



**GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM**  
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

---

# Scientific Technical Report

Klaus Bauer

**Charakterisierung eines vulkanisch geprägten  
passiven Kontinentalrandes  
mit seismischen Verfahren am Beispiel Namibias**

Dissertation  
zur Erlangung des akademischen Grades  
Doktor der Naturwissenschaften  
in der Wissenschaftsdisziplin Geophysik  
des Fachbereiches Geowissenschaften an der  
Universität Potsdam

Scientific Technical Report STR01/02



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Vorstellung des Untersuchungsgebietes</b>	<b>7</b>
2.1	Prerift-Entwicklung: Die Damara-Orogenese . . . . .	9
2.2	Mesozoisches Rifting und Magmatismus . . . . .	10
2.3	Bisherige geophysikalische Untersuchungen . . . . .	12
<b>3</b>	<b>Datengewinnung</b>	<b>15</b>
3.1	Das Onshore/Offshore-Experiment MAMBA . . . . .	15
3.2	SIMBA - Eine landseitige Verlängerung . . . . .	17
<b>4</b>	<b>Bearbeitung und Modellierung der Daten</b>	<b>19</b>
4.1	Weitwinkel- und Steilwinkelseismik . . . . .	20
4.2	<i>P</i> - und <i>S</i> -Geschwindigkeitstomographie . . . . .	57
4.3	Seismik und Gravimetrie . . . . .	75
<b>5</b>	<b>Diskussion der Ergebnisse</b>	<b>85</b>
5.1	Der Kontinent-Ozean-Übergang . . . . .	86
5.2	Eigenschaften intrudierter kontinentaler Kruste . . . . .	100
5.3	Abschließende Bemerkungen und Ausblick . . . . .	108
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>110</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>122</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>125</b>



# Kapitel 1

## Einleitung

Passive Kontinentalränder entstehen durch das Aufbrechen von Kontinenten und die damit einsetzende Ozeanisierung. Während sie in einem reifen Stadium (also am Rand eines großen ozeanischen Beckens) kaum tektonisch aktiv sind, werden sie bei ihrer Bildung durch tiefgreifende geodynamische Prozesse geprägt. Diese umfassen die Dehnung und Ausdünnung bis hin zum vollständigen Bruch der Lithosphäre, verbunden mit einer starken tektonischen Aktivität und differentiellen vertikalen Bewegungen sowie einem häufig intensiven Magmatismus. Später wird die Entwicklung durch allmähliche Absenkung und Sedimentation bestimmt. Untersuchungen an passiven Kontinentalrändern dienen dem Verständnis dieser komplexen Prozesse. Offene Fragen sind hierbei vor allem die Mechanismen des Rifting und Aufbrechens der Lithosphäre einschließlich der Ursachen und Wirkungen von Magmatismus, die Dynamik des Mantels und insbesondere die Rolle von Plumes, die Ursachen schneller Hebungen und Absenkungen sowie die damit verbundene Entwicklung von Sedimentbecken.

Neben der Bedeutung für die Geodynamik sind passive Kontinentalränder wegen ihres Kohlenwasserstoffpotentials von großem wirtschaftlichen Interesse. Hier liegen die Schwerpunkte in der Zukunft bei der Erschließung von Vorkommen in großen Wassertiefen. Besonders wichtig ist in diesem Zusammenhang die Natur der Kruste im Übergangsbereich zwischen dem Kontinentalschelf und dem ozeanischen Tiefseebecken.

Geophysikalische Untersuchungen zur Krustenstruktur bilden zusammen mit geologischen und petrologisch-geochemischen Studien die Grundlage zur Entwicklung von Entstehungsmodellen für passive Kontinentalränder. Besonders umfangreiche Untersuchungen wurden in der Vergangenheit vor allem im Nordatlantik durchgeführt (z.B. *Ginzburg et al.*, 1985; *Holbrook et al.*, 1994a; *Eldholm et al.*, 1995; *Whitmarsh et al.*, 1996; *Saunders et al.*, 1997). Hierbei zeigte sich, daß man auf Grund des Grades der magmatischen Überprägung zwischen sogenannten vulkanischen und nicht-vulkanischen passiven Kontinentalrändern

unterscheiden kann. Diese Klassifizierung basiert vor allem auf den unterschiedlichen seismischen Charakteristika im Bereich der Kontinent-Ozean-Grenze (COB=Continent-Ocean Boundary). Abbildung 1.1 zeigt Krustenschnitte von typischen vulkanischen und nicht-vulkanischen Kontinentalrändern, die im folgenden kurz beschrieben werden sollen.

Nicht-vulkanische Ränder wie am Goban Spur in der Biskaya (Abb. 1.1c) sind in ihrer Geschwindigkeitsstruktur durch einen graduellen Übergang zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste gekennzeichnet. In der gut aufgelösten oberen Kruste bilden sich Strukturen ab, die als rotierte Krustenblöcke in Folge von Dehnungstektonik in einer breiten Riftzone interpretiert werden (z.B. *Le Pichon & Barbier*, 1987). Auf Grund dieser Beobachtungen an nicht-vulkanischen Kontinentalrändern wurden Modelle zur Extension und Ausdünnung bis hin zum Aufbrechen der kontinentalen Lithosphäre entwickelt (z.B. *McKenzie*, 1978; *Le Pichon & Sibuet*, 1981; *Wernicke*, 1985). Einen guten Überblick über diese konzeptionellen Vorstellungen findet man in *Krawczyk* (1995). Die Modelle beruhen auf der Dehnung und Ausdünnung der Kruste und des lithosphärischen Mantels sowie einer dadurch verursachten Aufwölbung der Asthenosphäre. Prinzipiell unterschiedliche Ansätze sind hierbei eine symmetrische Extension (Pure-Shear-Modell von *McKenzie*, 1978) sowie eine assymetrische Entwicklung auf Grund einer großräumigen Abscherung der gesamten Lithosphäre (Simple-Shear-Modell von *Wernicke*, 1985). Diese Modelle erklären jedoch nicht hinreichend das Auftreten von intensivem Magmatismus an vulkanischen Rändern.

Vulkanische Kontinentalränder (z.B. an der Hatton Bank, Abb. 1.1b) wurden zuerst auf Grund charakteristischer seewärts geneigter Reflektorabfolgen (SDR=Seaward Dipping Reflectors) im obersten Basement identifiziert. Die von *Hinz* (1981) vorgeschlagene Interpretation dieser seismischen Muster als basaltische Extrusiva mit eingelagerten Sedimenten konnte später durch Bohrungen bestätigt werden (z.B. *Roberts et al.*, 1984; *Eldholm et al.*, 1987; *Larsen et al.*, 1994). Weitwinkelseismische Untersuchungen haben weiterhin gezeigt, daß die SDR eine Zone sehr hoher seismischer Geschwindigkeiten im Übergangsbereich zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste überlagern (z.B. *Mutter et al.*, 1988; *Morgan et al.*, 1989; *Holbrook et al.*, 1994a). Die anomal hohen *P*-Geschwindigkeiten werden in der Regel als intrudiertes oder durch magmatisches Underplating akkretiertes mafisches bis ultramafisches Material interpretiert (z.B. *White et al.*, 1987). Diese Deutung impliziert, daß es sich hierbei um ursprünglich kontinentale Kruste handelt, die in einer ähnlichen Weise durch Rifting ausgedünnt worden ist wie nicht-vulkanische Ränder. Allerdings wurden solche Geschwindigkeitsanomalien in einigen Fällen auch als eine rein magmatische Kruste interpretiert, die zu Beginn der Ozeanisierung gebildet worden ist (*Holbrook et al.*, 1994a; *Talwani et al.*, 1995). Dies würde bedeuten, daß vulkanische Ränder in wesentlich schmalere Riftzonen aufbrechen als nicht-vulkanische Ränder. Kontrovers wer-

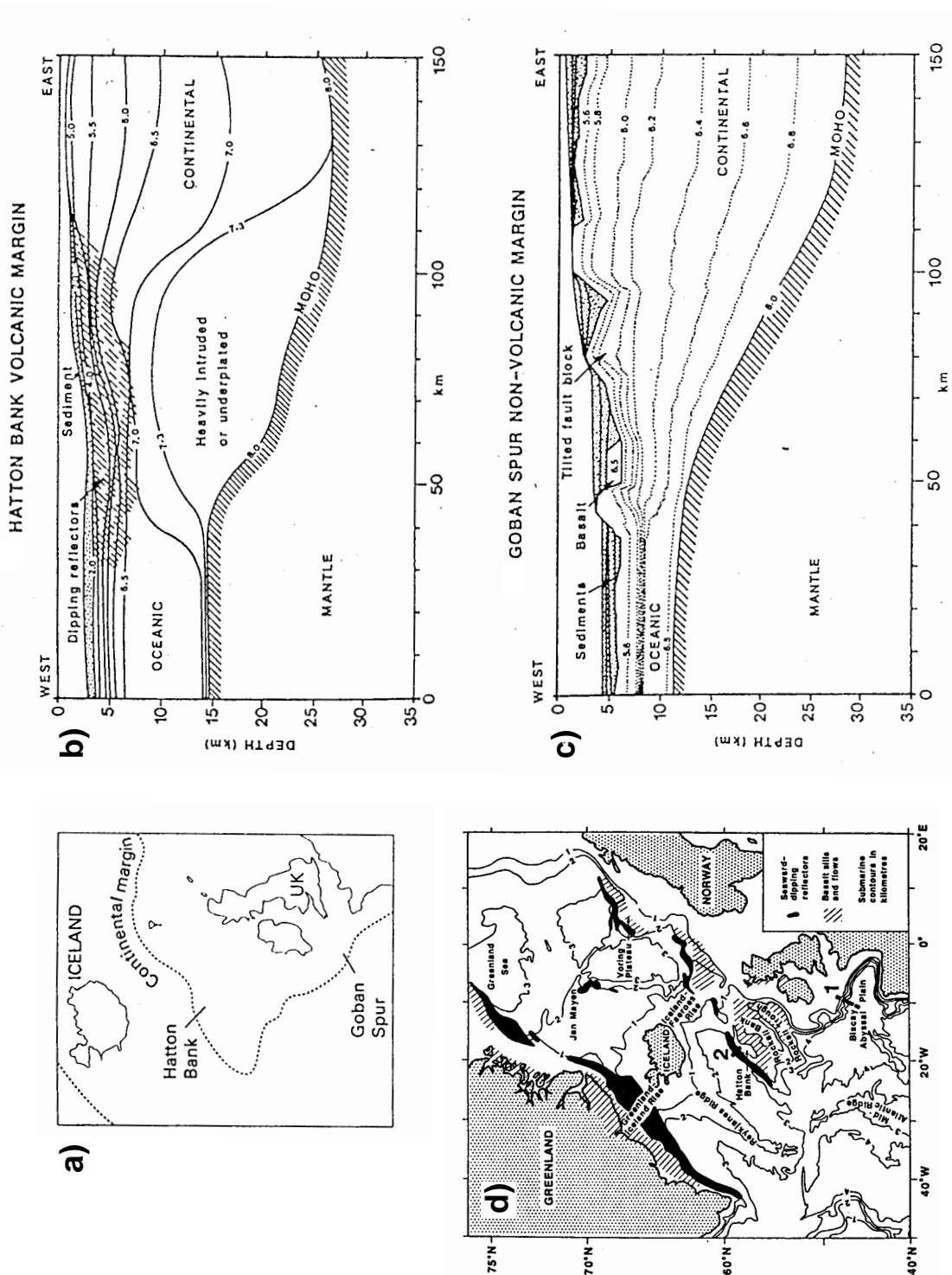


Abbildung 1.1: Geschwindigkeitsstrukturierung und reflexionsseismische Charakteristika an vulkanischen und nicht-vulkanischen Kontinentalrändern im Nordatlantik (Profillage siehe a): (b) typischer vulkanischer Kontinentalrand westlich von Hatton-Bank (*Morgan et al., 1989; White, 1992*) und (c) typischer nicht-vulkanischer Kontinentalrand am Goban Spur (*White, 1992; Horsefield et al., 1994*). (d) Verteilung von seewärts geneigten Reflektorabfolgen im östlichen Nordatlantik (aus *White et al., 1987*).



den auch die Ursachen des intensiven Magmatismus diskutiert. *White & McKenzie* (1989) erklären diesen mit dem Einfluß eines aktiven, aus großen Tiefen aufsteigenden Mantelplumes. Diese Hypothese basiert vor allem auf der räumlichen und zeitlichen Korrelation zwischen dem Islandplume und den vulkanischen Rändern im nordöstlichen Atlantik (siehe Abb. 1.1d). Allerdings scheint die langgestreckte Verteilung der SDR auf eine eher axial-symmetrische als eine mit Plumes assoziierte radialsymmetrische Temperaturanomalie im Mantel hinzudeuten. Außerdem fehlen an einigen stark magmatisch geprägten Rändern wie vor der Ostküste Nordamerikas jegliche Anzeichen für eine Plumeaktivität (*Holbrook et al.*, 1994a; *Talwani et al.*, 1995).

Vulkanische Ränder sind demnach ein noch relativ wenig verstandenes Phänomen, welches sich mit heutigen Vorstellungen der Plattentektonik nur unzureichend erklären läßt. Weitere Untersuchungen zur detaillierten Strukturierung und stofflichen Zusammensetzung sowie zur räumlichen Verteilung der magmatischen Komplexe können zu einem besseren Verständnis der Entstehungsprozesse beitragen. Eine für solche Untersuchungen prädestinierte Region ist die große magmatische Provinz im südlichen Atlantik. Auch hier werden an den Kontinentalrändern weit ausgedehnte SDR-Gürtel beobachtet. Der Tristan da Cunha-Mantelplume wird für die Bildung der Paraná-Etendeka-Flutbasalte in unmittelbarer Umgebung der SDR-Komplexe verantwortlich gemacht. Ausdruck des intensiven Magmatismus sind zudem Gangschwärme sowie eine Reihe subvulkanischer Ringkomplexe, die während der Ozeanöffnung in die benachbarte kontinentale Kruste intrudiert sind. Der in dieser Arbeit untersuchte Kontinentalrand von Namibia ist Teil dieser großen magmatischen Provinz. Hier wurden in der Vergangenheit zahlreiche Untersuchungen zu unterschiedlichen Aspekten des kontinentalen Aufbrechens und der damit verbundenen magmatischen Prozesse durchgeführt. Diese beinhalteten Studien zur Geologie und Petrogenese der magmatischen Komplexe (z.B. *Martin et al.*, 1960; *Erlank et al.*, 1984; *Milner & LeReox*, 1996; *Trumbull et al.*, 1997), Interpretationen mariner reflexionsseismischen Daten (z.B. *Austin & Uchupi*, 1982; *Light et al.*, 1993; *Gladchenko et al.*, 1997), Untersuchungen von gravimetrischen und magnetischen Anomalien (z.B. *Rabinowitz & LaBrecque*, 1979; *Nürnberg & Müller*, 1991; *Light et al.*, 1992) sowie Apatit-Spaltspurenanalysen zur Rekonstruktion der Hebungs- und Erosionsgeschichte (*Brown et al.*, 1990; *Gallagher & Brown*, 1997).

Bisher fehlten jedoch an diesem Kontinentalrand tiefenseismische Informationen zur Geschwindigkeitsstrukturierung, um eine umfassende Charakterisierung des Kontinent-Ozean-Überganges zu ermöglichen. Das Onshore/Offshore-Experiment MAMBA (Geophysical measurements across the continental margin of Namibia) zielte auf die Bereitstellung der hierfür benötigten Daten. Die Messungen wurden im Dezember 1995 durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) Hannover, das Alfred-

Wegener-Institut (AWI) Bremerhaven und das GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam durchgeführt. Hierbei wurden entlang von drei Profilen quer zum Kontinentalrand steilwinkel- und weitwinkelseismische sowie magnetische Daten gesammelt. In der vorliegenden Arbeit sollen diese zusammen mit existierenden Schweredaten benutzt werden, um für die beiden nördlichen Traversen im Bereich des Damara-Orogens die generelle Krustenstruktur beim Übergang zwischen ozeanischem Becken und Kontinent abzuleiten. Die nördlichste der MAMBA-Traversen quert an Land die ungefähr während der Atlantiköffnung intrudierten subvulkanischen Ringkomplexe Cape Cross, Messum und Brandberg. Die Daten aus dem MAMBA-Experiment ermöglichen eine grobe Auflösung der Krustenstrukturen unter Cape Cross und Messum. Um in diesem Bereich eine noch detailliertere geophysikalische Abbildung zu ermöglichen, führte das GFZ Potsdam 1998 das steilwinkelseismische Experiment SIMBA (Seismic investigations in the Messum and Brandberg area) durch. Die dabei gewonnenen Daten erlauben im Bereich des Messum-Komplexes eine tomographische Bestimmung der oberflächennahen  $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeiten sowie die Abbildung der Reflektivität im krustalen Maßstab. Hieraus können strukturelle und stoffliche Eigenschaften der intrudierten Kruste abgeleitet werden. Diese Untersuchungen sind Bestandteil eines größeren geowissenschaftlichen Projektes zur Erforschung der Krustenstruktur und der magmatischen Prozesse am Kontinentalrand von Namibia, welches das GFZ Potsdam in Zusammenarbeit mit anderen Universitäten und Institutionen durchführt.

## Ziele und Gliederung der Arbeit

In der vorliegenden Arbeit werden mit Hilfe der geophysikalischen Datensätze aus den Experimenten MAMBA und SIMBA die Krustenstrukturen am Kontinentalrand von Namibia untersucht. Hauptziel ist hierbei die Abbildung möglicher Relikte der magmatischen Prozesse während der Entstehung des Kontinentalrandes. Hieraus können Rückschlüsse auf die Intensität sowie die Ursachen und Auswirkungen des Magmatismus beim Rifting und kontinentalen Aufbrechen gezogen werden.

Zunächst wird in Kapitel 2 die geodynamische Entwicklung des untersuchten Kontinentalrandes auf der Basis des derzeitigen Kenntnisstandes grob umrissen. Diese wurde vor allem durch das panafrikanische Ereignis im späten Proterozoikum bis frühen Paläozoikum und, dieser Vorprägung folgend, durch das mesozoische Rifting bis hin zum Zerfall von West-Gondwana in der frühen Kreidezeit bestimmt.

Kapitel 3 beschreibt die Gewinnung der in der Arbeit verwendeten seismischen Datensätze. Hierbei werden noch einmal die Profile im Kontext mit den zuvor beschriebenen geologischen Einheiten gezeigt und die wichtigsten Meßparameter angegeben.

In Kapitel 4 werden die verwendeten Methoden zur Bearbeitung und Modellierung der Daten sowie die daraus abgeleiteten Ergebnisse beschrieben und hinsichtlich ihrer Zuverlässigkeit diskutiert. Die Untersuchungen umfassen die Bestimmung seismischer  $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeiten, die Abbildung der krustalen Reflektivität sowie Modellierungen der Dichteverteilung. Eine entscheidende Herangehensweise ist hierbei die Kombination verschiedener Datensätze, die jeweils physikalisch begründet ist und zu wesentlich aussagekräftigeren Resultaten führt als eine separate Bearbeitung.

Die Diskussion der Ergebnisse erfolgt in Kapitel 5 nach zwei unterschiedlichen Gesichtspunkten. Im ersten Teil wird die Natur des Kontinent-Ozean-Überganges als Schlüssel zum Verständnis der Prozesse beim Aufbrechen des Kontinents untersucht. Hieraus ergeben sich Konsequenzen für die Ursachen des intensiven Magmatismus und die Rolle des Tristan da Cunha-Mantelplumes bei der Bildung des vulkanischen Kontinentalrandes. Im zweiten Teil der Diskussion werden an Hand von Detailuntersuchungen strukturelle und stoffliche Eigenschaften von stark intrudierter kontinentaler Kruste im Bereich subvulkanischer Ringkomplexe untersucht. Daraus lassen sich Aussagen zur Genese der Komplexe ableiten. Schließlich werden die wichtigsten Resultate der Arbeit zusammengefaßt sowie ein Ausblick auf mögliche Ansatzpunkte für zukünftige Forschungen gegeben.

# Kapitel 2

## Vorstellung des Untersuchungsgebietes

Der hier untersuchte Kontinentalrand von Namibia (Abb. 2.1) wurde in seiner geologischen Entwicklung durch zwei große geodynamische Ereignisse geprägt: Die panafrikanische Orogenese im späten Proterozoikum bis frühen Paläozoikum, welche zur Bildung von West-Gondwana führte sowie der erneute Zerfall dieses Superkontinents in der frühen Kreidezeit (*Porada*, 1989). Abbildung 2.2 zeigt die Verteilung der panafrikanischen orogenen Systeme sowie ihre Verbindung zu den gleichzeitig gebildeten Einheiten des brasilianischen Zyklus in Südamerika. Das mesozoische Rifting und kontinentale Aufbrechen folgte demnach den vorgezeichneten Strukturen des Damara-Ribeira-Gürtels. Dieses hier im Vordergrund stehende Ereignis wurde auch von einem intensiven Magmatismus begleitet. In Abbildung 2.1 sind lang ausgestreckte SDR-Gürtel an den konjugierten Rändern von Argentinien und Brasilien bzw. Südafrika und Namibia dargestellt. Diese resultieren aus Interpretationen reflexionsseismischer Daten durch die Arbeitsgruppe Marine Geophysik in der BGR Hannover. Im Widerspruch dazu stehen allerdings bisherige Arbeiten am namibianischen Kontinentalrand. *Austin & Uchupi* (1982); *Gerrard & Smith* (1982); *Light et al.* (1992) und *Gladczenko et al.* (1997) identifizieren im entsprechenden Bereich eine kontinentale Riftzone, welche nur marginal bzw. überhaupt nicht durch Magmatismus geprägt wurde. Während die Separation Afrikas und Südamerikas von Süden nach Norden fortschritt (*Larson & Ladd*, 1973), kam es in Brasilien und Namibia zur Extrusion der Paraná-Etendeka-Flutbasalte. Diese werden ebenso wie die submarinen vulkanischen Ketten auf beiden Seiten des mittelatlantischen Rückens (Rio Grande-Schwelle bzw. Walfischrücken, siehe Abb. 2.1) auf die Aktivität des Tristan da Cunha-Mantelplumes zurückgeführt. *O'Connor & Duncan* (1990) nehmen an, daß es sich hierbei um einen aus großen Tiefen aufgestiegenen Plume handelt, der das Rifting bis hin zur Öffnung des Südatlantiks primär verursacht hat. Diese Hypothese scheint jedoch im Widerspruch

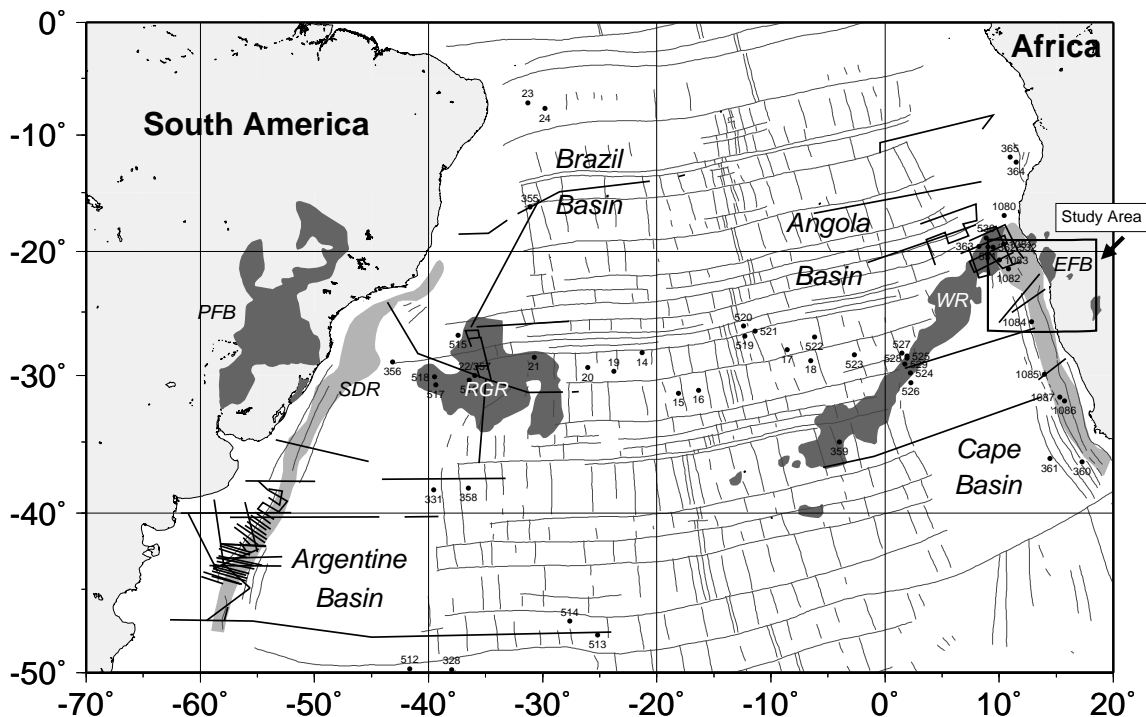


Abbildung 2.1: Lage des Untersuchungsgebietes sowie Verteilung von magmatischen Komplexen, die im Zusammenhang mit der Öffnung des Südatlantiks im Mesozoikum stehen. PFB=Paraná Flutbasalte, RGR=Rio Grande-Schwelle, WR=Walfischrücken, EFB=Etendeka Flutbasalte. Die angezeigten Sequenzen von seewärts geneigten Reflektoren (SDR=Seaward Dipping Reflectors) sind bei früheren seismischen Messungen identifiziert worden. Außerdem dargestellt sind die reflexionsseismischen Linien der BGR (einschließlich der hier diskutierten) sowie DSDP/ODP-Bohrlokationen.

zu der weiten Verbreitung der SDR-Gürtel zu stehen. Deren axialsymmetrische Anordnung deutet eher darauf hin, daß zumindest diese vermuteten magmatischen Komplexe unabhängig von der Aktivität des Plumes gebildet worden sind. Es erscheint jedoch plausibel, daß die Bildung der SDR (wenn es sich hierbei um Marker für einen magmatischen Kontinent-Ozean-Übergang wie in Abb. 1.1b handelt) mit den ursächlichen Prozessen des kontinentalen Aufbrechens zusammenhängt.

Von entscheidender Bedeutung für das Verständnis der Prozesse bei der Öffnung des Südatlantiks ist demzufolge die Natur der Kruste im Bereich der markierten SDR-Komplexe. Die hier durchgeführten Untersuchungen sind die ersten ihrer Art an den Rändern der südatlantischen magmatischen Provinz. Die beiden Traversen queren die SDR südlich des Walfischrückens und verlaufen an Land im Streichen des panafrikanischen Damara-Gürtels (Abb. 2.3). Im folgenden soll die geodynamische Entwicklung dieses Gebietes grob umrissen werden, um die notwendigen Informationen für die spätere Interpretation der Ergebnisse bereitzustellen.

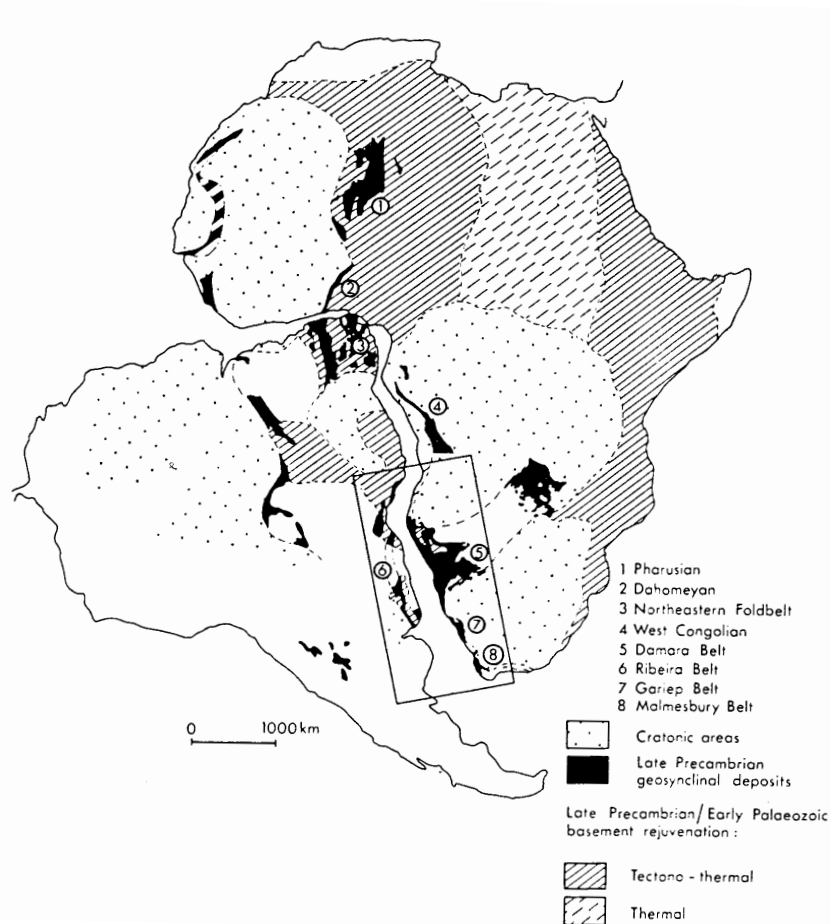


Abbildung 2.2: Die panafrikanischen orogenen Systeme und ihre Fortsetzung in Südamerika (aus *Porada*, 1979).

## 2.1 Prerift-Entwicklung: Die Damara-Orogenese

Das Damara-Orogen gehört zu einem großen System mobiler Gürtel, die sich entlang der westafrikanischen Küsten sowie im Inneren des Kontinents erstrecken und sich auch in Südamerika verfolgen lassen (*Porada* (1979), Abb. 2.2). Das Orogen teilt sich im nördlichen Namibia in einen küstenparallelen Ast (den Kaoko-Gürtel) und einen ungefähr senkrecht dazu verlaufenden intrakontinentalen Ast (den Damara-Gürtel, siehe Abb. 2.3). Dieser steht im Inneren des Kontinents wahrscheinlich mit dem Zambezi-Gürtel in Zambia und Zimbabwe in Verbindung. Im Süden schließt sich mit dem Gariep wiederum ein küstenparallel verlaufender Gürtel an.

Man nimmt an, daß sich die küstenparallelen und intrakontinentalen Gürtel des Damara-Orogens ursprünglich aus Riftsystemen heraus entwickelt haben, die vor etwa 1 Mrd. Jahren in einem extensionalen Regime angelegt worden sind (*Porada et al.*, 1983). In Folge der Extension kam es wahrscheinlich auch zur Öffnung eines Proto-Südatlantiks im Strei-

chen des heutigen Küstenverlaufes (*Porada, 1979*). Bei der späteren Schließung und einer vermutlich westwärts gerichteten Subduktion könnten der Kaoko- und der Gariiep-Gürtel entstanden sein. Im Verlaufe dieses Ereignisses wurde auch der intrakontinentale Arm des Damara-Orogens gebildet. Die Konvergenz des Kongo-Kratons von Nordwesten und des Kalahari-Kratons von Südosten verursachten eine intensive kollisionale bzw. transpressionale Deformation, Inversion und Metamorphose der während des panafrikanischen Rifting in Gräben und Halbgräben abgelagerten und abgesenkten Sedimente. Hochgradige Metamorphose führte dabei zu einer weit verbreiteten partiellen Aufschmelzung und Bildung von Graniten. Die tektonostratigraphischen Zonen in Abbildung 2.3 unterscheiden sich hinsichtlich der Mächtigkeiten der Riftsedimente, der synorogenen Hebungsbeträge und des Metamorphosegrades. Die Zonengrenzen stellen wahrscheinlich während des panafrikanischen Rifting (oder vorher) angelegte Strukturen dar, die zur Zeit der Damara-Orogenese und auch später in der Phase des mesozoischen Ereignisses wiederholt aktiv waren. Die Orogenese war ungefähr vor 480 Ma abgeschlossen. Einen Überblick zur Geologie des Damara-Orogens findet man z.B. in *Miller (1983)*.

## 2.2 Mesozoisches Rifting und Magmatismus

Nach dem Ende der Damara-Orogenese war die geologische Entwicklung des Gebietes zunächst durch Erosion und kontinentale Sedimentation gekennzeichnet. Das isostatische Gleichgewicht wurde wahrscheinlich im Perm erreicht. Die Sedimentationsphase wurde regional mit dem Ausfluß der Olivin-normativen Flutbasalte der Drakensberg-Gruppe (186-183 Ma, *Duncan et al. (1997)*) abgeschlossen. Dieser Karoo-zeitliche Vulkanismus spielte jedoch im zentralen und nördlichen Namibia im Vergleich zu Südafrika nur eine untergeordnete Rolle.

Das nächste größere Ereignis stellt das kontinentale Rifting bis hin zum Aufbrechen von West-Gondwana in der frühen Kreide dar. Dies erfolgte entlang der zuvor angelegten, küstenparallel verlaufenden Strukturen des Damara-Ribeira-Orogens. Das Rifting setzte nach *Gladczenko et al. (1997)* vor etwa 150 Ma ein und dauerte bis zum kontinentalen Aufbrechen ungefähr 25 Ma. Diese Schätzung beruht auf Interpretationen reflexionsseismischer Daten, in deren Rahmen vor Namibia eine etwa 150 km breite Riftzone identifiziert wurde (Abb. 2.3 und 2.4). Zu einem ähnlichen Ergebnis gelangen auch *Austin & Uchupi (1982)*; *Gerrard & Smith (1982)* sowie *Light et al. (1992)*. Gemäß diesen Interpretationen markiert die Magnetanomalie M4 (126 Ma, *Rabinowitz & LaBrecque (1979)*) den Beginn der ozeanischen Krustenbildung. Im Gegensatz dazu definieren *Rabinowitz & LaBrecque (1979)* mit Hilfe von Potentialfelddaten die Grenze zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste im Bereich der Magnetanomalie G, also landwärtig der postulierten

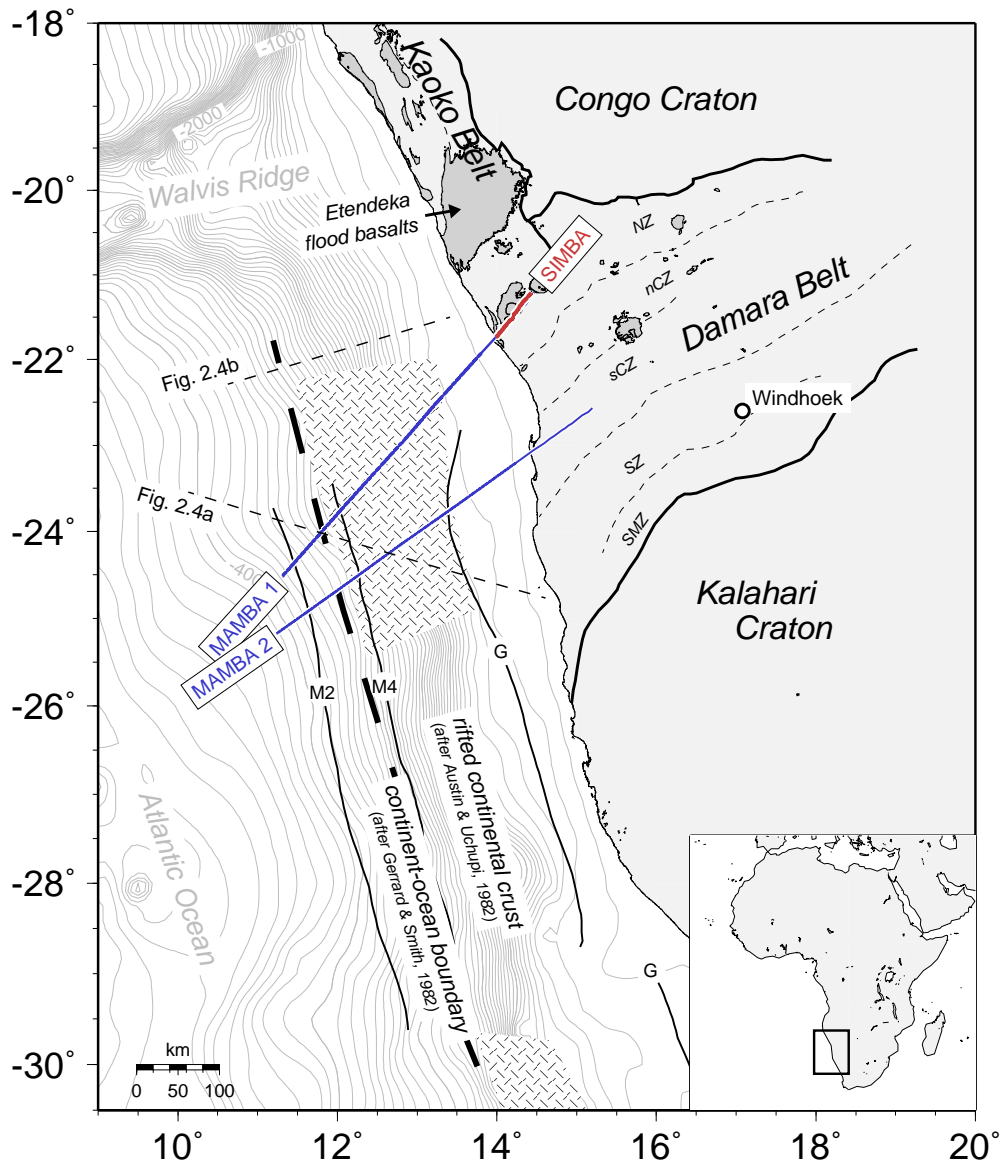


Abbildung 2.3: Strukturierung des Ozean-Kontinent-Überganges nach früheren Arbeiten von *Austin & Uchupi* (1982), *Gerrard & Smith* (1982) und *Gladczenko et al.* (1998), sowie Lage der entsprechenden reflexionsseismischen Profile (siehe Abb. 2.4a,b) und der hier untersuchten Traversen (blau und rot gekennzeichnet). Markiert sind auch die für die Lokalisierung dieser Einheiten relevanten magnetischen Lineamente nach *Rabinowitz & LaBrecque* (1979). Vereinfachte Darstellung der regionalen geologischen Einheiten des Damara-Orogens nach *Miller* (1983) (SMZ=Southern Margin Zone, SZ=Southern Zone, sCZ=southern Central Zone, nCZ=northern Central Zone, NZ=Northern Zone) sowie der mesozoischen magmatischen Komplexe (in grau) an Land.

Riftzone (Abb. 2.3). Diese Interpretation impliziert, daß die kontinentale Kruste vor dem Aufbrechen nur kurzzeitig und zu einem geringen Grade gedehnt wurde und keine über viele Millionen Jahre andauernde Riftphase durchlaufen hat.

Die Prozesse des Rifting und kontinentalen Aufbrechens wurden von einem intensiven



Magmatismus begleitet. Im Bereich der postulierten Riftzone identifizieren *Gladczenko et al.* (1997) an der Krustenbasis reflektive Strukturen, die auf magmatisches Underplating kurz vor, während oder nach der Ozeanöffnung zurückgeführt werden (Abb. 2.3b). Seewärtig der Riftzone markieren SDR-Komplexe in der Oberkruste nach *Gladczenko et al.* (1997) eine Phase intensiven Magmatismus beim Einsetzen der Driftphase. Die in Abbildung 2.3b angezeigten SDR überdecken jedoch nur den äußeren Bereich der in Abbildung 2.1 dargestellten SDR-Gürtel.

Als das kontinentale Rifting vor ungefähr 130 Ma das Gebiet im Übergangsbereich zwischen dem nördlichen Damara-Gürtel und dem Kaoko-Gürtel (Abb. 2.3) erreicht hatte, kam es landwärtig der Riftzone zu einer Überprägung panafrikanischer Strukturen durch eine intensive tektonische und magmatische Aktivität. Den größten zusammenhängenden vulkanischen Komplex bilden dabei mit einer Ausdehnung von ungefähr 15000 km<sup>2</sup> die Etendeka-Flutbasalte. Berücksichtigt man die zu erwartende Erosion im Verlauf der Hebung des Kontinentalrandes nach dem Einsetzen der Drift (*Brown et al.*, 1990), so muß man von einer ursprünglich wesentlich größeren Verbreitung der Flutbasalte ausgehen. Die für die Bildung dieser großen Basaltmengen verantwortlichen Aufschmelzprozesse im Mantel einschließlich der Involvierung eines Plumes werden nach wie vor kontrovers diskutiert (*Arndt & Christensen*, 1992; *Turner et al.*, 1996; *Peate*, 1997). Außerdem intrudierten im Zeitraum von ungefähr 137-122 Ma (*Milner et al.*, 1995) etwa 20 Ringkomplexe, die sich als vulkanische Kette im nördlichen Damara-Gürtel bis zu 300 km ins Landesinnere erstreckten. Die Platznahme wurde wahrscheinlich durch reaktivierte panafrikanische Strukturen kontrolliert. Das stoffliche Spektrum der Magmatite reicht von stark differenzierten Tholeiiten und Alkaligraniten bis hin zu Quarz-untersättigten Nephelinsyeniten, Karbonatiten und Lamprophyren. Auf Grund der stark fortgeschrittenen Erosion werden die Komplexe an der heutigen Erdoberfläche im subvulkanischen Niveau angeschnitten. Eine der hier untersuchten geophysikalischen Traversen (MAMBA 1 und SIMBA, Abb. 2.3) quert mit Cape Cross und Messum zwei der größten mesozoischen Ringkomplexe.

## 2.3 Bisherige geophysikalische Untersuchungen

Oben wurden bereits im Zusammenhang mit dem mesozoischen Rifting Ergebnisse aus unterschiedlichen geophysikalischen Untersuchungen an diesem Kontinentalrand zitiert. Im folgenden soll noch einmal ein kurzer Überblick über die bereits existierende (vorwiegend seismische) Datenbasis vor Beginn dieser Untersuchungen gegeben werden.

Im Rahmen der kommerziellen Kohlenwasserstoffexploration wurden auf dem Kontinentalschelf vor Namibia ungefähr 14000 km profilweise reflexionsseismisch sowie gravimetrisch und magnetometrisch vermessen (*Gerrard & Smith*, 1982; *Light et al.*, 1992, 1993).

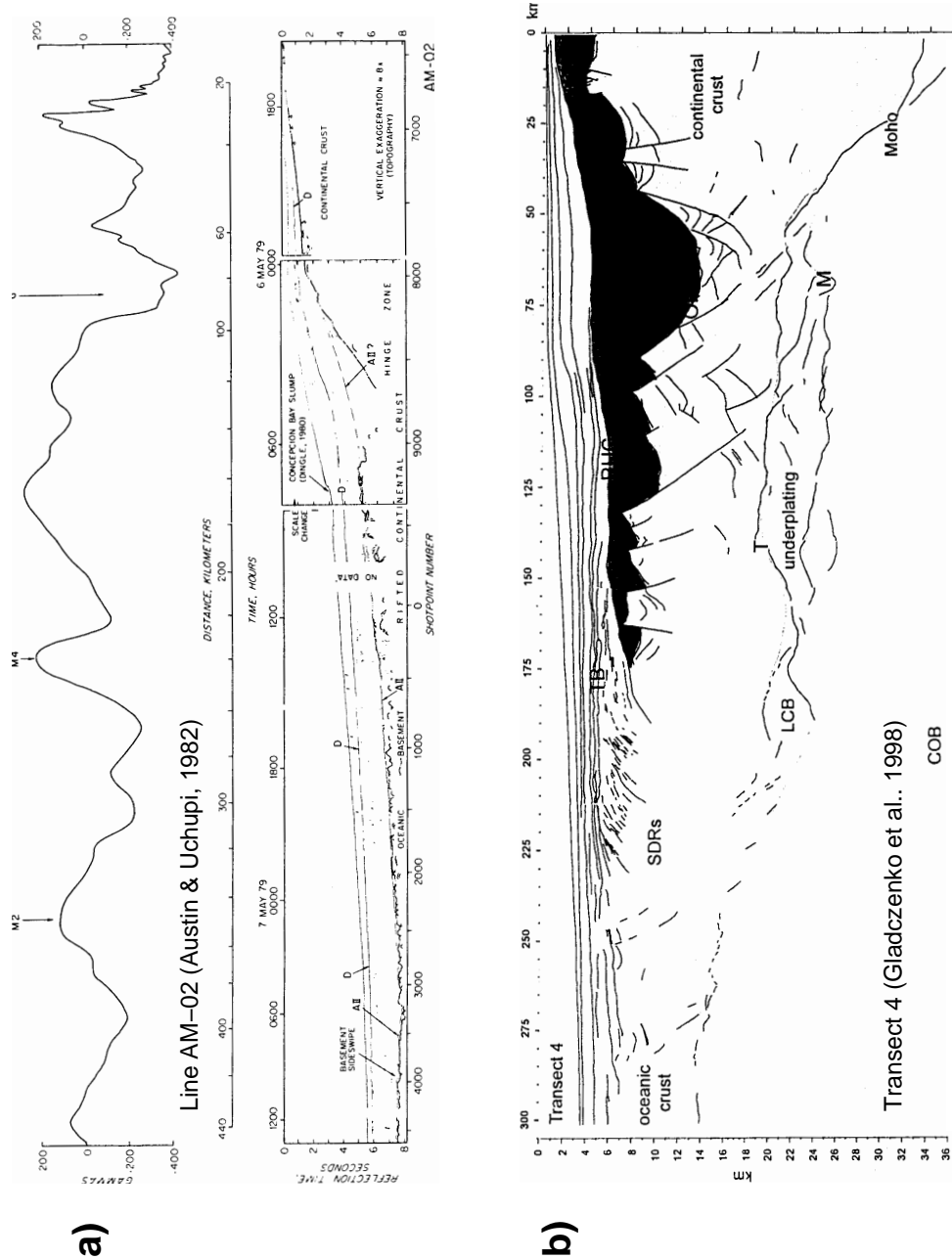


Abbildung 2.4: Interpretationen reflexionsseismischer Daten aus früheren Untersuchungen am Kontinentalrand vor Namibia (Lage der Profile siehe Abb. 2.3). (a) Interpretierte Line-Drawings sowie magnetische Anomalien für Profil AM-02 in *Austin & Uchupi* (1982). (b) Interpretierte Line-Drawings für Transect 4 in *Gladczenko et al.* (1998).

Die meisten der seismischen Datensätze wurden dabei bis zu einer maximalen Registrierzeit von 7 s Zweiweglaufzeit aufgezeichnet. Deshalb können hieraus kaum Informationen über die tiefe krustale Strukturierung des Kontinentalrandes abgeleitet werden. Auf der Basis einer seismostratigraphischen Interpretation unterscheiden *Light et al.* (1993) vier

Hauptphasen der Sedimentbeckenentwicklung am Kontinentalrand: eine Prerift-Phase, Synrift-Phase I und II sowie eine Drift-Phase. Unterhalb der Sedimentabfolgen identifizieren *Gerrard & Smith* (1982) ebenso wie *Austin & Uchupi* (1982) auf der Basis reflexionsseismischer Messungen durch die Universität von Texas (Austin, USA) im obersten Basement Strukturen, die als Abbild einer etwa 150 km breiten gerifteten kontinentalen Kruste interpretiert werden (Abb. 2.3, 2.4a). *Gladczenko et al.* (1997, 1998) gelangen durch Reinterpretation von wiederum kommerziell gewonnenen Steilwinkeldaten ebenfalls zu diesem Ergebnis (Abb. 2.4b). Im Unterschied zu *Austin & Uchupi* (1982); *Gerrard & Smith* (1982); *Light et al.* (1993) interpretieren sie jedoch auch in der mittleren bis unteren Kruste reflektive Abbilder als rift-bezogene Extensionsstrukturen. Außerdem identifizieren *Gladczenko et al.* (1997, 1998) magmatische Körper, die im Zusammenhang mit einem verstärkten Magmatismus während der Ozeanöffnung unterhalb und seewärtig der kontinentalen Riftzone akkresziert wurden bzw. extrudiert sind.

Die krustale Strukturierung des Damara-Gürtels wurde mit Hilfe von drei refraktionsseismischen Land-Profilen jeweils im Streichen des Orogens untersucht (*Baier et al.*, 1983; *Green*, 1983). Für die obere Kruste ergeben sich hierbei  $P$ -Geschwindigkeiten zwischen 5.9 km/s an der Oberfläche und 6.2 km/s in Tiefen um 15 km, die auf eine vorwiegend felsische Zusammensetzung zurückgeführt werden. Nach *Green* (1983) befindet sich darunter eine Schicht mit konstanten  $P$ -Geschwindigkeiten um 6.4 km/s, die sich bis zur Moho bei einer Tiefe zwischen 40 und 50 km fortsetzt. Dahingegen ermitteln *Baier et al.* (1983) in 30-50 km Tiefe  $P$ -Geschwindigkeiten von 7-8 km/s, die als magmatisches Underplating interpretiert werden. Eines der Profile (mit Linie 1 in *Baier et al.* (1983) bezeichnet) verläuft in der landwärtigen Verlängerung der südlichen MAMBA-Traversal 2.

# Kapitel 3

## Datengewinnung

In dieser Arbeit werden geophysikalische Datensätze aus den Ende 1995 bzw. im Frühjahr 1998 durchgeführten Experimenten MAMBA und SIMBA verwendet. Die generellen Fragestellungen dieser Projekte wurden bereits im einleitenden Kapitel und später im Zusammenhang mit der geodynamischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes dargestellt. Im folgenden sollen im Überblick die Geometrie sowie technische Parameter bei der Gewinnung der Daten beschrieben werden.

### 3.1 Das Onshore/Offshore-Experiment MAMBA

Die beiden untersuchten Profile beginnen jeweils im ozeanischen Becken bei Wassertiefen um 4000 m, verlaufen quer zum Kontinentalrand bis zur Küste und überdecken im Streifen des Damara-Gürtels etwa 100 km an Land (Abb. 3.1). Insgesamt haben sie damit eine Länge von 500 km und sind wegen des nicht ganz parallelen Verlaufes zwischen 50 und 150 km voneinander entfernt. Während der Messungen wurden sowohl weitwinkel- als auch steilwinkelseismische Daten (letztere allerdings nur in den marinen Abschnitten) gewonnen. Diese werden im Offshore-Bereich durch Daten aus magnetometrischen Messungen sowie bereits existierende gravimetrische Daten ergänzt.

Die seismischen Telexperimente wurden nach dem seit den 80er Jahren praktizierten Prinzip der kontinuierlichen Onshore/Offshore-Vermessung von Kontinentalrändern durchgeführt (z.B. *Meissner et al.*, 1992). Die reflexions- und refraktionsseismischen Daten wurden dabei in separaten Phasen akquiriert. Die Signalerzeugung erfolgte jeweils mit abgestimmten Airgun-Arrays (54 l). Im Falle der refraktions-/weitwinkelseismischen Messungen betrug der mittlere Abstand zwischen den Anregungen 140 m. Die Daten wurden gleichzeitig mit Ozeanbodenhydrophonen (OBH) des AWI und 3-Komponenten-Seismometern des GFZ an Land mit einer Abtastfrequenz von 100 Hz registriert. Der

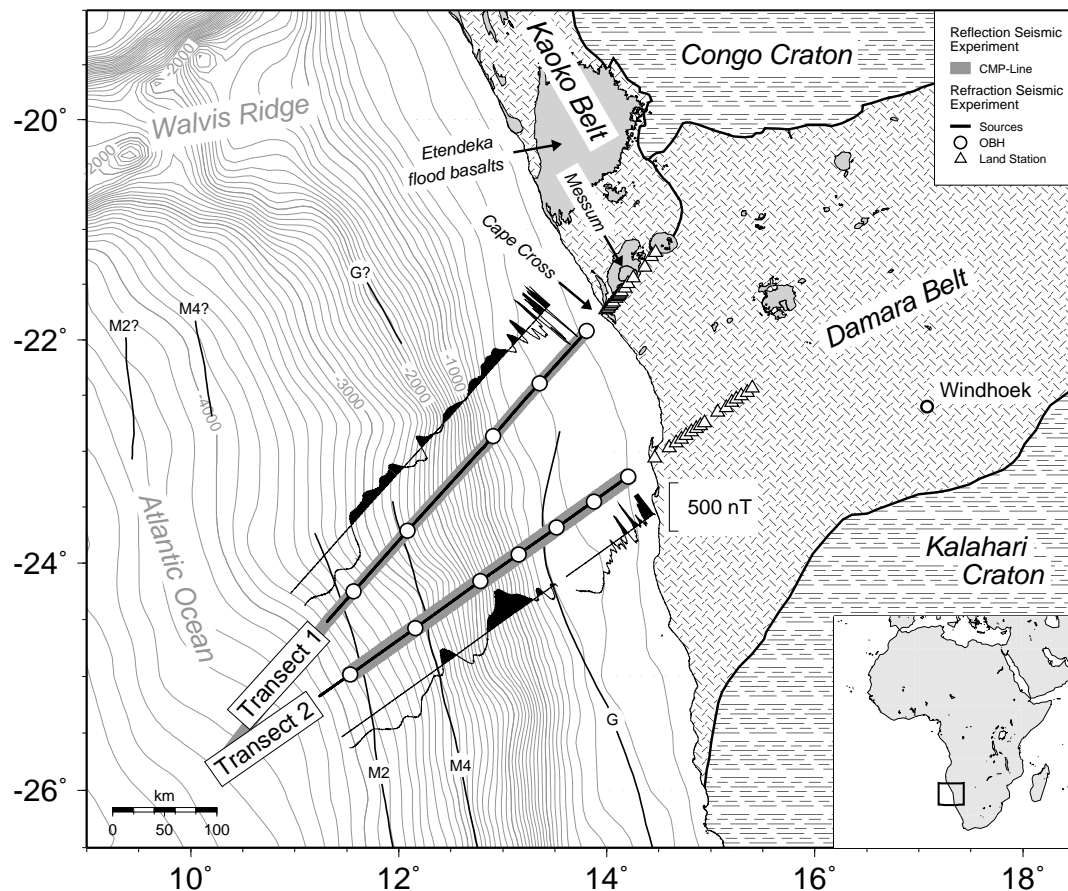


Abbildung 3.1: Anordnung von seismischen Quellen und Empfängern während der reflexions- und refraktionsseismischen Telexperimente des MAMBA-Projektes. Außerdem dargestellt sind die entlang der Profile vermessenen Magnetanomalien (nach einer Bearbeitung durch Dr. Bernd Schreckenberger, BGR Hannover), die magnetischen Lineamente nach *Rabinowitz & LaBrecque (1979)* sowie geologische Einheiten des Damara-Orogens und mesozoische magmatische Komplexe an Land (siehe auch Abb. 2.3).

Abstand zwischen den OBH variierte zwischen 40 und 70 km. Die Landstationen wurden in Abständen von 2.5 km (in den Küstenregionen) bis 15 km (im Landesinneren) installiert. Die Registrierung der reflexionsseismischen Daten erfolgte mit einem 3000 m langen, 240-kanäligen Streamer bei einer Abtastfrequenz von 250 Hz. Entsprechend der Anregungsintervalle von 50 und 150 m ergeben sich theoretische Überdeckungen von 10- bzw. 30-fach. Detaillierte technische Beschreibungen zu den seismischen Meßkampagnen findet man in *Reichert et al. (1996)*; *Schulze et al. (1996)* und *Meyer (1998)*.

Die Messungen der Totalintensität des Magnetfeldes wurden vom Schiff aus mit einem Protonenmagnetometer durchgeführt. In Abbildung 3.1 sind die magnetischen Anomalien nach dem Abzug des Referenzfeldes IGRF95 (*IAGA Division V, Working Group 8 (1996)*, Bearbeitung durch Dr. Bernd Schreckenberger von der BGR Hannover) darge-

stellt. Außerdem wurden für die marinen Teilabschnitte der Traversen die aus Satellitenmessungen abgeleiteten Freiluft-Schwereanomalien aus dem globalen Datensatz von *Sandwell & Smith* (1997) extrahiert.

## 3.2 SIMBA - Eine landseitige Verlängerung

Die oben beschriebenen marinen steilwinkelseismischen Messungen wurden im Onshore-Bereich auf Transect 1 durch das Experiment SIMBA komplettiert. An der Küste beginnend verläuft dieses Profil entsprechend der logistischen Möglichkeiten entlang der landseitigen Empfängerauslage der MAMBA-Traverse in einer Länge von etwa 75 km bis zum Fuß des Brandberg-Komplexes (Abb. 3.2). Wie die aeromagnetischen Anomalien (*Eberle et al.*, 1996) verdeutlichen, wird dabei im zentralen Abschnitt der Messum-Intrusivkomplex gequert.

Das für eine CMP (common midpoint)-Bearbeitung konzipierte Experiment wurde durch eine kontinuierliche Verschiebung der Quellen und Empfänger in Profilrichtung realisiert. Die Anregungen erfolgten durch Sprengungen (Ladungsmenge 16 kg) in 9 m tiefen Bohrlöchern bei einem mittleren Schußpunktstand von 500 m. Die Empfängerauslage bestand aus 180 Kanälen und erreichte bei einem Kanalabstand von 100 m eine Länge von 18 km. Jeder Kanal wurde mit einer Gruppe von 6 Geophonen (4.5 Hz Eigenfrequenz) bestückt und bei einer Frequenz von 200 Hz abgetastet. Insgesamt sind entlang des Profils 125 Schüsse, und davon jeweils 7 Sprengungen in einem von 17 Entfernungsintervallen registriert worden. Dadurch ergibt sich eine theoretische mittlere Überdeckung von ungefähr 17-fach.

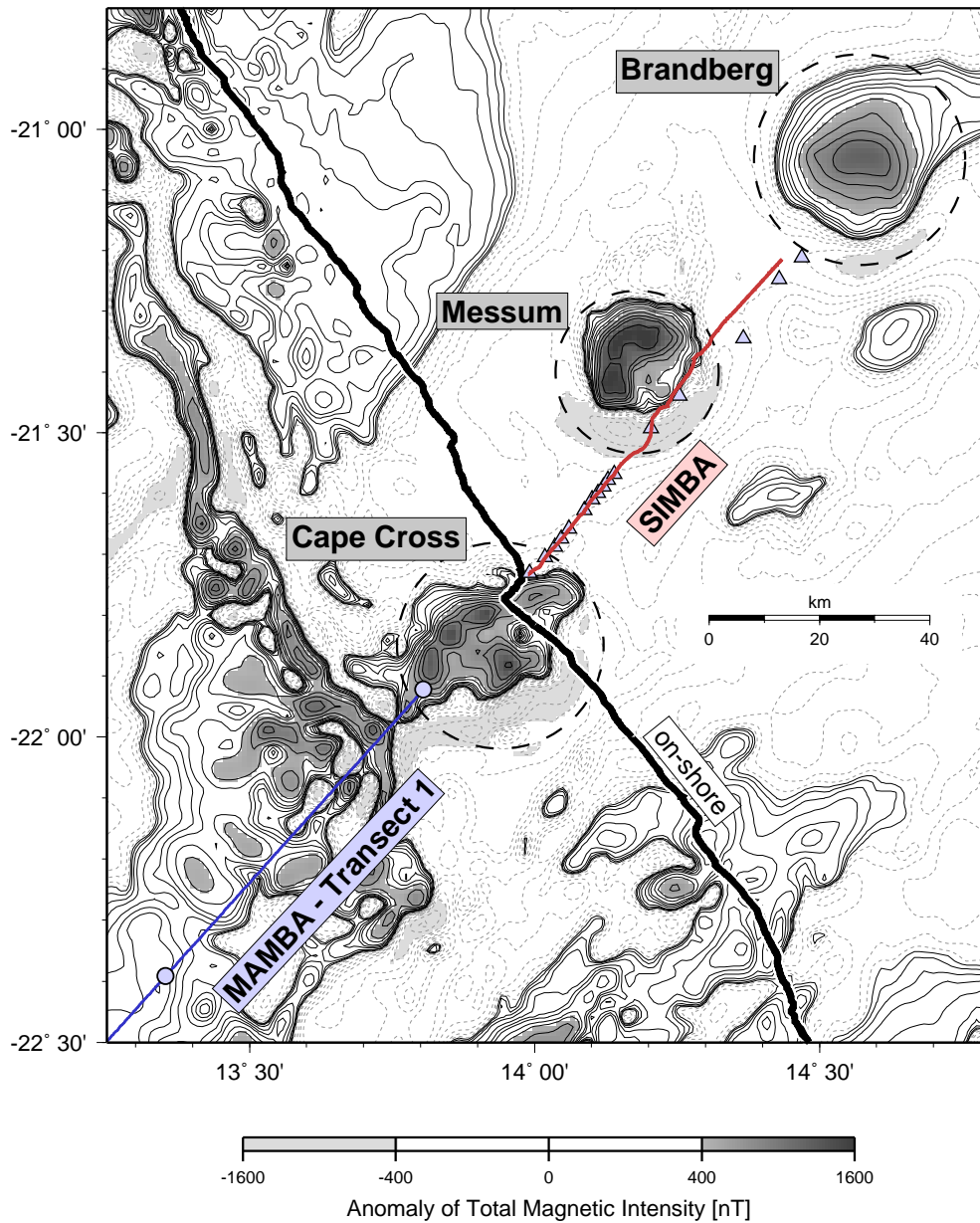


Abbildung 3.2: Lage des SIMBA-Profiles (rote Linie) zusammen mit den Quellen (blaue Linie) und Empfängern (Kreise und Dreiecke) des MAMBA-Experimentes entlang Transect 1 (vergleiche Abb. 3.1). Die aeromagnetische Anomalien (kompiliert aus *Eberle et al. (1996)*) veranschaulichen die Dimension der mesozoischen Intrusivkomplexe Cape Cross, Messum und Brandberg. (Die Isolinien sind im positiven Wertebereich durchgezogen und im negativen Wertebereich gestrichelt dargestellt.)

# Kapitel 4

## Bearbeitung und Modellierung der Daten

Die bei den Experimenten MAMBA und SIMBA gewonnenen Daten sollen verwendet werden, um zu den beiden Themenschwerpunkten der Arbeit Prozeß der Ozeanöffnung und der damit verbundenen Auswirkungen auf die angrenzende kontinentale Kruste beizutragen. Hierfür werden sowohl großräumige Krustenmodelle quer zum Kontinent-Ozean-Übergang als auch detaillierte geophysikalische Abbilder im Bereich der Intrusivkomplexe an Land abgeleitet. Dies soll auf der Basis einer möglichst umfassenden Datenauswertung geschehen. Im Ergebnis können verschiedene petrophysikalische Parameter wie  $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeiten, Reflektivität und Dichten zusammen diskutiert und interpretiert werden.

In diesem Kapitel werden die unterschiedlichen Bearbeitungsansätze mit den verwendeten Methoden und den Einzelergebnissen vorgestellt. Auf mathematische Formulierungen wird verzichtet, wenn es sich um etablierte Standard-Verfahren handelt, die in der Literatur ausreichend dokumentiert sind. Die Gliederung des Kapitels orientiert sich an den jeweils abgeleiteten Parametern: Zunächst werden in zwei krustalen Schnitten quer über die Kontinent-Ozean-Grenze  $P$ -Geschwindigkeiten und reflektive Eigenschaften der Kruste abgeleitet. Es folgen Detailuntersuchungen im Bereich der Intrusivkomplexe zur genaueren Charakterisierung der Reflektivität. Im Bereich des Messumkraters werden die oberflächennahen  $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeitsverhältnisse tomographisch bestimmt und mit einem neuen Ansatz für eine lithologisch-petrophysikalische Kartierung verwendet. Schließlich werden die  $P$ -Geschwindigkeiten benutzt, um auf der Basis von Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen gravimetrische Anomalien zu modellieren und damit krustale Strukturen entlang des Kontinentalrandes zu extrapolieren. Die Interpretation dieser Ergebnisse erfolgt im anschließenden Kapitel.



## 4.1 Weitwinkel- und Steilwinkelseismik

Die Kombination von Steilwinkel- und Weitwinkelseismik <sup>1</sup> hat sich als wichtiger Ansatz zur Erforschung der Lithosphäre etabliert (z.B. *Mooney & Brocher*, 1987). Beide Verfahren ergänzen sich in der Hinsicht, daß die Steilwinkelseismik hoch aufgelöste strukturelle Bilder auf Grund von Schallhärtekontrasten liefert, während die Weitwinkelseismik die besser geeignete Methode zur Bestimmung von seismischen Geschwindigkeiten, wenn auch mit einem geringeren Auflösungsvermögen, darstellt. Weitwinkeldaten können aber auch zur direkten Abbildung der Reflektivität genutzt werden und komplementieren damit die Strukturbilder aus der Steilwinkelseismik in einem tieferen Frequenzbereich. Durch gemeinsame Bearbeitung beider Datensätze kann vor allem die Zuverlässigkeit der Geschwindigkeitsmodelle erhöht werden. Die gemeinsame Interpretation von Struktur- und Geschwindigkeitsinformation erlaubt gesichere Aussagen über den physikalischen und chemischen Zustand sowie die Entwicklung der untersuchten Kruste.

Im speziellen Falle der marinen Seismik an passiven Kontinentalrändern kommt hinzu, daß vor allem im Übergangsbereich zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste mächtige Sedimentlagen und vulkanische Gesteine die seismischen Signale einerseits stark dämpfen und andererseits störende multiple Energie anregen können. Dies führt bei der Steilwinkelseismik zu einer begrenzten Eindringtiefe. Die in einem größeren lateralen Fenster gemessenen Weitwinkeldaten sind hiervon weniger stark betroffen und stellen damit die einzige tiefenseismische Informationsquelle in diesem Bereich dar. Als Beispiel einer erfolgreichen Verknüpfung von reflexions- und refraktionsseismischen Daten an einem passiven Kontinentalrand seien die Untersuchungen im Carolina-Trog vor der Atlantikküste Nordamerikas genannt (*Holbrook et al.*, 1994b).

Aus den oben genannten Gründen wurden während des MAMBA-Experimentes auf allen Profilen sowohl reflexions- als auch refraktionsseismische Daten gewonnen. Beide Datensätze dienen zur Ableitung von  $P$ -Geschwindigkeitsmodellen. Die Steilwinkeldaten werden außerdem zur Strukturabbildung im marinen Bereich verwendet. Eine landseitige Fortsetzung der Strukturbilder ist auf Transect 1 durch die Einbeziehung der SIMBA-Daten sowie der Weitwinkelbeobachtungen des MAMBA-Experimentes möglich. Da in diesem Falle die Trennung zwischen Reflexions- und Refraktionsseismik künstlich wäre, werden im folgenden die Aufbereitung aller Daten sowie Vorgehensweise und Ergebnisse der Geschwindigkeitsmodellierung und Strukturabbildung gemeinsam diskutiert.

---

<sup>1</sup>Gemäß der üblichen Nomenklatur dienen die Begriffe Reflexions- und Refraktionsseismik als Synonyme für Steilwinkel- bzw. Weitwinkelseismik.

## Methodik: $P$ -Geschwindigkeitsmodellierung

**Aufbereitung der Daten** Die weitwinkelseismischen Daten werden als Empfänger-sortierte Montagen kompiliert und separat aufbereitet. Typische Datenbeispiele werden in den anschließenden Abschnitten präsentiert und diskutiert. Die Daten sind bereits in unarbeiteter Form generell von hoher Qualität, wobei jedoch einige OBH-Registrierungen durch instrumentell bedingte Störsignale beeinträchtigt wurden. Letztere können durch Vorhersage-Dekonvolution unterdrückt werden. Neben Bandpass-Filterung wird außerdem in einigen Fällen  $f$ - $k$ -Filterung angewendet, um überlagerte Störsignale von vorangegangenen Schüssen abzuschwächen. Die dominierenden Frequenzen der Nutzsignale liegen bei etwa 8 Hz.

Die reflexionsseismischen Daten des MAMBA-Experimentes wurden von Dr. Sönke Neben (BGR, AG Marine Geophysik) in bearbeiteter Form zur Verfügung gestellt. Hierbei wurden die üblichen Schritte bis zur CMP (common midpoint)-Stapelung (z.B. *Yilmaz*, 1987) angewendet. Anschließend wurden die Stapeldaten mit einem  $f$ - $k$ -Algorithmus (*Stolt*, 1978) zeitmigriert.

**Gemeinsame Modellierung** Durch gemeinsame Bearbeitung der oben beschriebenen Daten werden 2-D  $P$ -Geschwindigkeitsmodelle abgeleitet. Die Geschwindigkeitsmodelle basieren auf gemessenen Laufzeiten (OBH- und Landregistrierungen, Steilwinkeldaten im marinen Bereich) sowie in einzelnen Fällen auf Amplitudeninformationen, die durch Vorwärtsrechnungen modelliert werden. Hier wird auf die bei Landprofilen übliche 1-D Modellierung zur Gewinnung eines Startmodelles für die 2-D Modellierung verzichtet, weil allein die Topographie des Ozeanbodens und zu erwartende Variationen der Sedimentmächtigkeit die Annahme eines 1-D Untergrundes nicht erlauben. Im folgenden wird die prinzipielle Vorgehensweise beschrieben, während Beispiele zu den einzelnen Bearbeitungsschritten im Zusammenhang mit den Ergebnissen weiter unten zu finden sind.

Zuerst werden die Modelle in den marinen Profilschnitten bis zu Tiefen des akustischen Basements entwickelt. Hier können sowohl reflexions- als auch refraktionsseismische Daten in hoher Qualität genutzt werden. In den OBH-Daten werden die Ankunftszeiten von primären  $P$ -Phasen bei kleineren Distanzen (bis etwa 30 km) bestimmt, da in diesem Entfernungsbereich oberflächennah gelaufene Wellen registriert werden. In den Steilwinkeldaten werden die markantesten Reflexionshorizonte identifiziert und deren Laufzeiten gepickt. Beide Laufzeitdatensätze werden gleichzeitig mit Hilfe von Ray-Tracing (*Zelt & Smith*, 1992) modelliert. Methodisch bedingt besteht das Modell aus Schichten, in denen die Geschwindigkeiten lateral und vertikal linear variieren können. Separate Körper können durch Zusammenlaufen von Schichtgrenzen simuliert werden. Die sukzessive Hin-

zufügung von Geschwindigkeitsschichten erfolgt, wenn refraktierte Phasen mit etwa konsistenten Scheingeschwindigkeiten an mehreren OBH beobachtet werden. Für jedes OBH werden gleichzeitig die Refraktierten in beiden Richtungen und die entsprechenden Reflexionen im Steilwinkelbereich (und gegebenenfalls Weitwinkelreflexionen) benutzt, um die Geometrie der Schichtgrenzen und die Geschwindigkeiten in der Umgebung des OBH (ca.  $\pm 20$  km) zu bestimmen. Der vertikale Geschwindigkeitsgradient kann wegen der hohen Datenqualität aus der Krümmung der Laufzeitkurven über relativ große Distanzen bestimmt werden. Zwischen den durch die OBH aufgelösten Bereichen werden laterale lineare Geschwindigkeitsvariationen angenommen. Die Laufzeiten der Steilwinkelreflexionen dienen zur Extrapolation der Schichtgeometrien zwischen den OBH.

Nachdem die marinen Sequenzen bis zum Basement fixiert sind, werden die Geschwindigkeiten in der Kruste und im oberen Mantel auf der Basis der beiden Weitwinkeldatensätze (OBH- und Landdaten) bestimmt. Leider können die Steilwinkeldaten hier nicht mehr als zusätzliche Information genutzt werden, da deren Abbildungsvermögen in größeren Tiefen aus den eingangs genannten Gründen unzureichend ist. Die Ableitung der Geschwindigkeiten basiert zunächst wiederum auf Laufzeitmodellierungen mittels Ray-Tracing (*Zelt & Smith, 1992*). Zusätzlich werden Weitwinkelreflexionen, die nur in einem begrenzten Entfernungsbereich beobachtbar sind, als Reflektorsegmente ohne zugehörige Geschwindigkeitsdiskontinuität („Floating-Reflector“) modelliert. Bei den Modellierungen ergeben sich zum Teil kompliziertere Modellkonfigurationen, bei denen die Laufzeitberechnung mit Strahlenseismik auf Grund der Beschränkungen dieser Methode bei stark heterogenen Medien versagt. In diesen Fällen wird die Methode des Wavefront-Tracing verwendet, die auf einer FD-Approximation der Eikonal-Gleichung basiert (*Vidale, 1988; Podvin & Lecomte, 1991*). Hiermit können Ankunftszeiten der zuerst ankommenden  $P$ -Welle in beliebigen zweidimensionalen Geschwindigkeitsmedien berechnet werden. Dieses Verfahren ist im Vergleich zum Ray-Tracing relativ rechenaufwendig und wird deshalb nur zu wenigen Tests herangezogen. Um diesen Algorithmus anwenden zu können, wird das bisher verwendete Schichtmodell in ein feines Gittermodell umgewandelt. Jedem Knoten ist ein Geschwindigkeitswert zugeordnet. Als Knotenpunktabstände werden jeweils 20 m in horizontaler und vertikaler Richtung gewählt, um Diskretisierungsfehler speziell zwischen Wasserschicht und Untergrund vernachlässigbar klein zu halten. Schließlich dienen Amplitudenmodellierungen (Ray-Tracing (*Zelt & Ellis, 1988*), FD-Approximation der Wellengleichung (*Sandmeier, 1990*)) zur Abschätzung von Modellparametern, die mit Laufzeitmodellierungen nicht aufgelöst werden können.

Die Entwicklung der krustalen Modelle basiert auf Tauchwellen und Weitwinkelreflexionen. Beide Wellentypen dienen zur Bestimmung von Geschwindigkeitswerten und zur Festlegung von Grenzflächen. Diskontinuitäten erster Ordnung werden im Modell einge-

baut, wenn entsprechende Reflexionen und/oder unter diesen Grenzen getauchte Wellen einen Geschwindigkeitssprung belegen. Die Einführung von Diskontinuitäten zweiter Ordnung erfolgt dann, wenn sich die Krümmung von refraktierten Laufzeitkurven ändert und damit Sprünge des Geschwindigkeitsgradienten angezeigt werden. Die seismischen Geschwindigkeiten in der oberen und mittleren Kruste werden mit Hilfe von Ersteinsetzungslaufzeiten getauchter Wellen angepaßt. Tiefer getauchte Refraktierte sind wegen der hohen Datenqualität teilweise als spätere Einsätze korrelierbar und grenzen somit die Geschwindigkeitswerte in Teilen der Unterkruste ein. Andernfalls erfolgt die Geschwindigkeitsbestimmung in der Unterkruste mit Hilfe von Laufzeiten von Weitwinkelreflexionen. Die Geschwindigkeiten in einer Schicht direkt oberhalb der Moho können durch Amplitudenmodellierung der Weitwinkelreflexionen von der Oberkante und der Unterkante der Schicht abgeschätzt werden. Die Tiefenlage der Kruste-Mantel-Grenze wird durch Weitwinkelreflexionen und in einigen Abschnitten der Profile durch unterhalb dieser Grenze getauchte Refraktierte bestimmt. Letztere dienen auch zur Geschwindigkeitsbestimmung im obersten Mantel.

**Fehlerabschätzung** Die Zuverlässigkeit der abgeleiteten Geschwindigkeitsmodelle hängt von einer Reihe von Faktoren ab, wie z.B. von der Genauigkeit bei der Bestimmung von Laufzeiten und Scheingeschwindigkeiten, von den verwendeten Wellentypen und der jeweiligen Überdeckung des Untergrundes. Die dichte Vermessung speziell auf der Anregungsseite erlaubt eine zuverlässige Phasenkorrelation und eine genaue Bestimmung von Laufzeiten (0.03-0.1 s) und Scheingeschwindigkeiten. Durch Amplitudenmodellierungen sowie die zusätzliche Verwendung von reflexionsseismischen Daten wird die Zuverlässigkeit der Modelle wesentlich verbessert. Die Unsicherheiten bei der Bestimmung von Geschwindigkeiten und Tiefen von Grenzflächen werden nach *Zelt* (1999) durch Perturbation ausgewählter Modellparameter abgeschätzt. In der oberen Sequenz bis zum Basement betragen demnach die Unsicherheiten bei der Geschwindigkeitsbestimmung etwa  $\pm 0.1$  km/s und bei der Tiefenabschätzung etwa  $\pm 0.3$  km. In der tieferen Kruste werden die Fehler bei der Geschwindigkeitsbestimmung auf etwa  $\pm 0.15$ - $0.2$  km/s und bei der Tiefenbestimmung auf etwa  $\pm 3$  km geschätzt. Im obersten Mantel liegt der Fehler bei der Geschwindigkeitsbestimmung etwa bei  $\pm 0.15$  km/s.

Eine gesonderte Fehlerdiskussion ist für die Modellierung der Landdaten erforderlich. Da die Anregung seeseitig erfolgt, ergibt sich für diese Daten eine gewisse Minimalentfernung zwischen Quelle und Empfänger (hier zwischen 20 und 120 km). Dadurch fehlen Registrierungen bei kleinen Entfernungen, um die Geschwindigkeitsverteilung in der unmittelbaren Umgebung der Landstationen direkt auflösen zu können. Dieses Problem wird teilweise durch die Verwendung vieler Landstationen bei geringem Empfängerabstand kompensiert.

Weiterhin wird die Mehrdeutigkeit der Interpretation der Landdaten durch die gleichzeitige Modellierung der OBH- und der Steilwinkeldaten stark eingeschränkt. Schließlich können Zusatzinformationen aus der Geologie und älteren seismischen Untersuchungen an Land (*Milner, 1997; Baier et al., 1983; Green, 1983*) in die Modellierung einfließen. So kann ausgeschlossen werden, daß mächtige Sedimente mit geringen Geschwindigkeiten unterhalb der Landstationen lagern. Für die von diesem Problem betroffenen Modellbereiche ergeben sich bei der Geschwindigkeitsbestimmung Unsicherheiten von  $\pm 0.1-0.15$  km/s in der oberen und mittleren Kruste ( $<20$  km) und  $\pm 0.2$  km/s in der unteren Kruste und im obersten Mantel. Die Tiefenlage der Moho ist mit Unsicherheiten von  $\pm 3-5$  km behaftet.

## Methodik: Strukturabbildung

Die Steilwinkel- und Weitwinkeldaten beider Experimente werden zur Strukturabbildung in Teilbereichen entlang der Profile genutzt. Bei der Bearbeitung bis hin zur Migration wird den unterschiedlichen Charakteristika der einzelnen Datensätze Rechnung getragen.

**MAMBA-Steilwinkeldaten** Neben der zusätzlichen Einschränkung der Geschwindigkeitsmodelle dienen die MAMBA-Steilwinkeldaten vor allem zur Gewinnung von Strukturinformationen in den marinen Bereichen der Profile. Die Strategie zur Gewinnung der Reflektivitätsbilder basiert auf den Erfahrungen der BGR-Arbeitsgruppe mit derartigen Daten. Im einzelnen werden folgende Schritte durchgeführt:

- Erzeugung einer Stapel-Sektion
- $f$ - $k$ -Zeitmigration

Diese beiden Schritte sind oben bereits kurz beschrieben worden. Die  $f$ - $k$ -Zeitmigration führt streng genommen nur bei lateraler Invarianz der Geschwindigkeitsverhältnisse zu einer lagerichtigen Abbildung von Reflektoren und fokussierten Diffraktoren im Zeitbereich (*Hubral, 1977*). Trotzdem wird dieses Verfahren in der Praxis oft angewendet, da es im Vergleich zu den exakteren Tiefenmigrationsverfahren in bezug auf die Genauigkeit der Geschwindigkeitsfunktion weniger empfindlich und zudem relativ schnell ist (*Ristow, 1995*). Eine einfache eindimensionale Umrechnung der migrierten Daten von Zeiten in Tiefen (Vertikalstreckung) ist unter der Annahme schwacher lateraler Geschwindigkeitsvariationen erlaubt. Die Ergebnisse der Stapelung und Zeitmigration werden unter diesen Voraussetzungen auf zweierlei Wegen mit den Ergebnissen der Geschwindigkeitsmodellierung kombiniert:

- zeitmigrierte Wellenfeldbilder  
(kombiniert mit dem Geschwindigkeitsmodell im Zeitbereich)
- manuelle Line-Drawings, tiefen-transformiert  
(kombiniert mit dem Geschwindigkeitsmodell im Tiefenbereich)

Die zuerst genannte Darstellungsart wird verwendet, um das seismische Abbild in seiner Gesamtheit in Relation zur Geschwindigkeitsstruktur zu setzen. Für diesen Zweck erfolgt eine Transformation des Geschwindigkeitsmodelles in den Zeitbereich (*Zelt & Smith, 1992*).

Das manuelle Line-Drawing stellt eine (wenn auch subjektive) Reduzierung des zeitmigrierten Wellenfeldes auf einen Satz von Reflexionssegmenten dar, der sich relativ einfach in den geologisch sinnvolleren Tiefenbereich umwandeln läßt. Das Line-Drawing wurde durch Dr. Sönke Neben und ergänzend durch den Autor vorgenommen. Es markiert reflexionsseismische Grenzen, die durch kohärente Signale mit großer Amplitude und/oder einen Wechsel der seismischen Fazies charakterisiert sind. Mit letzterem ist der seismische Charakter einer Sequenz gemeint, der sich aus verschiedenen Faktoren wie Frequenzgehalt, mittlerer Kohärenzlänge, Form und Amplitude einzelner Reflexionen ergibt. Die Zeit-Tiefen-Umwandlung der Line-Drawings erfolgt mit Hilfe der zuvor abgeleiteten Geschwindigkeiten. Das Modell wird für diese Zwecke wieder in ein fein gerastertes Gittermodell (Zellbreite 50, Zellhöhe 20 m) transformiert. Die Tiefe der einzelnen Orts-Zeit-Paare der Line-Drawings ergibt sich dann durch sukzessive Aufsummation der theoretischen Zweiweg-Laufzeit und Vergleich mit den gemessenen Zeiten.

**SIMBA-Steilwinkeldaten** Die SIMBA-Steilwinkeldaten dienen zur landseitigen Komplettierung der Strukturabbilder im marinen Bereich auf Transect 1. Eine erste Sichtung der Daten zeigt, daß im oberflächennahen Bereich im Unterschied zu den MAMBA-Steilwinkeldaten keine kontinuierlichen Reflektoren erkennbar sind. Vielmehr ist die gesamte Kruste an Land durch Reflexionen mit kurzen Kohärenzlängen charakterisiert. Das Signal-Rausch-Verhältnis ist generell nicht sehr hoch. Die vor allem in der Kohlenwasserstoffexploration eingesetzten Migrationsverfahren auf der Basis der Wellengleichung erzeugen bei solchen Daten besonders starke künstliche Störsignale (Migrationsartefakte), die mit zunehmender Zweiweglaufzeit immer dominanter werden (*Als Dorf, 1997*). Andererseits ist eine Migration krustenseismischer Daten unerlässlich, da reflektierende bzw. diffraktierende Strukturen in unmigrierten Daten nicht selten über 10 km lateral gegenüber ihrer wahren Lage verschoben sind (*Holliger & Kissling, 1991*). Die Migration auf der Basis der geometrischen Strahlentheorie hat sich als einfaches, aber geeignetes Verfahren zur Abbildung krustenseismischer Daten mit geringem Signal-Rausch-Verhältnis bewährt

(z.B. *Holliger & Kissling*, 1991; *Alsdorf*, 1997). Dabei werden in Lotzeitdaten definierte Reflexionssegmente auf Grund ihrer Neigung tiefenmigriert.

Zur Migration der SIMBA-Daten mit dieser Methode werden zunächst gestapelte Lotzeitdaten erzeugt und anschließend mit einem automatisierten Line-Drawing bearbeitet, um kohärente Ereignisse zu detektieren und deren Neigung (Slowness  $p = dt/dx$ ) als Eingangsparameter für die Migration zu bestimmen. Ein automatisiertes Verfahren zur Festlegung von Reflexionssegmenten mit dem Ziel der strahlengeometrischen Migration wurde von *Alsdorf* (1997) vorgestellt. Dabei werden in Lotzeitdaten Amplituden-Peaks selektiert, um diese herum in einem kleinen  $x$ - $t$ -Fenster benachbarte Amplituden-Peaks gesucht und durch lineare Regression ein Reflexionssegment definiert. In der hier vorgelegten Arbeit wird ein alternatives Verfahren zur Festlegung der Reflexionssegmente angewendet, welches auf der Bestimmung der Semblance  $S$  als Maß für die Kohärenz beruht. Dieser Parameter hat sich bei einer Reihe von Anwendungen der Mehrspurbearbeitung wie z.B. Neigungs-Filterung (*Wenzel*, 1985), Wellenfeldzerlegung (*Milkereit*, 1987) oder Polarisationsanalyse (*Dickmann & Flüh*, 1994) bewährt. Beim automatisierten Line-Drawing liefert die Semblance-Analyse die gesuchte Neigung des Reflexionssignals in der  $x$ - $t$ -Sektion sowie einen Wert für die Kohärenz und damit die Güte des detektierten Ereignisses. Letzterer kann zusammen mit der Signalamplitude zur Definition einer Detektionsschwelle verwendet werden. Als zusätzliche Erweiterung werden für jedes Reflexionssegment eine Reihe von Parametern aus der Semblance-Analyse sowie Momentanattribute aus der komplexen Spuranalyse (*Taner et al.*, 1979) gespeichert. Diese können nach der Migration an Stelle von Liniensegmenten dargestellt oder als Parameter für eine weitere Selektion bzw. Wichtung der migrierten Ereignisse verwendet werden. Das Ablaufschema beinhaltet folgende Schritte:

- Erzeugung einer gestapelten Lotzeitsektion
- Berechnung des automatisierten Line-Drawing
- strahlentheoretische Tiefenmigration der Line-Drawings
- Darstellung von Liniensegmenten oder anderen abgeleiteten Signalattributen

Die Bearbeitung der Daten vor der Stapelung beinhaltet das Editieren der Spuren, Abschneiden von Ersteinsatzphasen, die Korrektur der Amplitudenabnahme durch sphärische Divergenz, Dekonvolution, Frequenz- und Kohärenzfilterung und die NMO-Korrektur. Nach der Stapelung werden wiederum Frequenz- und Kohärenzfilter angewendet, um das Signal-Rausch-Verhältnis weiter zu erhöhen. Für die weitere Bearbeitung mit dem automatisierten Line-Drawing werden die Amplituden spurweise normiert.

Abbildung 4.1 illustriert die weitere Bearbeitung der Daten nach der Stapelung. Über die Lotzeitsektion  $f(x, t)$  wird spur- und sampleweise ein gleitendes Fenster geschoben und jeweils am Punkt  $(x_i, t_j)$  zentriert. Für diesen Punkt wird die Neigung (Slowness  $p = dt/dx$ ) mit der maximalen Kohärenz (Semblance  $S$ ) bestimmt:

$$S(x_i, t_j, p) \stackrel{!}{=} \underset{p \in [-p_{max}, p_{max}]}{\text{Maximum}}. \quad (4.1)$$

Die Semblance für eine bestimmte Neigung  $p$  berechnet sich aus

$$S(x_i, t_j, p) = \frac{\sum_{l=j-M/2}^{j+M/2} \left[ \sum_{k=i-N/2}^{i+N/2} f(x_k, t_l + p \cdot (x_k - x_i)) \right]^2}{N \sum_{l=j-M/2}^{j+M/2} \sum_{k=i-N/2}^{i+N/2} [f(x_k, t_l + p \cdot (x_k - x_i))]^2}. \quad (4.2)$$

Dies entspricht der Energie, die bei der schrägen Stapelung (Slant Stack) über  $N$  Spuren in einem Zeitintervall von  $M$  Samples aufsummiert wird, normiert auf die mittlere Energie der Einzelkomponenten der Stapelung.  $S$  kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen, wobei maximale Kohärenz den Wert 1 ergibt.

In Formel 4.2 werden die Amplituden des Wellenfeldes an bestimmten Punkten  $(x_k, t)$  benötigt:

$$f(x_k, t) = f(x_k, t = t_l + p \cdot (x_k - x_i)).$$

Für die seismische Spur am Ort  $x_k$  liegt zum Zeitpunkt  $t = t_l + p \cdot (x_k - x_i)$  wegen der diskreten zeitlichen Abtastung in der Regel kein Meßwert vor. Deshalb wird  $f(x_k, t)$  linear interpoliert:

$$f(x_k, t) = f(x_k, t_n) + \frac{t - t_n}{\Delta t} (f(x_k, t_{n+1}) - f(x_k, t_n)). \quad (4.3)$$

Hierbei stellen  $t_n$  den nächst kleineren gesampelten Zeitpunkt bezüglich  $t$  und  $\Delta t$  die Abtastrate dar.

Die Festlegung von  $p_{max}$  bei der Suche der maximalen Kohärenz gemäß Formel 4.1 erfolgt unter Berücksichtigung des Abtasttheorems: Um Aliasing-Effekte zu vermeiden, muß das Wellenfeld  $f(x, t)$  mit wenigstens 2 Stützstellen pro Zyklus sowohl zeitlich als auch räumlich abgetastet werden (z.B. *Buttkus*, 1991). Die zeitliche Abtastrate  $\Delta t$  wird vor dem Experiment unter Berücksichtigung der zu erwartenden maximalen Frequenzen



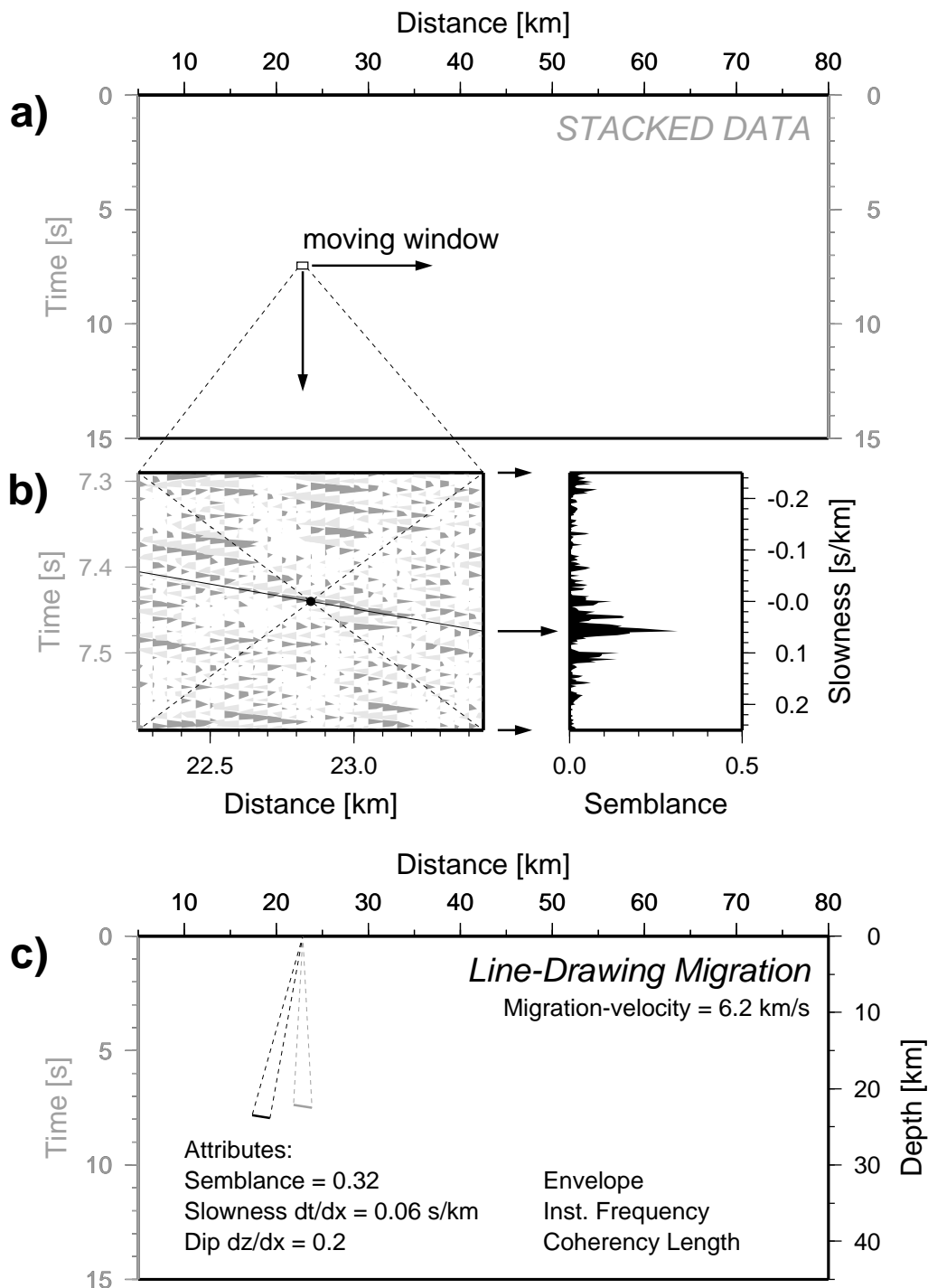


Abbildung 4.1: Automatisiertes Line-Drawing zur Detektion von Reflexionssegmenten mit dem Ziel der strahlengeometrischen Migration: (a) Über die gestapelten Lotzeitdaten wird ein gleitendes  $x$ - $t$ -Fenster geschoben. (b) Bestimmung der Kohärenz (Semblance) für verschiedene Neigungen. Die Neigung (Slowness) mit maximaler Semblance wird als Reflexionssegment definiert. (c) Tiefenmigration des detektierten Reflexionssegmentes durch Verwendung einer konstanten Migrationsgeschwindigkeit. Ergebnisse aus der Semblance-Analyse (z.B. Kohärenzlänge) sowie parallel mitgeführte Signal-Attribute (Envelope, Momentanfrequenz) können am migrierten Ort abgebildet werden.

festgelegt. Die Bedeutung des Abtasttheorems in der Raumrichtung wird nicht selten vernachlässigt und soll deshalb kurz diskutiert werden. Das Wellenfeld  $f(x, t)$  kann als Superposition von ebenen Wellen aufgefaßt werden (*Diebold & Stoffa, 1981*). Abbildung 4.2a zeigt eine ebene Welle, die durch die Scheingeschwindigkeit  $v_a = dx/dt$  und die Periode  $T$  charakterisiert ist. Wenn  $v_a$  endlich (der Einfall also nicht senkrecht zur  $x$ -Achse) ist, ergibt sich zu einer festen Zeit  $t_0$  eine zyklische Bodenauslenkung in  $x$ -Richtung. Eine (scheinbare) Wellenlänge  $\lambda_a$  in  $x$  entspricht einem Phasenunterschied von einer Periode  $T$  in der Zeit. Auf Grund der geometrischen Verhältnisse in Abbildung 4.2a ergibt sich:

$$\frac{\lambda_a}{T} = \frac{dx}{dt}.$$

Demzufolge lautet das Theorem für die räumliche Abtastung:

$$\Delta x \leq \frac{\lambda_a}{2} = \frac{T}{2} \left| \frac{dx}{dt} \right| = \frac{|v_a|}{2f},$$

wobei die Betragsbildung aus physikalischen Gründen eingeführt wird (die Wellenlänge  $\lambda_a$  muß immer positiv sein). Diese Beziehung sollte vor dem Experiment für die Festlegung des Geophonpunktabstandes unter Berücksichtigung der zu erwartenden Scheingeschwindigkeiten und maximalen Signalfrequenzen  $f_{max}$  herangezogen werden. Wenn  $\Delta x$  einmal festgelegt ist, ergeben sich andererseits Grenzwerte für die auswertbaren Neigungen  $|p_{max}| = |dt/dx|$  in den registrierten Daten  $f(x, t)$  (siehe Abb. 4.2b):

$$|p_{max}| = \frac{1}{|v_a|} \leq \frac{1}{2\Delta x f_{max}}. \quad (4.4)$$

Gleichung 4.4 bestimmt demzufolge das Suchintervall bezüglich  $p$  in Gleichung 4.1.

Die Semblance-Analyse ist mit großem Rechenaufwand verbunden, da für jedes zu analysierende Sample viele Berechnungen nach Formel 4.2 im möglichst dicht abgetasteten Intervall  $[-p_{max}, p_{max}]$  durchgeführt werden müssen. Deshalb wird eine erste Vorauswahl getroffen, indem nur Peak-Amplituden oberhalb einer definierten Amplitudenschwelle analysiert werden. Wenn dann bei der Analyse die maximale Semblance oberhalb eines zusätzlich definierten Schwellwertes liegt, werden das analysierte Sample als kohärentes Reflexionssignal detektiert und die entsprechenden Parameter für die Weiterverarbeitung abgespeichert. Kohärente Störsignale (refraktierte und multiple Phasen, Oberflächen- und Scherwellen, Luftschall) müssen demzufolge zuvor durch geeignete Datenbearbeitung unterdrückt werden.

Nach der Festlegung der Reflexionssegmente werden diese wie bei *Als Dorf (1997)* mit dem einfachen Ansatz von *Dobrin & Savit (1988)* tiefenmigriert. Wenn man hierfür die Parameter  $x_o$ ,  $t$  und  $p$  aus dem Line-Drawing benutzt, ergibt sich folgende Formulierung: Ein

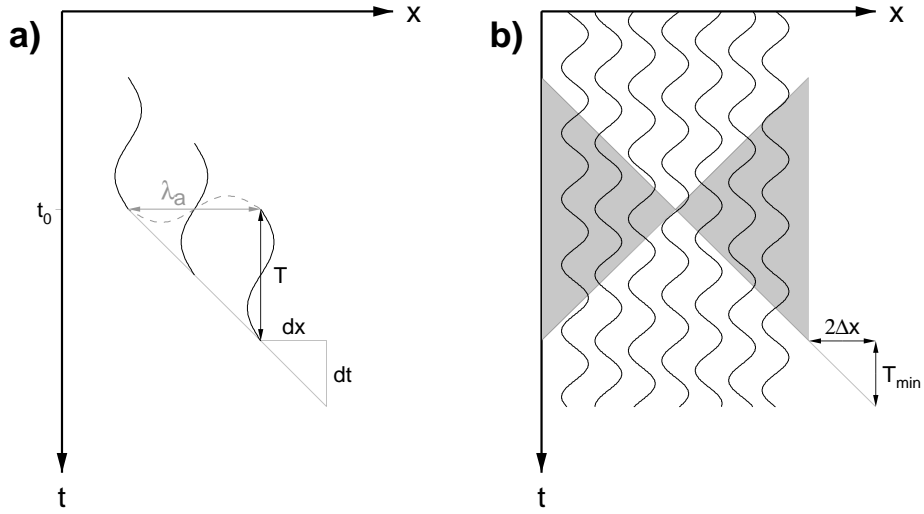


Abbildung 4.2: Festlegung der maximalen Neigung  $|p_{max}|$  bei der Semblance-Analyse auf der Basis des Abtasttheorems: (a) Eine scheinbare Wellenbewegung in  $x$ -Richtung zur festen Zeit  $t_0$  wird durch ein kohärentes Ereignis mit endlicher Scheingeschwindigkeit hervorgerufen. Die scheinbare Wellenlänge  $\lambda_a$  hängt von der Periode  $T$  des Signales und dem Betrag der Scheingeschwindigkeit  $|dx/dt|$  ab. (b) Grau markiert ist der Bereich, in dem unter Berücksichtigung der kleinsten Signalperiode  $T_{min}$  und des Spurabstandes  $\Delta x$  die Abtastung des Wellenfeldes durch mindestens 2 Stützstellen pro scheinbarer Wellenlänge in der  $x$ -Richtung gewährleistet ist.

bei der Beobachtungsentfernung  $x_o$  in Lotzeitdaten gemessenes kohärentes Reflexionssignal mit der Zweiweglaufzeit  $t$  und der inversen Scheingeschwindigkeit  $p = dt/dx$  wird von einem Untergrundpunkt  $(x_m, z_m)$  auf einem Reflektor mit der Neigung  $dz_m/dx_m$  reflektiert. Mit Hilfe der Migration sollen diese Parameter der reflektierenden Struktur rekonstruiert werden. Nimmt man konstante Ausbreitungsgeschwindigkeiten (also gerade Strahlwege) an, ergeben sich auf Grund der geometrischen Verhältnisse in Abbildung 4.3 die Beziehungen

$$\begin{aligned} x_m &= x_o + \Delta x = x_o + r \sin(-\phi) = x_o - r \sin \phi \\ z_m &= r \cos(-\phi) = r \cos \phi = r \sqrt{1 - \sin^2 \phi} \\ \frac{dz_m}{dx_m} &= \tan \phi = -\tan(-\phi) = -\frac{\Delta x}{z_m} = \frac{r \sin \phi}{z_m}. \end{aligned}$$

Wenn man die Entfernung  $r$  mit Hilfe der gemessenen Laufzeit  $t$  ausdrückt, ergibt sich weiterhin

$$\begin{aligned} r &= \frac{vt}{2} \quad \text{und} \\ \sin \phi &= \frac{dr}{dx} = \frac{d(\frac{vt}{2})}{dx} = \frac{v}{2} \frac{dt}{dx} = \frac{vp}{2}, \end{aligned}$$

und damit für den migrierten Reflexionspunkt  $(x_m, z_m)$  und die Neigung  $(dz_m/dx_m)$  des Reflektors an diesem Punkt:

$$\begin{aligned} x_m &= x_o - \frac{v^2 pt}{4} \\ z_m &= \frac{vt}{2} \sqrt{1 - \frac{v^2 p^2}{4}} \\ \frac{dz_m}{dx_m} &= \frac{v^2 pt}{4z_m}. \end{aligned} \quad (4.5)$$

Die Migration kann methodisch bedingt nur mit einer konstanten Geschwindigkeit  $v$  berechnet werden. Hierfür wird aus dem zuvor abgeleiteten Geschwindigkeitsmodell ein mittlerer Wert abgeschätzt. Alternativ erfolgt die Bestimmung der mittleren Geschwindigkeit für jedes zu migrierende Segment bei der jeweiligen Entfernung im Modell.

Als Ergebnis der Migration kann man am Reflexionspunkt ein Segment mit einer bestimmten Länge auftragen, die proportional zur gemessenen Kohärenz (Semblance  $S$ ) ist. Eine sinnvolle Maximallänge für ein Reflexionssegment mit maximaler Kohärenz von  $S = 1$  ist die Breite  $w$  des  $x$ - $t$ -Fensters bei der Semblance-Analyse. Dieses Längenmaß kann mit der gemessenen Semblance oder der  $n$ -ten Potenz von  $S$  gewichtet werden. Damit ergeben

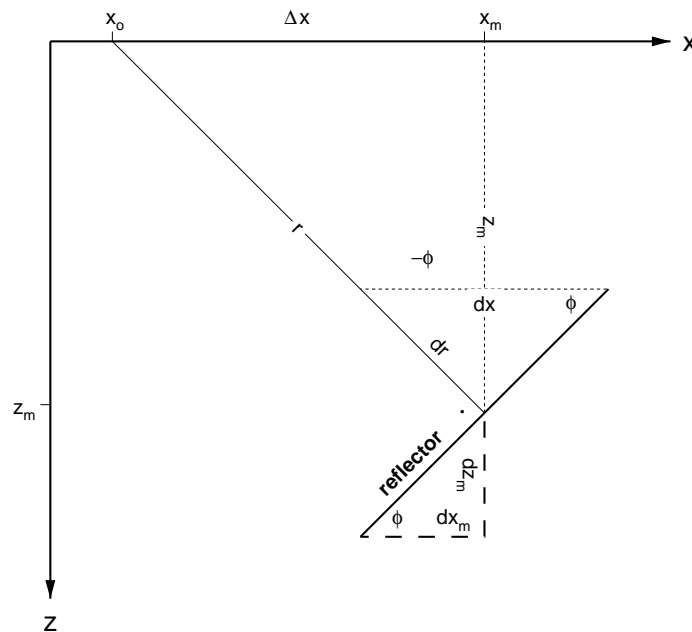


Abbildung 4.3: Migration eines Reflexionssegmentes unter der Annahme einer konstanten Ausbreitungsgeschwindigkeit  $v$ . In einem Lotzeitseismogramm wird bei der Beobachtungsentfernung  $x_o$  ein kohärentes Reflexionssignal mit der Zweiweglaufzeit  $t$  und der Slowness  $p$  gemessen. Daraus werden der wahre Reflexionspunkt  $(x_m, z_m)$  und die Neigung des Reflektors  $dz_m/dx_m$  rekonstruiert.

sich die Endpunkte des migrierten Reflexionssegmentes  $(x_1, z_1)$  und  $(x_2, z_2)$  mit

$$\begin{aligned} x_{1,2} &= x_m \pm \Delta x \\ z_{1,2} &= z_m \pm \Delta x \frac{dz_m}{dx_m}, \end{aligned} \quad (4.6)$$

wobei  $\Delta x = \sqrt{\frac{l^2}{1 + \left(\frac{dz_m}{dx_m}\right)^2}}$  und  $l = S^n \frac{w}{2}$ .

Alternativ zur Liniendarstellung der detektierten kohärenten Signale kann auch die Magnitude verschiedener Signalattribute am migrierten Reflexionspunkt abgebildet werden. Denkbar sind eine Reihe von Parametern, welche die Amplitude bzw. Energie, den Frequenzgehalt oder die räumliche Kohärenz des Signales beschreiben. Für die Charakterisierung der SIMBA-Daten werden die Reflexionsstärke (Envelope), die Momentanfrequenz und die Kohärenzlänge gewählt. Die Berechnung der Envelope und der Momentanfrequenz erfolgt nach der Stapelung auf der Basis der komplexen Spurdarstellung (*Taner et al., 1979*). Um numerische Instabilitäten bei der Bestimmung der Momentanfrequenz abzufangen, werden die Ergebnisse anschließend mit einem Median-Filter geglättet. Die Kohärenzlänge ergibt sich aus der Semblance-Analyse. Sie wird hier als Breite des Analysefensters  $w$ , skaliert mit der Magnitude der Semblance  $S$  (theoretisch zwischen 0 und 1) definiert. Die Darstellung der Signalattribute erfolgt nach der Migration durch Farbkodierung. Hierfür werden die willkürlich verteilten Reflexionspunkte  $(x_m, z_m)$  diskreten Zellen eines vordefinierten Untergrundrasters (z.B. 0.3 km Inkrement in horizontaler und vertikaler Richtung) zugeordnet. Die Magnitude der darzustellenden Größe (z.B. Envelope) ergibt sich dann durch Mittelung der  $n$  detektierten Reflexionsereignisse in der jeweiligen Gitterzelle. Die Mittelung kann auch mit der Semblance der einzelnen Ereignisse gewichtet werden. Die Überdeckung  $n$  der Gitterzellen wird mit Hilfe der Intensität der Farbkodierung angezeigt.

Die beschriebene Signaldetektion kann prinzipiell auf beliebige seismische Sektionen angewendet werden. So können beispielsweise auch Daten vor der Stapelung oder nach der Migration analysiert werden. Flexibel ist auch die Wahl der Signalattribute, da diese unabhängig bestimmt werden können. Die hier durchgeführte Analyse und Migration von Stapeldaten hat den Vorteil, daß Signalattribute nicht durch den Migrationsprozeß verzerrt werden. Allerdings führt bereits die Datenbearbeitung bis hin zur Stapelung zu einer Veränderung der komplexen Signalspektren. Dies trifft vor allem auf die NMO-Korrektur zu, bei der die Signale in der Zeit unterschiedlich stark gestreckt bzw. gestaucht werden. Die anschließende Summation der CMP-sortierten Spuren bewirkt auf Grund der Mittelung eine Verschiebung zu niedrigeren Frequenzen hin. Nachteilig ist die stark vereinfachende Annahme einer konstanten Geschwindigkeit bei der Migration.

**MAMBA-Weitwinkeldaten** Auf Transect 1 liefern, wie oben erwähnt, die Steilwinkeldaten der Experimente MAMBA und SIMBA Abbilder der Reflektivität sowohl im marinen als auch terrestrischen Teil der kombinierten Traverse. Eine nicht überdeckte Lücke von etwa 30 km verbleibt im Küstenbereich, die durch direkte Abbildung der dicht vermessenen Weitwinkeldaten teilweise geschlossen werden kann.

Im Weitwinkelbereich gemessene Daten werden hauptsächlich für die Bestimmung der Geschwindigkeiten verwendet. Dies geschieht im wesentlichen auf der Basis von Laufzeiten, da diese besonders sensitiv bezüglich der Geschwindigkeitsverteilung und damit gut zu deren Modellierung geeignet sind. Das Wellenfeld dient hierbei zur Identifikation und Korrelation der Phasen. Amplituden sowie Art und Richtung der Polarisierung liefern gegebenenfalls zusätzliche Informationen über die Geschwindigkeitsstruktur des Untergrundes. Letztendlich werden jedoch die gemessenen großen Datenmengen auf einen Bruchteil an Information reduziert. Um die in den Weitwinkeldaten enthaltene Information noch besser auszunutzen, wurde in den letzten Jahren versucht, die gemessenen Wellenfelder mit bildgebenden Verfahren ähnlich wie in der Steilwinkelseismik direkt abzubilden (z.B. *Schmidt*, 1991; *Lafond & Levander*, 1995; *Patzwahl*, 1998; *Zelt et al.*, 1998). Hierbei wurden sowohl herkömmliche, für Steilwinkeldaten entwickelte Konzepte (*Patzwahl*, 1998) als auch speziell auf Weitwinkeldaten zugeschnittene Verfahren (z.B. *McMechan & Fuis*, 1987; *Schmidt*, 1991) angewendet.

In dieser Arbeit werden die an Land gemessenen Weitwinkeldaten wie bei *Patzwahl* (1998) CMP-sortiert, bearbeitet und eine gestapelte Lotzeitsektion erzeugt. Anschließend werden manuell Reflexionssegmente abstrahiert und nach dem oben beschriebenen einfachen strahlentheoretischen Ansatz migriert. Diese Vorgehensweise ist an sich problematisch, weil bei der Bearbeitung vor der Stapelung entfernungsbedingte Laufzeiteffekte mit einer Formel korrigiert werden müssen (NMO-Korrektur), die nur im Steilwinkelbereich näherungsweise gültig ist. Die Erfahrungen bei der Bearbeitung anderer Weitwinkeldaten (*Patzwahl*, 1998) haben jedoch gezeigt, daß mit den für Steilwinkeldaten konzipierten Prozeduren Ergebnisse erzielt werden können, die mit den Geschwindigkeitsmodellen konsistent sind und diese sinnvoll ergänzen.

Abbildung 4.4 zeigt die Landstationen, deren Daten für die CMP-Bearbeitung verwendet werden sowie den Bereich des Profiles, welcher dadurch überdeckt wird. Dabei werden Beobachtungsdistanzen (Offsets)  $< 125$  km, also bis in die Nähe der kritischen Entfernung für Reflexionen von der Moho berücksichtigt. Die Bearbeitung der Daten beinhaltet im einzelnen folgende Schritte:

- Erzeugung einer gestapelten Lotzeitsektion
- manuelles Line-Drawing

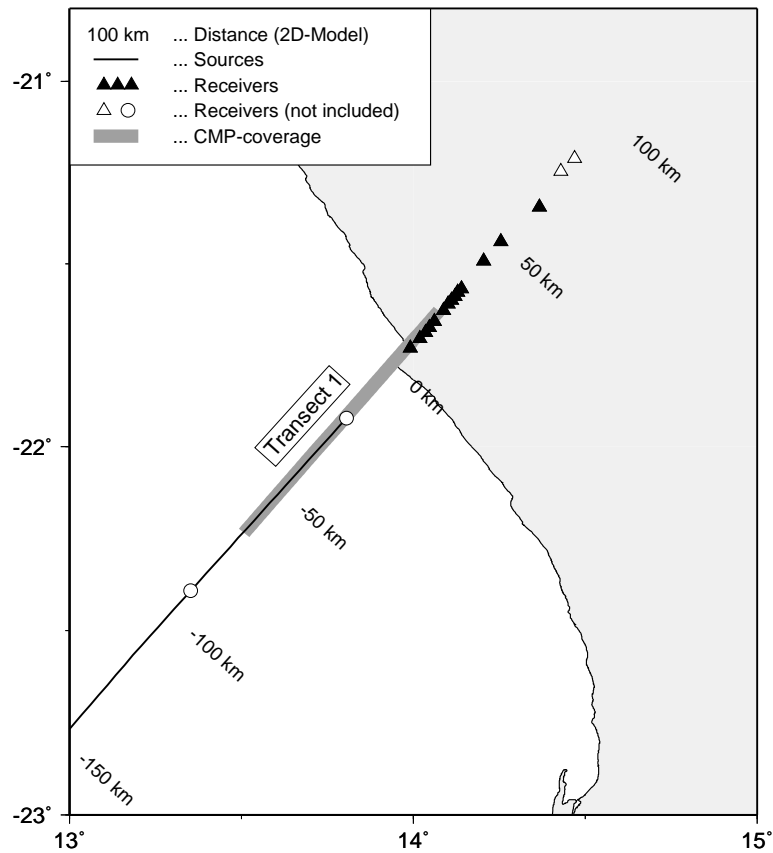


Abbildung 4.4: CMP-Bearbeitung der an Land gemessenen Weitwinkeldaten auf Transect 1. Die graue Linie markiert die Überdeckung, welche sich durch Einbeziehung der markierten Landstationen für Offsets  $< 125$  km ergibt. Damit wird die Lücke im Strukturabbild aus marinen (MAMBA) und terrestrischen (SIMBA) Steilwinkeldaten auf der Basis tieffrequenterer Signale teilweise geschlossen.

- strahlentheoretische Tiefenmigration der Line-Drawings

Die Bearbeitung der Daten bis zur Erzeugung der Stapelsektion beinhaltet das Abschneiden der Ersteinsatzphasen, Dekonvolution, Frequenz- und Kohärenzfilterung und NMO-Korrektur. Die dabei verwendeten Prozeßparameter werden durch Tests speziell an die Charakteristik der Weitwinkeldaten angepaßt. Eine umfangreiche Diskussion zur Datenbearbeitung solcher Daten findet man bei *Patzwahl* (1998). Die Migration der handgepickten Reflexionssegmente erfolgt schließlich mit Formel 4.5.

In den nächsten Abschnitten werden die Ergebnisse der Geschwindigkeitsmodellierung und Strukturabbildung beschrieben. Zusätzlich werden Daten- und Modellierungsbeispiele zur Verifikation der Resultate gegeben.

## Ergebnisse: Sequenz zwischen Ozeanboden und Basement

Zuerst werden die Ergebnisse für die marinen Sequenzen oberhalb des Basements vorgestellt. Mit letzterem ist hier zunächst nur das seismisch definierte akustische Basement gemeint. Dieses wird durch die tiefste mehr oder weniger kontinuierliche Steilwinkelreflexion festgelegt (*Sheriff*, 1991). Die reflexionsseismische Charakterisierung wird im folgenden in Relation zur Geschwindigkeitsverteilung gesetzt.

Abbildung 4.5 zeigt für beide Profile 2-D Tiefenschnitte, welche die Geschwindigkeitsverteilung für Tiefen bis 12 km wiedergeben. Auf beiden Traversen ergeben sich vergleichbare Modelle, die sich durch 5 Schichtgrenzen gliedern lassen (1 steht für den Ozeanboden). Wie später durch Vergleich mit den reflexionsseismischen Daten gezeigt wird, entspricht Schichtgrenze 4 in etwa dem akustischen Basement. Oberhalb von 4 befindet sich eine bis zu 3 km mächtige Sequenz, die Richtung Küste bis auf wenige 100 m ausdünnert und sich in 3 Schichten unterteilen läßt. Die Geschwindigkeiten nehmen von etwa 1.7 km/s unterhalb des Ozeanbodens auf bis zu 4.2 km/s direkt oberhalb des Basements zu. Unterhalb der Grenze 4 befindet sich eine bis zu 2.5 km mächtige Schicht, die zwischen -400 km und -100 km (Profil 1) bzw. -150 km (Profil 2) konsistente Geschwindigkeiten von etwa 4.8 km/s an der Oberkante und 5.5 km/s an der Unterkante aufweist. Landwärts nehmen die Geschwindigkeiten leicht zu (bis etwa 5.8-6 km/s). Sowohl das Basement (4) als auch Grenze 5 sind durch zum Teil starke Topographie gekennzeichnet (vor allem im Bereich des Schelfabbruches auf Profil 2). Die Geschwindigkeitsverteilung unterhalb von 5 ist hier nur angedeutet und wird im Anschluß diskutiert.

Abbildung 4.6 kombiniert die Ergebnisse der Geschwindigkeitsmodellierungen mit denen der Reflexionsseismik. Die mit L und N bezeichneten Reflektoren lassen sich durch Vergleich mit früheren Arbeiten (z.B. *Gerrard & Smith*, 1982; *Light et al.*, 1992) regionalen Markerhorizonten zuordnen und entsprechen den Grenzen 2 und 3 im Geschwindigkeitsmodell. Die Oberkante des akustischen Basements B wird durch einen kontinuierlichen Reflektor mit großen Amplituden definiert und deckt sich mit Grenzfläche 4 des Geschwindigkeitsmodelles. Unterhalb der Basementoberkante werden auf beiden Profilen zwei Bereiche mit seewärts einfallenden Reflexionssequenzen (SDR) beobachtet, die durch flache Strukturen und Hochlagen des Basements (Transect 2) voneinander getrennt sind. Diese Reflexionszonen decken sich im oberen Bereich mit der Geschwindigkeitsschicht zwischen 4 und 5.

Diese Ergebnisse werden an Hand einiger Daten- und Modellierungsbeispiele für Transect 2 illustriert (siehe eingerahmte Bereiche in Abb. 4.6b). Abbildung 4.7 zeigt die Modellierung der Weitwinkeldaten für OBH 2 (Detail A in Abb. 4.6b). Die hohe Datenqualität erlaubt eine zuverlässige Korrelation der primären Phasen. Auf die Existenz der obersten



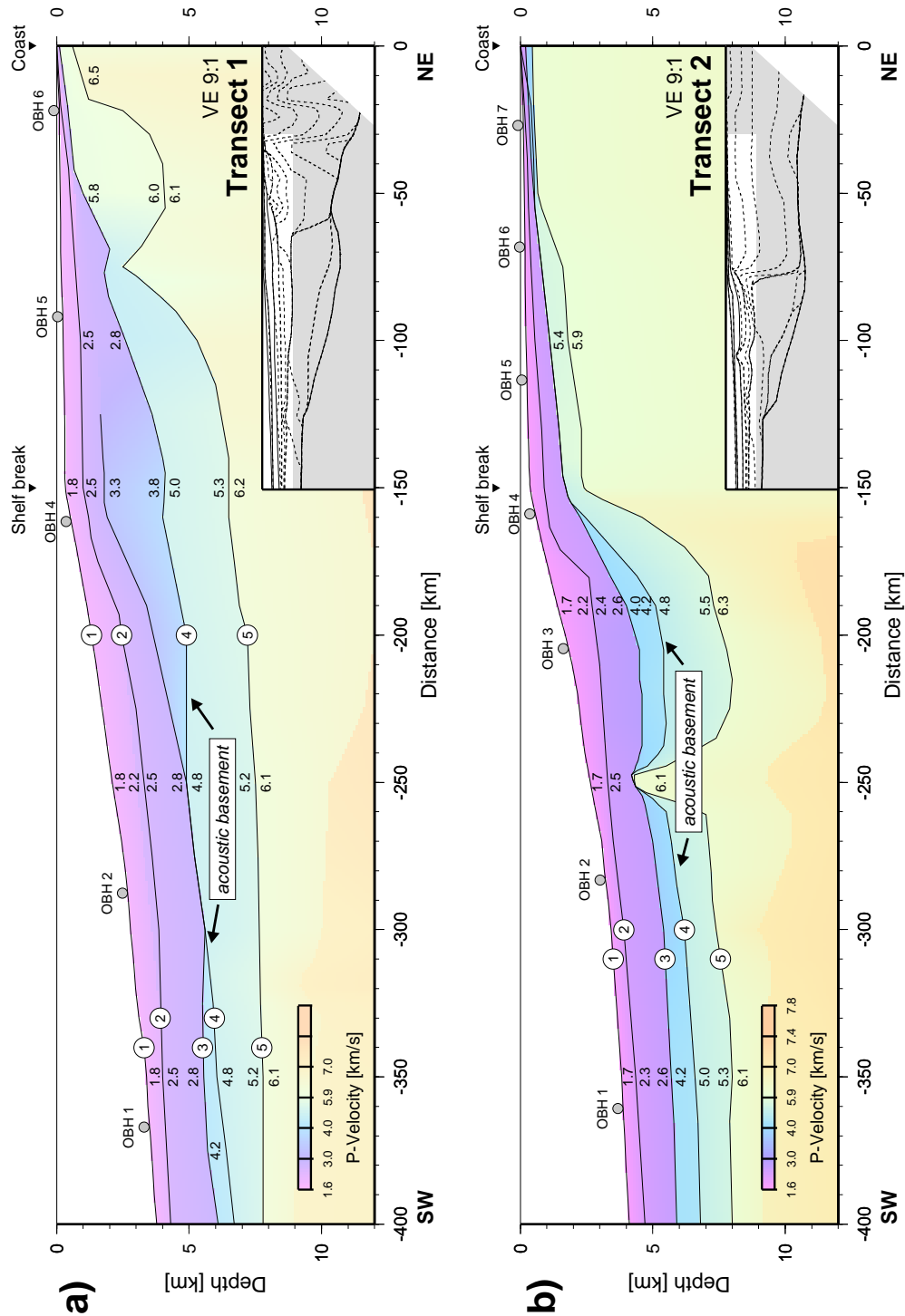


Abbildung 4.5: *P*-Geschwindigkeitsverteilung entlang Transect 1 und 2 für die marinen Sequenzen bis zum akustischen Basement. Die Sektionen sind Ausschnitte aus den später diskutierten Krustenmodellen. Das akustische Basement wird durch Vergleich mit den reflexionsseismischen Daten festgelegt.

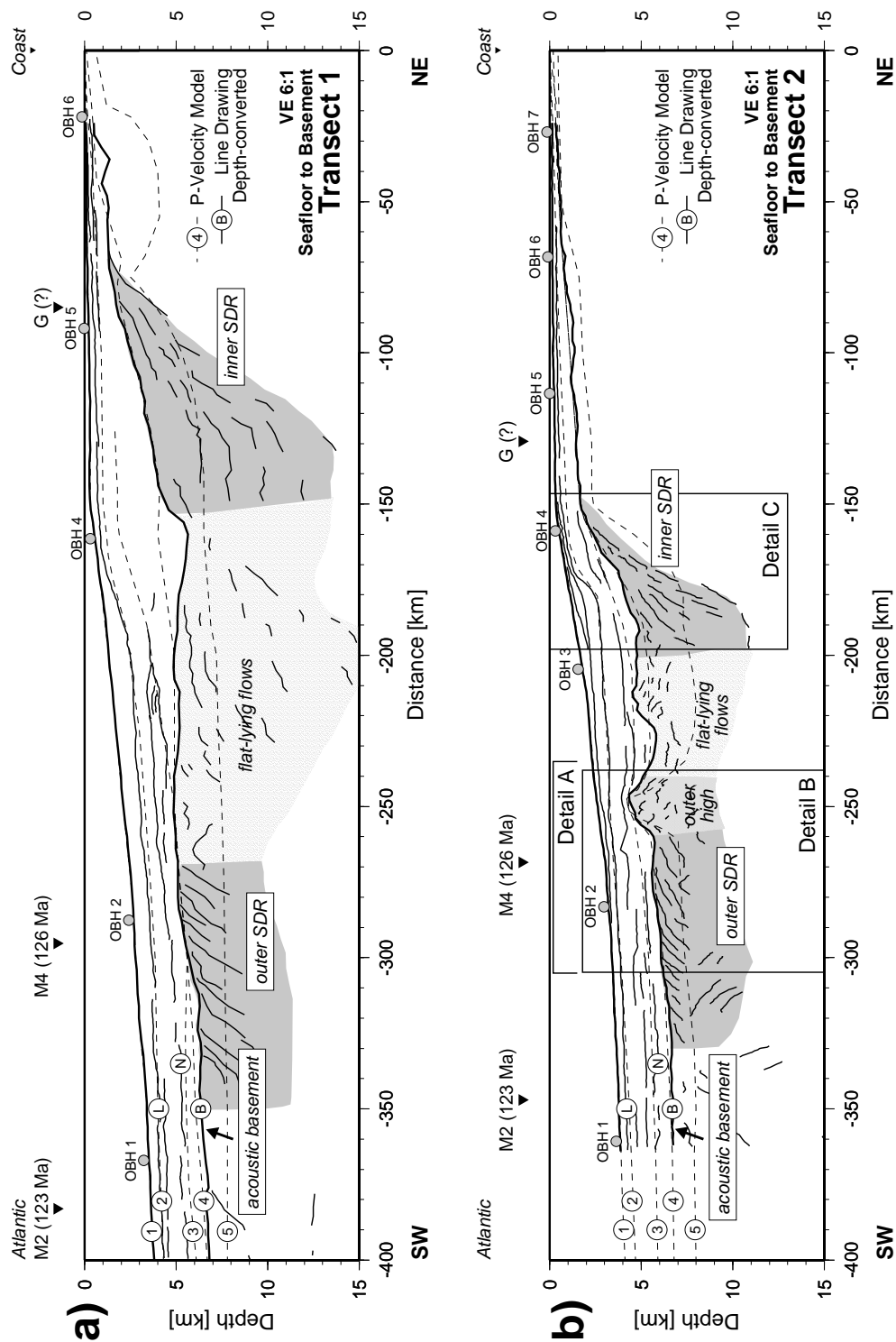


Abbildung 4.6: Für die oberflächennahen Bereiche bis zum akustischen Basement sind die aus den MAMBA-Steilwinkeldaten abgeleiteten Line-Drawings (Interpretationen von Dr. Sönke Neben, BGR) sowie die Schichtgrenzen 1-5 der Geschwindigkeitsmodelle (Abb. 4.5) dargestellt. L,N,B=Marker-Horizonte, SDR=Seaward Dipping Reflectors. Eingerahmte Bereiche in (b) verweisen auf Detaildarstellungen in den folgenden Abbildungen.

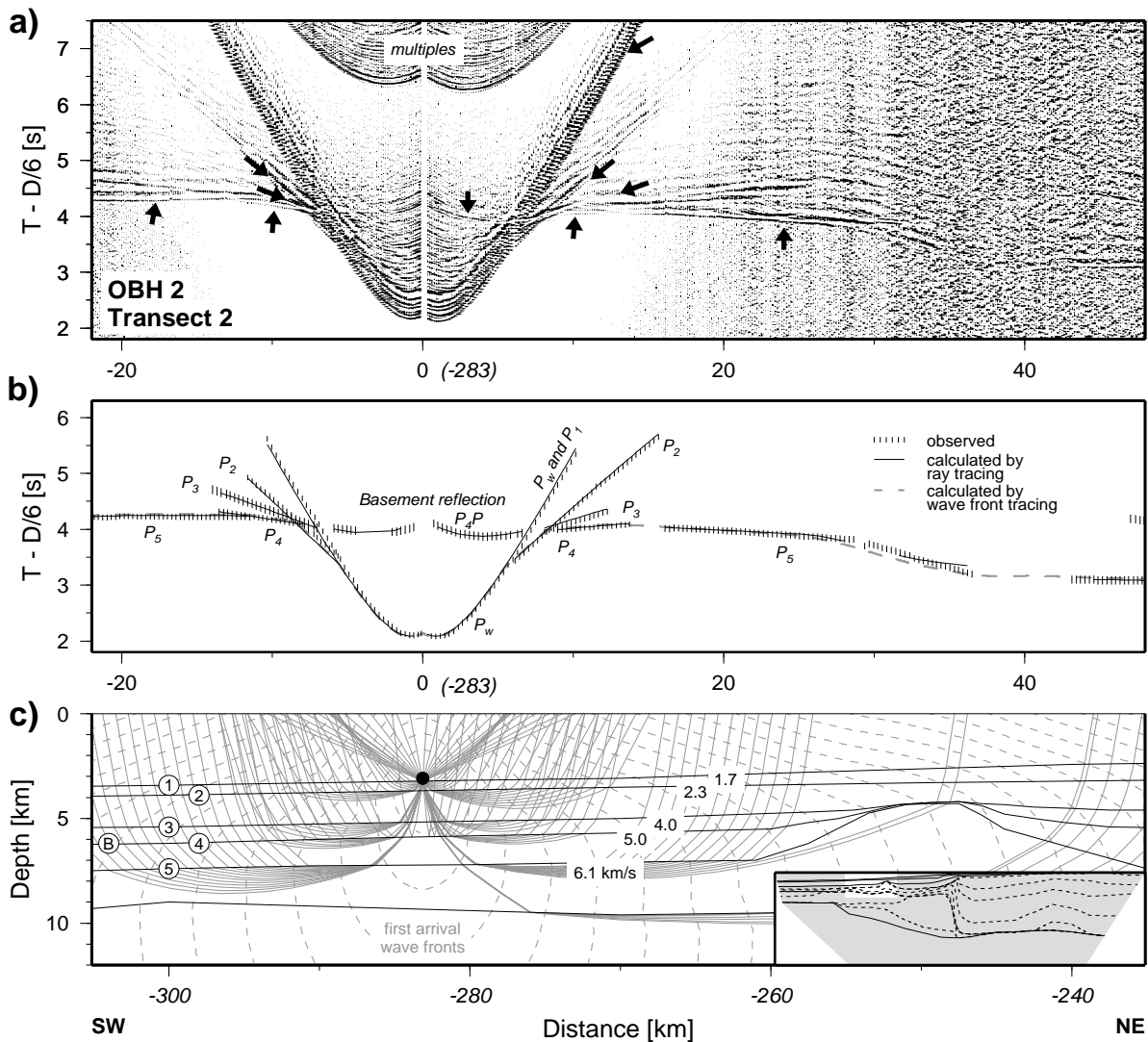


Abbildung 4.7: (a) Empfänger-sortierte Seismogramm-Montage für OBH 2 auf Transect 2 (siehe Detail A in Abb. 4.6b). Abgebildet sind nur solche Registrierungen, die Eindringtiefen bis etwa zum akustischen Basement entsprechen. Die Zeitachse ist mit 6 km/s reduziert. Entfernungen entsprechen den Quelle-Empfänger-Abständen (reguläre Schrift) bzw. den Modellkoordinaten (Kursivschrift). Amplituden sind spur-normiert dargestellt. (b) Gemessene und für das finale Geschwindigkeitsmodell berechnete Laufzeiten. (c) Entsprechender Ausschnitt des Modells mit Strahlwegen und zuerst ankommenden Wellenfronten.

Schicht unterhalb des Meeresbodens kann nur indirekt geschlossen werden. Sie wird damit begründet, daß sich die bei kleinsten Distanzen beobachtete Ersteinsatzphase (abgesehen von der Wasserwelle  $P_w$ )  $P_2$  unter Berücksichtigung der Interceptzeit und Scheingeschwindigkeit nicht als Refraktierte unterhalb des Ozeanbodens modellieren läßt. Eine zusätzliche Schicht mit Geschwindigkeiten  $< 1.9$  km/s an der Oberkante erklärt sowohl die Laufzeitverzögerung von  $P_2$  als auch die Maskierung der unterhalb von Grenze 1 Refraktierten  $P_1$  durch die Wasserwelle. Die Phasen  $P_3$  und  $P_4$  stellen Refraktationen unterhalb der Grenzen

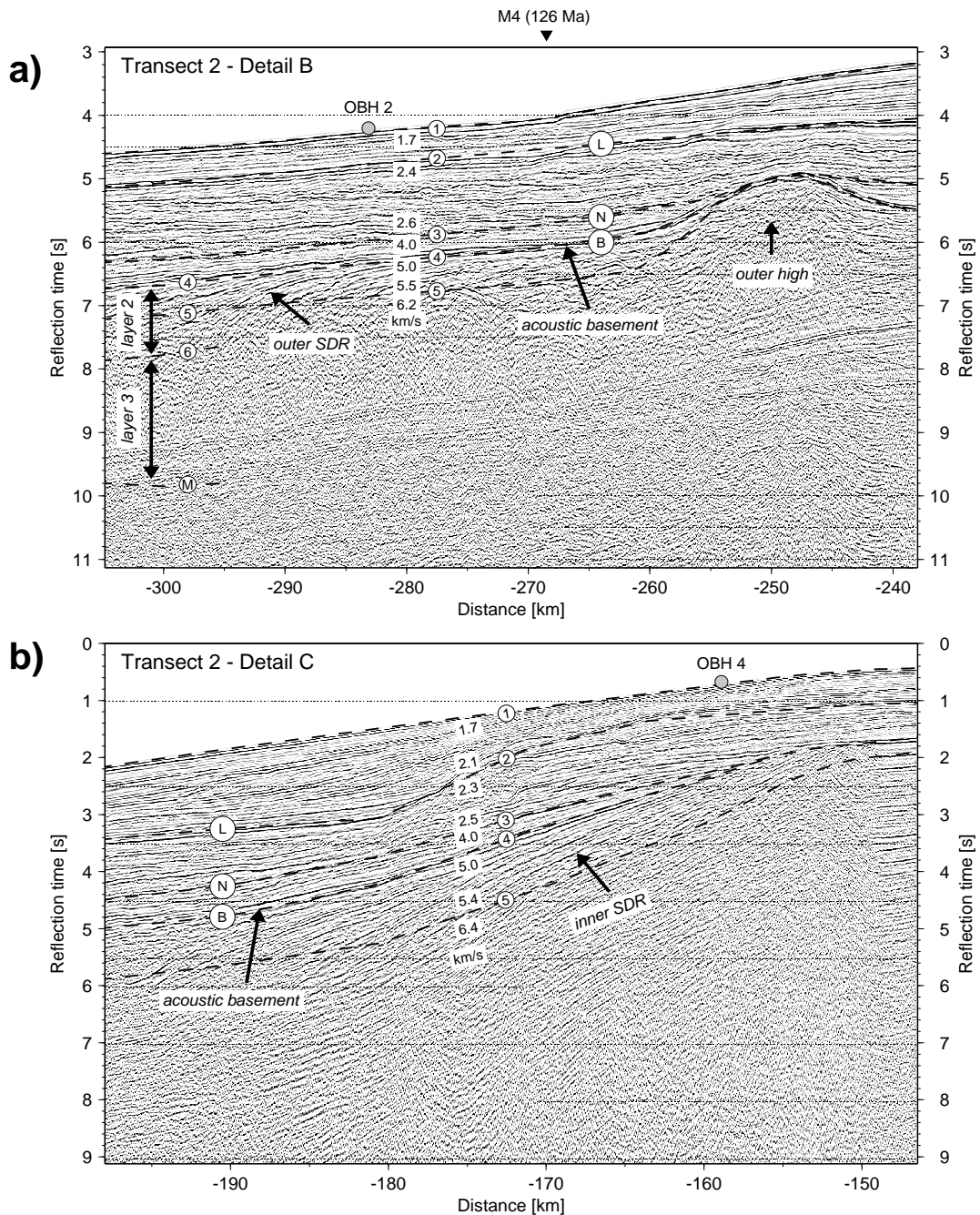


Abbildung 4.8: Detailausschnitte von Transect 2 (siehe Abbildung 4.6b). Zeitmigrierte reflexionsseismische Daten (Bearbeitung Dr. Sönke Neben, BGR) und von der Tiefe in die Zeit transformierte Schichtgrenzen des Geschwindigkeitsmodells. Nomenklatur wie in Abbildung 4.5 und 4.6.

3 und 4 dar. Die Tiefenlage der Grenzfläche 4 wird zusätzlich durch die reflektierte Phase  $P_4P$  kontrolliert. Somit ist das in den Steilwinkeldaten definierte akustische Basement B auch als Reflexion in den OBH-Daten identifizierbar und kann eindeutig der Geschwindigkeitsdiskontinuität 4 zugeordnet werden. Die Geschwindigkeiten unterhalb des akustischen Basements werden mit Hilfe der Refraktierten  $P_4$  und  $P_5$  modelliert. Bemerkenswert sind

die frühen Ankunftszeiten von  $P_5$  zwischen 30 und 45 km. Sie werden im Modell durch eine Hochlage der Schichtgrenzen 4 und 5 erklärt, was gleichzeitig im Einklang mit den reflexionsseismischen Daten steht (siehe unten). Da in diesem Modellbereich nicht zu jedem Punkt mit einer gemessenen Laufzeit ein Strahl geführt werden kann, erfolgt die Laufzeitberechnung zur Überprüfung des Modelles mit Wavefront-Tracing. Das teilweise Versagen von Ray-Tracing bedeutet nicht notwendigerweise, daß durch das Modell Schattenzonen für bestimmte Phasen verursacht werden, da auch Diffraktionen zur ankommenden Amplitude beitragen können. Tatsächlich ergeben FD-Berechnungen an allen Punkten oberhalb der Hochlage beobachtbare Amplituden. Die scheinbare Schattzone in den Daten bei etwa 35 km wird wahrscheinlich durch kleinräumige Heterogenitäten unterhalb der Hochlage verursacht, die jedoch durch Modellierung nicht aufgelöst werden können.

Zur Illustration der schematischen Line-Drawings zeigt Abbildung 4.8 zeitgmigrierte Steilwinkeldaten aus den Bereichen der inneren und äußeren SDR (Details B,C in Abb. 4.6). Das überlagerte Geschwindigkeitsmodell ist entsprechend in die Zeit transformiert. Detail B deckt sich ungefähr mit dem oben beschriebenen Modellierungsbeispiel (Abb. 4.7) und verdeutlicht damit die gute Übereinstimmung zwischen weitwinkelseismisch belegten Geschwindigkeitsstrukturen und reflexionsseismischen Abbildern. Beispielsweise erscheint die Reflektivität in der Schicht zwischen 2 und 3 (bzw. L und N) wesentlich unruhiger als in der Schicht oberhalb bzw. unterhalb. In der gesamten Sequenz oberhalb des Basements dominieren sub-parallele sowie zum Teil progradierende Muster (zwischen -180 und -170 km in Abb. 4.8b). Weder die Horizonte L und N noch der Basementreflektor sind durch Versätze gestört. Deutlich erkennbar ist die hügelförmige Basementhochlage, welche (wie bereits gezeigt) auch mit den OBH-Daten abgebildet wird (Abb. 4.7). Die SDR-Bereiche setzen sich aus Stapeln von seewärts einfallenden und gekrümmten Reflektoren zusammen und weisen Geschwindigkeiten von 5 bis 5.5 km/s auf. Die Basis der SDR-Zone läßt sich in den Reflexionsdaten nicht genau festlegen, stimmt aber ungefähr mit dem Übergang zur Schicht unterhalb von Grenze 5 überein. Die Datenbeispiele verdeutlichen auch, daß unterhalb der SDR keine weiteren Strukturen aufgelöst werden können.

## **Ergebnisse: Krustaler Aufbau**

Nach der Darstellung der detaillierter aufgelösten oberen Sequenzen folgt die Beschreibung der gesamten Krustenschnitte. Abbildung 4.9 zeigt die Geschwindigkeitsverteilung entlang der beiden Profile bis zur Basis der Kruste sowie die aus den MAMBA-Steilwinkeldaten abgeleiteten Line-Drawings. Die Sektionen erstrecken sich jeweils von 400 km vor der Küste bis 100 km ins Landesinnere. Neben den oben beschriebenen Schichtgrenzen 1 bis 5 werden die Geschwindigkeitsdiskontinuitäten 6 und 7 sowie die Kruste-Mantel-Grenze

M modelliert. Die Moho-Tiefe variiert zwischen 15 km am SW-Ende und 35-40 km am NE-Ende der Profile. Die zusätzliche Isolinien-Darstellung des Geschwindigkeitsfeldes verdeutlicht die teilweise großen lateralen Geschwindigkeitsvariationen entlang der Traversen. Auffälligstes Merkmal der Modelle ist eine Zone mit hohen Geschwindigkeiten (7.1-7.6 km/s) in der mittleren und unteren Kruste zwischen -300 und -100 km auf Transect 1 und -300 und -150 km auf Transect 2. Dieses Material unterlagert die oben diskutierten Reflektivitätsmuster unterhalb des Basements einschließlich der beiden SDR-Regionen. Die gesamte Sektion zwischen akustischem Basement (Grenze 4) und Moho erreicht in diesem Bereich Mächtigkeiten bis zu 25 km. Ozeanwärts dünnt diese Kruste allmählich aus und geht graduell in eine uniforme, etwa 8-10 km dicke ozeanische Kruste über. Die krustale Grenze zwischen dieser uniformen Kruste und der sich verdickenden Hochgeschwindigkeitskruste wird im folgenden als Grenze zwischen normaler ozeanischer und magmatischer Übergangskruste (TNOB=Transitional-Normal Oceanic crustal Boundary, siehe Diskussion) bezeichnet.

Landwärts wird die Hochgeschwindigkeitszone durch einen relativ abrupten Übergang zu wesentlich geringeren Geschwindigkeiten (bis 0.5 km/s Differenz) begrenzt. Dieser starke laterale Geschwindigkeitsgradient wird als Grenze zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste (COB=Continent-Ocean Boundary, siehe Diskussion) interpretiert. Die kontinentale Kruste ist auf Transect 1 durch eine wesentlich inhomogenere Geschwindigkeitsverteilung charakterisiert als auf Transect 2. Im Bereich der Intrusivkomplexe Cape Cross und Messum ergeben sich vertikale Strukturen mit bis um 0.4 km/s erhöhten Geschwindigkeiten gegenüber dem Umgebungsgestein. Im steilwinkelseismisch überdeckten Bereich ozeanwärts der Cape Cross-Geschwindigkeitsanomalie zeigen die Line-Drawings eine reflektive Unterkruste an. Die Oberkante dieser Zone wird auch durch Weitwinkelreflexionen („Floating-Reflectors“) abgebildet. Demzufolge scheint sich die reflektive Unterkruste landwärts fortzusetzen und ist im Bereich der Cape Cross-Anomalie gestört. Ozeanseitig endet die reflektive Zone abrupt an der COB. Als Ursache kann eine Maskierung durch die SDRs oberhalb nicht ausgeschlossen werden. Andernfalls weist dies auf einen abrupten Wechsel der elastischen Eigenschaften in der Unterkruste hin. Auf Transect 2 ergibt sich eine relativ uniforme Krustenstruktur. Die Geschwindigkeiten variieren lateral nur gering und nehmen mit der Tiefe von etwa 5.9 auf 6.7 km/s oberhalb der Moho zu. In der Unterkruste werden keine vergleichbaren Reflexionsmuster abgebildet. Außerdem sind hier die Geschwindigkeiten etwas geringer als in der reflektiven Zone auf Transect 1. Bemerkenswert ist die nahezu konstante Mächtigkeit der kontinentalen Kruste bis zur COB.

Zur Unterstützung dieser Ergebnisse werden die Modellierungen im Gesamtüberblick sowie an Hand von Beispielen (je ein OBH und eine Landstation pro Profil) diskutiert.

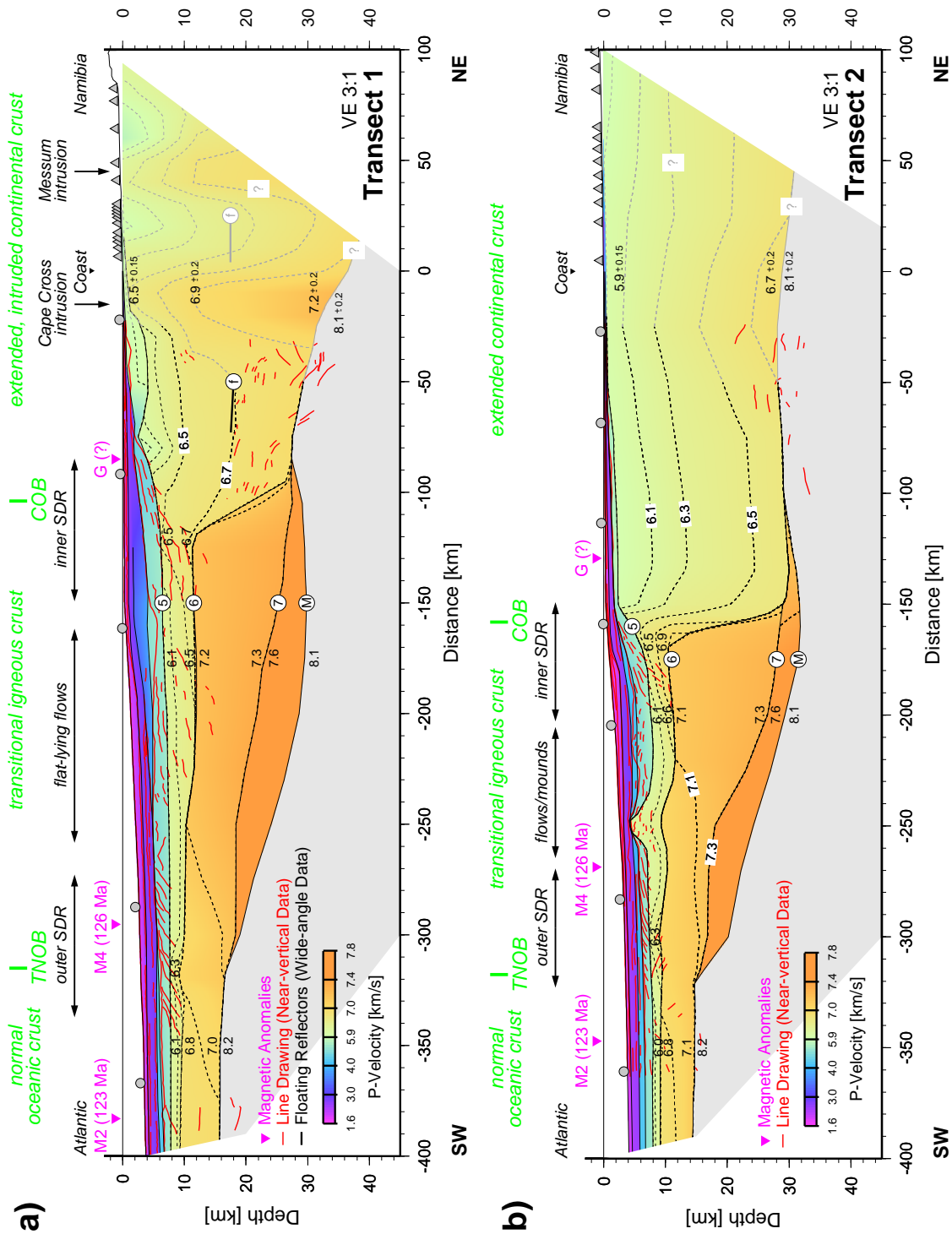


Abbildung 4.9: Interpretierte Krustenschnitte entlang Transect 1 und 2. Dargestellt sind  $P$ -Geschwindigkeiten (Diskontinuitäten als durchgezogene Linien, Linien gleicher Geschwindigkeit gestrichelt) sowie reflektive Segmente aus der Weitwinkelseismik (mit  $f$  markiert) und Steilwinkelseismik (rote Linien). TNOB=Transitional-Normal Oceanic crustal Boundary, COB=Continent-Ocean Boundary. Magnetische Isochronen nach *Rabinowitz & LaBrecque (1979)*.

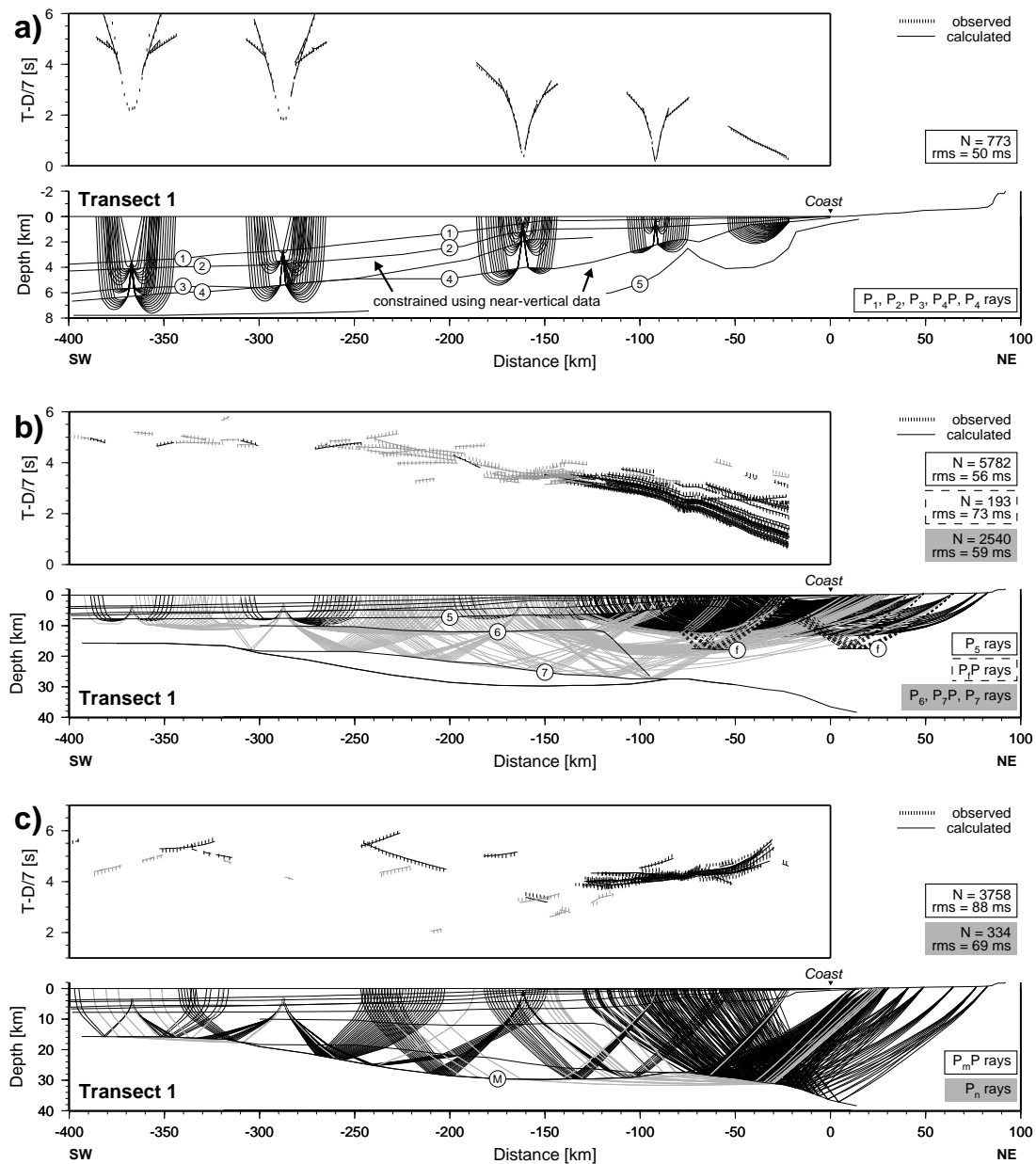


Abbildung 4.10: Beobachtete und berechnete Laufzeiten mit entsprechenden Strahlwegen für Transect 1. Gliederung in verschiedene Tiefenbereiche mit den jeweils verwendeten Phasen: (a) obere Schichten bis zum akustischen Basement unter Verwendung von  $P_1, P_2, P_3, P_4P$  und  $P_4$ , (b) obere und mittlere Kruste ( $P_5$ ), Reflektoren in der mittleren Kruste ( $P_f$ ) und mittlere bis untere Kruste ( $P_6, P_7P$  und  $P_7$ ), (c) Moho ( $P_mP$ ) und oberster Mantel ( $P_n$ ). N=Zahl der Laufzeit-Picks, rms=RMS-Fehler für die jeweiligen Phasengruppen.

Abbildung 4.10 zeigt für Transect 1 im Überblick alle modellierten Laufzeiten und entsprechenden Strahlwege. Die Teilschnitte a-c sollen verdeutlichen, wie die verschiedenen Tiefenbereiche durch bestimmte Phasen aufgelöst sind. So ist zum Beispiel im mittleren Schnitt die gute Strahlüberdeckung in der Hochgeschwindigkeitszone unterhalb von



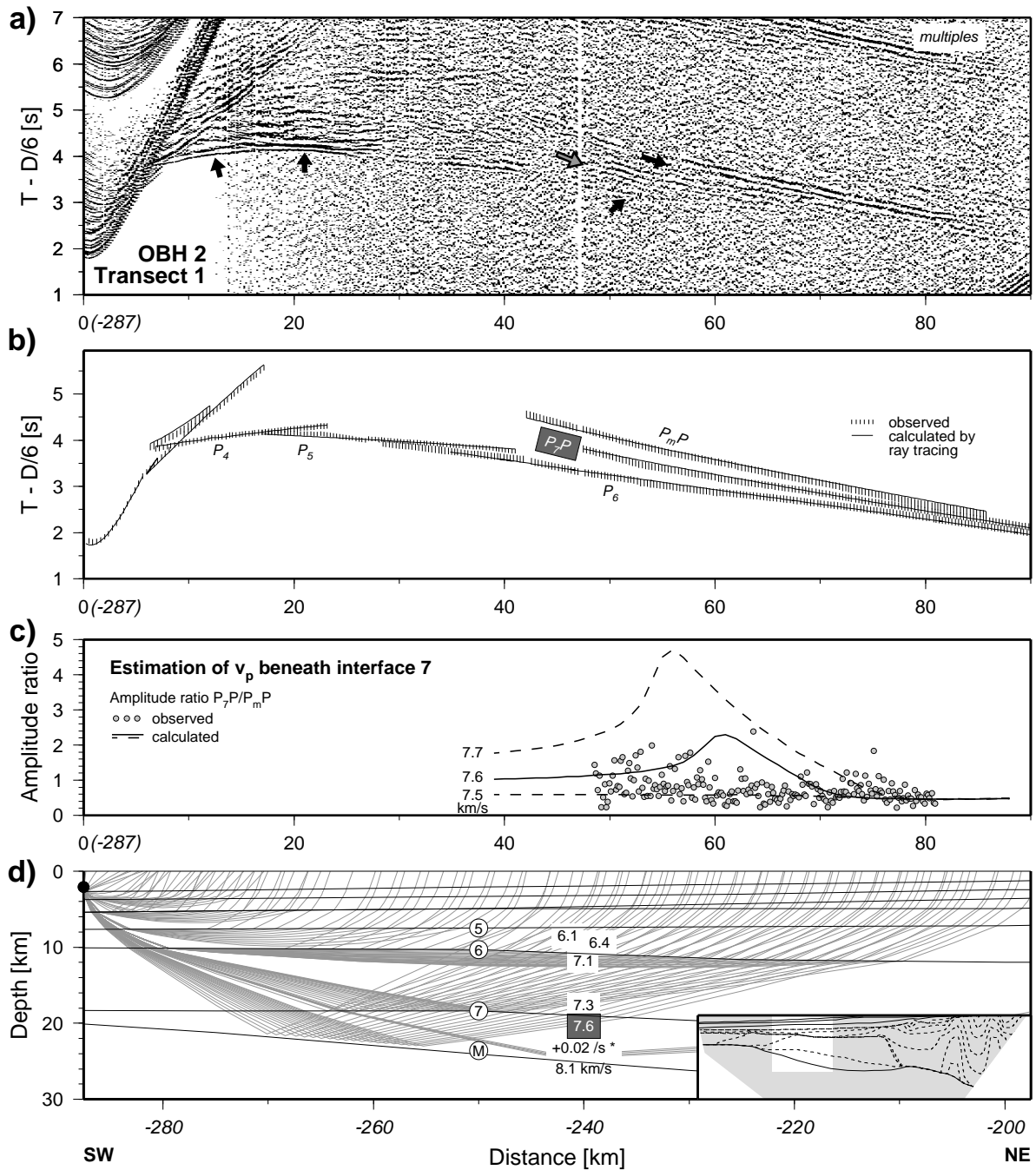


Abbildung 4.11: Empfänger-sortierte Seismogramm-Montage für OBH 2 auf Transect 1. (a) Darstellung der Daten wie in Abbildung 4.7. (b) Gemessene und für das finale Geschwindigkeitsmodell (Abb. 4.9a) berechnete Laufzeiten. (c) Abschätzung der  $P$ -Geschwindigkeit in der Schicht unterhalb von Grenze 7 mit Hilfe von Amplitudenmodellierung. (d) Entsprechender Ausschnitt des Modells mit Strahlwegen. Entfernungen entsprechen den Quelle-Empfänger-Abständen (reguläre Schrift) bzw. den Modellkoordinaten (Kursivschrift).

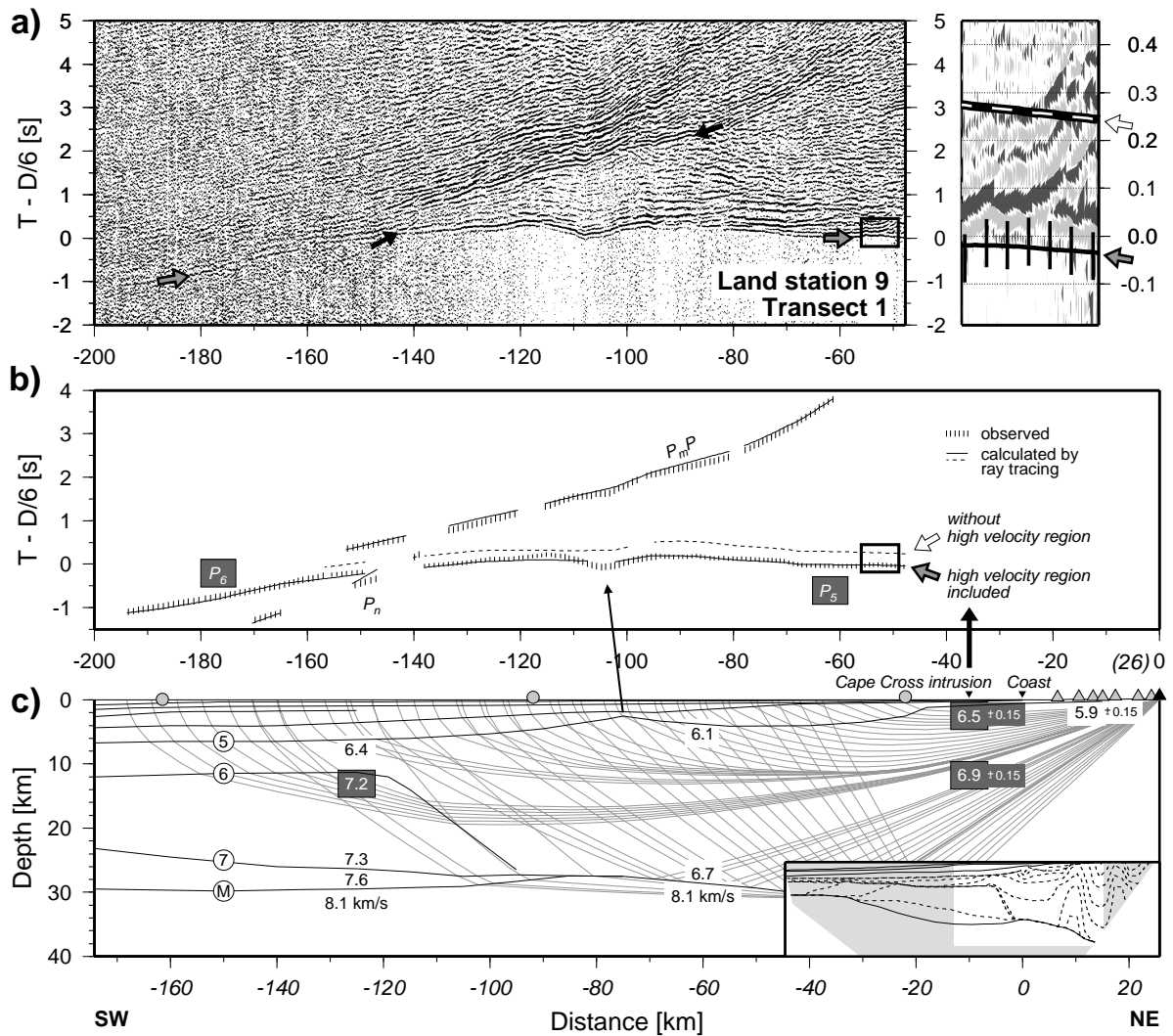


Abbildung 4.12: Empfänger-sortierte Seismogramm-Montage für Landstation 9 auf Transect 1. (a) Darstellung der Daten wie in Abbildung 4.7. Rechts Detail mit Wellenfeld sowie Laufzeitanpassung für Phase  $P_5$  (siehe b,c). (b) Gemessene und für das finale Geschwindigkeitsmodell (Abb. 4.9a) berechnete Laufzeiten. (c) Entsprechender Ausschnitt des Modells mit Strahlwegen. Entfernungen entsprechen den Quelle-Empfänger-Abständen (reguläre Schrift) bzw. den Modellkoordinaten (Kursivschrift).

Grenze 6 erkennbar. Ein Daten- und Modellierungsbeispiel aus diesem Bereich wird in Abbildung 4.11 gezeigt. Die krustalen Geschwindigkeiten zwischen dem Basement (Grenze 4) und Grenze 7 werden durch Laufzeitanpassung der Refraktierten  $P_4$ ,  $P_5$  und  $P_6$  sowie der intrakrustalen Reflexion  $P_7P$  modelliert. Die Geschwindigkeiten von 7.1 km/s unterhalb von Grenze 6 sind durch die hohen Scheingeschwindigkeiten von  $P_6$  begründet und zusätzlich durch Beobachtungen vom benachbarten OBH in der entgegengesetzten Richtung gestützt (siehe Strahlüberdeckung in Abb. 4.10b). Die Modellkonfiguration unterhalb von Grenze 7 wird in einem iterativen Prozeß durch sukzessive Laufzeitanpassung

und Amplitudenmodellierung der Phasen  $P_7P$ ,  $P_mP$  und  $P_n$  (unter Hinzunahme weiterer OBH-Montagen) ermittelt. Hierbei werden die Geschwindigkeiten zwischen den Grenzen 7 und M durch Modellierung des Amplitudenverhältnisses von  $P_7P$  zu  $P_mP$  abgeschätzt (Abb. 4.11c). Bei diesen Berechnungen bleiben alle Modellparameter außer der Geschwindigkeit unterhalb von Grenzfläche 7 unverändert. Der vertikale Gradient in dieser Schicht wird mit 0.02 /s aus der Schicht oberhalb extrapoliert. Geschwindigkeiten von  $7.6 \pm 0.1$  km/s erklären die beobachteten relativen Amplituden und deren Variation mit der Entfernung am besten.

Abbildung 4.12 zeigt ein Beispiel für die Modellierung der Landdaten auf Transect 1. Damit wird der Teil des Modelles landwärtig der COB sowie der Übergang zur Hochgeschwindigkeitszone erfaßt. Um sowohl die frühen Ankunftszeiten (um 0 s reduzierter Laufzeit) als auch die Scheingeschwindigkeiten von ungefähr 5.9 km/s erklären zu können, ist eine vertikale Struktur mit erhöhten Geschwindigkeiten unter Cape Cross erforderlich. Die vergrößerten Details in Abbildung 4.12 a und b zeigen, daß die theoretischen  $P_5$ -Einsätze ohne die Geschwindigkeitsanomalie um mehrere Perioden und damit signifikant zu spät berechnet werden. Dieser Bereich wird durch  $P_5$ -Beobachtungen an zahlreichen benachbarten Landstationen sehr gut kontrolliert (siehe Abb. 4.10b). Die  $P_6$ -Einsätze bei größeren Entfernungen lassen sich als Refraktionen in der lateral begrenzten Hochgeschwindigkeitszone ( $> 7.2$  km/s) erklären und bestätigen damit die Modellierung dieses Bereiches mit Hilfe der OBH-Daten. Eine alternative Lösung mit einer zusätzlichen Schicht in der Unterkruste (also ein eher vertikal statt horizontal inhomogenes Modell) würde eine wesentlich kleinere Interceptzeit und Überholentfernung für  $P_6$  bezüglich  $P_5$  ergeben und kann damit ausgeschlossen werden. Der Übergang zwischen Kruste und oberstem Mantel ist durch starke  $P_mP$ -Reflexionen und relativ schwache  $P_n$ -Einsätze gekennzeichnet. Letztere sind wahrscheinlich auf einen sehr geringen oder sogar negativen vertikalen Geschwindigkeitsgradienten unterhalb der Moho zurückzuführen.

Abbildung 4.13 zeigt, daß Transect 2 ähnlich gut überdeckt ist wie Transect 1. Etwas besser können die obersten Bereiche (Schnitt a) sowie die untere Kruste beidseitig der COB (-150 km in Schnitt b) aufgelöst werden. Die Modellierung dieses lateralen Übergangs wird an Hand von Beobachtungen vom Ozean Richtung Kontinent (OBH 3, Abb. 4.14) und in der umgekehrten Richtung (Landstation 4, Abb.4.15) demonstriert. In den OBH-Daten ist ein irregulärer Verlauf der Ersteinsatzphase  $P_6$  erkennbar, der mit 1-D Modellen nicht erklärbar wäre. Die signifikante Änderung der Scheingeschwindigkeit bei etwa -150 km (Modellentfernung) ist zum einen auf die Topographie des Ozeanbodens und des Basements sowie zum andern auf den starken lateralen Geschwindigkeitskontrast in der Kruste zurückzuführen. Bemerkenswert sind auch die separaten Reflexionseinsätze  $P_7P$  vor dem Eintreffen der starken Moho-Reflexion. Die Landdaten (Abb. 4.15) belegen

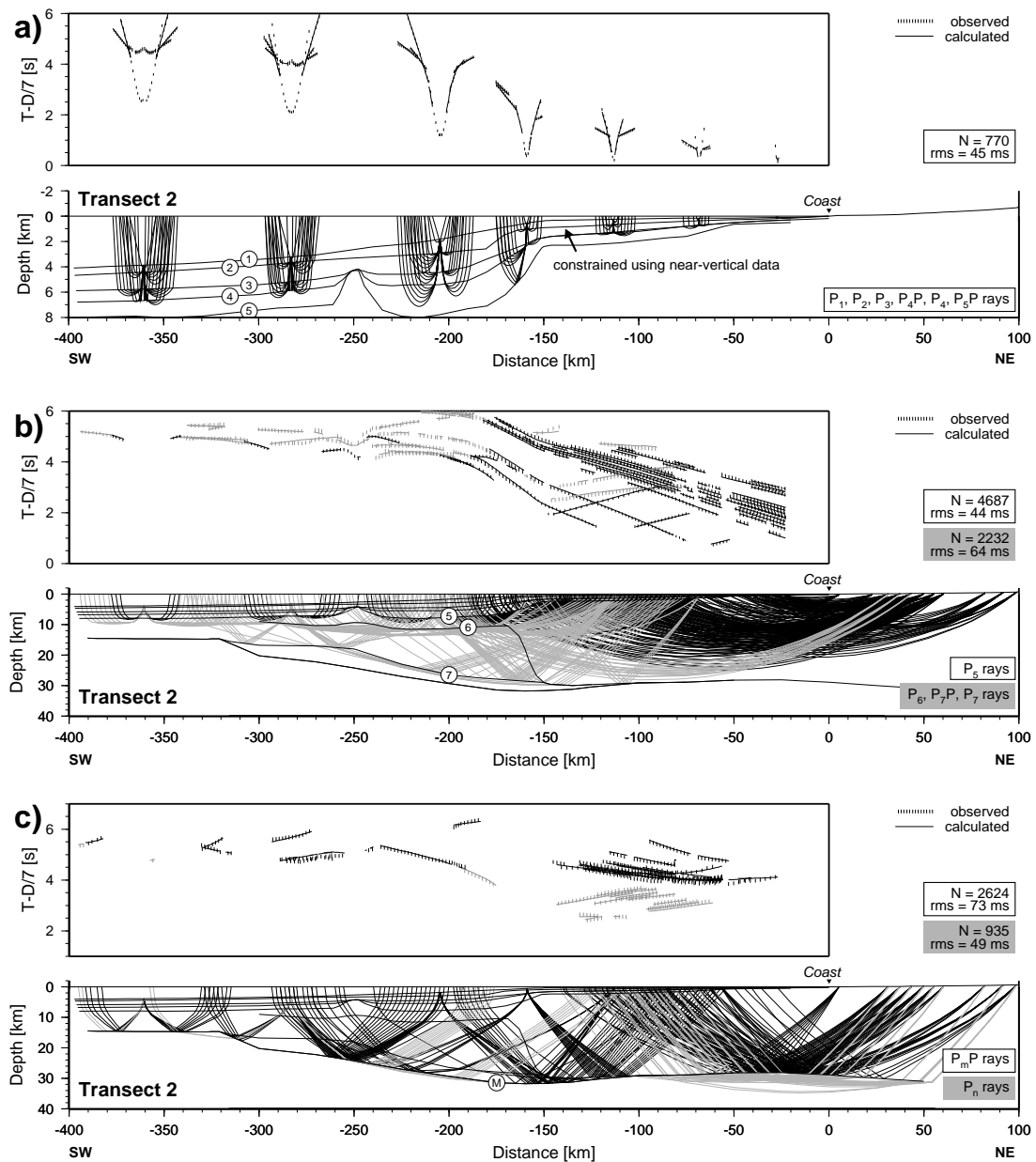


Abbildung 4.13: Beobachtete und berechnete Laufzeiten mit entsprechenden Strahlwegen für Transect 2. Gliederung in verschiedene Tiefenbereiche mit den jeweils verwendeten Phasen: (a) obere Schichten bis zum akustischen Basement unter Verwendung von  $P_1, P_2, P_3, P_4P, P_4$  und  $P_5P$ , (b) obere und mittlere Kruste ( $P_5$ ) und mittlere bis untere Kruste ( $P_6, P_7P$  und  $P_7$ ), (c) Moho ( $P_mP$ ) und oberster Mantel ( $P_n$ ).  $N$ =Zahl der Laufzeit-Picks,  $rms$ =RMS-Fehler für die jeweiligen Phasengruppen.

die landseitige Begrenzung der Hochgeschwindigkeitszone in der umgekehrten Beobachtungsrichtung. Bei Modellentfernungen zwischen -150 und -180 km kommt es zunächst zu einer Verringerung der Scheingeschwindigkeit von  $P_5$  durch Zunahme der Wassertiefe sowie eine Verdickung der langsamen Schichten oberhalb von Grenze 5. Ozeanseitig von

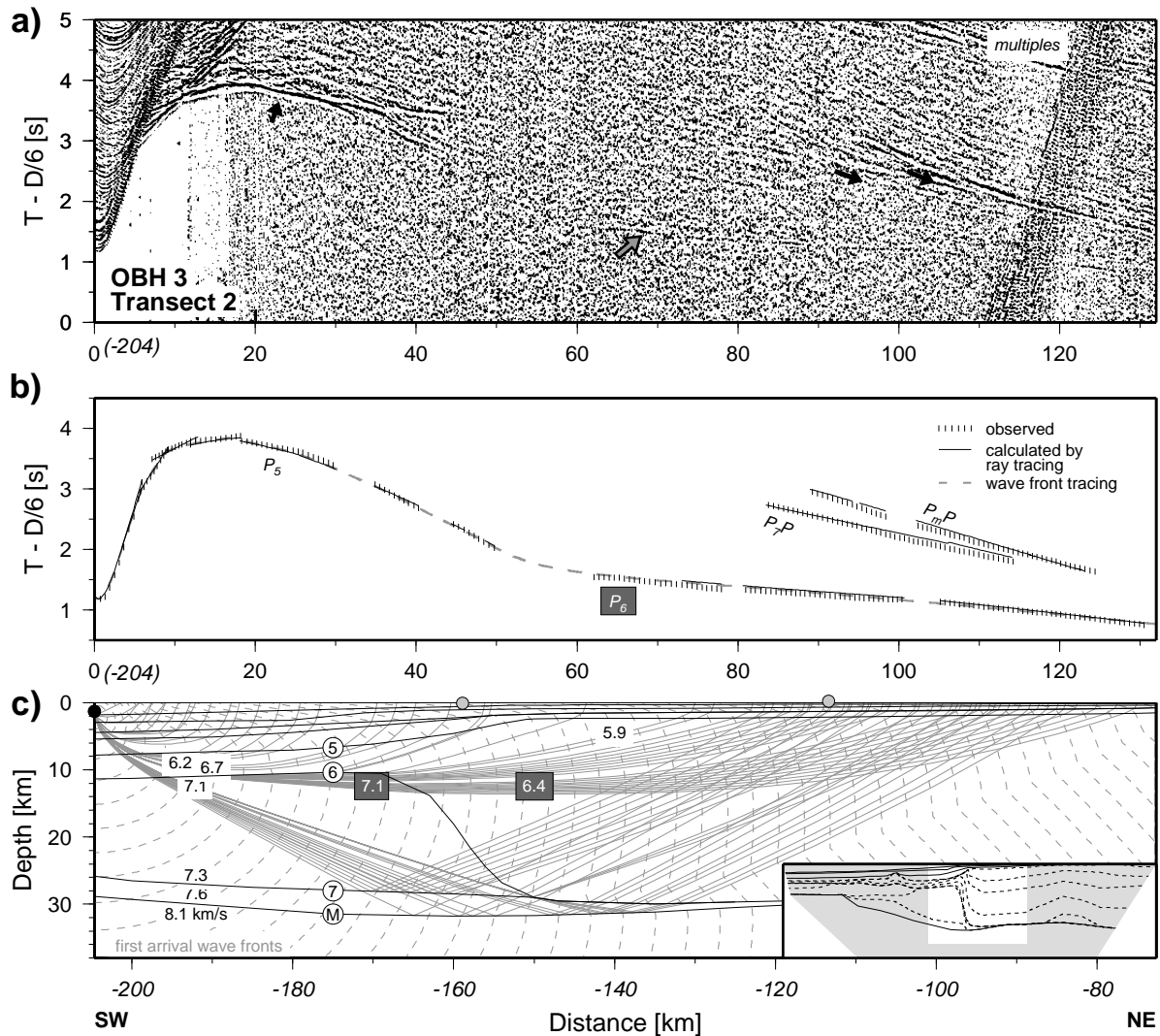


Abbildung 4.14: Empfänger-sortierte Seismogramm-Montage für OBH 3 auf Transect 2. (a) Darstellung der Daten wie in Abbildung 4.7. (b) Gemessene und für das finale Geschwindigkeitsmodell (Abb. 4.9b) berechnete Laufzeiten. (c) Entsprechender Ausschnitt des Modells mit Strahlwegen und zuerst ankommenden Wellenfronten. Entfernungen entsprechen den Quelle-Empfänger-Abständen (reguläre Schrift) bzw. den Modellkoordinaten (Kursivschrift).

-180 km treffen die in der Hochgeschwindigkeitszone getauchten Wellen  $P_6$  ein, die wiederum durch zunehmende Scheingeschwindigkeiten gekennzeichnet sind. Auch hier kann wie auf Transect 1 ein alternatives Modell mit einer Schicht erhöhter Geschwindigkeit an der Basis der kontinentalen Kruste zur Erklärung der  $P_6$ -Einsätze ausgeschlossen werden. Im Gegensatz zu Transect 1 sind hier in den Landdaten klare  $P_n$ -Refraktierte aus dem obersten Mantel erkennbar.

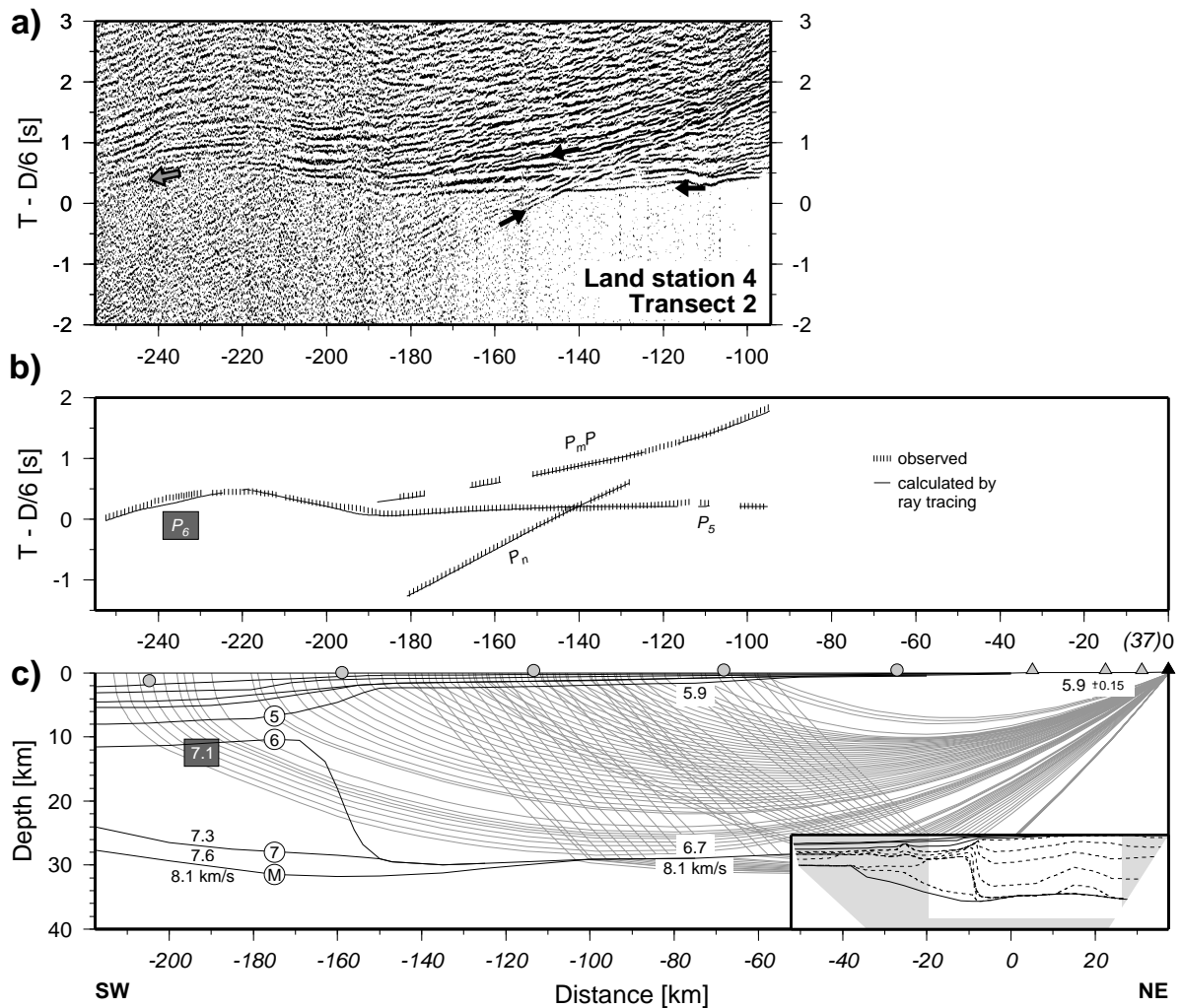


Abbildung 4.15: Empfänger-sortierte Seismogramm-Montage für Landstation 4 auf Transect 2. (a) Darstellung der Daten wie in Abbildung 4.7. (b) Gemessene und für das finale Geschwindigkeitsmodell (Abb. 4.9b) berechnete Laufzeiten. (c) Entsprechender Ausschnitt des Modells mit Strahlwegen. Entfernungen entsprechen den Quelle-Empfänger-Abständen (reguläre Schrift) bzw. den Modellkoordinaten (Kursivschrift).

## Die krustale Reflektivität im Bereich der Intrusivkomplexe Cape Cross und Messum

Bisher wurden die Geschwindigkeitsmodelle und ihre Beziehung zu den Ergebnissen der Reflexionsseismik aus den beiden MAMBA-Traversen vorgestellt. Dabei wurde die großräumige Krustenstruktur beim Übergang zwischen Kontinent und Ozeanbecken erfaßt. Nun soll auf einem Teilabschnitt von Transect 1 die krustale Reflektivität im Bereich der Intrusivkomplexe Cape Cross und Messum detaillierter untersucht werden. Dies geschieht durch Kombination verschiedener Teilergebnisse, die sowohl aus Steilwinkel- als auch aus Weitwinkeldaten der Experimente MAMBA und SIMBA abge-

leitet wurden. Abbildung 4.16 zeigt einen Teilabschnitt der Traverse 1 mit abstrahierten Line-Drawings aus 3 unterschiedlichen Teil-Datensätzen sowie einige exemplarische Werte aus dem  $P$ -Geschwindigkeitsmodell (Abb. 4.9). Die gemeinsamen Mittelpunkte zwischen Quellen und Empfängern markieren die theoretisch überdeckten Bereiche der jeweiligen Steil- und Weitwinkeldaten. Die Ergebnisse resultieren aus den oben beschriebenen Bearbeitungsansätzen für die unterschiedlichen Datentypen.

Die krustale Reflektivität im marinen Bereich wird bis etwa 20 km vor der Küste durch die MAMBA-Steilwinkeldaten erfaßt. Im Zusammenhang mit den krustalen Geschwindigkeitsmodellen wurde im vorherigen Abschnitt bereits darauf hingewiesen, daß unterhalb der Oberkante des akustischen Basements nur wenige Strukturen deutlich abgebildet werden. Trotz der nicht so guten Datenqualität ist auf Transect 1 landseitig der COB eine markante Zone mit erhöhter Reflektivität in Tiefen zwischen 20 und 30 km eindeutig identifizierbar (Abb. 4.9a, siehe linker Bereich in Abb. 4.16). Im vergleichbaren Abschnitt auf Transect 2 ist die untere Kruste weit weniger stark reflektiv (Abb. 4.9b).

Im Unterschied zur manuellen Interpretation der marinen Daten werden die an Land gewonnenen Steilwinkeldaten automatisiert bearbeitet. Bei dieser objektivierten Signaldetektion ergibt sich ein ähnliches generelles Muster der Reflektivität wie im Offshore-Bereich. Die Liniendarstellung zeigt Reflexionssegmente, die bei der Semblance-Analyse Werte größer als 0.35 ergeben (Abb. 4.16 rechts). Kohärente Reflektivität bildet sich demnach, abgesehen vom Messum-Komplex, wiederum lamellenförmig in der mittleren und unteren Kruste unterhalb von etwa 20 km ab. Die Moho wird offenbar wie bei vielen steilwinkelseismischen Experimenten weltweit durch ein Abklingen der unterkrustalen Reflektivität indirekt angezeigt. Die obere Kruste weist kaum kohärente Reflexionen auf. Im Bereich der Messum-Intrusion scheint dieses generelle Muster unterbrochen zu sein. Hier bilden sich in der gesamten Kruste nur wenige, eher geneigte Strukturen ab. Wegen der fehlenden Lamellierung der Unterkruste ist der Verlauf der Moho unter dem Messum-Krater nur sehr undeutlich abgebildet.

Die Darstellung von Signalattributen an Stelle der Line-Drawings in den Abbildungen 4.17 bis 4.19 soll verdeutlichen, daß die Beurteilung der Stapelergebnisse allein auf der Grundlage der Kohärenz nicht umfassend ist. Im Unterschied zu Abbildung 4.16 wird der Semblance-Schwellwert für die Detektion nun auf 0.2 herabgesetzt. Abbildung 4.17 zeigt die Kohärenzlängen für die so detektierten Ereignisse nach einer Mittelung innerhalb von kleinen Blöcken. Naturgemäß wird hierbei eine vergleichbare Krustenstruktur abgebildet wie in der Darstellung der Line-Drawings. Durch Verwendung eines kleineren Schwellwertes bei der Detektion werden jedoch nun auch schwach kohärente Signale, beispielsweise im Bereich des Messum-Komplexes erfaßt. Stellt man für diese detektierten Ereignisse die Reflexionsstärke dar, so ergibt sich ein völlig anderes Bild (Abb. 4.18). Dem-

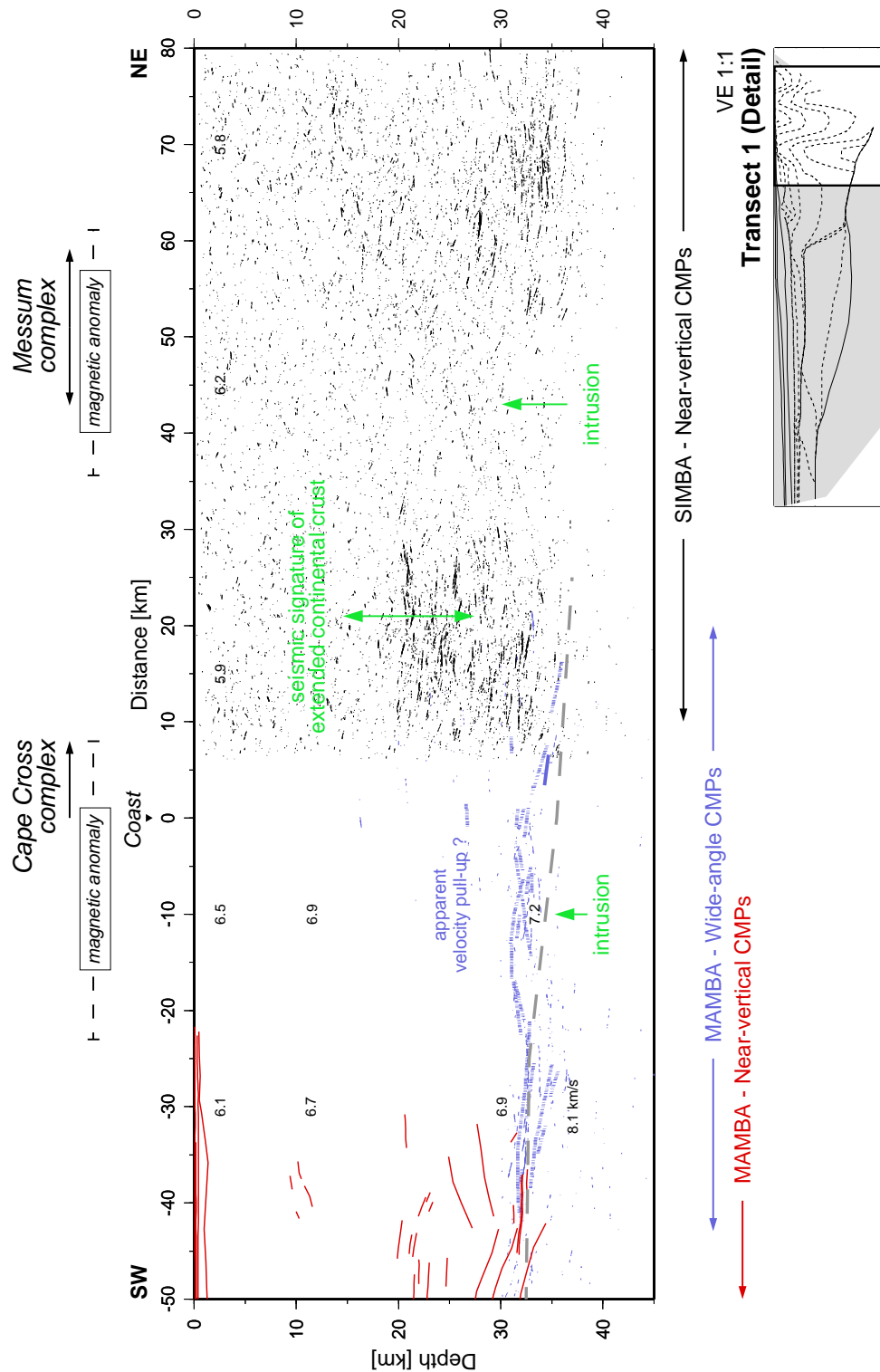


Abbildung 4.16: Krustale Reflektivität im Bereich der Intrusivkomplexe Cape Cross und Messum, abgeleitet aus Steilwinkel- und Weitwinkeldatensätzen der Experimente MAMBA und SIMBA. Die jeweiligen theoretischen Reflexionspunkte (gemeinsame Mittelpunkte = CMPs) sind unten angegeben. Überlagert sind einige Geschwindigkeitswerte aus dem Krustenmodell in Abb. 4.9a.



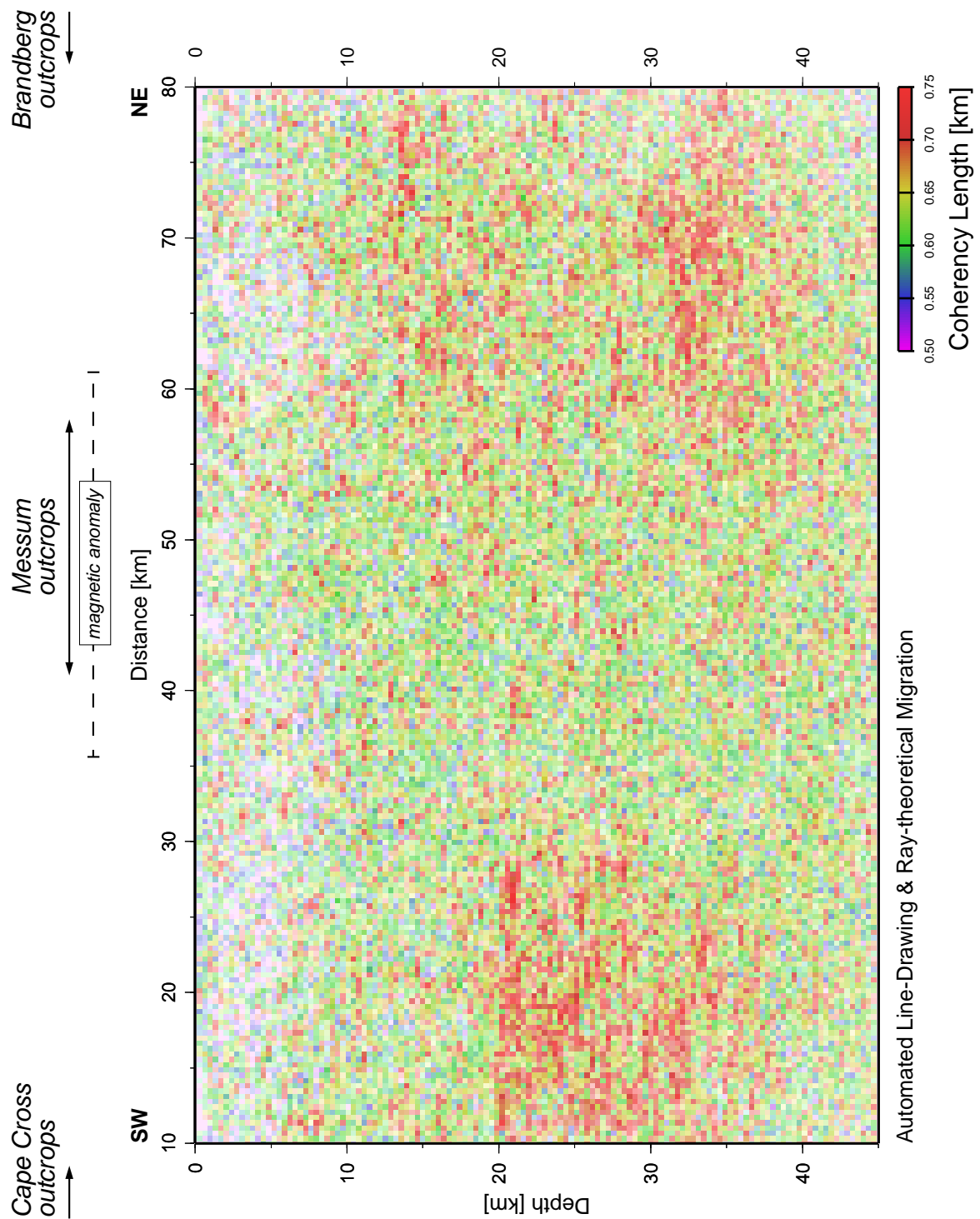


Abbildung 4.17: Abbildung der Kohärenzlängen im Bereich des Messum-Komplexes, abgeleitet aus den SIMBA-Steilwinkeldaten. Kohärente Signale werden mit Hilfe einer Semblance-Analyse in den gestapelten Daten detektiert und strahlentheoretisch migriert. Anschließend erfolgt eine Mittelung der abgeleiteten Kohärenzlängen (definiert als Produkt aus Semblance und Breite des Analysefensters) in Untergrundblöcken von  $0.35 \times 0.35$  km. Die Überdeckung der Blöcke wird durch die Farbintensität angezeigt.

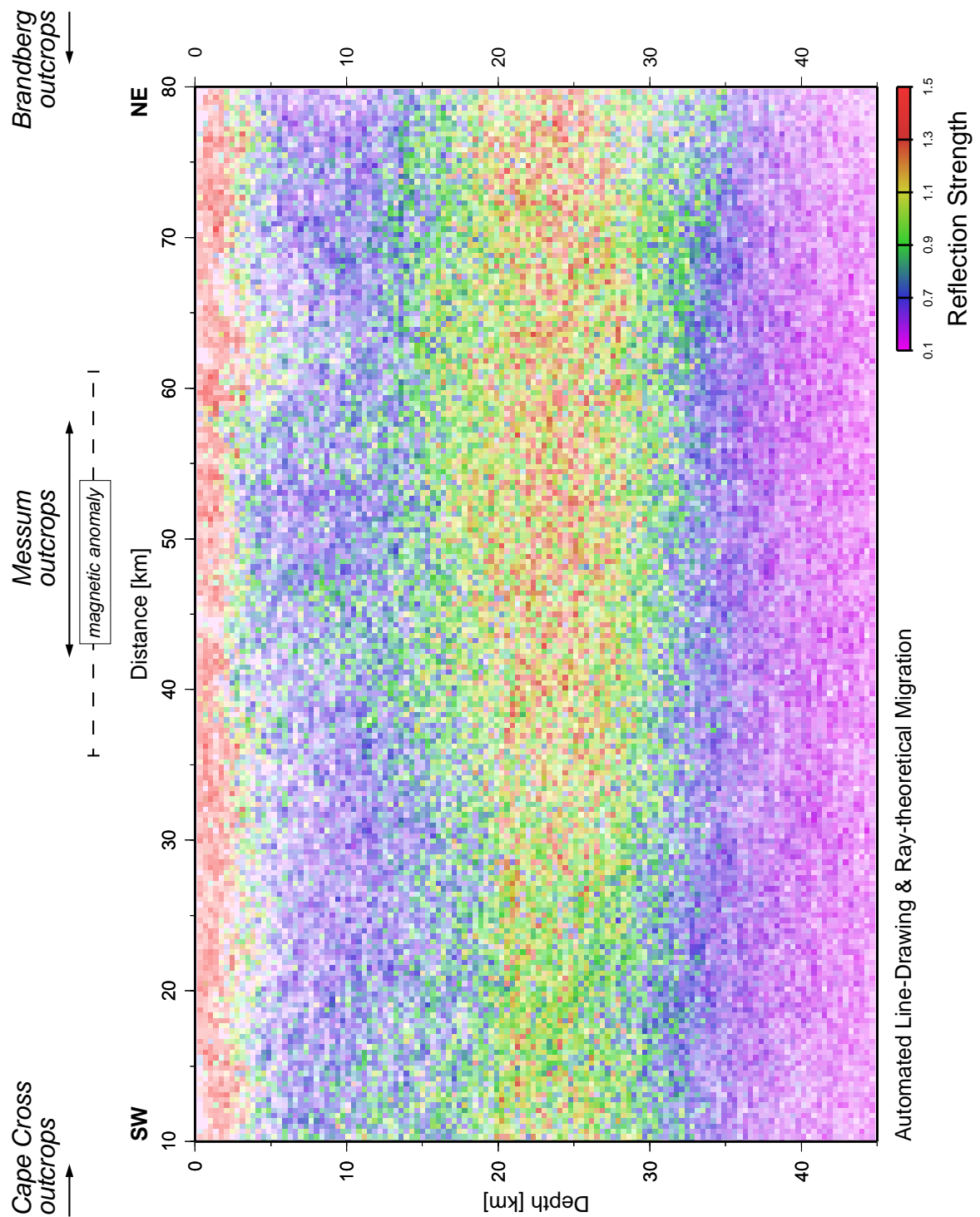


Abbildung 4.18: Abbildung der Reflexionsstärke (Envelope) im Bereich des Messum-Komplexes, abgeleitet aus den SIMBA-Steilwinkeldaten. Kohärente Signale werden mit Hilfe einer Semblance-Analyse in den gestapelten Daten detektiert und strahlentheoretisch migriert. Anschließend erfolgt eine Mittelung der gleichzeitig berechneten Reflexionsstärken in Untergrundblöcken von  $0.35 \times 0.35$  km. Die Überdeckung der einzelnen Blöcke wird durch die Farbtintensität angezeigt.

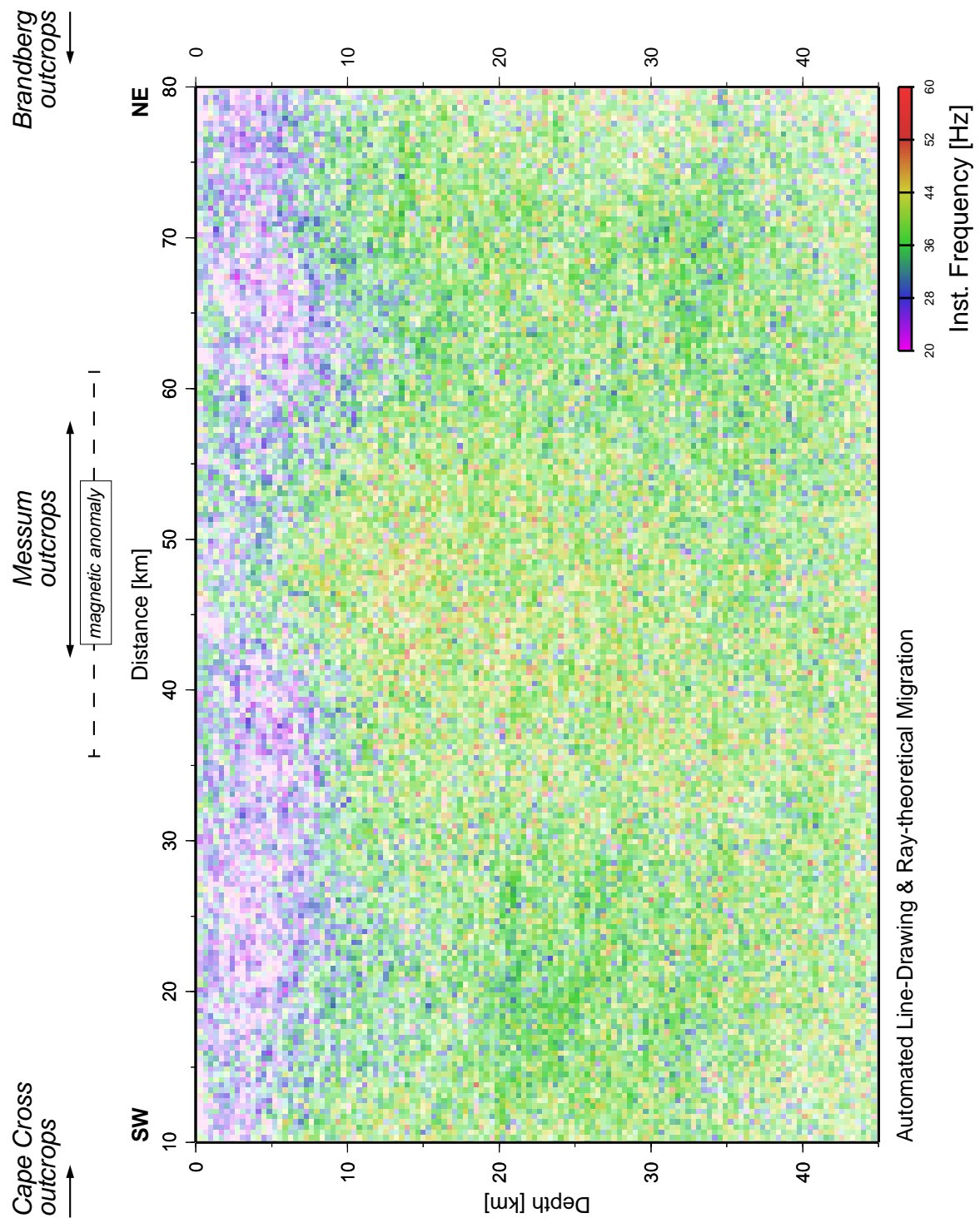


Abbildung 4.19: Abbildung der Momentanfrequenzen im Bereich des Messum-Komplexes, abgeleitet aus den SIMBA-Steilwinkeldaten. Kohärente Signale werden mit Hilfe einer Semblance-Analyse in den gestapelten Daten detektiert und strahlentheoretisch migriert. Anschließend erfolgt eine Mittelung der gleichzeitig berechneten Momentanfrequenzen in Untergrundblöcken von  $0.35 \times 0.35$  km. Die Überdeckung der einzelnen Blöcke wird durch die Farbintensität angezeigt.

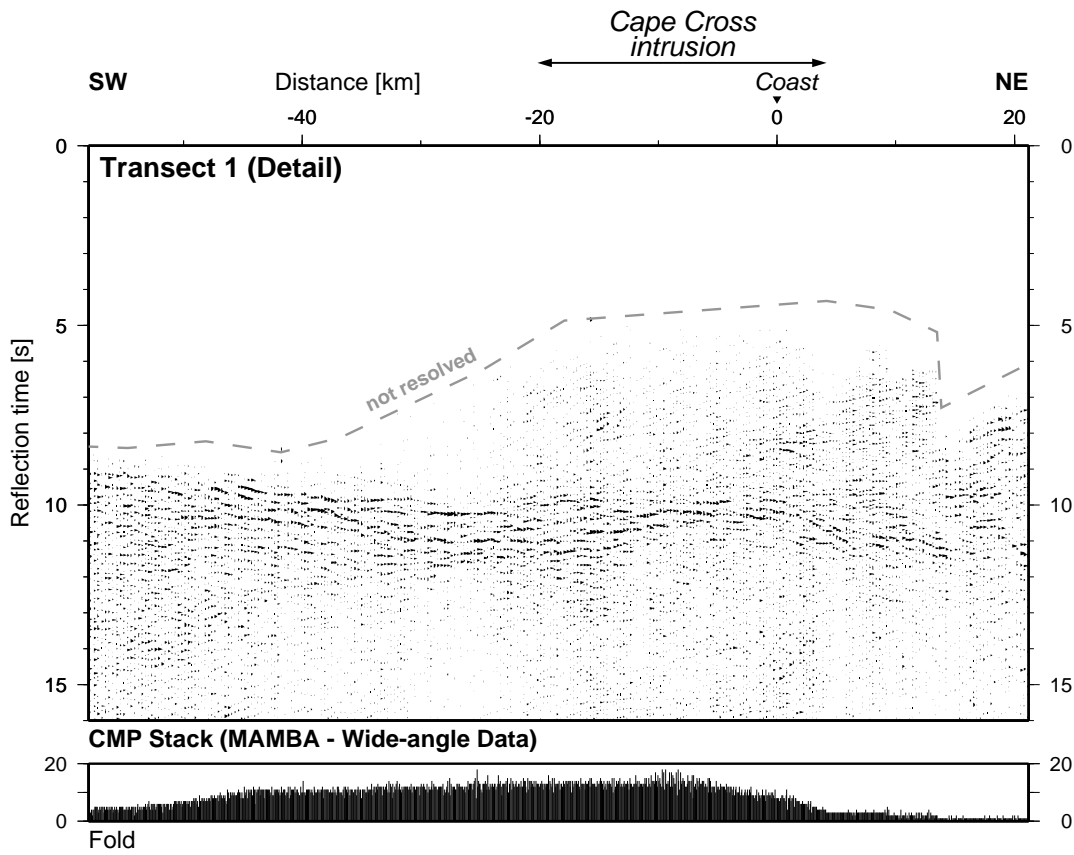


Abbildung 4.20: Ergebnis der Stapelung von Weitwinkeldaten auf Transect 1. Verwendet wurden Daten von 16 Landstationen im Entfernungsbereich bis 130 km (siehe auch Abb. 4.4). In dieser Sektion wurden Line-Drawings abstrahiert und strahlentheoretisch migriert (siehe Abb. 4.16).

zufolge wird der Hauptteil der Energie entlang des gesamten Profiles, also auch unterhalb von Messum, in der Unterkruste reflektiert (bzw. diffraktiert oder gestreut). Die stärksten Amplituden bilden sich an einer krustalen Grenze bei etwa 20 km ab und werden darunter allmählich schwächer, ohne daß sich dabei die Moho diskontinuierlich abhebt. Unter Messum ist eine scheinbare Aufdomung dieser starken Reflektivität erkennbar. Die Oberkruste weist generell geringere Amplituden auf, ist aber im Vergleich zur Kohärenzdarstellung deutlicher strukturiert. Der Intrusivkomplex bildet sich durch die leicht erhöhten Amplituden gegenüber den schwach reflektiven benachbarten Gebieten ab. Dieses Muster in der Oberkruste wird noch deutlicher in der Darstellung der Momentanfrequenzen wiedergegeben (Abb. 4.19). Besonders niedrige Amplituden und Frequenzen bilden sich beidseitig des Messum-Komplexes in Tiefen bis etwa 8 km ab. Der Messum-Komplex selbst ist in der gesamten Kruste durch erhöhte Momentanfrequenzen charakterisiert. Ein anomaler Bereich bildet sich hierbei in Tiefen etwa zwischen 10 und 15 km ab. Auch in der Unterkruste weisen reflektierte Signale aus dem Bereich der Intrusion höhere Momentanfrequenzen auf als Reflexionen aus den benachbarten Tiefenbereichen. Generell muß

man diese Ergebnisse sicher unter dem Vorbehalt betrachten, daß die Stapelung zu einer Verschmierung der Signalcharakteristika führt. Die Momentanfrequenzen spiegeln wahrscheinlich auch Unterschiede bei der Energieeinkopplung während der Wellenanregung wieder. Die Hauptmerkmale in Abbildung (Abb. 4.19) werden jedoch auf Charakteristika des Untergrundes zurückgeführt.

Aus logistischen Gründen verbleibt eine Lücke zwischen den steilwinkelseismisch überdeckten Gebieten an Land und vor der Küste. In diesem Bereich markiert eine prominente Magnetanomalie den Cape Cross-Intrusivkomplex. Nach den oben beschriebenen Modellierungen ist der Komplex zudem durch eine deutlich positive Geschwindigkeitsanomalie gekennzeichnet. Noch detailliertere Strukturen des Komplexes können zumindest in der unteren Kruste und im Bereich der Moho mit Hilfe der Weitwinkeldaten abgebildet werden (blaue Linien in Abb. 4.16). Die zu Grunde liegende Stapelsektion wird in Abbildung 4.20 gezeigt. Die obere Kruste kann wegen der fehlenden Registrierungen bei kleinen Entfernungen nicht aufgelöst werden. Markantestes Merkmal ist eine starke Strukturierung der Moho im Bereich des Intrusivkomplexes. Die Aufdomungen in der Zeitdarstellung könnten zum Teil durch die erhöhten  $P$ -Geschwindigkeiten (vergleiche Abb. 4.9a) innerhalb des Komplexes bedingt sein. Auch die Verwendung einer zu niedrigen Geschwindigkeit bei der strahlentheoretischen Migration kann einen ähnlichen Effekt in der Tiefendarstellung bewirken. Die relativ großen Neigungen dieser Mohostrukturen sprechen aber gegen eine scheinbare Struktur auf Grund lateraler Geschwindigkeitsänderungen (apparent velocity pull-up). Die Diskrepanzen hinsichtlich der Tiefenlage der Moho zwischen der CMP-Abbildung und der Geschwindigkeitsmodellierung können durch falsche Geschwindigkeitswerte bei der NMO-Korrektur und/oder bei der Migration bedingt sein. Andererseits sind die Unsicherheiten bei der Geschwindigkeitsmodellierung in diesem Profilschnitt besonders groß (siehe Abb. 4.9a). Die unterschiedliche Art der Moho-Abbildung durch die Steilwinkel- bzw. die Weitwinkelseismik resultiert wahrscheinlich aus den Unterschieden im Einfallswinkel sowie im Frequenzgehalt. Bei schrägem Einfall von relativ tieffrequenten Signalen kann auch eine Übergangszone Reflexionen hervorrufen. Die hochfrequenten Wellen in der Steilwinkelseismik erfassen einen solchen graduellen Übergang möglicherweise nicht. Außerdem wird bei Steilwinkelbeobachtungen, wie auch diese Untersuchungen bestätigen, ein Großteil der Energie bereits in der Unterkruste reflektiert.

## 4.2 *P- und S-Geschwindigkeitstomographie*

Im vorigen Abschnitt wurden die Laufzeiten und in einigen Fällen die Amplituden von primären *P*-Phasen benutzt, um krustale Modelle der *P*-Geschwindigkeitsverteilung entlang der beiden MAMBA-Traversen abzuleiten. Eine lithologische Interpretation von *P*-Geschwindigkeiten für sich allein betrachtet ist problematisch, da die *P*-Geschwindigkeit neben der mineralischen Zusammensetzung von Faktoren wie Druck, Temperatur, Textur, Klüftigkeit und Porosität abhängig ist (z.B. *Schön*, 1983). Weitere, unabhängig bestimmte und ebenfalls für diese Effekte sensitive Größen sind wünschenswert, um die verschiedenen Einflüsse zumindest näherungsweise voneinander unterscheiden zu können und dadurch eine bessere Abschätzung der stofflichen Zusammensetzung zu ermöglichen. Die Kombination von *P*- mit *S*-Geschwindigkeiten bzw. abgeleiteten Größen wie dem Verhältnis von *P*- zu *S*-Geschwindigkeiten oder dem Poisson-Verhältnis  $\sigma$  haben sich als geeigneter Ansatz zur lithologischen Interpretation seismischer Daten erwiesen (z.B. *Holbrook et al.*, 1992; *White et al.*, 1992; *Christensen*, 1996; *Kern et al.*, 1999).

Im folgenden werden die SIMBA-Steilwinkeldaten für eine tomographische Bestimmung von *P*- und *S*-Geschwindigkeiten im oberflächennahen Bereich um den Messum-Komplex genutzt. Für die Interpretation der hochaufgelösten *P*-Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnisse wird hier ein neuer Ansatz entwickelt, der zu einer lagerichtigen Abbildung von petrologisch-petrophysikalisch differenzierten Einheiten führt. Diese Hypothese wird später im Zusammenhang mit petrophysikalischen Untersuchungen (z.B. *Christensen*, 1996) sowie durch Korrelation mit der Oberflächengeologie diskutiert. Außerdem kann durch einen Vergleich der Ergebnisse aus der Tomographie und der Modellierung der Weitwinkeldaten (siehe oben) geprüft werden, ob mögliche Unterschiede zwischen Cape Cross- und Messum-Komplex hinsichtlich des Chemismus seismisch abgebildet werden können.

Die steilwinkelseismische Strukturabbildung basiert auf mehrfach überdeckenden Messungen von steil gelaufenen Reflexionen in relativ kurzen Empfängerauslagen. Dabei werden auch kontinuierlich refraktierte *P*- und *S*-Wellen registriert, die auf Grund der Meßgeometrie in geringen Tiefen (einige 100 m bis einige km in Abhängigkeit vom vertikalen Geschwindigkeitsgradienten und der Beobachtungsentfernung) getaucht sind, diesen Bereich jedoch extrem hoch überdecken. Die refraktierten *S*-Wellen werden bei diesen Landmessungen höchstwahrscheinlich durch Konversion an der freien Oberfläche erzeugt (*Fertig*, 1984; *Fertig & Krajewski*, 1989). Für die reflexionsseismische Abbildung stellen diese Phasen Störsignale dar und werden deshalb bei der Datenaufbereitung entweder ausgeschnitten oder durch Filterung unterdrückt. Die Laufzeiten dieser Wellen können jedoch auch zur tomographischen Bestimmung der seismischen Geschwindigkeiten in der obersten

Kruste verwendet werden und damit den Informationsgewinn aus solchen Experimenten erhöhen (z.B. *Rühl & Lüschen*, 1989; *White et al.*, 1992; *Kummerow*, 1998; *Lutter et al.*, 1999). Auf diese Weise wird eine wichtige Verbindung zwischen aufgeschlossener Geologie und abgebildeter krustaler Reflektivität hergestellt. Die Extrapolation der anstehenden Lithologien gelingt vor allem, wenn die Datenqualität eine Inversion sowohl nach  $P$ - als auch  $S$ -Geschwindigkeiten erlaubt. So konnten *White et al.* (1992) für beide Parameter eine Korrelation mit den Hauptlithologien entlang eines CDP-Profiles nachweisen. Durch gemeinsame Interpretation von  $P$ -Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnissen konnten dabei tendenzielle Einflüsse von Mineralogie sowie Porosität und Wassersättigung unterschieden werden. In der vorliegenden Arbeit werden diese Ansätze durch eine statistische Analyse der Ergebnisse aus der Tomographie weitergeführt und dadurch lithologische Einheiten und gegebenenfalls überlagerte Einflüsse wie Klüftigkeit direkt abgebildet.

Zunächst werden an Hand von Beispielen die verwendeten seismischen Phasen diskutiert. Nach einer Beschreibung des Inversionsverfahrens sowie der Festlegung datenabhängiger Steuerparameter werden die abgeleiteten Geschwindigkeitsmodelle sowie Ergebnisse aus weiterführenden Analysen präsentiert. Die Interpretation erfolgt im Kontext mit anderen Resultaten im anschließenden Kapitel.

## Aufbereitung und Interpretation der Daten

In den Abbildungen 4.21 und 4.22 sind Datenbeispiele aus dem Bereich außerhalb bzw. innerhalb des Messum-Komplexes dargestellt. Die Schuß-sortierten Seismogramm-Sektionen sind mit einem Bandpaß gefiltert und in der Zeitachse unterschiedlich reduziert (a und b). Die direkte  $P$ -Welle läßt sich als Ersteinsatz bei einer Reduktionsgeschwindigkeit von 6 km/s gut korrelieren. Diese Phase wird als kontinuierlich gebrochene Tauchwelle interpretiert und als solche invers modelliert. Wegen der geringen Anregungstiefe von 9 m wird dabei angenommen, daß der Strahlweg zwischen Quelle und Empfänger jeweils direkt an der Oberfläche endet. Betrachtet man die Scheingeschwindigkeiten der direkten  $P$ -Phase, so deutet sich eine erhöhte  $P$ -Geschwindigkeit innerhalb des Messum-Komplexes im Vergleich zur Umgebung an (vergleiche Abb. 4.21a und 4.22a).

Zur Bestimmung der  $S$ -Geschwindigkeiten benötigt man die Laufzeiten der direkt gelaufenen  $S$ -Wellen. Bei einer Explosionsquelle werden jedoch primär nur Kompressionswellen angeregt. Scherwellen können, ähnlich wie beim marinen Experiment im vorherigen Abschnitt, nur durch Konversion an Grenzflächen generiert werden. Die gepickten  $S$ -Wellen in den Abbildungen 4.21b und 4.22b lassen sich am plausibelsten durch eine  $P$ - $S$ -Konversion an der freien Oberfläche erklären. Die freie Oberfläche befindet sich in unmittelbarer Umgebung der Quelle, sodaß die einfallende  $P$ -Energie besonders groß ist.

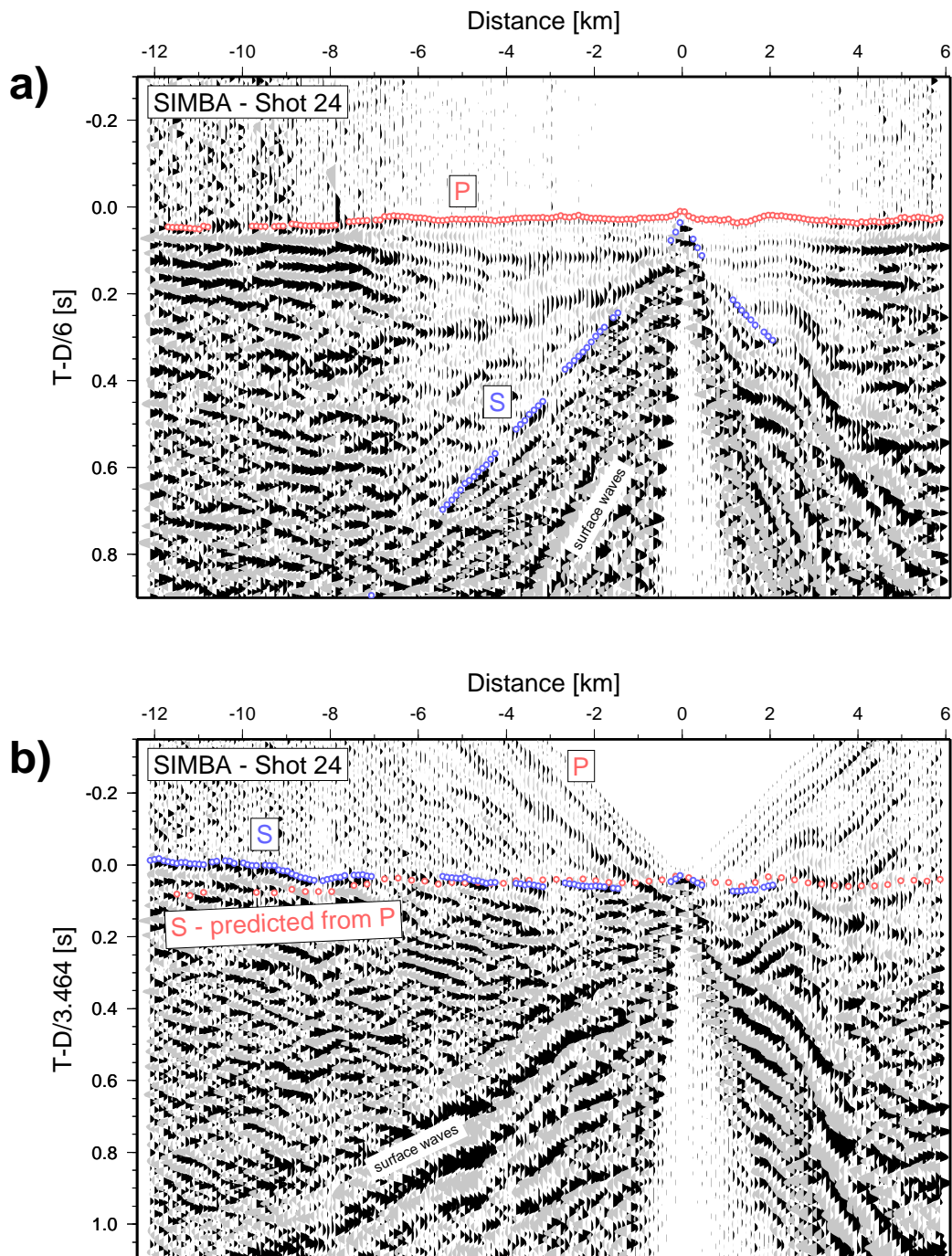


Abbildung 4.21: Tomographische Inversion der SIMBA-Daten: Beispiel einer Seismogramm-Montage für einen Schuß außerhalb des Messum-Kraters. (a) Datenausschnitt mit direkten  $P$ - und  $S$ -Wellen sowie gepickten Laufzeiten, dargestellt bei einer Reduktionsgeschwindigkeit von 6 km/s. (b) Zeitfenster und Reduktionsgeschwindigkeit sind so gewählt, daß die  $S$ -Welle bei einem theoretischen Poisson-Verhältnis von 0.25 parallel zur  $P$ -Welle in a erscheinen müßte (die roten Punkte zeigen diese Vorhersage der  $S$ -Ankunftszeit an). Die diesbezüglich erhöhten  $S$ -Scheingeschwindigkeiten weisen demnach auf ein verringertes Poisson-Verhältnis für den durchstrahlten Bereich außerhalb des Messum-Komplexes hin.



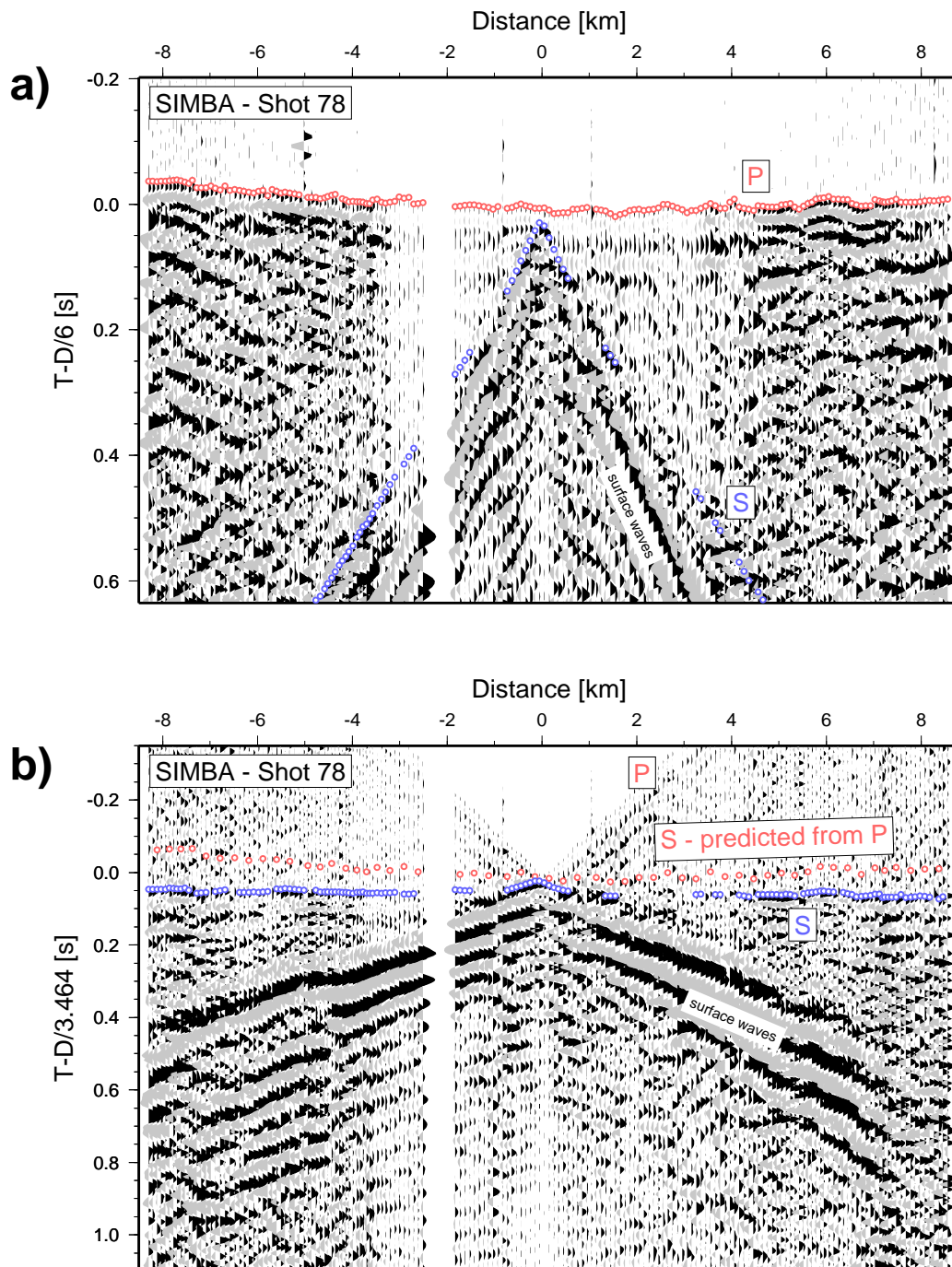


Abbildung 4.22: Beispiel einer schuß-sortierten Seismogramm-Montage aus dem Innenbereich des Messum-Kraters. (a) Datenausschnitt mit direkten  $P$ - und  $S$ -Wellen sowie gepickten Laufzeiten, dargestellt bei einer Reduktionsgeschwindigkeit von 6 km/s. (b) Zeitfenster und Reduktionsgeschwindigkeit sind so gewählt, daß die  $S$ -Welle bei einem theoretischen Poisson-Verhältnis von 0.25 parallel zur  $P$ -Welle in a erscheinen müßte (die roten Punkte zeigen diese Vorhersage der  $S$ -Ankunftszeit an). Im Gegensatz zur vorherigen Abbildung sind die  $S$ -Scheingeschwindigkeiten geringer als erwartet, was auf ein erhöhtes Poisson-Verhältnis im Bereich des Kraters hindeutet.

Außerdem ist diese Grenzfläche durch einen vergleichsweise starken Geschwindigkeitskontrast und damit einen großen Konversionskoeffizienten gekennzeichnet (*Pilant, 1979*).  $S$ -Wellen, die durch Konversion an anderen Grenzen im Untergrund erzeugt werden, weisen deshalb erwartungsgemäß geringere Amplituden auf. Wegen des längeren Ausbreitungsweges als  $P$ -Welle sollten sie vor der an der freien Oberfläche konvertierten Welle eintreffen. Tatsächlich sind in einigen Schuß-Seismogrammen solche scheinbaren Vorläufer mit kleineren Amplituden erkennbar. Diese Überlegungen zum Entstehungsort der  $S$ -Wellen werden zudem auch durch Modellierungen von *Fertig (1984)* unterstützt. Dies rechtfertigt schließlich wie bei der  $P$ -Inversion die Annahme einer direkten  $S$ -Welle zwischen Quelle und Empfänger.

Die Laufzeitbestimmung der  $S$ -Wellen erfolgt bei einer Reduktionsgeschwindigkeit von  $6/\sqrt{3}$  km/s sowie einer entsprechenden Skalierung der Zeitachse. Bei einem Poisson-Verhältnis von 0.25 würde die  $S$ -Welle in dieser Darstellung parallel zur  $P$ -Welle in den Abbildungen 4.21a und 4.21a erscheinen. Der Vergleich zwischen der beobachteten und der auf diese Weise vorhergesagten Scheingeschwindigkeit der  $S$ -Welle liefert somit eine erste qualitative Abschätzung über das Poisson-Verhältnis. Nach den Beispielen in den Abbildungen 4.21b und 4.22b ist das Material im Messum durch ein erhöhtes Poisson-Verhältnis und in der Umgebung durch ein verringertes Poisson-Verhältnis gegenüber dem angenommenen Wert von 0.25 gekennzeichnet. Insgesamt stehen für die Inversion etwa 20000  $P$ - und 18000  $S$ -Laufzeiten aus 125 Schüssen zur Verfügung.

## Inversionsverfahren

Für die tomographische Inversion der gepickten Laufzeiten wird das Programm SIMULPS12 (*Thurber, 1983; Evans et al., 1994*) verwendet. Das Verfahren ist ursprünglich für seismologische Anwendungen konzipiert worden und hat sich bei zahlreichen Untersuchungen zur simultanen Herd-Lokalisierung und Geschwindigkeitsbestimmung auf der Basis von Lokalbeben Daten bewährt (z.B. *Eberhardt-Phillips & Reyners, 1997; Graeber & Asch, 1999*). Prinzipiell können mit dem Programm  $P$ - und  $S$ -Laufzeiten separat invertiert werden. Da jedoch bei seismologischen Registrierungen in der Regel viel weniger  $S$ - als  $P$ -Einsätze bestimmt werden können, ergeben sich bei unabhängiger Inversion  $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeitsverteilungen mit unterschiedlicher Auflösung. In diesem Fall ist die Berechnung von abgeleiteten Größen wie dem  $v_p/v_s$ - oder dem Poisson-Verhältnis problematisch. Deshalb führten *Eberhardt-Phillips & Reyners (1997)* eine modifizierte Version zur Inversion nach  $v_p$  und  $v_p/v_s$  ein. Bei dieser Art der Inversion ist die Anpassung des  $S$ -Modelles an die Anpassung des  $P$ -Modelles gekoppelt. Außerdem werden Schranken für die Größe des  $v_p/v_s$ -Verhältnisses angenommen. Die Anwendbarkeit von SIMULPS12 für

Geschwindigkeitsbestimmungen auf der Basis von Laufzeitdaten aus aktiven Experimenten wurde von *Kummerow* (1998) untersucht. Mit Hilfe der bei einem reflexionsseismischen Experiment registrierten Ersteinsätze konnte dabei die  $P$ -Geschwindigkeitsverteilung der obersten 2-3 km aufgelöst werden. Auf diesen Erfahrungen aufbauend wird SIMULPS12 für die Inversion der SIMBA-Daten verwendet. Wegen der guten Datenqualität können hier zusätzlich und unabhängig von der  $P$ -Inversion  $S$ -Geschwindigkeiten bestimmt werden.

Das 3-D Geschwindigkeitsmodell wird durch Knotenebenen parametrisiert, die parallel zur  $x$ - $y$ -,  $x$ - $z$ - bzw.  $y$ - $z$ -Ebene in beliebigen Abständen zueinander angeordnet sein können. Nachdem die SIMBA-Geometrie auf eine Linie projiziert worden ist (*Zelt*, 1999), erfolgt die Konfiguration des 2-D Modelles in der  $x$ - $z$ -Ebene. Zur Komplettierung des 3-D Volumens werden jeweils 2 weitere Ebenen in positiver und negativer  $y$ -Richtung hinzugefügt, ohne von der inversen Modellanpassung betroffen zu sein. Diese erfolgt durch iterative Vorwärtsberechnungen und Inversionen.

Für die Vorwärtsberechnung der Laufzeiten wird eine genäherte strahlentheoretische Methode verwendet, bei der zwischen Quelle und Empfänger in erster Näherung ein Kreisbogen mit minimaler Laufzeit gesucht wird. Zur Berücksichtigung der Brechung wird der Strahlweg dann auf der Basis der Strahlengleichung bei gleichzeitiger Laufzeitminimierung weiter verformt (*Um & Thurber*, 1987). Mögliche Auswirkungen des Fehlers aus dieser genäherten Vorwärtsberechnung auf das Inversionsergebnis wurden von *Kummerow* (1998) für einen vergleichbaren Datensatz untersucht. Hierfür wurden mit einem genaueren Verfahren zur Laufzeitberechnung auf der Basis der diskretisierten Eikonalgleichung (*Vidale*, 1988) synthetische Daten erzeugt und anschließend mit dem hier verwendeten Programm invertiert. Demzufolge werden durch Verwendung des genäherten Ray-Tracings keine künstlichen Modellanomalien erzeugt.

Nach der Bestimmung der Laufzeitresiduen durch Vorwärtsrechnung erfolgt die Modelldaption nach der Methode der gedämpften Least-Squares Inversion (z.B. *Menke*, 1989). Hierbei wird eine Kombination aus quadratischer Abweichung der Laufzeitresiduen und gewichteter Modellkorrektornorm minimiert. Der zweite, über den sogenannten Dämpfungsfaktor gesteuerte Term soll die Varianz der Modellparameter und damit die Komplexität des Modelles einschränken. Durch diese Randbedingung wird eine stabile Inversion überhaupt erst möglich gemacht. Künstliche Oszillationen im Modell lassen sich jedoch bei dieser Art der Dämpfung noch nicht so effektiv unterdrücken, wie dies durch einschränkende Bedingungen zur Glattheit des Modelles möglich ist (z.B. *Lutter et al.*, 1999; *Toomey et al.*, 1999). Der Iterationsprozeß wird solange fortgeführt, bis entweder der RMS-Laufzeitfehler oder die Norm des Modellkorrekturvektors einen vordefinierten Wert unterschreitet.

Während der Inversion werden eine Reihe von Größen bestimmt, die zur Beurteilung der Zuverlässigkeit der Resultate herangezogen werden können. Die Überdeckung mit seismischen Strahlen liefert einen ersten Einblick in die Beschränkung des Modelles durch die Daten. Ein relatives Maß für die Strahlendichte in der Umgebung eines Geschwindigkeitsknotens stellt die Derivative Weighted Sum (DWS) nach *Toomey & Foulger* (1989) dar. Hierbei wird auch die Entfernung des jeweiligen Strahlensegmentes vom Modellknoten mit berücksichtigt. Neben der Dichte ist vor allem die Richtungsabhängigkeit der Durchstrahlung für das Auflösungsvermögen der Daten entscheidend. Wenn z.B. die Strahlen in der Umgebung eines Modellknotens vorwiegend horizontal verlaufen, so können laterale Geschwindigkeitsvariationen in diesem Bereich nur schlecht aufgelöst werden. Diese Eigenschaft der Lösung kann mit Hilfe der Modellresolutionsmatrix (z.B. *Menke*, 1989) analysiert werden. Bei perfekter Auflösung des Modelles handelt es sich hierbei um eine Einheitsmatrix. Die Sensitivität der einzelnen Modellparameter drückt sich in der Größe der jeweiligen Hauptdiagonalelemente aus. Die Nebenelemente auf der zugehörigen Matrixzeile beschreiben die Abhängigkeit der Modellparameter untereinander und damit das räumliche Auflösungsvermögen der Daten. Die Spread-Funktion nach *Toomey & Foulger* (1989) liefert für jeden Geschwindigkeitsknoten einen Wert, der sowohl die Größe des jeweiligen Hauptdiagonalelementes als auch die Verteilung der Koeffizienten in der entsprechenden Matrixzeile berücksichtigt. Gut aufgelöste Bereiche sind danach durch kleine Spread-Werte gekennzeichnet. Es existieren noch weitere Größen zur Bewertung der Inversionslösung, wie z.B. die Datenresolutionsmatrix oder die Modellkovarianzmatrix. Die verschiedenen Kriterien liefern jedoch bei konkreten Anwendungen meist qualitativ vergleichbare Resultate (z.B. *Kummerow*, 1998; *Haberland*, 1999). Auch bei der Inversion der SIMBA-Daten ergeben sich in den Darstellungen der DWS-Werte, der Diagonalelemente der Modellresolutionsmatrix sowie der Spread-Funktion nahezu identische Verteilungsmuster. Wegen ihrer besonderen Aussagekraft werden im folgenden allein die Spread-Werte zur Illustration des Auflösungsvermögens gezeigt.

## **Festlegung der Inversionsparameter**

Vor der eigentlichen Inversion der Daten müssen die Modellkonfiguration sowie der Dämpfungsfaktor als entscheidende Steuerparameter festgelegt werden. Hierfür werden in einigen Testläufen einerseits synthetisch erzeugte und zum anderen die gemessenen Laufzeitdaten bei unterschiedlicher Parameterwahl invertiert. Die Optimierung erfolgt nach verschiedenen, zum Teil konkurrierenden Kriterien. Gesucht wird ein Modell, welches die Daten hinreichend genau erklärt. Die geologische Zielsetzung eines geophysikalischen Experimentes besteht immer in einer möglichst detaillierten Auflösung des Untergrundes. Eine feine Rasterung des Modelles sowie die Zulassung starker Heterogenität

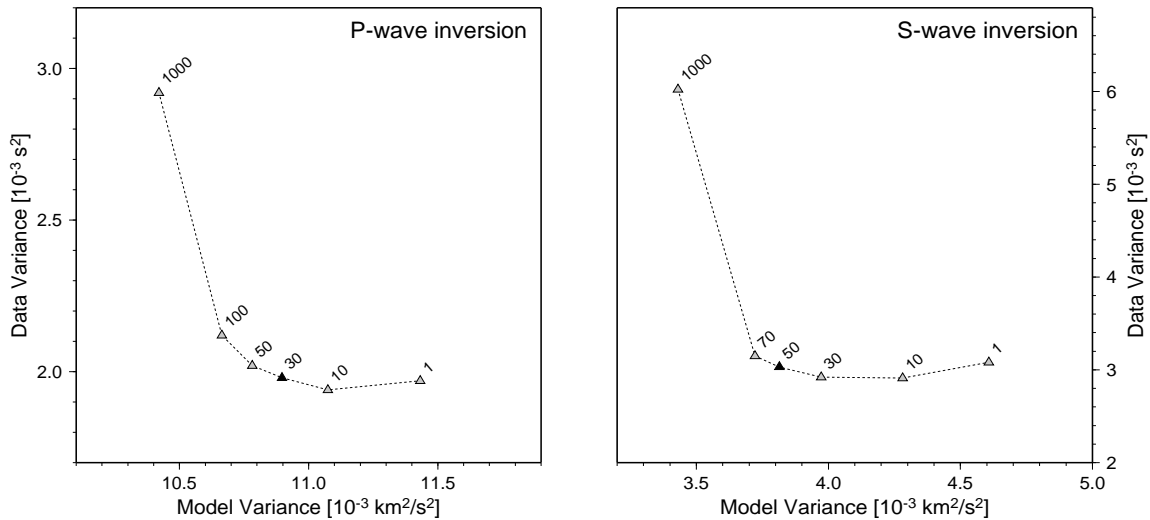


Abbildung 4.23: Festlegung des Dämpfungsparameters bei der  $P$ - und  $S$ -Inversion: Für verschiedene Dämpfungsfaktoren ist die Varianz des Modells gegenüber der Varianz der Datenanpassung nach einem Iterationsschritt aufgetragen. Die schließlich verwendeten Parameter sind als schwarzes Dreieck markiert.

entsprechen dieser Problemformulierung. Dies impliziert einen hochdimensionalen Parameterraum, in welchem der Fehler des inversen Problems minimiert werden soll. Da eine größere Dimension mit mehr Freiheitsgraden für die Modelladaptation verbunden ist, kann der Vorhersagefehler immer besser minimiert werden. Eine Anpassung unterhalb des Meßfehlers ist allerdings nicht sinnvoll. Andererseits wächst mit der Zahl der Modellparameter (Geschwindigkeitsknoten) die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten lokaler Minima in der Fehlerfunktion. Das hier verwendete Inversionsverfahren kann wegen des deterministischen Ansatzes (im Unterschied zu stochastischen Methoden zur Modelloptimierung) zu Modellen führen, die solchen lokalen Fehlerminima anstatt dem angestrebten globalen Minimum entsprechen. Das Fehlergebirge kann außerdem in einem hochdimensionalen Modellraum zunehmend durch Rinnenstrukturen gekennzeichnet sein, die Mehrdeutigkeiten hinsichtlich der Problemlösung entsprechen. Solche Instabilitäten werden bei der gedämpften Least-Squares Inversion durch zusätzliche Einschränkung der Modellkomplexität abgeschwächt. Aus numerischer Sicht ist also ein Modell mit möglichst wenigen Gitterknoten bzw. die Erzwingung eines möglichst wenig komplexen Modelles durch starke Dämpfung sinnvoll. Die Optimierung der Inversion in dieser Richtung ist allerdings mit einer Verschlechterung der Datenanpassung verbunden.

Unter Berücksichtigung dieser konträren Effekte werden Testinversionen zur Festlegung der Modellparametrisierung sowie der Dämpfung durchgeführt. Der Knotenpunktabstand für die endgültige Inversion beträgt 0.8 und 0.2 km in horizontaler bzw. vertikaler Richtung. Für dieses Modellgitter wird der optimale Dämpfungsparameter bestimmt (Abb.

4.23). Hierbei werden bei verschiedenen Dämpfungsfaktoren ein Inversionsschritt sowohl für die *P*- als auch die *S*-Laufzeiten berechnet und jeweils die Varianz der Datenanpassung gegenüber der Varianz des Modelles aufgetragen. Nach den obigen Ausführungen wird ein Dämpfungsfaktor gesucht, der bei der Inversion einerseits zu einer Minimierung der Laufzeitresiduen und andererseits zu einem möglichst wenig komplexen Modell führt. Dies entspricht jeweils möglichst kleinen Werten bezüglich beider Achsen in Abbildung 4.23. Für die *P*- und *S*-Inversion der Daten werden demzufolge Faktoren von 30 bzw. 50 verwendet.

Testrechnungen mit synthetisch erzeugten *P*- und *S*-Laufzeitdaten sollen das erreichbare Auflösungsvermögen bei dieser Wahl der Modellkonfiguration und des Dämpfungsfaktors demonstrieren. Zunächst werden die synthetischen Daten durch Raytracing (*Evans et al.*, 1994) in einem vordefinierten Untergrundmodell erzeugt. Diese Vorwärtsberechnungen erfolgen für genau die Quelle-Empfänger-Paare, bei welchen gemessene Laufzeiten vorliegen. Die synthetischen Daten werden dann mit normalverteilten zufallsgesteuerten Fehlern behaftet (*Haberland*, 1999) und anschließend mit den gleichen Parametern invertiert wie schließlich auch die Daten. Das Auflösungsvermögen kann durch Vergleich zwischen bekanntem Modell und Inversionsergebnis sowie auf der Basis der Spread-Werte analysiert werden.

Die Abbildungen 4.24 und 4.25 zeigen die für die Erzeugung der synthetischen Daten zu Grunde gelegten *P*- bzw. *S*-Geschwindigkeitsmodelle sowie die Ergebnisse der Inversionen mit den entsprechenden Spread-Werten als Maß für die Modellauflösung. Als theoretisches Modell dient wie bei vielen vergleichbaren Untersuchungen (z.B. *Graeber & Asch*, 1999; *Haberland*, 1999; *Lutter et al.*, 1999) eine lateral und vertikal harmonisch perturbierende Geschwindigkeitsverteilung (Checkerboardmodell). Hintergrundmodell und Größe der Perturbationen entsprechen dabei ungefähr der globalen Geschwindigkeitsstruktur bzw. den Anomalien, wie sie sich aus Testinversionen der realen Daten ergeben. Das *S*-Geschwindigkeitsmodell wird sowohl hinsichtlich der Hintergrundstruktur als auch der Perturbationen mit  $1/\sqrt{3}$  gegenüber dem *P*-Modell skaliert. Die aus diesen Modellen resultierenden Laufzeiten werden mit Fehlern behaftet, die entsprechend der abgeschätzten Unsicherheiten bei der Bestimmung der *P*- bzw. *S*-Laufzeiten generiert worden sind (Abb. 4.26). Die Inversion dieser fehlerbehafteten synthetischen Daten führt schließlich zu einer akzeptablen Rekonstruktion der theoretischen *P*- und *S*-Geschwindigkeitsmodelle (Abb. 4.24b und 4.25b). Die Resultate sind besonders vertrauenswürdig, da die Verteilung der Modellknoten bei der Inversion bewußt unabhängig von der Parametrisierung des theoretischen Modelles gewählt wurde. Die schlecht aufgelösten Bereiche entsprechen im *P*-Modell ungefähr Spread-Werten  $>1.2$  (Abb. 4.24c). Um die Auflösung beider Modelle vergleichen zu können, wird diese Isolinie im *S*-Modell übernommen. Dies wird durch die vergleich-

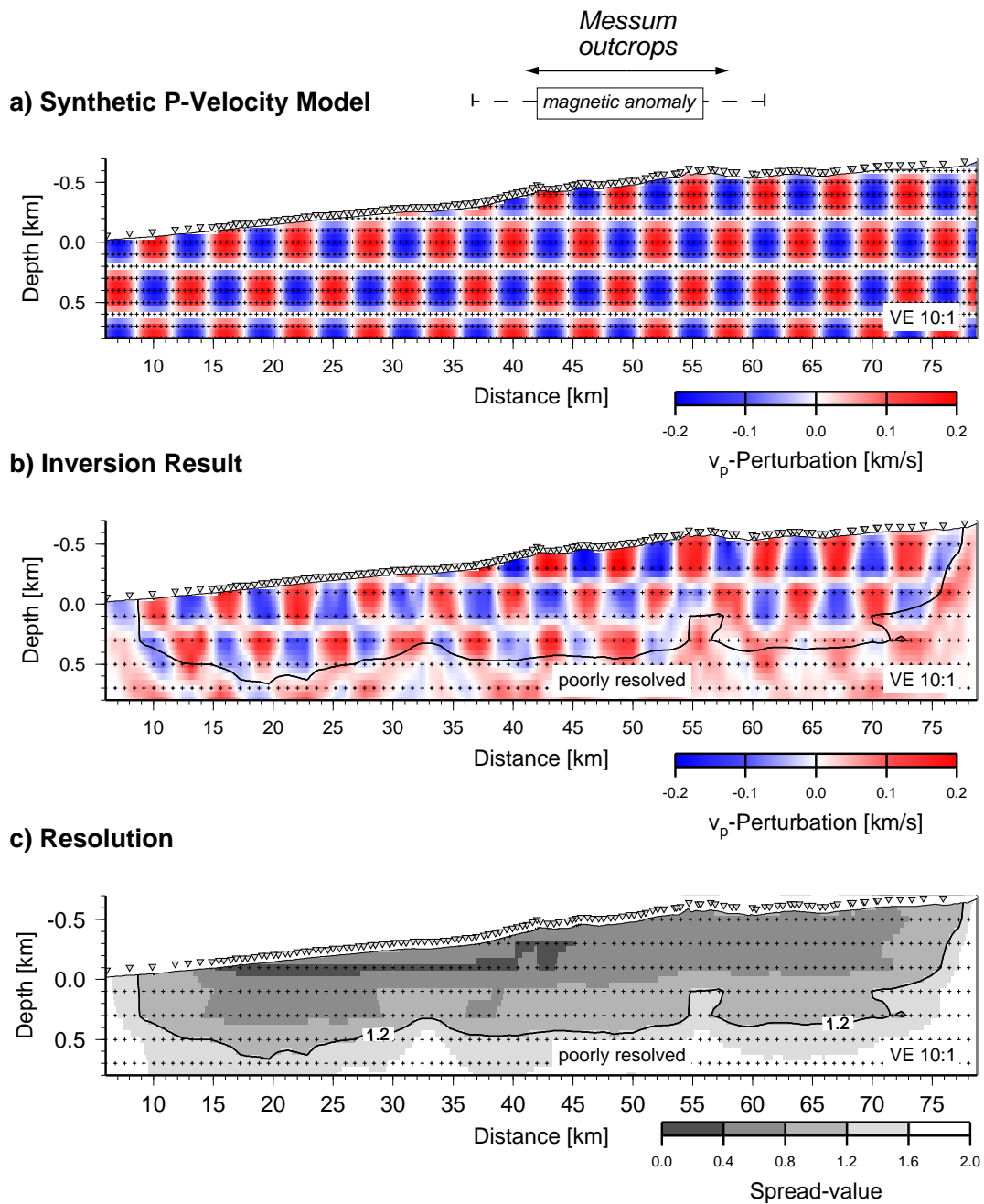


Abbildung 4.24: Test zum Auflösungsvermögen der tomographischen Inversion: (a) Theoretisches Geschwindigkeitsmodell (angezeigt sind die Perturbationen bezüglich des Hintergrundmodelles) zur Berechnung synthetischer  $P$ -Laufzeiten. Die Kreuze markieren die Modellknoten. Die Laufzeiten werden anschließend mit einem Laufzeitfehler gemäß Abb. 4.26 behaftet. (b) Ergebnis der Inversion der synthetischen Daten. Modellparametrisierung (Kreuze) und Dämpfung sind so gewählt wie bei der Inversion der Daten. Die schlecht aufgelösten Bereiche unterhalb der schwarzen Linie sind durch Spread-Werte  $> 1.2$  gekennzeichnet (siehe c). (c) Verteilung der Spread-Werte als Maß für die Modellresolution. Gut aufgelöste Bereiche sind durch kleine Spread-Werte (dunkle Grautöne) gekennzeichnet.

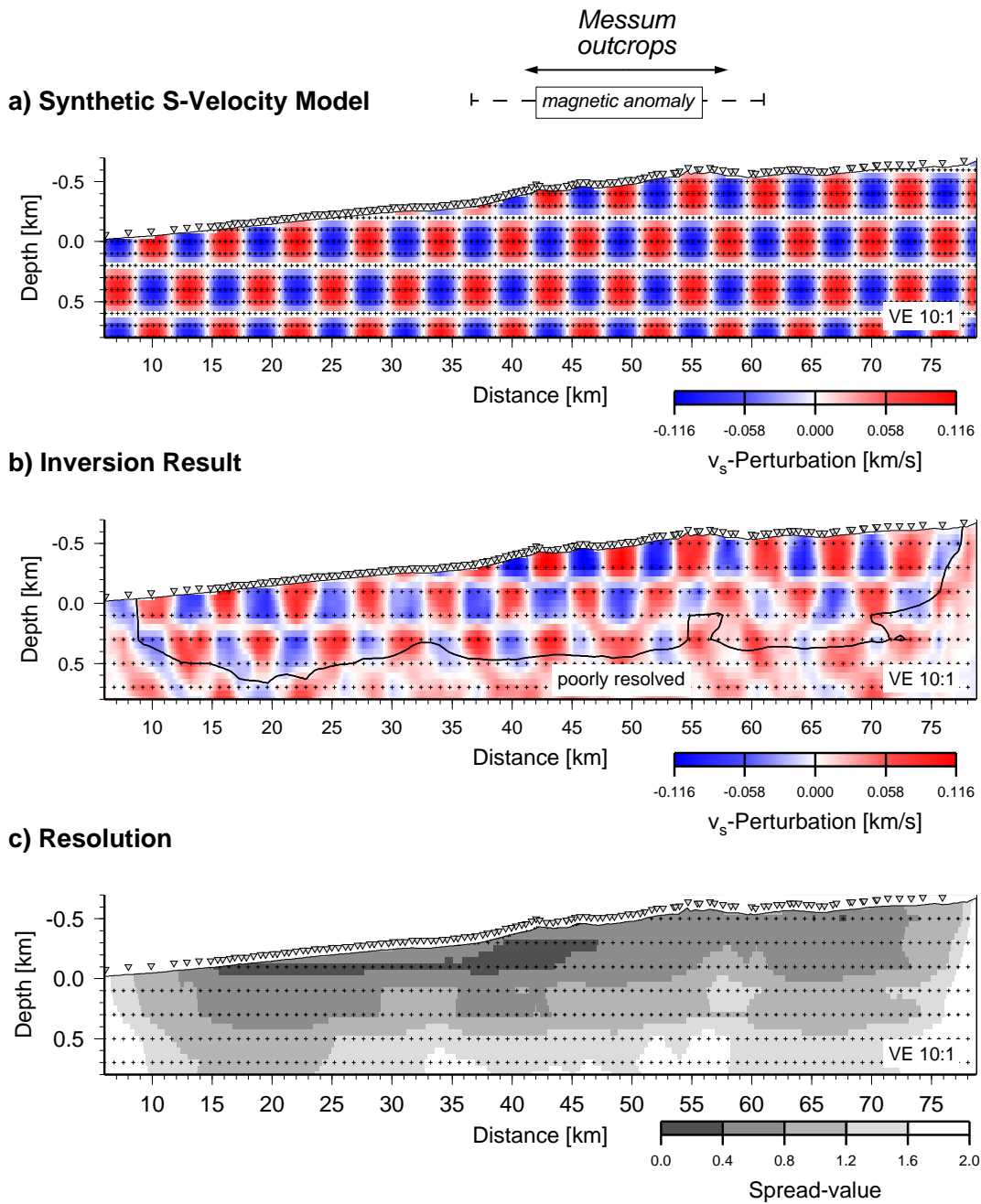


Abbildung 4.25: Test zum Auflösungsvermögen der tomographischen Inversion: (a) Theoretisches Geschwindigkeitsmodell (angezeigt sind die Perturbationen bezüglich des Hintergrundmodelles) zur Berechnung synthetischer  $S$ -Laufzeiten. Die Kreuze markieren die Modellknoten. Die Laufzeiten werden anschließend mit einem Laufzeitfehler gemäß Abb. 4.26 behaftet. (b) Ergebnis der Inversion der synthetischen Daten. Modellparametrisierung (Kreuze) und Dämpfung sind so gewählt wie bei der Inversion der Daten. Die schwarze Linie als Begrenzung gut aufgelöster Bereiche wird aus Abbildung 4.24b übernommen. (c) Verteilung der Spread-Werte als Maß für die Modellresolution. Gut aufgelöste Bereiche sind durch kleine Spread-Werte (dunkle Grautöne) gekennzeichnet.



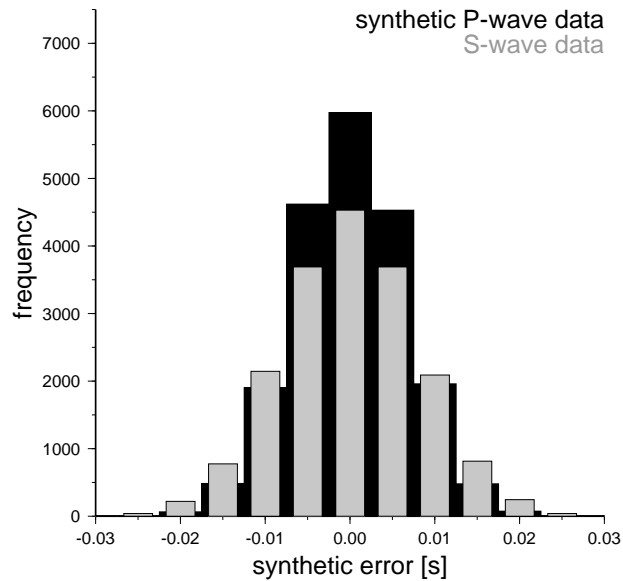


Abbildung 4.26: Häufigkeitsverteilung der Laufzeitfehler, die nach den Vorwärtsrechnungen zur Generierung synthetischer  $P$ - und  $S$ -Laufzeitdaten (Abb. 4.24a und 4.25a) aufaddiert werden.

bare Verteilung der Spread-Werte für das invertierte  $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeitsmodell gerechtfertigt (vergleiche Abb. 4.24c und 4.25c).

## Ergebnisse

Abbildung 4.27 zeigt die Ergebnisse aus der Inversion der beobachteten  $P$ - bzw.  $S$ -Laufzeiten. Modellkonfiguration sowie Dämpfungsfaktoren sind bei den Berechnungen so gewählt wie bei den oben gezeigten synthetischen Tests. Die auf dem Modellgitter definierten finalen Geschwindigkeitswerte werden im Anschluß um den Faktor 4 feiner gerastert und als Grid dargestellt. Die Interpolation erfolgt mit dem gleichen Formalismus wie im Programm SIMULPS12 (*Haberland, 1999*). Schlecht aufgelöste Bereiche werden auf der Basis der Tests zum Auflösungsvermögen mit Hilfe der Spread-Funktion ausgeblendet. Für die verbleibenden gut aufgelösten Rasterpunkte wird schließlich das Poisson-Verhältnis berechnet.

Abgesehen von den obersten 200 m ergeben sich oberflächennah bereits relativ hohe Geschwindigkeiten und kleine Gradienten. Die damit verbundene geringe kontinuierliche Brechung bewirkt die geringe Eindringtiefe der in den relativ kurzen Auslagen (max. 12 km) registrierten Tauchwellen. Dafür wird eine hohe Auflösung bis in Tiefen von etwa 700 m erreicht. Die unabhängig voneinander ermittelten  $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeitsmodelle weisen vergleichbare Hauptmerkmale auf. Allein diese Tatsache spricht für die Zuverlässigkeit der abgebildeten Strukturen. Wie sich bereits durch Sichtung einzelner Schuß-

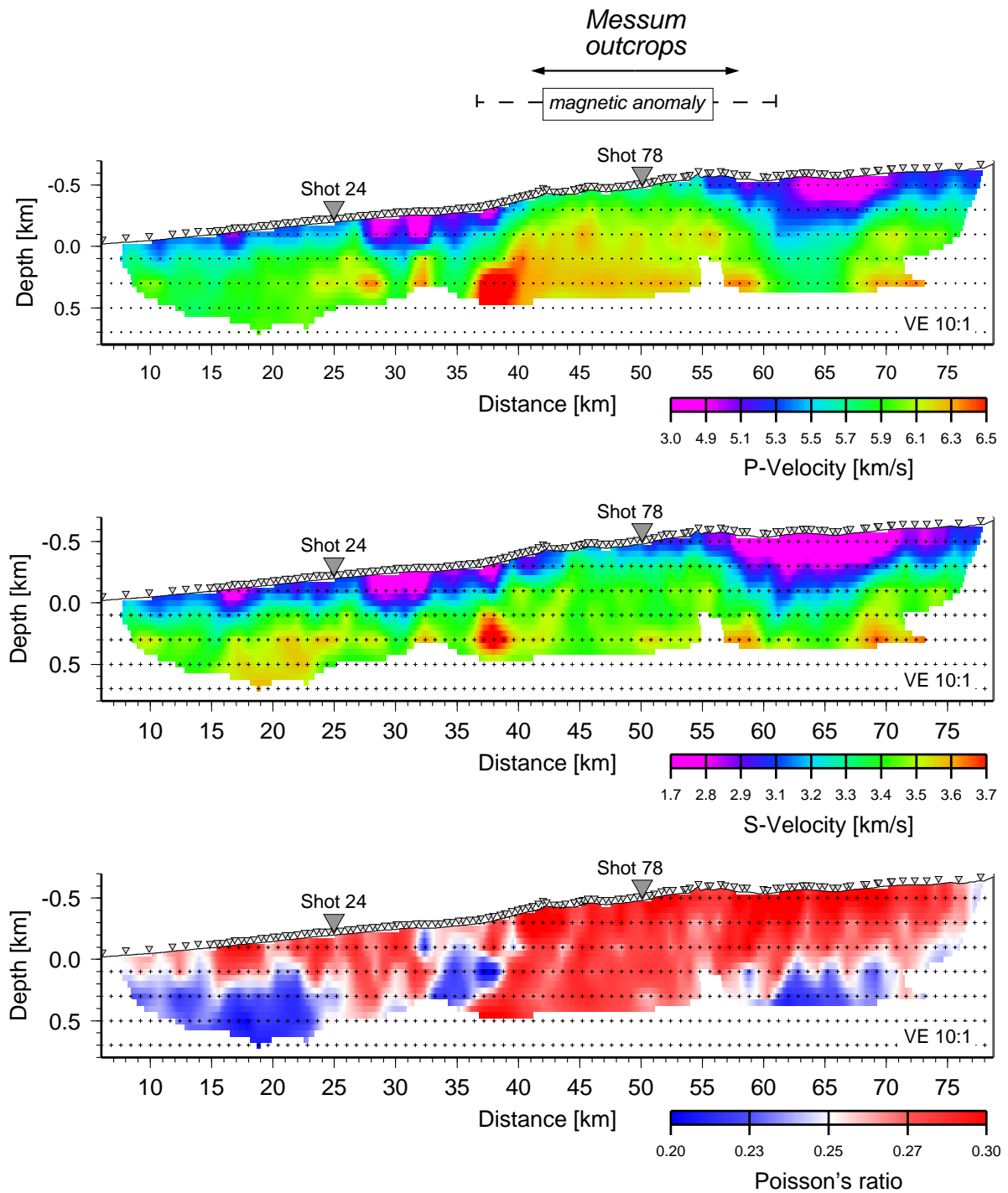


Abbildung 4.27:  $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeitstomographie entlang des SIMBA-Profiles. Gezeigt sind 2-D Schnitte der oberflächennahen Regionen, die durch Inversion der Ankunftszeiten der direkten  $P$ - und  $S$ -Wellen bestimmt werden:  $P$ -Geschwindigkeitsverteilung (a),  $S$ -Geschwindigkeitsverteilung (b) sowie daraus bestimmte Poisson-Verhältnisse (c). Dargestellt sind nur gut aufgelöste Modellbereiche (vergleiche Abb. 4.24 und 4.25). Dreiecke markieren die Schuß-Lokationen, Kreuze die Lage der Modellknoten.

Sektionen (Abb. 4.21a und 4.22a) angedeutet hatte, ist der Messum-Komplex durch erhöhte  $P$ -Geschwindigkeiten gegenüber der Umgebung gekennzeichnet. Kleinräumige Geschwindigkeitsvariationen innerhalb des Intrusivkomplexes werden als echte Strukturbilder interpretiert, wenn sie sowohl im  $P$ - als auch im  $S$ -Modell erkennbar sind. Demzufolge scheint ein äußerer Ring mit erhöhten  $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeiten den zentralen Bereich des Messum-Kraters zu umschließen. Die Farbskalen sind so gewählt, daß Bereiche mit gleicher Farbkodierung im  $P$ - und  $S$ -Modell Poisson-Verhältnisse von 0.25 anzeigen. So erkennt man bereits durch Vergleich beider Modelle Abweichungen von diesem Richtwert. Die relativ zu  $P$  verringerten  $S$ -Geschwindigkeiten im Messum-Komplex entsprechen erhöhten Poisson-Verhältnissen für diese Gesteine (Abb. 4.27c). Die in den Geschwindigkeitsmodellen abgebildete interne Strukturierung des Intrusivkomplexes ist in dieser Darstellung jedoch nicht mehr erkennbar. Außerhalb des Komplexes sind in erster Näherung die obersten Bereiche durch eine Erhöhung und etwa unterhalb von 300 m durch eine Erniedrigung der Poisson-Verhältnisse gegenüber 0.25 gekennzeichnet. Diese Unterschiede zwischen Messum-Komplex und Umgebung hinsichtlich der Poisson-Verhältnisse haben sich bereits in den Datenbeispielen (Abb. 4.21b und 4.22b) angedeutet.

Eine differenziertere Abbildung des Untergrundes ist durch Kombination der beschriebenen Einzelergebnisse möglich. Beispielsweise sind die oberflächennahen Gesteine außerhalb des Messum-Komplexes ebenso wie der gesamte Intrusivkomplex selbst durch erhöhte Poisson-Verhältnisse gekennzeichnet und damit nicht voneinander zu unterscheiden, wohl aber durch die unterschiedlichen  $P$ -Geschwindigkeiten. Gleiches gilt für die Strukturen am Rand und im Inneren des Messum-Komplexes. Offenbar können die überdeckten Gesteinsformationen mit Hilfe verschiedener seismischer Parameter diskriminiert werden. Durch solche Überlegungen motiviert werden die Ergebnisse der Tomographie in einem mehrdimensionalen Parameterraum im Sinne einer Mustererkennung (z.B. *Schalkoff*, 1992) statistisch analysiert. Hierdurch sollen mögliche Klassen (Cluster) mit charakteristischen petrophysikalischen Eigenschaften identifiziert und anschließend im Untergrund abgebildet werden. Da zwei unabhängige Größen ( $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeiten) bestimmt und die dritte (das Poisson-Verhältnis) daraus abgeleitet wird, ist nur ein zweidimensionaler Parameterraum sinnvoll. Hier werden auf Grund der oben beschriebenen Charakteristika die  $P$ -Geschwindigkeiten und die Poisson-Verhältnisse für eine solche Clusteranalyse verwendet.

Abbildung 4.28 zeigt die Vorgehensweise bei der kombinierten Analyse der Tomographie-Resultate bis hin zur Identifizierung von petrophysikalisch definierten Klassen und deren Rückabbildung in das Untergrundmodell. Zunächst werden für alle gut aufgelösten Zellen des Tomographie-Modelles die  $P$ -Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnisse in einem Datensatz zusammengefaßt. Es handelt sich hierbei um eine Verteilung von Wertepaa-

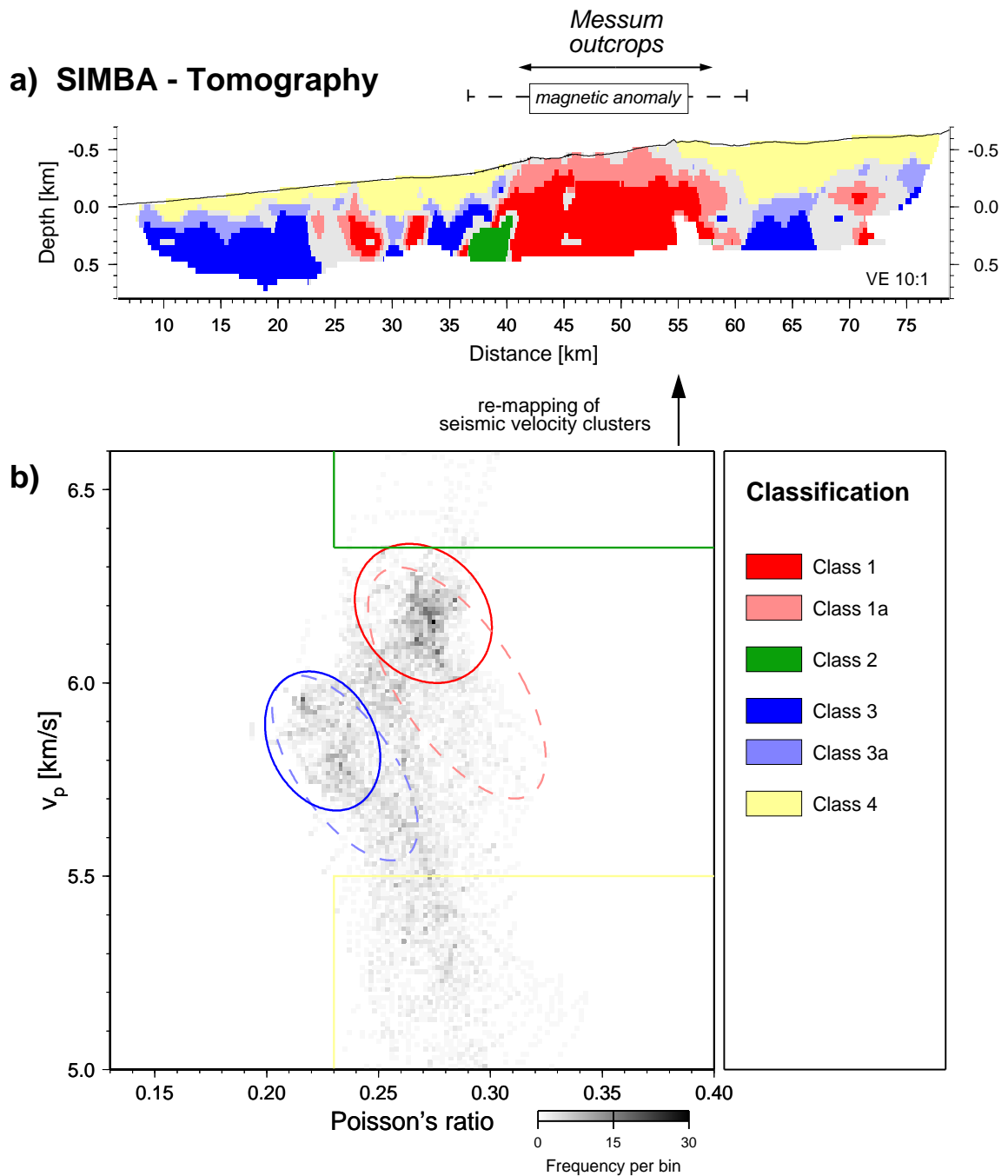


Abbildung 4.28: Clusteranalyse der  $P$ -Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnisse aus der Laufzeit-tomographie der SIMBA-Daten. (a) Profilschnitt mit Farbkodierung der tomographisch aufgelösten Untergrundpunkte. Die Farben markieren, zu welcher zuvor definierten petrophysikalischen Klasse die  $P$ -Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnisse am jeweiligen Untergrundpunkt gehören: (b) Kreuzdiagramm mit Häufigkeit der tomographisch bestimmten  $P$ -Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnisse (aus den Ergebnissen in Abbildung 4.27). Festlegung von petrophysikalischen Klassen (Ellipsen und Quadrate).

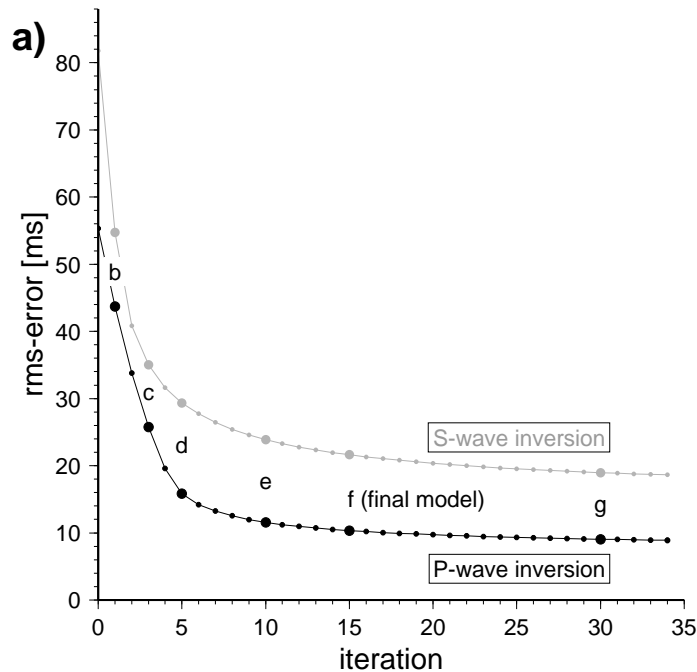
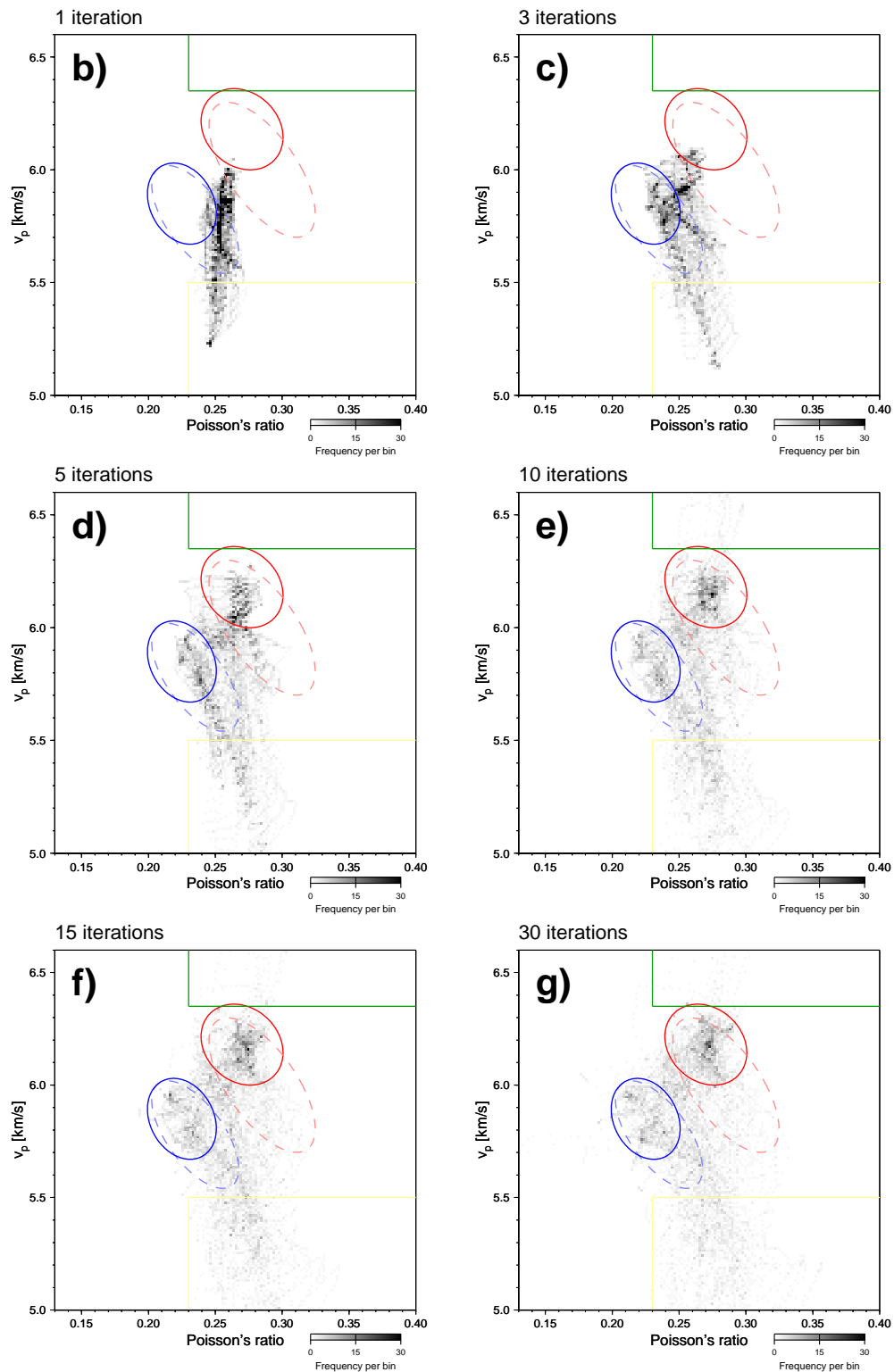


Abbildung 4.29: Entwicklung der Cluster im Verlauf der Inversion: (a) Sukzessive Verkleinerung des RMS-Fehlers der Modellantwort im Vergleich zu den beobachteten  $P$ - und  $S$ -Laufzeiten. An den markierten Punkten werden die bei diesem Iterationsschritt bestimmten  $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeiten in einem Kreuzdiagramm wie in Abbildung 4.28b ausgewertet (siehe b-g).

ren im zweidimensionalen Raum, der durch Poisson-Verhältnis und  $P$ -Geschwindigkeit aufgespannt wird. Durch Diskretisierung beider Achsen wird ein Raster erzeugt und für jede (z.B.  $0.02 \times 0.02$  km/s große) Zelle dieses Rasters die Häufigkeit der Wertepaare aus der Tomographie bestimmt. Das resultierende zweidimensionale Histogramm ist in Abbildung 4.28 unten dargestellt. Auf diese Weise werden eine Reihe markanter Cluster in den Tomographie-Resultaten erkennbar. Ein besonders signifikantes bildet sich bei Poisson-Verhältnissen um 0.27-0.28 und  $P$ -Geschwindigkeiten um 6.1-6.2 km/s ab (als Klasse 1 markiert). Die zweite deutliche Häufung ergibt sich bei Poisson-Verhältnissen um 0.22 und  $P$ -Geschwindigkeiten um 5.8-5.9 km/s (Klasse 3). Neben diesen beiden Signaturen erster Ordnung sind eine Reihe weiterer Klassen angezeigt, die weiter unten begründet werden. Die Zuverlässigkeit der abgebildeten Charakteristika wurde durch eine Reihe von Testversionen überprüft. Bei unterschiedlicher Wahl der Modellknotenabstände, der Größe der Dämpfung sowie der Startmodelle wurden jeweils vergleichbare Resultate erzielt. Die Abbildungen 4.29a und b-g belegen schließlich, daß die Minimierung der  $P$ - und  $S$ -Laufzeitresiduen während des iterativen Inversionsprozesses auch zu einer Konvergenz der sich abbildenden Cluster führt.

Die Verwendung von Kreuzdiagrammen zur Klassifizierung von Gesteinstypen auf der



(b-g) Entwicklung der Häufigkeitscluster im Verlauf der iterativen Inversion. Die markierten Bereiche entsprechen den für das finale Modell festgelegten Geschwindigkeitsklassen (Abb. 4.28b).

Basis seismischer Parameter wurde z.B. von *Holbrook et al.* (1992) und *Christensen* (1996) vorgeschlagen. Während diese Autoren Ergebnisse aus zahlreichen Laboruntersuchungen und Feldexperimenten zusammenfassen und damit die Unterscheidbarkeit verschiedener Lithologien nachweisen, kann hier eine solche Analyse auf ein konkretes Geschwindigkeitsmodell erfolgreich angewendet werden. Dies erlaubt eine konsequente Weiterführung des Ansatzes, indem nun die Klassifizierungsergebnisse in das Untergrundmodell zurücktransformiert werden. Dadurch soll die Verteilung der petrophysikalischen Klassen in einem 2-D Schnitt entlang des Profiles kartiert werden. Für diese Zwecke wird jede Zelle des Tomographie-Modelles auf Zugehörigkeit zu einer der zuvor definierten Klassen getestet. Die dafür notwendige parametrische Beschreibung der Clusterbereiche (Ellipsen und Rechtecke) wurde zuvor bei der Identifizierung der Cluster im Kreuzdiagramm ermittelt. Entsprechend der einfachen Beschreibung der Rechtecke kann die Zugehörigkeit hier leicht überprüft werden. Die Ellipsen sind durch den Mittelpunkt  $(\sigma_0, v_{p0})$ , die beiden Achsenlängen  $a$  und  $b$  sowie den Rotationswinkel  $\phi$  (bezogen auf die Abszisse) parametrisiert. Eine Zelle  $i$  des Tomographie-Modelles mit der  $P$ -Geschwindigkeit  $v_{p_i}$  und dem Poisson-Verhältnis  $\sigma_i$  wird einer so beschriebenen Ellipse zugeordnet, wenn folgende Ungleichung erfüllt ist:

$$\frac{\sigma'^2}{a^2} + \frac{v_p'^2}{b^2} \leq 1,$$

$$\begin{aligned} \text{wobei} \quad \sigma' &= (\sigma_i - \sigma_0) \cos(-\phi) + (v_{p_i} - v_{p0}) \sin(-\phi) \quad \text{und} \\ v_p' &= -(\sigma_i - \sigma_0) \sin(-\phi) + (v_{p_i} - v_{p0}) \cos(-\phi). \end{aligned}$$

Die Ergebnisse aus dieser Zuordnung der Modellzellen zu den verschiedenen Klassen ist in Abbildung 4.28 oben dargestellt. Als Strukturierung erster Ordnung bilden sich hierbei der Messum-Komplex (rote Farbkodierung für Klasse 1) gegenüber der Umgebung (blaue Farbkodierung für Klasse 3) ab. Bemerkenswert ist, daß offenbar benachbarte Bereiche im Kreuzdiagramm auch im Untergrund räumlich zusammenhängen. Dies wird noch einmal bestätigt, wenn die Cluster erweitert werden (Klasse 1a und 3a). Auch die durch Rechtecke beschriebenen Klassen bilden sich in zusammenhängenden Gebieten im Untergrund ab. Die Gründe für die Definition auch der weniger markanten Signaturen im Kreuzdiagramm werden ebenso wie die lithologischen Interpretationen der Cluster in Kapitel 5 diskutiert.

## 4.3 Seismik und Gravimetrie

An gerifteten passiven Kontinentalrändern werden auffällige Freiluft-Schwereanomalien beobachtet, die sich parallel zum Ozean-Kontinent-Übergang erstrecken (z.B. *Rabinowitz & LaBrecque*, 1979; *Holbrook et al.*, 1994b; *Watts & Fairhead*, 1999). Wegen der Mehrdeutigkeit von Potentialfelddaten bleiben die Ursachen dieser Anomalien häufig unklar und können nur durch Verwendung von Zusatzinformationen (in der Regel aus der Krusten-seismik) eingegrenzt werden. Bisher fehlten solche tiefenseismischen Informationen über die Krustenstruktur des Kontinentalrandes vor Namibia. Demzufolge gelangen *Rabinowitz & LaBrecque* (1979), *Light et al.* (1992), *Gladczenko et al.* (1998) und *Stewart et al.* (2000) zu sehr unterschiedlichen Ergebnissen bei der Interpretation von Schweredaten von diesem Kontinentalrand. In dieser Studie bietet sich die Möglichkeit, die seismischen Krustenmodelle für eine gravimetrische Modellierung der Freiluft-Anomalien vor Namibia heranzuziehen. Grundlage hierfür bilden global bestimmte Korrelationen zwischen *P*-Geschwindigkeiten und Dichten. Ziel ist die Identifikation von Schwereanomalien, die zur Kartierung von Krustenstrukturen am Ozean-Kontinent-Übergang verwendet werden können.

### Freiluft-Schwereanomalien vor Namibia

Variationen der Schwere an der Erdoberfläche werden durch ungleichmäßige Dichteverteilungen im Untergrund, aber auch eine Reihe anderer Effekte (z.B. unterschiedliche Topographie) hervorgerufen. Durch Subtraktion bekannter Anteile im Schweresignal werden Restanomalien erzeugt (z.B. Bouguer-Anomalie, Freiluft-Anomalie), um die geologisch bedingten Schwereschwankungen hervorzuheben. In marinen Gebieten ist die Freiluft-Anomalie am besten geeignet, die krustale Dichteverteilung abzubilden (*Sleep & Fuyita*, 1997). Eine Interpretation dieser Anomalien ist aber nur auf der Basis von Modellrechnungen oder Inversionen möglich.

Die Abbildungen 4.30-4.32 zeigen für das Untersuchungsgebiet die aus Satellitenmessungen abgeleiteten marinen Freiluft-Anomalien (kompiliert aus *Sandwell & Smith* (1997)). Großräumige positive Anomalien sind im Bereich des Walfischrückens und etwa entlang des Schelfabbruches (siehe Abb. 4.31,4.32) zu erkennen. Parallel zur letztgenannten erstreckt sich ozeanseitig ein weiteres Schwerehoch. Dieses erscheint zwar eher diffus und weist kleinere Amplituden auf, ist aber bis in das südliche Kap-Becken verfolgbar. Außerdem sind eine Reihe ringförmiger positiver Anomalien entlang des Walfischrückens und auf dem Schelf zu erkennen.

Die positive Anomalie im Bereich des Schelfabbruches (siehe Abb. 4.32) wird entlang



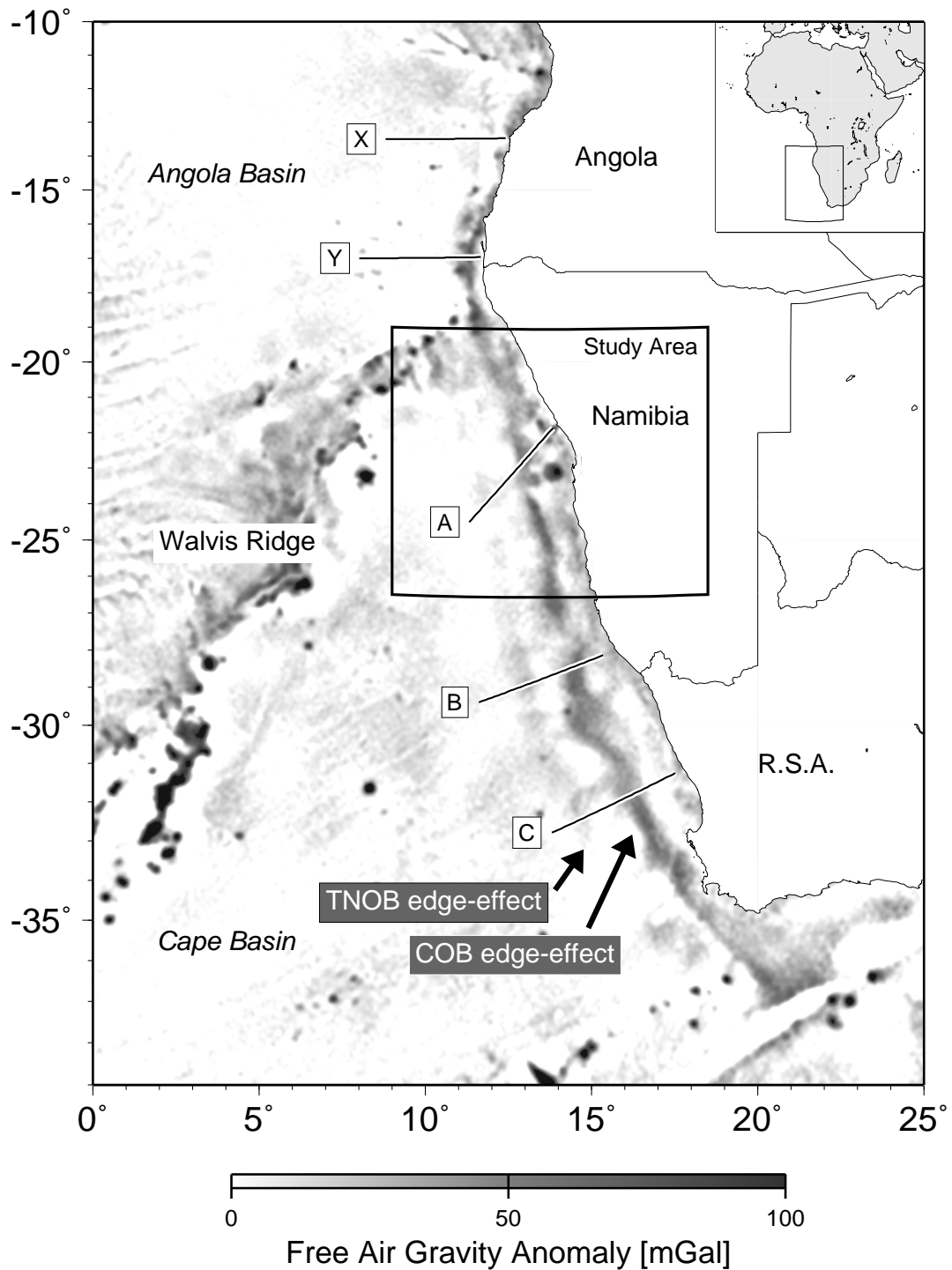


Abbildung 4.30: Freiluft-Schwereanomalien für die marinen Gebiete des südwestafrikanischen passiven Kontinentalrandes, extrahiert aus dem globalen Datensatz von *Sandwell & Smith (1997)*. Profildarstellungen (A-C,X,Y) sowie ein Detailausschnitt für das Untersuchungsgebiet werden in den folgenden Abbildungen gezeigt. Diskussion der Anomalien siehe Text: TNOB=Transitional-Normal Oceanic crustal Boundary, COB=Continent-Ocean Boundary.

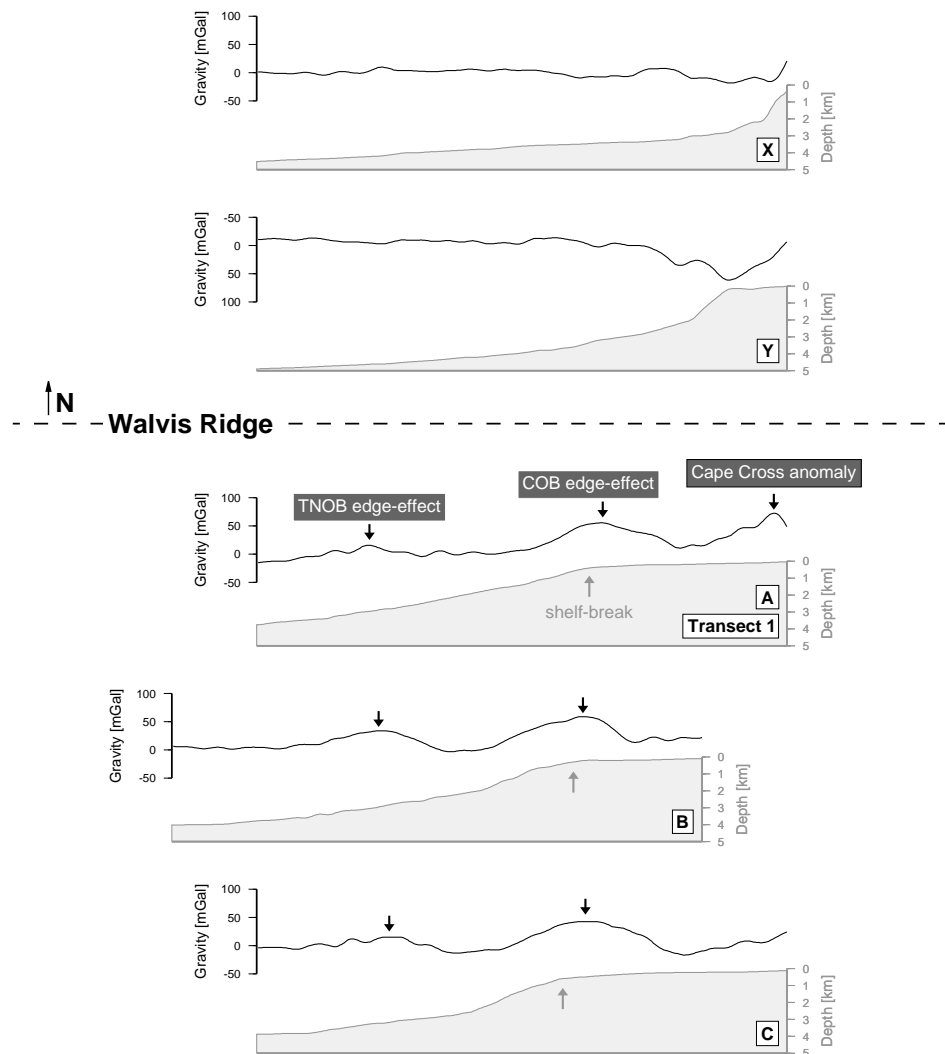


Abbildung 4.31: Beispiele von gravimetrischen und topographischen Profilen quer zum Ozean-Kontinent-Übergang nördlich und südlich des Walfischrücken (siehe (Abb. 4.30)). Die untersuchten Hauptanomalien sind auf Transect 1 (A) sowie auf zwei südlicher gelegenen Profilen (B,C) markiert. Nördlich des Walfischrücken sind diese Anomalien nicht erkennbar (X,Y).

großer Teile der atlantischen Kontinentalränder beobachtet (*Watts & Fairhead, 1999*) und hierbei in manchen Fällen von einem seewärtigen Schweretrog begleitet. *Sleep & Fuyita (1997)* zeigten, dass an einer idealisierten Ozean-Kontinent-Grenze (isostatisch kompen-sierte, 35 km mächtige kontinentale Kruste grenzt ohne Übergang an isostatisch kompen-sierte, 5 km dicke ozeanische Kruste) eine antisymmetrische Freiluft-Anomalie erzeugt wird. Die Anomalie ist an der Ozean-Kontinent-Grenze zentriert und besitzt ein Maxi-mum am Rand des Kontinents und ein Minimum auf der ozeanischen Seite. Verursacht wird die Anomalie dadurch, daß die Schwerewirkungen der Krustenblöcke über ihren

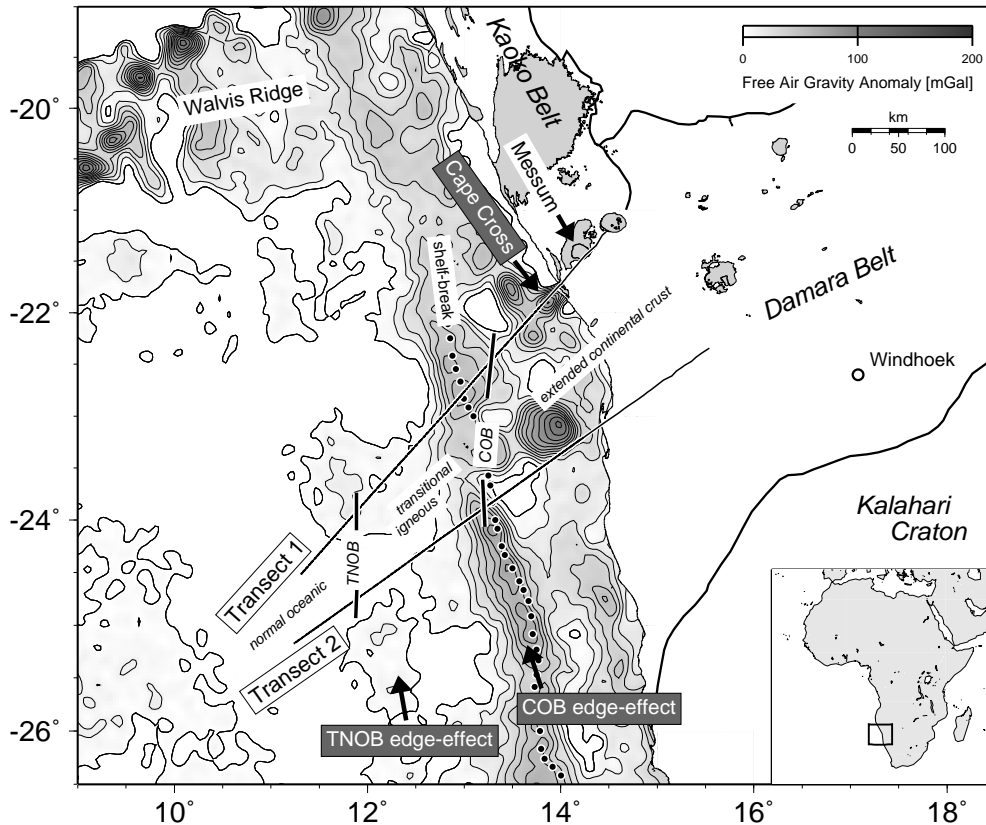


Abbildung 4.32: Freiluft-Schwereanomalien im Untersuchungsgebiet (Detail aus Abb. 4.30). Überlagert ist die interpretierte Zonierung des Kontinentalrandes entlang Transect 1 und 2 (siehe Abb. 4.9): TNOB=Transitional-Normal Oceanic crustal Boundary, COB=Continent-Ocean Boundary). Vereinfachte Darstellung der regionalen geologischen Einheiten des Damara Orogens sowie der mesozoischen magmatischen Komplexe (grau-schattierte Gebiete an Land).

Rand hinaus jeweils unterschiedlich abklingen. In der Natur ist ein solcher Übergang zwischen verschiedenen Krustenblöcken jedoch wesentlich komplexer aufgebaut. Außerdem sind lokale Störungen des isostatischen Gleichgewichts wahrscheinlich, da kleinräumige Massen-anomalien wegen des rigiden Verhaltens speziell der spröden Bereiche in der Lithosphäre nicht beliebig kompensiert werden können. Die Freiluft-Schwere ist sehr sensitiv bezüglich solcher komplexer Strukturen, sodaß die idealisierte Randeffekt-Anomalie in den meisten Fällen verzerrt wird (*Watts & Fairhead, 1999*).

*Rabinowitz & LaBrecque (1979)* interpretierten die Schelfanomalie vor Südwestafrika als eine solche Randeffekt-Anomalie, die durch einen relativ abrupten Übergang zwischen normal mächtiger kontinentaler und normal mächtiger ozeanischer Kruste verursacht wird. Dies konnte aber nicht durch Modellierungen gestützt werden, da keine Zusatzinformationen, beispielsweise über die Krustenmächtigkeit, verfügbar waren. Während spätere Arbeiten (z.B. *Light et al., 1993; Gladzenko et al., 1998*) diese Interpretation der Anoma-

lie als Randeffekt nicht wieder aufgegriffen haben, weisen die hier abgeleiteten Krustenmodelle eine krustale Grenze in der Nähe des Schwerehochs auf (siehe COB in Abb. 4.9 und 4.32). Deshalb wird diese Anomalie im folgenden als COB-Randeffekt bezeichnet. Die ozeanseitig parallel verlaufende positive Anomalie ist bisher noch nicht als regionales Merkmal identifiziert bzw. diskutiert worden. Wegen ihrer relativen Lage zur COB-Anomalie ist davon auszugehen, daß die Anomalie ebenfalls mit der Strukturierung des Ozean-Kontinent-Überganges zusammenhängt. Tatsächlich ergibt sich eine grobe Korrelation mit der krustalen Grenze TNOB in den Geschwindigkeitsmodellen (vergleiche Abb. 4.9,4.32). Deshalb wird auch hier ein Randeffekt als Ursache der Anomalie angenommen. Weiterhin ist in der Position des Cape Cross-Intrusivkomplexes eine ringförmige positive Schwereanomalie erkennbar. Dies bestätigt die mit Hilfe der Seismik abgeleitete vertikale Struktur mit erhöhten  $P$ -Geschwindigkeiten unterhalb des Komplexes.

## Methodik der Interpretation

Um die oben ausgeführten qualitativen Interpretationen der Schwereanomalien zu überprüfen, wird die Schwereantwort des Krustenmodells für Transect 1 berechnet und mit den beobachteten Schweredaten verglichen. Diese Vorgehensweise stützt sich auf den empirisch nachgewiesenen allgemeinen Zusammenhang zwischen seismischen  $P$ -Geschwindigkeiten und Dichten (z.B. *Schön*, 1996). Für die Umrechnung der  $P$ -Geschwindigkeiten in Dichten werden Relationen aus globalen Untersuchungen für Sedimentgesteine (*Ludwig et al.*, 1970) sowie magmatische und metamorphe Gesteine (*Christensen & Mooney*, 1995) verwendet (Abb. 4.33). Die Beziehung nach *Ludwig et al.* (1970) wird durch Parametrisierung des angegebenen Graphen angenähert:

$$\rho = \begin{cases} 1.03 & : & v_p \leq 1.5 \text{ km/s} \\ (v_p - 1.32)^{0.32} + 1.05 & : & 1.5 < v_p \leq 3.0 \text{ km/s} \\ (v_p + 9.8) / 5.75 & : & 3.0 < v_p \leq 4.5 \text{ km/s} \\ (v_p + 9.7) / 5.71 & : & 4.5 < v_p \leq 6.2 \text{ km/s} \end{cases} \quad (4.7)$$

*Christensen & Mooney* (1995) geben für verschiedene Tiefenbereiche lineare und nicht-lineare Beziehungen an, wobei letztere für die Umrechnung im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze empfohlen werden. Hieraus wurden die Parameter für 20 km Tiefe bzw. 30 km Tiefe ausgewählt:

$$\rho = \begin{cases} 0.9473 + 0.2966 v_p & : & 6.2 < v_p \leq 8.1 \text{ km/s} \\ 5.141 - 14.539 / v_p & : & 8.1 < v_p & \text{ km/s} \end{cases} \quad (4.8)$$

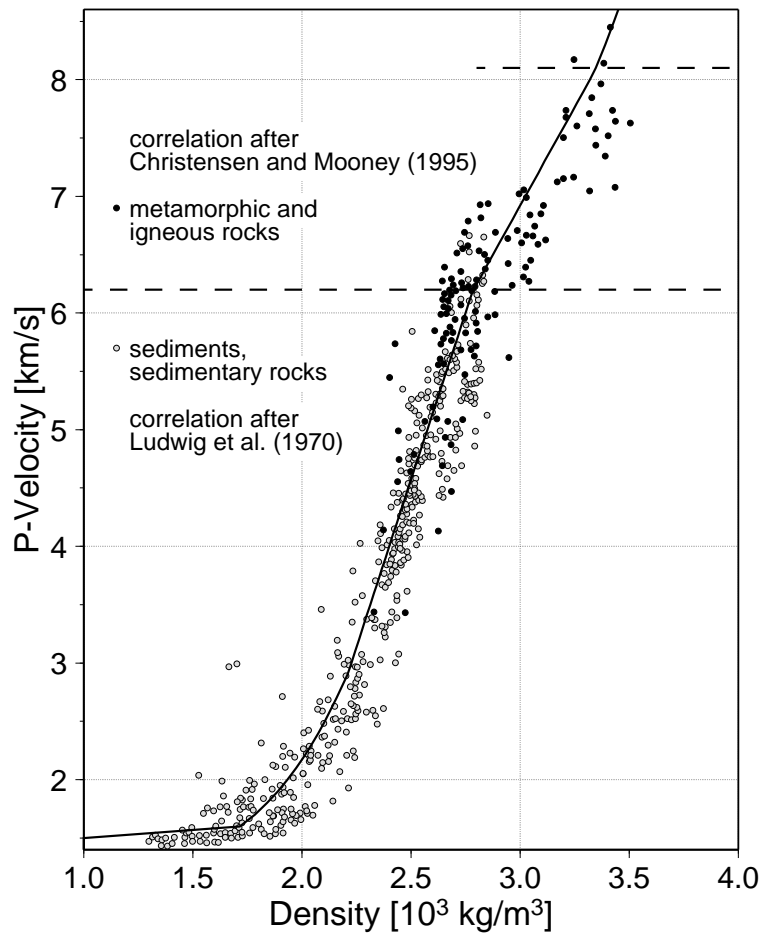


Abbildung 4.33: Umwandlung des  $P$ -Geschwindigkeitsmodells in ein Gitter-basiertes Dichtemodell. Die dabei verwendete Geschwindigkeits-Dichte-Funktion basiert auf globalen Untersuchungen für sedimentäre Gesteine (Nafe-Drake-Kurve (Ludwig et al., 1970)) sowie magmatische und metamorphe Gesteine (Christensen & Mooney, 1995).

Bei der Umwandlung des Geschwindigkeitsmodelles in ein Dichtemodell muß die unterschiedliche Modellparametrisierung bei der seismischen und gravimetrischen Modellierung berücksichtigt werden. Diese erfolgt beim Ray-Tracing durch Schichten mit linearen Geschwindigkeitsgradienten und bei der Schwereberechnung durch Gebiete mit homogener Dichte. Die übliche Vorgehensweise, bei der die Geschwindigkeitsschichten direkt in Polygone mit homogener Dichte überführt werden, würde hier wegen der großen Gradienten des Geschwindigkeitsmodelles zu keinem äquivalenten Dichtemodell führen. Deshalb wird eine Umwandlung des Geschwindigkeitsmodelles in ein fein gerastertes Gittermodell (Zellbreite 0.5, Zellhöhe 0.05 km) vorgenommen und anschließend für jede Gitterzelle die Dichte mit Hilfe der Gleichungen 4.7 und 4.8 bestimmt. Das Modell wird an beiden Seiten um einige 100 km verlängert, um künstliche Randeffekte zu verhindern.

Nach der Konvertierung des Geschwindigkeitsmodells in ein Dichtemodell soll dessen

theoretische Schwereantwort berechnet werden, um diese mit den gemessenen Anomalien vergleichen und gegebenenfalls Modellanpassungen vornehmen zu können. Hierbei ist zu beachten, welche Größe als Meßwert vorliegt und demzufolge für das Modell zu berechnen ist. Die marinen Freiluft-Anomalien stellen relative Variationen des Betrages des Schwerevektors  $|\mathbf{g}|$  dar, die nach der Rückrechnung der Breitengradabhängigkeit auf die Höhe des Meeresniveaus korrigiert sind. Der Schwerevektor  $\mathbf{g}$  an einem Punkt an der Oberfläche kann als Summe aus einem Referenzvektor  $\mathbf{g}_0$  und einem durch Dichtevariationen im Untergrund verursachten Störungsvektor  $\Delta\mathbf{g}$  gedacht werden. Wenn letzterer sehr klein gegenüber dem Referenzvektor ist, gilt näherungsweise (z.B. *Sleep & Fuyita*, 1997)

$$|\mathbf{g}| \approx |\mathbf{g}_0| + \Delta g_z.$$

Die hier verwendeten Freiluftanomalien entsprechen demzufolge der Vertikalkomponente des anomalen Schwereanteils  $\Delta\mathbf{g}$ , der durch Abweichungen von einem Referenz-Dichtemodell an der Meeresoberfläche verursacht wird.

Da die Schwere ein Potentialfeld ist, gilt das Superpositionsprinzip, wonach die Wirkung eines Volumens durch Integration bzw. Summation der Wirkung von Volumenelementen berechnet wird. Für die Schwerewirkung des Gittervolumens bedeutet dies:

$$\Delta g_z(x_m, y_m, z_m) = \sum_i \{\Delta g_z(x_m, y_m, z_m, \rho_i)\}_i. \quad (4.9)$$

Die Gitterzellen stellen Spezialfälle von unendlich ausgedehnten Polygonen dar. Für solche Körper haben *Talwani et al.* (1959) einen Berechnungsformalismus entwickelt, der auf der Wirkung von Liniensegmenten beruht, die unter einem bestimmten Winkel vom Beobachtungspunkt aus gesehen werden („Winkelformel“, siehe z.B. *Sleep & Fuyita* (1997)). Für einen Quader, also eine Zelle des Modells, vereinfacht sich diese Formel zu:

$$\{\Delta g_z(x_m, 0)\}_i = 2f\rho_i \left( \begin{array}{l} -z_2(\vartheta_1 - \vartheta_2) + (x_3 - x_o) \ln \left( \frac{\cos\vartheta_2}{\cos\vartheta_3} \right) \\ -z_4(\vartheta_3 - \vartheta_4) + (x_1 - x_o) \ln \left( \frac{\cos\vartheta_4}{\cos\vartheta_1} \right) \end{array} \right), \quad (4.10)$$

Hierbei entsprechen der Index  $j$  ( $j = 1, \dots, 4$ ) den Ecken des Rechtecks (im Uhrzeigersinn, links oben beginnend),  $x_j$  und  $z_j$  den Koordinaten des jeweiligen Eckpunktes sowie  $\vartheta_j$  dem Winkel zwischen der Verbindung Meßpunkt  $(x_m, 0)$ , Eckpunkt  $(x_j, z_j)$  und der Vertikalen durch  $(x_m, 0)$  (siehe Abbildung 4.34). Formel 4.10 entartet, wenn  $\vartheta_j$  ein rechter Winkel

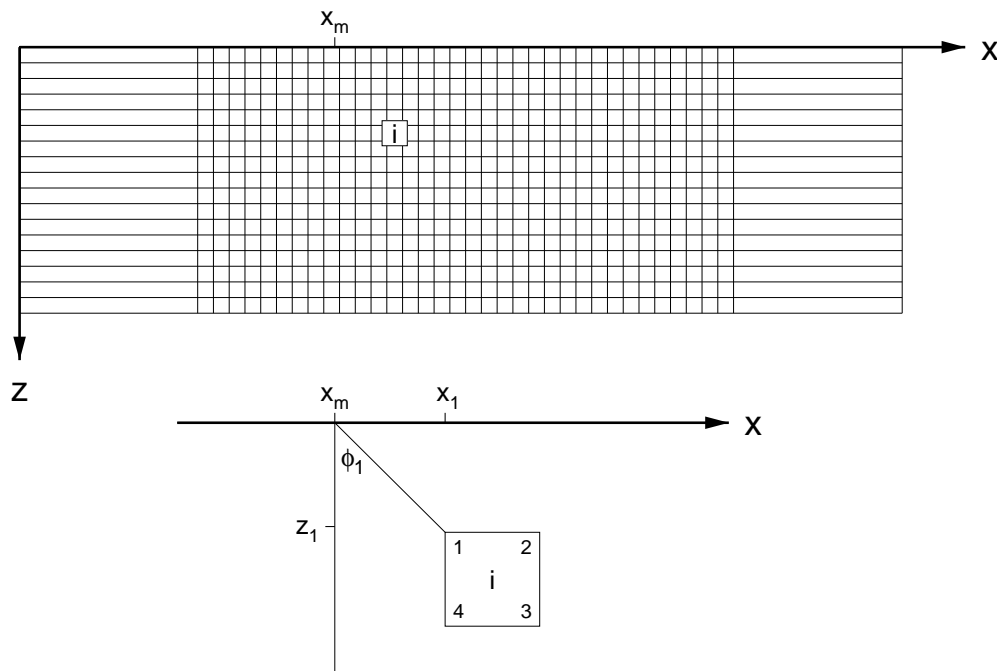


Abbildung 4.34: Geometrische Beschreibung des Dichtemodells für die Berechnung der theoretischen Schwere.

oder um  $n\pi$  verschieden davon ist, da dies eine Division durch 0 zur Folge hat. Dieser Fall tritt ein, wenn die Oberkante der Gitterzelle bei  $z = 0$  liegt. Deshalb wird der Meßpunkt, für den die theoretische Schwere berechnet werden soll, um einen sehr kleinen Betrag nach oben geschoben.

Zusammengefaßt beinhaltet die Berechnung der Schwereantwort des seismisch abgeleiteten Krustenmodelles folgende Teilschritte:

- engmaschige Rasterung des Geschwindigkeitsmodelles
- Umrechnung der Geschwindigkeiten in Dichten für alle Gitterzellen unter Verwendung der Funktionen 4.7 und 4.8
- Berechnung der Schwere an einem Meßpunkt  $(x, z = 0)$  mit Formel 4.9 und 4.10
- Wiederholung des vorherigen Schrittes für verschiedene Lokationen  $x$

Mit der gravimetrischen Vorwärtsrechnung soll getestet werden, ob das Geschwindigkeitsmodell im Rahmen seiner Unsicherheiten und unter der Annahme einer globalen Geschwindigkeits-Dichte-Relation die gemessenen Schweredaten erklären kann. Wenn dies der Fall ist, soll durch Modellperturbation der Zusammenhang zwischen Strukturen des Geschwindigkeitsmodelles und den Schwereanomalien untersucht werden.

## Ergebnisse

Die oben beschriebene Konvertierung des Geschwindigkeitsmodelles in ein Dichtemodell und die anschließende Berechnung der Modellantwort ergeben bereits ohne irgendwelche Adaptationen, mit Ausnahme der Cape Cross-Anomalie, eine hinreichend gute Übereinstimmung mit den gemessenen Schwerewerten (Abb. 4.35a). Dies ist besonders erwähnenswert, da bei vielen vergleichbaren Untersuchungen nach der Umrechnung der Geschwindigkeiten in Dichten größere Korrekturen vorgenommen werden müssen, um eine akzeptable Anpassung zwischen berechneten und beobachteten Daten zu erreichen. Um die Fehler im Bereich der Cape Cross Anomalie zu minimieren, werden kleine Korrekturen am Geschwindigkeitsmodell im Rahmen der abgeschätzten Unsicherheiten (siehe Angaben in Abb. 4.9a) vorgenommen. Das resultierende (endgültige) Dichtemodell ist in Abbildung 4.35b zusammen mit den angebrachten Geschwindigkeitskorrekturen dargestellt. Die notwendigen Korrekturen im Bereich des Cape Cross-Komplexes können auf zweierlei Weise gedeutet werden. Einerseits wurde auf die relativ großen Unsicherheiten beim Modellieren der seismischen Landdaten hingewiesen. Die Geschwindigkeitsanomalie bei Cape Cross konnte nur mit solchen Daten modelliert werden und wurde dabei möglicherweise systematisch unterschätzt. Andererseits ist eine Abweichung von der verwendeten Geschwindigkeits-Dichte-Beziehung für die Gesteine im Bereich des Komplexes denkbar. Diese Argumente bleiben auch dann gültig, wenn man den Fehler einrechnet, der sich aus der Verwendung von 2-D statt 3-D Schweremodellierung ergibt. Bei letzterer würde man einen rotationssymmetrischen Körper unterhalb von Cape Cross modellieren, der dann noch höhere Dichten aufweisen müßte, um die Anomalie zu erzeugen.

Die positiven Schwereanomalien im Bereich der seismisch definierten krustalen Grenzen COB und TNOB werden bereits durch das unkorrigierte Geschwindigkeitsmodell gut erklärt. Um die Ursachen dieser Anomalien herauszufinden, wird das Geschwindigkeitsmodell perturbiert und die für das Zustandekommen der Anomalien relevanten Parameter gesucht. Das Schwerehoch in der Nähe der COB-Grenze ergibt sich aus der Überlagerung von Topographieeffekten und lateralen Dichtevariationen in der Kruste. Das Maximum bei etwa -150 km stimmt mit der Lage des Schelfabbruches überein. Um jedoch die Breite und Amplitude der Anomalie zu erzeugen, ist dichtes Material in der mittleren und unteren Kruste erforderlich. Der abrupte Übergang zu geringeren Dichten bei etwa -100 km ist für das landwärtige Abklingen der Anomalie verantwortlich.

Die Schwereanomalien konvergieren auf beiden Seiten der TNOB etwa gegen Null. Dies ist das Ergebnis der Überlagerung konkurrierender Effekte. Einerseits tragen die landwärtige Abnahme der Wassersäule und Zunahme der krustalen Dichten zu einer landwärtigen Zunahme der Schwere bei. Umgekehrt führt die Vertiefung der Moho zum entgegengesetzten Effekt. Die Krustenblöcke beidseitig der TNOB unterscheiden sich jedoch hinsichtlich



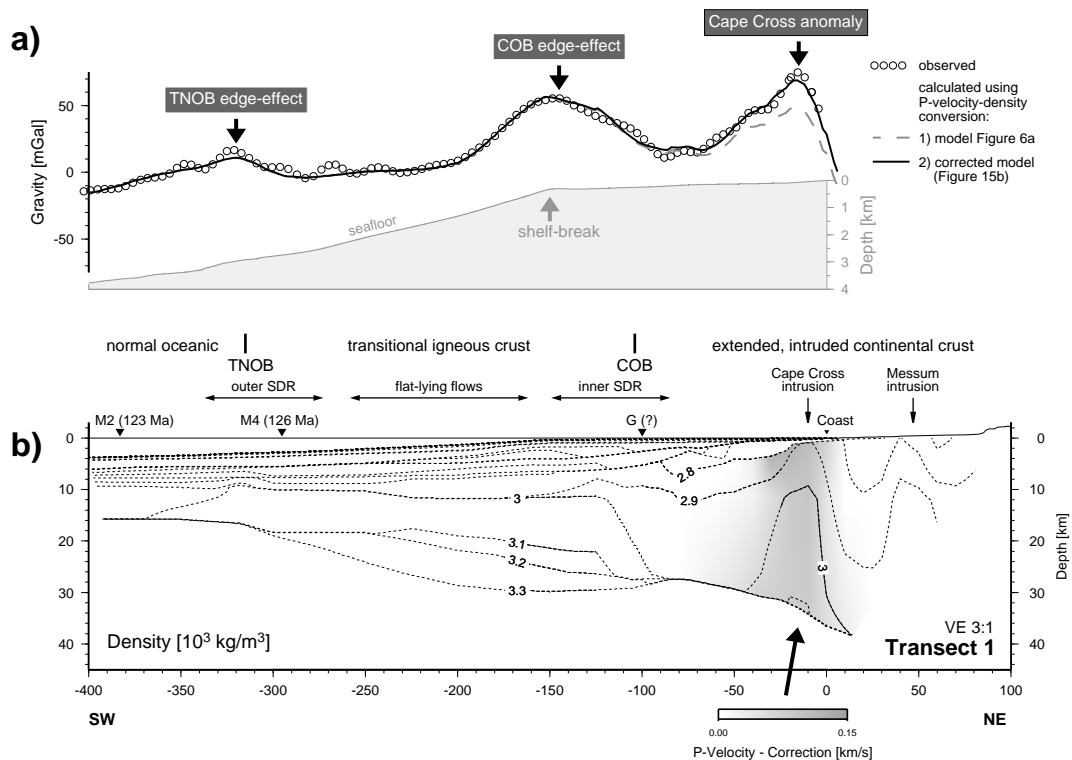


Abbildung 4.35: (a) Topographisches Profil sowie gemessene und berechnete Freiluft-Schwereanomalien für Transect 1. (b) Das Dichtemodell basiert auf dem  $P$ -Geschwindigkeitsmodell in Abb. 4.9a. Letzteres ist im Rahmen der Unsicherheiten bei der Geschwindigkeitsmodellierung leicht korrigiert (siehe Skala unten). Die Umrechnung in Dichten erfolgt mit Hilfe der Funktion in Abb. 4.33. Interpretationen wie in Abb. 4.9: TNOB=Transitional-Normal Oceanic crustal Boundary, COB=Continent-Ocean Boundary.

des Grades dieser lateralen Änderungen. Im Ergebnis kompensieren sich die Einzelbeiträge im „ungestörten“ Bereich der Krustenblöcke, während an der Grenze eine positive Anomalie erzeugt wird.

Daraus kann geschlossen werden, daß die beiden positiven Anomalien parallel des Schelfhanges vor Namibia Randeffekte darstellen, die durch die Übergangskruste mit erhöhten Geschwindigkeiten und Dichten und deren Begrenzung durch normale ozeanische und kontinentale Kruste verursacht werden. Die Form, Amplitude und Verteilung dieser Anomalien kann möglicherweise zur Kartierung dieser Zone mit erhöhten krustalen Dichten herangezogen werden. Dies sollte jedoch noch durch weitere Untersuchungen getestet werden. Es sei hier schon auf die unterschiedlichen Schwereanomalien nördlich und südlich des Walfischrückens hingewiesen (Abb. 4.31). Dies wird noch einmal in der Diskussion aufgegriffen.

# Kapitel 5

## Diskussion der Ergebnisse

Im vorigen Kapitel wurden durch verschiedene Bearbeitungsansätze eine Reihe von petrophysikalischen Parametern (P- und S-Geschwindigkeiten, Reflektivität, Dichte) in 2-D-Schnitten quer zum Kontinentalrand Namibias abgeleitet. Diese krustalen Modelle sollen nun durch Integration aller Parameter interpretiert werden. Im Vordergrund stehen hierbei 2 Hauptfragestellungen:

1. Lokalisierung und Natur des Überganges zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste.

Eine möglichst detaillierte und zuverlässige geophysikalische Abbildung der krustalen Struktur am Ozean-Kontinent-Übergang ist entscheidend für das Verständnis der Prozesse während des kontinentalen Rifting bis hin zum Beginn der Driftphase. Bisher existierten für den hier untersuchten Kontinentalrand keine Informationen zur krustalen Geschwindigkeitsstruktur. Die gewonnenen Geschwindigkeitsmodelle sollen zusammen mit anderen Parametern (Reflektivität, Dichte, magnetische Suszeptibilität) für eine revidierte Charakterisierung des Ozean-Kontinent-Überganges herangezogen werden. Dabei steht die Klärung folgender Probleme im Vordergrund:

- Kann in diesem Bereich auf der Basis der geophysikalischen Parameter eine deutliche krustale Grenze identifiziert werden?
- Sind Strukturen erkennbar, die rift-bezogene Extensionstektonik anzeigen? Wie stark wurde die Kruste (Lithosphäre) durch Extension ausgedünnt? Wie breit ist die vermutete ehemalige Riftzone?
- Wieviel magmatisches Material intrudierte im Übergangsbereich?

Hieraus können Rückschlüsse zum Bildungsprozeß des Kontinentalrandes gezogen werden, die auch Randbedingungen für mögliche weiterführende geodynamische Modellierungen (z.B. zur Beckenentwicklung) liefern.

Die Charakterisierung des Ozean-Kontinent-Überganges in einer der bedeutendsten magmatischen Provinzen an passiven Kontinentalrändern stellt auch einen wichtigen Beitrag zur weltweiten Kartierung passiver Ränder dar. Globale Betrachtungen können z.B. wichtige Hinweise über die ursächlichen Parameter für die Bildung vulkanischer bzw. nicht-vulkanischer Kontinentalränder liefern.

2. Charakterisierung von kontinentaler Kruste, die während des Rifting intrudiert wurde.

Landwärtig des Ozean-Kontinent-Überganges quert eine der beiden geophysikalischen Traversen einen Bereich kontinentaler Kruste, der während des mesozoischen Rifting stark intrudiert worden ist. Ausdruck dieser magmatischen Überprägung sind die oberflächlich anstehenden subvulkanischen Ringkomplexe Messum und Cape Cross. Untersuchungen zu deren Genese ermöglichen Einblicke in die Wechselwirkung von thermisch-stofflichen und geodynamischen Prozessen beim Aufbrechen des Kontinents. Umfangreiche petrologische und isotopengeochemische Studien (z.B. *Korn & Martin*, 1954; *Martin et al.*, 1960; *Prins*, 1981; *Ewart et al.*, 1998; *Trumbull et al.*, 2000) zielten vor allem auf die Herkunft der Magmen (dabei insbesondere die Anteile von Mantel- und Krustenkomponenten) sowie die Temperatur- und Druckbedingungen bei der Magmengense. Die hier abgeleiteten geophysikalischen Parameter sollen benutzt werden, um strukturelle und stoffliche Eigenschaften der Kruste im Umfeld der Intrusivkomplexe herauszuarbeiten. Damit können Rückschlüsse auf den Grad der Interaktion zwischen Kruste und Mantel während der Platznahme der Intrusiva gezogen werden. Mit diesen Untersuchungen wird auch ein Beitrag zur Interpretation geophysikalischer Ergebnisse in solchen krustalen Umgebungen im allgemeinen geleistet. Schließlich wird die Beziehung der Ringkomplexe zu den Prozessen des kontinentalen Aufbrechens diskutiert.

## 5.1 Der Kontinent-Ozean-Übergang: Implikationen zum Prozeß des kontinentalen Aufbrechens

Die abgeleiteten krustalen Schnitte in Abbildung 4.9 (siehe auch Abb. 4.5 und 4.6) zeigen eine vergleichbare generelle Strukturierung des Kontinentalrandes. Demzufolge lassen sich die Transects wie folgt unterteilen: (1) Postrift-Sedimente, (2) normale ozeanische Kruste, (3) magmatische Übergangskruste, (4) gedehnte kontinentale Kruste. Eine entsprechende

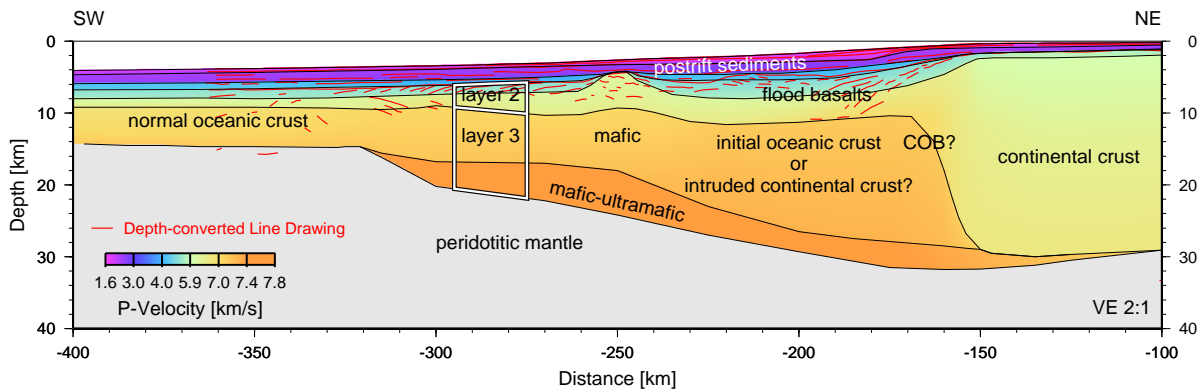


Abbildung 5.1: Generalisierte Darstellung des Kontinent-Ozean-Überganges für Transect 2. Die Gliederung des Kontinentalrandes basiert auf vergleichbaren Modellen für P-Geschwindigkeiten, Reflektivität sowie magnetischen Merkmalen auf Transect 1 und 2 (Abb. 4.9): (1) Postrift-Sedimente, (2) normale ozeanische Kruste, (3) magmatische (ozeanische oder intrudierte kontinentale) Übergangskruste und (4) kontinentale Kruste.

generalisierte Darstellung des Kontinent-Ozean-Überganges zeigt Abbildung 5.1 am Beispiel von Transect 2. Diese Interpretation wird im folgenden mit Hilfe der abgeleiteten geophysikalischen Merkmale für die einzelnen krustalen Einheiten begründet. Mögliche Konsequenzen für den Entstehungsprozeß vulkanischer Kontinentalränder im allgemeinen werden am Ende des Abschnittes im Kontext mit anderen Arbeiten diskutiert.

## Postrift-Sedimente

Die mit der Steilwinkel- und Weitwinkelseismik abgebildete Sequenz zwischen Ozeanboden und akustischem Basement (Abb. 4.5 - 4.8) läßt sich gut mit den Ergebnissen früherer reflexionsseismischer Messungen korrelieren (z.B. *Austin & Uchupi*, 1982; *Gerrard & Smith*, 1982; *Light et al.*, 1993). Die hier identifizierten markantesten Horizonte oberhalb des Basements werden wie bei *Gerrard & Smith* (1982) und *Light et al.* (1992) mit L und N<sup>1</sup> bezeichnet. Beide Reflektoren lassen sich entlang großer Teile des südwestafrikanischen Kontinentalrandes verfolgen und werden auf der Basis von Bohrerergebnissen im südlichen Kapbecken (DSDP 360 und 361 (*Bolli et al.*, 1978), siehe Abb. 2.1) als seismische Markerhorizonte verwendet (*Austin & Uchupi*, 1982).

Diesen Interpretationen folgend stellt Horizont L eine Erosionsfläche etwa an der Basis des Tertiärs dar. Nach *Bolli et al.* (1978) sind oberhalb von L kalkhaltige Schlämme und unterhalb des Horizontes karbonatarmer Tone und Schluffe mit landwärts zunehmenden Anteilen an Sandsteinen abgelagert. Bei der gemeinsamen Modellierung der Steilwinkel-

<sup>1</sup>Anstelle von L und N verwenden *Austin & Uchupi* (1982) die Bezeichnungen D und AII.

und Weitwinkeldaten konnte L der Geschwindigkeitsdiskontinuität 2 zugeordnet werden (vergleiche Abb. 4.5 und 4.6). Der *P*-Geschwindigkeitssprung von etwa 2.1 auf etwa 2.4 km/s an Grenze 2 stimmt unter Berücksichtigung der großen Streubreite für Sedimente (z.B. Schön, 1983) gut mit dieser lithologischen Interpretation überein. Die Geschwindigkeiten werden in diesen Schichten direkt unterhalb des Ozeanbodens neben der Lithologie vor allem durch die Porosität und Wassersättigung bestimmt. Die relativ geringen Geschwindigkeiten des Materials am Meeresboden sind wahrscheinlich auf die geringe Kompaktion und den entsprechend großen, wassergesättigten Porenraum zurückzuführen. Unterschiede hinsichtlich Auflast und Kompaktion haben deshalb in den obersten Bereichen einen großen Effekt, der mit der Tiefe allmählich abnimmt. Dies spiegelt sich in einem großen, mit der Tiefe abnehmenden vertikalen Geschwindigkeitsgradienten wider.

Der zweite markante Horizont in den Sektionen oberhalb des akustischen Basements wird nur seewärts der Schelfkante beobachtet. Diese Diskontinuität entspricht Horizont N bei *Gerrard & Smith* (1982) und markiert demnach eine Erosionsfläche etwa zwischen der Ober- und Unterkreide. Durch Bohrerergebnisse belegt, wechselt die Fazies hier von marinen Tonen, Schluffen und Turbiditen zu sandigen Schlammsteinen und roten kontinentalen Sandsteinen mit vereinzelt eingelagerten basaltischen Laven. *P*-Geschwindigkeiten von 2.8 km/s oberhalb und 4.0-4.4 km/s unterhalb der entsprechenden Diskontinuität 3 (Abb. 4.5 und 4.6) unterstützen wiederum tendenziell diese lithologische Interpretation (z.B. Schön, 1983). Neben L und N sind oberhalb des Basements keine weiteren kontinuierliche Reflektoren erkennbar.

Die beschriebenen Sequenzen werden wie bei *Gerrard & Smith* (1982) und *Austin & Uchupi* (1982) als Sedimente interpretiert, die seit dem Einsetzen der Driftphase in der Unterkreide abgelagert worden sind. Im frühen Stadium (etwa Basement-N) wurden hierbei wahrscheinlich noch relativ große Anteile terrigener Sedimente eingetragen. Mit zunehmender Absenkung des Kontinentalrandes änderten sich dann allmählich die Umgebungsbedingungen entsprechend der Wassertiefe, was zu einem Fazieswechsel über flachmarin bis hin zu Tiefseeablagerungen bei einer nur noch geringen Zufuhr terrigener Sedimente vom Land her führte. Die obere sedimentäre Sequenz wird durch den Basementreflektor B abgeschlossen. Die Deutung der reflexionsseismischen Muster unterhalb von B unterscheidet sich vor allem auf Grund der gewonnenen Geschwindigkeitsinformation stark von früheren Arbeiten (*Gerrard & Smith*, 1982; *Austin & Uchupi*, 1982; *Light et al.*, 1993; *Gladczenko et al.*, 1998). Diese Autoren identifizieren unterhalb von B weitere Sedimentschichten, die während des mesozoischen Rifting ablagert worden sind. Hier wird B auf Grund des sicheren seismischen Befundes als Oberkante des basaltischen Basements interpretiert, welches am seewärtigen Profilende zu normaler ozeanischer Kruste gehört und sich landwärts in einer breiten magmatischen Übergangszone bis zu einem deutlichen

Ozean-Kontinent-Kontakt fortsetzt.

## Normale ozeanische Kruste

Am südwestlichen Ende der beiden Traversen (Abb. 4.9) weist die Kruste eine Geschwindigkeitsstruktur und Mächtigkeit auf, die typisch für normale ozeanische Kruste ist (z.B. *Spudich & Orcutt*, 1980). Bei vielen refraktionsseismischen Untersuchungen hat sich weltweit eine grobe Zweiteilung in der Geschwindigkeitsstrukturierung der magmatischen ozeanischen Kruste ergeben (ozeanische seismische Schicht 2 und 3). Diese Gliederung basiert auf einer Änderung des vertikalen Geschwindigkeitsgradienten an der Grenze zwischen Schicht 2 und 3 (z.B. *Detrick et al.*, 1994). *Spudich & Orcutt* (1980) haben aber auch auf Variationen z.B. hinsichtlich einer weiteren Unterteilung von Schicht 2 oder der nur gelegentlich beobachteten Hochgeschwindigkeitszone an der Basis von Schicht 3 hingewiesen. Dies kann zum einen mit Unterschieden in der Qualität und dem Auflösungsvermögen der verwendeten Daten und Modellierungsmethoden zusammenhängen. Wahrscheinlich spiegeln die unterschiedlichen Geschwindigkeitsstrukturen aber auch Variationen in der chemischen Zusammensetzung, dem Metamorphosegrad sowie der Porosität und Klüftigkeit wider.

Vor Namibia ist die magmatische ozeanische Kruste unterhalb der marinen Sedimente durch drei Geschwindigkeitsschichten charakterisiert. In den Modellen in Abb. 4.5 und 4.9 werden die obere bzw. untere Grenze dieser krustalen Einheit mit 4 und M bezeichnet. Grenze 4 deckt sich in der Reflexionsseismik mit der Oberkante des akustischen Basements (Abb. 4.6). Zur Unterstützung der folgenden Diskussion wird außerdem ein Detail aus dem Grenzbereich zwischen normaler ozeanischer und magmatischer Übergangskruste sowohl mit dem reflexionsseismisch abgebildeten Wellenfeld als auch der Geschwindigkeitsstruktur (Abb. 4.8a) herangezogen.

Die oberen beiden Geschwindigkeitsschichten (zwischen Grenze 4 und 6) lassen sich auf Grund der Geschwindigkeitswerte etwa zwischen 5 und 6.4 km/s an der Ober- bzw. der Unterkante und des relativ großen vertikalen Gradienten von etwa 0.25 bis 0.15 s<sup>-1</sup> der allgemein mit Schicht 2 bezeichneten ozeanischen Mittelkruste zuordnen. Bei Bohrungen im ozeanischen Basement (z.B. *Becker et al.*, 1988) hat sich gezeigt, daß die seismisch definierte Schicht 2 die obersten beiden während der Ozeanisierung gebildeten vulkanostratigraphischen Einheiten (Kissenlaven und Schichtgänge als deren Förderkanäle) überdeckt. In der Seismik wird dieser Bereich in der Regel als eine Schicht mit starkem vertikalen Geschwindigkeitsgradienten und nur in manchen Fällen mit mehreren Unterschichten (z.B. *Whitmarsh*, 1978) modelliert. *Spudich & Orcutt* (1980) weist in diesem Zusammenhang auf das begrenzte vertikale Auflösungsvermögen refraktionsseismischer Unter-

suchungen hin. Vor Namibia ist die seismische Schicht 2 jedoch eindeutig zweigeteilt, was durch die gut voneinander zu unterscheidenden refraktierten Phasen  $P_4$  und  $P_5$  (z.B. Abb. 4.7) belegt ist. Außerdem wechselt etwa im Bereich von Grenze 5 das reflexionsseismische Muster von subparallel und kontinuierlich oberhalb zu eher diffuser Reflektivität unterhalb (Abb. 4.8a). Es erscheint deshalb plausibel, daß die stratigraphische Grenze zwischen Kissenlaven und Schichtgängen hier durch eine „interne“ Geschwindigkeitsdiskontinuität innerhalb von Schicht 2 abgebildet wird. Die relativ hohen vertikalen Geschwindigkeitsgradienten werden wahrscheinlich durch die starke Abnahme der Porosität (bei Untersuchungen von *Whitmarsh* (1978) von bis zu 30 % an der Oberkante auf wenige Prozent an der Schichtbasis) verursacht.

Die Schicht zwischen Grenze 6 und der Moho weist im diskutierten Profilabschnitt typische Geschwindigkeiten (etwa 6.7 und 7 km/s an der Ober- bzw. Unterkante) und vertikale Gradienten (etwa  $0.03 \text{ s}^{-1}$ ) für die weltweit beobachtete ozeanische Schicht 3 auf (z.B. *Spudich & Orcutt*, 1980). Der Übergang zu geringeren vertikalen Geschwindigkeitsgradienten zwischen Schicht 2 und 3 wird auf unterschiedliche Weise interpretiert. *Fox et al.* (1973) vermuten in dieser Tiefe die lithologische und texturale Grenze zwischen doleritischen Schichtgängen und Gabbro, *Salisbury & Christensen* (1978) einen Anstieg im Metamorphosegrad (von Grünschiefer- zu Amphibolitfazies) und *Spudich & Orcutt* (1980) eine großräumige Änderung der Klüftigkeit und Porosität. Bei einer Bohrung im pazifischen ozeanischen Basement (*Becker et al.*, 1988) bis in Tiefenbereiche dieser seismischen Grenze wurde jedoch noch kein Gabbro erbohrt. *Detrick et al.* (1994) begründen daraufhin die Änderung des Geschwindigkeitsgradienten als kombinierten Effekt von Porositätsabnahme und zunehmender Alteration. Bei den hier durchgeführten Untersuchungen wurde allerdings an diesem Übergang (Grenze 6 in Abb. 4.9) neben einer Abnahme des vertikalen Gradienten auch eine diskontinuierliche Geschwindigkeitszunahme (von etwa 6.4 auf 6.8 km/s) modelliert. Dies läßt sich am ehesten mit einem lithologischen Übergang von doleritischen Gängen zu gabbroider Zusammensetzung erklären. Der Übergang zu ultrabasischen Gesteinen unterhalb der seismischen Moho ist sowohl durch Weitwinkelreflexionen als auch durch Geschwindigkeiten von etwa 8.2 km/s aus refraktierten Phasen belegt.

## Magmatische Übergangskruste

Eines der wichtigsten Resultate dieser Arbeit ist ein neues Bild von der Kontinent-Ozean-Übergangszone an diesem Kontinentalrand. Wie bereits zu Beginn in Kapitel 2 erwähnt, wurde diese Zone in früheren Arbeiten auf der Basis reflexionsseismischer Daten als etwa 100-150 km breite ehemalige kontinentale Riftzone diskutiert (*Austin & Uchupi*, 1982;

*Gerrard & Smith*, 1982; *Light et al.*, 1992, 1993; *Gladczenko et al.*, 1997, 1998). Die hier abgeleiteten P-Geschwindigkeiten legen jedoch zusammen mit den Ergebnissen der Reflexionsseismik sowie gravimetrischen und magnetischen Modellierungen eine Interpretation nahe, wonach die Kruste im Übergangsbereich nahezu vollständig aus magmatischem Material besteht. Diese Deutung der Resultate wird im folgenden ausführlich begründet.

Die bei den früheren Arbeiten zu Grunde gelegten reflexionsseismischen Profile überdecken große Teile des Kontinentalrandes vor Namibia und damit auch das Gebiet dieser Studie (siehe Abb. 2.3). Je nach Registrierzeit (6-14 s Zweiweglaufzeit) und Datenqualität können damit die Sedimentsequenzen, Bereiche des oberen Basements und in einigen Fällen krustale Reflektoren bis zur Moho abgebildet werden. Wie bereits ausgeführt, gibt es für die oberen Sedimentabfolgen bis zum akustischen Basement eine gute Übereinstimmung zwischen den MAMBA-Resultaten und älteren Untersuchungen (z.B. *Austin & Uchupi*, 1982). Die Interpretation der Kruste unterhalb des Basementreflektors B ist hingegen kontrovers.

*Austin & Uchupi* (1982) deuten die Morphologie der Basementoberkante zwischen normalem ozeanischen Basement und kontinentaler Kruste als Abbild von kontinentalen Krustenblöcken, die durch Dehnungstektonik rotiert und teilweise erodiert worden sind (siehe Abb. 2.4a). Der landwärtige, relativ abrupte Anstieg des Basements im Bereich des Schelfabbruches wird als tektonisches „Scharnier“ (Hinge-Zone) zwischen der Riftzone und dem stabilen Kontinent interpretiert. Die prominente Magnetanomalie G korreliert ungefähr mit dieser Grenze (siehe Abb. 2.4a oben). Als mögliche Ursache diskutieren *Austin & Uchupi* (1982) während des Rifting eingelagerte Vulkanite in den Synrift-Sedimenten seewärts dieser Hinge-Zone. Als ältestes magnetisches Lineament über ozeanischer Kruste wird hier die Anomalie M4 (etwa 123-117 Ma nach *van Hinte* (1976)) identifiziert. Die durch Blockrotation im Riftbereich geschaffenen Halbgrabenstrukturen sind nach *Light et al.* (1992, 1993) mit vorwiegend siliziklastischen Synrift-Sedimenten verfüllt. Die generelle Riftentwicklung ist nach diesen Autoren durch eine Hauptabscherung der gesamten kontinentalen Lithosphäre im Stile des Basin & Range-Modelles von *Wernicke* (1985) gekennzeichnet. Dies wird durch eine gravimetrisch modellierte Hochlage des Mantels im postulierten Riftbereich begründet. Allerdings konnten hierfür keine tiefenseismische Informationen genutzt werden. *Gladczenko et al.* (1997, 1998) identifizieren im Übergangsbereich vergleichbare reflexionsseismische Muster unterhalb des Basementreflektors wie die hier abgeleiteten, deuten diese jedoch anders (vergleiche Abb. 2.4b und 4.9). Ein äußerer Bereich seewärts einfallender Reflektoren stellt nach *Gladczenko et al.* (1997) einen Extrusivkomplex dar, der den Beginn der Ozeanisierung markiert. Die landwärts davon ebenfalls erkennbaren SDR werden hingegen als Wechsellagen von Synrift-Sedimenten und Vulkaniten in einer kontinentalen Riftzone interpretiert. Die reflektive Zone an deren Kru-



stenbasis wird auf magmatisches Underplating während des Rifting bzw. kontinentalen Aufbrechens zurückgeführt.

### Interpretation der SDR-Sequenzen

Eine Revision der bisher veröffentlichten reflexionsseismischen Daten (z.B. in *Austin & Uchupi*, 1982; *Gerrard & Smith*, 1982) macht deutlich, daß seewärts einfallende Reflektoren entlang großer Teile des Kontinentalrandes südlich des Walfischrückens beobachtbar sind. In einer kürzlich erschienenen Arbeit von *Talwani & Abreu* (1999) werden alle identifizierbaren SDR-Komplexe vor Namibia (im Gegensatz beispielsweise zu *Gladczenko et al.* (1998)) als basaltische Extrusiva interpretiert. Zum gleichen Ergebnis gelangen auch *Bauer et al.* (2000), wobei diese Natur der SDR durch weitere geophysikalische Parameter begründet werden kann. Beide SDR-Komplexe sowie die dazwischen gelagerten Fließstrukturen und Basement-Hochlagen decken sich mit der Geschwindigkeitsschicht zwischen Grenze 4 und 5 (vergleiche Abb. 4.5 u. 4.6). Sie bilden damit die landwärtige Fortsetzung der obersten vulkanischen Ablagerungen innerhalb der normalen ozeanischen Schicht 2 (siehe vorheriger Abschnitt). Für eine ähnliche basaltische Zusammensetzung sprechen auch die vergleichbaren, lateral wenig variierenden P-Geschwindigkeiten in dieser Schicht. Werte etwa zwischen 4.8 km/s an der Oberkante und 5.5 km/s an der Unterkante sind typisch für basaltische Effusivgesteine, deren Porosität mit der Tiefe allmählich abnimmt (*Detrick et al.* (1994), vergleiche Abschnitt oben zur normalen ozeanischen Kruste).

Damit ergibt sich an diesem Kontinent-Ozean-Übergang eine Abfolge von Extrusivkomplexen, die in ähnlicher Weise auch an anderen vulkanischen Kontinentalrändern wie beispielsweise vor Norwegen und Westaustralien identifiziert worden sind (*Planke et al.*, 1999). Sie erklären die reflexionsseismischen Charakteristika der einzelnen Komplexe mit der spezifischen Umgebung bei der Ablagerung der Vulkanite. Folgt man diesem Schema, so stellen die inneren SDR Flutbasalte und dazwischen gelagerte Sedimente dar, die unter subaerischen Bedingungen gebildet worden sind. Dies konnte durch Erbohrung von identifizierten SDR-Komplexen im Nordatlantik bestätigt werden (Hatton Bank Kontinentalrand (*Roberts et al.*, 1984), Vøring Plateau (*Eldholm et al.*, 1987) sowie Südostgrönland (*Larsen et al.*, 1994)). Eine solche Interpretation erklärt nach *Schreckenberger* (1997) auch die magnetischen Anomalien, welche über den inneren SDR beobachtet werden. Dieser Autor hat in *Hinz et al.* (1999) und *Bauer et al.* (2000) gezeigt, daß die Magnetanomalie G auf beiden Seiten des Südatlantiks durch Modellierung der inneren SDR als derartige vulkanische Sequenzen erklärt werden kann. Seewärts der inneren SDR ändert sich nach *Planke et al.* (1999) die vulkanische Fazies dramatisch. Unter flachmarinen Bedingungen extrudieren hyaloklastische Basaltflüsse, die zu vulkanischen Erhebungen bis oberhalb des Meeresspiegels aufgestapelt werden können. Die äußeren SDR stellen wahrscheinlich

unter Tiefseebedingungen abgelagerte Flut- und Kissenbasalte dar. Das Fehlen einer vergleichbaren magnetischen Anomalie wie über den inneren SDR erscheint überraschend. Möglicherweise können die subaerisch abgelagerten inneren Basalt/Sediment-Abfolgen eine wesentlich höhere remanente Magnetisierung aufnehmen als die subaquatisch gebildeten äußeren SDR.

### Die Natur der mittleren und unteren Kruste im Übergangsbereich

Das Krustenmaterial unterhalb dieser Effusiva ist durch sehr hohe durchschnittliche P-Geschwindigkeiten von über 7 km/s gekennzeichnet (Abb. 4.9). Ähnliche Geschwindigkeitsverteilungen werden auch an anderen vulkanischen Kontinentalrändern im Nordatlantik beobachtet (z.B. Hatton Bank Kontinentalrand (*White et al.*, 1987), Carolina-Trog vor Nordamerika (*Holbrook et al.*, 1994b)). Dieser Typ von Kontinent-Ozean-Übergang wird in der Regel als geriftete und ausgedünnte kontinentale Kruste interpretiert, die durch mafisches Material extrem stark intrudiert und durch magmatisches Underplating zusätzlich verdickt worden ist (*White et al.*, 1987). *Holbrook et al.* (1994a) weisen jedoch darauf hin, daß direkte Belege für die Existenz kontinentaler Kruste in solchen Übergangszonen fehlen. Dies trifft auch in der vorgelegten Arbeit sowohl für die Ergebnisse der Reflexionsseismik als auch die seismischen P-Geschwindigkeiten zu.

Zunächst einmal sind in den reflexionsseismischen Daten des MAMBA-Experimentes keine deutlichen Strukturen erkennbar, die auf Blockrotation in einer kontinentalen Riftzone hindeuten. Auch die Datenbeispiele in *Gladzenko et al.* (1998) weisen nicht unbedingt zwingend auf die dort interpretierten Riftstrukturen im Bereich unterhalb der inneren SDR hin. Wenn überhaupt indirekt auf Versatzstrukturen geschlossen werden kann, dann kommen dafür auch syntektonische Bruchzonen innerhalb von magmatischen Komplexen in Folge von Vertikalbewegungen (z.B. differentielle Hebungen und Absenkungen während des Aufbrechens) in Frage. Generell kann man allein auf der Basis der Reflexionsseismik wohl nur unsichere Aussagen über die Natur der Kruste in diesem Bereich treffen, da sie keine ausreichende Information über die seismischen Geschwindigkeiten liefert.

Das Hauptargument gegen eine Interpretation als intrudierte kontinentale Kruste liefert die Weitwinkelseismik. Die hohen P-Geschwindigkeiten der mittleren und unteren Kruste können kaum plausibel als zusammengesetztes Material aus normaler kontinentaler und intrudierter mafischer bis ultramafischer Kruste erklärt werden. Vereinfachte Modelle zur Berechnung der elastischen Moduln für isotrope Multiphasenkompositionen (z.B. *Hill*, 1963) besagen, daß der Kompressions- bzw. Schermodul eines zusammengesetzten Mediums nicht größer als das volumenbezogene Mittel der Einzelmoduln sein kann (obere Schranke nach *Voigt* (1928)). In vergleichbaren Tiefenbereichen weisen sowohl die

normale ozeanische als auch die kontinentale Kruste geringere Geschwindigkeiten als im Übergangsbereich auf (Abb. 4.9). Die Intrusion von normaler kontinentaler Kruste durch gabbroides Material, wie es bei der normalen Ozeanisierung durch Mantelaufschmelzung gebildet wird, kann deshalb nicht die P-Geschwindigkeiten zwischen 7.1 und 7.6 km/s in der mittleren und unteren Kruste der Übergangszone erklären. Auch denkbare metamorphe Umbildungen des kontinentalen Krustenmaterials im Kontaktbereich der Intrusionen würden die P-Geschwindigkeiten dieser Gesteine nur unwesentlich erhöhen (*Schön*, 1983). Die wahrscheinlichste Erklärung ist, daß es sich hierbei um ausschließlich mafisches bis ultramafisches Material vom Typ der ozeanischen Intrusivkruste (ozeanische Schicht 3) handelt. Die im Vergleich zur normalen ozeanischen Kruste erhöhten Geschwindigkeiten und Mächtigkeiten lassen sich durch eine anomal starke partielle Aufschmelzung des peridotischen Mantels als Folge erhöhter Manteltemperaturen bei gleichzeitig starker Druckentlastung erklären (*White & McKenzie*, 1989). Petrophysikalische Modellierungen von *Sobolev et al.* (1998) haben bestätigt, daß eine Erhöhung der Potentialtemperatur der Asthenosphäre um 200 °C zur Bildung besonders olivinreicher Gabbros mit solchen P-Geschwindigkeiten führen kann. Die P-Geschwindigkeiten von etwa 7.6 km/s an der Krustenbasis (unterhalb von Grenze 7 in Abb. 4.9) deuten auf einen erhöhten Anteil ultramafischen Materials. Ungefähr in dieser Tiefe werden von *Gladczenko et al.* (1997, 1998) Steilwinkelreflexionen beobachtet (Abb. 2.4b). Diese werden jedoch ohne genaue Kenntnis der Geschwindigkeitsverhältnisse als Oberkante eines magmatischen Körpers an der Basis einer kontinentalen mittleren Kruste interpretiert. *Canales et al.* (2000) interpretieren solche Geschwindigkeitswerte im Bereich der mittelatlantischen Rücken als Wechsellagerungen von Gabbro und Duniten in einer Übergangszone oberhalb des peridotitischen Mantels. Eine solche Übergangszone könnte durch gravitative Ablagerung von Kumulationsprodukten während der Ozeanisierung gebildet worden sein.

Die Interpretation als dicke ozeanische Kruste wird schließlich auch durch die Art der Begrenzung auf beiden Seiten dieser Zone unterstützt. Der eher graduelle Übergang in der Geschwindigkeitsstruktur in Richtung Ozeanbecken zeigt wahrscheinlich eine allmählich schwächer werdende partielle Aufschmelzung des Mantels bis hin zur normalen Ozeanisierung an. Deshalb wird dieser Übergang mit TNOB (Transitional-Normal Oceanic crustal Boundary) bezeichnet. Der starke laterale Geschwindigkeitsgradient in der gesamten Kruste im Bereich der inneren SDR wird hingegen als relativ abrupte Grenze zwischen kontinentaler und mächtiger ozeanischer Übergangskruste (COB=Continent-Ocean Boundary) interpretiert.

## Kontinentale Kruste

Landwärtig der so interpretierten COB sind die Krustenmodelle (Abb. 4.9) durch eine Geschwindigkeitsstrukturierung gekennzeichnet, die typisch für normale kontinentale Kruste ist. Die abgeleiteten Krustenmächtigkeiten und Geschwindigkeitswerte stehen auch im Einklang mit Resultaten aus früheren refraktionsseismischen Untersuchungen an Land (*Baier et al.*, 1983; *Green*, 1983). Unterschiede zwischen Transect 1 und 2 hinsichtlich der Reflektivität sowie der durchschnittlichen Geschwindigkeiten können sowohl mit der Damara-Orogenese als der mesozoischen Überprägung in der Phase des kontinentalen Aufbrechens zusammenhängen. Die *P*-Geschwindigkeitsanomalien unterhalb der mesozoischen Intrusivkomplexe Cape Cross und Messum sprechen aber dafür, daß die kontinentale Kruste im Bereich von Transect 1 während des Rifting generell stark intrudiert worden ist. Die ausgeprägte Reflektivität der Unterkruste auf diesem Profil und das Fehlen solcher Strukturen entlang Transect 2 weisen deshalb wahrscheinlich auf mafische Intrusionen während des mesozoischen Ereignisses hin. Eine differenziertere Diskussion der reflexionsseismischen Eigenschaften im Bereich der Intrusivkomplexe erfolgt weiter unten. Für die Interpretation des Ozean-Kontinent-Überganges ist zunächst das abrupte Verschwinden der Reflektivität an der COB von Bedeutung. Dies kann entweder durch einen Wechsel der stofflichen und physikalischen Eigenschaften beim Übergang zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste oder durch die abschirmende Wirkung der basaltischen SDR-Sequenzen verursacht werden. Beide Erklärungsmöglichkeiten bestätigen die Interpretation dieser krustalen Grenze als COB. Bemerkenswert ist schließlich auch, daß die kontinentale Kruste bis an die Kontinent-Ozean-Grenze heran Mächtigkeiten um 30 km aufweist. Auf Transect 2 besitzt die Kruste in einer Ausdehnung von 200 km eine relative uniforme Struktur. Demzufolge wurde die kontinentale Kruste vor dem Aufbrechen fast überhaupt nicht ausgedünnt.

## Schlußfolgerungen zur Natur der COB

Die Ergebnisse dieser Studie liefern vor allem wegen der erstmalig vorliegenden Geschwindigkeitsinformationen ein neues Bild vom Kontinent-Ozean-Übergang vor Namibia. Im Unterschied zu früheren Arbeiten (z.B. *Austin & Uchupi*, 1982; *Gerrard & Smith*, 1982; *Light et al.*, 1993; *Gladczenko et al.*, 1998) wird keine breite kontinentale Riftzone unterhalb des Schelfhanges identifiziert. Vielmehr ergibt sich eine ähnliche Krustenstrukturierung wie vor der Ostküste Nordamerikas (*Holbrook et al.*, 1994a,b; *Talwani et al.*, 1995). An beiden Kontinentalrändern wird unterhalb der Postrift-Sedimente eine 100-200 km breite und bis zu 25 km mächtige Übergangszone zwischen normaler ozeanischer und kontinentaler Kruste nachgewiesen. In dieser Zone sind keine Strukturen erkennbar, die durch



Übergang zu wesentlich geringeren  $P$ -Geschwindigkeiten markiert die Kontinent-Ozean-Grenze. Wenn die kontinentale Kruste wie auf Transect 1 reflektiv ist, so kann man die COB auf Grund des Verschwindens dieser Reflektivität auf der ozeanischen Seite erkennen. Eine ähnliche Beobachtung machen *Talwani & Abreu* (1999) bei einer revidierten Bearbeitung reflexionsseismischer Daten vor der US-amerikanischen Atlantikküste.

Damit ergeben sich an zwei umfangreich untersuchten vulkanischen Kontinentalrändern relativ abrupte Übergänge zwischen einer nur sehr geringfügig ausgedünnten kontinentalen Kruste und einer mächtigen ozeanischen Übergangskruste (*Holbrook et al.*, 1994a; *Talwani & Abreu*, 1999; *Bauer et al.*, 2000). Diese Interpretation impliziert, daß die Lithosphäre an diesen Kontinentalrändern in einem schmalen Riftbereich relativ abrupt aufgebrochen sein muß. Modelle zur Bildung nicht-vulkanischer Kontinentalränder (z.B. *McKenzie*, 1978; *Le Pichon & Sibuet*, 1981) können wegen des Fehlens einer breiteren ausgedünnten Riftzone offenbar nicht auf vulkanische Kontinentalränder übertragen werden. Wahrscheinlich sind erhöhte Temperaturen im Mantel sowie vorgezeichnete Schwächezonen in der Lithosphäre für die Bildung der mächtigen und anomal zusammengesetzten ozeanischen Kruste direkt an der COB verantwortlich. Ein scheinbarer Widerspruch besteht darin, daß solche erhöhten Manteltemperaturen zu einer besonders ausgedehnten und starken Ausdünnung der Lithosphäre bzw. der Kruste führen müssten. Das Brechen eines nur wenig ausgedünnten Kontinents könnte einerseits mit einer engräumigen Lokalisierung der Mantelanomalie und andererseits mit spezifischen rheologischen Eigenschaften der Lithosphäre zusammenhängen. Zur Klärung solcher Fragen sind geodynamische Modellierungen notwendig.

Umstritten ist, ob aktive, also aus großen Tiefen aufsteigende Mantelplumes die benötigten Temperaturanomalien unter vulkanischen Kontinent-Ozean-Übergängen verursachen. Ein solches Modell favorisieren z.B. *White & McKenzie* (1989). Allerdings fehlen am stark vulkanisch geprägten Kontinentalrand vor der US-amerikanischen Ostküste jegliche Belege für eine Plumeaktivität (*Holbrook et al.*, 1994a). Ein weiteres Argument gegen die Plume-Hypothese ist die weite Verbreitung von seewärts geneigten Reflektoren, die auf eine magmatische Aktivität unabhängig von der Existenz eines Plumes hindeutet (*Hinz et al.*, 1999). Man kann jedoch nicht automatisch voraussetzen, daß seewärts geneigte Reflektoren eine mächtige ozeanische Übergangskruste vom hier diskutierten Typ anzeigen. Einen Beitrag zur Klärung dieser Fragen liefern die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit. Die integrierte Interpretation verschiedener geophysikalischer Datensätze erlaubt eine gewisse Extrapolation von krustalen Strukturen entlang des südwestafrikanischen Kontinentalrandes. Abbildung 5.2 zeigt die Verteilung von SDR-Komplexen unter Einbeziehung der Resultate aus dem MAMBA-Experiment sowie nach einer revidierten Interpretation älterer Profile. Im Bereich der beiden hier untersuchten Traversen wurde nachgewiesen, daß

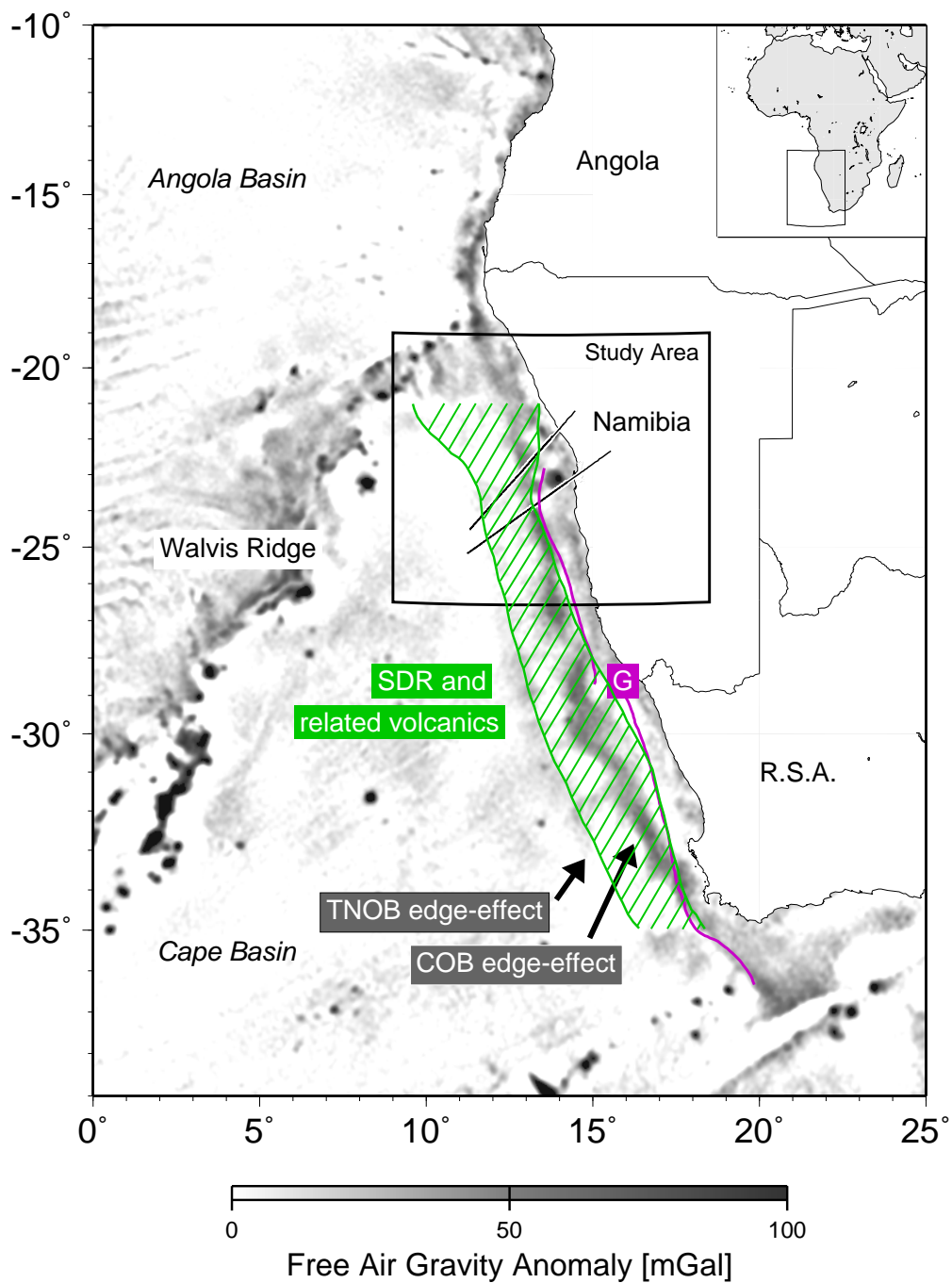


Abbildung 5.3: Relevante geophysikalische Merkmale zur Kartierung der mächtigen und anomal zusammengesetzten ozeanischen Kruste am Kontinent-Ozean-Übergang vor Südwestafrika nach den Ergebnissen aus dieser Studie. Verteilung von seewärts geneigten Reflektoren, die als vulkanische Komplexe unterhalb der Postrift-Sedimente interpretiert werden. Prominente Freiluft-Schwereanomalien resultieren aus der Wirkung der Hochgeschwindigkeitskruste unterhalb der SDR und ihrer Begrenzung durch normale ozeanische und kontinentale Kruste (TNOB=Transitional-Normal Oceanic crustal Boundary, COB=Continent-Ocean Boundary). Der innere vulkanische SDR-Komplex kann als Quelle der Magnetanomalie G modelliert werden und markiert damit die COB.

die seewärtsgeneigten Reflektoren genau oberhalb der Übergangskruste mit hohen  $P$ -Geschwindigkeiten vorkommen. Die Interpretation als basaltische Extrusiva über einer mafischen bis ultramafischen Mittel- und Unterkruste ist hier auf der Basis verschiedener petrophysikalischer Parameter sehr gut belegt. Auf Grund dieser Korrelation sowie wegen des gleichbleibenden Charakters der SDR entlang des Kontinentalrandes (deutlich erkennbar z.B. in *Austin & Uchupi* (1982)) werden die seewärts geneigten Reflektorabfolgen als Marker für die mächtige magmatische Übergangskruste angesehen. Diese Hypothese wird durch die Ergebnisse aus der Gravimetrie bestätigt. Durch Modellierung auf der Basis der abgeleiteten  $P$ -Geschwindigkeiten wurde gezeigt, daß die prominenten Freiluft-Anomalien entlang des Kontinentalrandes durch die Hochgeschwindigkeitskruste und ihre Begrenzung durch normale ozeanische und kontinentale Kruste verursacht werden. Die als Randeffekt interpretierte Anomalien korrelieren mit den SDR-Komplexen und erstrecken sich wie diese entlang des gesamten Kontinentalrandes südlich des Walfischrückens. Eine exakte Lokalisierung der magmatischen Übergangskruste mit Hilfe der Freiluft-Schwereanomalien ist nicht möglich, da die Topographie großen Einfluß auf die Lage der Anomalien hat. Dies trifft vor allem auf die COB zu, da diese meistens in der Nähe der Schelfkante verläuft. Der Verlauf der TNOB-Anomalie stimmt dahingegen perfekt mit der ozeanseitigen Begrenzung der SDR überein. Die Schwereanomalien werden vor allem als qualitative Marker für das Vorhandensein der Übergangskruste mit hohen Geschwindigkeiten und Dichten betrachtet. Diese Interpretationen der SDR sowie der Freiluft-Schwereanomalien werden durch Beobachtungen nördlich des Walfischrückens bestätigt. An diesem nicht-vulkanischen Kontinentalrand fehlen sowohl SDR-Komplexe (*Sibuet et al.*, 1984; *Gladczenko et al.*, 1998) als auch vergleichbare Freiluftanomalien (vergleiche Abb. 5.3 und 4.31). Schließlich bestätigt der Verlauf der magnetischen Anomalie G die Fortsetzung der magmatischen Übergangskruste weit in das südliche Kapbecken hinein (Abb. 5.3). Modellierungen von *Schreckenberger* (1997) haben gezeigt, daß diese Anomalie durch die basaltische Zusammensetzung der inneren SDR erklärt werden kann. Ein alternatives Modell schlagen *Rabinowitz & LaBrecque* (1979) vor, wonach die Anomalie durch einen Randeffekt am Kontakt zwischen magnetischer ozeanischer Kruste und nicht magnetischer kontinentaler Kruste verursacht wird. Beide Modelle stehen im Einklang mit der vorgeschlagenen COB-Kartierung mit Hilfe der G-Anomalie.

Diese Interpretationen belegen die langgestreckte Ausdehnung der verdickten ozeanischen Übergangskruste entlang des südwestafrikanischen Kontinent-Ozean-Überganges. Für die Bildung dieser anomalen ozeanischen Kruste während des kontinentalen Aufbrechens wird eine ebenso langgestreckte Temperaturanomalie im Mantel verantwortlich gemacht. Ein aktiver Mantelplume wird jedoch mit einer vorwiegend radialsymmetrischen Temperaturverteilung in Verbindung gebracht. Eine mögliche Erklärung wäre, daß das vermutete



Aufbrechen der Lithosphäre in einer schmalen Riftzone passiv eine Mantelkonvektion stimuliert, die im Anfangsstadium durch anomale thermische und stoffliche Verhältnisse gekennzeichnet ist. Mit der zunehmenden Separation der Kontinente etabliert sich dann ein Konvektionsregime im Mantel, daß zur Bildung normaler ozeanischer Kruste führt. Die Verbreiterung der magmatischen Übergangskruste in der Nähe des Walfischrückens kann durch die Wirkung des Tristan da Cunha-Plumes erklärt werden. Die Beziehung zwischen dem Plume und der angenommenen stimulierten Konvektion scheint von grundlegender Bedeutung für das Verständnis von Mantelprozessen und könnte ein Ziel zukünftiger Forschungen sein.

## 5.2 Eigenschaften der stark intrudierten kontinentalen Kruste im Bereich der Ringkomplexe

Die stark intrudierte kontinentale Kruste im Bereich der Intrusivkomplexe Cape Cross und Messum ist in Kapitel 4 mit verschiedenen geophysikalischen Verfahren untersucht worden. Dabei wurden im krustalen Maßstab  $P$ -Geschwindigkeiten, reflektive Eigenschaften und Dichten sowie im oberflächennahen Bereich detaillierte  $P$ - und  $S$ -Geschwindigkeitsstrukturen aufgelöst. Diese Ergebnisse sollen im folgenden aus petrophysikalischer Sicht diskutiert werden. Dabei können strukturelle und stoffliche Eigenschaften der Kruste in der Umgebung der Intrusionen abgeleitet werden. Am Ende des Abschnitts werden Fragen zur Genese der Komplexe sowie deren Relation zum Rifting und kontinentalen Aufbrechen erörtert.

### Interpretation der Reflektivitätsabbilder

Abbildung 4.16 zeigt manuell bzw. automatisiert bestimmte Line-Drawings im Bereich der Intrusivkomplexe. Wie dies in der Auswertung reflexionsseismischer Daten allgemein üblich ist, markieren die einzelnen Linien Signale mit einer gewissen räumlichen Kohärenz. Diese können jedoch nicht automatisch als reflektierende bzw. diffraktierende geologische Grenzen interpretiert werden. Durch Modellrechnungen (z.B. *Levander & Holliger, 1992; Emmerich et al., 1993; Tittgemeyer et al., 1999; Ryberg et al., 2000*) wurde nachgewiesen, daß auch feinskalige Heterogenität in der Größenordnung der dominierenden Wellenlängen auf Grund von interferierenden Streuungen kohärente Signale in den registrierten Seismogramm-Montagen erzeugen kann. Dabei bilden sich sowohl eher vertikal ausgedehnte, horizontal ausgedehnte als auch isotrope Streukörper durch horizontale Signaturen ab (*Emmerich et al., 1993*).

Ob die in diesem Abschnitt diskutierten kohärenten Signale vorwiegend durch Streuprozesse oder durch Reflexionen an Impedanzdiskontinuitäten erzeugt worden sind, kann durch Betrachtungen zur Größe der Fresnelzonen unter Berücksichtigung verschiedener Signalattribute überprüft werden. Unter der Annahme typischer Geschwindigkeitswerte für eine kristalline Kruste ergeben sich bei Frequenzen von 25 Hz minimal auflösbare Reflektorlängen von 3 km in 10 km Tiefe bzw. 6 km in 30 km Tiefe (*Mooney & Meissner, 1992*). Nimmt man an, daß die Momentanfrequenzen in Abbildung 4.19 ungefähr den tatsächlichen Signalfrequenzen entsprechen, dann sind die zu erwartenden Durchmesser der Fresnelzonen auf Grund der höheren Frequenzen wahrscheinlich etwas kleiner. Die beim automatisierten Line-Drawing ermittelten Kohärenzlängen betragen jedoch maximal 1 km (Abb. 4.17) und können deshalb nicht durch Reflexionen an Diskontinuitäten verursacht worden sein. Deshalb wird im folgenden davon ausgegangen, daß die hier ermittelten kohärenten Ereignisse (Line-Drawings) vorwiegend auf interferierende Streuungen in stark heterogenen Bereichen zurückzuführen sind.

Betrachtet man die Line-Drawings aus den marinen und terrestrischen Steilwinkeluntersuchungen (rote bzw. schwarze Linien in Abb. 4.16), so ergibt sich als generelles Muster eine weitestgehend transparente Oberkruste und lamellenförmige Signaturen in der mittleren bis unteren Kruste. (Die Lamellierung wird aus den oben genannten Gründen nicht als direktes Abbild von Grenzflächen interpretiert.) Die untere Kruste ist weltweit in unterschiedlichen tektonischen Umgebungen durch eine starke Reflektivität gekennzeichnet (z.B. *Meissner & Brown, 1991; Mooney & Meissner, 1992*). Als Ursachen werden mafische Intrusionen, duktil gedehnte Linsen, lithologische oder metamorphe Schichtung sowie die Anwesenheit von Fluiden diskutiert (z.B. *Warner, 1990; Mooney & Meissner, 1992; Marquis et al., 1995*). Wahrscheinlich haben verschiedene Prozesse zur Ausbildung der Reflektivität beigetragen (*Mooney & Meissner, 1992*), sodaß Rückschlüsse auf die Bildungsvorgänge nur bedingt möglich sind.

Eine weniger mehrdeutige Interpretation wird durch die Zuordnung zu einem bestimmten, durch globale Vergleichstudien klassifizierten Reflektivitätsmuster ermöglicht (z.B. *Sadowiak et al., 1991; Mooney & Meissner, 1992*). Die beobachtete Kombination aus transparenter Oberkruste und stark lamellierter Unterkruste scheint für Gebiete typisch zu sein, die in der jüngeren geologischen Vergangenheit durch Extension beansprucht worden sind (z.B. vor den britischen Inseln (*Le Gall, 1990*)). Auch die hier untersuchte Kruste wurde zuletzt durch extensionale Ereignisse geprägt. Zum einen kollabierte die Kruste möglicherweise nach Abschluß der kollisionalen Phase der Damara-Orogenese. Später waren die Kontinentränder während des mesozoischen Rifting bis hin zum Aufbrechen und dem Einsetzen der Drift einem großräumig extensionalen Spannungsfeld ausgesetzt. In einer solchen Umgebung kommen vor allem duktile Scherprozesse als Ursache für die

Ausprägung der Reflektivität in Frage. Die Konzentration auf die mittlere und untere Kruste läßt sich mit der geringen mechanischen Festigkeit dieser duktilen Zone erklären. Extensionale Ereignisse sind häufig auch mit einem verstärkten Magmatismus verbunden, der ebenfalls zur Ausbildung der krustalen Reflektivität beitragen kann. Nach *Holliger & Levander* (1994) würden sich Intrusionen ebenfalls vorwiegend auf die weiche untere Kruste beschränken. Die mit dem Magmatismus verbundenen erhöhten Temperaturen setzen wahrscheinlich außerdem die Viskosität des Krustenmaterials herab und verstärken damit die duktilen Scherungen. Im Ergebnis entsteht eine stark heterogene untere Kruste, die auf Grund von interferierenden Streuungen lamellenförmige seismische Abbilder erzeugen.

Im Bereich des Messum-Komplexes ist dieses lamellenartige Abbild in der Darstellung der Line-Drawings unterbrochen (Abb. 4.16). Da die Line-Drawings auf der Basis der Kohärenz bestimmt worden sind, ergibt sich für die Verteilung der Kohärenzlängen in Abbildung 4.17 naturgemäß ein ähnliches Muster. Dies würde zunächst dafür sprechen, daß das Material im Bereich der Intrusion sehr homogen ist. Im Widerspruch dazu stehen die erhöhten Momentanfrequenzen innerhalb des Komplexes (Abb. 4.19). Eine solche Erhöhung der Signalfrequenzen kann eigentlich nur durch Interferenz chaotischer Wellenfelder erklärt werden. Hierfür kommen wiederum am ehesten (möglicherweise mehrfache) Streuungen an diffus verteilten Inhomogenitäten in Frage, die sich jedoch auf Grund einer besonders starken und sehr feinskaligen Heterogenität nicht kohärent überlagern. Dies erklärt auch, warum in der Darstellung der Line-Drawings die untere Kruste unterhalb des Komplexes transparent erscheint, obwohl hier nach Abbildung 4.18 ebensoviel oder sogar noch mehr Energie zurück reflektiert bzw. gestreut wird wie in der Umgebung.

Diese Beobachtungen sprechen dafür, daß die Intrusion stockartig die gesamte Kruste durchdrungen hat und demzufolge aus Magmenquellen im Mantel gefördert worden ist. Der Aufstieg der Magmen könnte in schnell propagierenden Bruchzonen (*Dahm*, 2000) und/oder durch sukzessive Infiltration erfolgt sein. Im Kontaktbereich mit dem intrudierten Krustenmaterial kam es dabei wahrscheinlich auch zu metamorphen Umbildungen. Außerdem sind Bruchbildungen in Folge des Abkühlens nach der Intrusion denkbar. Diese thermisch-stoffliche und mechanische Überprägung erklärt die starke Heterogenität im gesamten Intrusivstock. Die Unterkruste wurde, wie die erhöhten Reflexionsstärken vermuten lassen, wahrscheinlich auf Grund ihrer geringen Viskosität besonders stark intrudiert. Die besonders hohen Momentanfrequenzen in etwa 10-15 km Tiefe könnten eine beim Aufstieg akkumulierte ehemalige Magmakammer anzeigen.

Der Verlauf der Moho wird im Steilwinkelbereich, wie ein Vergleich mit dem *P*-Geschwindigkeitsmodell zeigt, durch das Verschwinden kohärenter Signale markiert (Abb. 4.16). Im Trend deckt sich dies auch mit der unteren Grenze der erhöhten Reflexionsstärken in der unteren Kruste (Abb. 4.18), ist hier aber durch einen eher kontinu-

ierlichen Übergang gekennzeichnet. Dies wird aber nicht auf eine Gradientenzone zwischen unterer Kruste und oberstem Mantel sondern auf die sukzessive Partitionierung der Energie durch die Streuungen zurückgeführt. Einen Einblick in die Strukturierung der Moho unterhalb der Intrusivkomplexe liefern die Ergebnisse aus der reflexionsseismischen Bearbeitung der Weitwinkeldaten (blaue Linien in Abb. 4.16). Durch die tieferen Signalfrequenzen und den schrägen Einfall wird im Gegensatz zur Steilwinkelseismik nicht die Unterkruste, dafür aber der Kruste-Mantel-Übergang abgebildet. In Kapitel 4 wurde bereits begründet, warum die scheinbaren Aufwölbungen der Moho unter dem Cape Cross-Komplexes auf echte Strukturen und nicht auf die erhöhten  $P$ -Geschwindigkeiten in der Kruste zurückgeführt werden. Diese Aufdomungen könnten das Abbild eines ehemaligen Magmakörpers direkt unterhalb der Krustenbasis darstellen.

### Lithologische Interpretation der $P$ -Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnisse

Oben wurde mit Hilfe verschiedener reflexionsseismischer Merkmale gezeigt, daß unter Cape Cross und Messum primär aus dem Mantel geförderte Magmen die gesamte Kruste stark überprägt haben. Die  $P$ -Geschwindigkeitsanomalien sowie die Ergebnisse der gekoppelten Geschwindigkeits-Dichte-Modellierungen bestätigen diese Vorstellung tieferreichender Wurzeln der Intrusivkomplexe (Abb. 4.9a und 4.35). Diese Intrusionen haben sicher zu einer deutlichen Veränderung der modalen Zusammensetzung, aber auch der textuellen und mechanischen Eigenschaften gegenüber dem ursprünglichen Material geführt. Rückschlüsse zum Stoffbestand der Komplexe können in unterschiedlichem Maße aus den krustalen  $P$ -Geschwindigkeiten bzw. den Ergebnissen der oberflächennahen Tomographie gezogen werden.

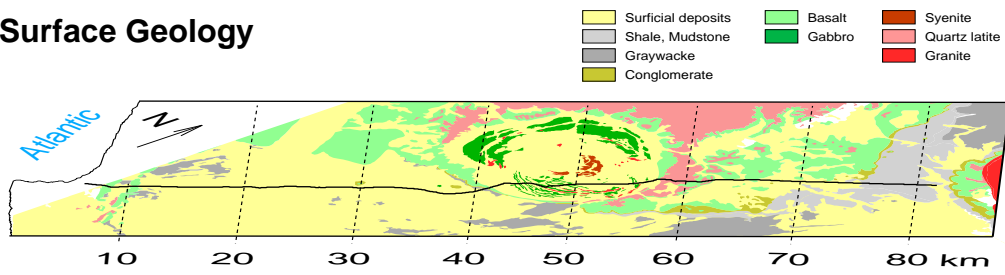
Aussagen zur chemischen Zusammensetzung der Komplexe auf der Basis der im Krustenmaßstab bestimmten  $P$ -Geschwindigkeiten sind nur bedingt möglich. Auf Grund des begrenzten räumlichen Auflösungsvermögens der refraktionsseismischen Methode handelt es sich hierbei um durchschnittliche Werte, die über größere Bereiche (ungefähr einige km) integriert sind. Neben dieser Ungenauigkeit muß man die Mehrdeutigkeit der Interpretation beachten. Zum einen wird die  $P$ -Geschwindigkeit neben der mineralischen Zusammensetzung von weiteren Faktoren wie Temperatur, Druck und Porosität bestimmt. Außerdem zeigen Laboruntersuchungen, daß verschiedene Gesteinsgruppen bei einer jeweils großen Schwankungsbreite ähnliche Geschwindigkeitswerte aufweisen (z.B. *Christensen, 1996*). Trotz dieser Einschränkungen liefern die ermittelten  $P$ -Geschwindigkeiten Anhaltspunkte zur Zusammensetzung der Intrusivstöcke. Die sehr hohen Werte von bis zu 7.2 km/s an der Krustenbasis des Cape Cross-Komplexes weisen auf eine rein mafische Zusammensetzung

des primär intrudierten Materials (z.B. Schön, 1996). Die Geschwindigkeiten nehmen bis zur Oberfläche kontinuierlich bis auf etwa 6.5 km/s ab. Dies kann mit der zunehmenden Fraktionierung und/oder der Verringerung des Volumenanteils des intrudierten Materials erklärt werden. Unter Messum ergeben sich in der refraktionsseismisch aufgelösten oberen bis mittleren Kruste um etwa 0.3 km/s langsamere Werte gegenüber vergleichbaren Tiefen unter Cape Cross. Nimmt man für beide Komplexe ein ähnliches Ausgangsgestein vor der Intrusion an, so wäre dies ein Hinweis auf eine unterschiedliche Zusammensetzung des primär intrudierten Materials oder einen anderen Verlauf der Differentiation beim Aufstieg der Magmen.

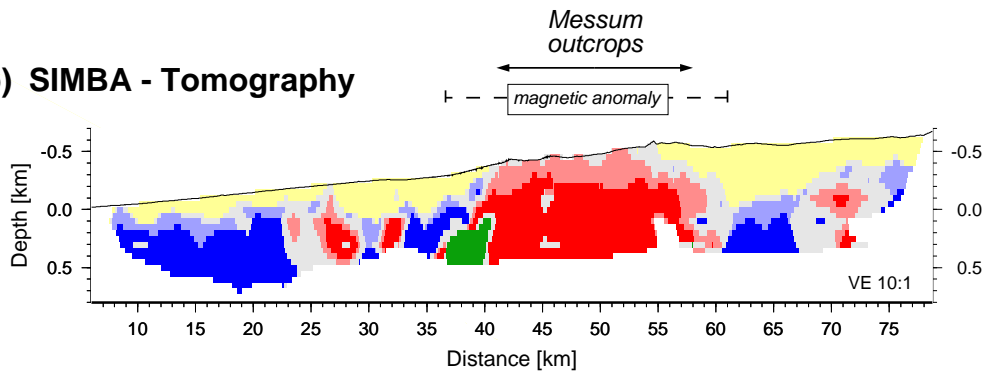
Für den Messum-Komplex können diese Abschätzungen mit Hilfe der neu entwickelten Methodik zur Auswertung der oberflächennahen Tomographie (Abschnitt 4.2) wesentlich präzisiert werden. Gerade in geringen Tiefen werden die seismischen Geschwindigkeiten neben der mineralischen Zusammensetzung besonders stark von Faktoren wie Porosität, Klüftigkeit und Sättigungsgrad beeinflusst (White *et al.*, 1992). Der neue Ansatz zur gemeinsamen Interpretation von  $P$ -Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnissen erlaubt sowohl die Trennung stofflich und strukturell bedingter Effekte als auch eine klare Unterscheidung verschiedener lithologischer Einheiten. Abbildung 5.4 zeigt die in Abschnitt 4.2 beschriebene Clusteranalyse und Rückübertragung der Ergebnisse in das Untergrundmodell sowie eine Karte der Oberflächengeologie entlang des Profils (nach Milner *et al.*, 1995). Die Interpretation des 2-D Schnittes (Abb. 5.4b) erfolgt zum einen auf der Basis der Absolutwerte und der Verteilungsmuster der seismischen Parameter im Kreuzdiagramm (Abb. 5.4c) und zum zweiten durch Vergleich mit der Oberflächengeologie (Abb. 5.4a).

Das markanteste Cluster im Kreuzdiagramm (mit roter durchgezogener Linie eingerahmt) ist durch  $P$ -Geschwindigkeiten um etwa 6.2-6.3 km/s und Poisson-Verhältnisse um 0.27-0.28 gekennzeichnet. Bei der Rückabbildung in das Untergrundmodell zeigt sich, daß dieses Cluster nahezu eineindeutig den Gesteinen im Zentralbereich des Messum-Komplexes zugeordnet werden kann. Wegen der geringen Streuung wird weiterhin davon ausgegangen, daß diese Werte im wesentlichen durch die modale Zusammensetzung eines wenig porösen bzw. geklüfteten Materials bestimmt sind. Klüftigkeit und Porosität würden zu einer Herabsetzung der Scherfestigkeit und Kompressibilität des Gesteins und damit zu einer Erhöhung des Poisson-Verhältnisses sowie einer Erniedrigung der  $P$ -Geschwindigkeit führen. Ein Gestein, welches im ungestörten Zustand wie das oben identifizierte Cluster charakterisiert ist und zusätzlich eine mit der Tiefe abnehmende Klüftigkeit aufweist, würde sich demzufolge ungefähr im Bereich der rot gestrichelten Ellipse abbilden (Abb. 5.4c). Ein solches Material würde man oberhalb der bereits im Messum identifizierten Gesteine erwarten. Diese Hypothese wird durch die Rückübertragung des Clusters in das Untergrundmodell bestätigt. Das zweite markante Cluster (blau durchgezogene Ellipse im

**a) Surface Geology**



**b) SIMBA - Tomography**



**c)**

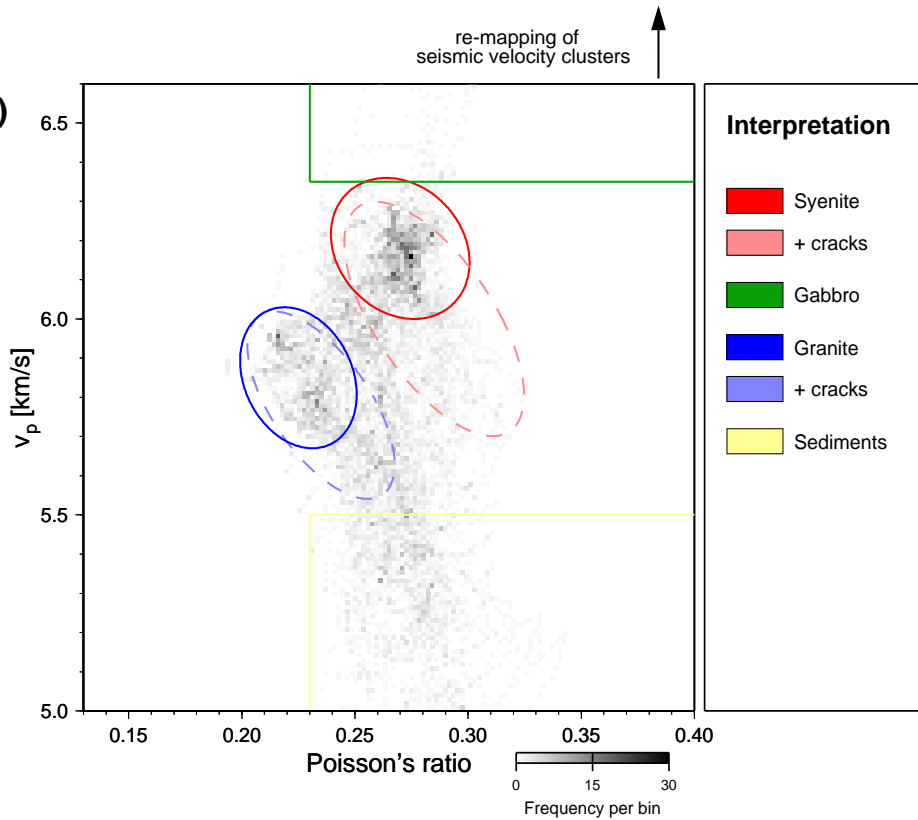


Abbildung 5.4: Petrologisch-petrophysikalische Interpretation der Ergebnisse aus der Tomographie: (a) Geologische Karte entlang des SIMBA-Profiles (schwarze Linie) nach *Milner (1997)*. (b) 2-D lithologisches Modell als Ergebnis der Clusteranalyse der tomographisch bestimmten  $P$ -Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnisse. (c) Festlegung der Cluster und Interpretation an Hand von petrophysikalischen Abschätzungen und durch Vergleich mit der Oberflächengeologie. Siehe auch Abbildung 4.28.

Kreuzdiagramm) ist durch  $P$ -Geschwindigkeiten um 5.8-5.9 km/s und Poisson-Verhältnissen um 0.22 gekennzeichnet. Bei der Rückabbildung in das Untergrundmodell können diese Werte den tieferen Gesteinen in der Umgebung des Messum-Komplexes zugeordnet werden. Auch hier werden oberhalb wahrscheinlich geklüftete Gesteine mit einer ähnlichen Zusammensetzung abgebildet.

Damit werden die unterschiedlichen  $P$ -Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnisse der beiden Hauptklassen im wesentlichen auf lithologische Unterschiede zurückgeführt. Es sei noch einmal darauf hingewiesen, daß die Identifizierung dieser beiden Hauptlithologien erst durch die gleichzeitige Betrachtung beider seismischer Parameter im Kreuzdiagramm möglich wurde. Die Diskriminierung basiert also sowohl auf Unterschieden in den  $P$ -Geschwindigkeiten als auch bezüglich der Poisson-Verhältnisse. Zunächst sollen die Poisson-Verhältnisse und  $P$ -Geschwindigkeiten der Gesteine außerhalb des Messum-Komplexes interpretiert werden. Zur Erklärung der relativ geringen Poisson-Verhältnisse um 0.22-0.23 kommt am ehesten ein erhöhter Quarzanteil in Frage. Eine Korrelation zwischen hohem Quarzanteil und erniedrigtem Poisson-Verhältnis ist auf Grund des anomal geringen Poisson-Verhältnisses ( $\sigma = 0.08$  bei 200 MPa, *Christensen* (1996)) dieses häufig vorkommenden gesteinsbildenden Minerals sehr wahrscheinlich (z.B. *Holbrook et al.*, 1988; *White et al.*, 1992; *Christensen*, 1996). Sowohl die mittleren  $P$ -Geschwindigkeiten als auch die mittleren Poisson-Verhältnisse dieses Clusters entsprechen typischen Werten für Granite (z.B. *Schön*, 1983). Die erhöhten Poisson-Verhältnisse um 0.27-0.28 innerhalb des Messum-Komplexes können z.B. mit einem niedrigen Quarzgehalt oder einem hohen Feldspatanteil zusammenhängen (*Christensen*, 1996). Aus petrologischer Sicht ist eine gabbroide oder eine syenitische modale Zusammensetzung am wahrscheinlichsten (*Korn & Martin*, 1954; *Martin et al.*, 1960; *Trumbull et al.*, 2000). Hierbei würde Gabbro dem primär intrudierten Material und Syenit dem Differentiationsprodukt entsprechen. Gabbro ist zwar durch vergleichbare Poisson-Verhältnisse aber signifikant höhere  $P$ -Geschwindigkeiten ( $v_p = 7.1$  km/s, *Christensen* (1996)) im Vergleich zu den beobachteten Werten um 6.2 km/s gekennzeichnet. Solche Werte werden dahingegen von *Schön* (1983) für Nephelinsyenite angegeben. Daraus wird eine vorwiegend syenitische Zusammensetzung des Messum-Komplexes im oberflächennahen Bereich abgeleitet.

Im Kreuzdiagramm zeigt sich weiterhin, daß die sehr hohen bzw. sehr niedrigen  $P$ -Geschwindigkeiten jeweils an erhöhte Poisson-Verhältnisse gebunden sind. Diese Systematik deutet darauf hin, daß es sich hierbei ebenfalls um spezifische petrophysikalische Abbilder handelt. Diese Annahme wird dadurch bestätigt, daß die eingerahmten Bereiche im Kreuzdiagramm gemäß der Rückübertragung zusammenhängenden Untergrundgebieten zugeordnet werden können. Die erhöhten  $P$ -Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnisse ( $> 6.4$  km/s bzw.  $> 0.25$ , grün markiert) werden auf einen hohen Gab-

broanteil zurückgeführt. Die diffuse Verteilung der entsprechenden Wertepaare im Kreuzdiagramm könnte mit einem geringen räumlichen Auflösungsvermögen durch die Tomographie zusammenhängen. Die geringen  $P$ -Geschwindigkeiten und erhöhten Poisson-Verhältnisse ( $< 5.5$  km/s bzw.  $> 0.25$ , gelb markiert) werden als oberflächennahe Ablagerungen interpretiert. Die diffuse Verteilung im Kreuzdiagramm könnte hier durch den Einfluß von Porosität und Klüftigkeit bedingt sein. Der Übergang zwischen diesem Material und dem hellblau markierten ist jedoch relativ willkürlich definiert.

## Schlußfolgerungen zur Genese der Ringkomplexe

Die Interpretationen der reflexionsseismischen Abbilder und der seismischen Geschwindigkeiten führen zu dem Schluß, daß die Intrusionen unter Cape Cross und Messum höchstwahrscheinlich aus Quellen im Mantel gefördert worden sind und zu einer signifikanten strukturellen und stofflichen Überprägung der intrudierten Kruste geführt haben. Auf Grund petrologischer Untersuchungen werden beide Komplexe als differenzierte basische Intrusionen klassifiziert (z.B. *Prins*, 1981; *Trumbull et al.*, 2000). Detaillierte Untersuchungen im Bereich des Messum-Komplexes ermöglichen eine geophysikalische Abbildung dieser Differentiationsprozesse. Im oberflächennahen Bereich weist der Komplex nach den Resultaten der seismischen Tomographie eine modale Zusammensetzung auf, die einem Syenit entspricht. Gabbroides Material wird wahrscheinlich im Außenbereich des Komplexes tomographisch abgebildet. Eine mögliche Erklärung für die vorwiegend syenitische Zusammensetzung wären metasomatische Umbildungen siliziklastischer Sedimente in der Umgebung von gabbroiden Intrusionen (*Martin et al.*, 1960). Die großräumige Homogenität spricht aber eher dafür, daß es sich hierbei um Differentiationsprodukte handelt, die in größeren Tiefen durch eine langsame Umwandlung des primär intrudierten Gabbros entstanden sind. Ein Indiz für eine solche Akkumulation von Magmen beim Aufstieg in der Kruste liefert die Reflexionsseismik. In 10-15 km Tiefe werden anomal hohe Momentanfrequenzen abgebildet, die auf Streuprozesse in einer feinskalig heterogenen Zone zurückgeführt werden. Dies wird als seismische Signatur einer ehemaligen Magmenkammer interpretiert. Unterstützt wird diese Hypothese durch isotopengeochemische Untersuchungen von *Trumbull et al.* (2000). Dabei wurde aus der Ähnlichkeit verschiedener Isotopenverhältnisse für Syenit- und Gabbroproben aus dem Messum-Krater eine Herkunft aus dem gleichen ursprünglichen Magma geschlußfolgert.

Die im Vergleich zu Messum höheren  $P$ -Geschwindigkeiten unter Cape Cross weisen auf einen höheren Anteil gabbroiden Materials. Eine mögliche Erklärung dafür ist, daß das intrudierte Gabbro relativ schnell in der Kruste aufgestiegen ist und deshalb wenig differenziert wurde. Dies könnte wiederum mit höheren Manteltemperaturen unter Cape



Cross zusammenhängen. Diese würden einerseits auf Grund der verstärkten partiellen Aufschmelzung einen höheren Druck von unten ausüben. Außerdem käme es zu einer Verringerung der Viskosität in der Kruste, was ebenfalls den Aufstieg des intrudierten Materials erleichtern würde. Diese vermuteten Temperaturunterschiede unter Cape Cross und Messum lassen sich plausibel mit der Temperaturverteilung auf Grund der verstärkten Konvektion beim kontinentalen Aufbrechen oder mit dem Wirken eines Mantelplumes erklären.

### 5.3 Abschließende Bemerkungen und Ausblick

Die krustale Strukturierung am Kontinent-Ozean-Übergang wurde entlang von zwei quer zum Kontinentalrand verlaufenden Traversen südlich des Walfischrückens untersucht. Unter Einbeziehung verschiedener Datensätze und Bearbeitungsverfahren ergeben sich dabei auf beiden Profilen vergleichbare Verteilungen der petrophysikalischen Parameter. Durch gemeinsame Interpretation der Ergebnisse aus der Steilwinkel- und Weitwinkel-seismik sowie der Gravimetrie und Magnetik wird zwischen normaler kontinentaler und ozeanischer Kruste eine etwa 100-150 km breite Übergangszone nachgewiesen. Diese ist unterhalb der Postrift-Sedimente in der obersten Kruste durch seewärts geneigte Reflektorbahnen sowie Fließstrukturen gekennzeichnet, die unter zusätzlicher Berücksichtigung der  $P$ -Geschwindigkeiten und magnetischen Suszeptibilitäten als basaltische Extrusivkomplexe interpretiert werden. Unterhalb dieser sind in den hier gewonnenen Daten keine Anzeichen für eine breite kontinentale Riftzone erkennbar. Vielmehr weisen besonders hohe  $P$ -Geschwindigkeiten und Dichten auf eine rein mafische bis ultramafische Zusammensetzung der mittleren und unteren Kruste hin. Die Übergangszone wird demzufolge als besonders mächtige und anomal zusammengesetzte ozeanische Kruste interpretiert. Ein starker lateraler Geschwindigkeitsgradient im Bereich der landwärtig auskeilenden inneren SDR markiert die relativ deutliche Kontinent-Ozean-Grenze. Die benachbarte kontinentale Kruste wurde vor der Ozeanöffnung nur geringfügig gedehnt und ausgedünnt.

Die gemeinsame Bearbeitung und Interpretation der unterschiedlichen Datensätze erlaubt eine gewisse Extrapolation der auf den Traversen abgeleiteten krustalen Strukturen. Demzufolge stellen die SDR entlang des gesamten südwestafrikanischen Kontinentalrandes (wie eingangs in Kapitel 2 zunächst nur postuliert) Marker für eine mächtige magmatische Übergangskruste dar. Deren langgestreckte Ausdehnung spricht eher gegen die Hypothese, daß der Tristan da Cunha-Mantelplume für die Bildung dieser vulkanischen Ränder und damit wahrscheinlich auch für das Rifting und Aufbrechen des Kontinents primär verantwortlich war. Die deutliche Kontinent-Ozean-Grenze weist auf einen relativ abrupten Bruch der Lithosphäre in einer schmalen und vermutlich schnell propagierenden Rift-

zone hin. Möglicherweise wurde dabei durch eine kurzfristige Druckentlastung besonders intensive Konvektion am Kontinentalrand stimuliert, die zur anomalen Aufschmelzung des Mantels und damit verbunden zu einer mächtigen ozeanischen Krustenbildung kurz nach dem Einsetzen der Drift geführt hat. Im Rahmen dieses Szenarios wäre auch der passive Aufstieg eines Plumes denkbar. Zur Klärung dieser Fragen sind einerseits weitere Untersuchungen zur Natur des Kontinent-Ozean-Überganges im Bereich der SDR-Gürtel und andererseits Modellierungen der dynamischen Prozesse im Mantel erforderlich.

Besonders wichtig erscheint im Hinblick auf zukünftige geophysikalische Untersuchungen an passiven Kontinentalrändern die kombinierte Anwendung von steilwinkel- und weitwinkelseismischen Methoden. Die hier durchgeführten Untersuchungen haben weiterhin gezeigt, daß gerade die an vulkanischen Kontinentalrändern zu erwartenden starken lateralen Geschwindigkeitsvariationen mit Onshore/Offshore-Weitwinkelmessungen besonders gut abgebildet werden können. Die Kombination von seismisch gewonnenen Krustenschnitten und flächenhaften magnetischen und gravimetrischen Datensätzen könnten auf der Basis weiterer Modellrechnungen für eine Kartierung magmatischer Komplexe entlang von passiven Rändern genutzt werden. Übergangszonen zwischen vulkanischen und nicht-vulkanischen Rändern wie z.B. nördlich und südlich des Walfischrückens sowie exakt konjugierte Krustenstrukturen scheinen in der Zukunft für das Verständnis der Prozesse beim Aufbrechen von Kontinenten von besonderem Interesse.

Im Bereich der subvulkanischen Ringkomplexe konnten durch weniger häufig verwendete bzw. hier erstmalig vorgeschlagene Bearbeitungs- bzw. Interpretationsansätze detaillierte strukturelle und stoffliche Abbilder der magmatisch überprägten kontinentalen Kruste abgeleitet werden. Die gemeinsame Auswertung verschiedener, aus der Steilwinkelseismik abgeleiteter Signalattribute ergibt eine starke und besonders feinskalige Heterogenität innerhalb des Messum-Intrusivstockes. Anomal hohe Signalfrequenzen, die hier aus Momentanfrequenzen in gestapelten Daten geschlossen werden, könnten auf eine ehemalige Magmenkammer in 10 bis 15 km Tiefe hindeuten. Weiterhin wird durch die gemeinsame Auswertung von tomographisch bestimmten *P*- und *S*-Geschwindigkeiten sowie durch die Rückabbildung zuvor definierter Geschwindigkeitscluster eine Kartierung lithologisch-petrophysikalischer Einheiten im oberflächennahen Bereich innerhalb sowie in der Umgebung der Messum-Intrusion ermöglicht. Dabei zeigt sich, daß der Komplex eine wahrscheinlich vorwiegend syenitische Zusammensetzung aufweist, die wiederum auf eine starke Differentiation des primär als Gabbro intrudierten Materials hinweisen könnte. Eine Weiterführung dieser methodisch motivierten Untersuchungen könnte auch in anderen Umgebungen (z.B. im Bereich der SDR oder in einem weiteren Sinne an der Kontinent-Ozean-Grenze) eine differenziertere geophysikalische Abbildung von Untergrundstrukturen erster Ordnung ermöglichen.

## Literaturverzeichnis

- Alsdorf, D., A simple method for migrating narrow aperture, noisy seismic reflection data and application to Project INDEPTH (International Deep Profiling of Tibet and the Himalaya) deep seismic profiles, *J. Geophys. Res.*, *102*, 17,807–17,811, 1997.
- Arndt, N. T., & U. Christensen, The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism; thermal and geochemical constraints, *J. Geophys. Res.*, *97*, 10,967–10,981, 1992.
- Austin, J. A., & E. Uchupi, Continental-oceanic crustal transition off Southwest Africa, *AAPG Bull.*, *64*, 501–526, 1982.
- Baier, B., H. Berckhemer, D. Gajewski, R. W. Green, C. Grimsel, C. Prodehl, & R. Vees, Deep seismic sounding in the area of the Damara Orogen, Namibia, south west Africa, in *Intracontinental Fold Belts*, edited by H. Martin & F. Eder, pp. 885–900, Springer-Verlag, New York, 1983.
- Bauer, K., S. Neben, B. Schreckenberger, R. Emmermann, K. Hinz, N. Fechner, K. Gohl, A. Schulze, R. B. Trumbull, & K. Weber, Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies, *J. Geophys. Res.*, *105*, 25,829–25,853, 2000.
- Becker, K., et al., Site 504; Costa Rica Rift, *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, *111*, 35–251, 1988.
- Bolli, H. M., et al., Cape Basin continental rise; Sites 360 and 361, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, *40*, 29–182, 1978.
- Brown, R. W., D. J. Rust, M. A. Summerfield, A. J. W. Gleadow, & M. C. J. DeWit, An early Cretaceous phase of accelerated erosion on the south-western margin of Africa: Evidence from apatite fission track analysis and the offshore sedimentary record, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, *17*, 339–350, 1990.
- Buttkus, B., *Spektralanalyse und Filtertheorie*, Springer-Verlag, 1991.

- Canales, J. P., R. S. Detrick, J. Lin, & J. A. Collins, Crustal and upper mantle seismic structure beneath the rift mountains and across a nontransform offset at the Mid-Atlantic Ridge (35°N), *J. Geophys. Res.*, *105*, 2699–2719, 2000.
- Christensen, N. I., Poisson's ratio in crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, *101*, 3139–3156, 1996.
- Christensen, N. I., & W. D. Mooney, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A Global Review, *J. Geophys. Res.*, *100*, 9761–9788, 1995.
- Dahm, T., On the shape and velocity of fluid-filled fractures in the Earth, *Geophys. J. Int.*, *142*, 2000.
- Detrick, R., J. Collins, R. Stephen, & S. Swift, In situ evidence for the nature of the seismic layer 2/3 boundary in the oceanic crust, *Nature*, *370*, 288–290, 1994.
- Dickmann, T., & E. Flüh, Ein zweidimensionaler datenadaptiver Polarisationsfilter für seismische 3-Komponenten-Daten, *DGG-Mittlg.*, *3*, 10–19, 1994.
- Diebold, J. B., & P. L. Stoffa, The travelttime equation, tau-p mapping, and inversion of complex midpoint data, *Geophysics*, *46*, 238–254, 1981.
- Dobrin, M. B., & C. H. Savit, *Introduction to Geophysical Prospecting*, McGraw-Hill, New York, 1988.
- Duncan, R. A., P. R. Hooper, J. Rehacek, J. S. Marsh, & A. R. Duncan, The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana, *J. Geophys. Res.*, *102*, 18,127–18,138, 1997.
- Eberhardt-Phillips, D., & M. Reyners, Continental subduction and three-dimensional crustal structure: The northern South Island, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, *102*, 11,848–11,861, 1997.
- Eberle, D., D. G. Hutchins, R. J. Rebbeck, & I. Somerton, Compilation of the Namibian airborne magnetic surveys: Procedures, problems and results, *J. Afr. Earth Sci.*, *22*, 191–205, 1996.
- Eldholm, O., J. Skogseid, S. Planke, & T. P. Gladzenko, Volcanic margin concepts, in *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, edited by E. Banda, M. Talwani, & M. Torne, pp. 1–16, NATO/ARW Series, 1995.
- Eldholm, O., et al., Summary and preliminary conclusions, ODP Leg 104, *Proc. Ocean Drill. Program, Initial Rep.*, *104*, 751–771, 1987.

- Emmerich, H., J. Zwieliich, & G. Müller, Migration of synthetic seismograms for crustal structures with random heterogeneities, *Geophys. J. Int.*, *113*, 225–238, 1993.
- Erlank, A. J., J. S. Marsh, A. R. Duncan, R. M. Miller, C. J. Hawkesworth, P. J. Betton, & D. C. Rex, Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia, *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, *13*, 195–245, 1984.
- Evans, J., D. Eberhardt-Phillips, & C. Thurber, User's manual for SIMULPS12 for imaging Vp and Vp/Vs: A derivative of the 'Thurber' tomographic inversion SIMUL3 for local earthquakes and explosions, *U.S. Geol. Surv., Open File Rep. 431*, 1994.
- Ewart, A., S. C. Milner, R. A. Armstrong, & A. R. Duncan, Etendeka volcanism of the Goboboseb mountains and Messum igneous complex, Namibia. Part 1: geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan Plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CBF, *J. Petrol.*, *39*, 191–225, 1998.
- Fertig, J., Shear waves generated by an explosive point-source: The earth surface as a generator of converted P-S waves, *Geophysical Prospecting*, *31*, 1–17, 1984.
- Fertig, J., & P. Krajewski, Acquisition and processing of pure and converted shear waves generated by compressional wave sources, *Surveys in Geophysics*, *10*, 103–132, 1989.
- Fox, P. J., E. Schreiber, & J. I. Peterson, The Geology of the Oceanic Crust; Compressional Wave Velocities of Oceanic Rocks, *J. Geophys. Res.*, *78*, 5155–5172, 1973.
- Gallagher, K., & R. Brown, The onshore record of passive margin evolution, *J. Geol. Soc. London*, *154*, 451–457, 1997.
- Gerrard, I., & G. C. Smith, Post Palaeozoic succession and structure of the south-western African continental margin, in *Studies in Continental Margin Geology*, edited by J. Watkins & C. Drake, *AAPG Mem.*, *34*, 49–74, pp. 49–74, 1982.
- Ginzburg, A., R. B. Whitmarsh, D. G. Roberts, L. Montadert, A. Camus, & F. Avedik, The deep seismic structure of the northern continental margin of the Bay of Biscay, *Annales Geophysicae*, *3*, 499–510, 1985.
- Gladchenko, T. P., K. Hinz, O. Eldholm, H. Meyer, S. Neben, & J. Skogseid, South Atlantic volcanic margins, *J. Geol. Soc. London*, *154*, 465–470, 1997.
- Gladchenko, T. P., J. Skogseid, & O. Eldholm, Namibia volcanic margin, *Mar. Geophys. Res.*, *20*, 313–341, 1998.

- Graeber, F. M., & G. Asch, Three-dimensional models of  $P$  wave velocity and  $P$ -to- $S$  velocity ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data, *J. Geophys. Res.*, *104*, 20,237–20,256, 1999.
- Green, R. W. E., Seismic refraction observations in the Damara Orogen and flanking craton and their bearing on deep seated processes in the orogen, in *The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia*, edited by R. M. Miller, *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, *11*, 355–367, pp. 355–367, 1983.
- Haberland, C., Die Verteilung der Absorption seismischer Wellen in den westlichen Zentralen Anden, *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe B, Band 35*, 1999.
- Hill, R., Elastic properties of reinforced solids: Some theoretical principles, *J. Mech. Phys. Solids*, *11*, 357–372, 1963.
- Hinz, K., A hypothesis on terrestrial catastrophes: Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive margins - Their origin and paleoenvironmental significance, *Geol. Jahrb.*, *E22*, 3–28, 1981.
- Hinz, K., S. Neben, B. Schreckenberger, H. A. Roeser, M. Block, K. Goncalves de Souza, & H. Meyer, The Argentine Continental Margin north of 48°S: Sedimentary successions, volcanic activity during breakup, *Mar. Petrol. Geol.*, *16*, 1–25, 1999.
- Holbrook, W. S., D. Gajewski, A. Krammer, & C. Prodehl, An interpretation of wide-angle compressional and shear wave data in southwest Germany; Poisson's ratio and petrological implications, *J. Geophys. Res.*, *93*, 12,081–12,106, 1988.
- Holbrook, W. S., W. D. Mooney, & N. I. Christensen, The seismic velocity structure of the deep continental crust, in *Continental Lower Crust*, edited by D. M. Fountain, R. Arculus, & R. W. Kay, *Developments in Geotectonics*, *23*, 257–270, pp. 257–270, 1992.
- Holbrook, W. S., G. M. Purdy, R. E. Sheridan, L. Glover III, M. Talwani, J. Ewing, & D. Hutchinson, Seismic structure of the U.S. Mid-Atlantic continental margin, *J. Geophys. Res.*, *99*, 17,871–17,891, 1994a.
- Holbrook, W. S., E. C. Reiter, G. M. Purdy, D. Sawyer, P. L. Stoffa, J. A. Austin Jr., J. Oh, & J. Makris, Deep structure of the U.S. Atlantic continental margin, offshore South Carolina, from coincident ocean bottom and multichannel seismic data, *J. Geophys. Res.*, *99*, 9155–9178, 1994b.

- Holliger, K., & E. Kissling, Ray theoretical depth migration: Methodology and application to deep seismic reflection data across the eastern and southern Swiss Alps, *Eclogae geol. Helv.*, *84*, 369–402, 1991.
- Holliger, K., & A. Levander, Lower crustal reflectivity modeled by rheological controls on mafic intrusions, *Geology*, *22*, 367–370, 1994.
- Horsefield, S. J., R. B. Withmarsh, R. S. White, & J. S. Sibuet, Crustal structure of the Goban Spur rifted continental margin, NE Atlantic, *Geophys. J. Int.*, *119*, 1–19, 1994.
- Hubral, P., Time migration - some ray theoretical aspects, *Geoph. Prosp.*, *25*, 738–745, 1977.
- IAGA Division V, Working Group 8, International geomagnetic reference field, 1995 revision, *Geophys. J. Int.*, *125*, 318–321, 1996.
- Kern, H., S. Gao, Z. Jin, T. Popp, & S. Jin, Petrophysical studies on rocks from the Dabie ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic belt, central China; implications for the composition and delamination of the lower crust, *Tectonophysics*, *301*, 191–216, 1999.
- Korn, H., & H. Martin, The Messum igneous complex in south west Africa, *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, *57*, 83–124, 1954.
- Krawczyk, C. M., Detachment tectonics during continental rifting off the West Iberia margin: Seismic reflection and drilling constraints, *Geomar Report*, *37*, Kiel, 1995.
- Kummerow, J., Laufzeitinversion zweier seismischer Profile in Nordchile, *Diplomarbeit, Freie Universität Berlin*, 1998.
- Lafond, C. C., & A. Levander, Migration of wide-aperture onshore-offshore seismic data, central California: Seismic images of late stage subduction, *J. Geophys. Res.*, *100*, 22,231–22,243, 1995.
- Larsen, H. C., et al., Summary and principal results, *Proc. Ocean Drill. Program, Initial Rep.*, *152*, 279–292, 1994.
- Larson, R. L., & J. W. Ladd, Evidence for the opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous, *Nature*, *246*, 209–212, 1973.
- Le Gall, B., Evidence of an imbricate crustal thrust belt in southern British Variscides: Contributions of Southwestern Approaches Traverse (SWAT) deep seismic reflection profiling recorded through the English Channel and the Celtic Sea, *Tectonics*, *9*, 1–30, 1990.

- Le Pichon, X., & F. Barbier, Passive margin formation by low angle faulting within the upper crust: the northern Bay of Biscay margin, *Tectonics*, *6*, 133–150, 1987.
- Le Pichon, X., & J.-C. Sibuet, Passive Margins: A Model of Formation, *J. Geophys. Res.*, *86*, 3708–3720, 1981.
- Levander, A., & K. Holliger, Small-Scale Heterogeneity and Large-Scale Velocity Structure of the Continental Crust, *J. Geophys. Res.*, *97*, 8797–8804, 1992.
- Light, M. P. R., M. P. Maslanyi, & N. L. Banks, New geophysical evidence for extensional tectonics on the divergent margin offshore Namibia, in *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, edited by B. C. Storey, T. Alabaster, & R. J. Pankhurst, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *68*, 257–270, pp. 257–270, 1992.
- Light, M. P. R., M. P. Maslanyi, R. J. Greenwood, & N. L. Banks, Seismic sequence stratigraphy and tectonics offshore Namibia, in *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*, edited by G. Williams & A. Dobb, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *71*, 163–191, pp. 163–191, 1993.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, & C. L. Drake, Seismic refraction, in *The Sea, vol. 4, part 1*, edited by A. E. Maxwell, pp. 53–84, Wiley-Interscience, New York, 1970.
- Lutter, W. J., G. S. Fuis, C. H. Thurber, & J. Murphy, Tomographic images of the upper crust from the Los Angeles basin to the Mojave Desert, California: Results from the Los Angeles Region Seismic Experiment, *J. Geophys. Res.*, *104*, 25,543–25,565, 1999.
- Marquis, G., A. G. Jones, & R. D. Hyndman, Coincident conductive and reflective middle and lower crust in southern British Columbia, *Geophys. J. Int.*, *120*, 111–131, 1995.
- Martin, H., M. Mathias, & E. S. W. Simpson, The Damaraland sub-volcanic ring complexes in south west Africa, *Rep. Int. Geol. Congr. XXI Sess.*, *13*, 156–174, 1960.
- McKenzie, D. P., Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *40*, 25–32, 1978.
- McMechan, G. A., & G. S. Fuis, Ray Equation Migration of Wide-Angle Reflections From Southern Alaska, *J. Geophys. Res.*, *92*, 407–420, 1987.
- Meissner, R., & L. Brown, Seismic reflections from the Earth's crust: Comparative studies of tectonic patterns, *Geophys. J. Int.*, *105*, 1–2, 1991.
- Meissner, R., D. Snyder, N. Balling, & E. Staroste, eds., *The BABEL Project - First Status Report*, Commission of the European Communities, Directorate-General XII Science, Research and Development, Brussels, 1992.



- Menke, W., *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Orlando, 1989.
- Meyer, H., Marine geophysical studies in the Angola Basin an onshore/offshore Namibia with M.V. AKADEMIK NEMCHINOV, 19. November 1995 - 28. December 1995, Operational report, *BGR Report 117.144*, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1998.
- Milkereit, B., Decomposition and inversion of seismic data; an instantaneous slowness approach, *Geophysical Prospecting*, 35, 875–894, 1987.
- Miller, R. M., *The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia*, *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 11, 1983.
- Milner, S. C., *Geological map of Namibia, sheet 2114, Omaruru, scale 1:250000*, Minist. of Mines and Energy, Geol. Surv. of Namibia and Geol. Surv. of Finl., Windhoek, Namibia, 1997.
- Milner, S. C., & A. P. LeReox, Isotope characteristics of the Okenyanya igneous complex, northwestern Namibia: Constraints on the composition of the early Tristan Plume and the origin of the EM1 mantle component, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 141, 277–291, 1996.
- Milner, S. C., A. P. LeReox, & M. O'Connor, Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia, and their relationship to continental breakup, *J. Geol. Soc. London*, 152, 97–104, 1995.
- Mooney, W. D., & T. M. Brocher, Coincident Seismic Reflection/Refraction Studies of the Continental Lithosphere: A Global Review, *Rev. Geophys.*, 25, 723–742, 1987.
- Mooney, W. D., & R. Meissner, Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho, in *Continental Lower Crust*, edited by D. M. Fountain, R. Arculus, & R. W. Kay, *Developments in Geotectonics*, 23, 257–270, pp. 257–270, 1992.
- Morgan, J. V., P. J. Barton, & R. S. White, The Hatton Bank continental margin - III. Structure from wide-angle OBS and multichannel seismic refraction profiles, *Geophys. J. Int.*, 98, 367–384, 1989.
- Mutter, J. C., W. R. Buck, & C. M. Zehnder, Convective partial melting, 1, a model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading, *J. Geophys. Res.*, 93, 1031–1048, 1988.

- Nürnberg, D., & R. Müller, The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present, *Tectonophysics*, 191, 27–53, 1991.
- O'Connor, J. M., & R. A. Duncan, Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes, *J. Geophys. Res.*, 95, 17,475–17,502, 1990.
- Patzwahl, R., Plattengeometrie und Krustenstruktur am Kontinentalrand Nord-Chiles aus weitwinkelseismischen Messungen, *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe B, Band 30*, 1998.
- Peate, D. W., The Paraná-Etendeka Province, in *Large Igneous Provinces, Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 100, edited by J. Mahoney & M. Coffin, pp. 217–246, 1997.
- Pilant, W. L., *Elastic waves in the Earth*, Elsevier, Amsterdam, 1979.
- Planke, S., E. Alvestad, & O. Eldholm, Seismic characteristics of basaltic extrusive and intrusive rocks, *Leading Edge*, 18, 342–348, 1999.
- Podvin, P., & I. Lecomte, Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: A massively parallel approach and its associated tools, *Geophys. J. Int.*, 105, 271–284, 1991.
- Porada, H., The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Braziliano cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision, *Tectonophysics*, 57, 237–265, 1979.
- Porada, H., Pan-African rifting and orogenesis in southern equatorial Africa and eastern Brazil, *Precambrian Res.*, 44, 103–136, 1989.
- Porada, H., H. Ahrendt, H.-J. Behr, & K. Weber, The Join of the Coastal and Intracontinental Branches of the Damara Orogen, Namibia, South West Africa, in *Intracontinental Fold Belts*, edited by H. Martin & F. Eder, Springer-Verlag, 1983.
- Prins, P., The geochemical evolution of the alkaline and carbonite complexes of the Damara Igneous Province, South West Africa, *Annal. Univ. Stellenbosch, Serie A1*, 3, 145–278, 1981.
- Rabinowitz, P. D., & J. LaBrecque, The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of Its Continental Margins, *J. Geophys. Res.*, 84, 5973–6002, 1979.
- Reichert, C., N. Fechner, K. Gohl, G. Hildebrand, C. Kopsch, & F. O. Nitsche, Seismic wide-angle/refraction studies off Namibia and in the Angola Basin, BGR/AWI Cruise

- M.V. POLAR QUEEN 1995, 04.12.1995-04.1.1996, *BGR Report 114.990, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1996.*
- Ristow, D., 2D- und 3D-Imaging Verfahren, *Tagungsband zum 15. DGMK-Mintrop-Seminar, Kassel, 1995.*
- Roberts, D. G., et al., Site 555, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 81, 277–399, 1984.
- Rühl, T., & E. Lüschen, Inversion of first break travelttime data of seismic reflection profiles, paper presented at *EAGE, 51st meeting*, 1989.
- Ryberg, T., M. Tittgemeyer, & F. Wenzel, Finite difference modelling of *P*-wave scattering in the upper mantle, *Geophys. J. Int.*, 141, 787–801, 2000.
- Sadowiak, P., T. Wever, & R. Meissner, Deep seismic reflectivity patterns in specific tectonic units of Western and Central Europe, *Geophys. J. Int.*, 105, 45–54, 1991.
- Salisbury, M., & N. I. Christensen, The seismic velocity structure of a traverse through the Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland, an exposure of oceanic crust and upper mantle, *J. Geophys. Res., A, Space Physics*, 83, 805–817, 1978.
- Sandmeier, K.-J., Untersuchung der Ausbreitungseigenschaften seismischer Wellen in geschichteten und streuenden Medien, *Dissertation, Universität Karlsruhe*, 1990.
- Sandwell, D. T., & W. H. F. Smith, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, 102, 10,039–10,054, 1997.
- Saunders, A. D., J. G. Fitton, A. C. Kerr, M. J. Norr, & R. W. Kent, The North Atlantic Igneous Province, in *Large Igneous Provinces, Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 100, edited by J. Mahoney & M. Coffin, pp. 45–94, 1997.
- Schalkoff, R. J., *Pattern Recognition: Statistical, Structural and Neural Approach*, John Wiley & Sons, 1992.
- Schmidt, T., Seismisches Abbilden durch 2-D-Isochronen-Migration von Weitwinkeldaten am Beispiel des DEKORP4-Profiles, *Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München*, 1991.
- Schön, J. H., *Petrophysik. Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1983.
- Schön, J. H., *Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics*, vol. 18, Handbook of Geophysical Exploration. Seismic Exploration, 1996.

- Schreckenberger, B., Magnetische Anomalien über seewärts einfallenden seismischen Reflektorfolgen - eine vergleichende Untersuchung verschiedener Vorkommen im Atlantik, *Dissertation, Universität Frankfurt*, 1997.
- Schulze, A., K. Bauer, & K. Weber, Bericht über die seismischen Messungen im Projekt Namibia (Landteil), *GFZ Report, GeoForschungsZentrum Potsdam*, 1996.
- Sheriff, R. E., *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK., 1991.
- Sibuet, J.-C., W. W. Hay, A. Prunier, A. Montadert, K. Hinz, & J. Fritsch, The eastern Walvis Ridge and adjacent basins (South Atlantic): Morphology, stratigraphy, and structural evolution in light of the results of Legs 40 and 75, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 75, 483–508, 1984.
- Sleep, N. H., & K. Fuyita, *Principles of Geophysics*, Blackwell Sci., Malden, Mass., 1997.
- Sobolev, S. V., N. Laube, K. Bauer, A. Schulze, & R. Trumbull, Signature of a mantle plume in the seismic velocity structure of the Namibian continental margin, paper presented at *IAVCEI International Volcanological Congress, Cape Town, South Africa, July 11-16*, 1998.
- Spudich, P., & J. Orcutt, A New Look at the Seismic Velocity Structure of the Oceanic Crust, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 627–645, 1980.
- Stewart, J., A. B. Watts, & J. G. Bagguley, Three-dimensional subsidence analysis and gravity modelling of the continental margin offshore Namibia, *Geophys. J. Int.*, 141, 724–746, 2000.
- Stolt, R. H., Migration by Fourier transform, *Geophysics*, 43, 23–48, 1978.
- Talwani, M., & V. Abreu, Inferences Regarding Initiation of Oceanic Crust Formation From the U.S. East Coast Margin and Conjugate South Atlantic Margins, in *Atlantic Rifts and Continental Margins, Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 115, edited by M. Talwani, pp. 211–232, 1999.
- Talwani, M., J. L. Worzel, & M. Landisman, Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.*, 64, 49–59, 1959.
- Talwani, M., J. Ewing, R. E. Sheridan, W. S. Holbrook, & L. Glover III, The EDGE experiment and the US Coast Magnetic anomaly, in *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, edited by E. Banda, M. Talwani, & M. Torne, pp. 155–181, NATO/ARW Series, 1995.

- Taner, M. T., F. Koehler, & R. E. Sheriff, Complex trace analysis, *Geophysics*, *44*, 1041–1063, 1979.
- Thurber, C. H., Earthquake Locations and Three-Dimensional Crustal Structure in the Coyote Lake Area, Central California, *J. Geophys. Res.*, *88*, 8226–8236, 1983.
- Tittgemeyer, M., F. Wenzel, T. Ryberg, & K. Fuchs, Scales of Heterogeneities in the Continental Crust and Upper Mantle, *Pure and Applied Geophysics*, *156*, 29–52, 1999.
- Toomey, D. R., & G. Foulger, Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland, *J. Geophys. Res.*, *94*, 17,497–17,510, 1989.
- Toomey, D. R., S. C. Solomon, & G. M. Purdy, Tomographic imaging of the shallow crustal structure of the East Pacific Rise at 9°30'N, *J. Geophys. Res.*, *99*, 24,135–24,157, 1999.
- Trumbull, R. B., H. Gerstenberger, A. Schmitt, B. Mingram, B. Buehn, & R. Emmermann, Mesozoic igneous complexes in Namibia: Crust-mantle interaction on a rifted continental margin, *Terra Nova*, *9*, 459, 1997.
- Trumbull, R. B., R. Emmermann, B. Buehn, H. Gerstenberger, B. Mingram, A. Schmitt, & F. Volker, Insights on the genesis of the Cretaceous Damaraland igneous complexes in Namibia from a Nd- and Sr- isotopic perspective, *Henno Martin Special Issue, Communications of the Geological Survey of Namibia*, in press, 2000.
- Turner, S., C. Hawkesworth, K. Gallagher, K. Stewart, D. Peate, & M. Mantovani, Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: Assessment of a conductive heating model and application to the Paraná, *J. Geophys. Res.*, *101*, 11,503–11,518, 1996.
- Um, J., & C. H. Thurber, A Fast Algorithm For Two-Point Seismic Ray-Tracing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *77*, 972–986, 1987.
- van Hinte, J. E., A Jurassic time scale, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, *60*, 489–497, 1976.
- Vidale, J., Finite-difference calculation of travel times, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *78*, 2062–2076, 1988.
- Voigt, W., *Lehrbuch der Kristallphysik*, Teubner, Leipzig, 1928.
- Warner, M., Basalts, water or shear zones in the lower continental crust?, in *Seismic Probing of Continents and their Margins*, edited by J. H. Leven, D. M. Finlayson, C. Wright, J. C. Dooley, & B. L. N. Kennett, *Tectonophysics*, *173*, 163–174, 1990.

- Watts, A. B., & J. D. Fairhead, A process-oriented approach to modeling the gravity signature of continental margins, *Leading Edge*, *17*, 258–263, 1999.
- Wenzel, F., Synthetische Seismogramme für 2-D-Medien. Anhang: Geschwindigkeitsfilterung seismischer Weitwinkeldaten, *Dissertation, Universität Karlsruhe*, 1985.
- Wernicke, B., Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Canadian Journal of Earth Science*, *22*, 108–125, 1985.
- White, D. J., B. Milkereit, M. H. Salisbury, & J. A. Percival, Crystalline Lithology Across the Kapuskasing Uplift Determined Using in Situ Poisson's Ratio From Seismic Tomography, *J. Geophys. Res.*, *97*, 19,993–20,006, 1992.
- White, R. S., Magmatism during and after continental break-up, in *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, edited by B. C. Storey, T. Alabaster, & R. J. Pankhurst, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *68*, 1–16, pp. 1–16, 1992.
- White, R. S., & D. P. McKenzie, Magmatism at rift zones: The generation of volcanic margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, *94*, 7685–7729, 1989.
- White, R. S., G. D. Spence, S. R. Fowler, D. P. McKenzie, G. K. Westbrook, & A. N. Bowen, Magmatism at rifted continental margins, *Nature*, *330*, 439–444, 1987.
- Whitmarsh, R. B., Seismic refraction studies of the upper igneous crust in the North Atlantic and porosity estimates for Layer 2, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *37*, 451–464, 1978.
- Whitmarsh, R. B., R. S. White, S. J. Horsefield, J. C. Sibuet, M. Recq, & V. Louvel, The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia; crustal structure west of Galicia Bank, *J. Geophys. Res.*, *101*, 28,291–28,314, 1996.
- Yilmaz, O., *Seismic data processing*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK., 1987.
- Zelt, B. C., M. Talwani, & C. A. Zelt, Prestack depth migration of dense wide-angle seismic data, *Tectonophysics*, *286*, 193–208, 1998.
- Zelt, C. A., Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data, *Geophys. J. Int.*, *139*, 183–204, 1999.
- Zelt, C. A., & R. M. Ellis, Practical and efficient ray-tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modelling, *Can. J. Explor. Geophys.*, *24*, 16–31, 1988.

Zelt, C. A., & R. B. Smith, Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, 108, 16–34, 1992.

# Abbildungsverzeichnis

1.1	Seismische Strukturierung typischer vulkanischer und nicht-vulkanischer Kontinentalränder im Nordatlantik . . . . .	3
2.1	Verteilung von magmatischen Komplexen im Südatlantik . . . . .	8
2.2	Die panafrikanischen orogenen Systeme und ihre Fortsetzung in Südamerika	9
2.3	Karte mit COB aus früheren Arbeiten sowie geologische Einheiten des Damara-Orogens an Land . . . . .	11
2.4	Interpretationen reflexionsseismischer Daten in älteren Arbeiten . . . . .	13
3.1	Meßgeometrie während des MAMBA-Experiments und geologische Einheiten	16
3.2	Lage des SIMBA-Profiles und Magnetanomalien . . . . .	18
4.1	Automatisiertes Line-Drawing und strahlentheoretische Migration . . . . .	28
4.2	Festlegung der maximalen Neigung bei der Semblance-Analyse . . . . .	30
4.3	Migration eines Reflexionssegmentes . . . . .	31
4.4	CMP-Bearbeitung der Weitwinkeldaten: Geometrie Transect 1 . . . . .	34
4.5	Ozeanboden-Basement: <i>P</i> -Geschwindigkeitsmodelle Transect 1 und 2 . . . . .	36
4.6	Ozeanboden-Basement: Line-Drawings und <i>P</i> -Geschwindigkeitsmodelle . . . . .	37
4.7	Ozeanboden-Basement: Modellierungsbeispiel Transect 1/OBH 2 . . . . .	38
4.8	Ozeanboden-Basement: Reflexionsdaten und Geschwindigkeiten, Beispiele Transect 2 . . . . .	39
4.9	Krustenstruktur: <i>P</i> -Geschwindigkeitsmodelle Transect 1 und 2 . . . . .	42
4.10	Krustenstruktur: Strahlwege und Laufzeitanpassung Transect 1 . . . . .	43
4.11	Krustenstruktur: Modellierungsbeispiel Transect 1/OBH 2 . . . . .	44
4.12	Krustenstruktur: Modellierungsbeispiel Transect 1/Landstation 9 . . . . .	45



4.13	Krustenstruktur: Strahlwege und Laufzeitanpassung Transect 2 . . . . .	47
4.14	Krustenstruktur: Modellierungsbeispiel Transect 2/OBH 3 . . . . .	48
4.15	Krustenstruktur: Modellierungsbeispiel Transect 2/Landstation 4 . . . . .	49
4.16	Krustale Reflektivität im Bereich der Intrusivkomplexe Cape Cross und Messum . . . . .	51
4.17	Abbildung der Kohärenzlängen im Bereich des Messum-Komplexes . . . . .	52
4.18	Abbildung der Reflexionsstärke im Bereich des Messum-Komplexes . . . . .	53
4.19	Abbildung der Momentanfrequenzen im Bereich des Messum-Komplexes . . . . .	54
4.20	Stapelung von Weitwinkeldaten im Bereich des Cape Cross-Komplexes . . . . .	55
4.21	Tomographie: Datenbeispiel für Schuß außerhalb des Messum-Kraters . . . . .	59
4.22	Tomographie: Datenbeispiel für Schuß im Messum-Krater . . . . .	60
4.23	Festlegung des Dämpfungsparameters bei der $P$ - und $S$ -Inversion . . . . .	64
4.24	Checkerboard-Test für das $P$ -Geschwindigkeitsmodell . . . . .	66
4.25	Checkerboard-Test für das $S$ -Geschwindigkeitsmodell . . . . .	67
4.26	Verteilung der Laufzeitfehler bei der Generierung synthetischer Daten . . . . .	68
4.27	$P$ - und $S$ -Geschwindigkeitstomographie entlang des SIMBA-Profiles . . . . .	69
4.28	Clusteranalyse der $P$ -Geschwindigkeiten und Poisson-Verhältnisse . . . . .	71
4.29	Entwicklung der Cluster im Verlauf der Inversion . . . . .	72
4.30	Freiluft-Schwereanomalien vor Südwestafrika . . . . .	76
4.31	Profilbeispiele aus Abb. 4.30 . . . . .	77
4.32	Detail aus Abb. 4.30 . . . . .	78
4.33	Verwendete Relation zwischen $P$ -Geschwindigkeit und Dichte . . . . .	80
4.34	Modellbeschreibung für die gravimetrischen Vorwärtsberechnungen . . . . .	82
4.35	Dichtemodell Transect 1 . . . . .	84
5.1	Generalisierte Darstellung des Kontinent-Ozean-Überganges für Transect 2 . . . . .	87
5.2	Verteilung von Vulkaniten am Ozean-Kontinent-Übergang . . . . .	96
5.3	Relevante geophysikalische Merkmale am Ozean-Kontinent-Übergang . . . . .	98
5.4	Interpretation der Ergebnisse aus der Tomographie . . . . .	105

# Danksagung

Bei Prof. Michael Weber möchte ich mich für die Betreuung der Arbeit, das entgegengebrachte Interesse und hilfreiche Anregungen bedanken.

Prof. Bernd Milkereit und Prof. Frank Scherbaum danke ich für die Übernahme des Koreferats.

An der Bewilligung der seismischen Projekte und der letzten Endes reibungslosen Durchführung der Messungen hatte Albrecht Schulze einen wesentlichen Anteil. Ebenso gab Bob Trumbull als Koordinator des Namibia-Projektes am GFZ in vielen Situationen wertvolle Hilfestellung. Dafür meinen herzlichen Dank.

Mein besonderer Dank gilt allen Teilnehmern der beiden Meßkampagnen, die durch ihre Einsatzbereitschaft diese Arbeit erst möglich gemacht haben. Die Landmessungen während des MAMBA-Experimentes wurden vom Geological Survey of Namibia, das German Mineral Prospecting Promotion Project, die Universität Göttingen und die Universität Frankfurt unterstützt. Neben seiner Beteiligung als Mittragsteller der Projekte möchte ich mich besonders bei Prof. Klaus Weber für die enthusiastische Unterstützung bei vielen logistischen Problemen herzlich bedanken.

Die Arbeitsgruppen für marine Geophysik an der BGR und am AWI führten die seeseismischen Messungen durch und stellten bereitwillig Informationen und Daten zur Verfügung. Hierfür möchte ich mich insbesondere bei Dr. Sönke Neben, Dr. Notker Fechner, Prof. Karl Hinz und Dr. Bernd Schreckenberger bedanken.

Bei allen derzeitigen und ehemaligen Mitstreitern des PB 2.2 möchte ich mich für die freundliche und freundschaftliche Atmosphäre bedanken. Unterstützung bei der Bearbeitung der Daten fand ich vor allem durch Trond Ryberg. Bei Christian Haberland bedanke ich mich für die Hilfestellungen und die zur Verfügung gestellten Programme bei der Verwendung von SIMULPS12. Allen anderen, nicht namentlich genannten sei für vielerlei Unterstützung gedankt.

Für hilfreiche Hinweise und das sorgfältige Korrekturlesen des Manuskriptes danke ich besonders Elke Bauer und Albrecht Schulze.