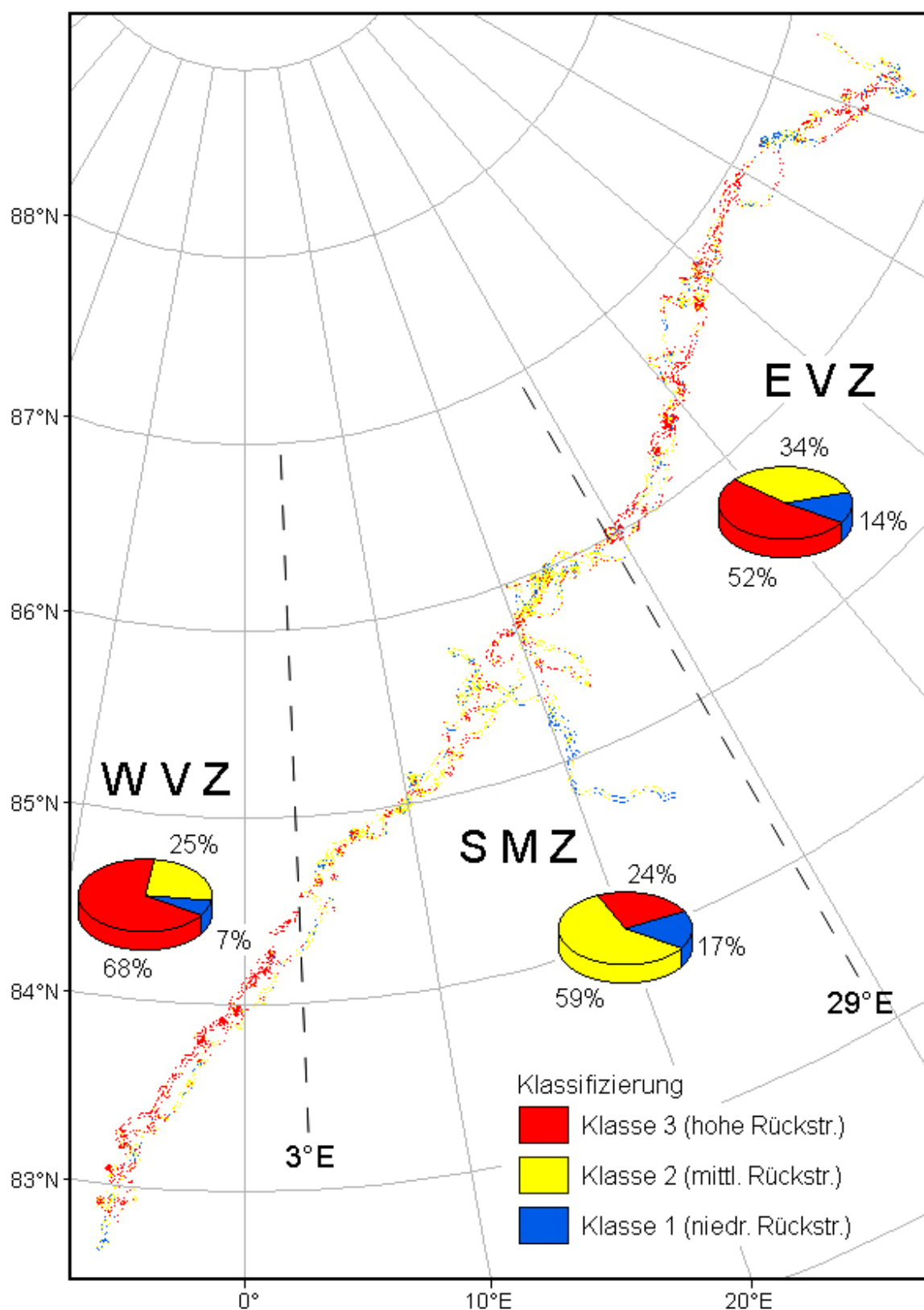


Abb. B.1: Klassifizierung des Meeresbodens entlang des Gakkel-Rückens mit einfallswinkelabhängigen Rückstreudaten

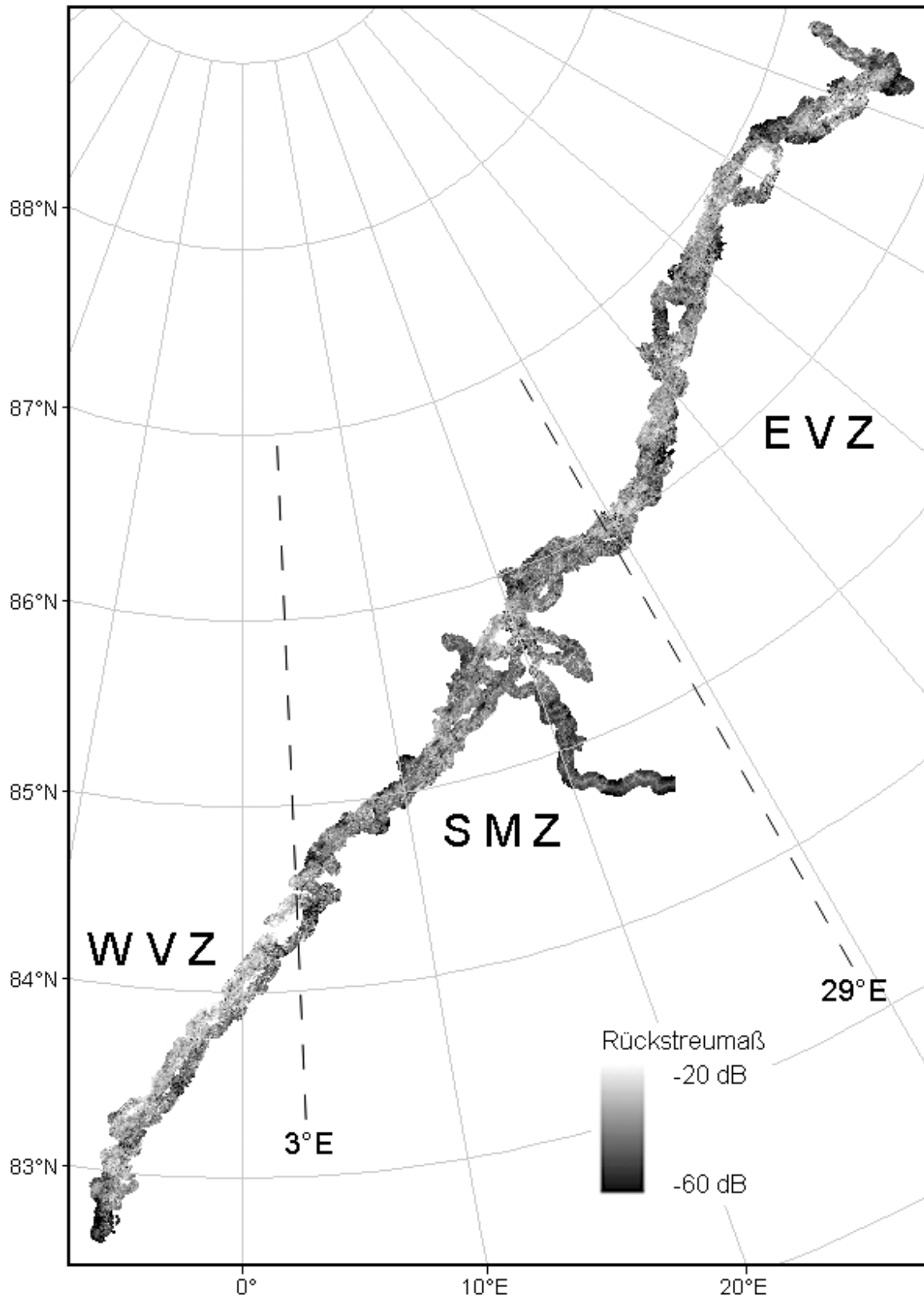


Abb. B.2: Beampattern-korrigiertes und einfallswinkelnormiertes Rückstreumaß entlang des Gakkel-Rückens

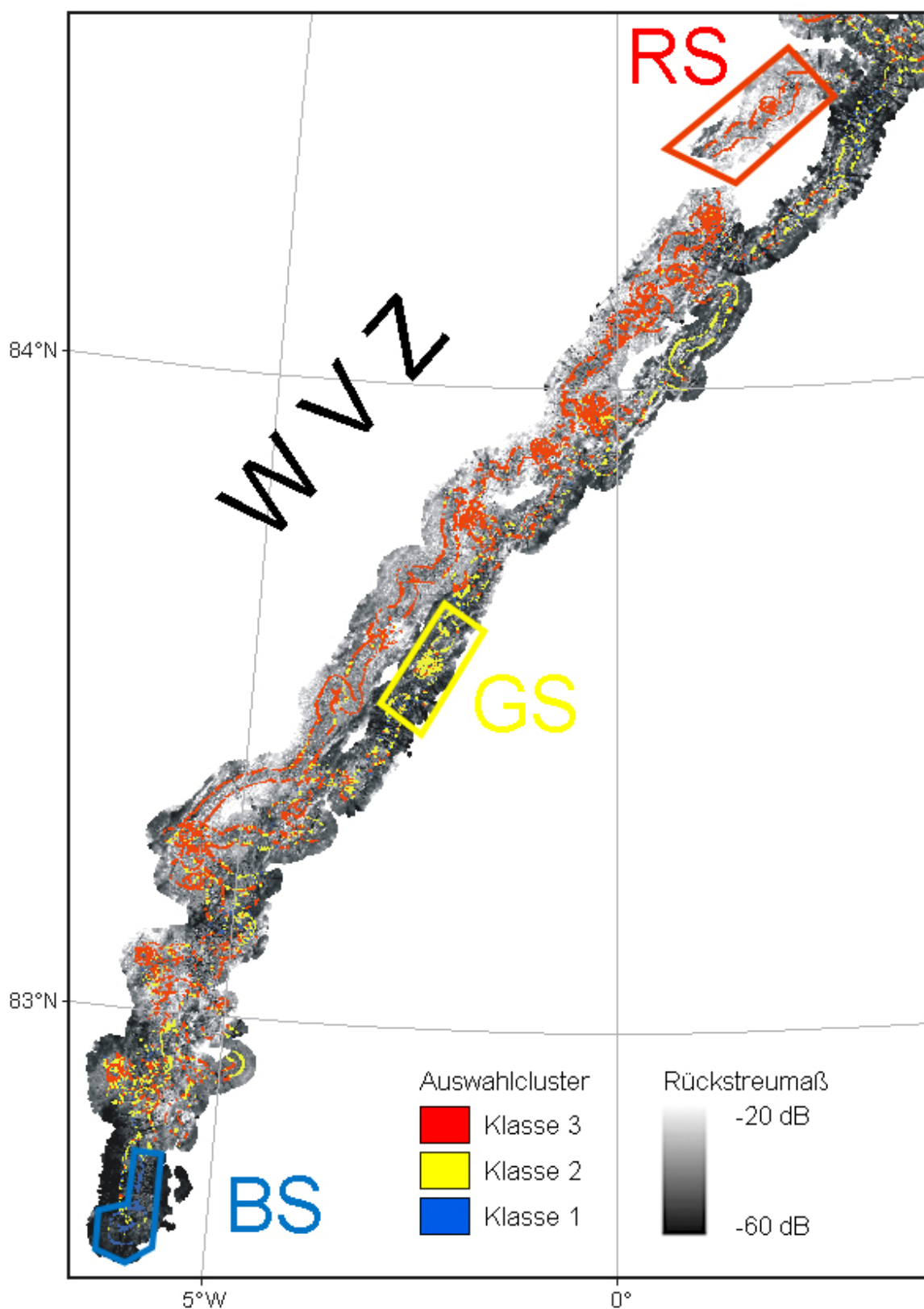


Abb. B.3: Überprüfung des Klassifizierungsergebnisses in den Clustern RS, GS und BS, welche hauptsächlich den Klassen 3 (hohe Rückstreuung), 2 (mittlere Rückstreuung) und 1 (niedrige Rückstreuung) zugeordnet wurden. Im Vordergrund: klassifizierter Meeresboden in der WVZ. Im Hintergrund: Beampattern-korrigiertes und einfallswinkelnormiertes Rückstreumaß.

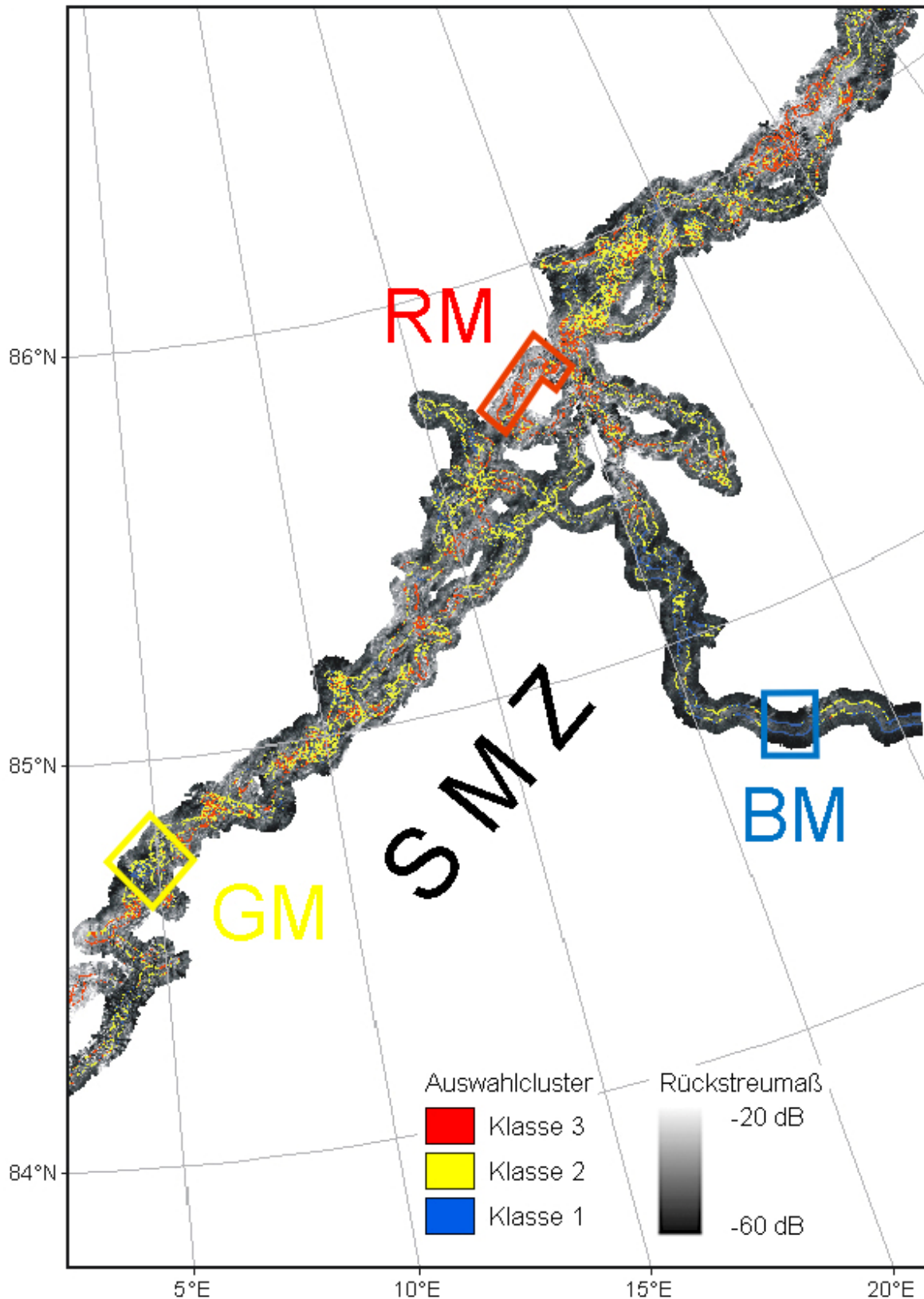


Abb. B.4: Überprüfung des Klassifizierungsergebnisses in den Clustern RM, GM und BM, welche hauptsächlich den Klassen 3 (hohe Rückstreuung), 2 (mittlere Rückstreuung) und 1 (niedrige Rückstreuung) zugeordnet wurden. Im Vordergrund: klassifizierter Meeresboden in der SMZ. Im Hintergrund: Beampattern-korrigiertes und einfallswinkelnormiertes Rückstreumaß.

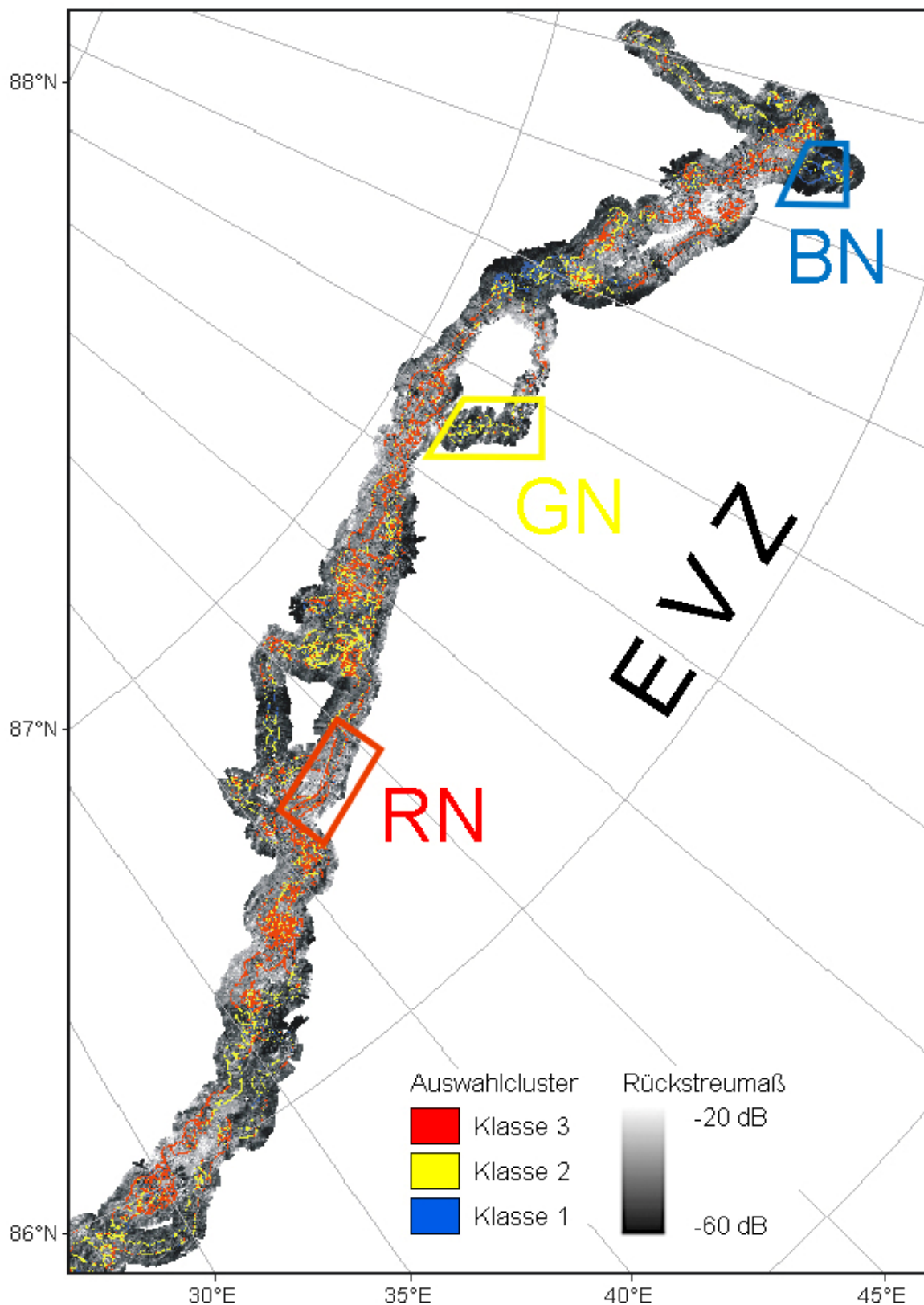


Abb. B.5: Überprüfung des Klassifizierungsergebnisses in den Clustern RN, GN und BN, welche hauptsächlich den Klassen 3 (hohe Rückstreuung), 2 (mittlere Rückstreuung) und 1 (niedrige Rückstreuung) zugeordnet wurden. Im Vordergrund: klassifizierter Meeresboden in der EVZ. Im Hintergrund: Beampattern-korrigiertes und einfallswinkelnormiertes Rückstreumaß.

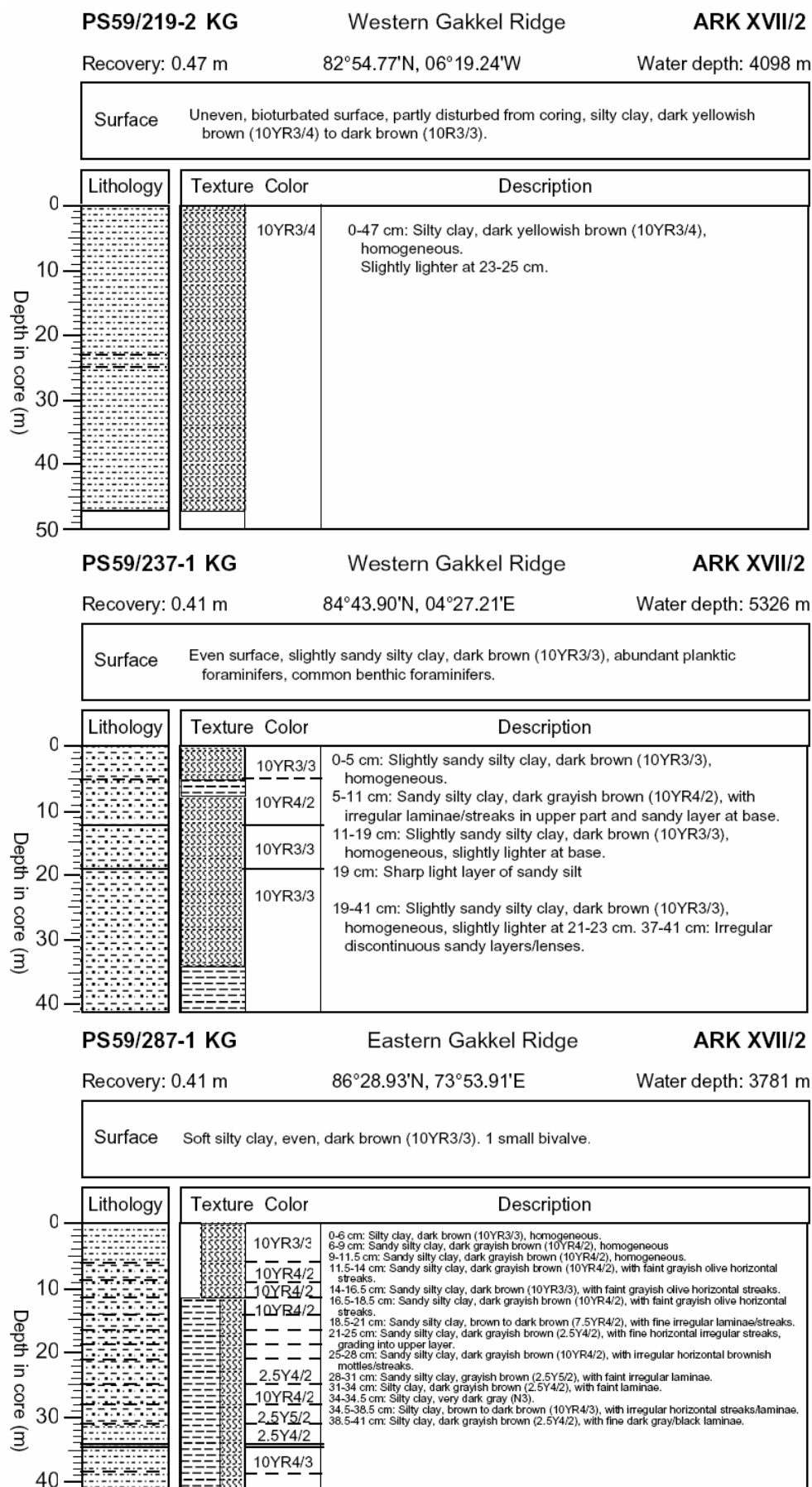


Abb. C.2: Beschreibung für Sedimentkerne PS59/219-2, PS59/237-1, PS59/287-1 (mod. SPIELHAGEN, 2003)

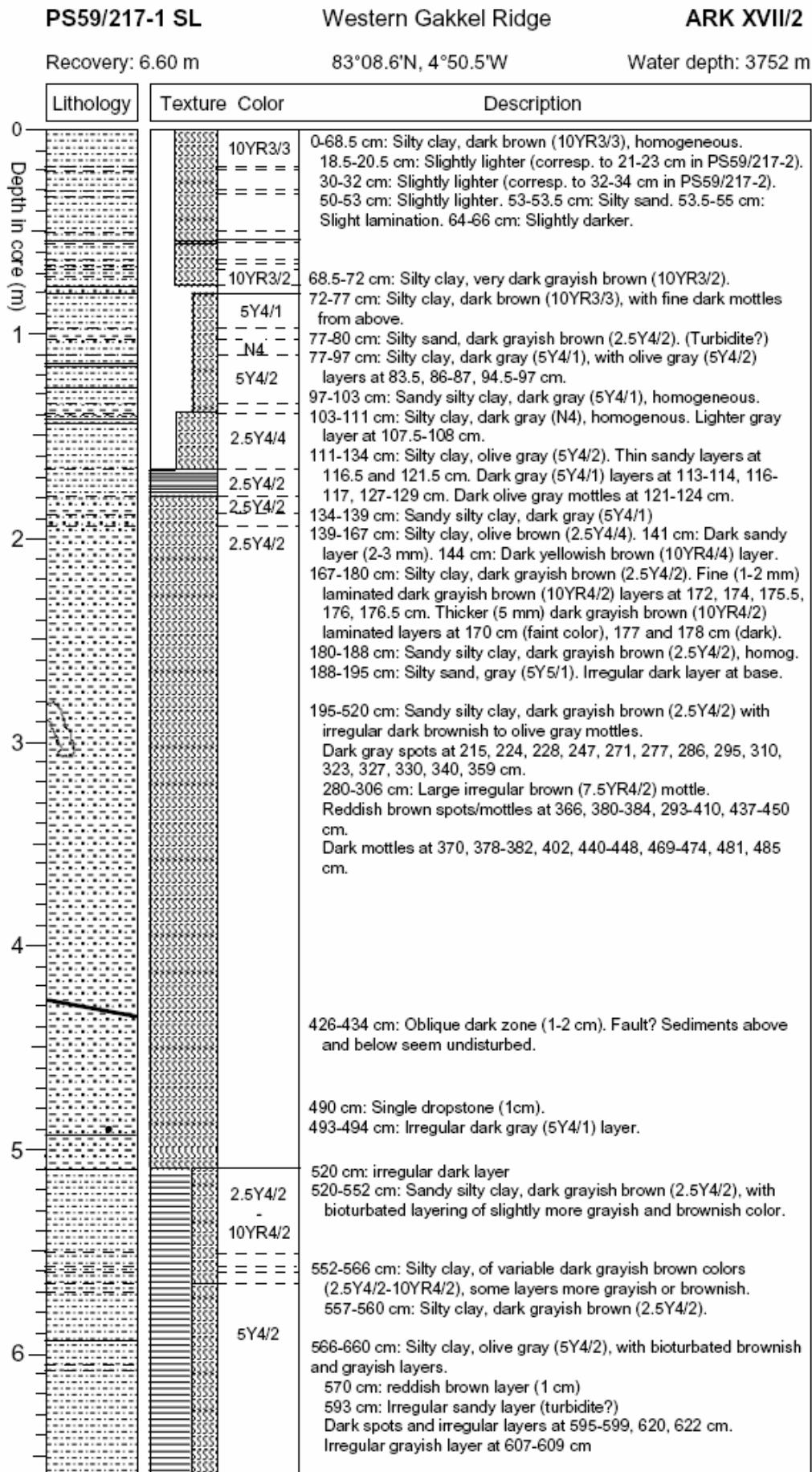


Abb. C.3: Beschreibung für Sedimentkern PS59/217-1 (mod. SPIELHAGEN, 2003)

PS59/277-1 SL

Eastern Gakkel Ridge

ARK XVIII/2

Recovery: 3.40 m

86°17.84'N, 72°38.35'E

Water depth: 4074 m

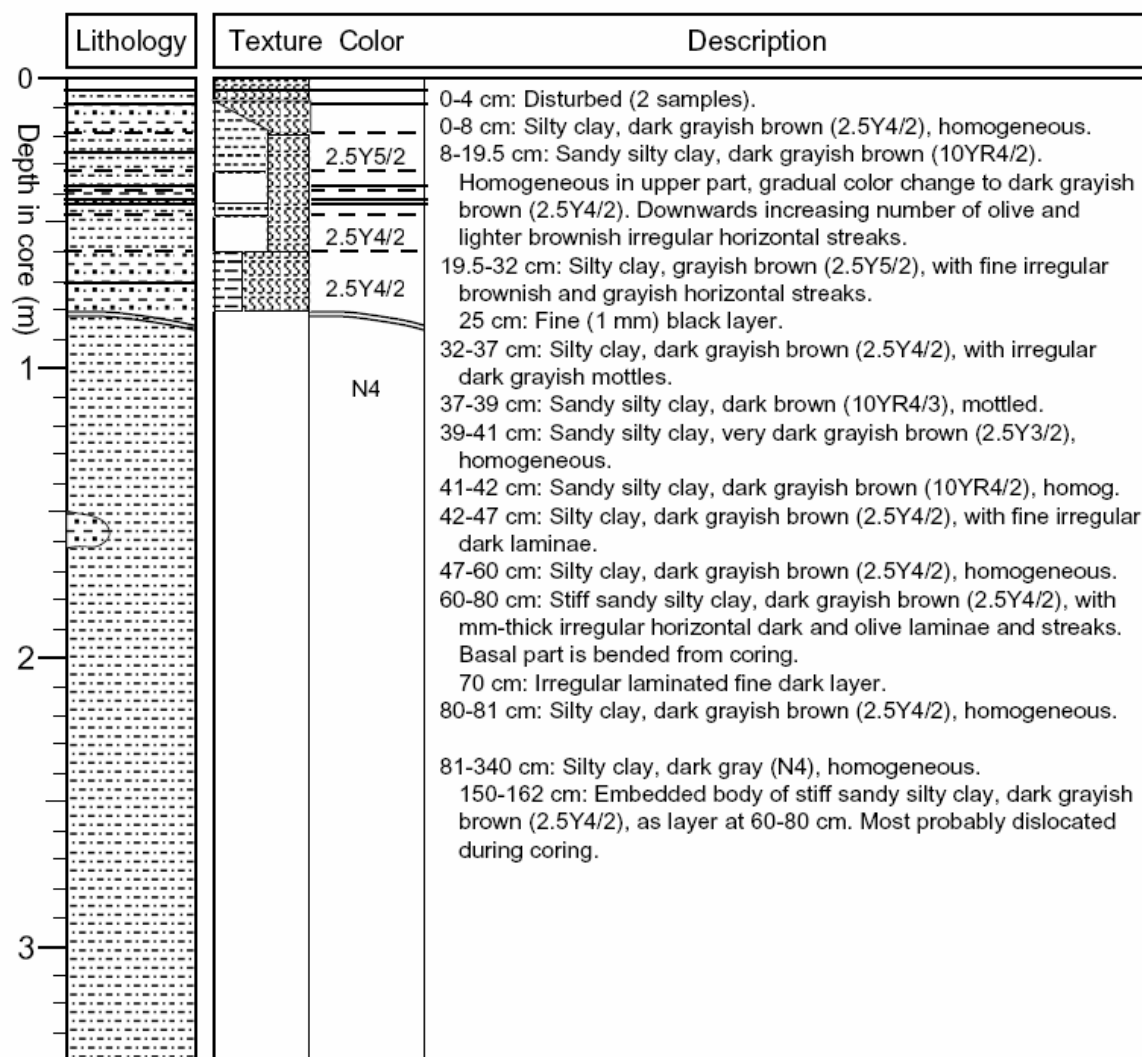


Abb. C.4: Beschreibung für Sedimentkern PS59/277-1 (mod. SPIELHAGEN, 2003)

PS59/283-1 SL

Eastern Gakkel Ridge

ARK XVII/2

Recovery: 4.80 m

87°03.31'N, 76°39.72'E

Water depth: 4084 m

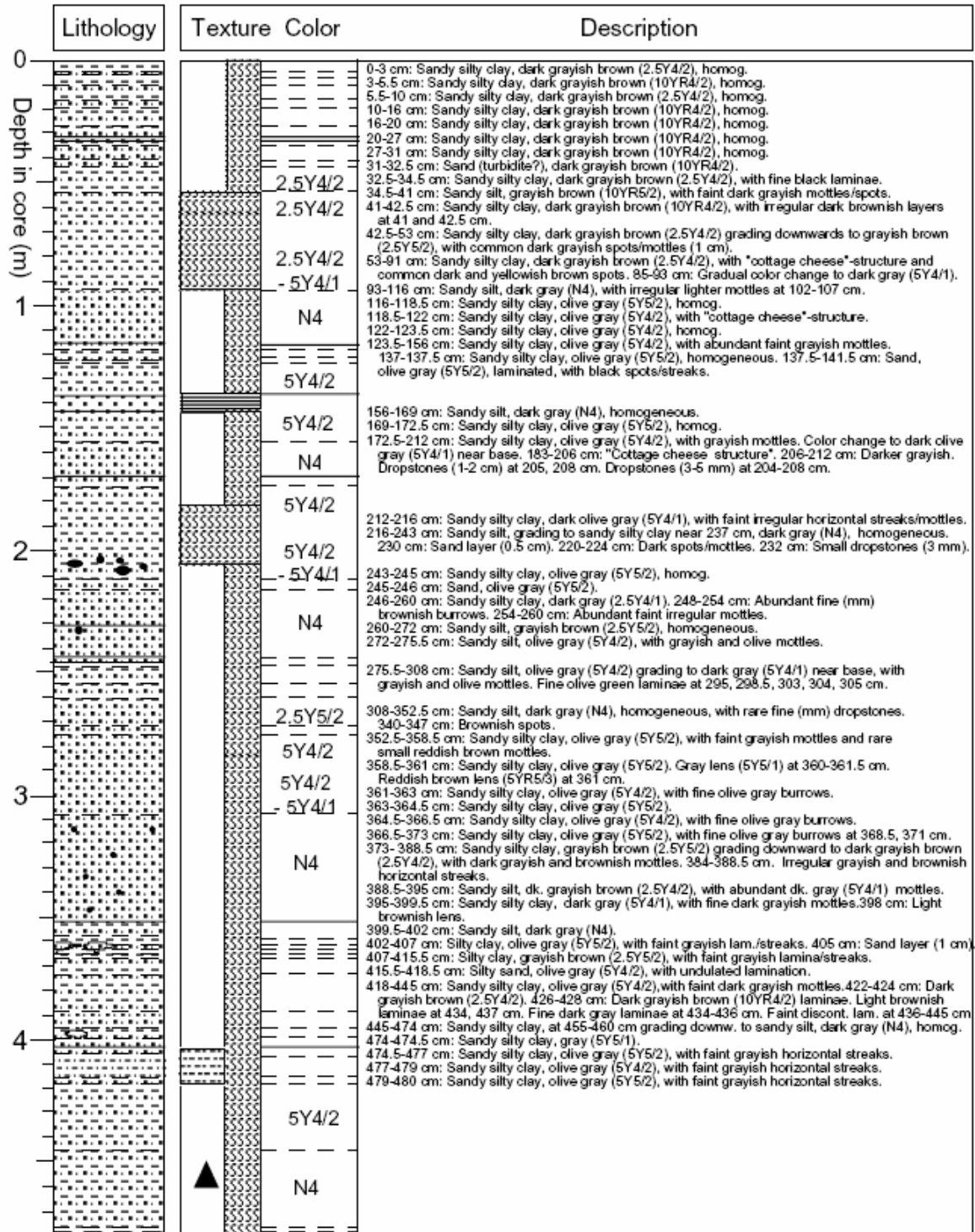


Abb. C.5: Beschreibung für Sedimentkern PS59/283-1 (mod. SPIELHAGEN, 2003)

PS59/287-3 SL

Eastern Gakkel Ridge

ARK XVII/2

Recovery: 2.63 m

86°28.84'N, 74°11.54'E

Water depth: 3789 m

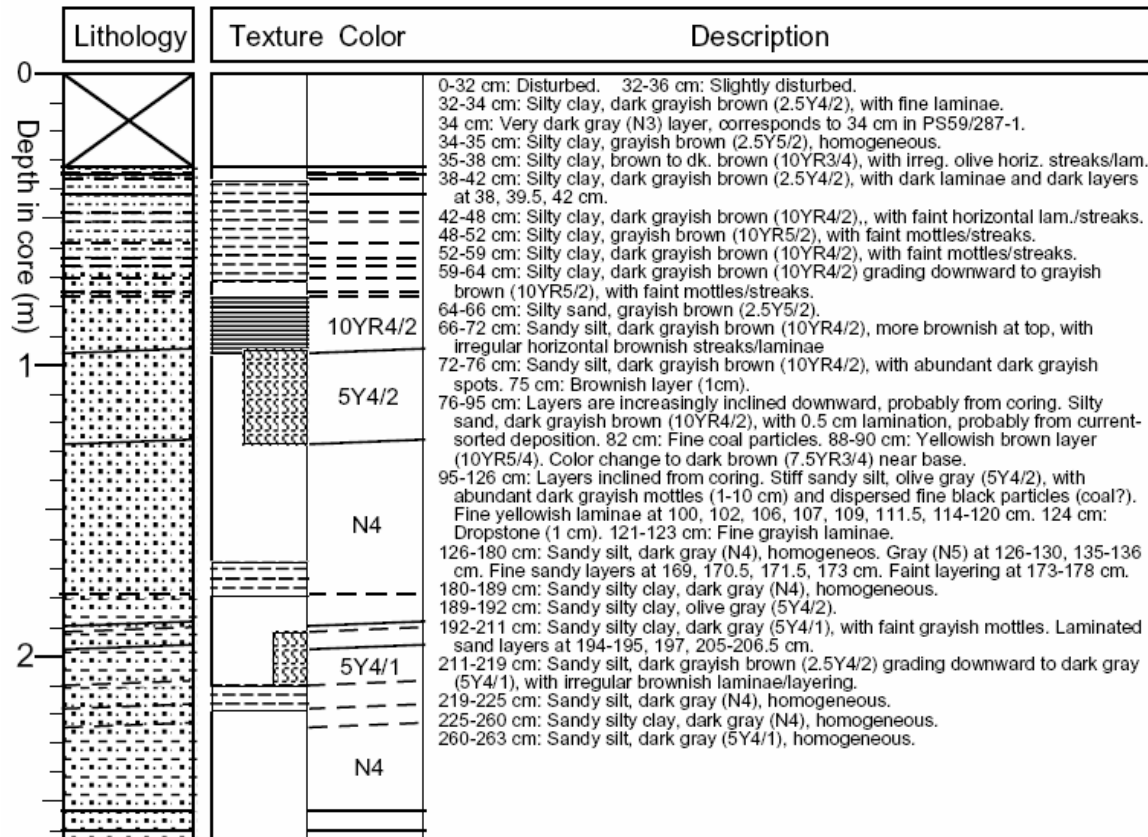


Abb. C.6: Beschreibung für Sedimentkern PS59/287-3 (mod. SPIELHAGEN, 2003)

Literaturverzeichnis

Literaturhinweise, welche die Namen von Autoren, Firmen, Institutionen oder sonstigen Quellen im Text benennen, erscheinen in Großbuchstabenschrift mit Kapitälchen.

- AWI (2001a)
Expeditionsprogramm Nr. 60, FS *Polarstern*, ARK XVII/1 und ARK XVII/2 (AMORE) 2001, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- AWI (2001b)
Foto, aufgenommen aus einem Helikopter während der AMORE-Expedition, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- AWI (2008)
FS *Polarstern* – ein schwimmendes Großlabor, <http://www.awi.de/de/infrastruktur/schiffe/polarstern>
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- AARI (2002)
Short Biography of Yakov Gakkel, documentation obtained from the archives of the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI), St. Petersburg, Russia
- ARGUS, D. F. & R. G. GORDON (1990)
Pacific-North American plate motion from very long baseline interferometry, compared with motion inferred from magnetic anomalies, transform faults and earthquake slip vectors, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. B11, pp. 17, 315-317, 324
- ARGUS, D. F. & R. G. GORDON (1991)
No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophysical Research Letters*, Vol. 18, No. 11, pp. 2039-2042
- ATLAS (1988)
Atlas Hydrosweep DS, Hydrographic Multibeam Deep Sea Sweeping Echosounder System, System Description, Krupp Atlas Elektronik GmbH, Bremen
- ATLAS (1989)
Atlas Parasound, Operating Instructions, Krupp Atlas Elektronik GmbH, Bremen
- ATLAS (1993a)
Atlas Hydrosweep DS, Interface Specification, Atlas Elektronik GmbH, Bremen
- ATLAS (1993b)
Lastenheft für die Entwicklung eines Softwarepaketes zur Berechnung der Bodenstromaßverteilung (Backscatter-Koeffizient), Atlas Elektronik GmbH, Bremen
- ATLAS (2006)
Klärung technischer Fragen bezüglich des Fächersonarsystems Hydrosweep DS-2, persönliche Kommunikation mit B. Freking, C. Zwanzig und H. Sand, Atlas Hydrographic GmbH, Bremen
- BAHLBURG, H. & C. BREITKREUZ (2004)
Grundlagen der Geologie, Elsevier/Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg
- BAKER, E. T., H. N. EDMONDS, P. J. MICHAEL, W. BACH, H. J. B. DICK, J. E. SNOW, S. L. WALKER, N. R. BANERJEE & C. H. LANGMUIR (2004)
Hydrothermal venting in magma deserts: The ultraslow-spreading Gakkel and Southwest Indian Ridges, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 5, No. 8, pp. 1-29
- BARRMEYER, J. (1991)
Überprüfung der Kreuzfächer-Kalibrierung bei der Hydrosweep-Fächersonaranlage unter besonderer Berücksichtigung der Tiefseeebene, Diplomarbeit, Fachhochschule, Oldenburg
- BAUER, M. (1992)
Vermessung und Ortung mit Satelliten, 2. Aufl., Wichmann Verlag, Karlsruhe
- BERGMANN, U. (1996)
Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften, Dissertation, Berichte zur Polarforschung, Nr. 183, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven
- BEYER, A., H. W. SCHENKE, M. KLENKE & F. NIEDERJASPER (2003)
High resolution bathymetry of the eastern slope of the Porcupine Seabight, *Marine Geology*, Vol. 198, pp. 27-54
- BEYER, A., B. CHAKRABORTY, H. W. SCHENKE (2005a)
Seafloor classification of the mound and channel provinces of the Porcupine Seabight: an application of the multibeam angular backscatter data, *International Journal of Earth Sciences*, Vol. 96, pp. 11-20

- BEYER, A., RATHLAU, R., SCHENKE, H. W. (2005b)
 Multibeam bathymetry of the Håkon Mosby Mud Volcano, Marine Geophysical Researches, Vol. 26, pp. 61-75
- BEYER, A. (2006)
 Seafloor analysis based on multibeam bathymetry and backscatter data, PhD thesis, Reports on Polar and Marine Research, No. 540, Alfred Wegener Institute, Bremerhaven
- BLONDEL, P. & B. J. MURTON (1997)
 Handbook of Seafloor Sonar Imagery, John Wiley & Sons Ltd. in association with Praxis Publishing Ltd., Chichester, England
- BONATTI, E. (1994)
 Der Erdmantel unter den Ozeanen, Spektrum der Wissenschaft, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, S. 54-62
- BONHAM-CARTER, G. F. (1994)
 Geographic Information Systems for Geoscientists: Modelling with GIS, Computer Methods in the Geosciences, Vol. 13, Pergamon/Elsevier Science Ltd., Kidlington, Great Britain
- BOYLE, F. A & N. P. CHOTIROS (1995a)
 A model for acoustic backscatter from muddy sediments, Journal of the Acoustical Society of America, Vol. 98, No. 1, pp. 525-530
- BOYLE, F. A & N. P. CHOTIROS (1995b)
 A model for high-frequency acoustic backscatter from gas bubbles in sandy sediments at shallow grazing angles, Journal of the Acoustical Society of America, Vol. 98, No. 1, pp. 531-541
- BROZENA, J. M., V. A. CHILDERS, L. A. LAWVER, L. M. GAHAGAN, R. FORSBERG, J. I. FALEIDE & O. ELDHOLM (2003)
 New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for Basin development, Geology, Vol. 31, No. 9, pp. 825-828
- CANDE, S. C. & D. V. KENT (1995)
 Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, Journal of Geophysical Research, Vol. 100, No. B4, pp. 6093-6095
- CARBOTTE, S. M., R. ARKO, D. N. CHAYES, W. HAXBY, K. LEHNERT, S. O'HARA, W. B. F. RYAN, R. A. WEISSEL, T. SHIPLEY, L. GAHAGAN & K. JOHNSON (2004)
 New Integrated Data Management System for Ridge2000 and MARGINS Research, <http://www.marine-geo.org>, EOS Transactions, American Geophysical Union, Vol. 85, No. 51
- CARESS, D. W. & D. N. CHAYES (2001)
 Improved management of large swath mapping datasets in MB-System Version 5, EOS Transactions, Vol. 82 (47), Fall Meeting Supplement, Abstract OS11B-0373, American Geophysical Union, San Francisco, USA
- CARIS (2001)
 CARIS HIPS 5.1 User's Guide, CARIS Geographic Information Systems, Netherlands
- CARIS (2003)
 CARIS HIPS and SIPS 5.4 User's Guide, CARIS Geographic Information Systems, Netherlands
- CARUTHERS, J. W. (1977)
 Fundamentals of Marine Acoustics, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Netherlands
- CHEN, C. T. & F. J. MILLERO (1977)
 Speed of sound in seawater at high pressures, Journal of the Acoustical Society of America, No. 62 (5), pp. 1129-1135
- COCHRAN, J. R., G. J. KURRAS, M. H. EDWARDS & B. J. COAKLEY (2003)
 The Gakkel Ridge: Bathymetry, gravity anomalies, and crustal accretion at extremely slow spreading rates, Journal of Geophysical Research, Vol. 108, No. B2, 2116
- COAKLEY, B. J. & J. R. COCHRAN (1998)
 Gravity evidence of very thin crust at the Gakkel Ridge (Arctic Ocean) Earth and Planetary Science Letters, Vol. 162, pp. 81-95
- DAMUTH, J. E. (1975)
 Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments, Marine Geology, Vol. 18, pp. 17-45
- DAMUTH, J. E. & D. E. HAYES (1977)
 Echo character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes, Marine Geology, Vol. 24, pp. 73-95
- DAMUTH, J. E. (1978)
 Echo character of the Norwegian-Greenland sea: relationship to quaternary sedimentation, Marine Geology, Vol. 28, pp. 1-36

- DAMUTH, J. E. (1980)
Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: A review, *Marine Geology*, Vol. 38, pp. 51-75
- DEMETS, C., R. G. GORDON, D. F. ARGUS & S. STEIN (1990)
Current plate motions, *Geophysical Journal International*, Vol. 101, No. 2, pp. 425-478
- DEMETS, C., R. G. GORDON, D. F. ARGUS & S. STEIN (1994)
Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, No. 20, pp. 2191-2194
- DICK, H. J. B., J. LIN & H. SCHOUTEN (2003)
An ultraslow-spreading class of ocean ridge, *Nature*, Vol. 426, pp. 405-412
- DU, D. & Y. CHEN (2007)
Investigation of the relationship between seafloor echo strength and sediment type – a case study in Jiaozgou Bay, China, *Geo-Marine Letters*, Vol. 27, No. 5, pp. 339-344
- DRACHEV, S. (2002)
Parasound High Resolution Acoustic Profiling, pp. 100-110, in THIEDE, J. (Ed.): *Polarstern Arktis XVII/2*, Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition), Reports on Polar and Marine Research, No. 421, Alfred Wegener Institute, Bremerhaven
- DREWES, H., C. FÖRSTE & C. REIGBER (1992)
Ein aktuelles plattenkinematisches Modell aus Laser- und VLBI-Auswertungen, *Zeitschrift für Vermessungswesen*, Nr. 4, S. 205-214
- DREWES, H. (1998)
Combination of VLBI, SLR and GPS determined station velocities for actual plate kinematic and crustal deformation models, in: FEISSEL, M.: *Geodynamics*, IAG Symposia, Springer-Verlag, Berlin
- EDMONDS, H. N., P. J. MICHAEL, E. T. BAKER, D. P. CONNELLY, J. E. SNOW, C. H. LANGMUIR, H. J. B. DICK, R. MÜHE, C. R. GERMAN & D. W. GRAHAM (2003)
Discovery of abundant hydrothermal venting on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge in the Arctic Ocean, *Nature*, Vol. 421, pp. 252-256
- EDWARDS, M. H., G. J. KURRAS, M. TOLSTOY, D. R. BOHNENSTIEHL, B. J. COAKLEY & J. R. COCHRAN (2001)
Evidence of recent volcanic activity on the ultraslow-spreading Gakkel ridge, *Nature*, Vol. 409, pp. 808-812
- EDWARDS, M. H., R. B. DAVIS & R. M. ANDERSON (2003)
Swath mapping the base of the arctic ice canopy, *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 36, pp. 93-101
- EDWARDS, M. H. & B. J. COAKLEY (2003)
SCICEX Investigations of the Arctic Ocean System, *Chemie der Erde (Geochemistry)*, Vol. 63, pp. 281-328, Urban & Fischer Verlag, München
- ELAC-NAUTIK (2006)
Klärung technischer Fragen zum Seabeam 2112 Fächersonarsystem, persönliche Kommunikation mit K. Kiesel (Klein Associates Inc., USA) und S. Rohde, P. Gimpel (Elac-Nautik GmbH, Kiel)
- ESRI (2006)
Arc/Info Workstation and ArcGIS Desktop Help, Environmental Systems Research Institute (ESRI), Redlands, California, USA
- FEDEN, R. H., P. R. VOGT & H. S. FLEMING (1979)
Magnetic and bathymetric evidence for the “Yermak Hot Spot” northwest of Svalbard in the Arctic Basin, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 44, No. 1, pp. 18-38
- FOFONOFF, N. P. & R. C. MILLARD (1983)
Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, UNESCO technical papers in marine science, No. 44, UNESCO, Paris, France
- FISHER, F. H. & V. P. SIMMONS (1977)
Sound absorption in sea water, *Journal of the Acoustical Society of America*, Vol. 62, No. 3, pp. 558-564
- FRISCH, W. & M. MESCHEDE (2007)
Plattentektonik – Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung, 2. aktualisierte Aufl., Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt
- FÜTTERER, D. K. & SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1992)
Arctic '91. Expedition ARK-VIII/3 of RV *Polarstern* in 1991, Reports on Polar and Marine Research, No. 107, Alfred Wegener Institute, Bremerhaven
- FÜTTERER, D. K. & E. FAHRBACH (2007)
Polarstern. 25 Jahre Forschung in Arktis und Antarktis, Delius Klasing Verlag, Bielefeld
- GAINA, C., W. R. ROEST & R. D. MÜLLER (2002)
Late Cretaceous – Cenozoic deformation of northeast Asia, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 197, pp. 273-286

- GAUGER, S., J. HATZKY, T. HARTMANN, G. KURRAS, J. THIEDE, P. MICHAEL, J. SNOW, R. MÜHE, C. LANGMUIR, W. JOKAT, D. GRAHAM, S. GOLDSTEIN & H. DICK (2001)
Hydrosweep and Seabeam Measurements during the AMORE Expedition to Gakkel Ridge, EOS Transactions AGU, Vol. 82 (47), Fall Meeting Supplement, Abstract OS12C-0441, American Geophysical Union, San Francisco, USA
- GAUGER, S., J. HATZKY & T. HARTMANN (2002a)
Bathymetry, pp. 94-99, in THIEDE, J. (Ed.): *Polarstern* Arktis XVII/2, Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic-Mid Ocean Ridge Expedition), Alfred Wegener Institute, Bremerhaven
- GAUGER, S., T. HARTMANN, J. HATZKY & H. W. SCHENKE (2002b)
Processing, analysing and visualisation of multibeam data from different systems gathered during the AMORE expedition to Gakkel Ridge, HYDRO 2002 – 13th Biennial International Hydrographic Symposium und 17. Hydrographentag der Deutschen Hydrographischen Gesellschaft, Kiel
- GAUGER, S. (2002)
Aufbereitung, Visualisierung und Analyse einer bathymetrischen Vermessung im westlichen Teil des Gakkel-Rückens, Diplomarbeit, Hochschule für Angewandte Wissenschaften, Hamburg
- GAUGER, S. (2003)
Bericht zur Abschätzung des Tiefenfehlers, der durch die fehlerhafte Funktion des Bewegungssensors des Sonarsystems Seabeam 2112 hervorgerufen wird, Fielax GmbH, Bremerhaven
- GAUGER, S. (2004)
Bericht zur Erstellung bathymetrischer Karten des Gakkel-Rückens (AWI Bathymetric Chart of the Gakkel Ridge) aus Daten der AMORE-Expedition, Fielax GmbH, Bremerhaven
- GAUGER, S. (2006)
Bericht zur Analyse von CTD-Daten und Schallgeschwindigkeitsprofilen der Expedition ARK XVII/2, Fielax GmbH, Bremerhaven
- GIBS (2002)
Sichtbarkeitsberechnungen für GPS und GLONASS, GPS-Informations- und Beobachtungssystem (GIBS), <http://gibs.leipzig.ifag.de/cgi-bin>, Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, Leipzig
- GFZ (2005)
Site Velocities from seven years of GPS data, http://www.gfz-potsdam.de/pb1/pg1/index_S11.html
GeoForschungsZentrum Potsdam
- GOODCHILD, M. F. (1986)
Spatial Autocorrelation, Catmog 47, Geo Books, Norwich, USA
- GRANT, J. A. & R. SCHREIBER (1990)
Modern swathe sounding and sub-bottom profiling technology for research applications: The Atlas HYDROSWEEP and PARASOUND Systems, Marine Geophysical Researches, Vol. 12, pp. 9-19
- GRIFFITH, D. A. (1987)
Spatial Autocorrelation: A Primer, Resource Publications in Geography, Association of American Geographers, Washington D. C., USA
- GRINDLAY, N. R., J. A. MADSEN, C. ROMMEVAUX-JESTIN & J. SCLATER (1998)
A different pattern of ridge segmentation and mantle Bouguer gravity anomalies along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge (15°30'E to 25°E), Earth and Planetary Science Letters, Vol. 161, pp. 243-253
- HAAS, C., J. BAREISS, G. KUBAS, J. LIESER & S. SCHUSTER (2002)
Ice-Thickness Measurements, pp. 56-67, in THIEDE, J. (Ed.): *Polarstern* Arktis XVII/2, Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition), Reports on Polar and Marine Research, No. 421, Alfred Wegener Institute, Bremerhaven
- HAKE, G., D. GRÜNREICH & L. MENG (2002)
Kartographie, 8. Aufl., Walter de Gruyter Verlag, Berlin
- HASTRUP, O. (1989)
Acoustic bottom reflectivity, Technical Report SR-115, SACLANT Undersea Research Center, La Spezia, Italy
- HATZKY, J. & S. GAUGER (2002)
Analysis of the navigation data of USCGC *Healy* during AMORE 2001, Technical Report for the Hawaii Mapping Research Group, Alfred Wegener Institute and Fielax GmbH, Bremerhaven
- HATZKY, J. & H. W. SCHENKE (2003)
Seafloor Characterisation of the Gakkel Ridge using Multibeam Sonar, Backscatter and Sidescan Data, Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, Abstract 05372, European Geophysical Society, EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France
- HATZKY, J. (2004)
Organic Carbon in Arctic Ocean Sediments: Sources, Variability, Burial, and Paleoenvironmental Significance, pp. 174-176, in STEIN, R. & R. MACDONALD: The organic carbon cycle in the Arctic Ocean, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York

- HATZKY, J. (2005)
Ampère Seamount, pp. 131-132, Arctic Ocean and Its Constituent Seas; Bathymetry and Physiography, pp. 202-206, The Orca Seamount Region, Antarctica, pp. 222-223, in WILLE, P. C.: Sound Images of the Ocean in Research and Monitoring, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
- HEEZEN, B. C. & M. EWING (1961)
Geology of the Arctic, The Mid-Ocean Ridge and its extension through the Arctic Basin, University of Toronto Press, Canada
- HMRG (2001)
Bathymetric Charts from SCICEX 1998 and 1999, Hawaii Mapping Research Group (HMRG), Institute of Geophysics and Planetology, University of Hawaii, Honolulu, USA
http://www.soest.hawaii.edu/hmrg/SCAMP/Archive/Archive_Frame.htm
- HUGHES CLARKE, J. E. (1993)
The Potential for Seabed Classification Using Backscatter from Shallow Water Multibeam Sonars, Proceedings of the Institute of Acoustics, Vol. 15, Part 2, pp. 381-388
- HUGHES CLARKE, J. E. (1994)
Toward Remote Seafloor Classification Using the Angular Response of Acoustic Backscattering: A Case Study from Multiple Overlapping GLORIA Data, IEEE Journal of Oceanic Engineering, Vol. 19, No. 1, pp. 112-127
- IHO (2005)
Manual on Hydrography, Publication M-13, International Hydrographic Organization, electronically published by the International Hydrographic Bureau, Monaco
- IVS (2007)
Fledermaus Reference Manual, Interactive Visualization Systems (IVS), Fredericton, Canada
- JACKSON, D. R., D. P. WINEBRENNER & A. ISHIMARU (1986)
Application of the composite roughness model to high-frequency bottom backscattering, Journal of the Acoustical Society of America, Vol. 79, No. 5, pp. 1410-1422
- JACKSON, D. R. & K. BRIGGS (1992)
High frequency bottom backscattering: roughness vs. sediment volume scattering, Journal of the Acoustical Society of America, Vol. 92, pp. 962-977
- JACKSON, D. R. (1994)
Models for scattering from the seabed, Proceedings Institute of Acoustics, Vol. 16, pp. 161-169
- JACKSON, D. R., K. B. BRIGGS, K. L. WILLIAMS & M. D. RICHARDSON (1996)
Tests of models for high frequency seafloor backscatter, IEEE Journal of Oceanic Engineering, Vol. 21, No. 4, pp. 458-470
- JACOPS, M. (2001)
Analyses of High Resolution Bathymetric Data in the Eltanin Impact Area, Diploma Thesis, Technical University Delft, Netherlands
- JÄHNE, B. (1989)
Digitale Bildverarbeitung, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
- JAKOBSSON, M., N. CHERKIS, J. WOODWARD, R. MACNAB & B. J. COAKLEY (2000)
New Grid of Arctic Bathymetry Aids Scientists and Mapmakers, EOS Transactions, Vol. 81, No. 9, pp. 89, 93, 96, American Geophysical Union, San Francisco, USA
- JAKOBSSON, M. (2001)
Improvement to the International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO): Updating the Data Base and the Grid Model, EOS Transactions, Vol. 82 (47), Fall Meeting Supplement, Abstract OS11B-0371, American Geophysical Union, San Francisco, USA
- JAKOBSSON, M., A. GRANTZ, Y. KRISTOFFERSEN & R. MACNAB (2003)
Physiographic provinces of the Arctic Ocean seafloor, Geological Society of America Bulletin, Vol. 115, No. 12, pp. 1443-1455
- JAKOBSSON, M., R. MACNAB, N. CHERKIS, H. W. SCHENKE & IBCAO EDITORIAL BOARD MEMBERS (2004)
The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean, Research Publication RP-2, World Data Center for Marine Geology & Geophysics, Boulder, Colorado, USA
- JAKOBSSON, M., J. BACKMAN, B. RUDELS, J. NYCANDER, M. FRANK, L. MAYER, W. JOKAT, F. SANGIORI, M. O'REGAN, H. BRINKHUIS, J. KING & K. MORAN (2007a)
The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean, Nature, Vol. 447, pp. 986-990
- JAKOBSSON, M., R. MACNAB, M. H. EDWARDS, H. W. SCHENKE & J. HATZKY (2007b)
Version 2.0 of the International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean: A new Database for Oceanographers and Mapmakers, EOS Transactions, Vol. 88 (52), Fall Meeting Supplement, Abstract OS43A-0984, American Geophysical Union, San Francisco, USA

- JAKOBSSON, M., R. MACNAB, L. MAYER, R. ANDERSON, M. EDWARDS, J. HATZKY, H. W. SCHENKE & P. JOHNSON (2008)
 An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: Implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses, *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, L07602, pp. 1-5
- JIN, S. & W. ZHU (2004)
 A revision of the parameters of the NNR-NUVEL-1A plate velocity model, *Journal of Geodynamics*, Vol. 38, pp. 85-92
- JOHNSON, G. L. (1990)
 Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, *Morphology and Plate Tectonics: The modern Polar Oceans*, Kluwer Academic Publishers, pp. 11-28
- JOKAT, W., E. WEIGELT, Y. KRISTOFFERSEN, T. RASMUSSEN & T. SCHÖNE (1995)
 New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasia Basin, *Geophysical Journal International*, Vol. 122, pp. 378-392
- JOKAT, W. & SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1999)
 Arctic '98: The Expedition ARK-XIX/1 of RV *Polarstern* in 1998, Reports on Polar and Marine Research, No. 308, Alfred Wegener Institute, Bremerhaven
- JOKAT, W., O. RITZMANN, M. C. SCHMIDT-AURSCH, S. DRACHEV, S. GAUGER & J. SNOW (2003a)
 Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge, *Nature*, Vol. 423, pp. 962-965
- JOKAT, W. (2003)
 Feuer und Eis am Pol, S. 53-55, *Zweijahresbericht (2002, 2003) des Alfred-Wegener-Institutes für Polar- und Meeresforschung*, Bremerhaven
- JOKAT, W. & U. MICKSCH (2004)
 Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen Basin, *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L02603, pp. 1-4
- JOKAT, W. & M. C. SCHMIDT-AURSCH (2007)
 Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean
Geophysical Journal International, Vol. 168, pp. 983-998
- JONG, C. D. DE, G. LACHAPELLE, S. SKONE & I. A. ELEMA (2002)
 Hydrography, *Series on Mathematical Geodesy and Positioning*, Delft University Press, Netherlands
- KARASIK, A. M. (1968)
 Magnetic anomalies of the Gakkel Ridge and origin of The Eurasia Subbasin of the Arctic Ocean, *Geophysical Methods Prospect Arctic*, No.5, pp. 8-19
- KARASIK, A. M. (1974)
 The Eurasia Basin of the Arctic Ocean from the point of view of plate tectonics, *Nauchno. Issled. Inst. Geol. Arktiki*, pp. 23-31
- KENT, D.V. & F. M. GRADSTEIN (1986)
 A Jurassic to recent chronology, in VOGT, P. R. & B. E. TUCHOLKE (Eds.): *The Geology of North America, The Western North Atlantic Region*, Vol. M, Geological Society of America, Boulder, USA, pp. 45-50
- KIAER, H. (1906)
 The Norwegian North Polar Expedition 1893-1896, *Thalamophora of the bottom deposits and mud from the ice surface*, Longmans, Green & Co., New York, USA
- KLEIN, E. M. (2003)
 Spread thin in the Arctic, *Nature*, Vol. 423, pp. 932-933
- KLENKE, M. & H. W. SCHENKE (2003)
 A new bathymetric model of the central Fram Strait, *Marine Geophysical Researches*, No. 23, pp. 367-378
- KOVACS, L. C. & P. R. VOGT (1982)
 Depth-to-magnetic source analysis of the Arctic Ocean region, *Tectonophysics*, Vol. 89, pp. 255-294
- KRISTOFFERSEN, Y. (1982)
 The Nansen Ridge, Arctic Ocean: Some geophysical observations of the rift valley at slow spreading rate, *Tectonophysics*, Vol. 89, pp. 161-172
- KRISTOFFERSEN, Y. (1990)
 Eurasia Basin, pp. 365-378, in: GRANTZ, A., L. JOHNSON & J. F. SWEENEY (Eds.): *The Arctic Ocean Region (The Geology of North America)*, Vol. L, Geological Society of America, Boulder, USA
- KRISTOFFERSEN, Y. (2000)
 The Eurasia Basin: An Update from a Decade of Geoscientific Research, *Polarforschung*, Vol. 68, pp. 11-18

- KUHN, G. & M. WEBER (1993)
Acoustical characterization of sediments by Parasound and 3.5 kHz systems: Related sedimentary processes on the southeastern Weddell Sea continental slope, Antarctica, *Marine Geology*, Vol. 113, pp. 201-217
- KURRAS, G. J., M. H. EDWARDS, R. M. ANDERSON, P. MICHAEL, J. R. COCHRAN & B. J. COAKLEY (2001a)
Comparison of Seabeam 2112 and SCAMP bathymetry data along the Gakkel Ridge: Preliminary mapping results from the *Healy* 0102 Arctic cruise, Abstract, OCEAN 2001 proceedings
- KURRAS, G., S. GAUGER, P. MICHAEL, J. THIEDE, H. DICK, S. GOLDSTEIN, T. HARTMANN, J. HATZKY & C. LANGMUIR (2001b)
Axial Valley Morphology of the Gakkel Ridge [8°W-88°E]: Seabeam and Hydrosweep Bathymetry from the Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition (AMORE 2001), *EOS Transactions*, Vol. 82 (47), Fall Meeting Supplement, Abstract T11B-0855, American Geophysical Union, San Francisco, USA
- LABORATOIRE DSM (1968)
Aide Memoire d'Acoustique Sous-Marine, Laboratoire D.S.M. du Brusuc, Marine Nationale Detection Sous-Marine, Le Brusuc, Frankreich
- LURTON, X. (2002)
An Introduction to Underwater Acoustics, Springer-Verlag (Berlin) in association with Praxis Publishing, Chichester, United Kingdom
- LILLESAND, T. M. & R. W. KIEFER (1994)
Remote Sensing and Image Interpretation, John Wiley & Sons, New York, USA
- MALINVERNO, A. (1991)
Inverse square-root dependance of mid-ocean ridge flank roughness on spreading rate, *Nature*, Vol. 352, pp. 58-60
- MALINVERNO, A. & P. COWIE (1993)
Normal faulting and the topographic roughness of mid-ocean ridge flanks, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, pp. 17921-17939
- MATHSOFT (2001)
Elektronisches Handbuch zur Mathcad-Software, MathSoft Inc., Cambridge, Massachusetts, USA
- MEDWIN, H. (1975)
Speed of sound in water: A simple equation for realistic parameters, *Journal of the Acoustical Society of America*, Vol. 58, No. 6, pp. 1318-1319
- MEDWIN, H. & C. S. CLAY (1998)
Fundamentals of Acoustical Oceanography, Academic Press, San Diego, USA
- MELLES, M. & G. KUHN (1993)
Sub-bottom profiling and sedimentological studies in the southern Weddell Sea, Antarctica: evidence for large-scale erosional/depositional processes, *Deep-Sea Research I*, Vol. 40, No. 4, pp. 739-760
- MICHAEL, P., J. THIEDE, C. LANGMUIR, W. JOKAT, H. DICK, J. SNOW, D. GRAHAM, E. WEIGELT, S. GOLDSTEIN, R. MÜHE, H. EDMONDS, O. RITZMANN, G. KURRAS, A. BÜCHL, L. KUHNZ, S. GAUGER, K. LEHNERT, M. SCHMIDT-AURSCH, J. STANDISH, T. SCHMIDT, J. BRODA, B. SCHRAMM, J. HATZKY & G. SOFFER (2001)
Results of the Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition (AMORE 2001) – Seafloor Spreading at the Top of the World, *InterRidge News*, Vol. 10(2), pp. 57-60, Tokyo, Japan
- MICHAEL, P., C. LANGMUIR & H. DICK (2003a)
The Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition (AMORE 2001), Cruise Report of *Healy* 0102, University of Tulsa, Oklahoma, USA
- MICHAEL, P. J., C. H. LANGMUIR, H. J. B. DICK, J. E. SNOW, S. L. GOLDSTEIN, D. W. GRAHAM, K. LEHNERT, G. KURRAS, W. JOKAT, R. MÜHE & H. N. EDMONDS (2003b)
Magmatic and amagmatic seafloor generation of the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean, *Nature*, Vol. 423, pp. 956-961
- MITCHELL, N. C. (1993)
Comment on the mapping of iron-manganese nodule fields using reconnaissance sonars such as GLORIA, *Geo-Marine Letters*, Vol. 13, pp. 244-247
- MOURAD, P. D. & D. R. JACKSON (1989)
High frequency sonar equation models for bottom backscatter and forward loss, *Proceedings OCEANS '89*, Vol. 4, pp. 1168-1175
- MOUSTIER, C. DE & D. ALEXANDROU (1991)
Angular dependence of 12-kHz seafloor acoustic backscatter, *Journal of the Acoustical Society of America*, Vol. 90, No. 1, pp. 522-531

- MPL (1991)
 Derivation of Seafloor Acoustic Backscattering Strength from Data recorded with the Hydrosweep DS Echo-Sounder using the NRGCOR Software Package, Marine Physical Laboratory (MPL), Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California, USA
- MÜLLER, R. D., W. R. ROEST, J. Y. ROYER & L. M. GAHAGAN & J. G. SCLATER (1993)
 A digital age map of the ocean floor, SIO Reference Series, No. 93-30, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California, USA
- MÜLLER, R. D., W. R. ROEST, J. Y. ROYER, L. M. GAHAGAN & J. G. SCLATER (1997)
 Digital isochrons of the world's ocean floor, Journal of Geophysical Research, Vol. 102, No. B2, pp. 3211-3214
- MÜLLER, C. & W. JOKAT (2000)
 Seismic evidence for volcanic activity discovered in central Arctic, EOS Transactions, Vol. 81, No. 24, pp. 265-269, American Geophysical Union, San Francisco, USA
- NANSEN, F. (1906)
 The Norwegian North Polar Expedition 1893-1896, Longmans, Green & Co., New York, USA
- NIELSEN, R. O. (1991)
 Sonar Signal Processing, Artech House, Norwood, Massachusetts, USA
- NIEMEIER, W. (2002)
 Ausgleichsrechnung, Walter de Gruyter Verlag, Berlin
- PRESS, F. & R. SIEVER (2003)
 Allgemeine Geologie, Einführung in das System Erde, 3. Aufl., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin
- RACHOR, E. & SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1997)
 Scientific Cruise Report of Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV *Polarstern* in 1995, Reports on Polar and Marine Research, No. 226, Alfred Wegener Institute, Bremerhaven
- RICHARDS, J. A. & X. JIA (1999)
 Remote Sensing Digital Image Analysis, 3. ed., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
- RITZMANN, O. & W. JOKAT (2003)
 Crustal structure of northwestern Svalbard and the adjacent Yermak Plateau: evidence for Oligocene detachment tectonics and non-volcanic breakup, Geophysical Journal International, Vol. 152, pp. 139-159
- ROBBINS, J. W., D. E. SMITH & C. MA (1993)
 Horizontal crustal deformation and large scale plate motions inferred from space geodetic techniques, in: SMITH, D. E. & D. L. TURCOTTE (Eds.): Contributions of Space Geodesy and Geodynamics: Crustal Dynamics, Geodynamics Series, Vol. 23, pp. 21-36, American Geophysical Union, Washington D. C., USA
- ROSS, D. (1976)
 Mechanics of Underwater Noise, Pergamon Press, New York, USA
- SAUTER, D., V. MENDEL, C. ROMMEVAUX-JESTIN, L. M. PARSON, H. FUJIMOTO, C. MÉVEL, M. CANNAT & K. TAMAKI (2004)
 Focused magmatism versus amagmatic spreading along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge: Evidence from TOBI side scan sonar imagery, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Vol. 5, No. 10, pp. 1-20
- SAUNDERS, P. M. (1981)
 Practical Conversion of Pressure to Depth, Journal of Physical Oceanography, American Meteorological Society, Vol. 11, No. 4, pp. 573-574
- SCHENKE, H. W. (1990)
 Die Fächersonaranlage Hydrosweep, Ein neues System zur flächenhaften Vermessung des Meeresbodens, Die Geowissenschaften, Nr. 6, S. 161-169
- SCHENKE, H. W. (1992)
 GPS und Fächersonarmessungen mit Hydrosweep auf FS *Polarstern*, Zeitschrift für Vermessungswesen, Sonderheft, S. 599-616
- SCHENKE, H. W. (1993)
 Fächersonarmessungen für geowissenschaftliche Untersuchungen, Zeitschrift für Vermessungswesen, Heft 4, S. 171-187
- SCHENKE, H. W. (1997)
 Erfassung und Auswertung bathymetrischer Vermessungen mit dem Hydrosweep DS-2 Multibeam System, Expeditionsprogramm Nr. 46, FS *Polarstern* – Antarktis XV/1-2, S. 26-29, 62 Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- SCHLINDWEIN, V., C. MÜLLER & W. JOKAT (2005)
 Seismoacoustic evidence for volcanic activity on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean Geophysical Research Letters, Vol. 32, L18306, pp. 1-4

- SCHLINDWEIN, V., C. MÜLLER & W. JOKAT (2007)
Microseismicity of the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean: a pilot study
Geophysical Journal International, Vol. 169, pp. 100-112
- SCHLITZER, R. (1996)
OceanDataView: Programmpaket zur Analyse und Visualisierung ozeanographischer Daten,
<http://odv.awi.de>, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- SCHULKIN, M. & H. W. MARSH (1962)
Sound Absorption in Sea Water, *Journal of the Acoustical Society of America*, Vol. 34, pp. 864-865
- SCHWENK, T. (1998)
Charakterisierung von Oberflächensedimenten mit verschiedenen Echolotsystemen am Beispiel von Hydrosweep- und Parasound-Daten der Expedition ANT XIV/4 (FS *Polarstern*), Diplomarbeit am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen
- SEABEAM (1999)
Seabeam 2100 Multibeam Bathymetric Survey Mapping System, External Interface Specifications, L3-Communications/SeaBeam Instruments, East Walpole, Massachusetts, USA
- SEABEAM (2000)
Multibeam Sonar – Theory of Operation, L3-Communications/SeaBeam Instruments, East Walpole, Massachusetts, USA
- SEEBER (1989)
Satellitengeodäsie, de Gruyter Verlag, Berlin
- SELLA, G. F., T. H. DIXON & A. MAO (2002)
REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy,
Journal of Geophysical Research, Vol. 107, No. B4, 2081
- SMALL, C. (1994)
A global analysis of mid-ocean ridge axial topography,
Geophysical Journal International, Vol. 116, pp. 64-84
- SMALL, C. (1998)
Global Systematics of Mid-Ocean Ridge Morphology, in BUCK, W. R., P. T. DELANEY, J. A. KARSON & Y. LAGABRIELLE (Eds.): *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*, American Geophysical Union, San Francisco, USA, pp. 1-25
- SMITH, W. H. F. & P. WESSEL (1990)
Gridding with a Continuous Curvature Surface in Tension, *Geophysics*, Vol. 55, pp. 293-305
- SMITH, W. H. F. & D. T. SANDWELL (1997)
Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings,
Science, Vol. 277, pp. 1956-1962
- SNOW, J. E. (2002)
Petrogenesis of Crustal Rocks, in THIEDE, J. (Ed.): *Polarstern Arktis XVII/2*, Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic-Mid Ocean Ridge Expedition), Reports on Polar and Marine Research, No. 421, Alfred-Wegener-Institute, Bremerhaven, pp. 118-164
- SNOW, J. E. (2008)
Diskussion zur akustischen Rückstreuung von peridotit-, basalt- und gabbrohaltigen Gesteinen an Mittelozeanischen Rückensystemen, persönliche Kommunikation
- SOHN, R. A., C. WILLIS, S. HUMPHRIS, T. SHANK, H. SINGH, H. N. EDMONDS, C. KUNZ, U. HEDMAN, E. HELMKE, M. JAKUBA, B. LILJEBLADH, J. LINDER, C. MURPHY, K. NAKAMURA, T. SATO, V. SCHLINDWEIN, C. STRANNE, M. TAUSENFREUND, L. UPCHURCH, P. WINSOR, M. JAKOBSSON & A. SOULE (2008)
Explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean,
Nature, Vol. 453, pp. 1236-1238
- SPIELHAGEN, R. (2002)
Sea Floor Sediments, pp. 111- 115, in THIEDE, J. (Ed.): *Polarstern Arktis XVII/2*, Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition), Reports on Polar and Marine Research, No. 421, Alfred Wegener Institute, Bremerhaven
- SPIELHAGEN, R. (2003)
Documentation of sediment cores from *Polarstern* expedition ARK XVII/2,
doi: 10.1594/PANGAEA.115655 – 115663, Abb. zum Teil enthalten in THIEDE, J. (Ed.): *Polarstern Arktis XVII/2*, Cruise Report: AMORE 2001, Reports on Polar and Marine Research, No. 421, AWI Bremerhaven
- SPIEB, V. (1993)
Digitale Sedimentechographie – Neue Wege zu einer hochauflösenden Akustostratigraphie, Habilitationsschrift, Berichte des Fachbereiches Geowissenschaften der Universität Bremen, Nr. 35
- STEWART, R. H. (2007)
Introduction to Physical Oceanography, 345 pp., Department of Oceanography, Texas A & M University, Galveston, USA (electronically published)

- TANG, D. (1996)
 Modeling high-frequency acoustic backscattering from gas voids buried in sediments,
 Geo-Marine Letters, Vol. 16, pp. 261-265
- THALES (2002)
 SkyFix Services, Thales GeoSolutions, <http://www.thales-geosolutions.com/skyfix/skyfix.html>
- THIEDE, J. & SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1988)
 Scientific Cruise Report of Arctic Expedition ARK-IV/3, Reports on Polar Research, No. 43,
 Alfred Wegener Institute, Bremerhaven
- THIEDE, J. & SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (2002)
Polarstern Arktis XVII/2, Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition),
 Reports on Polar and Marine Research, No. 421, Alfred Wegener Institute, Bremerhaven
- TORGE, W. (1980)
 Geodesy, Walter de Gruyter Verlag, Berlin
- TSS (2007)
 Motion Sensors, TSS (International) Ltd., <http://www.tss-international.com/motion.html>
- URBAN, H. G. (2002)
 Handbuch der Wasserschalltechnik, 2. Aufl., Atlas Elektronik, Bremen
- URICK, R. J. (1983)
 Principles of Underwater Sound, 3. ed., McGraw-Hill Book Company, New York, USA
- USBECK, R. (2004)
 Bericht zur Aufbereitung der Parasound-Daten der *Polarstern*-Expedition ARK XVII/2
 (AMORE 2001), Fielax GmbH, Bremerhaven
- US COAST GUARD (2008)
 USCGC *Healy* (WAGB-20), Seattle, Washington, <http://www.uscg.mil/pacarea/healy>
- VÖLKER, D. J. (1993)
 Sedimentechographische Kartierung des Kapbeckens, Diplomarbeit am Fachbereich
 Geowissenschaften der Universität Bremen
- VÖLKER, D. J. (1998)
 Untersuchungen an strömungsbeeinflussten Sedimentationsmustern im Südozean, Interpretation
 sedimentechographischer Daten und numerische Modellierung, Dissertation, Berichte aus dem
 Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, Nr. 115
- VOGT, P. R., P. T. TAYLOR, L. C. KOVACS & G. L. JOHNSON (1979)
 Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin, Journal of Geophysical Research,
 Vol. 84, pp. 1071-1089
- WEBER, M. (1992)
 Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis,
 Dissertation, Berichte zur Polarforschung, Nr. 109, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven
- WEIGELT, E. (1998)
 Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate
 aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen, Dissertation, Berichte zur Polar- und
 Meeresforschung, Nr. 261, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven
- WEIGELT, E. & W. JOKAT (2001)
 Peculiarities of roughness and thickness of oceanic crust in the Eurasia Basin, Arctic Ocean,
 Geophysical Journal International, Vol. 145, pp. 505-516
- WESSEL, P. & W. H. F. SMITH (1998)
 New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Transactions,
 Vol. 79, No. 579, American Geophysical Union, San Francisco, USA
- WILLE, P. C. (2005)
 Sound Images of the Ocean in Research and Monitoring,
 Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
- WONG, H. K. & W. D. CHESTERMAN (1968)
 Bottom Backscattering near Grazing Incidence in Shallow Water,
 Journal of the Acoustical Society of America, Vol. 44, No. 6, pp. 1713-1718
- WONG, G. S. K. & S. ZHU (1995)
 Speed of sound in seawater as a function of salinity, temperature and pressure,
 Journal of the Acoustical Society of America, Vol. 97, No. 3, pp. 1732-1736
- WRIGHT, D., R. WOOD & B. SYLVANDER (1998)
 ArcGMT: A suite of tools for conversion between Arc/Info and Generic Mapping Tools (GMT),
 Computers & Geosciences, Vol. 24, No. 8, pp. 737-744
- YAMAMOTO, T. (1996)
 Acoustic scattering in the ocean from velocity and density fluctuations in the sediments,
 Journal of the Acoustical Society of America, Vol. 99, No. 2, pp. 866-879

Danksagung

Prof. Dr. Heinrich Miller (AWI) und Prof. Dr. Volkhard Spieß (Universität Bremen) danke ich für die Begutachtung der vorliegenden Dissertation. Bei Dr. Hans-Werner Schenke (AWI) möchte ich mich für die Möglichkeit der Expeditionsteilnahme, welche die Idee zu dieser Arbeit lieferte, die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes am AWI Bremerhaven und die Unterstützung des Promotionsvorhabens bedanken.

Mein besonderer Dank gilt den Kollegen Steffen Gauger und Thomas Hartmann, die mich auf der Reise in den hohen Norden in die Geheimnisse der Hydrographie und Fächersonartechnik einweihen und für eine exzellente Zusammenarbeit vor, während und nach der AMORE-Expedition sorgten. In diesem Zusammenhang sei auch die professionelle und freundliche Unterstützung der Schiffsbesatzungen genannt, die wir für 67 Tage auf *Polarstern* und für drei Tage auf *Healy* in Anspruch nehmen konnten.

Ganz herzlich bedanken möchte ich mich bei den Mitgliedern der Arbeitsgruppe Bathymetrie & Geodäsie, die in einer sehr angenehmen und freundschaftlichen Atmosphäre immer ein offenes Ohr für geowissenschaftliche Diskussionen, Fragen zur Programmierung und Datenprozessierung sowie ungezählte andere Dinge hatten: Fred Niederjasper, Dr. Martin Klenke, Dr. Andreas Beyer, Dr. Ralf Krockner, Steffen Gauger, Thomas Hartmann, Daniel Schulte, Dorothea Graffe, Rike Rathlau, Dr. Norbert Ott, Sonja Gütz, Merijn Jacobs, Andreas Winkler, Dr. Heinrich Hinze und Rainer Gamnitzer.

Weiterer Dank gebührt außerdem Dr. Mechita Schmidt-Aursch und Dr. Wilfried Jokat (AWI), die wertvolle Anregungen zu den geophysikalischen Eigenschaften des Gakkel-Rückens beisteuerten, sowie Prof. Dr. Jonathan E. Snow (MPI Mainz; Universität Houston) und Dr. Robert Spielhagen (IFM-GEOMAR, Kiel), welche aufgeschlossene Gesprächspartner bezüglich petrologischer und sedimentologischer Fragestellungen waren.

Bei Dr. Andreas Beyer (AWI), Dr. Bishwajit Chakraborty (NIO, Indien) und Dr. Tilmann Schwenk (Universität Bremen) möchte ich mich für fruchtbare Diskussionen und Beiträge zur Rückstreuung von Schallwellen an Gesteins- und Sedimentschichten Mittelozeanischer Rückensysteme bedanken. Meine Fragen zum Sedimentecholot Parasound hat Dr. Monika Breitzke (AWI) stets bereitwillig beantwortet. Prof. Dr. Martin Jakobsson (CCOM/JHC; Universität Stockholm) und Dr. Margo Edwards (HMRG, USA) sei für die effektive Zusammenarbeit bei der Aufdatierung der IBCAO 2.0 mit AMORE-Daten gedankt.

Ohne die guten Kontakte zu den Herstellerfirmen der Sonarsysteme Hydrosweep DS-2 und Seabeam 2112 wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Für die umfassende Hilfe bei der Klärung technischer Probleme, die persönliche Besuche auf beiden Seiten mit sich brachte, möchte ich mich ausdrücklich bei Ken Kiesel (Klein Associates, USA), Dr. Peter Gimpel und Sven Rohde (Elac-Nautik, Kiel), Benno Freking und Dr. Christian Zwanzig (Atlas Hydrographic, Bremen), Dale Chase und Val Schmidt (LDEO, USA) und Dr. David Caress (MBARI, USA) bedanken.

Für das Korrekturlesen des Manuskriptes und viele wertvolle Hinweise, sowohl in inhaltlicher als auch formaler Sicht, gebührt Dr. Mechita Schmidt-Aursch, Dr. Ralf Krockner, Dr. Norbert Ott, Dr. Monika Breitzke und Dorothea Graffe außerordentlicher Dank. Bei Prof. Dr. Christina de La Rocha (Universität Brest) möchte ich mich für die Durchsicht der englischen Kurzfassung bedanken.

Allen Mitgliedern des „Team Langen“ danke ich für die unzähligen, wunderbaren Rennrad-Touren durch die norddeutsche Tiefebene und die vielen Ausfahrten, die noch folgen werden. Ohne Euch wäre die Zeit in Bremerhaven nur halb so „herrlich!“ gewesen.

Ein ganz spezieller und liebevoller Dank gilt schließlich meinen Eltern Dieter und Barbara Hatzky, meinen Geschwistern Inger und Ulf sowie all meinen Freunden. Die Besuche bei Euch an der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste waren immer ein schönes und abwechslungsreiches Erlebnis.

Die "**Berichte zur Polar- und Meeresforschung**" (ISSN 1866-3192) werden beginnend mit dem Heft Nr. 569 (2008) ausschließlich elektronisch als Open-Access-Publikation herausgegeben. Ein Verzeichnis aller Hefte einschließlich der Druckausgaben (Heft 377-568) sowie der früheren "**Berichte zur Polarforschung**" (Heft 1-376, von 1982 bis 2000) befindet sich im Internet in der Ablage des electronic Information Center des AWI (**ePIC**) unter der URL <http://epic.awi.de>. Durch Auswahl "Reports on Polar- and Marine Research" auf der rechten Seite des Fensters wird eine Liste der Publikationen in alphabetischer Reihenfolge (nach Autoren) innerhalb der absteigenden chronologischen Reihenfolge der Jahrgänge erzeugt.

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

Verzeichnis der zuletzt erschienenen Hefte:

Heft-Nr. 588/2009 — "Selected Contributions on Results of Climate Research in East Germany (the former GDR)", edited by Peter Hupfer and Klaus Dethloff

Heft-Nr. 589/2009 — "The Expedition of the Research Vessel 'Polarstern' to the Arctic in 2008 (ARK-XXIII/1)", edited by Gereon Budéus

Heft-Nr. 590/2009 — "The Expedition of the Research Vessel 'Polarstern' to the Arctic in 2008 (ARK-XXIII/2)", edited by Gerhard Kattner

Heft-Nr. 591/2009 — "The Expedition of the Research Vessel 'Polarstern' to the Antarctic in 2008 (ANT-XXIV/4)", edited by Andreas Macke

Heft-Nr. 592/2009 — "The Expedition of the Research Vessel 'Polarstern' to the Antarctic in 2007 (ANT-XXIV/1)", edited by Sigrid Schiel

Heft-Nr. 593/2009 — "The Campaign MELTEX with Research Aircraft 'POLAR 5' in the Arctic in 2008", edited by Gerit Birnbaum, Wolfgang Dierking, Jörg Hartmann, Christof Lüpkes, André Ehrlich, Thomas Garbrecht, and Manuel Sellmann

Heft-Nr. 594/2009 — "The Expedition of the Research Vessel 'Polarstern' to the Antarctic in 2008 (ANT-XXV/1)", edited by Gerhard Kattner and Boris Koch

Heft-Nr. 595/2009 — "The Expedition of the Research Vessel 'Polarstern' to the Antarctic in 2008/2009 (ANT-XXV/2)", edited by Olaf Boebel

Heft-Nr. 596/2009 — "Crustal evolution of the submarine plateaux of New Zealand and their tectonic reconstruction based on crustal balancing", by Jan Werner Gerhard Grobys

Heft-Nr. 597/2009 — "The Expedition of the Research Vessel 'Polarstern' to the Arctic in 2008 (ARK-XXIII/3)", edited by Wilfried Jokat

Heft-Nr. 598/2009 — "The Expedition of the Research Vessel 'Pelagia' to the Natal Basin and the Mozambique Ridge in 2009 (Project AISTEK III)", edited by Wilfried Jokat

Heft-Nr. 599/2009 — "The Expedition of the Research Vessel 'Maria S. Merian' to the Labrador Sea in 2009 (MSM12/2)", edited by Gabriele Uenzelmann-Neben

Heft-Nr. 600/2009 — "Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA: The Expedition Lena 2009, edited by Julia Boike, Katya Abramova, Dmitry Yu. Bolshiyarov, Mikhail N. Grigoriev, Ulrike Herzschuh, Gerhard Kattner, Christian Knoblauch, Lars Kutzbach, Gesine Mollenhauer, Waldemar Schneider

Heft-Nr. 601/2009 — "Analyse von Bathymetrie und akustischer Rückstreuung verschiedener Fächersonar- und Sedimentecholot-Systeme zur Charakterisierung und Klassifizierung des Meeresbodens am Gakkel-Rücken, Arktischer Ozean", by Jörn Hatzky