

Tiefenseismische Untersuchung der Lithosphäre in der
südöstlichen Nordsee

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von
Urte Domaschk

Kiel
1999

Referent: Prof. Dr. T. J. Reston
Korreferent: Prof. Dr. W. Rabbel
Tag der mündlichen Prüfung: 02.02.2000

Zum Druck genehmigt: Kiel, den 09.02.2000
Der Dekan
gez. H. König

Inhaltsverzeichnis

1 Zusammenfassung	1
1 Abstract	3
2 Einleitung	5
2.1 Das MONA LISA-Projekt	5
2.2 Das GEOMAR-OBH	6
3 Tektonische Geschichte des Untersuchungsgebiets	9
3.1 Zeitliche Entwicklung der Nordsee	9
3.2 Wichtige tektonische Einheiten	14
3.2.1 Kaledoniden	14
3.2.2 Tornquist-Zone, Kaledonische Deformationsfront, Transeuropäische Verwerfung und Elbe-Lineament	16
3.2.3 Norwegisch-Dänisches Becken und Norddeutsches Becken	17
3.2.4 Ringkøbing-Fyn-Hoch (RFH)	18
3.2.5 Horngraben und Zentralgraben	19
4 Bearbeitung der Reflexionsdaten	21
4.1 Akquisition und Bearbeitung der Reflexionsdaten	21
4.1.1 Datenbearbeitung der ersten Bearbeitungsphase	21
4.1.2 Datenbearbeitung der zweiten Bearbeitungsphase	25
5 Erkenntnisse aus den Reflexionsdaten	27
5.1 Profil 1	28
5.1.1 Sedimentstruktur	31
5.1.2 Kruste und Mantel	32
5.2 Profil 2	34
5.2.1 Sedimentstruktur	34
5.2.2 Kruste und Mantel	37

6 Akquisition und Bearbeitung der Weitwinkeldaten	39
6.1 Bandpaßfilterung	39
6.2 Dekonvolution	42
6.3 FK-Filterung der Wasserwelle	45
7 Modellierung und Laufzeitinversion	47
7.1 Raytracing und Laufzeitinversion	47
7.1.1 Profil 1	49
7.1.2 Profil 2	64
7.2 Amplitudenmodellierung mit der Reflectivity - Methode	81
7.2.1 OBH 12	81
7.2.2 OBH 16	83
7.2.3 OBH 23	84
7.2.4 CDF	85
7.3 Schwermodellierung	87
8 Geologisch-tektonische Interpretation und Diskussion der Ergebnisse	89
8.1 Sedimente	89
8.2 Kruste	91
8.3 Unterkrustenreflektivität	95
8.4 Vergleich der Reflexionsprofile NEC und Mona Lisa 2	100
8.5 Mantel	102
8.6 Vergleich mit den Modellen von Abramovitz et al.	106
9 Schlußbetrachtung und Ausblick	109
Literaturverzeichnis	113
Danksagung	125
Lebenslauf	126
Anhang	127

1 Zusammenfassung

Das Hauptziel des Mona Lisa-Projekts war es, bessere Einblicke in die tiefere Struktur der Kruste und des Mantels in der südöstlichen Nordsee zu gewinnen. Damit sollte die Fortsetzung der kaledonischen Deformationsfront (Caledonian deformation front, CDF) vom dänischen Festland in die Nordsee kartiert werden. Ferner sollten die Erkenntnisse über die Extensions- und Kompressionsprozesse in tiefer Kruste und oberem Mantel erweitert werden.

1993 wurden hierzu 1112 km reflexionsseismische Daten auf vier Profilen bis 26 s aufgezeichnet. Die Schüsse wurden an Land von Weitwinkelstationen registriert. Entlang dreier Profile wurden zwei Jahre später Ozeanbodenhydrophone an insgesamt 29 Positionen überschossen, um durch eine Weitwinkelmodellierung Informationen über die seismischen Geschwindigkeiten des tieferen Untergrunds zu erhalten. In der vorliegenden Arbeit wurden die zwei Nord-Süd-verlaufenden Profile 1 und 2 untersucht.

Die Reflexionsdaten haben eine gute Qualität und zeigen Reflektoren bis zu einer Aufzeichnungslänge von 24 s Tiefe. Reflexionen des kristallinen Grundgebirges konnten an mehreren Stellen auch im Norddeutschen Becken beobachtet werden. Eine Neubearbeitung der Reflexionsdaten brachte neue Erkenntnisse über die Extensionsgeschichte des Norddeutschen Beckens. Vermutlich karbonische Extensionsblockstrukturen konnten identifiziert werden. Eine zweite Extensionsphase im Rotliegenden konnte beobachtet werden. Die Kruste ist größtenteils seismisch transparent. Davon ausgenommen ist eine Zone hoher Reflektivität über der Moho in Profil 2, deren Oberkante als mehrfach überdeckter Reflektor in der Weitwinkelmodellierung erkannt wurde. Amplitudenmodellierungen favorisieren einen positiven Geschwindigkeitskontrast zwischen der Unterkruste und dieser Zone. Zwei fast parallele Bänder von Reflektoren konnten hier beobachtet werden. Es könnte sich entweder um ein Reststück ozeanischer Kruste der Tornquistsee, das nicht subduziert wurde, oder um eine mafische Intrusion in die Kruste handeln. Die Weitwinkeldaten zeigen an der von anderen Autoren veröffentlichten Position der CDF einen Übergang von höheren (6 - 6,3 km/s) Oberkrustengeschwindigkeiten für Baltica zu niedrigeren (5,7 - 6,1 km/s) in Avalonia. Einige schräg einfallende Reflexionen unterhalb des Zechsteins, die früher als die Position der CDF interpretiert wurden, konnten nicht in die tiefe Kruste verfolgt werden. Vielmehr reichen die Reflexionen nur in geringem Maß in das modellierte Grundgebirge hinein und werden hier eher als Oberkante von Extensionsblöcken des Horngrabens interpretiert. Das Fehlen einer scharfen Kollisionsfront legt nahe, daß die Kollision zwischen Baltica und Ava-

lonia nicht durch eine einfache Subduktion erklärbar ist. Stattdessen ist eine komplizierte tektonische Entwicklung anzunehmen mit starken *strike-slip*-Anteilen. Die Kollisionsstrukturen sind durch spätere Extensionsprozesse in der südöstlichen Nordsee stark überprägt worden.

Die weitwinkelmodellerte Krusten-Mantel-Grenze stimmt sehr gut mit den teilweise sehr scharfen Mohoreflexionen in den Reflexionsdaten überein. Unter dem Ringkøbing-Fyn-Hoch zeigt sich eine Zunahme der Mohotiefe auf 35 km, während sie unter dem Norddeutschen Becken auf 29 km ansteigt. Unter dem Horngraben erreicht sie eine Tiefe von 31 km. Bemerkenswert ist eine Aufwölbung auf 27,5 km unter Teilen des Westschleswigblocks nördlich eines nach Süden geneigten Unterkrustenreflektors auf Profil 1. Aus der Krustenmächtigkeit von gedehnter Kruste unter dem Becken und ungedehnter Kruste des RFH konnte ein Extensionsfaktor β von 1,6 - 1,7 für die Kruste unterhalb des Westschleswigblocks bestimmt werden.

Es sind zwei Arten von Mantelreflexionen zu beobachten. Auf beiden Profilen sind nach Süden geneigte Reflektoren zu erkennen. Auf dem östlichen Profil sieht man die Reflektoren nur tiefer als 17 s TWT, auf dem westlichen hauptsächlich oberhalb von 16 s TWT. Hierbei könnte es sich um Oberkanten von subduzierten Ozeanplatten oder um Scherzonen handeln. Auf Profil 1 zeichnen sich unterhalb des RFH bei 21 s TWT zwei nahezu senkrechte Reflexionen ab, die in den Weitwinkeldaten erkannt und in einer Tiefe von 72 km modelliert werden. Der P-Wellengeschwindigkeitskontrast konnte auf ca. -0,7 km/s oder +0,3 km/s festgelegt werden. Der Ursprung dieser Reflektoren konnte nicht geklärt werden.

Eine Transformation des Weitwinkelmodells von Tiefe in Zweiweglaufzeit zeigt eine sehr gute Übereinstimmung von Mehrkanaldaten und Weitwinkelmodell.

1 Abstract

The main target of the Mona Lisa project was to improve the knowledge about the deep crustal and mantle structure of the south-eastern North Sea. It was intended to find the prolongation of the Caledonian deformation front (CDF) from the Danish mainland into the North Sea and to gain new insight into extensional and compressional processes in the deep crust and upper mantle.

In 1993, four reflection seismic profiles of a total length of 1112 km, with 26 s recording time, were shot. In addition, the shots were also recorded by land stations. Two years later, a total of 29 ocean bottom hydrophones (OBH) were deployed along three profiles, to improve the wide-angle measurement for good velocity modelling. The two north-south profiles were investigated in this study.

The MCS data show very good quality, with reflections at 24 s TWT. Basement reflections were observed at several locations, also in the North German Basin. A new data processing allowed new insights into the extensional history of the North German Basin. Tilted fault blocks of probably carboniferous age were identified. A second extensional phase of Permian age was also observed. Apart from a zone of lower crustal reflectivity above the Moho on profile 2, the crust is seismically transparent. The surface of the reflective zone was observed as a reflection resulting in a positive velocity contrast between the lower crust and this zone. Two roughly parallel bands of reflections could be identified in this part. They support the assumption of either relict ocean crust of the Tornquist Sea, which has not been subducted, or intrusion of mafic material into the crust. A change in upper crustal velocity from 6.0 km/s - 6.3 km/s for Baltic crust to 5.7 km/s - 6.1 km/s for Avalonian crust is observed at the presumed position of the CDF. It was not possible to follow some dipping reflections beneath the Zechstein reflection, interpreted by former papers as the CDF, into the crust. These reflections only reach shallow basement depth and seem to be the surface of tilted fault blocks at Horn Graben. The lack of a focussed collisional front between Baltica and Avalonia does not support the assumption of simple subduction of the Tornquist Sea. A more complicated tectonic scenario with a high amount of strike slip motion has to be taken into account. The collisional structures seem to be overprinted by later extensional motions in the south-eastern North Sea.

The wide-angle model of the crust-mantle boundary fits well with a sometimes high amplitude Moho discontinuity in the MCS data. Underneath the Ringkøbing Fyn High, the Moho is modelled at 35 km, whereas it rises up to 29 km depth below the North German Basin. Beneath Horn Graben, the Moho reaches a depth of 31 km. A remarkable rise to 27.5 km depth is observed on profile 1 below parts of the West Schleswig Block north of a southward dipping lower crustal reflection. A ratio of $\beta = 1.7 - 1.6$ has been calculated for the crust of the West Schleswig Block by the difference between extended and non-extended crust underneath the RFH.

Two kinds of mantle reflections were identified. Both profiles show southward dipping reflections. On profile 1, reflectors were only observed below 17 s TWT, on the other profile mainly above 16 s TWT. Possible explanations for this reflection pattern are a subducted slab or an inner mantle shear zone. Beneath the RFH, two nearly horizontal reflections are observed on profile 1 at c. 21 s TWT. They were modelled at c. 72 km depth. A p-wave velocity contrast of c. -0.7 km/s or +0.3 km/s has to be assumed by amplitude modelling. The origin of this reflection is still unknown.

A comparison between MCS data and the wide-angle model converted to TWT shows a very good fit.

2 Einleitung

Die Nordsee gehört wohl zu den am intensivsten durch reflexionsseismische Messungen erforschten Becken. Da diese hauptsächlich der Erkundung von Kohlenwasserstofflagerstätten galten, ist sehr viel über die Sedimentstrukturen in der Nordsee bekannt [NOPEC a. s. 1988; Klemperer and Hobbs 1991; Vejbaek 1997; Clausen and Korstgård 1993; Ziegler 1990]. Projekte, die einen tieferen Einblick in die Kruste und den Mantel und somit Aufschlüsse über die Entstehung und Entwicklung der Nordsee geben, sind dagegen selten. Ziel des Mona Lisa-Projekts war es, diese Lücke für das Gebiet der südöstlichen Nordsee zu schließen.

2.1 Das MONA LISA-Projekt

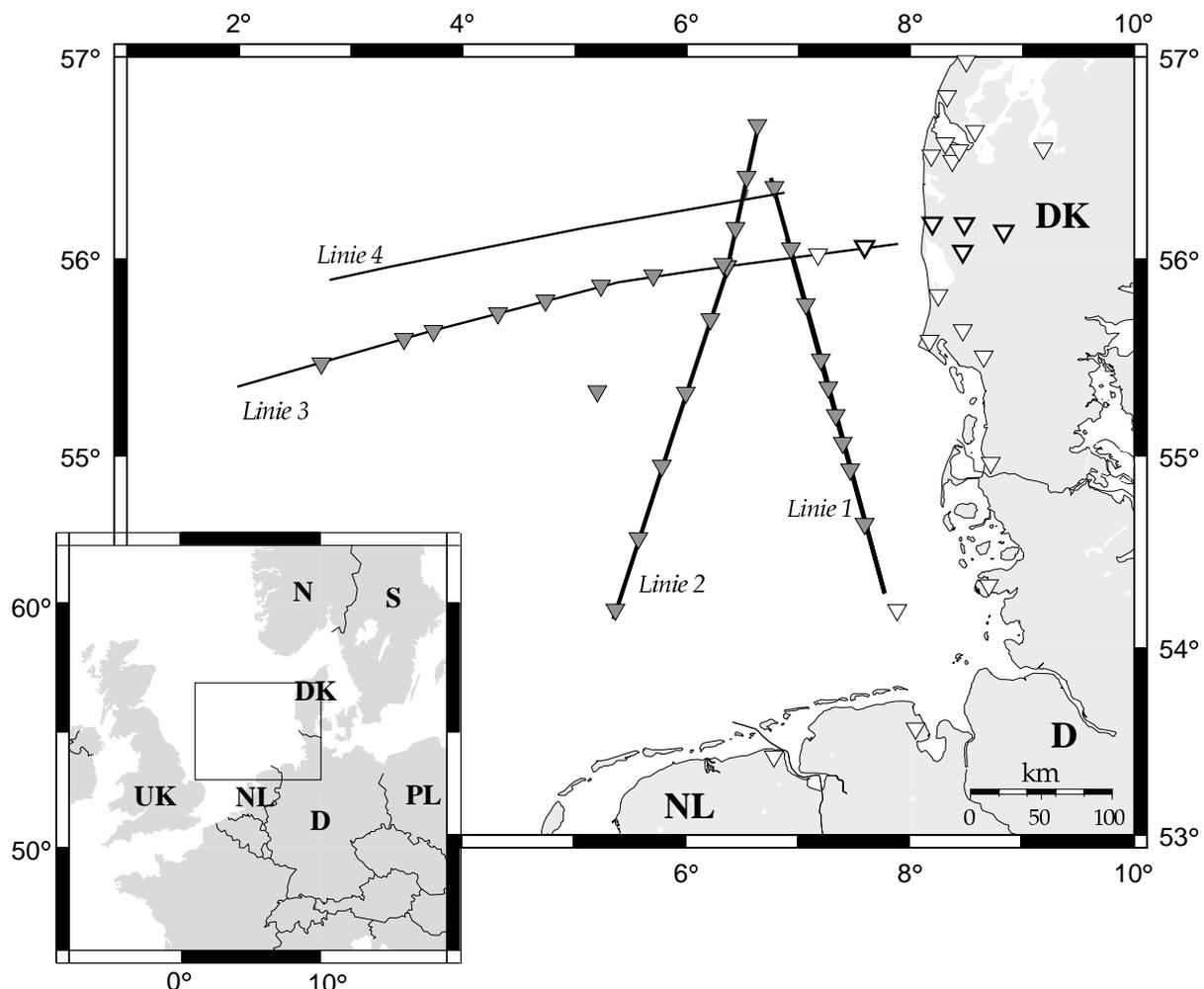


Abbildung 2.1: Lokation der Profillinien und Weitwinkelstationen weiß: 1993 grau: 1995

Das Projekt MONA LISA (**M**arine and **O**nshore **N**orth Sea **A**cquisition of **L**ithospheric **S**eismic **A**nalysis) ist ein multinationales Programm zur Erforschung der Lithosphäre im Bereich der südöstlichen Nordsee. An dem Projekt waren die Universitäten von Kopenhagen, Århus, Leicester und Uppsala, BIRPS, Cambridge und GEOMAR Kiel, sowie die Industriepartner BEB, Hannover und Mærsk Oil, Kopenhagen beteiligt.

In zwei Meßkampagnen (1993 und 1995) wurden entlang von vier insgesamt über 1100 km langen Profilen reflexionsseismische Daten gewonnen. Zusätzliche Landstationen im Weitwinkelbereich und Ozeanbodenhydrophone entlang des Profils 3 ergänzten die Feldarbeiten. Um eine Weitwinkelmodellierung der Profile zu ermöglichen, wurden im zweiten Teil entlang der Profile 1-3 an insgesamt 27 Lokationen Ozeanbodenhydrophone des GEOMAR ausgebracht und erneut überschossen.

Die erste Bearbeitung der reflexionsseismischen Daten bis zur Zeitmigration erfolgte noch vor der zweiten Meßkampagne [MONA LISA *Working Group* 1997a,b]. Diese Arbeit beschäftigt sich mit der Datenbearbeitung und Modellierung der Reflexions- und Weitwinkeldaten der Profile 1 und 2.

2.2 Das GEOMAR-OBH

Das Geomar-Ozeanbodenhydrophon (OBH) ist seit 1992 ein bewährtes und sehr zuverlässiges Instrument [Flüh and Bialas 1996]. Im Jahr 1999 konnte bereits sein 1000. Einsatz gefeiert werden. Der Einsatz während der ersten Kampagne 1993 des Mona Lisa-Projekts gehörte mit zu den ersten Feldexperimenten mit den OBH. Hier kam es aufgrund von Zeitverzögerungen bei dem Abschießen der Profile leider nur zu 2 vollständigen Aufzeichnungen, da die Geräte für einen nächsten Einsatz gebraucht wurden. 2 Jahre später erbrachten alle 9 eingesetzten Geräte während der 3 Experimente hervorragende Daten.

In Abbildung 2.2 ist ein OBH bei seinem Einsatz vor Südgeorgien zu sehen (Photo). Alle Komponenten sind um eine Stahlstange herum plaziert. Am oberen Bügel befindet sich eine ca. 1 m lange Fahne. Auf dem oberen Teil der Stange befindet sich der Schwimmkörper aus syntaktischem Schaum. An diesen sind ein Blitzler für die Sichtbarkeit in der Nacht, ein Radionsender, der eines von 4 verschiedenen monofrequenten

Signalen sendet, und ein Release-Hydrophon angebracht. Dieses Hydrophon ist mit dem Releaser im unteren Bereich der Stange verbunden. Es handelt sich um einen RT661CE-Releaser der Firma MORS Technology, der durch ein akustisches Signal oder nach Ablauf einer eingestellten Zeit ausgelöst werden kann. Hieran befindet sich auch das ca. 40 kg schwere Ankergewicht. Neben dem Releaser ist der Druckzylinder angebracht, indem sich

der Aufzeichnungsrekorder der Firma SEND und die Stromversorgung befinden. Es gibt 3 unterschiedliche Zylindertypen für den Einsatz bis 2500 m, 3000 m oder 6000 m Wassertiefe. Alle anderen Komponenten sind für einen Einsatz bis 6000 m ausgelegt. Der Signalaufnehmer, der zwischen Releaser und Zylinder befestigt wird, ist ein E-2PD Hydrophon der Firma OAS inc..

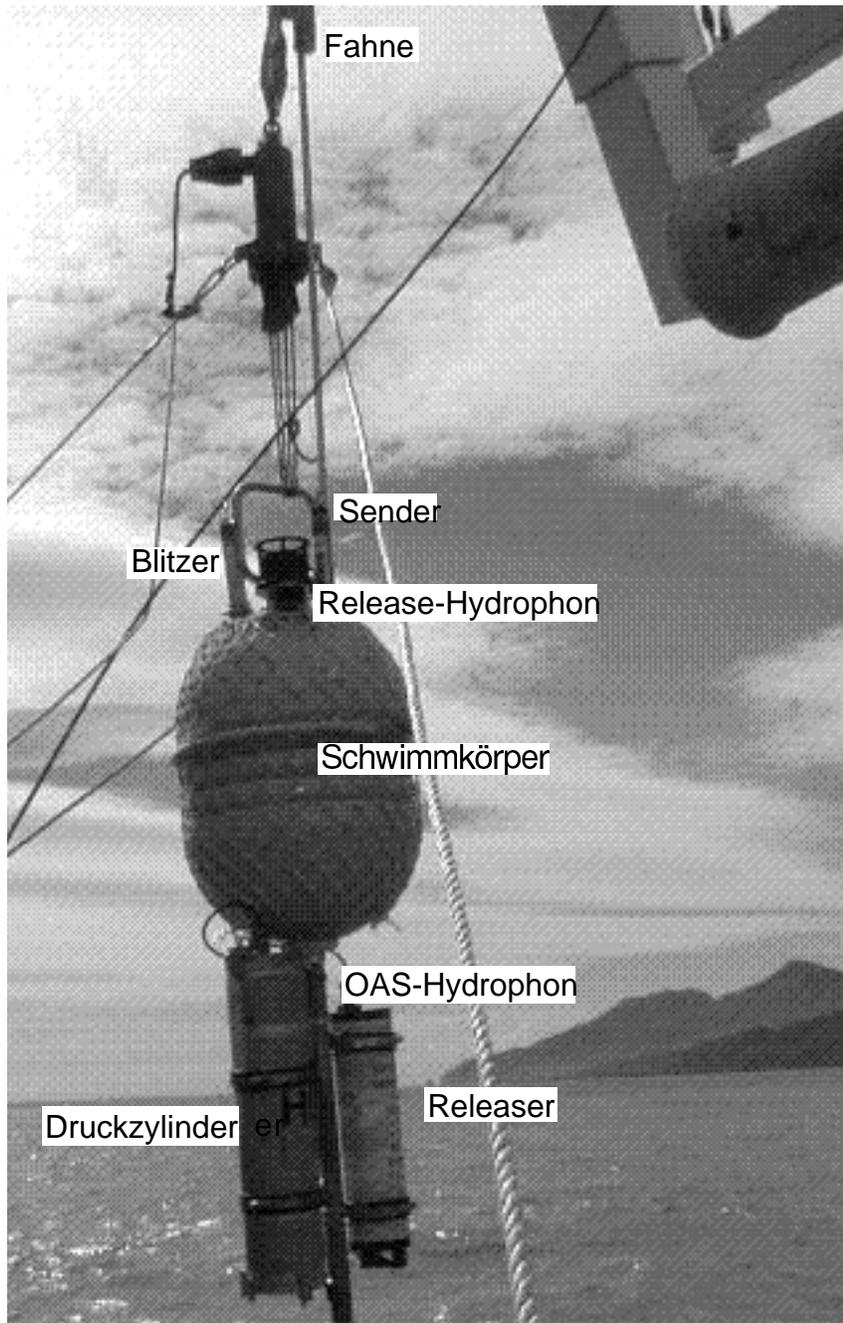


Abbildung 2.2: Ein GEOMAR OBH im Einsatz in der Cumberland Bay, Südgeorgien

Nach einer 26 db-Vorverstärkung, einer 3 Hz-Hochpaßfilterung und einer 1-, 2-, 4- oder 8-fachen Verstärkung erfolgt die A/D-Wandlung im Gerät. Es können auf 4 Kanälen Daten aufgezeichnet werden. Beim OBH werden für gewöhnlich 2 Kanäle mit unterschiedlicher Verstärkung aufgezeichnet, so daß Übersteuerungen im Nahbereich und zu geringer Impuls im Fernbereich ausgeglichen werden können. Die Samplingrate ist zwischen 25, 50, 100 oder 200 Hz variierbar. Nachdem der Aufzeichnungsbuffer mit einer Speicherkapazität von 768 kB voll ist, werden die Datenblöcke auf ein DAT Band geschrieben. Insgesamt können auf dem Band 1.08 GB gespeichert werden.

Die Zeitbasis des Systems bildet eine Synchronisation durch ein DCF-Signal eines GPS-Empfängers. Dazwischen wird die Zeit intern durch DTCXO vor jeden Datenblock geschrieben. Nach dem Einsatz wird diese Zeit gegen die GPS-Zeit abgeglichen und der Gang der internen Uhr registriert. Dieser liegt erfahrungsgemäß bei 2-5 ms pro Tag, der bei der Datenbearbeitung korrigiert wird. Das ist bei einer üblichen Samplingrate von 5 ms sehr wenig.

3 Tektonische Geschichte des Untersuchungsgebiets

3.1 Zeitliche Entwicklung der Nordsee

Die Gebiete Nord- und Mitteleuropas rund um die Nordsee gehören heutzutage zu den tektonisch ruhigen Gebieten unseres Globus. Dieses war aber in der Geschichte der Erde nicht immer so. Das Gebiet um die heutige Nordsee setzt sich aus Teilen der drei alten Kontinente Laurentia, Baltica und Avalonia zusammen.

Teile des Baltischen (Baltica) und Kanadischen (Laurentia) Schields gehören mit Gesteinen über 3 Ga [Kröner *et al.* 1981] zu den ältesten auf der Erde vorhandenen Krustensegmenten. An diese archaischen Nuklide haben sich im Laufe der Zeit weitere Krustensegmente in orogenen Zyklen wie Vor-Grenville, Grenville-Dalsland (oder sveconorwegisch) und dem Cadonischen Zyklus angelagert. Über 80 % der heutigen kontinentalen Kruste waren bereits im Präkambrium vorhanden [Christensen and Mooney 1995; Reyner and Schubert 1984; McLennan and Taylor 1982]. Für eine größere Kontinent-Kontinent Kollision vor der sveconorwegischen Orogenese gibt es keine Anzeichen [EUGENO-S Working Group 1988].

Der Grenvillisch-Dalslandische Gürtel (1,1-1,3 Ga) in Laurentia und Baltica läßt auf mindestens einen, der kaledonischen Gebirgsbildung vorhergehenden, Kontakt von Laurentia und Baltica schließen [Ziegler 1986]. Beide Kontinente gehörten zum Superkontinent Rodinia, der zwischen 1300 und 750 Ma existierte [Dalziel 1992; Torsvik *et al.* 1996]. Ihre Position innerhalb Rodinias (Baltica stark gedreht relativ zum Bullard-Fit mit Laurentia [Bullard *et al.* 1965]) läßt am Konzept eines einfachen Wilson-Zyklus [Wilson 1966] zweifeln (Abbildung 3.1). Aufgrund von paläomagnetischen Messungen alter Extrusiva konnten die lateralen Positionen beider Kontinente seit über 750 Ma bis heute bestimmt werden [Trench and Torsvik 1991b] [Torsvik *et al.* 1990, 1996].

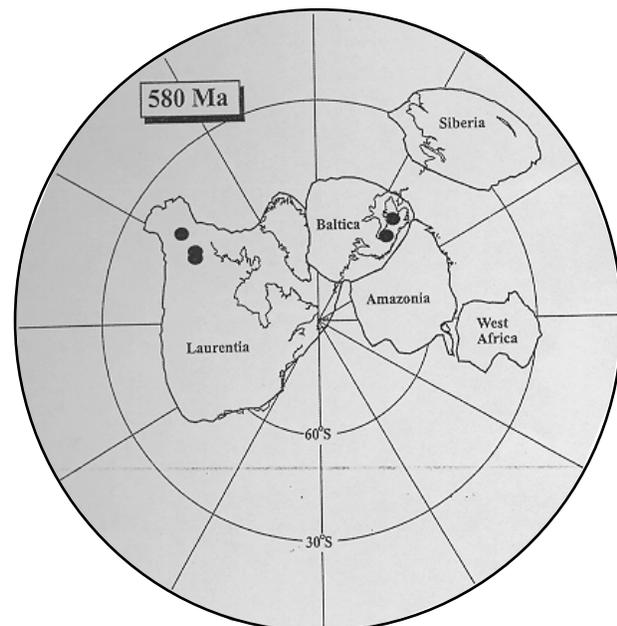


Abbildung 3.1: Position der Kontinente innerhalb Rodinias vor 580 Ma nach [Torsvik *et al.* 1996]

Nachdem vor ca. 750-725 Ma die Auftrennung von Rodinia bereits begann, trennten sich Laurentia und Baltica vermutlich erst um 600-580 Ma. Mafische Dykes aus dem Vendium an beiden Kontinentalrändern traten parallel zum Anfang des Rifting auf.

Die Kruste Avalonias ist dagegen durch verschiedene Orogenesen überprägt worden, so daß nicht metamorphisierte, vororogene Gesteine nur äußerst selten anzutreffen sind. Der Midland-Mikrokraton weist jedoch Laven aus der vororogenen Phase auf, die eine paläomagnetische Rekonstruktion der scheinbaren Polwanderungspfade Avalonias ermöglichen. Dabei mußte der Pfad nach Hinzunahme neuerer Proben mehrfach korrigiert werden, so daß die Unterschiede zwischen Fauna, Sedimentfacies [Webby 1980, 1984] und paläomagnetischen Befunden [Trench *et al.* 1992] verringert werden konnte [Trench and Torsvik 1991a; Torsvik *et al.* 1993]. Avalonia, Armorica und das Böhmisches Massiv waren bis ca. 510 Ma Bestandteil des Superkontinents Gondwana, wobei Avalonia der heutigen Küste Mauretaniens und Senegals vorgelagert war [McKerrow *et al.* 1992; Cocks *et al.* 1997].

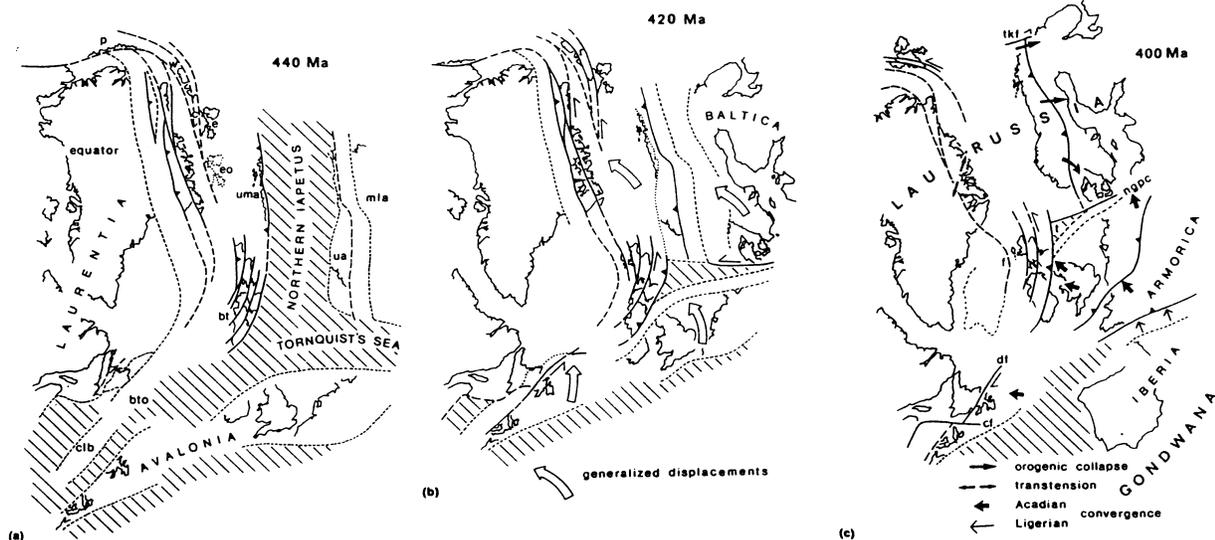


Abbildung 3.2: Finale Schließung des Iapetus-Ozeans und der Tornquistsee nach Soper *et al.* [1992] *bt*: British Caledonide terranes; *bto*: their Ordovician position; *clb*: Central Lower Crustal Block; *w, c, e*: Western, Central and Eastern Svalbard; *eo*: Ordovician position of *e*; *cf*: Canso fault; *df*: Dover fault; *f*: Flannan reflector; *mia*: Middle and Lower Allochthons; *ngpc*: North German-Polish Caledonides; *tkf*: Trollfjord-Komagelev fault; *t*: possible Tornquist's Sea remnant; *ua*: Upper Allochthon; *uma*: Uppermost Allochthon

Nach dem kontinentalen Aufbruch zwischen Avalonia und Gondwana kam es zu einem nordwärts gerichtetem Drifting Avalonias. Dabei verringerte sich der Abstand Laurentias und Balticas zu Avalonia zwischen Früh- und Mittelordovizium um ca. 2000 km. Die Faunen Avalonias und Balticas ähneln sich bereits seit dem Mittelordovizium [McKerrow *et al.* 1992], und es gibt Anzeichen einer Subduktion der Tornquist-See unter Ost-Avalonia in

Isotopenanalysen des ostenglischen Vulkanbogens [Noble et al. 1993]. Im Spätordovizium scheint es zu einer vollständigen Subduktion der Tornquist-See gekommen zu sein. Die finale Annäherung beider Kontinente war wohl hauptsächlich durch dextralen Strike-slip und weniger durch eine starke Kontinent-Kontinent Kollision geprägt [Torsvik and Trench 1991] (Abbildung 3.2). Baltica und Avalonia drehten sich dann entgegen dem Uhrzeigersinn

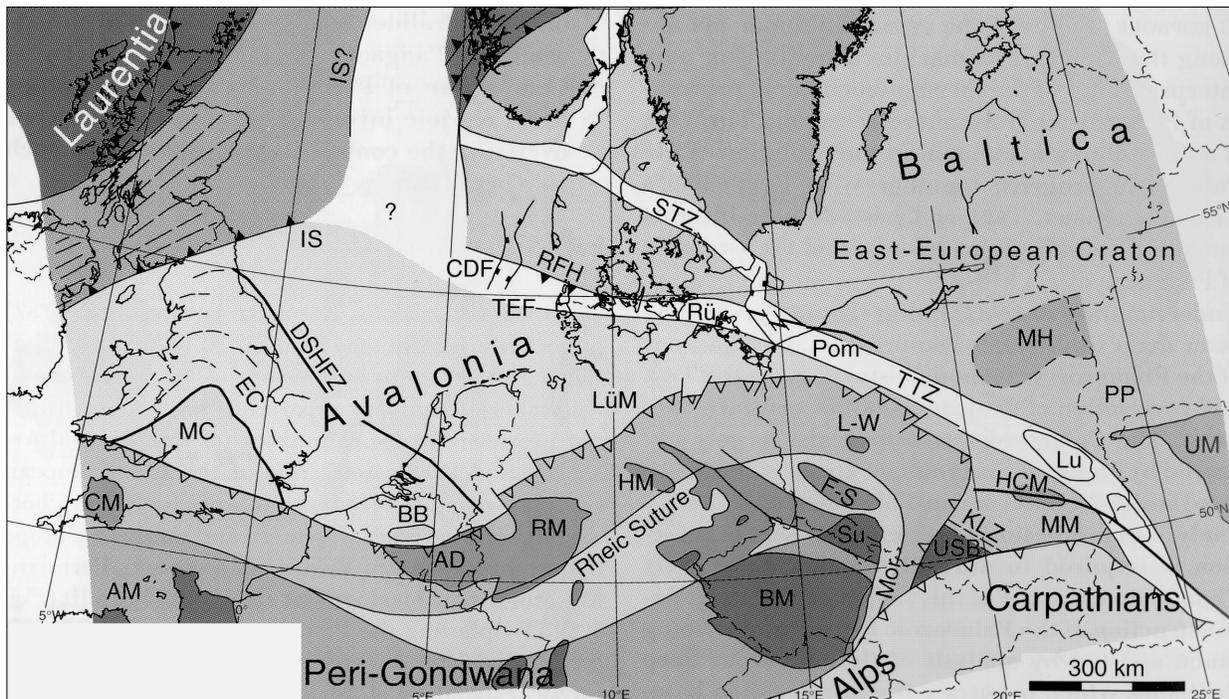


Abbildung 3.3: Geologisch tektonische Karte Mitteleuropas nach [Pharaoh and TESS-colleagues 1996]

AD: Ardennen (Ardennes), AM: Armorika Massiv (Armorican Massif), BB: Brabant Massiv, BM: Böhmisches Massiv (Bohemian Massif), C: Cadomia, CDF: kaledonische Deformationsfront (Caledonian Deformation Front), CM: Cornubisches Massiv (Cornubian Massif), DSHFZ: Dowsing-South-Hewett-Verwerfungszone (Fault Zone), EC: Ostenglische Kaledoniden (Eastern English Caledonides), EEC: Osteuropäischer Kraton (East-European Craton), F-S: Vorsudetischer Block (Fore-Sudetic Block), HM: Harz (Mountains), HCM: Heiligkreuzgebirge (Holy Cross Mountains), IS: Iapetus-Sutur (Iapetus Suture) (Avalonia-Laurentia), IS?: unsichere Lokation der Laurentia-Baltica-Sutur, KLZ: Krakow-Lubliniec-Zone, Lu: Lublin Trough, LüM: Lüneburg Massiv, L-W: Leszno-Wolsztyn-Basementhoch (Basement High), MC: Midlands-Mikrokraton (Midlands microcraton), MH: Mazurska-Hoch (High), MM: Małopolska-Massiv, Mor: Moravia, Pom: Pommern (Pomerania), PP: Pripyat-Trough, RFH: Ringkøbing-Fyn-Hoch (High), RM: Rheinisches Massiv (Rhenish Massif), Rü: Rügen (Island), STZ; Sorgenfrei-Tornquist-Zone, Su: Sudeten (Sudetes Mountains), TEF: Transeuropäische Verwerfung (Trans European Fault), TTZ: Teisseyre-Tornquist Zone, UM: Ukrainisches Massiv (Ukrainian Massif), USB: Oberschlesisches Kohlenbecken (Upper Silesian Coal Basin)

und trafen vor ca. 425 Ma auf das südwärts driftende Laurentia [Torsvik et al. 1996]. Es kam in einer zweiten Phase der Kollision zu Strike-slip-Bewegungen am Kontinentalrand von Laurentia [Soper and Woodcock 1990] (Abbildung 3.2).

Während des postorogenen Kollaps bildete sich im Devon und frühen Karbon das über 2500 km lange Rhenohercynische Becken mit Unterbecken, wie zum Beispiel dem Orcaischen Becken, dem Norddeutsch-Polnischen Schelf, dem Rheinischen Becken und dem Nordseebecken (Abbildung 3.4). Über Sedimentation und die Beschaffenheit der Sedimente ist nur wenig bekannt. Im Zuge der variszischen Gebirgsbildung wurden fast alle Becken ab Namur-Westphal bis Stephan-Autun wieder über die Meeresoberfläche gehoben, so daß es dort zu einer Erosion der Sedimente kam [Ziegler 1990]. Postorogener-varizischer Kollaps und großräumige Schertektonik entlang der Teisseyre-Tornquist und Sorgenfrei-Tornquist-Zone im Stephan-Autun führte zu kurzzeitigem Auftreten von Vulkanismus, der nur im Oslo graben bis ins Spätperm anhielt. In diese Zeit fällt auch die Bildung der ältesten Grabensysteme in der Nordsee.

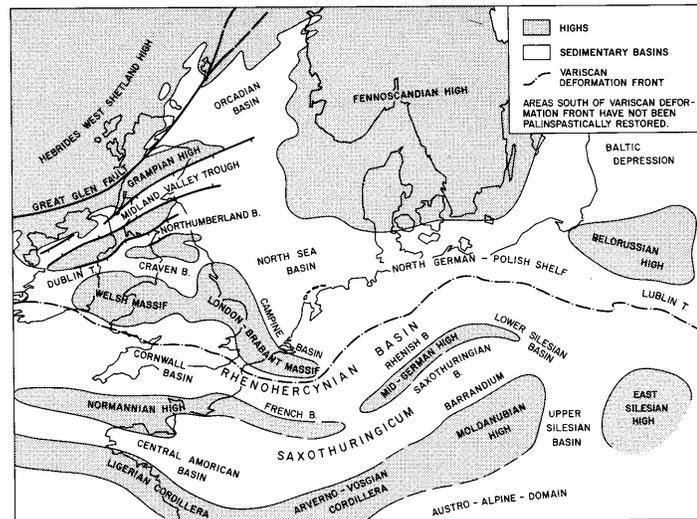


Abbildung 3.4: Karte der Becken, die nach dem postorogenen Kollaps der Kaledoniden entstanden waren nach [Ziegler 1990]

Nach dem Abklingen der thermischen Anomalien kam es zur verstärkten Subsidenz des Norwegisch-Dänischen Beckens und des Norddeutschen Beckens [Ziegler 1990]. Die Struktur der Sedimente unterhalb des Zechstein und die Beschaffenheit des Grundgebirges in den Becken sind weitgehend noch unbekannt. Nicht subsidiert wurde das die beiden Becken trennende Mitt-Nordsee-Ringkøbing-Fyn-Møn-Hoch, auf dem nach Ziegler [1990] keine permische Sedimentation stattfand. Bohrungen auf dem dänischen Festland zeigen Präperm-sedimente auf verschiedenen Blöcken des Hochs [Sorgenfrei and Buch 1964], Zhou and Thybo [1997], Nielsen et al. [1998a] und Nielsen et al. [1998b] sehen auch Anzeichen für Präzechsteinsedimente auf dem nicht erbohrten Ostnordsee-Block. Das Hoch wurde gleichzeitig durch Rotationen entlang von Vinding- und Rømø-Frakturzone, beginnend im Spätkarbon-Frühperm durch Gräben in mehrere Segmente geteilt [Cartwright 1990; Thybo 1997].

Im Perm-Trias kam es zu einer Hauptsubsidenzphase in der Nordsee. Zentralgraben und Horngraben zeigen ein sehr starkes Rifting verbunden mit einer starken Subsidenz. Der Nordseeriftom (North Sea Rift Dome) stoppte im Früh- und Mitteljura die Subsidenz der Gräben. Es kam zu Erosion der triassischen Sedimente. Das Rifting setzte sich aber fort. In Spätjura-Frühkreide bildete sich der Dom zurück und die Sedimentation in die Gräben

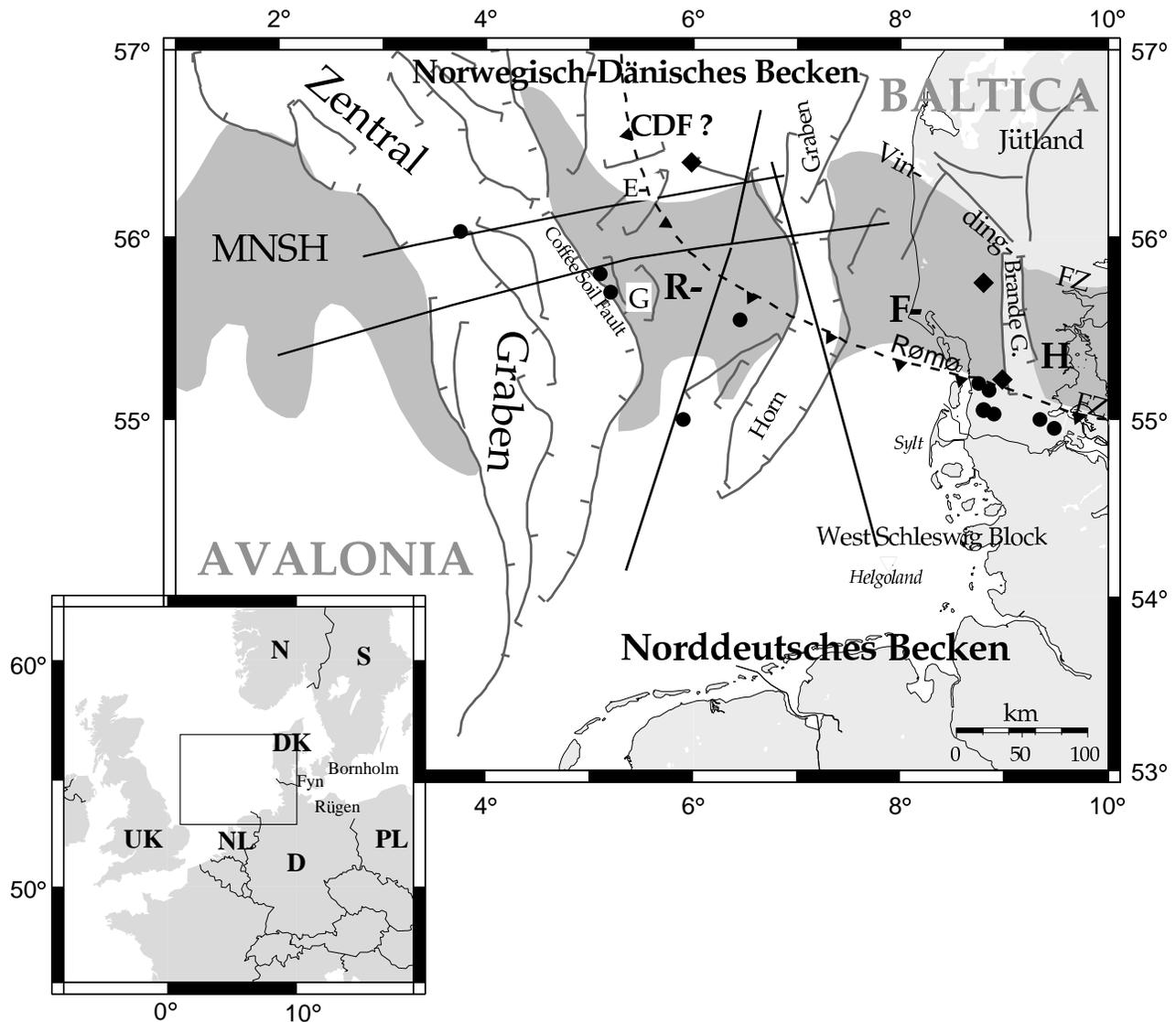


Abbildung 3.5: Geologische Übersichtskarte der südöstlichen Nordsee.

Dunkle Gebiete zeigen Hochs im kristallinen Grundgebirge, begrenzt durch das Fehlen von Zechsteinsalzen. (RFH: Ringkøbing-Fyn-Hoch, MNSH: Mitt-Nordsee Hoch, EG: Elsegraben, CDF: kaledonische Deformationsfront). Schwarze Linien kennzeichnen die Mona Lisa-Linien. Schwarze Punkte: Bohrlöcher mit kaledonisch überprägtem Grundgebirge (Avalonia). Schwarze Quadrate: Bohrlöcher mit präkambrischem Grundgebirge (Baltica).

konnte wieder einsetzen. Im Horngraben stoppte nun das Rifting, wohingegen sich der Zentralgraben bis ins Paläozen weiter öffnete. Die alpidische Orogenese führte zur Inversion in der Nordsee. Danach fiel die Nordsee tektonisch in Ruhe [Ziegler 1990].

3.2 Wichtige tektonische Einheiten

3.2.1 Kaledoniden

Die aufgeschlossenen europäischen Kaledoniden sind in Westskandinavien und Großbritannien an der Oberfläche sichtbar. Sie dokumentieren die Kollision von Baltica-Laurentia und Avalonia-Laurentia.

Die skandinavischen Kaledoniden sind ein klassisches Überschiebungsgebirge mit ostwärts und südostwärts geneigten Schuppen. Sie bestehen aus kristallinem Basement und metamorphen Paläozoischen und Präkambrischen Sedimenten [Roberts and Gee 1985]. Tiefenseismische Daten zeigen, daß das allochthone Gestein zwischen 15 und 20 km dick ist. Die nördliche Iapetus-Sutur, deren genaue Position bisher unbekannt ist, liegt vermutlich im Seegebiet vor Norwegen. Westlich und östlich der Britischen Inseln ist ihre Position durch reflexionsseismische Daten bekannt [Klemperer et al. 1990]. Sie definiert die südliche und westliche Grenze Laurentias.

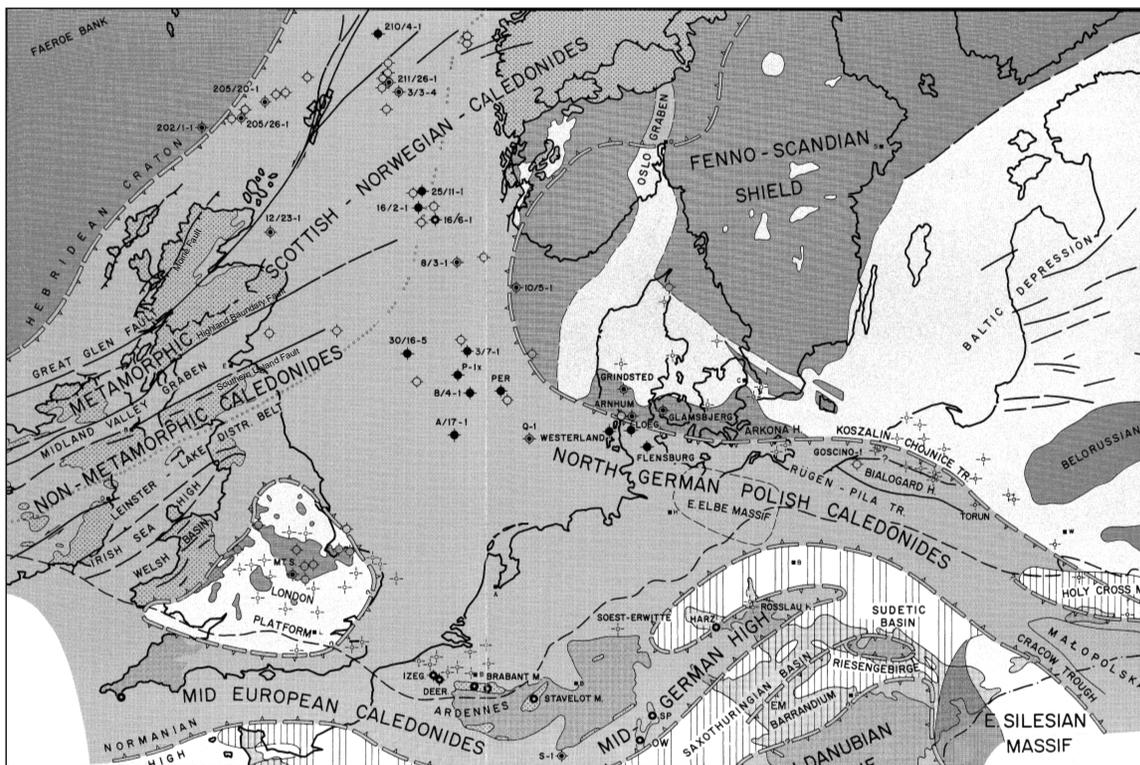


Abbildung 3.6: Das spätkaledonische System nach [Ziegler 1990]

Die Highland Boundary-Verwerfung bildet die Grenze zwischen orthotektonischen und paratektonischen Kaledoniden in Schottland

Die südliche Iapetus-Sutur in Südschottland und Irland ist nicht an der Oberfläche kartiert. Ihr Verlauf konnte jedoch anhand von tiefenseismischen Reflexionsdaten in der Nordsee und der Irischen See annähernd festgelegt werden [Klemperer and Matthews 1987; Klemperer et al. 1990]. Faunabefunde nördlich und südlich der Sutur zeigen eine Annäherung ab dem Ordovizium [McKerrow et al. 1992]. Die schottischen Kaledoniden sind stark geprägt durch Blattverschiebungen wie die Moine-, Great Glen-, Highland Boundary- und Southern Uplands-Verwerfungen, entlang derer einzelne Terrane links-lateral verschoben wurden [Soper and Woodcock 1990]. Die Highland Boundary-Verwerfung bildet die Grenze zwischen orthotektonischen und paratektonischen Kaledoniden [Kelling et al. 1985]. Nordwestlich der Moine-Verwerfung beginnt die undeformierte laurentische Kruste (Abbildung 3.6).

Die nicht sichtbaren Kaledoniden unterteilen sich in die Norddeutsch-Polnischen Kaledoniden, die Walisisch-Ostenglisch-Belgischen Kaledoniden und die Kaledoniden der südlichen und nördlichen Nordsee. Frost et al. [1981] sieht in Bohrlöchern der Nordsee Unterschiede von hochmetamorphem Basement im Norden und geringer metamorphem im Süden. Der nördliche Teil ist der verdeckte Teil zwischen den schottischen und westnorwegischen Kaledoniden. Sie wurden während der Grampischen Orogenese im Frühordovizium oder in früheren Präkambischen Ereignissen deformiert und metamorphisiert. Die Walisisch-Ostenglisch-Belgischen Kaledoniden verbinden den Midlands-Mikrokraton mit den Aufschlüssen in Brabant zum Anglo-Brabantmassiv [Lee et al. 1993; Merriman et al. 1993]. Sie sind ebenso wie die südschottischen gering metamorph. Die Norddeutsch-Polnischen Kaledoniden erstrecken sich vom Polnischen Trog hinein in die südöstliche Nordsee bis unter den Zentralgraben. Die Grenze zum Osteuropäischen Kraton ist durch Bohrlöcher in Hinterpommern (Polen), auf Rügen, in Süddänemark, dem äußersten Norden Schleswig-Holsteins und in der Nordsee grob festgelegt. Besonders in der Nordsee fehlen noch Bohrlochdaten, um den genauen Verlauf der kaledonischen Deformationsfront (Caledonian Deformation Front, CDF) festzulegen. Sie ist die südliche Grenze nicht kaledonisch überprägten Basements Balticas. Südwestlich dieser Front wurde kaledonisch überprägtes Basement mit einem Alter von 450-410 Ma teilweise mit älteren Einschlüssen erbohrt. Nördlich davon ist das Basement ca. 820 Ma alt [Frost et al. 1981; Nielsen et al. 1998a; Ziegler 1986].

Die nordöstliche Ausdehnung Avalonias ist umstritten. Berthelsen [1992b,a] sieht die Trans-European Fault als die Sutur zwischen Baltica und Avalonia an. Cocks et al. [1997]; Tanner and Meissner [1996] halten das Elbe-Lineament für diese Grenze, wohingegen Servais and Fatka [1997] sowie Giese et al. [1997] eine Affinität von Faunen, die in Bohrlöchern auf Rügen gefunden wurden, mit Faunen von Gondwana sehen. Dieses würde jedoch für eine Grenze entlang der CDF oder TEF sprechen.

3.2.2 Tornquist-Zone, Kaledonische Deformationsfront, Transeuropäische Verwerfung und Elbe-Lineament

Die Tornquist-Zone wird in zwei Abschnitte unterteilt. Die östliche Teissyre-Tornquist Zone verläuft zusammen mit der CDF von den Karpaten quer durch Polen bis vor die Küste Hinterpommerns. Dort teilen sich CDF und Tornquist-Zone. Ab hier heißt sie Sorgenfrei-Tornquist Zone und ist über Scania durch das Kattegat und Nordjütland bis ins Skagerrak zu verfolgen. Sie ist im Spätkarbon-Frühperm als Strike-slip-Verwerfung nach dem postorogenen Kollaps der Varisziden aktiv gewesen [Pegrum 1984]. Eine Reaktivierung in Spätkreide-Frühtertiär als Zone mit starker Inversion wird beobachtet [Thybo 1997]. Südlich der Tornquist-Zone nimmt die Mohotiefe auf kurzer Distanz um ca. 5 km Kilometer ab [EUGENO-S Working Group 1988; Kind et al. 1997].

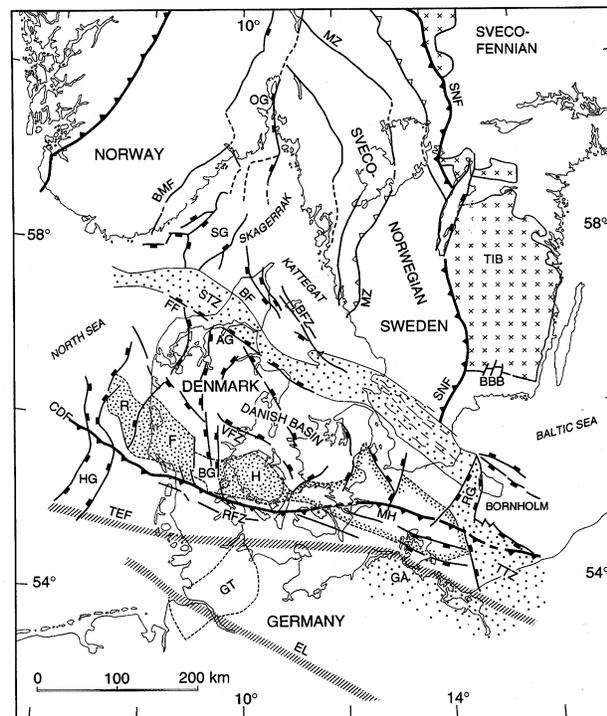


Abbildung 3.7: Geologische Karte des Tornquist-Fächers und Umgebung nach [Thybo 1997]

AG: Ålborggraben, BBB: Blekinge-Bornholm-Block, BF: Børglum-Verwerfung, BFZ: Grenzverwerfungszone, BMF: Bamble-Verwerfung, CDF: Kaledonische Deformationsfront, EL: Elbe-Lineament, FF: Fjerritslev-Verwerfung, GA: Grimmen Achse, GT: Glückstadtgraben, HG: Horngraben, MH: Møn-Hoch, MZ: Mylonit-Zone, OG: Oslograben, RFH: Ringkøbing-Fyn-Hoch, RFZ: Rømø-Frakturzone, RG: Rønnegraben, SG: Skagerakgraben, SNF: Sveko-Norwegische-Front, STZ: Sorgenfrei-Tornquist-Zone, TEF: Transeuropäische Verwerfung, TIB: Transskandinavischer Vulkangürtel, TTZ: Teissyre-Tornquist-Zone, VFZ: Vinding-Frakturzone

In die Nordsee hinein reicht die Grenze zwischen den beiden alten Kontinenten Baltica und Ost-Avalonia. Die Kollisionsfront (kaledonische Deformationsfront) ist in Norwegen und Großbritannien an der Oberfläche und durch seismische Profile kartiert. In Polen, der Ost-

see und auf dem dänischen Festland markieren unterschiedliche Altersbefunde aus Bohrlochdaten nahe beieinander liegender Bohrungen (Abbildung 3.2 nach [Nielsen and Japsen 1991; Cartwright 1990; Ziegler 1990; Frost et al. 1981; Katzung and Krull 1984]) und innerkrustale Reflektoren in seismischen Reflexionsdaten des BABEL-Projekts [BABEL Working Group 1993; Meissner et al. 1994] die CDF. Nordöstlich der Front sind Alter von 820 Ma und älter, südwestlich von 410-450 Ma analysiert worden. Ein Bohrloch westlich der CDF zeigt auch sehr stark kaledonisch überprägtes präkambrisches Basement. Der Verlauf der kaledonischen Deformationsfront in der Nordsee ist nur recht vage durch wenige Bohrungen bekannt.

Die Transeuropäische Verwerfung (TEF) zeichnet nach Berthelsen [1992b,a] die Linie des südlichsten Vordringens präkambrischer baltischer Kruste unter überprägter Kruste nach. Sie verläuft fast parallel zur CDF. Thybo [1997] sieht die TEF als südliche Grenzverwerfung des Tornquistfans. Im Spätkarbon-Frühperm waren TEF, STZ und die dazwischen liegenden RFH-Grenzverwerfungen als dextrale Strike-slip-Verwerfungen aktiv. Tanner and Meissner [1996] sehen keinerlei Evidenz für die Existenz der TEF. Sie halten entweder die CDF oder das Elbe-Lineament für die Suture zwischen Baltica und Avalonia.

Das Elbe-Lineament nordöstlich des Lüneburgmassivs wird von Cocks et al. [1997] und Tanner and Meissner [1996] für das östliche Ende Avalonias gehalten. Es zeichnet sich durch eine starke Änderung der elektrischen Leitfähigkeit und der Unterkrustengeschwindigkeit aus [Rabbel et al. 1995; ERCEUGT Working Group 1992].

3.2.3 Norwegisch-Dänisches Becken und Norddeutsches Becken

Nach der variszischen Hebung des Rhenoherynischen Beckens kam es durch den postorogenen Kollaps im Spätkarbon-Frühperm zur Subsidenz des Norwegisch-Dänischen Beckens und Norddeutschen Beckens. Nur Mitt-Nordsee- und Ringkøbing-Fyn-Hoch blieben stabil. In beiden Becken sind Vorriiftsedimente nachgewiesen [Vejbæk 1997]. Die Extension des Gebiets ging einher mit einer starken vulkanischen Aktivität von Polen bis Großbritannien und besonders im Oslo-Skagerakriftgraben [Dixon et al. 1981; Ziegler 1990; Thybo and Schönharting 1991]. Ob die anhaltende Subsidenz im Trias durch Abkühlung der Lithosphäre [Sørensen 1986] oder durch regionale Extension [Brink et al. 1992; Nielsen and Balling 1990] ausgelöst wurde, ist umstritten. Während der Existenz des Nordseeriftdomes im Mitteljura kam es zu einer Erosion der Beckensedimente an dessen Rändern und in den gehobenen Gräben bis die Subsidenz im Spätjura wieder fortgesetzt wurde. Durch die alpidische Orogenese wurden Inversionsstrukturen besonders in der STZ gebildet. Beide Becken sind stark durch die Salztektone der mobilen Zechsteinsalze geprägt [Brink et al. 1992; Vejbæk 1997].

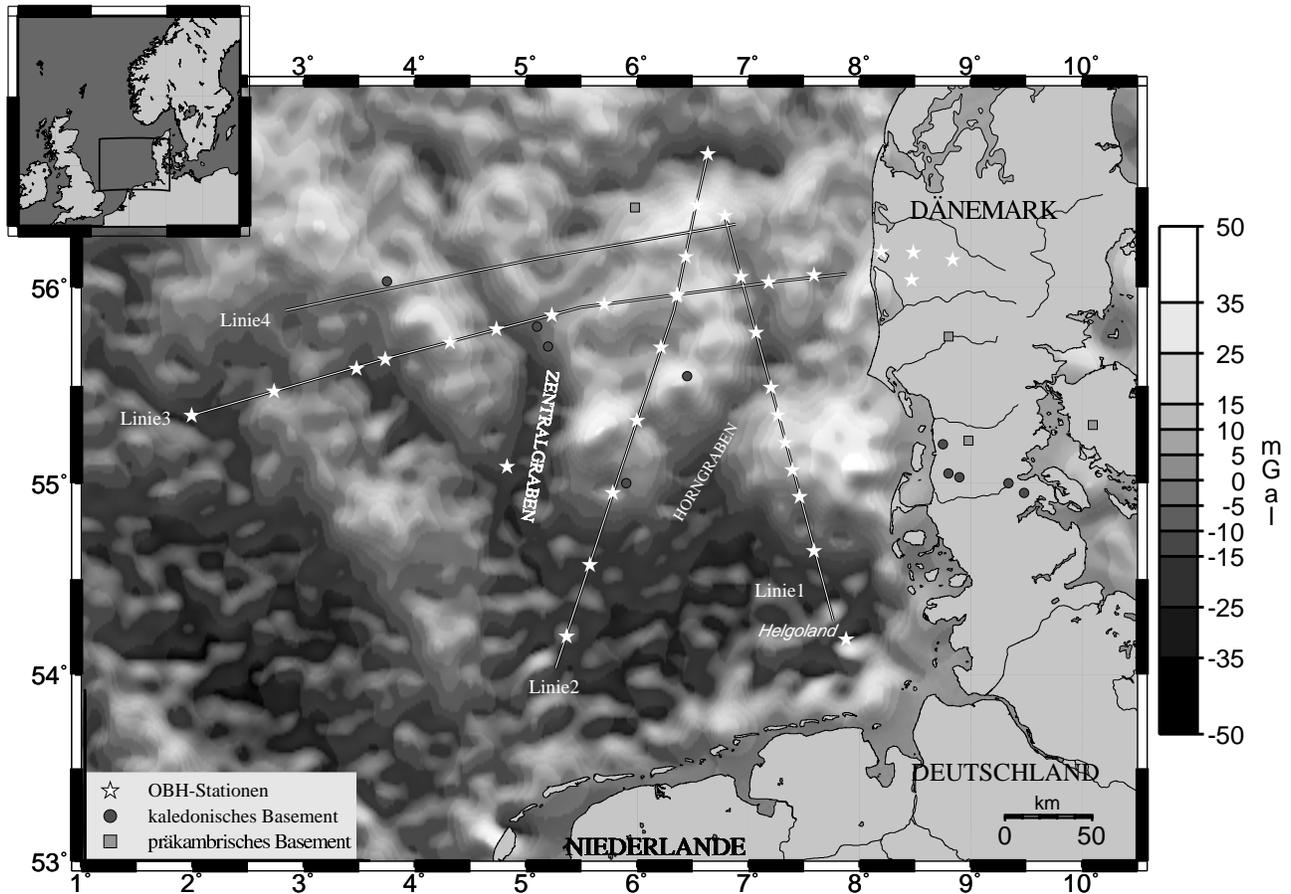


Abbildung 3.8: Satellitenaltimeterschwerekarte der südöstlichen Nordsee. (Daten von Sandwell [1995])

Das Ringkøbing-Fyn-Hoch zeigt sich deutlich in den Schweredaten. Die Grenzerwerfungen des Horngrabens und Schwereänderungen stimmen überein. Auch der Ostnordseeblock (East North Sea Block, ENSB) ist zu erkennen. Der Zentralgraben mit seinem Mittelsattel wird nur als Trend sichtbar. Die Verwerfungen stimmen nicht mehr mit den Orten der größten Schwereänderungen überein.

3.2.4 Ringkøbing-Fyn-Hoch (RFH)

Das Ringkøbing-Fyn-Hoch (RFH) ist ein Basementhoch, das aus verschiedenen Blöcken zusammengesetzt ist. Es besteht aus Ostnordseehoch (East North Sea High, ENSH), Grindstedhoch, Glamsbjerghoch und Mønhoch. Diese Hochs sind durch Gräben voneinander getrennt. Im Westen schließt sich, getrennt durch den Zentralgraben, das Mitt-Nordsee-Hoch (MNSH) an, das nicht mehr zum RFH gerechnet wird. Im Gegensatz zu den präkambrischen (825 Ma) östlichen Hochs wurde auf dem ENSH kaledonisch überprägtes, ca. 430 Ma altes Basement erbohrt [Nielsen and Japsen 1991; Frost et al. 1981; Ziegler 1982]. Die

Vinding-Frakturzone (VFZ) im Norden und die Rømø-Frakturzone (RFZ) im Süden bilden die Grenzverwerfungen des RFH zu den permischen Becken, wobei die Rømø-Frakturzone vermutlich auf der CDF verläuft. Entlang dieser Frakturzonen wurden die Blöcke im Spätkarbon-Frühperm gedreht und geschert, so daß Bruchzonen für die Entwicklung der trennenden Gräben gebildet wurden. Zwischen Spätperm und Frühkreide war das RFH ein stabiles nicht subsidierendes Massiv, allerdings gibt es keine Anzeichen für eine hohe Erhebung über den Meeresspiegel [Cartwright 1990]. In dieser Zeit wurden keine Sedimente abgelagert. Über dem RFH befinden sich heute bis zu 5 km mächtige Sedimente aus Spätkreide und Känozoikum [Clausen and Korstgård 1993]. Zhou and Thybo [1997]; Nielsen et al. [1998a,b] sehen Anzeichen für Präzechsteinsedimente auf dem Hoch. Das RFH kann in Schweredaten (Abbildung 3.8) und magnetischen Daten erkannt werden [Thybo 1997; Zhou and Thybo 1997].

3.2.5 Horngraben und Zentralgraben

Der Horngraben wurde bei den Strik-slip-Bewegungen im Spätkarbon-Frühperm gebildet [Best et al. 1983]. Die Hauptphase der Extension begann allerdings erst später. Vorzechstein-Extension scheint es nur im südlichen Segment gegeben zu haben [Clausen and Korstgård 1993]. Die Haupttriftsubsidenz ist im Zechstein-Trias zu beobachten. Die Triassischen Sedimente erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 4000 m [Best et al. 1983]. Cartwright [1990] teilt den Graben in vier Segmente auf. Die Segmente nördlich der VFZ

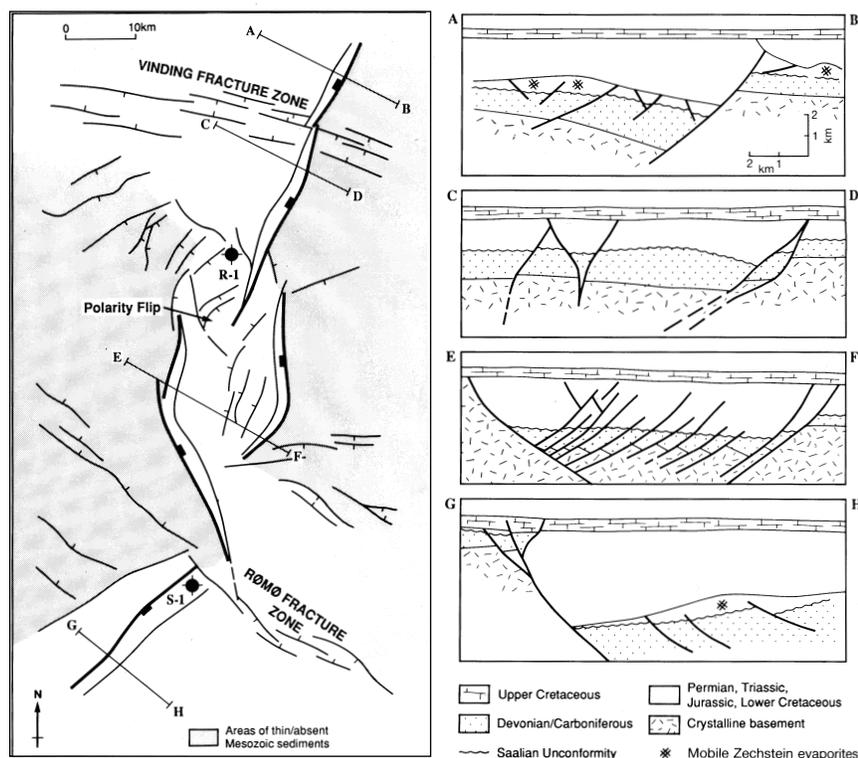


Abbildung 3.9: Unterteilung des Horngrabens nach [Cartwright 1990]
Andere Autoren teilen den Graben nur nördlich und südlich des Polaritätswechsels.

und südlich der RFZ beinhalten mobilisierte Zechsteinsalze. Ein Polaritätswechsel der Rift-grenzverwerfungen unterteilt die Segmente zwischen dem RFH. Hier gibt es keine Zechsteinablagerungen (Abbildung 3.9). Andere Autoren [Best et al. 1983; Clausen and Korstgård 1993; Vejbæk 1990] sprechen nur von nördlichem und südlichem Segment. Die im Vergleich zum Norwegisch-Dänischen Becken geringere thermisch Aufheizung des Horngrabens im Frühperm ist nach Meinung von Vejbæk [1990] ein möglicher Grund dafür, daß der Graben resistenter gegen die tektonische Deformation nach der Extension war. Daher könnte das Rifting im Mittel- und Spätjura beendet worden sein und auch die Inversionstektonik in Spätkreide und Frühtertiär den Graben nur in geringem Maße beeinflusst haben. Im Süden spielt in jüngster Zeit die Salztektonik eine große Rolle [Best et al. 1983].

Der Zentralgraben zieht sich nördlich der Niederlande durch die Nordsee zwischen MNSH und RFH hindurch. Vor der Küste Schottlands östlich Aberdeens endet er an der *triple junction* zwischen Zentral-, Wichground- und Vikinggraben. Das Rifting startete im Trias und hielt kontinuierlich bis in die Frühkreide an (Abbildung 3.10). Die Subsidenz des Grabens wurde aber im Mitteljura durch den Nordseeriftom unterbrochen. In dieser Zeit kam es zur Erosion von Frühjurassischen-Triassischen Sedimenten in den Vikinggraben [Ziegler 1990]. Der Zentralgraben ist auch von der Inversionstektonik in Spätkreide und Frühtertiär beeinflusst worden. Barton and Wood [1984]; Wood and Barton [1983] berechneten einen Dehnungsfaktor β von bis zu 1.6 in Jura bis Kreide. Die Mohotiefe nimmt von 32 km auf 20 km unter dem Graben ab. Auch hier ist eine Mobilisation der Zechsteinsalze dokumentiert.

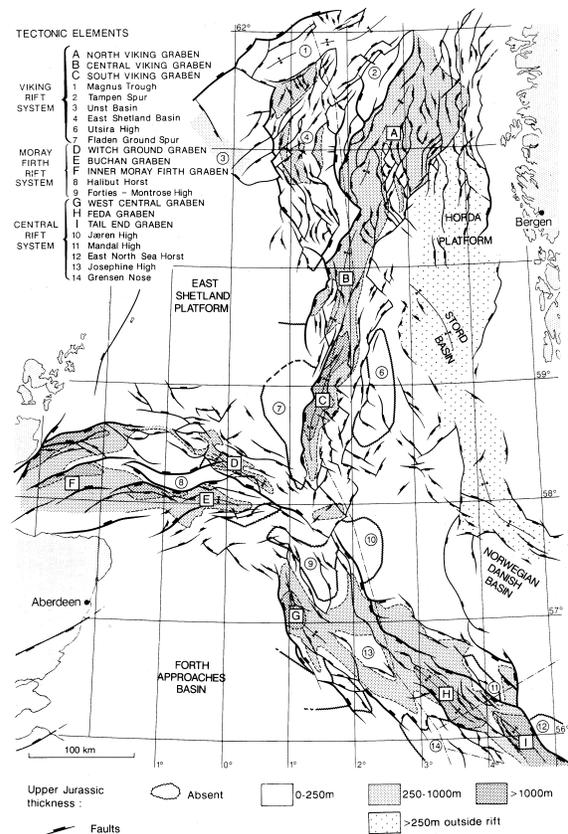


Abbildung 3.10: Tektonische Karte des Riftsystems zwischen Spätjura und Frühkreide von Zentral-, Wichground- und Vikinggraben in der nördlichen Nordsee nach [Spencer and Pegrum 1990]

4 Bearbeitung der Reflexionsdaten

4.1 Akquisition und Bearbeitung der Reflexionsdaten

Die Datenakquisition des Mona Lisa-Projekts fand in zwei Abschnitten statt. Im April und Mai 1993 wurden in der Nordsee entlang vier Profilen insgesamt 1112 km reflexionsseismische Daten bis zu einer Bearbeitungslänge von 26 s bei einer Samplingrate von 2 ms aufgenommen. Das Airgun-Array mit einem Gesamtvolumen von 200 l wurde bei einem Druck von 2000 psi alle 40 s (oder 75 m) geschossen. Die Daten wurden von einem 180-Kanal-Streamer mit einer aktiven Länge von 4500 m in einer Tiefe von 15 m aufgenommen. Trotz eines speziell für tiefe Reflexionen ausgelegten Airgun-Arrays wurden auch die Sedimentstrukturen mit guter Qualität aufgenommen. Es konnten subkrustale Reflektoren bis zu einer Tiefe von 24 s beobachtet werden. Die reflexionsseismischen Daten wurden bei Geomar bis zur Endstapelung und Zeitmigration bearbeitet. Hierbei wurde in einer ersten Bearbeitungsphase besonderes Augenmerk auf die Unterdrückung von streamerbedingten kohärenten Störsignalen und von Multiplen gelegt [MONA LISA *Working Group* 1997]. Diese galt im besonderen einer guten Abbildung der Moho und von möglichen Mantelstrukturen. Alle vier Profile wurden einem gleichen Prozessing unterzogen. Teile von Profil 1 und 2 wurden in einer zweiten Bearbeitungsphase im Rahmen dieser Arbeit einer genaueren Untersuchung unterzogen.

4.1.1 Datenbearbeitung der ersten Bearbeitungsphase

Editieren: Zuerst wurde eine CMP-Geometrie mit einem CMP-Abstand von 12.5 m realisiert. Die demultiplexten Daten wurden auf schlechte Spuren und Schüsse untersucht und diese dann eliminiert.

Despiking: Nadelimpulse mit höheren Amplituden als das kohärente Nutzsignal wurden entfernt.

Sphärische Divergenz Korrektur: Aufgrund zunehmenden Abstands von der Quelle und damit verbundener Absorption des Signals ist eine Anwendung einer geschwindigkeitsabhängigen Amplitudenkorrektur notwendig.

Resampling: Zur Datenreduktion wurde ein Resampling von 4 ms auf 8 ms mit vorheriger Antialiasbandpaßfilterung benutzt.

Spurmischung im Schuß- und Empfängerfamilien: Der vermutlich durch den Streamer und die Auftriebsboje am Ende des Streamers entstandene lineare kohärente Noise in den Schußgathern wurde durch eine gewichtete Spurmischung in Schuß- (1:1:1) und Empfängerfamilien (1:2:4:2:1) verringert.

Aufsummieren zweier benachbarter CMPs: Das Aufsummieren zweier benachbarter Spuren im Schußgathern nach vorheriger grober NMO-Korrektur reduzierte die Datenmenge zusätzlich.

Muting: Bei einer Streamerlänge von 4,5 km und einer geringen Wassertiefe kommt es im oberen Bereich der Fernspuren bereits zum Auftreten von refraktierten Wellen, die bei der reflexionsseismischen Bearbeitung störend wirken und daher unterdrückt werden mußten.

Statische Korrektur auf die Meeresoberfläche: Quelle und Empfänger wurden statisch auf Meeresniveau korrigiert.

AGC und Filterung: Ein zeitvariantes AGC mit zeitlicher Länge des Sediments verstärkte die Amplituden tiefergelegener Reflektoren und der Bandpaßfilter (2 s: 5-60 Hz, 12 s: 5-50 Hz, 26 s: 5-30 Hz) reduziert hoch- und niederfrequente Störsignale.

Vorhersagedekonvolution: Eine Vorhersagedekonvolution sollte die zeitliche Auflösung des Signals verbessern und zur Multiplenunterdrückung der Interbedmultiplen einer Hochgeschwindigkeitszone dienen.

Filterung: Die Bandpaßfilterung wurde nach der Dekonvolution ein weiteres Mal wiederholt.

Geschwindigkeitsanalyse: Zirka alle 6 km wurde eine Geschwindigkeitsanalyse für die NMO-Korrektur vorgenommen.

NMO-Korrektur und Stapelung: Eine NMO-Korrektur mit 11 Stützstellen auf 26 s wurde der Stapelung vorangestellt.

Spurmischung: Nach der Stapelung verbesserte eine weitere gewichtete Spurmischung von 1:3:1 die horizontalen Einsätze.

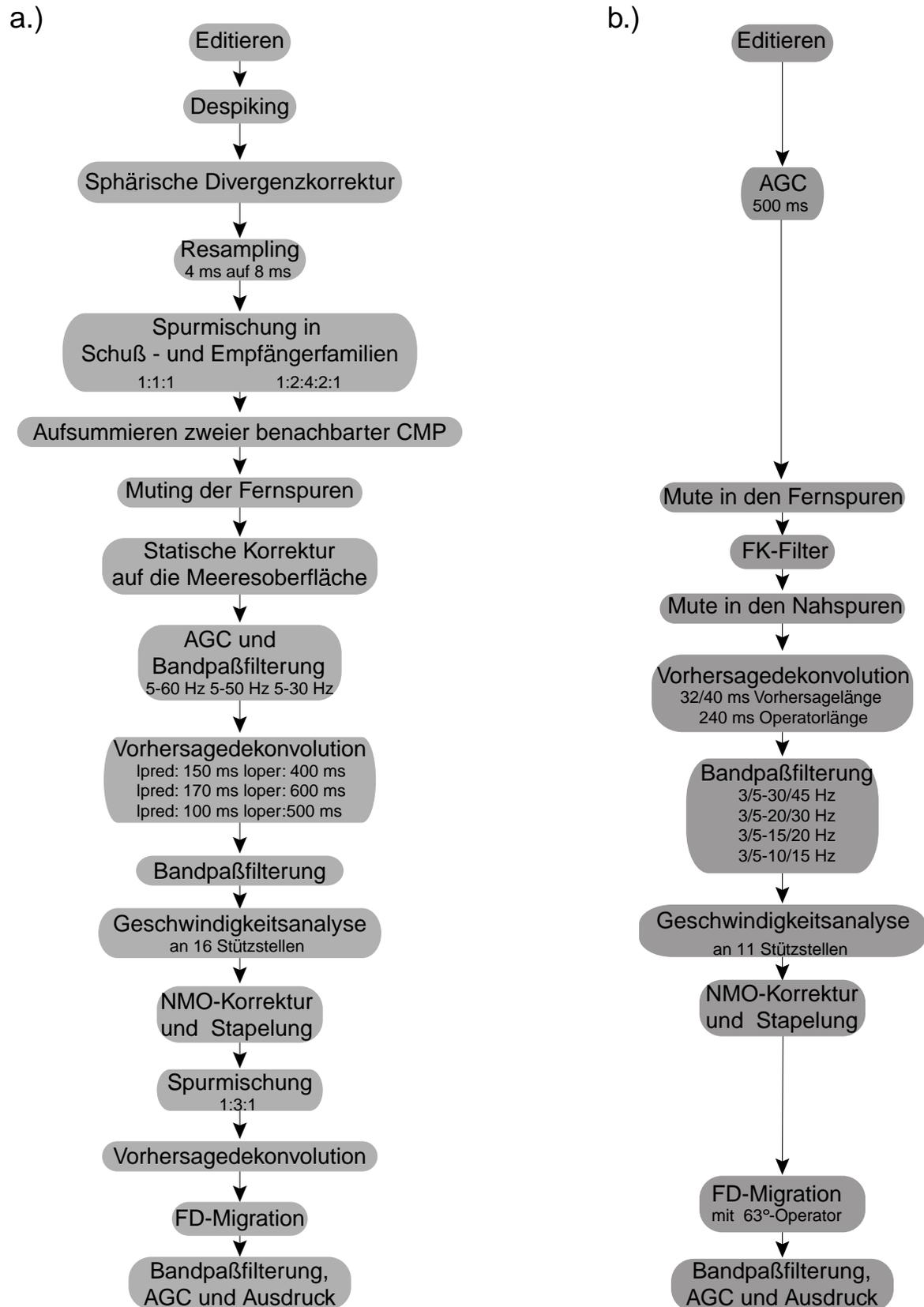


Abbildung 4.1: Erste und zweite Bearbeitungssequenz

Besonders die fehlende Spurmischung und die andere Multiplenunterdrückung brachten Erfolge

Vorhersagedekonvolution: Niedriggeschwindigkeitszonen unterhalb zweier Schichten hoher P-Wellengeschwindigkeit, wie Kreidekalk und Zechsteinsalze, verursachten starke und sehr viele Multiple. Da diese eine relativ ruhige Ablagerungsphase hatten und ihre Schichtdicke nahezu konstant ist, wurde versucht, sie durch weitere Vorhersagedekonvolutionen nach dem Stapeln zu eliminieren.

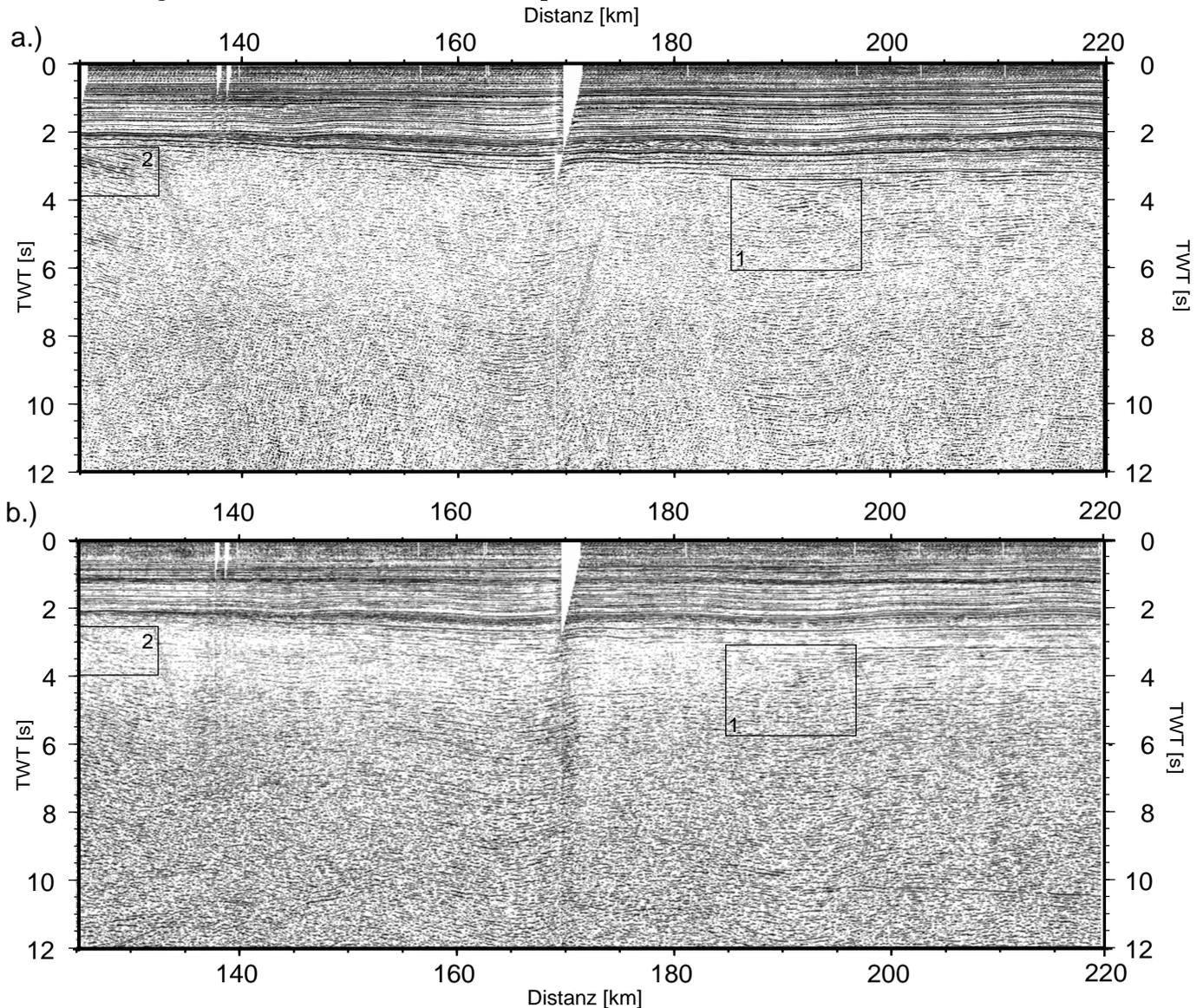


Abbildung 4.2: Multiplenunterdrückung mit Hilfe von FK-Filterung und Innertracemuting a.) Stapelung nach der zweiten Bearbeitungsphase b.) Endstapelung der ersten Bearbeitungsphase. Auf Abbildung a.) zeigen die Sedimente wegen der geänderten Dekonvolutionsparameter ein deutlich ruhigeres Bild. 1) Die Multiplenunterdrückung brachte Reflexionen vermutlich einer Bruchscholle klar zum Vorschein. In b.) sind diese nur sehr schwer zu erkennen. Ein verändertes AGC ließ den geneigten Reflektor (2) besser erkennen. Allerdings hat sich die Amplitude der Moho wegen der fehlenden Spurmischung bei 10,5 s TWT abgeschwächt, zusätzlich war hier der Innertracemute noch zu 70 % wirksam.

Finite-Differenzen-Migration nach dem Stapeln: Eine Migration soll Diffraktionen-hyperbeln, die bei einer simulierten Zerooffsetsektion entstanden sind, kollabieren lassen und geneigte Reflektoren in die richtige Position im Untergrund bringen. Es wurde eine FD-Zeitmigration im Entfernungs-Zeit (xt) - Bereich mit einem 30° - Operator auf die Stapelsektion angewendet. Eine FD-Migration ist sehr robust und toleriert große laterale und vertikale Geschwindigkeitsvariationen [Yilmaz 1987].

Filterung, AGC und Ausdruck: Für die Darstellung der Daten wurde nochmals ein Tiefpaßfilter (mit 1 s: 5-40 Hz, 12 s: 5-20 Hz, 26 s: 5-15 Hz) und ein AGC angewendet.

4.1.2 Datenbearbeitung der zweiten Bearbeitungsphase

Da die allgemeine Bearbeitung aller vier Profile sich hauptsächlich auf eine gute Abbildung der Moho und tieferer Reflektoren konzentrierte, wurden die Sedimente und die Erdkruste nicht optimal abgebildet. Hierfür wurde eine andere Bearbeitungssequenz für Teile der Profile 1 und 2 gewählt. Besonderes Augenmerk sollte bei Profil 1 auf einen nach Süden geneigten Reflektor am südlichen Ende des Horngrabens gelegt werden, der in einer ersten Interpretation als CDF gedeutet wurde [MONA LISA Working Group 1997; Abramovitz et al. 1997 submitted, 1998]. Die Bearbeitungslänge betrug nur noch 12 s. Bei Profil 2 wurde insbesondere versucht die Strukturen unterhalb Top-Rotliegende zu finden. Hier wurde die Bearbeitungslänge auf 8 s TWT reduziert.

Auf die Spurmischung vor dem Stapeln, Aufsummieren zweier Spuren und die statische Korrektur wurde völlig verzichtet. Dieser Unterschied brachte besonders auf Profil 2 großen Erfolg. Die Spurmischung bevorzugt horizontale Reflektoren und war daher ungeeignet für die Darstellung geneigter Einsätze. Die Anzahl der Stützstellen für die NMO-Korrektur wurde im Sediment verdichtet und dabei besonders auf geneigte Einsätze geachtet. Die Dekonvolution sorgte für eine bessere Auflösung des seismischen Signals mit einer Vorhersagelänge von 32 ms für die Sedimente und 40 ms bei einer Vorhersagelänge von 240 ms für die Kruste. Das sogenannte Ringing, das heißt das Nachschwingen des Signals, konnte verringert werden. Die Multiplenunterdrückung basierte auf einer Kombination aus FK-Filter und Innertracemute. Diese Methode war besonders auf Profil 1 erfolgreicher als die der Vorhersagedekonvolution. Dabei werden nach einer NMO-Korrektur durch einen FK-Filter die Fernspuren der Multiplen, die unterkorrigiert bleiben, weggefiltert. Da der Filter nicht auf die Nahspuren wirkt, werden diese durch einen Innertracemute gelöscht. Die unterschiedlichen Bearbeitungssequenzen sind auf Abbildung 4.1 dargestellt. Abbildung 4.2 zeigt den Erfolg der zweiten Bearbeitungsphase für Profil 1. Es ist jedoch zu erkennen, daß auch hier nicht alle Multiplen vollständig unterdrückt werden konnten. Besonders die antiklinalen Einsätze blieben erhalten.

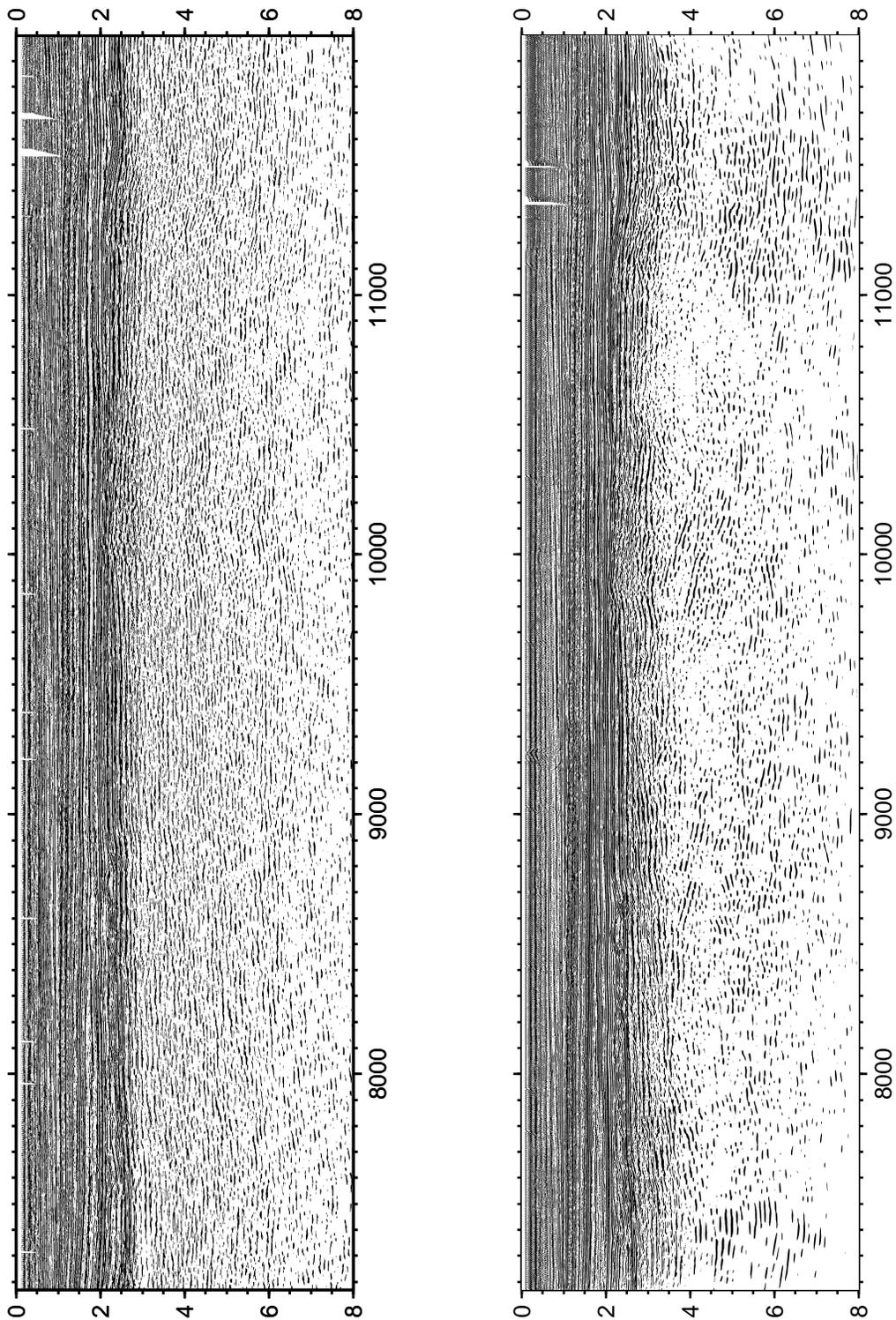


Abbildung 4.3: Teile der migrierten Sektion Profil 2 a.) erste Bearbeitung, b.) zweite Bearbeitung. Bei b.) sind deutlich geneigte Reflektoren bei ca. 3 s - 4 s TWT zu erkennen, die die erste Bearbeitung nicht zeigen konnte.

5 Erkenntnisse aus den Reflexionsdaten

In dieser Arbeit wurden die nordsüdlaufenden Profile 1 und 2 bearbeitet. Beide Profile kreuzen die von Ziegler [1990] vorgeschlagene Position der CDF schräg. Für die Interpretation erwiesen sich die Bohrlochdaten der deutschen Bohrungen Q1(D) und S1(D) [Best et al. 1983] und der dänischen R1(DK) und S1(DK) [Nielsen and Japsen 1991] als sehr hilfreich. Wenn die Bohrungen nicht direkt neben den Profilen lagen, konnten sie durch andere Reflexionsdaten von Vejrbæk [1990], Abramovitz and Thybo [1999] und Clausen and Korstgård [1993] mit den ML-Linien verbunden werden.

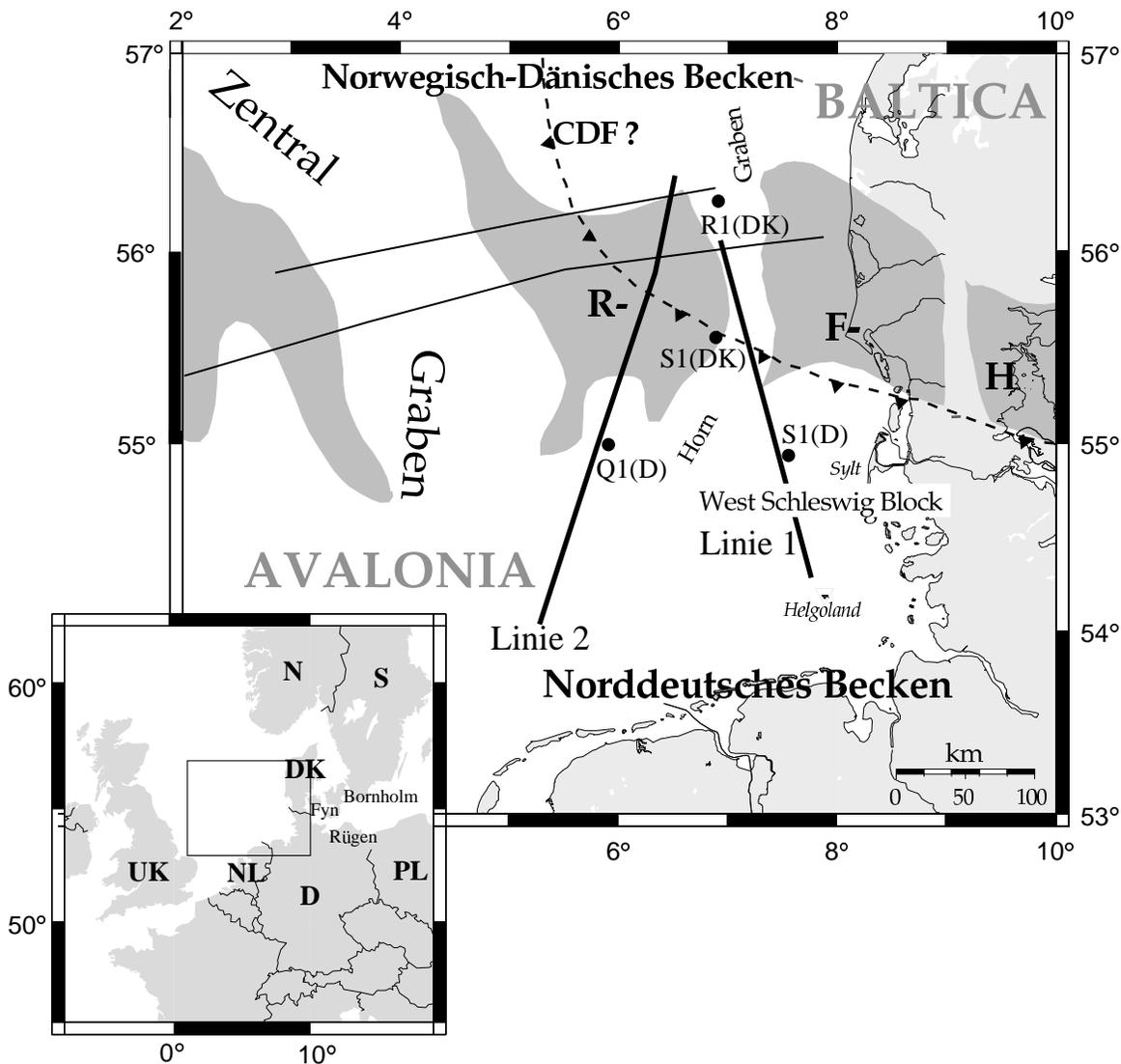


Abbildung 5.1: Lokation der Reflexionslinien

schwarze Punkte zeigen die Bohrlöcher, die zur Interpretation der Profile herangezogen wurden (Position von RFH und CDF nach Ziegler [1990])

Zur besseren Interpretation werden die Profile jeweils bis 8 s TWT und bis 26 s TWT dargestellt. Bis 8 s TWT sind die Sedimentschichten besser zu erkennen.

Die Bohrungen erreichten mindestens spättriassische Sedimente. In Tabelle 5.1 sind die Tiefenwerte der Oberkante einer Sedimentschicht in Metern angegeben. Am Ende des Bohrlochs stehen die Oberkantentiefe und die Eindringtiefe der Bohrung.

Bohrung	Q1(D)	S1(D)	S1(DK)	R1(DK)
Eindringtiefe	3835	4842	3784	2676
Eozän (teo)	1191	630	-	871
Oberkreide (OK)	1425	768	991	891
Unterkreide (UK)	2099	1238	1363	1180
Jura (Ju)	-	-	1519	1262
Keuper (K)	-	1313	1574	-
Muschelkalk (Mu)	-	1526	1939	1303
Buntsandstein (Bu)	-	1725	2202-3784	1745
Zechstein (Zech)	2209	2750	-	-
Rotliegendes (Rot)	2905	3882-4842	-	1998-2676
Karbon (Ka)	3067	-	-	-
Basement	3804-3835	-	-	-

Tabelle 5.1: Bohrungen in der Nähe der Profile 1 und 2 (Lokation siehe Abbildung 5.1) Die Zahlen bedeuten die Oberkante einer Sedimentschicht in Metern

5.1 Profil 1

Profil 1 ist ein NNW-SSO streichendes Profil. Es beginnt auf einem Ausläufer des Ringkøbing-Fyn-Hochs, kreuzt einen tieferen Teil des Horngrabens schräg, läuft über den West-Schleswig-Block, einen Teil des Norddeutschen Beckens, und endet ca. 7 km nordwestlich der Insel Helgoland. Die Gesamtlänge des Profils beträgt 205 km. Das Profil verläuft direkt über Bohrloch S1(D). S1(DK) liegt ca. 20 km entfernt. Eine genaue Korrelation mit dem Profil ist leider nicht möglich, da ein verbindendes Profil fehlt. Da das Profil hier schräg den Horngraben durchläuft, ist eine direkte Projektion der Bohrung nicht gerechtfertigt. Es kann jedoch angenommen werden, daß die gleichen geologischen Einheiten vertreten sind. In Verlängerung von ML 1 nach Norden liegt die Bohrung R1(DK), die bei der Weitwinkelmessung überschossen wurde. *Vejbæk* [1990] (Profile 2) und *Clausen and Korstgård* [1993] (RTD81-45) zeigen ein ein Verbindungsprofil, so daß die Ergebnisse von der Bohrung zur Interpretation beitragen können.

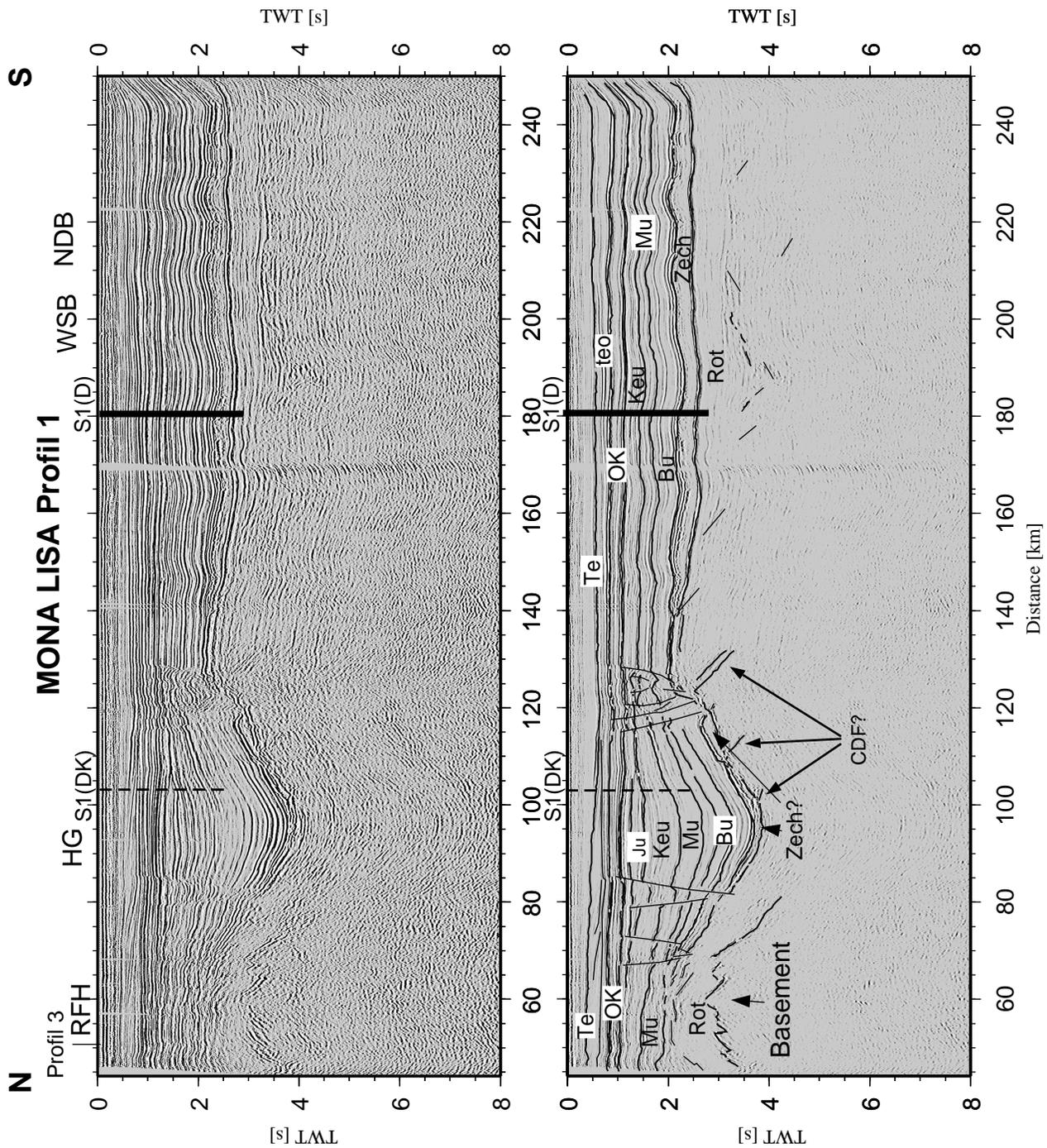


Abbildung 5.2: Reflexionsprofil Linie 1 (die ersten 8 s TWT mit und ohne Interpretation)
 RFH: Ringkøbing-Fyn-Hoch, HG: Horngraben, WSB: Westschleswigblock, NDB: Norddeutsches Becken, teo: Top-Eozän, Te: Tertiär, OK: Oberkreide, Ju: Jura, Keu: Keuper, Mu: Muschelkalk, Bu: Buntsandstein, Zech: Zechstein, Rot: Rotliegendes, CDF: kaledonische Deformationsfront

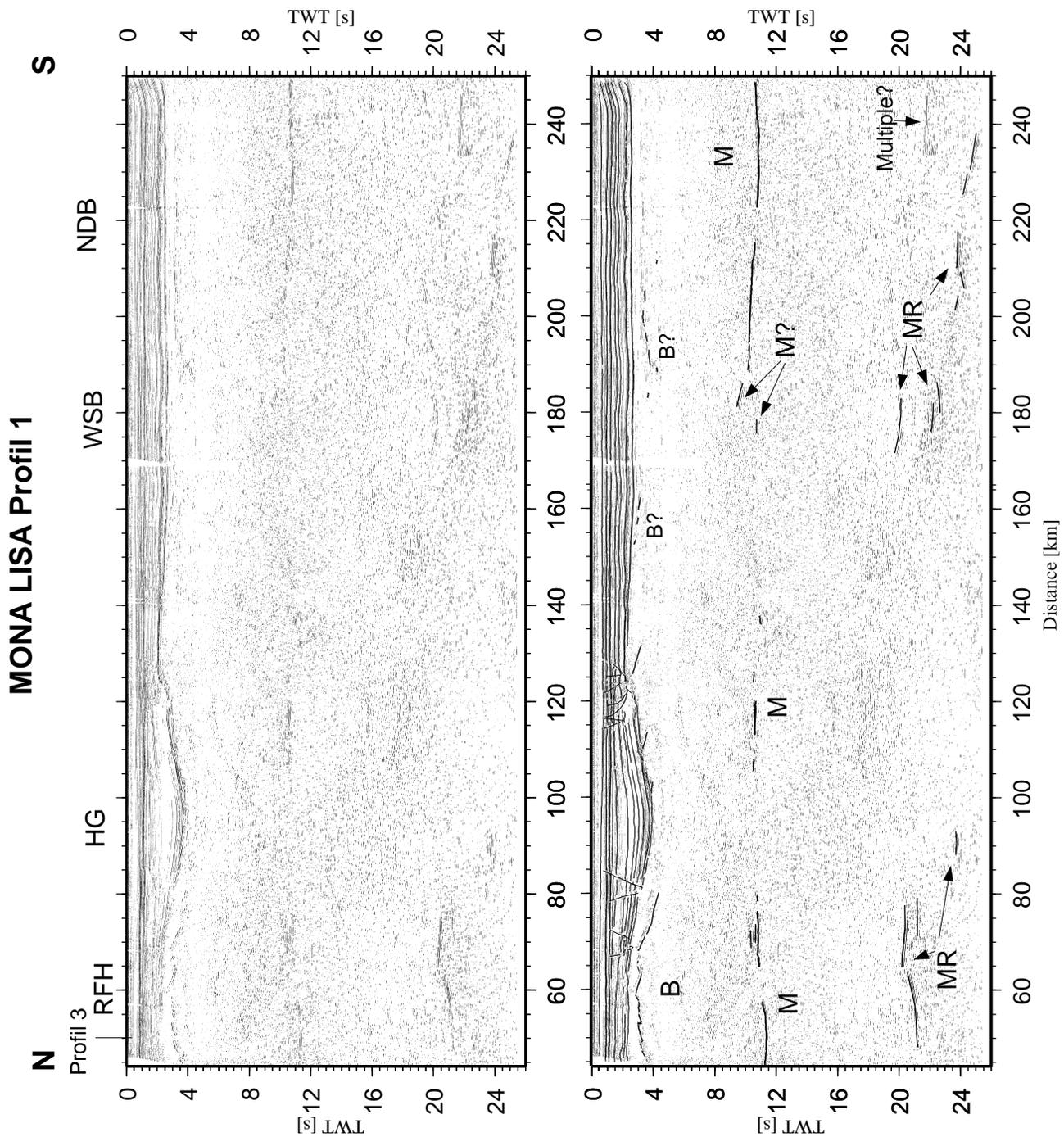


Abbildung 5.3: Reflexionsprofil Linie 1 (bis 26 s TWT mit und ohne Interpretation)
 RFH: Ringkøbing-Fyn-Hoch, HG: Horngraben, WSB: Westschleswigblock, NDB: Norddeutsches Becken, B: Basement, M: Moho, MR: Mantelreflexion
 Zur besseren Kenntlichmachung wurden angerissene Reflektoren unterhalb von Top-Vorzechstein dicker markiert.

5.1.1 Sedimentstruktur

In Abbildung 5.2 ist die seismische Sektion zur besseren Interpretation nur bis 8 s TWT aufgetragen. Das seismische Basement ist nur im Norden des Profils zwischen ca. 3 s und 4 s TWT zu erkennen. Es ist von vielen Verwerfungen durchzogen. Unterhalb des Horngrabens ist die Weiterverfolgung der Reflexionen nicht lange möglich, zumal dieser Teil der Sektion von einigen Multiplen überlagert ist. Einige Diffraktionen und Reflexionen zwischen 180-215 km könnten noch ein Indiz für Basement sein. Möglicherweise zeichnet sich zwischen km 190 und Profilende bei 3 s TWT die Oberkante des Karbon ab, es könnte aber auch eine Multiple sein. Der erste über das ganze Profil verfolgbare Reflektor ist der von Top-Präezechstein. Von diesem gehen einige nach Süden geneigte Reflexionen nach unten ab. Eine Unterteilung zwischen Rotliegenden und älteren Sedimenten ist nicht sichtbar. Die subparallelen Einsätze im NDB sind vermutlich Multiple. Die Existenz von Zechsteinsalzen kann von Süden bis km 139 nachgewiesen werden. Das Salz war tektonisch aktiv und hat die jüngeren Sedimente aufgefaltet. Die Falten setzen sich parallel bis zur Unterkante Oberkreide, südlich von km 205 sogar bis Top-Eozän fort. Das Salz war also vor der Oberkreide und dann auch wieder im Tertiär tektonisch aktiv. Ganz am südlichen Ende des Profils ist ein Ausläufer der Salzstocks, der die Insel Helgoland an die Meeresoberfläche gebracht hat, zu erkennen. Die Mächtigkeit der triassischen Sedimente südlich des Horngrabens ist konstant. Die Art der Reflexion und ihre Amplitude lassen vermuten, daß auch im Südteil des HG bis zur Verwerfung bei km 80 Zechstein anzutreffen ist. Im Horngraben erkennt man deutlich die Zunahme der Mächtigkeit der Sedimente aus dem Trias. Sie sind aber wenig gestört, was für eine Postrift-Füllung spricht. Die Kontinuität der Gleichmäßigkeit in der Amplitudenstärke nimmt jedoch ab. Die Reflexionen können als Oberkante von 3 Formationen aus dem Buntsandstein aus Muschelkalk und Keuper interpretiert werden. Die Bohrungen R1(DK) und S1(DK) legen die Vermutung nahe, daß auch zwei Schichten aus Jura und Unterkreide vorhanden sind, deren Mächtigkeiten nach Norden stark abnehmen. Die Verwerfungen am Graben sind vorwiegend im Trias bis Spätjura aktiv gewesen. Die Basis Unterkreide bildet eine *unconformity* zu den unteren Schichten, dabei ist der Unterschied zu Basis Oberkreide außerhalb des HG nicht mehr seismisch auflösbar. S1(D) erbohrte eine Mächtigkeit der Unterkreide von nur 75 m. Die Mächtigkeit der Oberkreide ist über das ganze Profil gesehen konstant. Oberhalb des Horngrabens treffen downlap einige nach Süden geneigte Reflektoren auf den Top-Eozän-Reflektor. Das spricht für eine Sedimentation aus Richtung Norden.

5.1.2 Kruste und Mantel

Da das akustische Basement nicht über das ganze Profil zu identifizieren ist soll hier über alle Reflektoren unterhalb von Top-Rotliegenden berichtet werden (Abbildung 5.3).

Vom Horngraben aus sind nach Süden geneigte Reflektoren bei km 103, km 110, km 127 und km 155 zu beobachten. Sie sind allerdings höchstens bis zu einer Länge von 10 km klar zu identifizieren. In den Veröffentlichungen *MONA LISA Working Group* [1997b,a] wurden die nördlichen drei Reflektoren als mögliche CDF interpretiert. Sie liegen aber noch im Sediment. Es könnte sich eher um die Oberkante von Blockverwerfungen handeln, die während der Extension des Grabens entstanden sind. Am nördlichen Ende des Profils sind bis km 81 zwischen 3 s und 4 s TWT eine Anzahl von Reflektoren zu erkennen, die die Oberkante des kristallinen Basement nachzeichnen. Das Basement ist von vielen Extensionsverwerfungen durchzogen. Es sind Anzeichen von Blockverwerfungen eines Halbgrabens zu erkennen. Zwischen km 180 und km 215 bei 3,5 s - 4 s TWT können ebenfalls Reflexionen erkannt werden, die als Blockverwerfungen des Basement interpretiert werden. Die Extension des Beckens fand vor dem Zechstein im Frühperm oder Karbon statt, da die Reflektoren von der Extension nicht beeinflusst wurden. Die 100 m erbohrter Vulkanite aus dem Rotliegenden von S1(D) [Best et al. 1983] sprechen für einen, das Rifting begleitenden Vulkanismus. Dieser Teil der Sektion ist aber so stark von Multiplen überlagert worden, daß auch nach deren Abschwächung nur schwer eine klare Aussage getroffen werden kann (Abbildung 4.1).

Unterschiede in der Reflektivität der Kruste sind nicht auszumachen, falls der Eindruck doch entsteht, so ist dafür eine unzureichende Unterdrückung der Multiplen verantwortlich. Erst unterhalb von 10 s TWT sind wieder klare Einsätze zu beobachten. Die Reflexionen zwischen 45 km - 60 km, 65 km - 80 km, 105 km - 120 km und 188 km - 250 km zeichnen die Moho nach. Ob der geneigte Reflektor bei km 180 auch Teil der Moho ist oder eine innerkrustale Scherzone markiert, ist unklar. Auffällig ist die große Lücke in den Reflexionen zwischen 120 km und 180 km. Das Verschwinden der Reflexion unterhalb des Horngrabens ist vermutlich auf größere Absorption des seismischen Signals durch die dickeren Sedimentschichten erklärbar. Bei einer Tiefe von ca. 10 s der Kruste vor Extension (2 s - 12 s in Profil 2 für das nicht von der Dehnung betroffene RFH) und eine jetzigen Dicke unter dem West-Schleswig-Block von 6 s (Moho bei 10 s TWT Basement bei ca. 4 s) kommt man bei konstanter Geschwindigkeit auf einem Stretchingfaktor β von 1,67.

Im oberen Mantel sind einige starke Reflexionen zu beobachten. Am nördlichen Ende des Profils zeichnen sich zwei starke Reflexionen bei 20 s - 21 s ab. Von km 105 17 s TWT bis km 240 25 s TWT zieht sich ein Band von meist nach Süden geneigten Reflektoren.

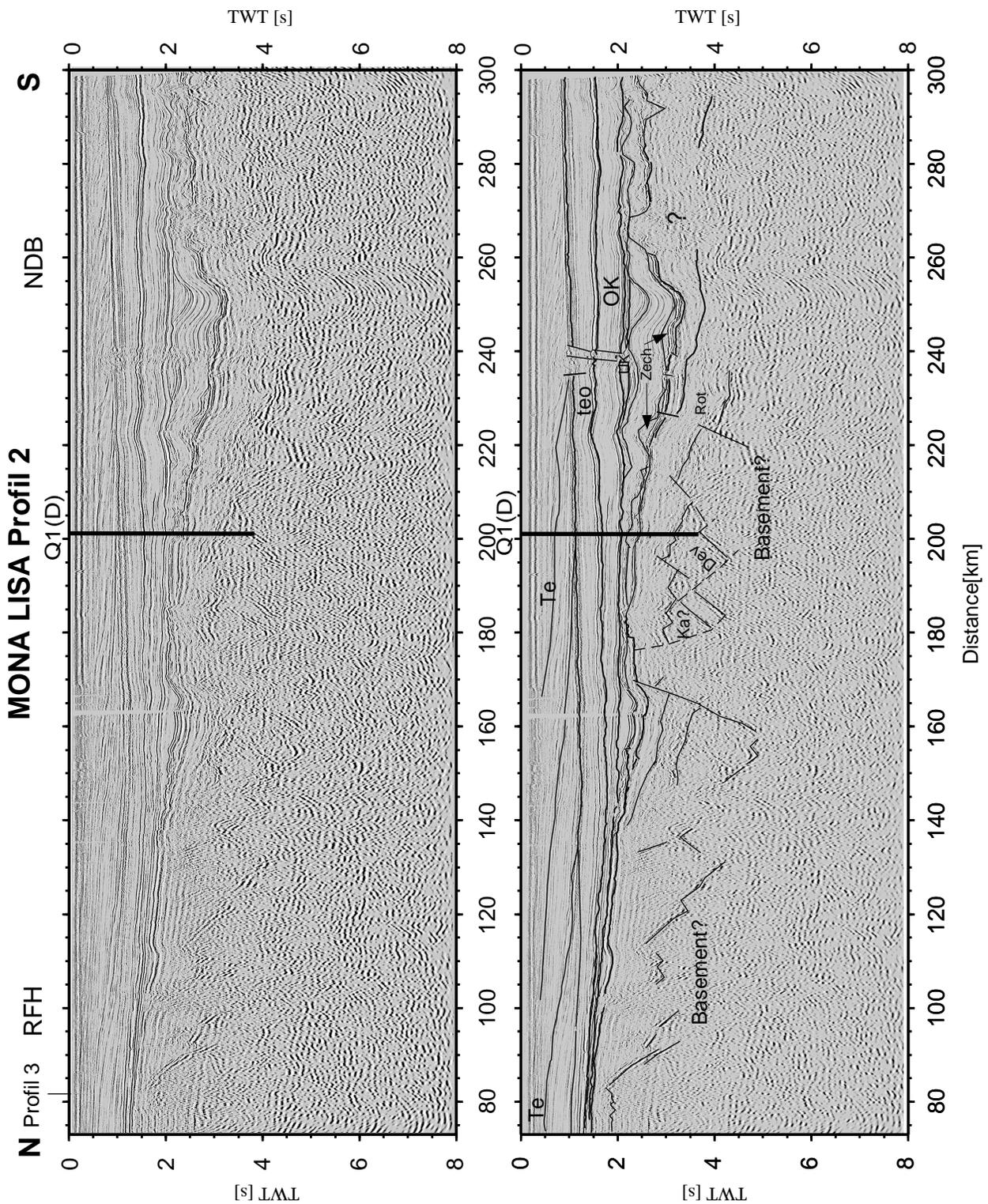


Abbildung 5.4: Reflexionsprofil Linie 2 (die ersten 8 s TWT mit und ohne Interpretation nach der Neubearbeitung) Abkürzungen siehe Abbildung 5.2

5.2 Profil 2

Profil 2 schreicht in NNO-SSW-Richtung. Die nördlichsten Ausläufer des Profils liegen über dem Norwegisch-Dänischen Becken. Das Profil verläuft dann über das Ringkøbing-Fyn-Hoch in das Norddeutsche Becken. Es hat eine Gesamtlänge von 275 km. In ca. 2 km Entfernung vom Profil befindet sich bei Profilkilometer 203 etwas südlich des RFH das Bohrloch Q1(D), das zur Interpretation der seismischen Sektion herangezogen wurde. Abbildung 5.4 zeigt die neubearbeitete seismische Sektion von Profil 2. Die Neubearbeitung wurde bei km 73 begonnen.

5.2.1 Sedimentstruktur

Das Basement ist am Anfang des Profils deutlich zu erkennen. Es sind großräumige Blockstrukturen zu beobachten. Bei km 80 wird das Grundgebirge in 2 s TWT erreicht. Bei ca. km 160 ist eine Abschiebung eines Halbgrabens zu erkennen. An dieser Abschiebung beobachtet man interne syn- und posttektonische Sedimentstrukturen vermutlich aus Karbon und Rotliegendem. Das Basement ist nicht klar zu identifizieren. Bis km 180 erstreckt sich ein Basementhorst bis 2,5 s TWT. Er wird durch eine weitere Abschiebung im Süden begrenzt. Zwischen km 180 und km 230 zeigen sich wieder Extensionsblöcke mit Präriptsedimenten möglicher Weise aus Devon und Karbon. Die Reflektoren bei 3 s - 3,5 s zeigen eine Verwerfung bei km 195. Hierbei handelt es sich vermutlich um Reflektoren aus dem Rotliegenden. In der Bohrung Q1(D) wurde bei 3804 m Tiefe Basement erbohrt. Es handelt sich um einen in der Grünschieferfazies metamorphisierten Gneiss, dessen Alter mit 415 +/- 8 Ma angegeben wurde [Best et al. 1983]. Darüber liegt eine ca. 800 m dicke Sedimentschicht aus dem Devon. Die Mächtigkeit des Rotliegenden ist mit 160 m gering und Karbon wurde nicht erbohrt. Der große Unterschied in der Mächtigkeit des Rotliegenden in Reflexionsdaten und Bohrung läßt auf eine dazwischenverlaufende Verwerfung schließen. Südlich von km 240 ist kein Top-Basementreflektor zu identifizieren.

Die spätpaläozoischen Sedimente sind von Süden bis ca. km 140 gut zu verfolgen. Der starkgefaltete Einsatz südlich des Bohrlochs bei 3,2 s TWT bildet die Oberkante des Zechsteinsalzes. Das drüberliegende Sediment aus dem Trias wurde stark gefaltet. Ab km 260 nach Süden ist das Verfolgen von Einsätzen nicht ganz leicht. Vermutlich ist der Reflektor bei 2,6 s TWT aber die Oberkante des Zechstein. Bei km 260 - km 270 ist der Reflektor unterbrochen. Es könnte sich um einen Salzdiapir handeln. Nördlich der Bohrung verringert sich die Mächtigkeit des Salzes und keilt bei km 192 aus. Zwischen

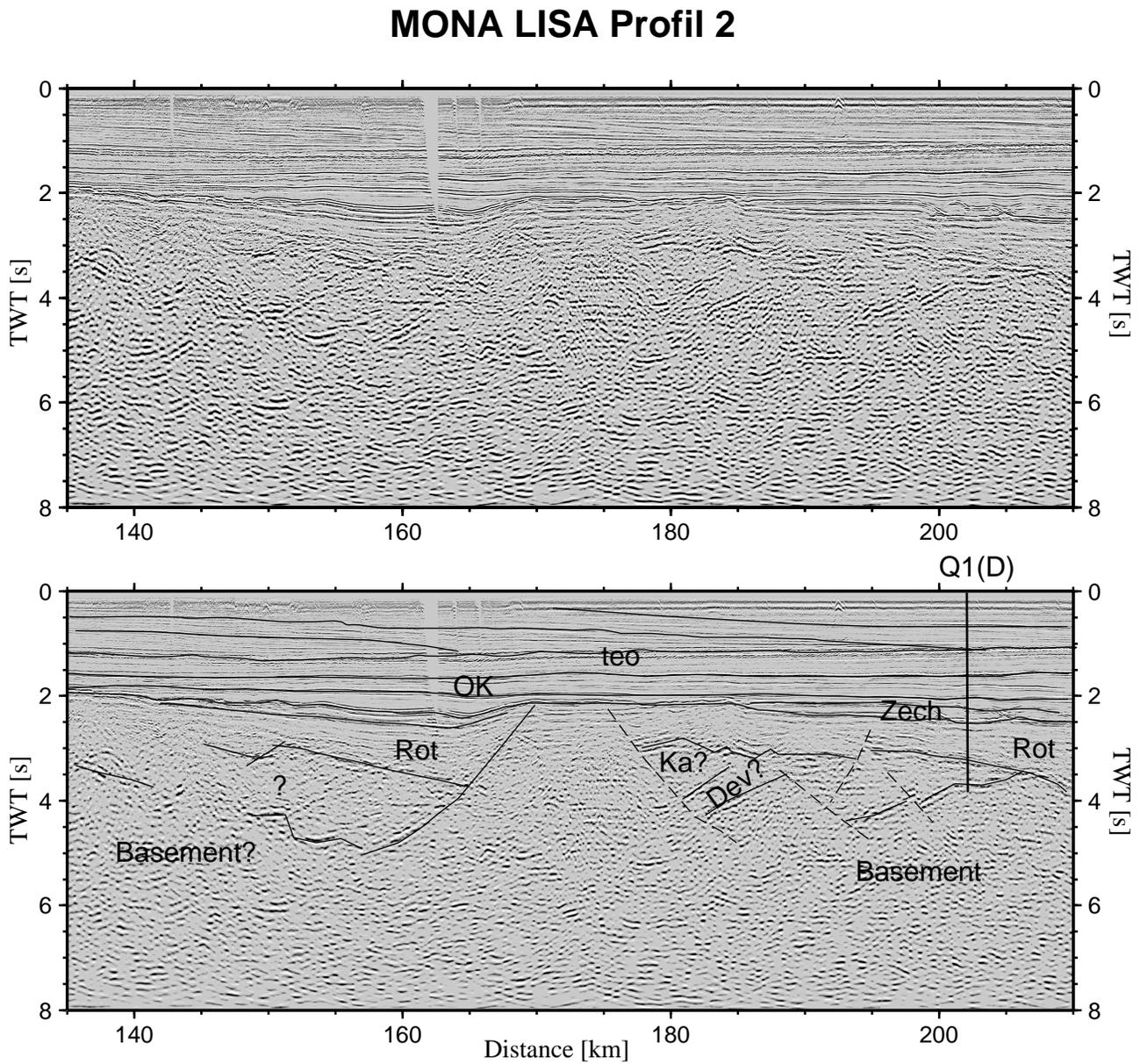


Abbildung 5.5: Reflexionsprofil Linie 2 (Ausschnitt von km 135-km 210 bis 8 s TWT mit und ohne Interpretation) teo: Top-Eozän, Te: Tertiär, OK: Oberkreide, Rot: Rotliegendes, Ka: Karbon, Dev: Devon

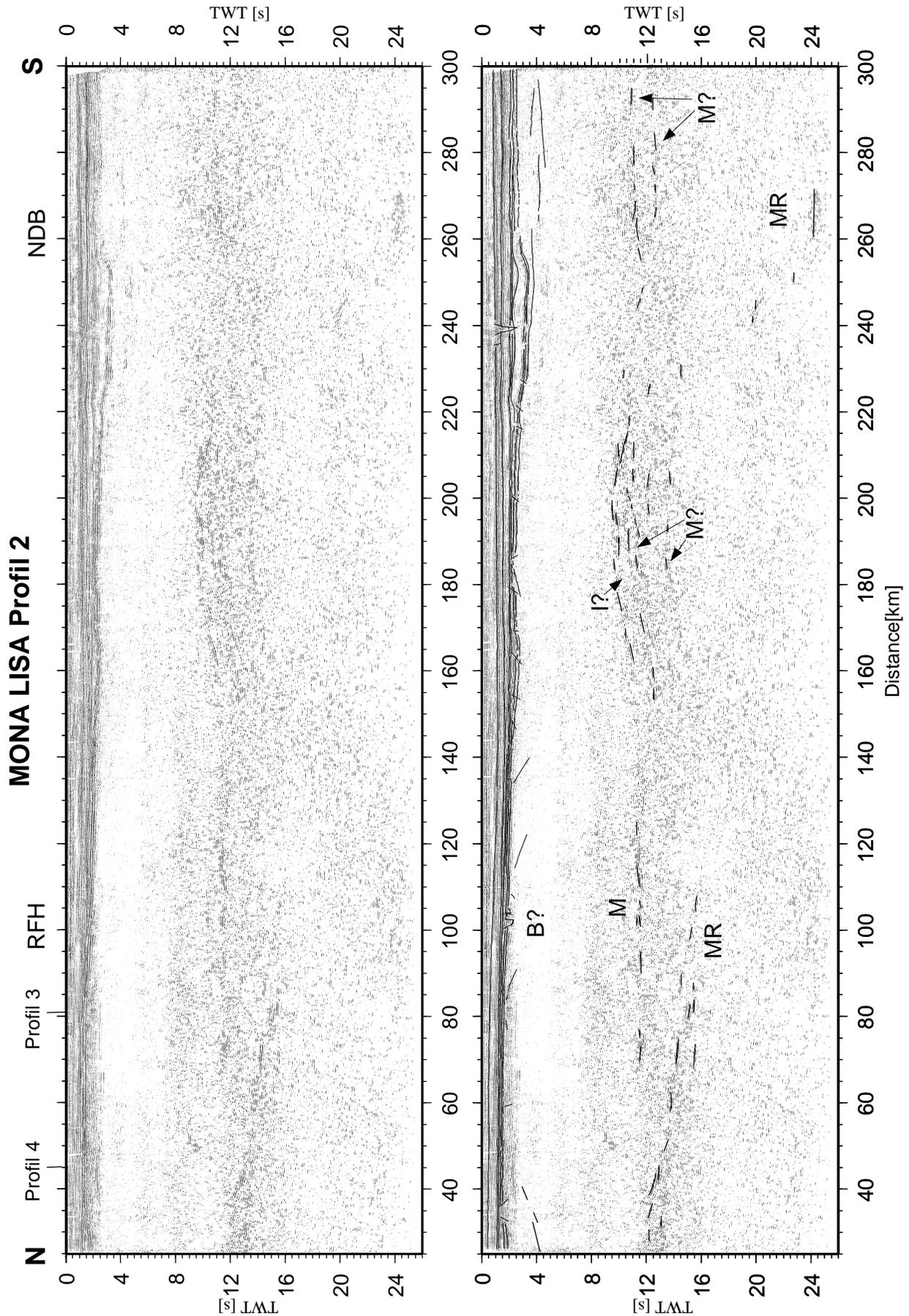


Abbildung 5.6: Reflexionsprofil Linie 2 (bis 26 s TWT mit und ohne Interpretation)
 RFH: Ringkøbing-Fyn-Hoch, NDB: Norddeutsches Becken, B: Basement, I: Intrusion, M: Moho, MR: Mantelreflexion

km 150 und km 175 gibt es vermutlich ebenfalls Zechstein geringer Mächtigkeit. Die Unterkante Oberkreide bildet eine *unconformity* für die Sedimente aus Unterkreide, Jura und Trias, die nur sehr geringe Mächtigkeiten erreichen, oder nicht vollständig wegerodiert wurden. Die Mächtigkeit der Oberkreide nimmt nach Norden hin ab. Auf dem Hoch sind die Reflexionen von Ober- und Unterkante nicht mehr klar zu trennen. Auch der Top-Eozän-Reflektor nähert sich auf dem Hoch den tieferen Reflektoren. Die Mächtigkeit der jüngeren Sedimente nimmt jedoch von Süden her zu. Auch hier sind nach Süden geneigte Reflektoren downlap auf den Top-Eozän-Reflektor zu beobachten. Diese Reflektoren und die größere Mächtigkeit der Schicht im Vergleich zu Profil 1 läßt auf Sedimentation von Nordosten bei gleichzeitig stärkerer Subsidenz im Norden schließen.

5.2.2 Kruste und Mantel

Die Kruste zeichnet sich bis ca. 9,5 s TWT durch eine geringe seismische Reflektivität aus. Zwischen km 160 und km 225 ist darunter eine Zone mit vielen Reflexionen zu erkennen, deren Unterkante und somit der Verlauf der Moho nur schwer zu bestimmen ist. Es zeichnen sich zwei fast parallele Bänder von Reflektoren ab. Ab km 250 bis Profilende ist eine weitere reflektive Zone, allerdings geringerer Amplitude zu beobachten. Bei dieser Zone könnte sich um Reste nicht subduzierter ozeanischer Kruste handeln. Eine weitere Möglichkeit wäre eine Intrusion mafischen Materials in die Kruste.

Die Amplitude der Mohoreflexionen ist geringer als bei Profil 1. Die Moho ist zwischen km 65 und km 130 mit einigen Unterbrechungen bei 11,5 s TWT zu verfolgen. Südlich der Zone hoher Reflektivität ist sie wieder auf den letzten 40 km bei 11 s oder bei 12,5 s TWT zu beobachten. Beide Einsätze sind parallel, ob es sich bei dem unteren um eine Multiple handelt, ist nicht auszuschließen.

Vom Norden des Profils zieht sich ab 12 s TWT ein Band von leicht nach Süden geneigten Reflektoren bis km 110 bei 15,5 s TWT. Ob die Reflektoren zwischen km 240 und km 270 damit in Verbindung stehen, ist äußerst zweifelhaft.

6 Akquisition und Bearbeitung der Weitwinkeldaten

1993 wurden während der reflexionsseismischen Datenakquisition die Airgun-Schüsse zusätzlich von 26 Landstationen und 2 Ozeanbodenhydrophonen (OBH) aufgenommen.

Um die Messungen für Weitwinkelmodellierungen zu ergänzen, wurden im Mai 1995 nochmals an 27 Positionen entlang der Profile 1-3 OBH ausgesetzt. Das Airgun-Array hatten ein Gesamtvolumen von 86,5 l und wurde bei einem Druck von 1900 psi alle 40 s (hier 100 m) geschossen. Die Daten wurden kontinuierlich mit einer Samplingrate von 5 ms aufgezeichnet. Trotz schlechter Wetterbedingungen konnten Refraktionen bis zu 250 km Entfernung gut verfolgt werden. Für diese Arbeit wurden die Profile 1 und 2 modelliert, wobei eine Landstation, die 1993 auf der Insel Helgoland aufgestellt war, in die Modellierung einbezogen wurde.

Bei einer ersten Abspielung der Daten wurde anhand der Wasserwelle ein bei gegebenem Offset ein Mißfit bis zu 300 ms festgestellt. Dieser wurde vermutlich durch die ungenaue Lokation der OBH ausgelöst. Da die OBH von einem anderen Schiff abgesetzt wurden als dem Schiff mit den Airguns ist eine unterschiedliche Positionierung, durch unterschiedliche GPS-Empfänger möglich. Die Position der OBH mußte bis zu 430 m senkrecht zum Profil korrigiert werden, so daß ein Profilabstand von ca. 1 km entstand.

6.1 Bandpaßfilterung

Unabhängig von der Aufzeichnung treten im allgemeinen Störsignale bei der Aquisition von seismischen Daten auf. Diese können durch Strömungen am Meeresboden, durch Seegang und durch andere Schallquellen erzeugt werden. Viele sind frequenzabhängig. Somit ist besonders die Frequenzfilterung zur Signalverbesserung geeignet.

Die Absorption von Schallwellen frequenzabhängig. Mit wachsender Entfernung zum Empfänger werden höherfrequente Signale stärker gedämpft, daher scheint eine entfernungsabhängige Rauschunterdrückung besonders bei Weitwinkelmessungen ratsam. Außerdem durchlaufen Signale, die von entfernteren Quellen stammen, mehr Geschwindigkeitsdiskontinuitäten, die die Amplituden weiter schwächen. Bei der Anwendung des Filters ist besonders darauf zu achten, daß die Einsätze nicht zeitlich verschoben werden. Dieses ist nur bei der Wahl eines Nullphasenfilters gegeben.

Es wurden Frequenzanalysen (Abbildung 6.1) und Testfilterungen (Abbildung 6.2) für die Wahl des besten Filters angewendet. Bei den Frequenzanalysen in Abbildung 6.1 kann man

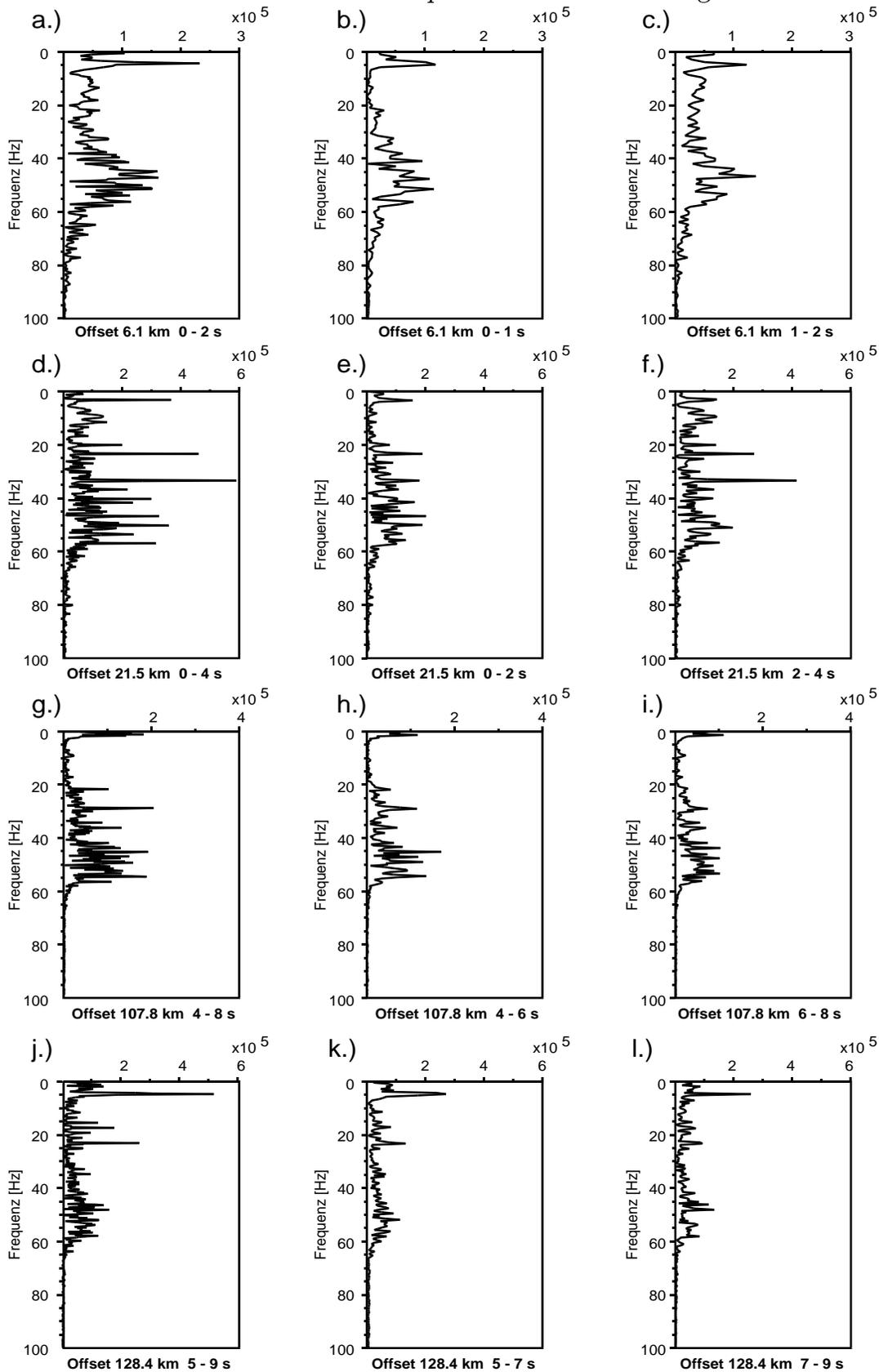


Abbildung 6.1: Frequenzanalysen im Nah- und Fernbereich In der ersten Spalte [a., d., g. und j.] ist eine Spur in verschiedenen Offsetbereichen dargestellt. Die nachfolgenden Spalten zeigen die zeitlich gleichmäßig aufgeteilte Spur. Spalte 2 zeigt Teile der Spur ohne Einsatz [b., e., h. und k.], die dritte Spalte den Teil mit Einsatz [c., f., i. und l.]

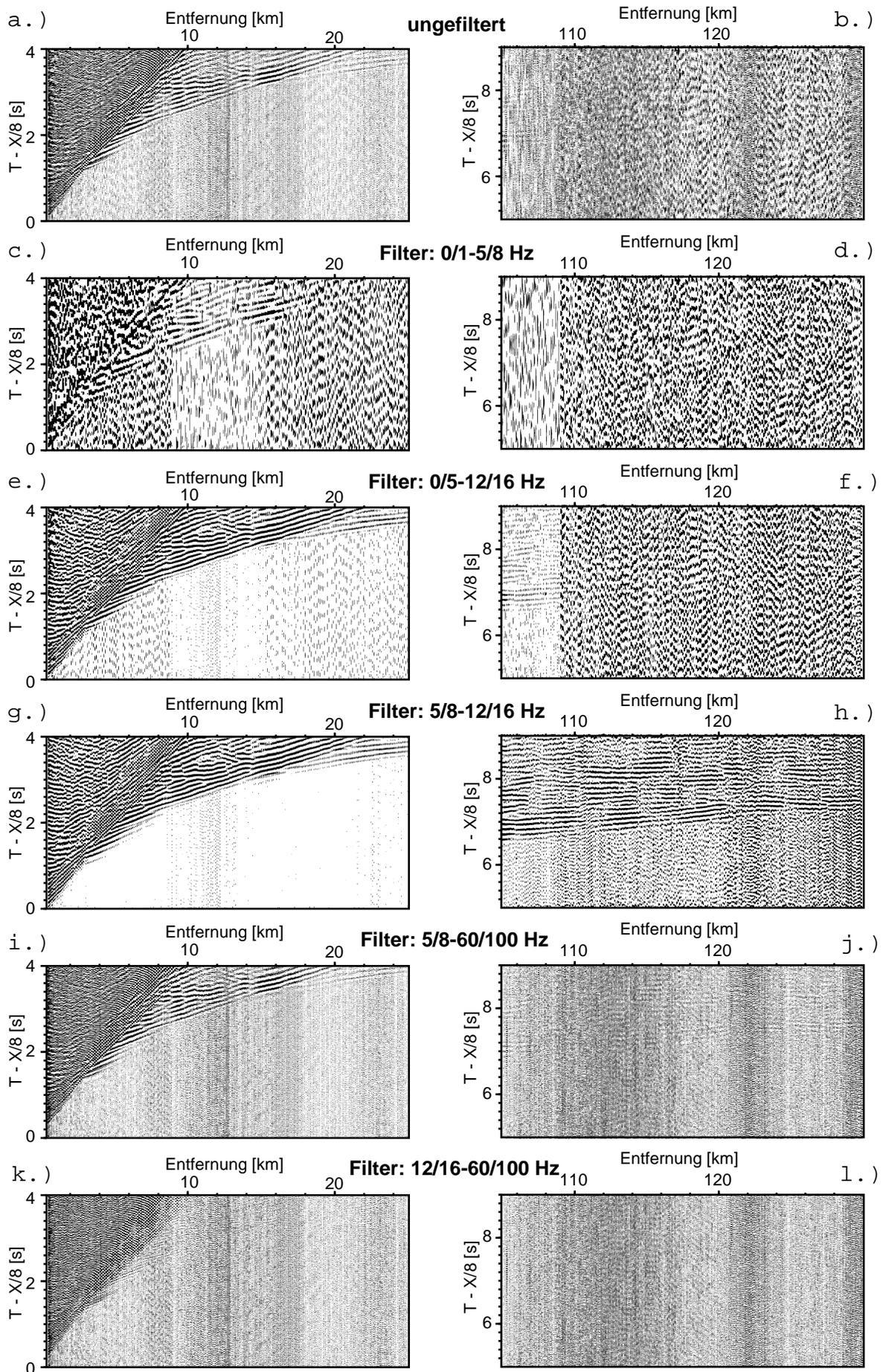


Abbildung 6.2: Filtertests im Nahbereich 0-25 km und im Fernbereich 107-130 km

im Nahbereich [a.-f.] noch klar einen Unterschied im Frequenzgehalt der Spur ohne Einsatz [b. und e.] und mit Ersteinsatz [d. und f.] erkennen. Vor dem Ersteinsatz ist der Frequenzgehalt zwischen ca. 5 und 20 Hz kaum vertreten. Nachher ist hier deutlich ein Signal zu erkennen. Mit zunehmender Entfernung [g.-l.] von der Quelle ist dieser Unterschied nur noch schwer zu bemerken. Das Signalrauschverhältnis ist zu gering, um klare Aussagen zu treffen. Eine genaue Bestimmung der Nutzfrequenzen ist somit schwierig.

Daher wurden zusätzlich Testfilterungen (Abbildung 6.2) vorgenommen. Die ungefilterten Daten [a. und b.] zeigen, daß eine Filterung ratsam erscheint. Während im Nahbereich [c.] zwischen 0/1-5/8 Hz bereits Einsätze erkennbar sind, ist im Fernbereich [d.] kein Einsatz identifizierbar. Im Nahbereich verbessert eine Ausdehnung des Frequenzbereichs auf 5/8-12/16 Hz [g.] und 0/5-12/16 Hz [e.] die Qualität der Daten. Eine weitere Ausdehnung auf 5/8-20/40 Hz [i.] überlagert aber schon die Reflexionseinsätze im Nahbereich vor der Wasserwelle. [k.] zeigt, daß hier noch höhere Frequenzen im Nutzsinal enthalten sind.

Eine Erweiterung im Fernbereich auf 0/5-12/16 Hz bringt bereits ein besseres Bild [f.], allerdings werden die Einsätze noch stark von tiefen Frequenzen überlagert. Erst die Begrenzung auf 5/8 Hz im Tieffrequenzbereich [h.] zeigt klare Einsätze. Eine Hinzunahme höherfrequenter Signale [j.] verschlechtert das Bild wieder. Es zeigt sich, daß im Bereich zwischen 12/16-20/40 Hz [l.] keine Nutzfrequenz mehr den Empfänger im Fernbereich erreicht.

Die Testfilterungen zeigen, daß eine Frequenzfilterung eine deutliche Signalverbesserung bringt. Für den Nahbereich wurde daher ein Bandpaßfilter im Bereich 4/7-16/24 Hz zum Anreißen der Phasen angewendet. Schüsse mit großer Entfernung zum Hydrophon wurden mit 5/8-12/16 Hz gefiltert.

6.2 Dekonvolution

Bei der Anregung von seismischen Signalen mit Airguns kommt es im allgemeinen zu Schwingungen der erzeugten Luftblase bevor sie in sich zusammenfällt. Dieses führt zu ungewollten Nachschwingungen (Reverberationen) des Quellsignals. Dieser Vorgang kann recht lange dauern, so daß die Nachschwingungen neue Einsätze im Seismogramm überlagern. Die Identifikation einer neuen Phase wird dadurch stark erschwert. Mit einem getunten Airgun-Array läßt sich dieses Phänomen durch eine destruktive Interferenz der Nachschwingungen verschiedener Kanonen verringern.

Zusätzlich zu den Luftblasenschwingungen erzeugte die geringe Wassertiefe in der Nordsee kurze Reverberationen. Bei einer Wassertiefe von nur ca. 30 m entspricht das 40 ms für eine Multiple in der Wassersäule.

Die zeitliche Auflösung seismischer Daten kann durch eine Wiener-Dekonvolution verbessert werden, indem sie die Nachschwingungen unterdrückt und somit das seismische Wavelet zusammenzieht. Bei einem Airgunschuß liegt die Hauptenergie im vorderen Bereich des Signals. Die Nachschwingungen haben im allgemeinen eine geringere Amplitude. Die Minimalphasigkeit als eine Voraussetzungen für die Dekonvolution ist damit gegeben. Ein konstantes Amplitudenspektrum für alle Frequenzen ist aber nur bedingt erfüllt. Daher sollten einige Testanwendungen (Abbildung 6.3) zeigen, ob die Dekonvolution zur Verbesserung der Datenqualität führt.

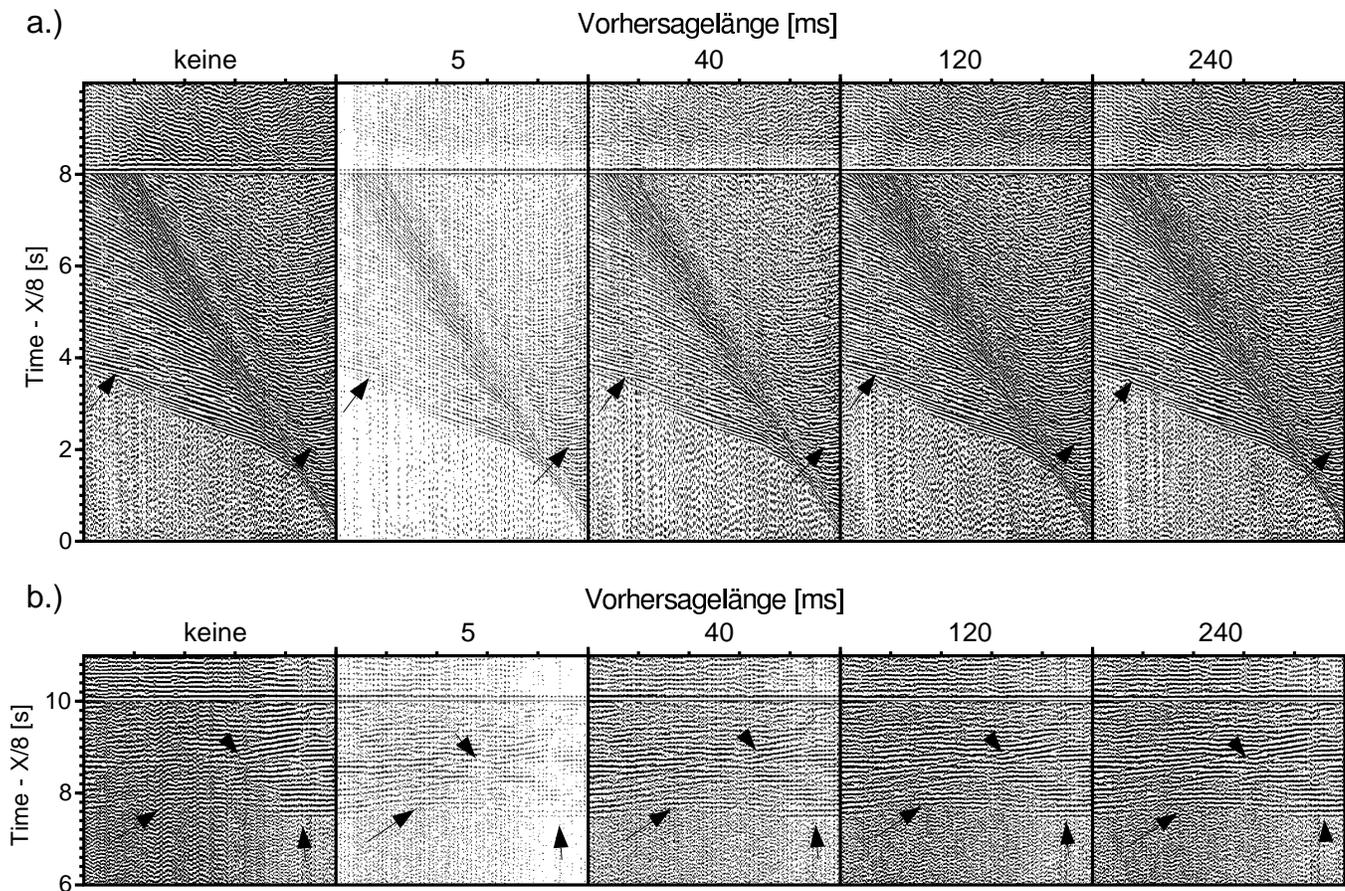
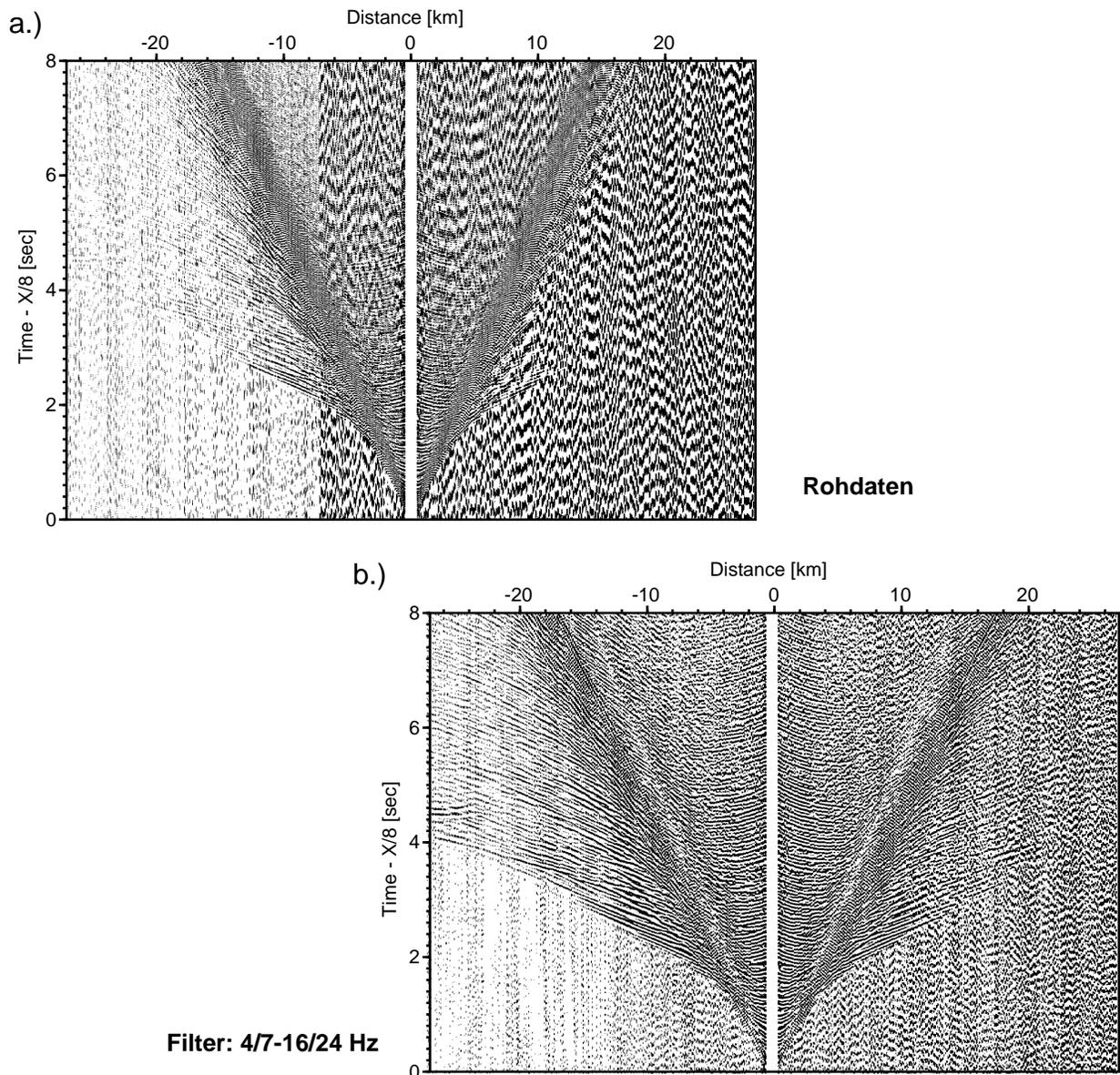


Abbildung 6.3: Dekonvolutionstests im Nah- und Fernbereich

von links: ohne Dekonvolution, mit einer Vorhersagelänge von 5, 40, 120 und 240 ms bei einer Operatorlänge von 480 ms. AKF über den Daten. a.: Der Nahbereich (0 - 20 km) von OBH 11. b.: Der Fernbereich (141 - 162 km) von OBH 16.

Bei ca. 4 s ist ein Reflexionseinsatz in den Rohdaten von OBH 11 nur recht schwer in den Nahbereich zu verfolgen. Bei einer Vorhersagelänge von 40 ms und 120 ms ist dieser Einsatz fast bis zur Hälfte des Bildes gut erkennbar. Bei 240 ms ist dieser schon undeutlicher und eine Vorhersagelänge von 5 ms zerstört zu viele Einsätze. Die Nahbereichsreflexionen sind

mit einer Dekonvolution deutlich weniger von Reverberationen überdeckt als ohne. Im Fernbereich zeigt sich deutlich, daß die Dekonvolution den Ersteinsatz bei 7,5 s besser hervorhebt, wenn nicht gar erst sichtbar macht. Mit einer Spikedekonvolution werden Einsätze zerstört, daher kann sie hier nicht empfohlen werden. Bei 240 ms zeigen sich schon wieder stärkere Nachschwinger besonders im rechten Bereich der P_n und bei dem geneigten Einsatz. Dieser ist bei 120 ms und besonders bei 40 ms Vorhersagelänge recht gut zu verfolgen. Daher sollte für die Darstellung der Daten auf jeden Fall eine Dekonvolution angewendet werden. Welche Vorhersagelänge von 40 ms bis 120 ms gewählt wird, ist dabei unerheblich. Die Nachfolgenden Sektionen wurden einer Dekonvolution mit einer Vorhersagelänge von 40 ms und einer Operatorlänge von 480 ms unterzogen.



Beschreibung siehe nächste Seite

6.3 FK-Filterung der Wasserwelle

Die Wasserwelle erschwert durch ihre hohe Amplitude die Verfolgung von Nahspurreflexionen zu größeren Entfernungen. Somit ist eine Zuordnung von Refraktierten und unterkritischen Reflexionen zu deren t_0 -Zeiten schwierig. Es wurde versucht durch eine Filterung im FK-Bereich die Wasserwelle zu unterdrücken.

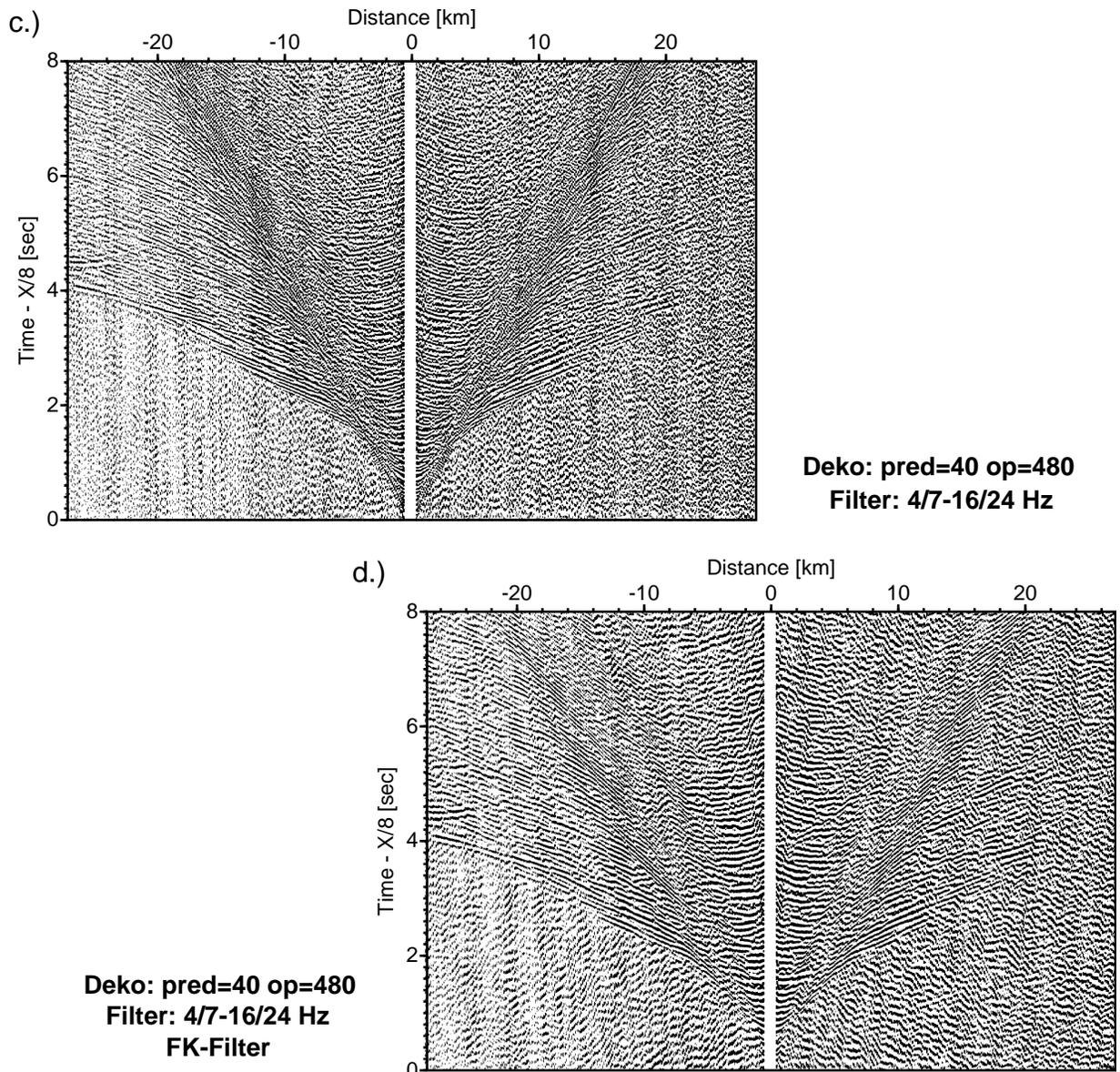


Abbildung 6.4: Weitwinkeldaten der Station 11

a.: die Rohdaten, b.: nach einer Bandpaßfilterung von 4/7-16/24 Hz c.: mit zusätzlicher Dekonvolution und d.: nach der Anbringung eines FK-Filters zur Unterdrückung der Wasserwelle

Abbildung 6.4d zeigt, daß die Wasserwelle erfolgreich entfernt werden konnte. Allerdings scheint sich auch der Frequenzgehalt der Daten verschoben zu haben. Die Amplituden der Wasserwelle hatte die von ihr überdeckten Reflexionen so stark überlagert, daß nach der Filterung die Reflexionen nicht sichtbar werden. Im unmittelbaren Nahbereich wird die Identifikation der Reflexionen eher verschlechtert. So ist zum Beispiel die Reflexion bei 2,5 s deutlich schlechter zu verfolgen als ohne FK-Filterung.

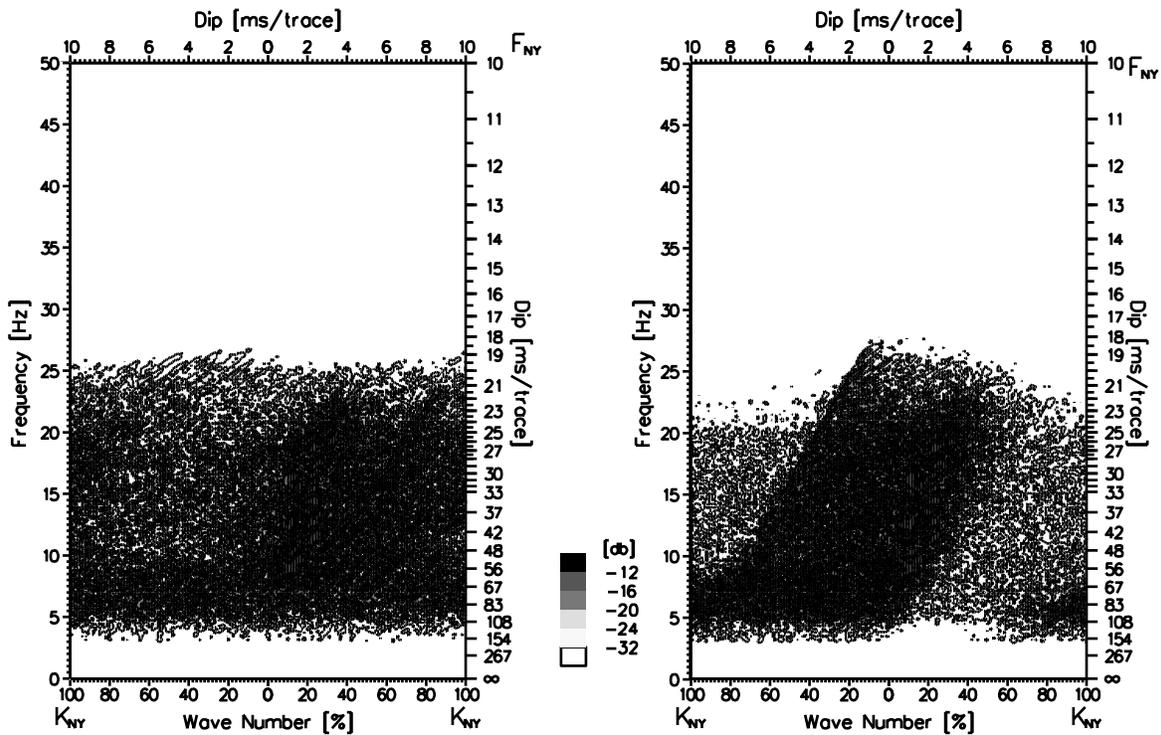


Abbildung 6.5: FK-Analysen bis 8s/27 km Offset vor und nach der Filterung links wurden zusätzlich die Aliasing Effekte weggefiltert

Eine entfernungsabhängige Bandpaßfilterung [6.4b] und eine Dekonvolution [6.4c] konnten die Datenqualität erheblich für die Identifikation einzelner Phasen erhöhen. In den nachfolgenden Abschnitten sind die Seismogrammsektionen mit den oben erwähnten Parametern für die Frequenzfilterung und die Dekonvolution bearbeitet worden.

Eine FK-Filterung der Wasserwelle [6.4d] schien eine weitere Verbesserung zu ermöglichen. Es zeigte sich jedoch, daß sie die Charakteristik der Daten zu sehr veränderte. Die unter ihr vermuteten Einsätze waren zu stark überlagert, so daß sie nicht mehr hervorgehoben werden konnten, sondern auch weggefiltert wurden.

7 Modellierung und Laufzeitinversion

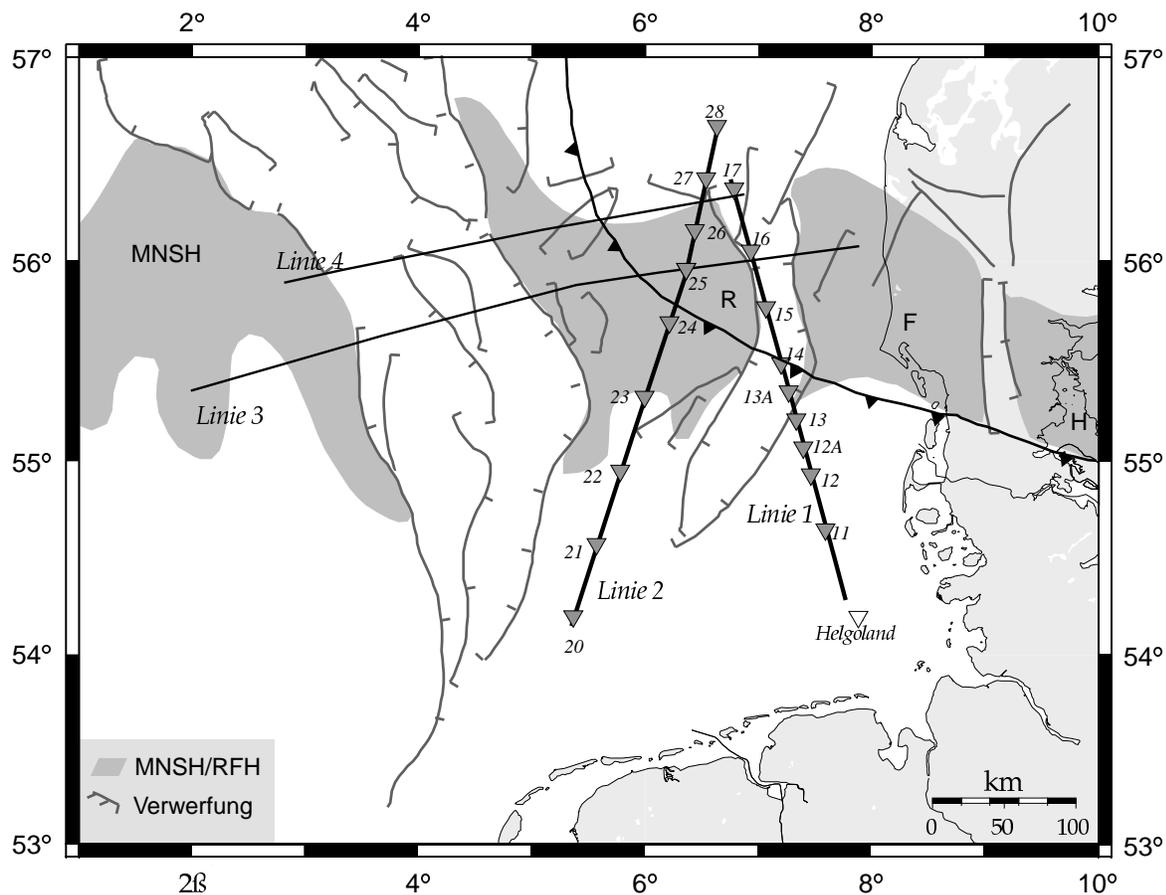


Abbildung 7.1: Lokation der Weitwinkelstationen entlang der Mona Lisa Profile
 graue Dreiecke: OBH-Lokationen des Experiments 1995
 weiße Dreiecke: OBH-Lokationen des Experiments 1993
 Die Linien 1 und 2 wurden gegenüber 1993 im zweiten Experiment um 44 km bzw. 25 km nach Norden verlängert

7.1 Raytracing und Laufzeitinversion

Das Raytracingverfahren wurde ausführlich von Červený *et al.* [1977] beschrieben. In dem Raytracingalgorithmus werden der Strahlweg und die Laufzeit von Raumwellen in einem inhomogenen Medium rein geometrisch berechnet. Innerhalb von Schichten geschieht das durch Integration eines Systems von Raytracingdifferentialgleichungen erster Ordnung. Die Brechung der Strahlen an Geschwindigkeitsdiskontinuitäten, den Schichtgrenzen, folgt dem Gesetz von Snellius.

Zur Modellierung der beobachteten Weitwinkelseinsätze wurden zwei Programme MacRay [Luetgert 1992] und rayinvr [Zelt and Smith 1992] benutzt. Bei beiden Programmen wird durch Vorwärtsmodellierung eine Übereinstimmung von berechneten mit den gepickten Einsätzen gesucht. Sie haben eine gleiche Modellparametrisierung, so daß die Geschwindigkeitsmodelle von beiden Programmen ausgetauscht werden können. Beim Anreißen (Picken) von Phasen in den Weitwinkelsektionen kann es bei guter Datenqualität (großem Signal-Noise-Verhältnis) zu einem Fehler von ca. 10 ms kommen. Schlechtere Datenqualität kann diesen Fehler auf mehr als 50 ms erhöhen. Rayinvr erlaubt die Berechnung von 2-Punkt-Laufwegen, so daß für einen gepickten Einsatz exakt ein Strahl berechnet wird. Das ist besonders für die Laufzeitinversion wichtig. Die Anpassung des Modells an die Daten wird bei der Vorwärtsmodellierung durch „Versuch und Irrtum“ interaktiv verbessert. Bei MacRay ist der Anwender auf seine subjektive Einschätzung der Übereinstimmung von beobachteter und modellierter Laufzeitkurve angewiesen, rayinvr liefert eine Fehlerberechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate.

Nach der Erstellung eines Modells durch Vorwärtsmodellierung wurde das Modell durch eine automatische 2D-Laufzeitinversion [Zelt and Smith 1992] in geringem Maße weiter verbessert. Die Inversion wird nach der Methode der kleinsten Quadrate errechnet.

Diese Methode ermöglicht eine schnelle Verbesserung des Modells in Übereinstimmung mit allen Stationen. Es ist jedoch bereits ein gutes Startmodell notwendig. Ein Problem des Programms sind dünne Schichten, die an einigen Punkten ausgelöscht werden können und kleine positive Geschwindigkeitssprünge, die durch die Inversion schnell in einen negativen Geschwindigkeitssprung verwandelt werden können. Die Picks werden dann in der nächsten Iteration der Inversion nicht mehr betrachtet, so daß es zu großen Fehlern kommen kann. Eine Kontrolle des Ergebnisses nach jeder Iteration ist daher ratsam.

Zur Bestimmung eines Startmodells wurden die reflexionsseismischen Daten (Abschnitt 5) und Bohrlochinformationen [Nielsen and Japsen 1991] und [Best et al. 1983] herangezogen. Leider lagen bei den deutschen Bohrungen keine Geschwindigkeitsinformationen vor.

7.1.1 Profil 1

Das Profil 1 wurde für die Weitwinkelmessung um ca. 45 km nach Norden verlängert, somit wurde neben S1(D) auch die Bohrung R1(DK) überschossen (Abbildung 5.1). Entlang des Profils wurden 9 OBH ausgebracht. Zwei konnten die Aufzeichnung erst ab Profilkilometer 90 beginnen. Zusätzlich wurde die Landstation Helgoland in die Modellierung mit einbezogen. Diese Daten wurden bereits bei der reflexionsseismischen Meßkampagne 1993 gewonnen. Das Weitwinkelmodell ist in Abbildung 7.2 in unterschiedlichem Maßstab zu sehen. Die Seismogrammontagen werden in Abbildung 7.4-7.13 gezeigt. Ausschnitte der Seismogrammsektionen zeigen die Abbildungen 7.25, 7.26. Bei über 10000 modellierten Beobachtungen kam es zu RMS-Laufzeitresiduen von 0,149 s.

Die Sedimente wurden in insgesamt 8 Schichten modelliert. Dabei stimmt Anzahl der Schichten nicht mit den Mehrkanaldaten überein, da die unterschiedlichen Schichten innerhalb der LVZ zwischen Oberkreide und Zechstein nicht in den Weitwinkeldaten erkannt werden konnten. Außerhalb des Horngrabens war keine Unterteilung der mesozoischen Sedimente nach der Oberkreide notwendig, da alle eine Niedriggeschwindigkeitszone (LVZ) zwischen Oberkreide und Zechstein bilden. Im Horngraben wurden diese Sedimente in drei unterschiedlichen Schichten modelliert, wobei nur die oberste eine LVZ ist. Kleine Strukturen, wie Salzkissen im Horngraben, wurden auch nicht modelliert.

Unter den ca. 800 m dicken tertiären Sedimenten mit Geschwindigkeiten von 1,8 km/s bis 2,3 km/s, folgt eine ca. 500 m dicke Hochgeschwindigkeitsschicht aus der Oberkreide. Die p-Wellengeschwindigkeit nimmt in dieser Schicht nach Norden von 2,9 km/s auf 3,3 km/s zu. Die darunterliegenden mesozoischen Sedimente bilden südlich des Horngrabens eine LVZ. Die Geschwindigkeiten wurden hier nach Bohrlochdaten auf 2,7 km/s bis 2,9 km/s gesetzt. Die Gesamtmächtigkeit beträgt hier ca. 1500 m. Im Horngraben nimmt die Mächtigkeit auf bis zu 5 km zu. Es konnten 3 Schichten unterschieden werden. Eine LVZ unter der Oberkreide wurde mit 2,8 km/s modelliert, die vermutlich aus spätriassischen, jurassischen und jüngeren Sedimenten besteht, wie sie auch in S1(DK) erbohrt wurden [Nielsen and Japsen 1991]. Mittel- und Frühtrias wurde in 2 Schichten mit einem Geschwindigkeitssprung von 3,4 km/s auf 3,9 km/s unterteilt. Nur südlich des Horngrabens konnte eine ca. 1000 m mächtige Zechsteinschicht mit Geschwindigkeiten von 4,4 km/s bis 4,5 km/s modelliert werden (siehe auch Abbildung 7.24). Sie keilt bei km 134 aus. Die Mehrkanaldaten belegen, daß am südlichen Profilende ein Salzstock beginnt, dessen Ausmaße hier nicht sicher modelliert werden konnten. Die Vorzechstein-Sedimente wurden unter dem Zechstein in zwei, im Horngraben nur in einer Schicht modelliert. Unterhalb des Salzes zeigt sich eine LVZ, deren Geschwindigkeit mit 4,0 km/s angenommen wurde. Die tiefste Sedimentschicht aus paläozoischen Sedimenten variiert stark in Geschwindigkeit (4,1 km/s - 5,1 km/s), Mächtigkeit (500 m - 3000 m) und Tiefe (2 km - 6 km).

Die Kruste wurde auf Grund von Weitwinkelreflexionen in Ober-, Mittel- und Unterkruste geteilt. Die Mehrkanaldaten boten keinen Anlaß zu einer Unterteilung (Abbildung 5.3). Das Basement ist bei den Ausläufern des RFH bei einer Tiefe von 2,7 km anzutreffen und fällt dann auf 8 km an der tiefsten Stelle des HG. Die Geschwindigkeiten nehmen hier mit der Tiefe von 5,9 km/s - 6,3 km/s auf 6,0 km/s - 6,2 km/s zu. Es zeigt sich ein Basementhoch bis 4 km Tiefe südlich des Grabens mit Geschwindigkeiten von 6 km/s an der Oberkante des Basements. Südlich vom Hoch konnten auch die Bruchschollen modelliert werden, wie sie in den Reflexionsdaten erkannt wurden. Die Sedimente erreichen beim Westschleswigblock bis zu 7 km. Hier sind die Oberkrustengeschwindigkeiten mit 5,7 km/s - 6,1 km/s besonders niedrig. Es könnte sich auch um unterpaläozoische Sedimente handeln, allerdings liegt die Oberkrustengeschwindigkeit auf Profil 2 an der Stelle, wo die Bohrung Q1(D) das Basement erreicht, ebenfalls bei 5,7 km/s. Die Mittelkrustengeschwindigkeiten variieren zwischen 6,2 km/s und 6,5 km/s, wobei die Geschwindigkeit des Gesteins im Süden langsamer ist. Die Unterkrustengeschwindigkeiten liegen zwischen 6,5 km/s und 7,0 km/s. Es fällt auf, daß am südlichen Ende des Profils ein starker Geschwindigkeitskontrast an der Moho von 6,6 km/s auf 8,0 km/s zu beobachten ist. Hier zeigt die PmP eine besonders hohe Amplitude. Die oberen Mantelgeschwindigkeiten sind mit 7,8 km/s im Norden etwas niedriger als im Süden mit 8,0 km/s. Die Moho steigt von 33 km Tiefe im Norden auf 30 km unter der tiefsten Stelle des HG. Sie ist bei km 185 mit 28 km am höchsten bevor sie unter Helgoland wieder auf 31 km abfällt. Der höchste Punkt entspricht dem Ende der starken Moho-Reflexion in den Mehrkanaldaten (Abbildung 5.3). Eine Besonderheit der Weitwinkelsektionen ist eine Reflexion bei 21 s, die auch in den Mehrkanaldaten gesehen werden konnte. Diese Weitwinkelreflexion ist auf zwei Stationen (15 und 16) registriert worden (Abbildung 7.27). Eine Aussage über die Geschwindigkeit unterhalb des Reflektors ist nicht möglich. Oberhalb wurden 8,2 km/s bei einer Tiefe von 69 km bis 73 km modelliert.

Neben der Schichtmodellierung wurden in das Modell von Profil 1 in Verlängerung der nach Süden geneigten Reflektoren in den Mehrkanaldaten bei km 130 und km 127 bis km 185 zwei Schichtgrenzen simuliert. Sie basieren auf Reflexionen, die in früheren Publikationen [MONA LISA Working Group 1997a,b] als CDF interpretiert. Auf eine Unterteilung der Kruste wurde aus technischen Gründen verzichtet. Die berechneten Laufzeiten der Reflektoren wurden bei der Suche nach Einsätzen in den Weitwinkeldaten eingesetzt. In Abbildung 7.3 sind die Durchstrahlung des Modells und die berechneten Laufzeitkurven für 6 Stationen abgebildet. Um die Sektion nicht zu überdecken wurden die Einsätze nach oben verschoben. Die wahre Position der Einsätze ist mit Pfeilen gekennzeichnet. Diese Methode führte nicht zum Auffinden eines kohärenten Einsatzes in den Sektionen. Der Einsatz bei ca. 7,2 s in 7.3c wurde als Reflexion der Unterkruste interpretiert (Abbildung 7.10).

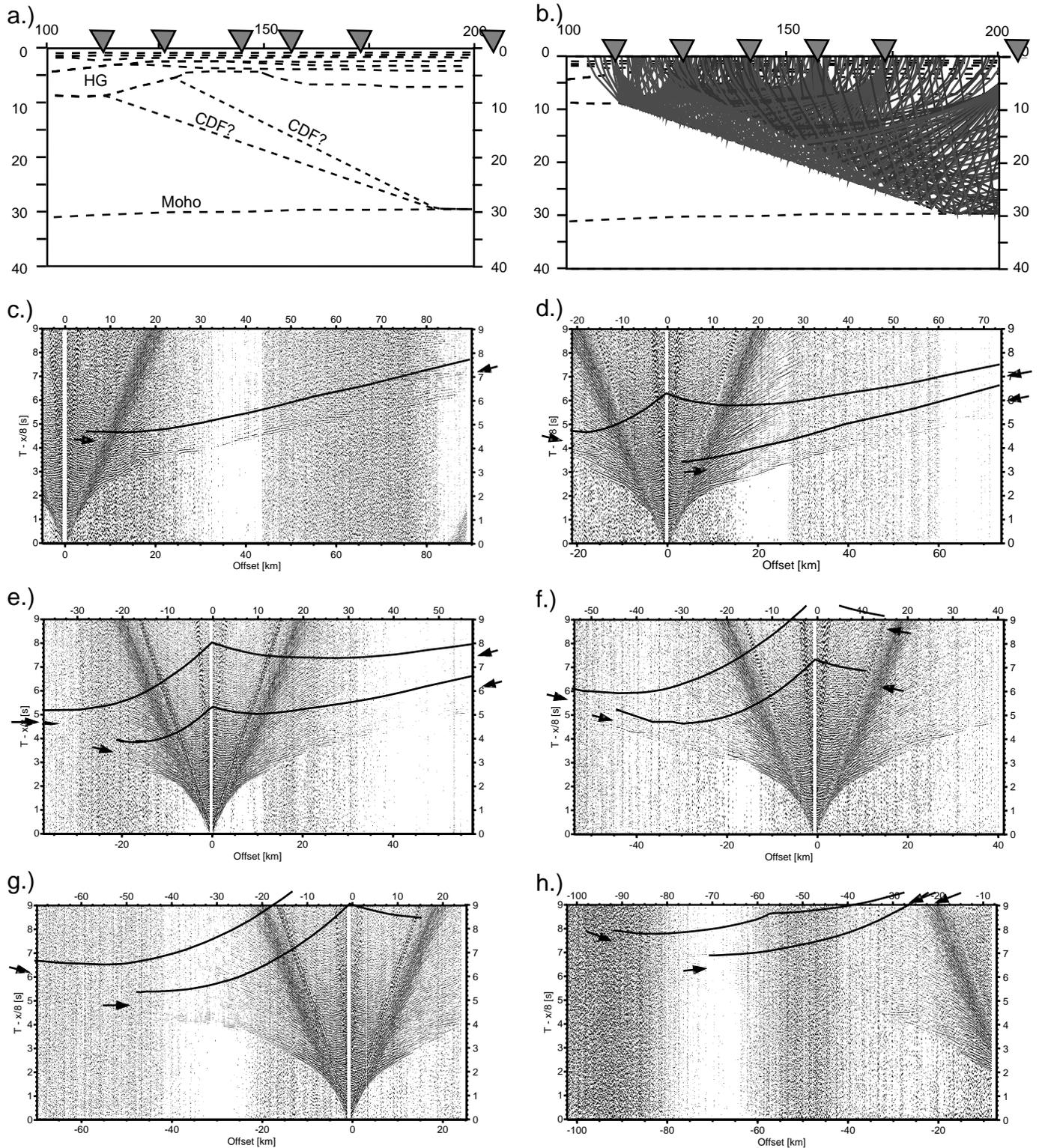


Abbildung 7.3: Modellierung einer CDF

a.) Modell mit 2 möglichen Positionen der CDF. Der Kontaktpunkt mit der Moho entspricht dem Auskeilen der Mohoreflexion. Die oberen Anknüpfungspunkte zweier Reflexionen unterhalb und südlich des HG. (vergleiche Abbildung 5.3) b.) Modell mit berechneten Strahlen. c.) - h.) Weitwinkelsektionen mit theoretisch berechneten Laufzeitästen. Zur besseren Übersicht sind die Äste nach oben verschoben. Der Beginn der Einsätze ist jeweils mit einem Pfeil gekennzeichnet. c.) OBH 14, d.) OBH 13A, e.) OBH 13, f.) OBH 12A, g.) OBH 12 und h.) OBH 11

In den Daten konnten keine Hinweise auf die Existenz einer CDF gefunden werden

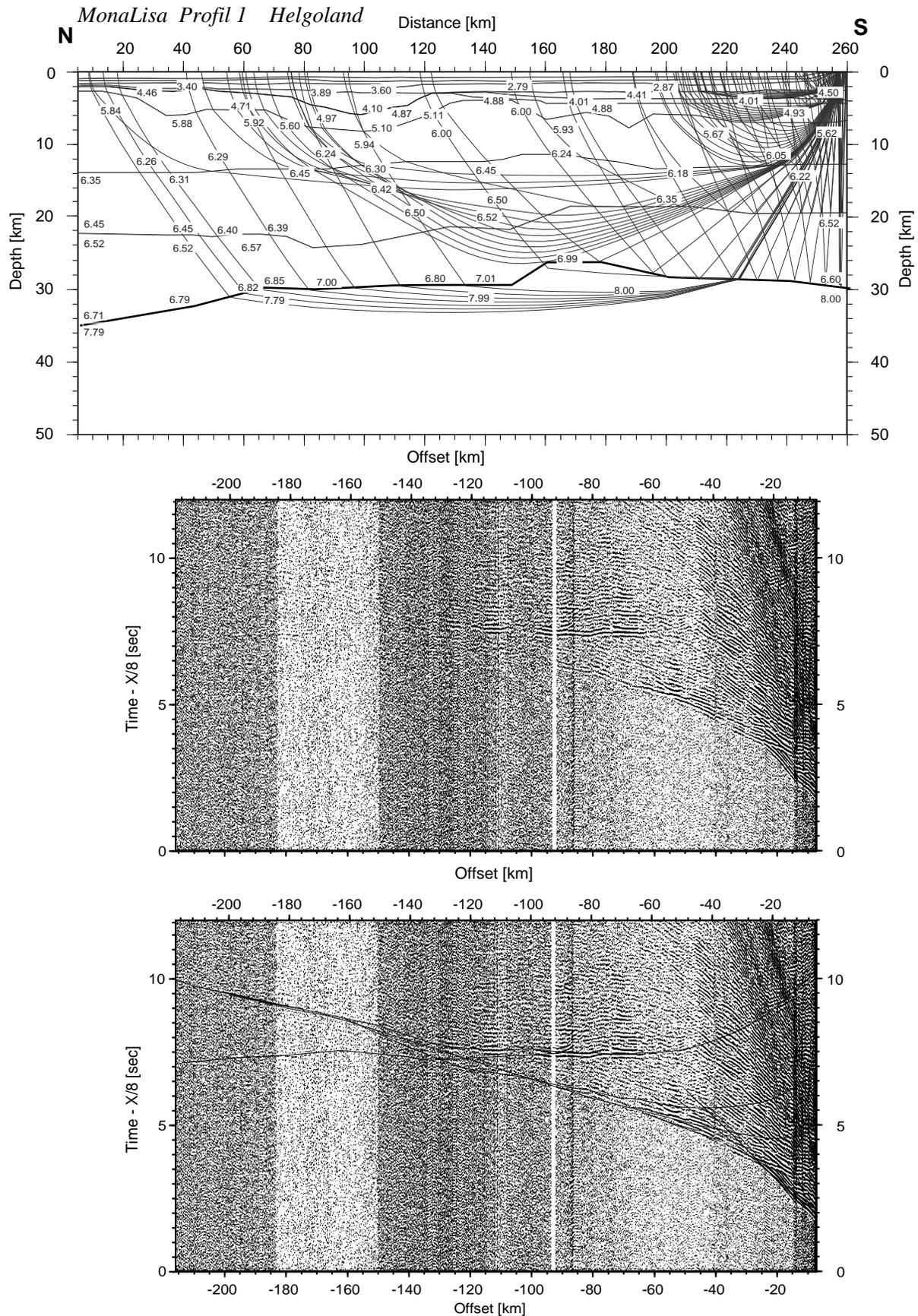


Abbildung 7.4: Landstation Helgoland - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

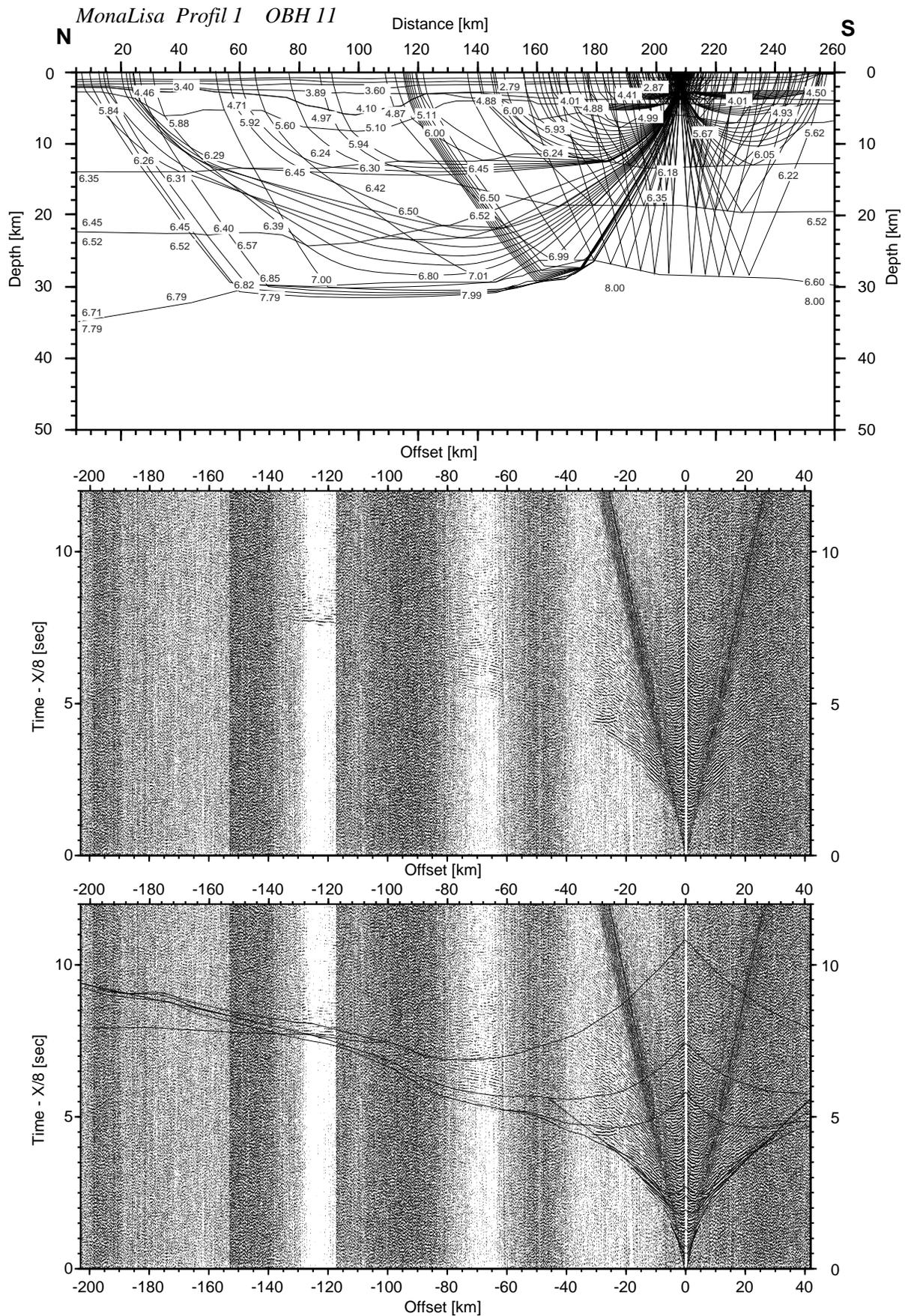


Abbildung 7.5: OBH 11 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

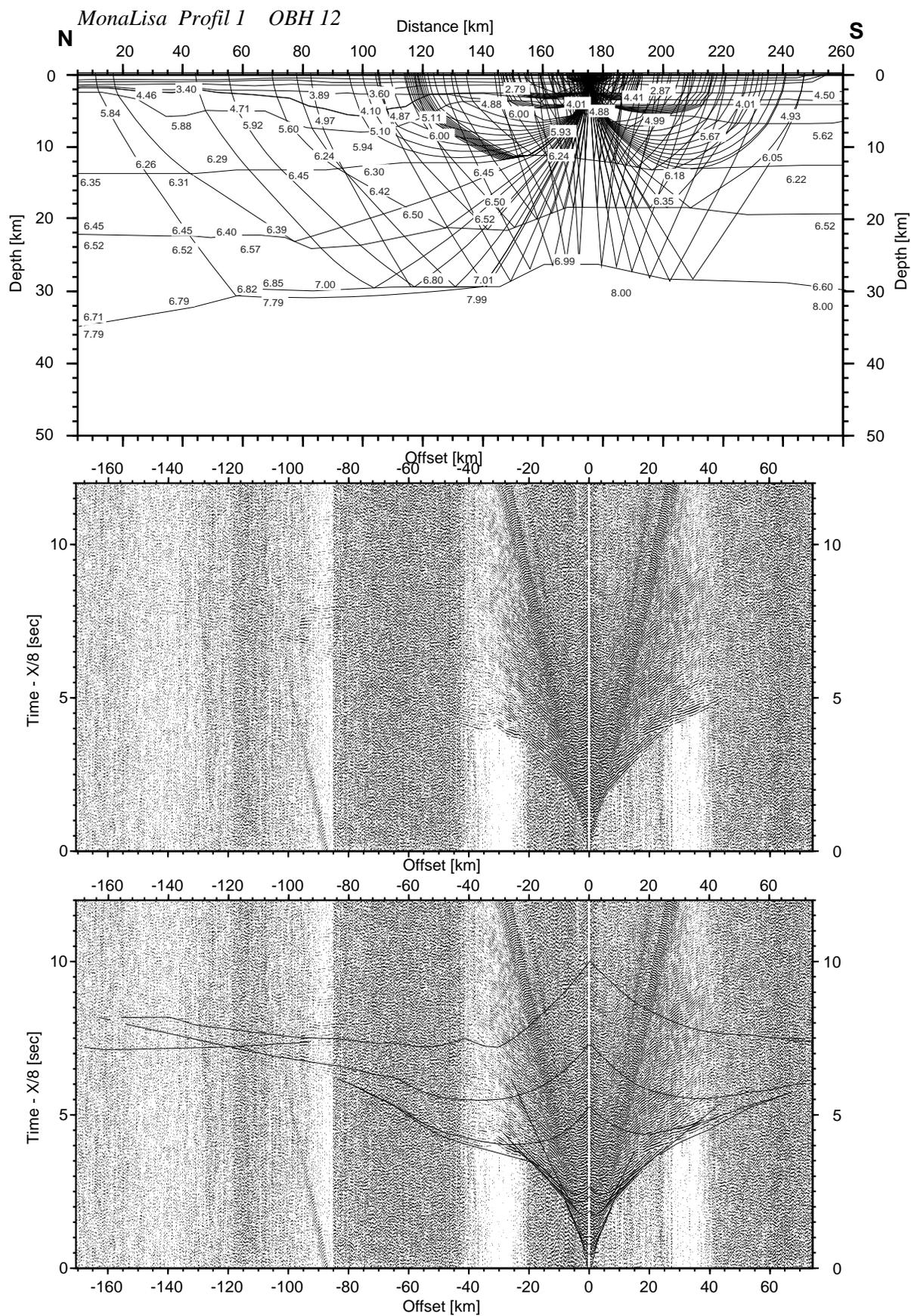


Abbildung 7.6: OBH 12 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

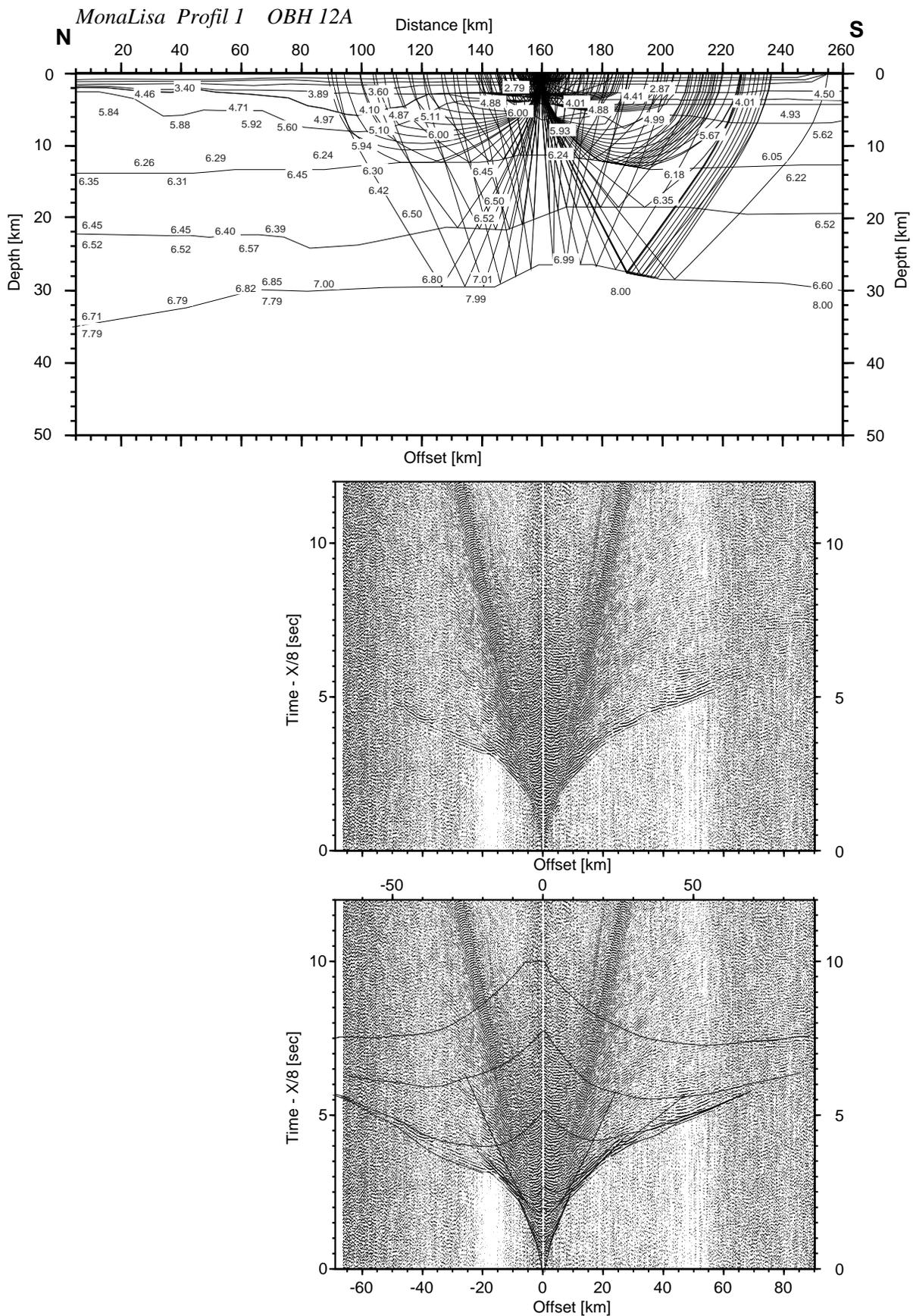


Abbildung 7.7: OBH 12A - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

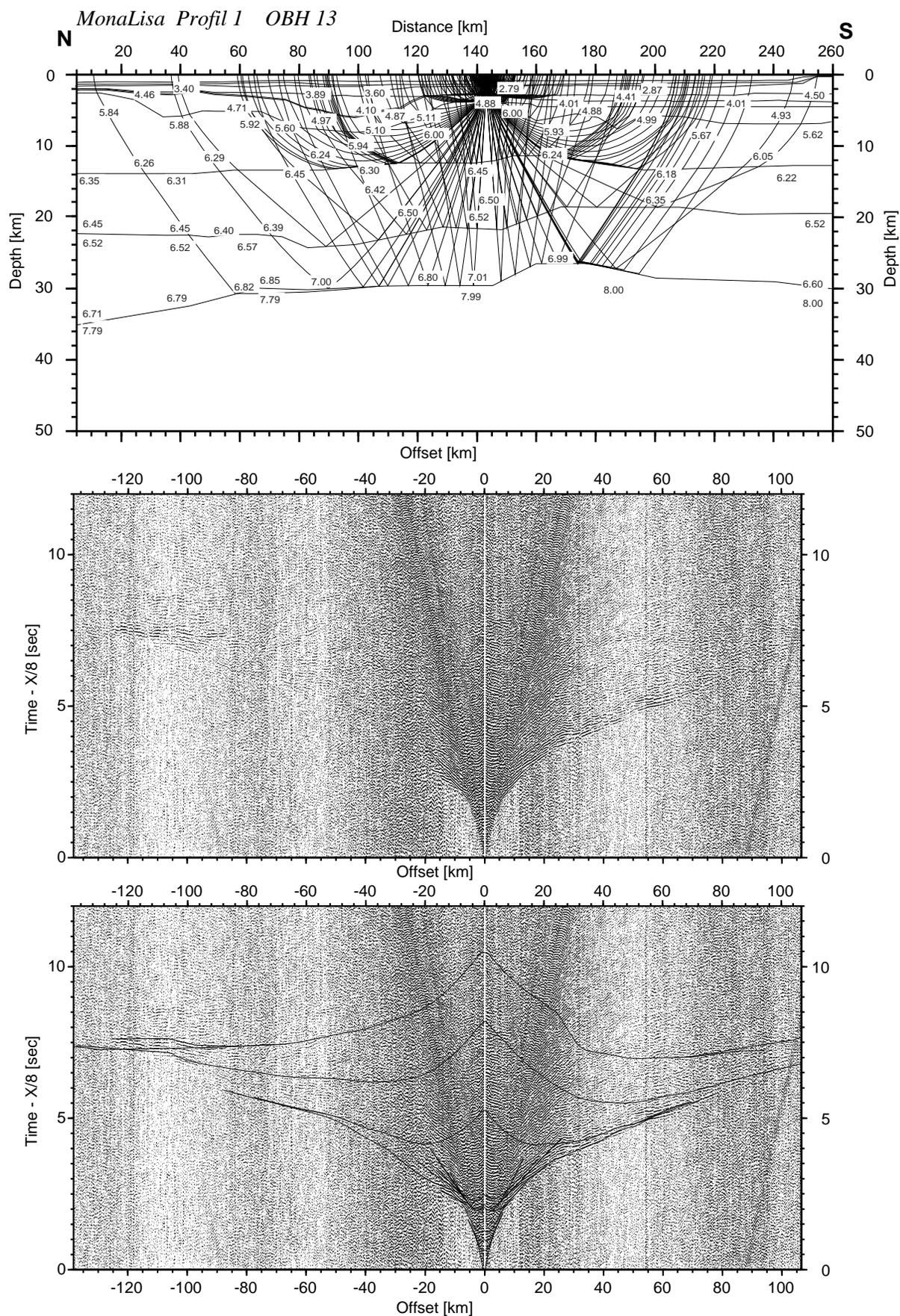


Abbildung 7.8: OBH 13 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

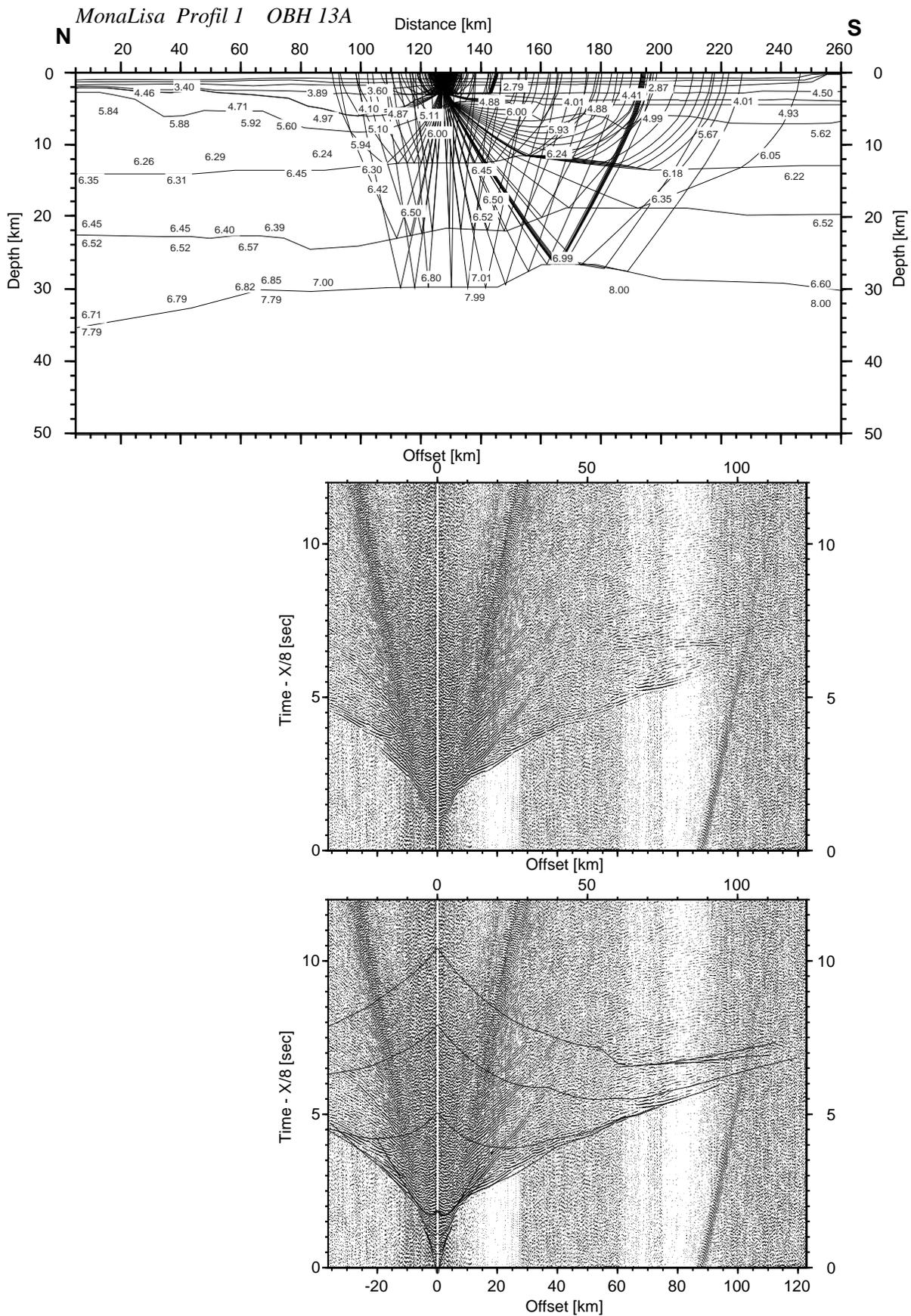


Abbildung 7.9: OBH 13A - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

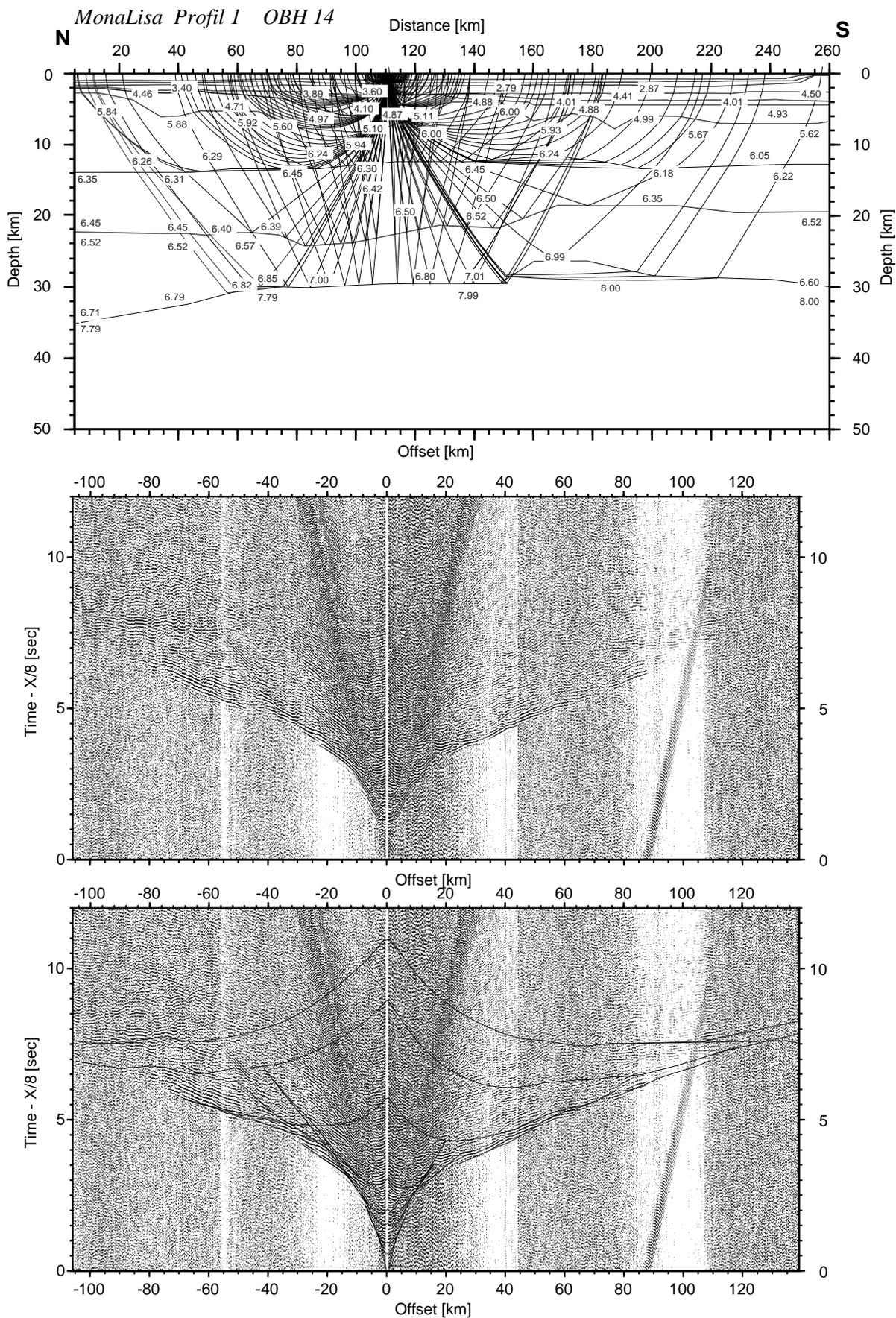


Abbildung 7.10: OBH 14 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

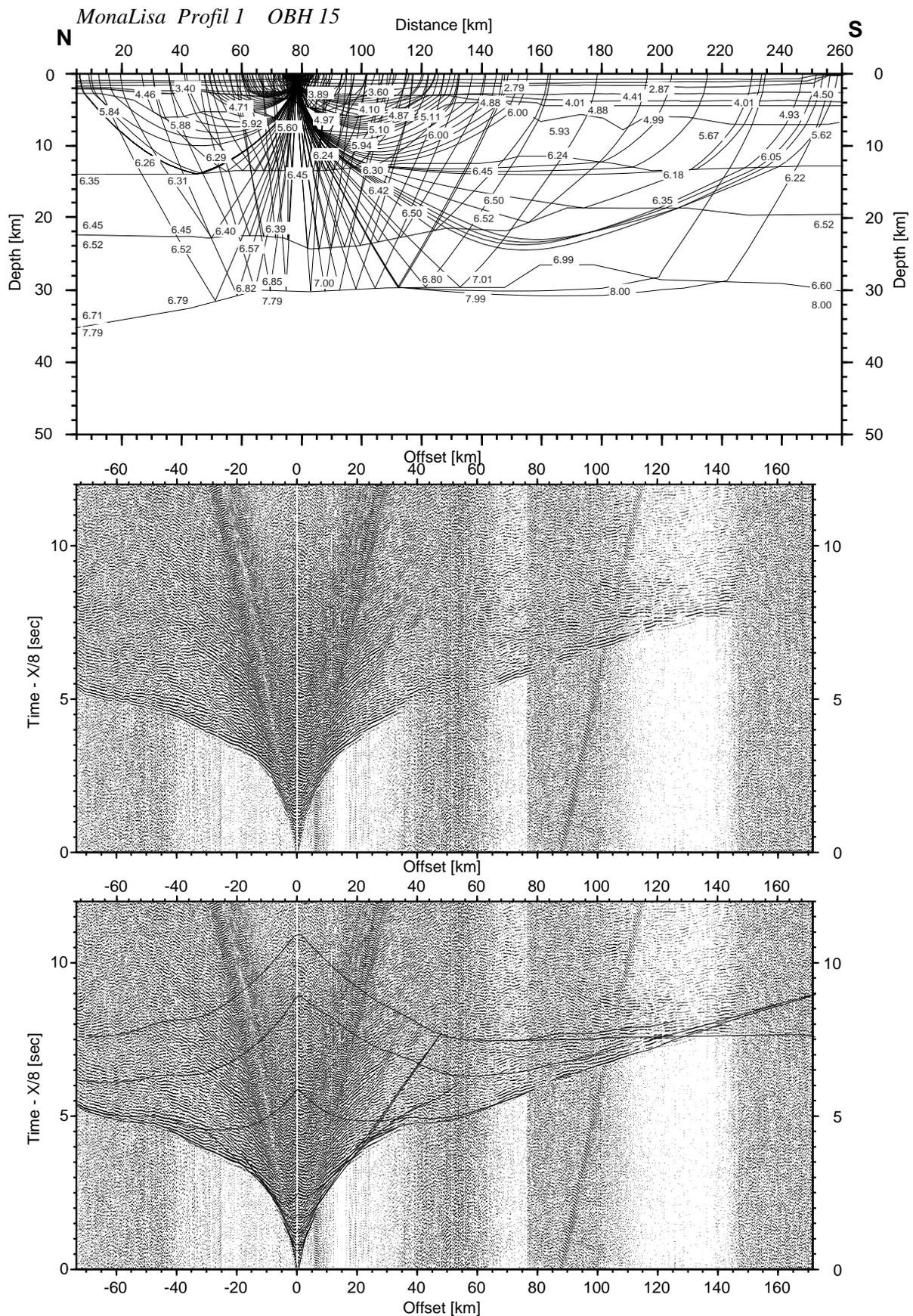


Abbildung 7.11: OBH 15 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

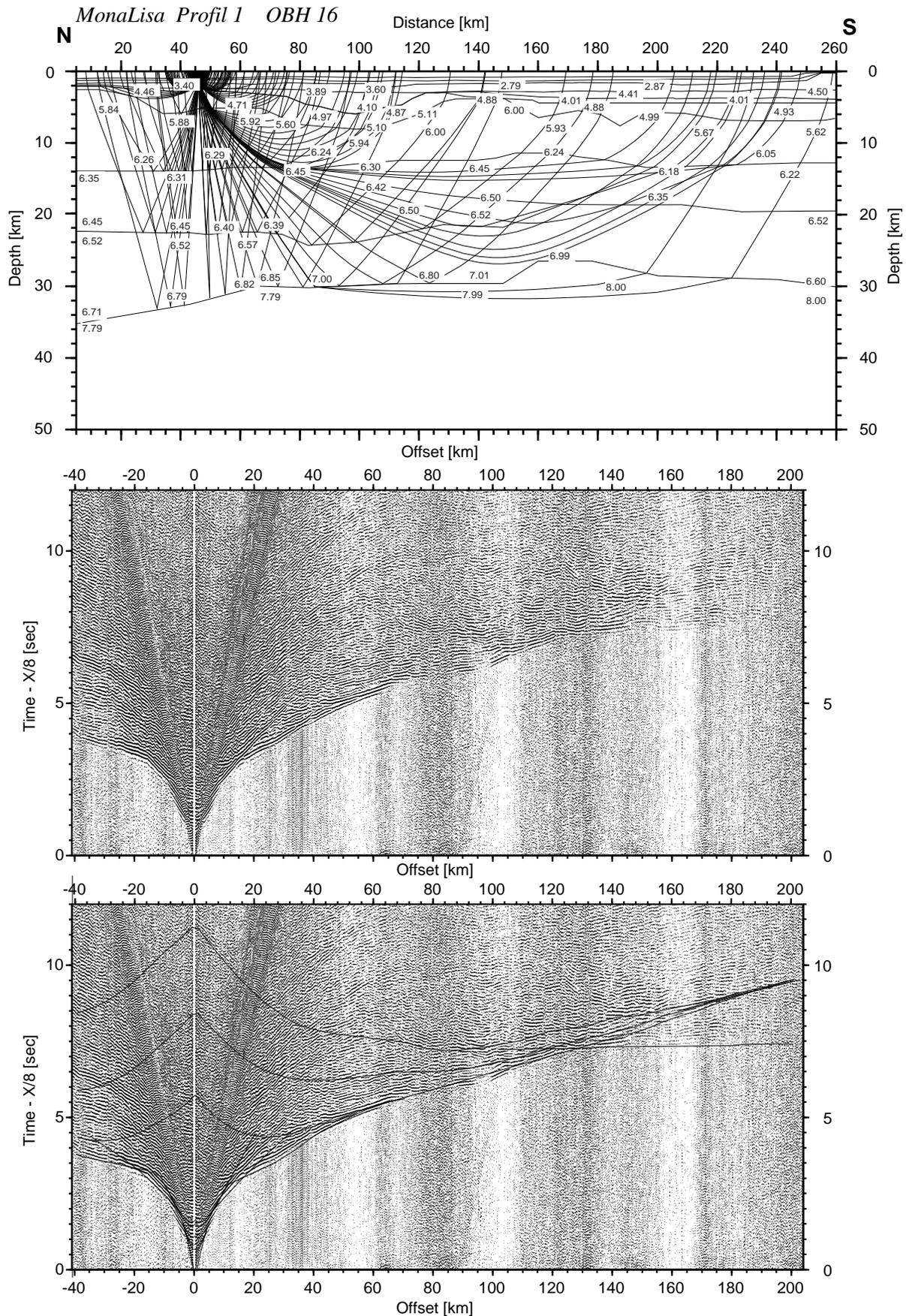


Abbildung 7.12: OBH 16 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

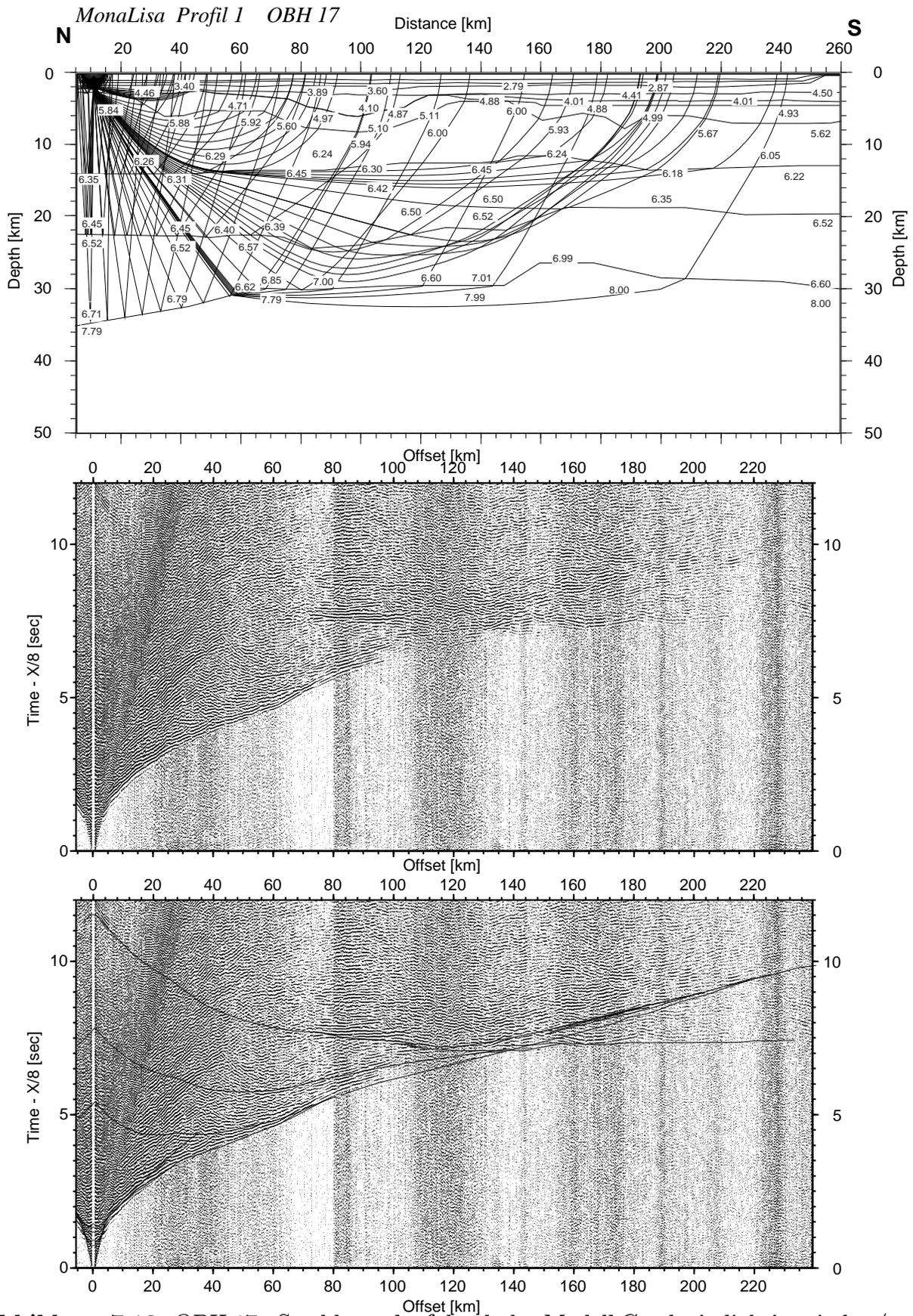


Abbildung 7.13: OBH 17 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

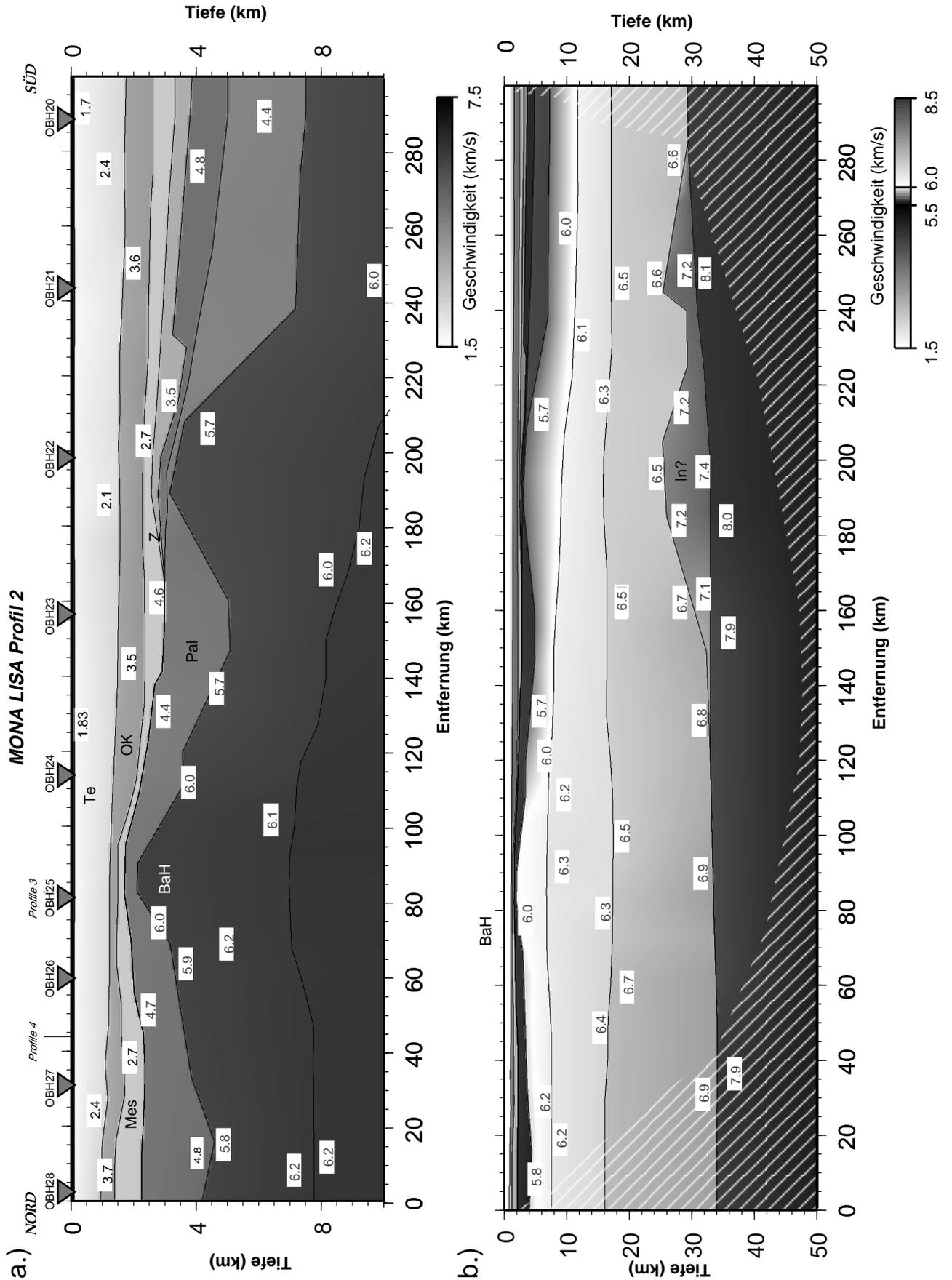


Abbildung 7.14: Weitwinkelmodell von Profil 2 a.) bis 10 km Tiefe b.) Gesamtmodell (weiße Strichelung: Zonen ohne Stahldurchdringung)

7.2.1 Profil 2

Das Weitwinkelprofil wurde gegenüber der Mehrkanalseismik um 25 km nach Norden verlängert. Somit reicht das Profil in das Norwegisch-Dänische Becken hinein. Es standen 9 OBH-Sektionen auf 300 km verteilt zur Weitwinkelmodellierung zur Verfügung. In den Abbildungen 7.15 bis 7.23 sind die Weitwinkelsektionen und der Strahlenverlauf durch das Modell dargestellt. Die Bohrung Q1(D) (Abbildung 5.1) bei km 203 wurde in die Modellierung mit einbezogen. Bei fast 8000 modellierten Beobachtungen kam es am Ende der Modellierung zu RMS-Laufzeitresiduen von 0,181 s.

Bei der Modellierung dieses Profils reichten 5 unterschiedliche Sedimentschichten aus (Abbildung 7.14). Die obersten Sedimente aus Quartär und Tertiär erreichen eine Mächtigkeit von 1500 m im Süden. Nach Norden verdünnt sich die Schicht auf ca. 900 m. Die p-Wellengeschwindigkeiten liegen zwischen 1,7 km/s und 2,4 km/s. Die Oberkreide hat mit 3,5 km/s bis 3,7 km/s eine merklich höhere Geschwindigkeit als bei Profil 1, hierbei spielt sicherlich eine höhere Kompaktion durch die fast 3-mal so mächtigen jüngeren Sedimente die entscheidende Rolle. Die Mächtigkeit variiert zwischen 200 m und 1000 m. Unterhalb von OBH 25 direkt auf dem RFH ist die Oberkreide besonders dünn. Die nachfolgende LVZ der Vor-Zechsteinsedimente ist mit 100 m bis 500 m nicht sehr mächtig. Hier wurde eine mittlere Geschwindigkeit von 2,7 km/s angenommen. Kleinräumige Mächtigkeitsvariationen, wie sie in den Mehrkanaldaten zu sehen sind, sind bei OBH-Abständen von ca. 35 km nicht mehr auflösbar. Die Geschwindigkeit des Zechsteins liegt bei 4,6 km/s bis 4,8 km/s. Seine Mächtigkeit steigt ab dem Erscheinen bei km 135 auf 1,8 km am Profilende an. Nach km 255 konnte in den Reflexionsdaten die Unterkante des Zechsteins nicht mehr verfolgt werden (Abbildung 5.4). Die Weitwinkeldaten sprechen eher für eine gleichbleibende Mächtigkeit von 1,7 km als für eine Abnahme der Schichtdicke. Die Vor-Zechsteinsedimente erreichen auf dem Hoch nur eine Dicke von ca. 150 m, in die Becken hinein verdicken sie sich auf 2,3 km. Die Geschwindigkeit nimmt von km 140 von 4,4 km/s auf 4,8 km/s am Profilanfang zu. Die Werte zwischen km 135 und km 300 können wegen des darauffliegenden Zechsteins höherer Geschwindigkeit nicht bestätigt werden. Hier wurden die Werte, die in nördlicher Nachbarschaft ermittelt wurden, übernommen.

Die Kruste wurde auf Grund von Weitwinkelreflexionen in 3 Hauptteile unterteilt. Zusätzlich konnte eine vierte Schicht oberhalb der Moho zwischen km 140 und km 280 modelliert werden. Das Basement erreicht direkt auf dem Hoch eine Tiefe von nur 2,3 km. Nach beiden Seiten flacht das Hoch dann auf ca. 4 km ab. Erst ab km 210 vertieft sich das Basement mit dem Übergang zum Norddeutschen Becken auf 7,3 km am Profilende. Am höchsten Punkt des Basement ist die Unterkrustengeschwindigkeit mit 6,0 km/s-6,2 km/s am höchsten, zu den Flanken hin nimmt sie auf 5,9 km/s-6,0 km/s ab. Der höchste vertikale Gradient ist

zwischen OBH 24 und OBH 23 festzustellen, wo die Basementgeschwindigkeit von 6,0 km/s auf 5,7 km/s und dann in das Becken hinein auf 5,6 km/s abnimmt. Die Mittel- und Unterkrustengeschwindigkeit ist meistens im Norden mit 6,2 - 6,3 km/s, 6,7 - 6,9 km/s etwas höher als im Süden mit 6,1 - 6,4 km/s, 6,5 - 6,8 km/s. An einigen OBH konnte eine Reflexion der Oberkante einer weiteren Schicht erkannt werden (Abbildung 7.16-7.19 und 7.27). Diese Reflexion ist auch als obere Begrenzung einer Zone hoher Reflektivität in den Mehrkanaldaten zu erkennen (Abbildung 5.5), Es könnte sich hierbei um eine Intrusion von Mantelmaterial in die Kruste oder ein Stück ozeanischer Kruste handeln. Wegen der hohen Amplitude der Reflexionen, wurde ein hoher Geschwindigkeitskontrast von 6.5 km/s auf 7.3 km/s angenommen. Die Geschwindigkeiten in dieser Zone sind aber durch keine Refraktionen belegt. Es könnte sich auch um eine LVZ handeln. Die Mohotiefe steigt stetig von 34 km im Norden auf 29,5 km im Süden. Zwischen km 200 und km 240 ist der Anstieg etwas steiler. Die Mohogeschwindigkeit ist bei km 70 bis km 150 mit 7,8 km/s besonders niedrig, ansonsten variiert sie zwischen 8,0 km/s und 7,9 km/s.

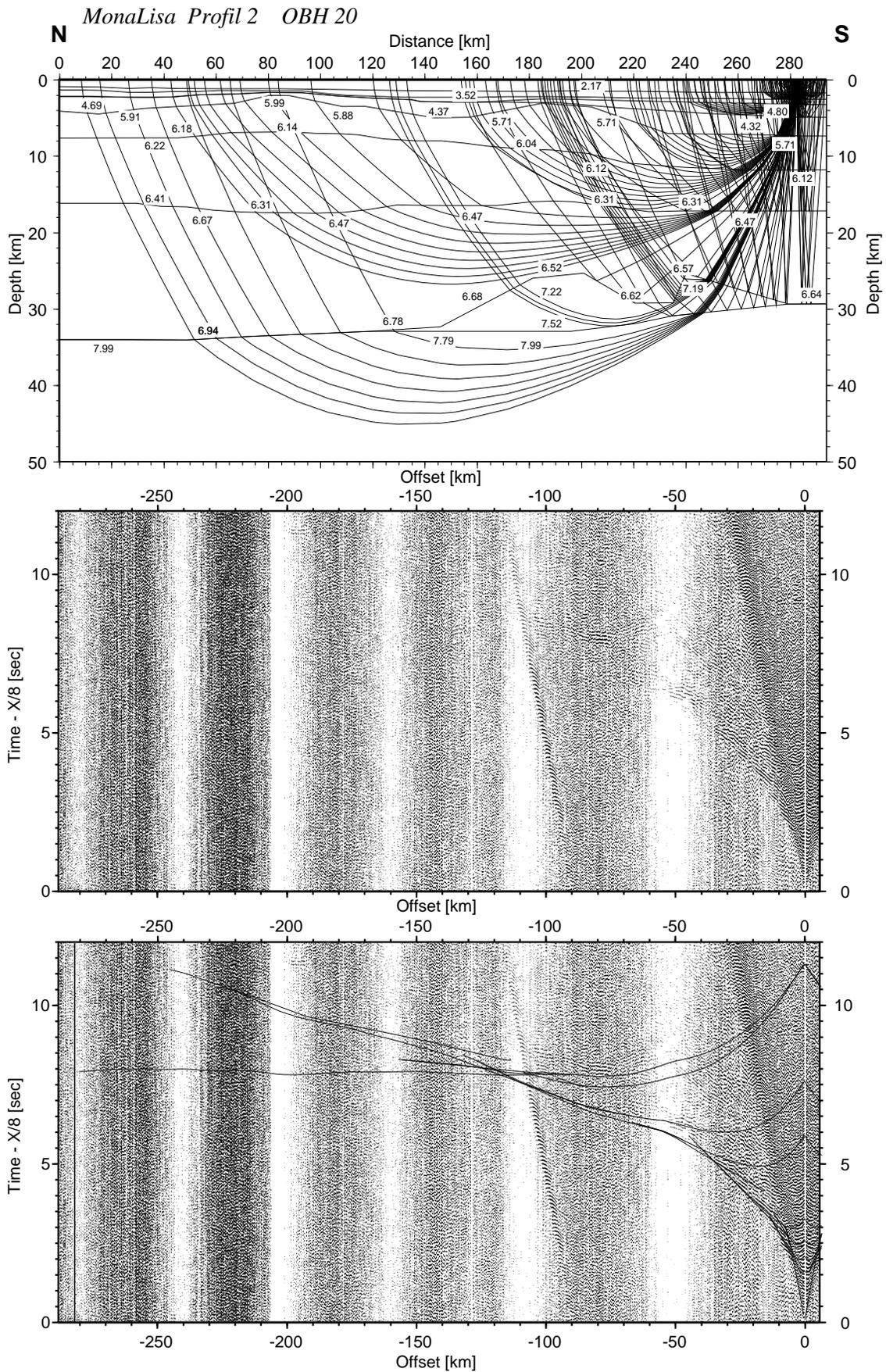


Abbildung 7.15: OBH 20 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

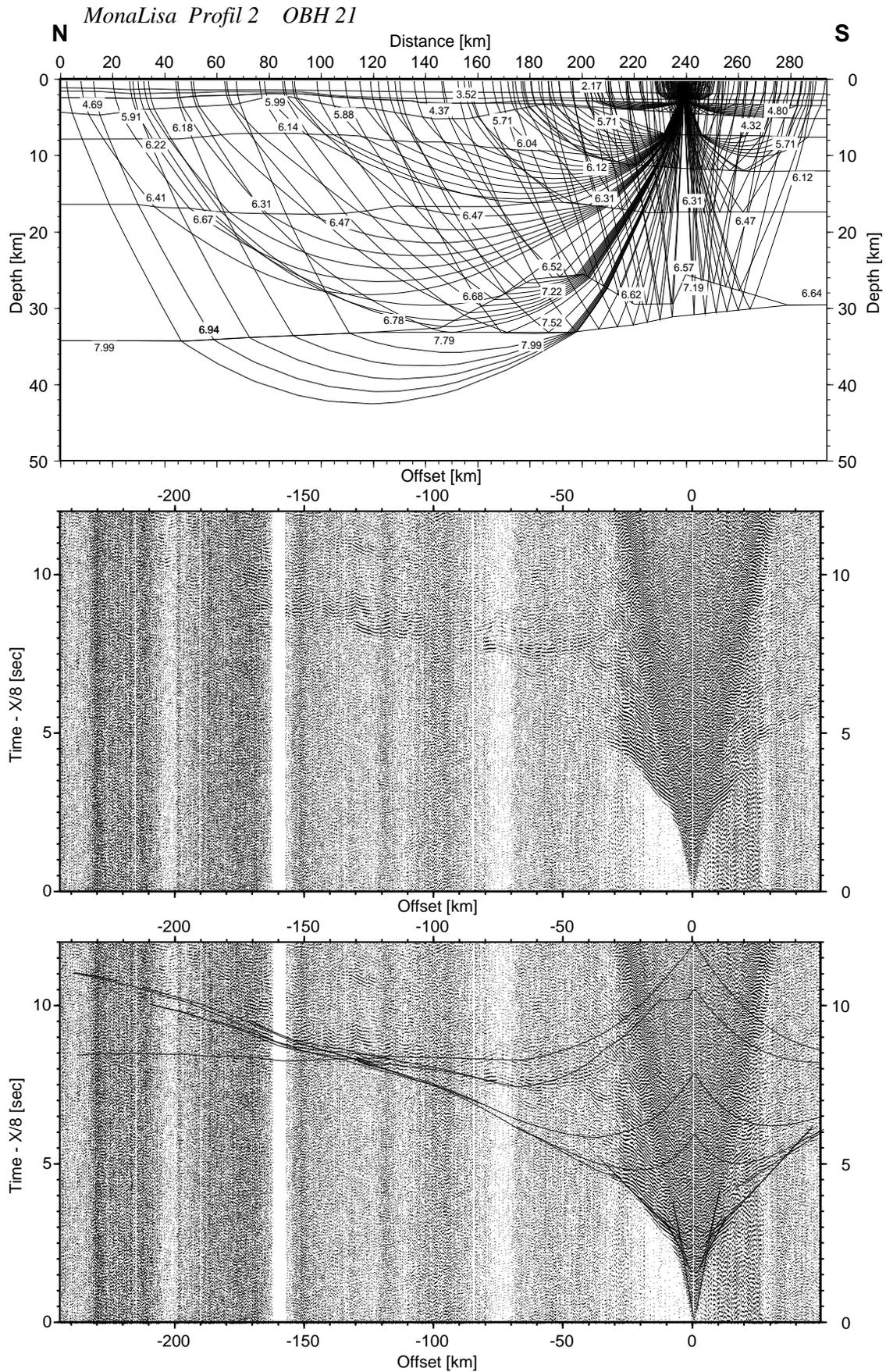


Abbildung 7.16: OBH 21 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

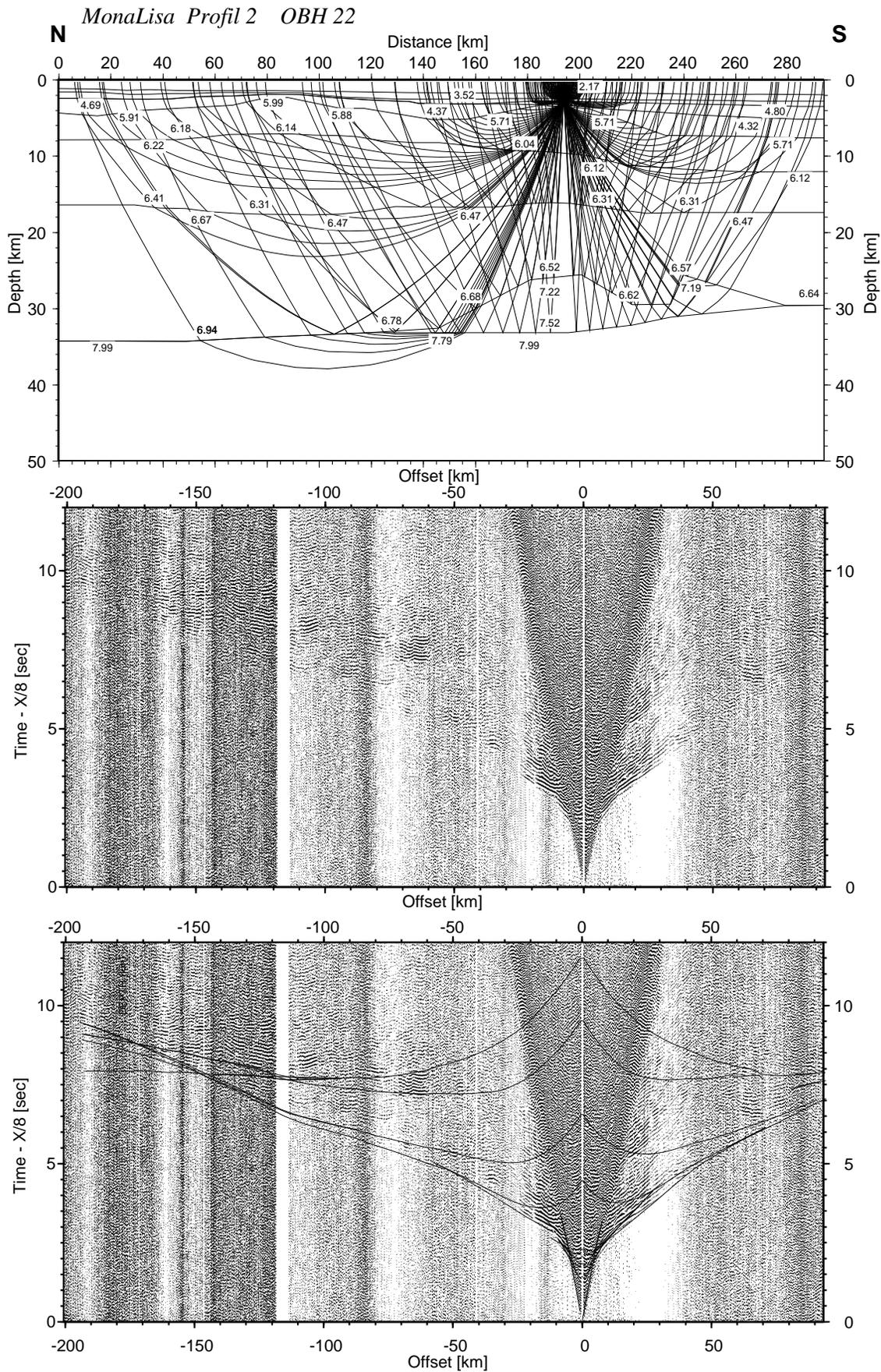


Abbildung 7.17: OBH 22 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

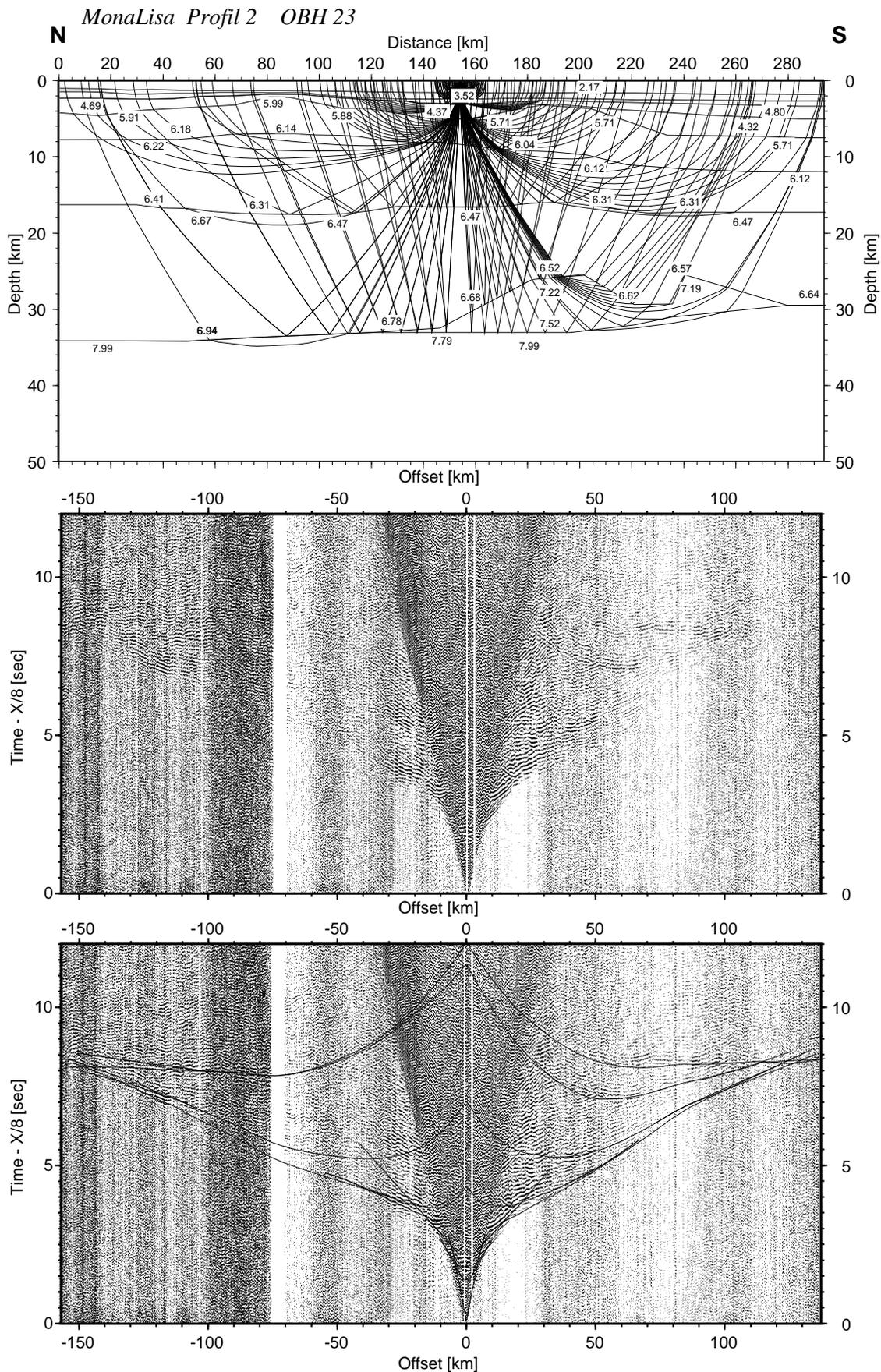


Abbildung 7.18: OBH 23 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

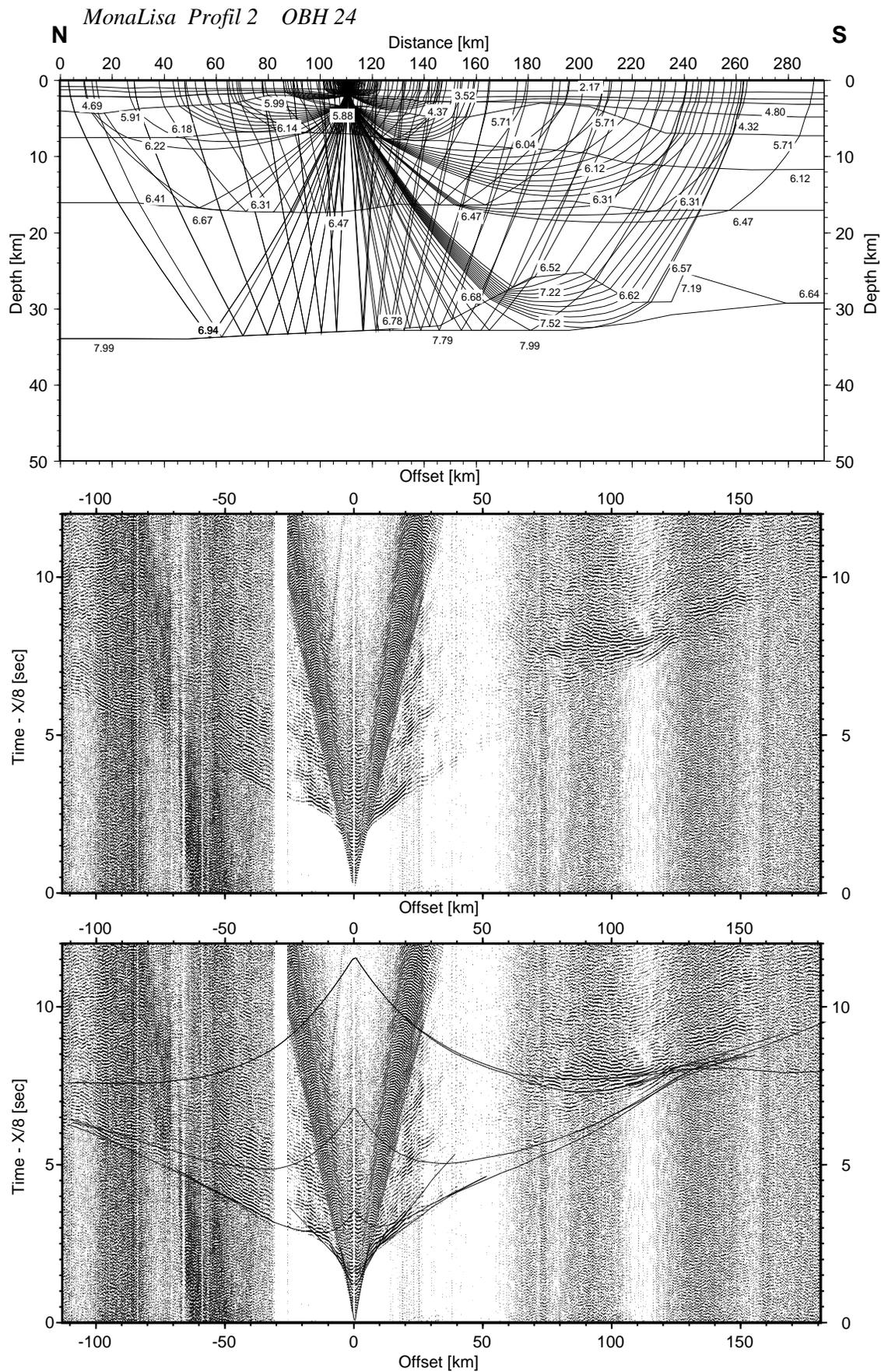


Abbildung 7.19: OBH 24 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

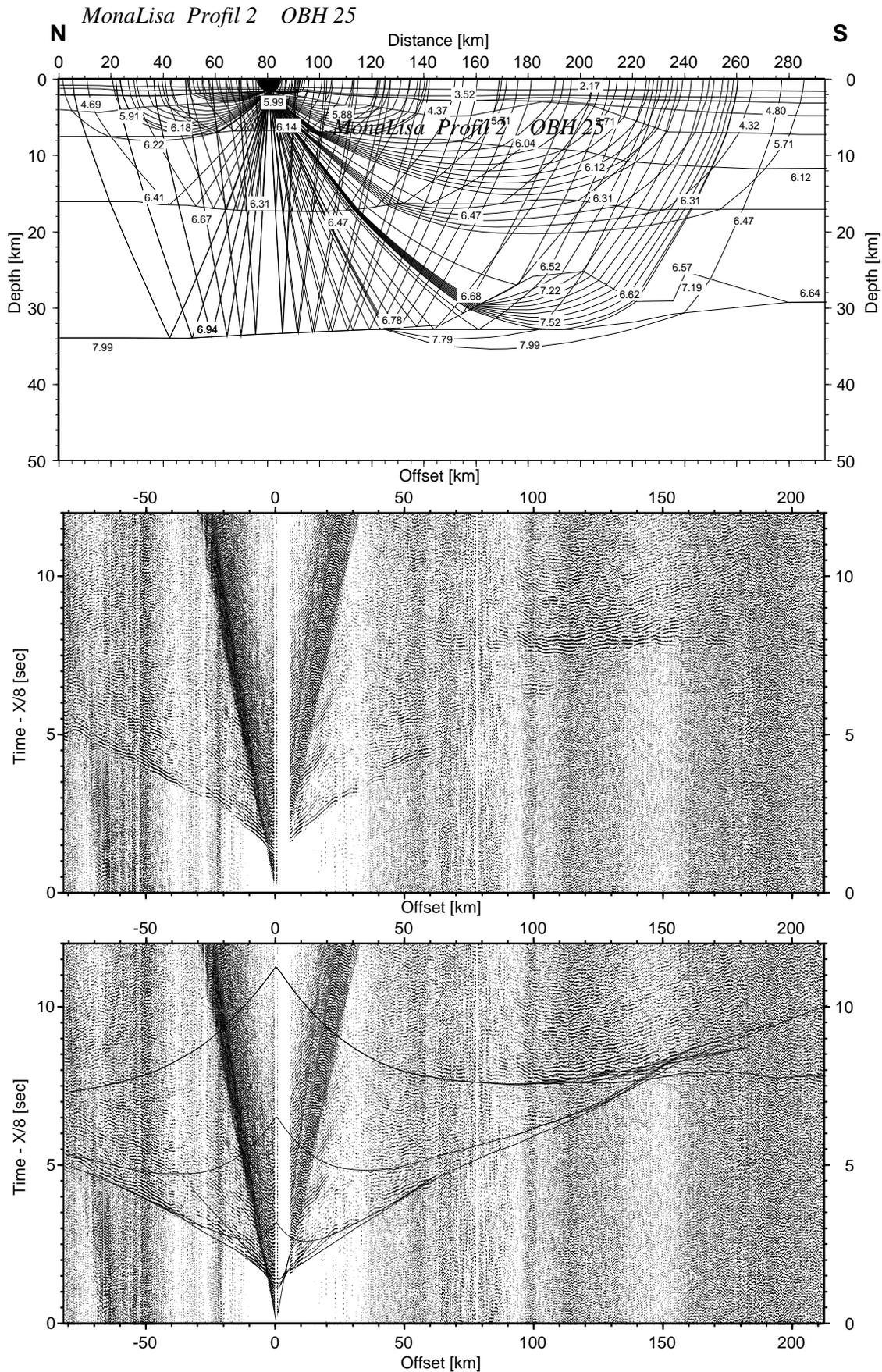


Abbildung 7.20: OBH 25 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

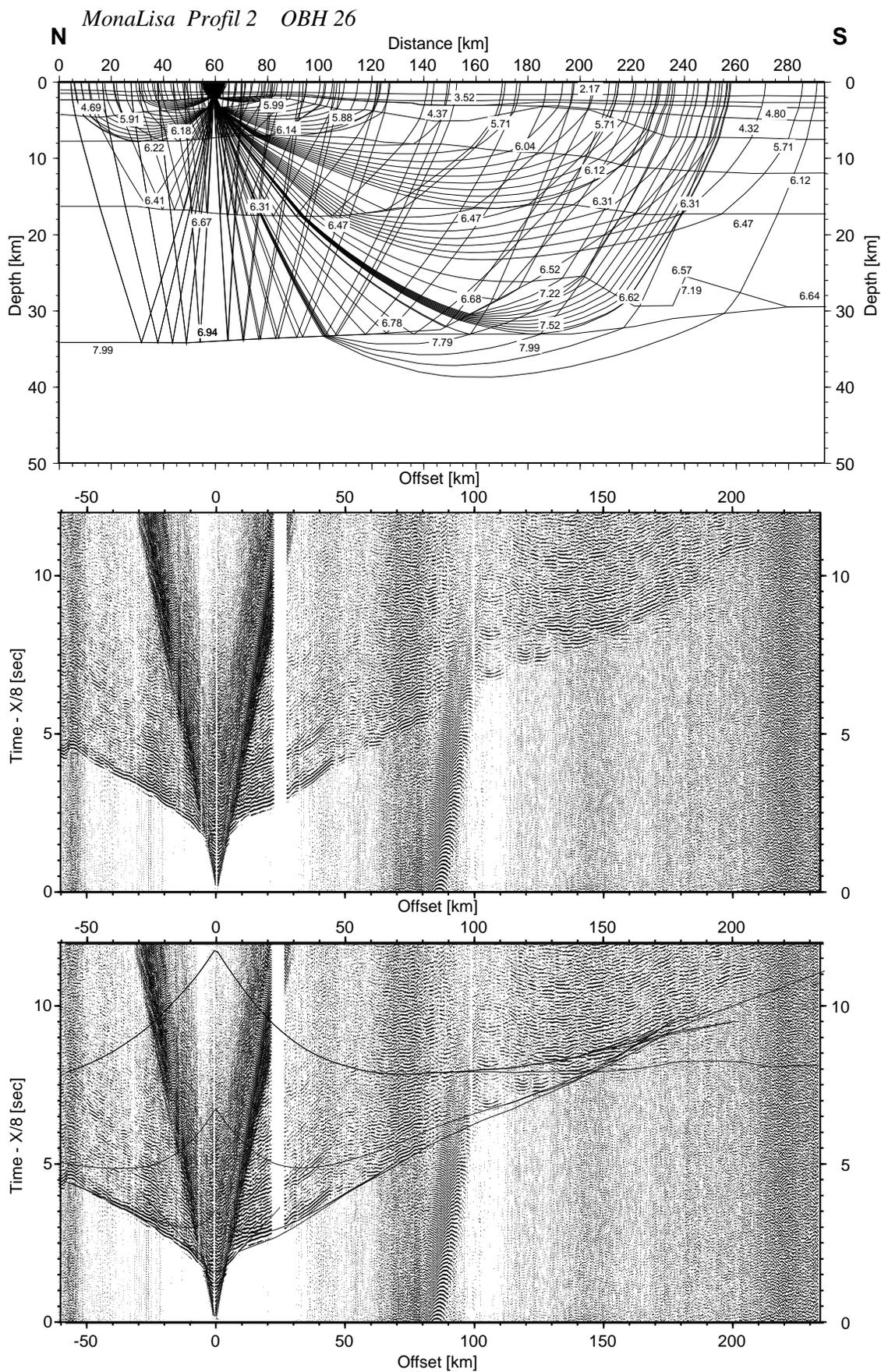


Abbildung 7.21: OBH 26 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

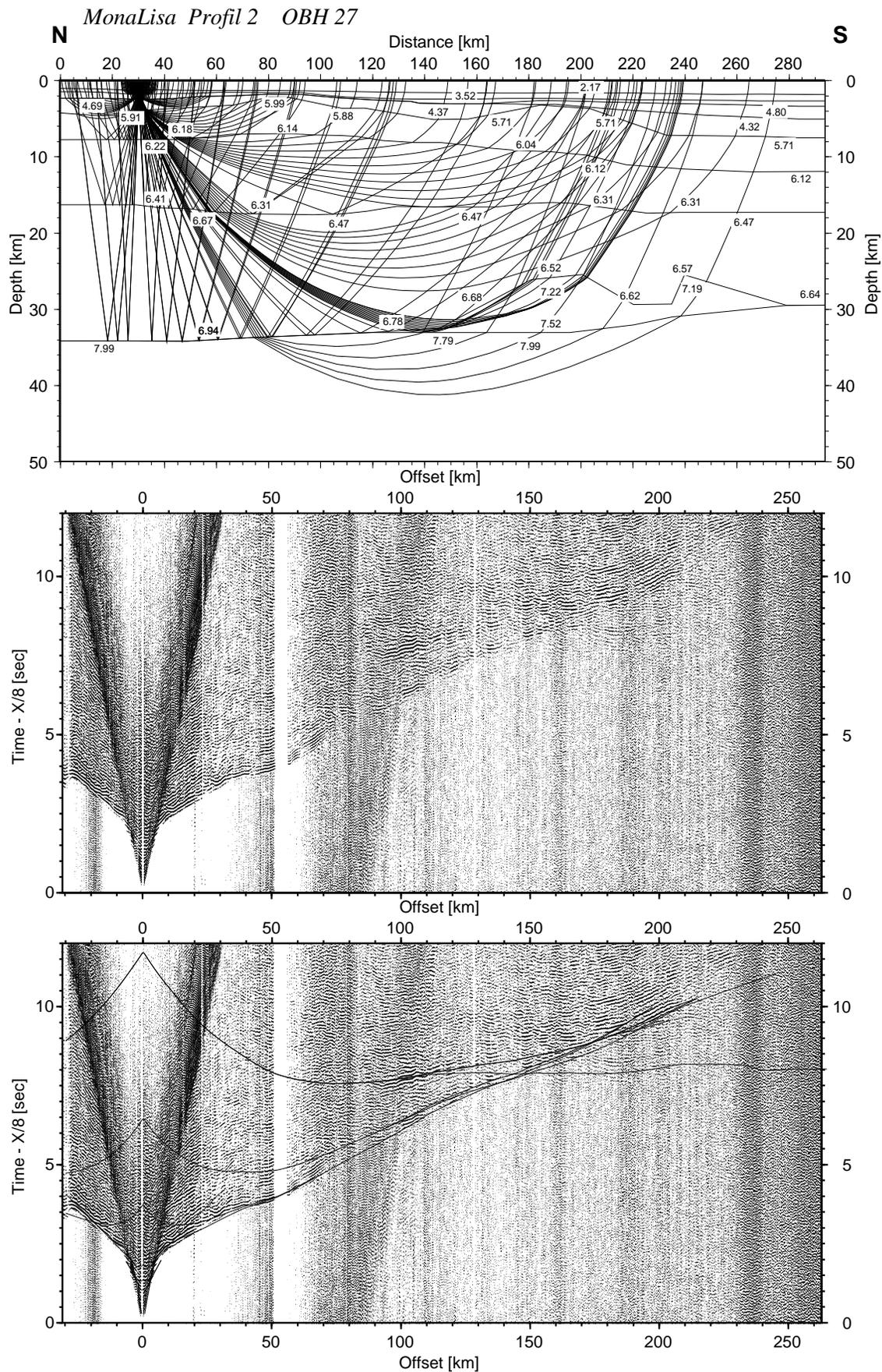


Abbildung 7.22: OBH 27 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

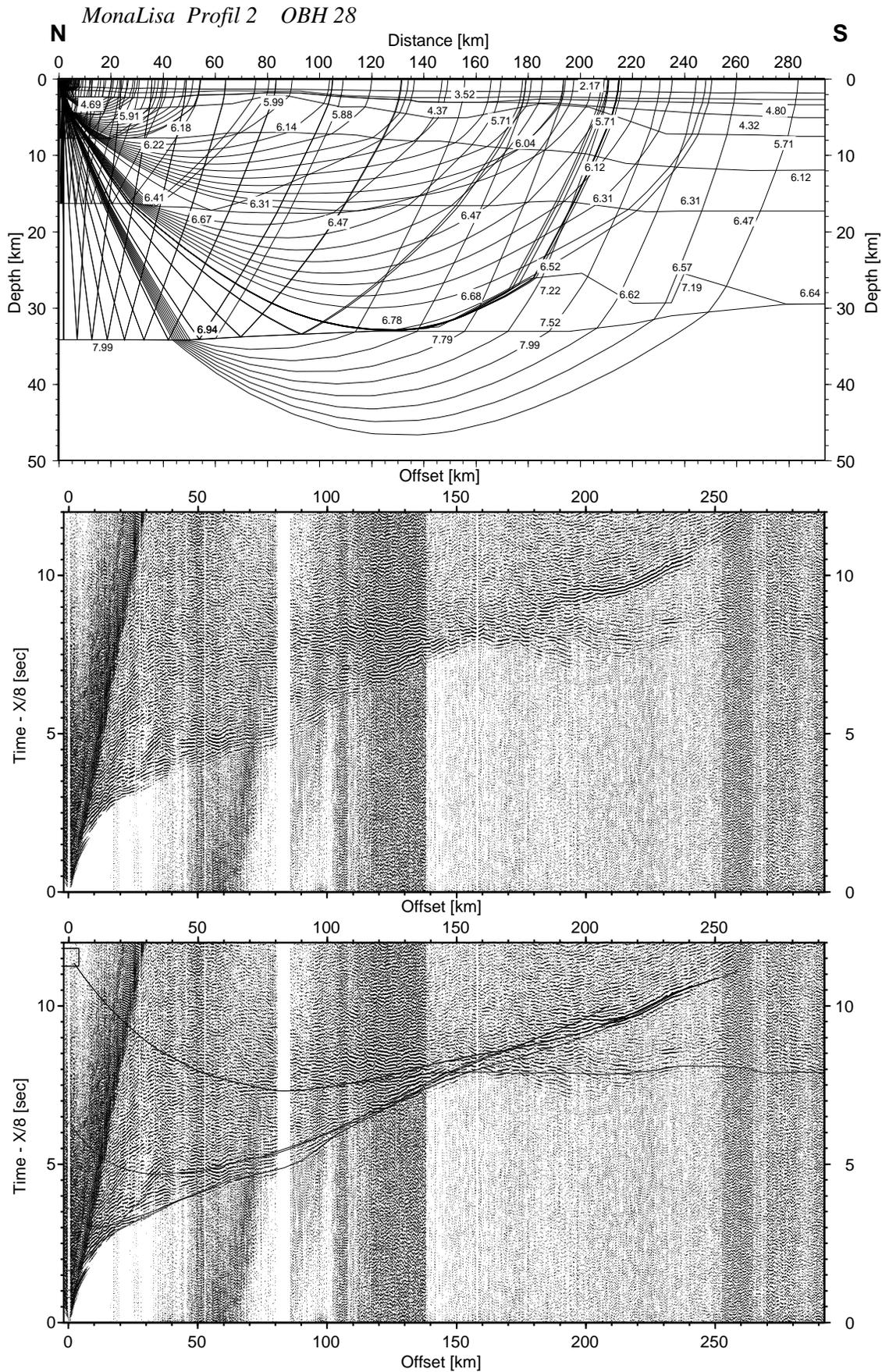


Abbildung 7.23: OBH 28 - Strahlenverlauf durch das Modell Geschwindigkeiten in km/s, Sektion ohne und mit berechneten Laufzeiten

Bei der Modellierung der Stationen 27 und 28 kam es zu Problemen mit dem Fit der P_n . Der Ersteinsatz war zirka 1,5 s vor dem modellierten zu beobachten. Es gibt verschiedene Möglichkeiten, diesen Einsatz zu modellieren. Alle Modelle erklären aber nicht die Einsätze in den Gegenschüssen auf den OBH 22 und 23. Hier sind keine frühen Einsätze zu beobachten, die ein Salzstock oder ein Basementhoch zur Folge hätte. Es muß sich also um einen 3D-Effekt handeln.

Abramovitz et al. [1997 submitted] schlagen eine Refraktion eines geneigten Einsatzes unterhalb der Moho mit einer Geschwindigkeit von 8,8 km/s vor. Eine Nachmodellierung ergab gar eine Geschwindigkeit von 9,2 km/s. Diese sehr hohen Geschwindigkeiten ca. 4 km unterhalb der Moho sind eher unwahrscheinlich. *Warner et al.* [1996] gaben eine Geschwindigkeit von 8,5 km/s für granatreiches Eklogit an. Sie beobachteten solche Geschwindigkeiten nördlich Schottlands für den Flannan-Reflektor. Höhere Geschwindigkeiten sind aber nicht möglich. Eine Reflexion eines geneigten stark geneigten Reflektors mit Geschwindigkeiten des oberen Mantels unterhalb der Moho würde oberhalb der P_n zu beobachten sein und somit den Einsatz nicht erklären.

Ein Basementhoch, welches fast an die Oberkante Oberkreide reicht, liefert eine Erklärung für diesen frühen Einsatz. Das Hoch alleine bewirkt jedoch noch nicht ganz eine Anpassung an die gemessenen Daten (Abbildung 7.24a und 7.25a). Zusätzlich müßte eine positive Geschwindigkeitsanomalie in der Mittel- oder Unterkruste modelliert werden. Ein weiterer Teil reflektiver Unterkruste mit erhöhten Geschwindigkeiten abseits des Profils wäre denkbar. Ebenso könnte ein Schwerehoch ca. 15 km westlich des Profils (Abbildung 3.8) auf ein Basementhoch mit höheren Geschwindigkeiten hindeuten.

Eine dritte Möglichkeit besteht in einer Aufwölbung der Moho. Diese wurde aber nicht in den Gegenschüssen und den P_mP der nachfolgenden Stationen beobachtet. Zudem müßte die Aufwölbung auf kleinem Raum dann über 4 km betragen. Die Wellenlänge der Störung ist auch so groß (vergleiche Abbildung 7.24b und 7.25b), so daß diese Möglichkeit ausgeschlossen werden muß.

Die weitere Ursache für diesen vorzeitigen Einsatz könnte ein Salzdiapir mit Geschwindigkeiten um 4,5 km/s bis ca. 500 m unterhalb des Meeresbodens sein. In Abbildung 7.24c und 7.25c wurde ein solcher Salzstock modelliert. Die modellierten Einsätze stimmen recht gut mit den beobachteten überein. Allerdings ist in den Reflexionsdaten keinerlei Hinweis auf einen solchen Diapir zu erkennen. Eine Karte von *Spencer and Pegrum* [1990] (Anhang) liefert hierzu eine Position für diese Salzstruktur.

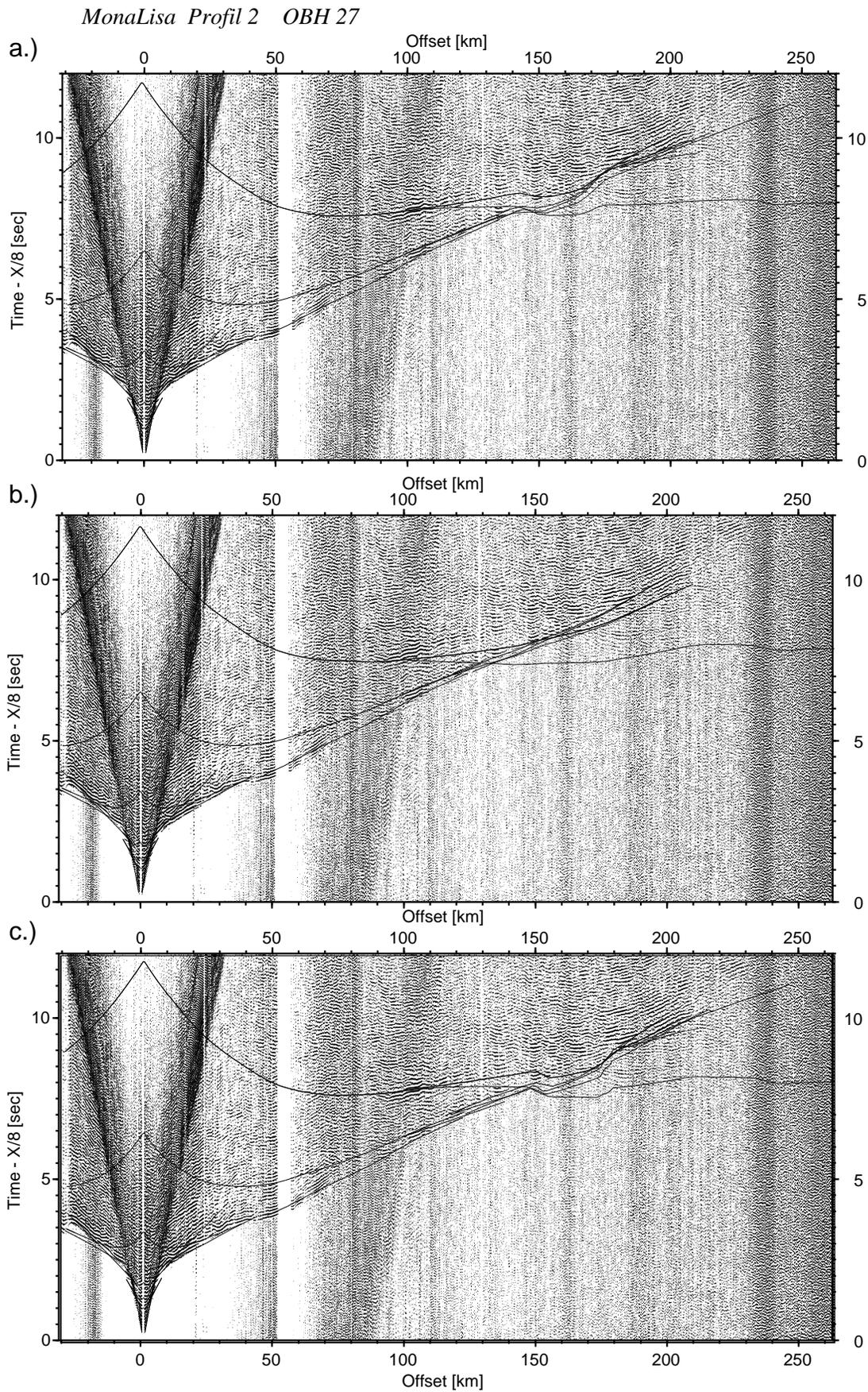


Abbildung 7.24: alternative Modellierung von OBH 27 Sektionen mit berechneten Laufzeiten a.) mit einem Basementhoch b.) Erhöhter Moho c.) Salzstock

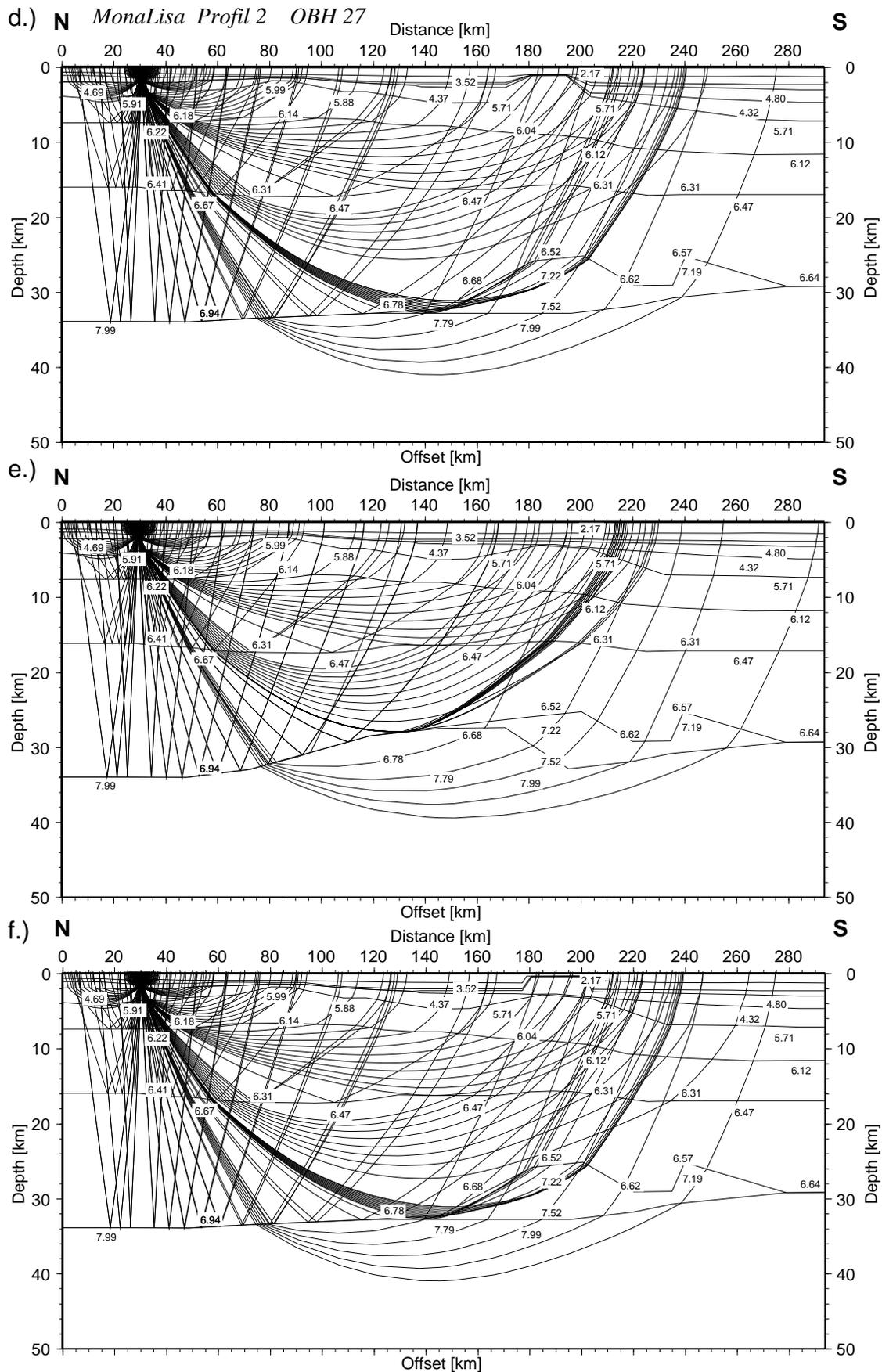


Abbildung 7.24: alternative Modellierung von OBH 27 d.) als Basementhoch e.) mit einer Mohoaufwölbung f.) mit einem Salzstock, Geschwindigkeiten in km/s

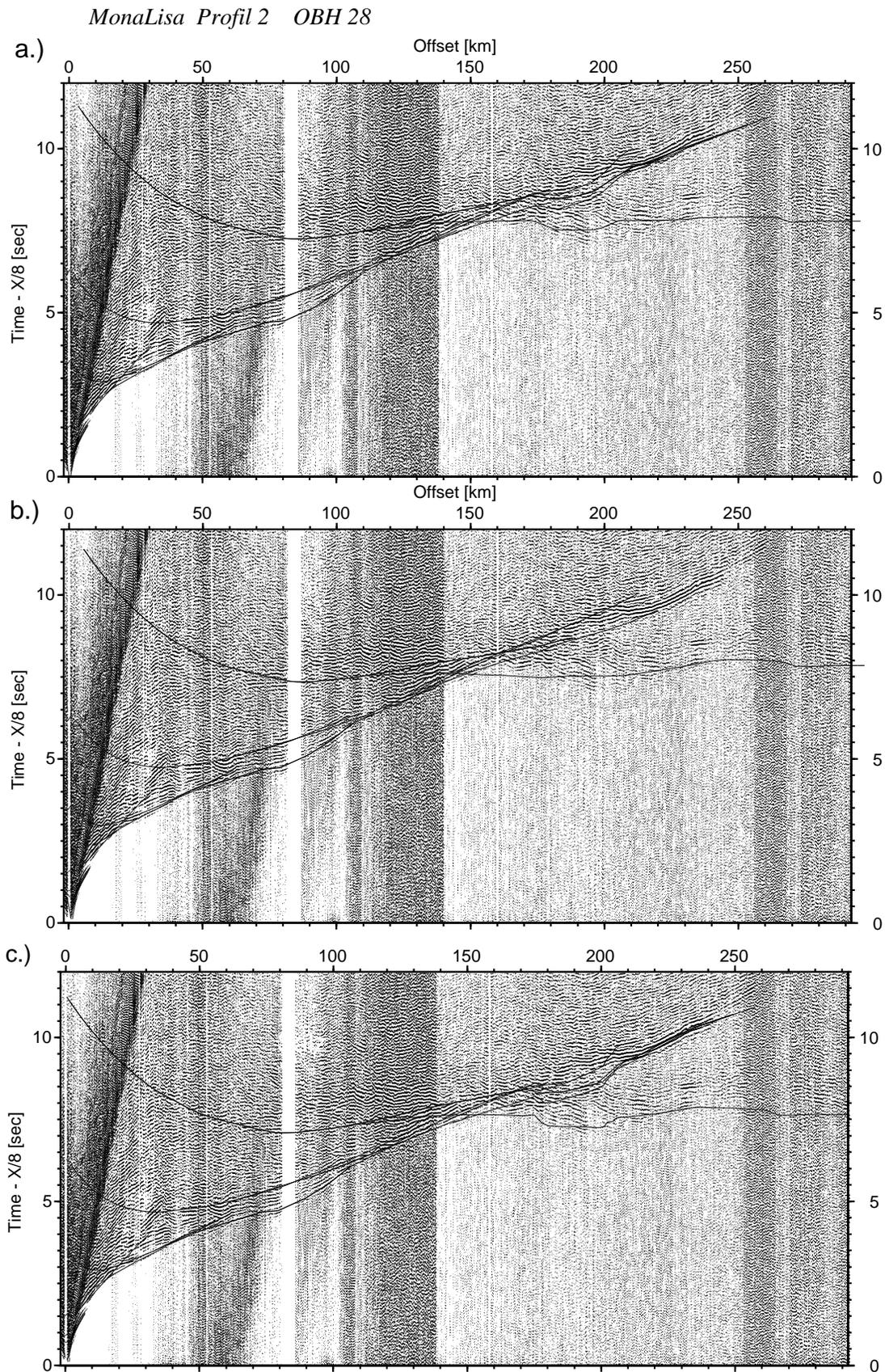


Abbildung 7.25: *alternative Modellierung von OBH 28 Sektionen mit berechneten Laufzeiten a.) mit einem Basementhoch b.) Erhöhter Moho c.) Salzstock*

Abschließend ist zu sagen, daß diese Anomalie oberflächennah sein muß, da eine tiefe Ursache eine zu große Wellenlänge hätte, um diesen ca. 1,5 s früheren Einsatz zu erklären.

7.2 Amplitudenmodellierung mit der Reflectivity - Methode

Das Raytracing ermöglicht nur eine Modellierung des Strahlweges und der Laufzeit zwischen Airgun-Array und OBH. Von einigem Interesse sind auch die Amplituden der Einsätze in den seismischen Sektionen. Reflexionsamplituden sind unter anderem von der Größe einer Geschwindigkeitsdiskontinuität abhängig, somit können seismische Geschwindigkeiten in Schichten abgeschätzt werden, aus welchen keine Refraktierte kommen. Theoretisch berechneten Einsätze können im realen Seismogramm so geringe Amplituden haben, daß sie dort nicht mehr identifiziert werden können. Eine exemplarische Modellierung einiger Seismogrammabschnitte sollte diese Fragen klären helfen. Die synthetischen Daten wurden mit der Reflectivity-Methode [*Fuchs and Müller 1971; Müller 1985*] modelliert. Es handelt sich um eine Wellenzahl-Integrationsmethode. Bei dieser Methode ist nur die Angabe eines eindimensionalen Geschwindigkeitsmodell möglich. Ein Medium aus homogenen Schichten, die durch Diskontinuitäten erster Ordnung getrennt sind, ist für diese Verfahren notwendig. Somit können keine Geschwindigkeitsgradienten in einer Schicht auftreten. Diese können aber durch eine Reihe von dünnen Schichten ansteigender Geschwindigkeit simuliert werden. Beim Auftreffen einer Welle auf eine Diskontinuität kommt es zu Reflexion, Transmission und Konversion der Welle. Eine Schicht ist also durch ihre P- und S-Wellengeschwindigkeit, ihre Dichte und ihren Dämpfungsfaktoren bestimmt.

7.2.1 OBH 12

OBH 12 wurde ausgewählt, da die Station über den sählig gelagerten Schichten des Westschleswig Blocks liegen. Hier gibt es zwei Niedriggeschwindigkeitszonen unterhalb der Kreide und des Zechsteins.

Die Refraktierte der Oberkreide (OK) ist in den modellierten Daten etwas länger als in den realen (Abbildung 7.26). Auch ist die nachfolgende Refraktierte nicht zu sehen. Vermutlich ist die Geschwindigkeit in der LVZ zu hoch gewählt worden. Die Lücke zwischen Zechstein (Z) und Paläozoikum (Pal) ist an der Schwächung der Amplituden ab km 12 - km 15 zu erkennen. Das Paläozoikum (Pal) ist hauptsächlich im Abschnitt nach Norden zu sehen. In b.) ist die Refraktierte besser im Weitwinkelbereich zu beobachten. Die Basementrefraktierte ist nur sehr schwach als Ersteinsatz zu erkennen. Zwischen km 15 und km 25 ist sie in a. und b.) gut auszumachen. Die Sektion nach Norden erreicht schon ein Basementhoch mit der Pg, somit kann sie hier nicht mehr mit den anderen Sektionen verglichen werden.

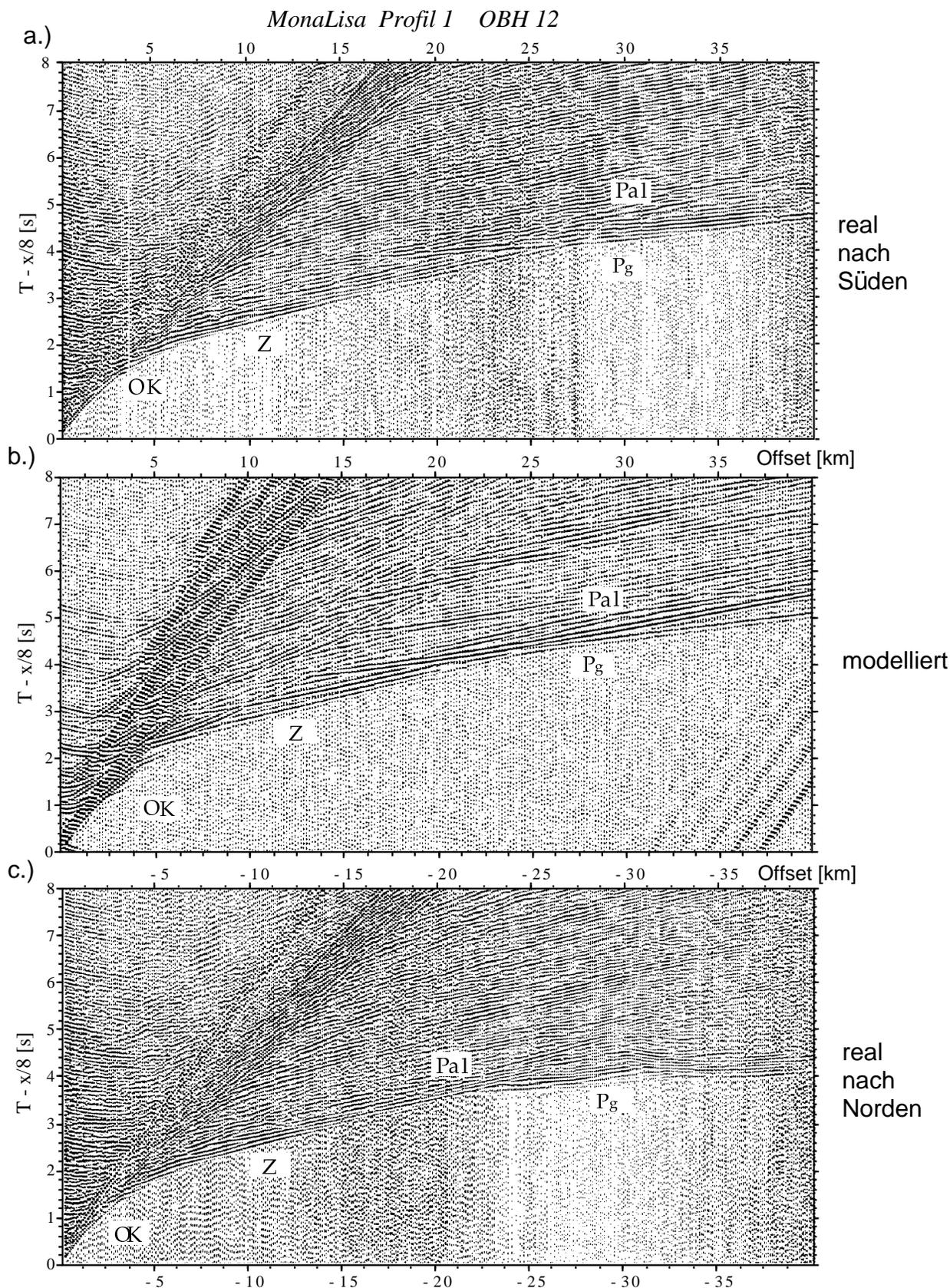


Abbildung 7.26: aufgezeichnete und amplitudenmodellerte Daten von OBH 12 b.) modelliert a.) Spuren südlich der Station c.) nördlich der Station.

OK: Oberkreide, Z: Zechstein, Pal: Paläozoikum, Pg: Basamentrefraktierte. Die Daten wurden mit einer entfernungsabhängigen Wichtung dargestellt. Auf die amplitudenmodellerte Sektion wurde Rauschen im Verhältnis 1:40 auf die Daten aufaddiert.

Die modellierten Geschwindigkeiten und Schichtgrenzen der Sedimente passen nicht nur in den Laufzeiten gut mit den realen Daten überein, sondern auch die Amplituden und somit die Geschwindigkeitskontraste konnten in der Modellierung gut wiedergegeben werden.

Unter dem Zechstein mußte neben der LVZ auch eine weitere Schicht mit vermutlich Unterpaläozoischen Sedimenten mit Geschwindigkeiten bis 5,1 km/s modelliert werden. Auf Profil 2 war diese Schicht nicht mehr zu modellieren, vermutlich wegen zu hoher Salzgeschwindigkeit.

7.2.2 OBH 16

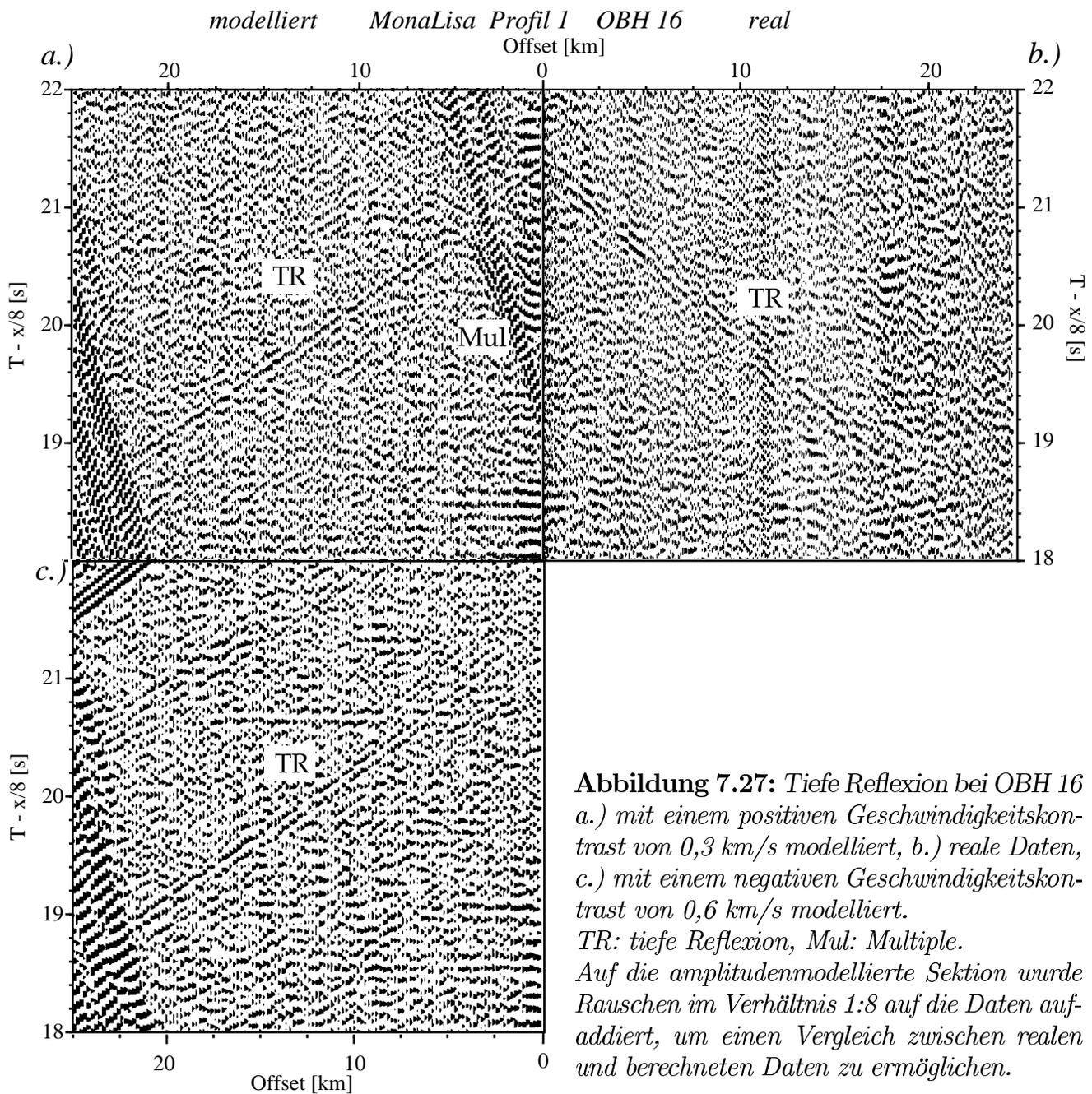


Abbildung 7.27: Tiefe Reflexion bei OBH 16 a.) mit einem positiven Geschwindigkeitskontrast von 0,3 km/s modelliert, b.) reale Daten, c.) mit einem negativen Geschwindigkeitskontrast von 0,6 km/s modelliert.

TR: tiefe Reflexion, Mul: Multiple.

Auf die amplitudenmodellierte Sektion wurde Rauschen im Verhältnis 1:8 auf die Daten aufaddiert, um einen Vergleich zwischen realen und berechneten Daten zu ermöglichen.

Unterhalb von OBH 16 ist die stärkste Reflexion des ca. 70 km tiefen Einsatzes bei 21,3 s zu erkennen. Dieser sollte hier modelliert werden.

Die tiefe Reflexion (Abbildung 7.27) kommt gut in der Modellierung heraus. Ein positiver Geschwindigkeitskontrast von 0,3 km/s (Abbildung 7.27a.) wird den Amplitudenverhältnissen recht gut gerecht. Auch ein negativer Geschwindigkeitskontrast von 0,6 km/s zeigt passende Amplitudenverhältnisse (Abbildung 7.27c.). Hier kann keine Unterscheidung zwischen beiden Möglichkeiten getroffen werden. Leichte Unterschiede in der Krümmung der Reflexionshyperbel sind auf die Neigung des Reflektors zurückzuführen.

Ein so hoher negativer Kontrast läßt allerdings vermuten, daß es sich hierbei nicht um die Grenze zwischen Lithosphäre und Astänosphäre handelt, da hierfür nur Geschwindigkeitskontraste von bis zu 5 % angegeben werden (Referenz suche ich noch raus).

7.2.3 OBH 23

OBH 23 (Abbildung 7.28) zeigt am besten die Oberkante eines Bandes von Unterkrustenreflektivität. Hier war mit dem Raytracing keine Aussage über die Geschwindigkeit innerhalb dieser Zone möglich, da Refraktionen aus der Zone nicht zu erkennen waren.

Die Eindimensionalität des Modells macht eine genaue Abbildung der seismischen Sektion allerdings schwierig. Es wurde versucht durch Variation der Geschwindigkeiten in der Zone diese Reflexion in den seismischen Sektionen zu modellieren. Ein positiver Geschwindigkeitssprung von 6,5 km/s auf 7,3 km/s zeigt eine deutliche Reflexion in den Daten (P₂P in Abbildung 7.28a). Ein geriner negativer Sprung von 6,5 km/s auf 6,2 km/s zeigt einen Einsatz mit sehr geringer Amplitude, der den realen Daten nicht gerecht wird (P₂P in Abbildung 7.28b). Erst eine weitere Verringerung der Geschwindigkeit auf 5,3 km/s zeigt eine ähnlich starke Amplitude P₂P in Abbildung 7.28c). Eine so geringe P-Wellengeschwindigkeit in der Unterkruste ist aber unwahrscheinlich. Das würde bedeuten, daß verfestigte Sedimente in die Unterkruste gelangt wären. Es bleibt bei größeren Entfernungen vom OBH allerdings bei der Niedriggeschwindigkeitsvariante c.) ein größerer Zeitabstand Δt zwischen P₂P und (P_mP. Es sollte ein positiver Geschwindigkeitskontrast angenommen werden sollte. Die wahre Geschwindigkeit in der Zone bleibt unbekannt. Die Amplitudenstärke bei einem positiven Kontrast von 0,6 km/s wie in der Modellierung scheint aber gut zu passen. Es könnte sich hierbei um eine Intrusion von Mantelmaterial in die Kruste handeln.

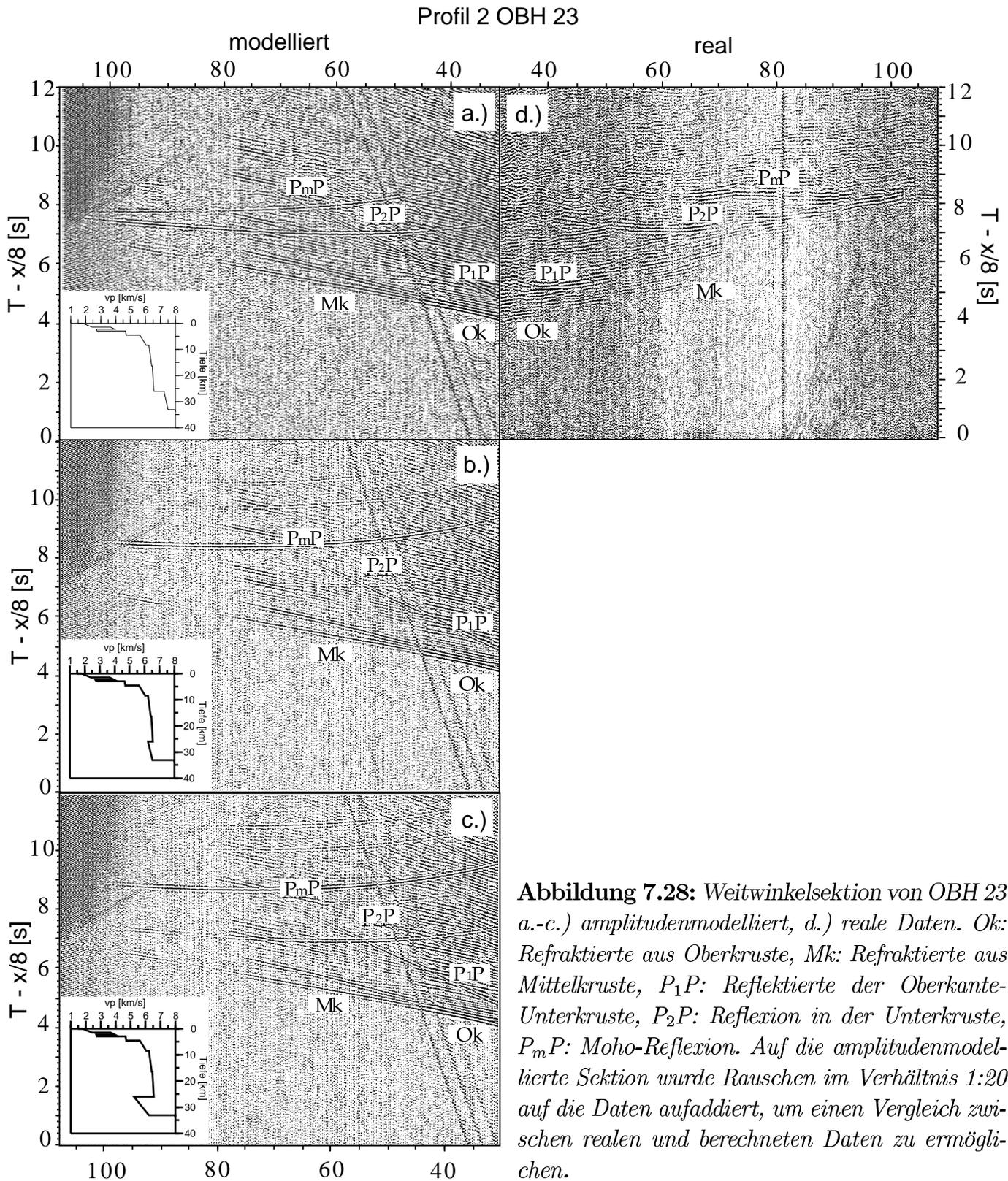


Abbildung 7.28: Weitwinkelsektion von OBH 23 a.-c.) amplitudenmodelliert, d.) reale Daten. Ok: Refraktierte aus Oberkruste, Mk: Refraktierte aus Mittelkruste, P₁P: Reflektierte der Oberkante-Unterkruste, P₂P: Reflexion in der Unterkruste, P_mP: Moho-Reflexion. Auf die amplitudenmodellierete Sektion wurde Rauschen im Verhältnis 1:20 auf die Daten aufaddiert, um einen Vergleich zwischen realen und berechneten Daten zu ermöglichen.

7.2.4 CDF

Die Amplitudenmodellierung durch die Reflectivity zeigt, daß zur Erkennung der CDF in den Weitwinkeldaten ein Geschwindigkeitskontrast von mindestens 0,2 km/s, wenn nicht gar 0,3 km/s notwendig ist. Erst wenn dieser gegeben ist könnte man die durch das Ray-Tracing berechneten Laufzeiten in den Seismogrammen von Abbildung 7.5 erkennen.

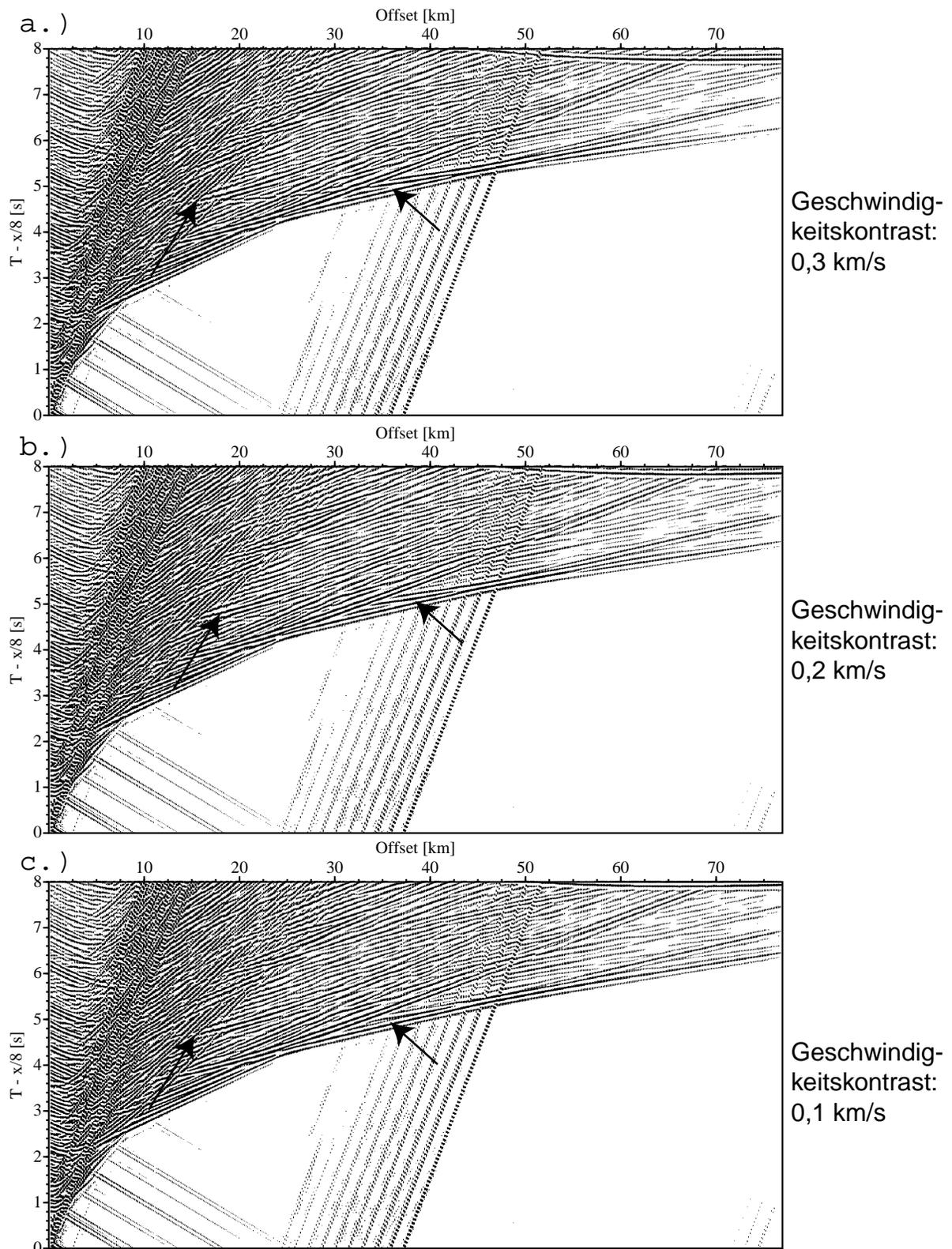


Abbildung 7.29: OBH-Sektion mit modellierter Schichtgrenze bei 12,7 km.

Es zeigt sich, daß ein Geschwindigkeitskontrast von mindestens 0,2 km/s (b.) notwendig ist, um eine Weitwinkelreflexion zum Beispiel der CDF zu beobachten. Besser wäre ein höherer Kontrast (a.), besonders wenn man berücksichtigt, daß sich durch zusätzlichen Noise die Phase noch schwerer erkennen läßt.

7.3 Schwermodellierung

Die seismische Weitwinkelmodellierung ergab ein bisher nicht bekanntes Basementhoch am südlichen Rand des Horngrabens. Da diese Struktur nicht in den reflexionsseismischen Daten erkannt werden konnte, sollte eine gravimetrische Modellierung Aufschluß über diese Struktur geben. In der Satellitenschwerekarte (Abbildung 3.3) und ebenso in der Schwerekarte von *Day et al.* [1990] (Anhang) deutet sich eine positive Schwereanomalie westlich der Insel Sylt an. Um eine bessere Kontrolle der modellierten Geschwindigkeiten und Schichtgrenzen zu erhalten, wurde für Profil 1 die Schwere mit MacRay [Luetgert 1992] modelliert. Dieses Programm ermöglicht die Berechnung von Schwereanomalien anhand der bereits ermittelten seismischen Geschwindigkeiten. Dabei wird ein Zusammenhang zwischen p-Wellengeschwindigkeit und Dichte angenommen. Die Schwere wird mittels eines Talwani-Algorithmus [Talwani et al. 1959] berechnet. Um Randeffekte zu vermindern wurde das Modell um 100 km zu beiden Seiten erweitert.

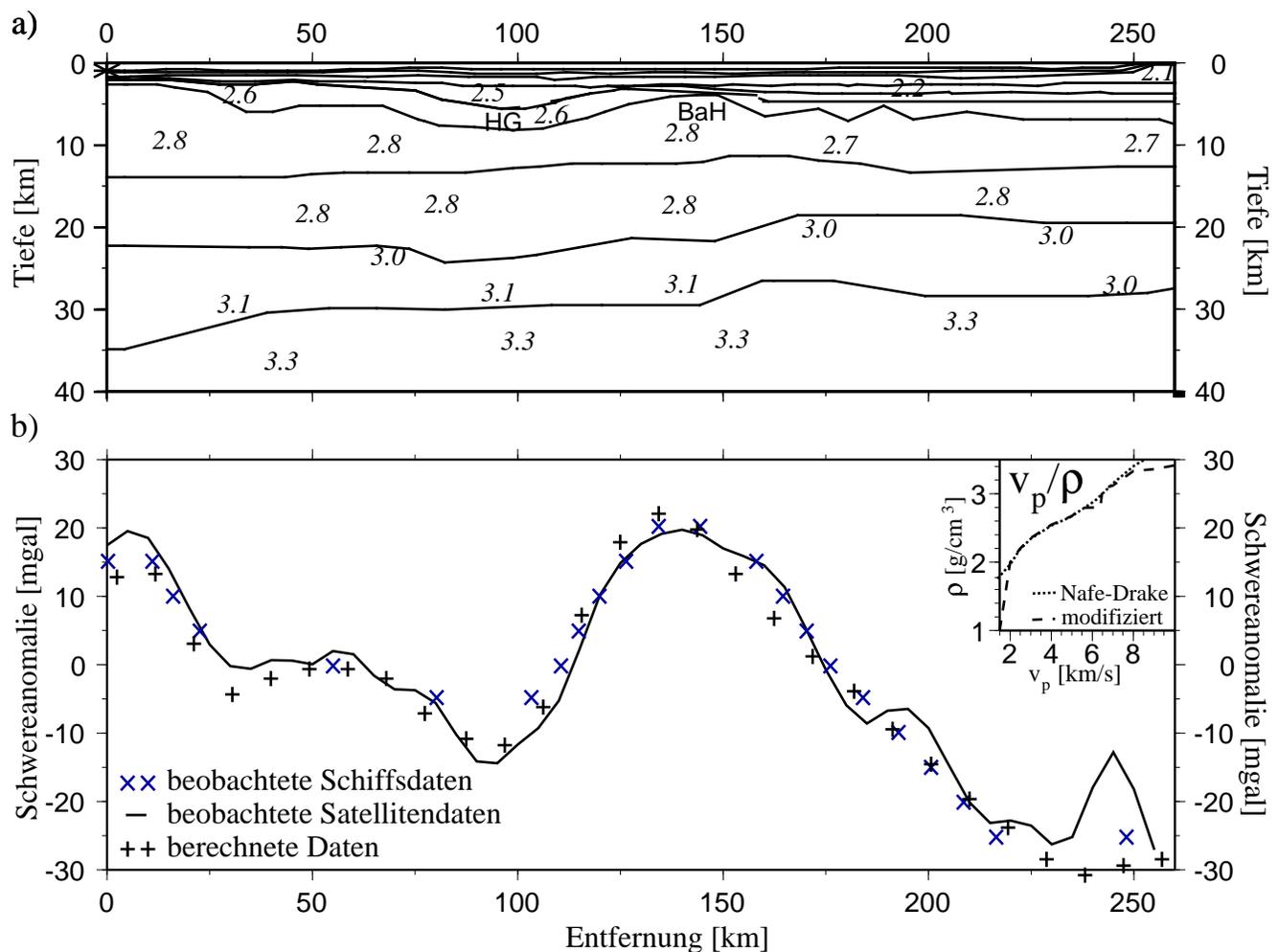


Abbildung 7.30: Schwermodellierung von Profil 1 a.) das Modell mit einigen ausgewählten Dichtewerten in g/cm^3 , HG: Horngraben, BaH: Basementhoch b.) beobachtete und berechnete Schwereanomalien im Innenbild ist die Nafe-Drake Relation [Gebande 1982] im Vergleich zu der modifizierten P-Wellengeschwindigkeit-Dichte Funktion aufgetragen.

In Schwereanomalien umgerechnete Satellitenaltimeterdaten von [Sandwell 1995] und eine Schwerekarte [Day et al. 1990], die aus Schiffsmessungen generiert wurde dienten als Grundlage der Modellierung. Die Satellitendaten wurden über 5 km beidseitig des Profils gemittelt, um 3D-Effekte zu minimieren. Die Daten haben eine Auflösung von ca. 10 km weltweit [Sandwell and Smith 1997], wobei in höheren Latituden die Auflösung wegen der engeren Satellitenbahnen zunimmt. Die Schiffsdaten sind eine Zusammenstellung von Schiffsdaten aus Großbritannien, den Niederlanden, Deutschland, Dänemark und Norwegens, die zu einer Schwerekarte der Nordsee zusammengestellt wurden [Day et al. 1990]. Es handelt sich um eine Bouguerschwereanomaliekarte im Maßstab 1:4000000. Die Daten wurden mit einem 4 km-Grid und 5 mgal Isolinien dargestellt (Anhang). Die Daten wurden entlang des Profils in 5 mgal Schritten der Karte entnommen. Ein Vergleich der beobachteten Satelliten- und Schiffsdaten zeigt, mit Ausnahme des Profildendes, eine recht gute Übereinstimmung.

Für die Umrechnung von P-Wellengeschwindigkeiten in Dichte diente für die Sedimente die Nafe-Drake-Relation [Gebrande 1982]. Die Werte für die Krustendichten erschienen im Vergleich zu anderen Publikationen [Holliger and Klemperer 1990] und [Kearey and Rabae 1996] zu hoch, so daß die Nafe-Drake-Funktion für Kruste und Mantel nach den Daten der oben erwähnten Autoren modifiziert wurde.

Die Dichtewerte der Sedimente variieren zwischen 1,8 g/cm³ direkt am Meeresboden und 2,6 g/cm³ für die paläozoischen Sedimente. Das Zechsteinsalz wurde mit 2,2 g/cm³ modelliert. Die Dichte von Ober- und Mittelkruste liegt in Übereinstimmung mit Kearey and Rabae [1996] bei 2,8 g/cm³. Dabei wurde die Dichte der Unterkruste in den Bereichen, wo die Geschwindigkeiten besonders niedrig waren auf 2,7 g/cm³ erniedrigt, um die Anpassung zu verbessern. In der Unterkruste werden Werte von 3,0 g/cm³ - 3,1 g/cm³ erreicht. Die Manteldichte beträgt wie bei [Barton and Wood 1984], [Kearey and Rabae 1996] und [Holliger and Klemperer 1990] 3,3 g/cm³.

Im allgemeinen stimmen die beobachteten und errechneten Schwerewerte gut miteinander überein. Die Basementhochs zu Beginn des Profils und zwischen km 125 und km 150 werden ebenso abgebildet, wie der Horngraben mit seinen unterschiedlichen Tiefen. Das Basementhoch südlich des HG konnte also bestätigt werden. Die Abweichung bei km 240 - km 250 ist vermutlich auf den 3D-Effekt des Salzstocks bei Helgoland zurückzuführen, der hier nicht direkt vom Profil überlaufen wird. Es zeigt sich, daß man für die Sedimente mit Ausnahme des Salzes die Nafe-Drake-Relation anwenden kann. Kruste und Mantel benötigen andere Werte. Es wird jedoch eine Geschwindigkeitsabhängigkeit in Unter- und Oberkruste benötigt, um die Anpassung zu verbessern. Die Krustendichten stimmt gut mit den Beobachtungen von Bayer et al. [1999 in press] für das Nordostdeutsche Becken überein. Auch hier wurden 2,7 g/cm³ - 2,8 g/cm³ für Unter und Mittelkruste und bis zu 3,1 g/cm³ für die Unterkruste ermittelt.

8 Geologisch-tektonische Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

8.1 Sedimente

Im allgemeinen stimmen die modellierten Sedimentschichten gut mit den Reflexionsdaten überein. In den Mehrkanaldaten sind natürlich kleinräumige, schichtinterne Variationen besser auflösbar (Abbildung 8.1).

Die Mächtigkeit der tertiären und jüngeren Sedimente ist im Osten (Profil 1) geringer als im Westen (Profil 2). Daher zeigt die Oberkreide wegen geringerer Kompaktion auf Profil 1 auch eine niedrigere Geschwindigkeit als auf Profil 2, das heißt, daß es keine Absenkung gegeben hat. Reflektoren aus der Unterkreide bilden bei beiden Profilen eine Erosionsdiskordanz zu den älteren Sedimenten. Dabei zeigt sich eine nur geringe Salztektonik auf dem Westschleswigblock und im südlichen Teil von Profil 2, die sowohl vor als auch nach der Erosion stattgefunden hat. Das zeigt sich sowohl an der Faltung der Diskordanz und darüber gelegener Schichten als auch an Unterbrechungen von Falten durch die Diskordanz. Die Verwerfungen im Horngrabens und an dessen Rand deuten auf eine hauptsächliche Füllung des Grabens nach dem Rifting in Trias und Jura, die hier Mächtigkeiten von 4,5 km erreichen (Abbildung 7.2). Bei Profil 2 ist der größte Teil der älteren mesozoischen Sedimente erodiert worden (Abbildung 7.14). Das Zechstein keilt bei ca. 140 km auf beiden Profilen nach Norden hin aus. Im Horngraben ist auf Grund ähnlicher Reflektivität bei km 115-120 ebenfalls Salz zu finden. Die nach Süden geneigten Reflektoren unterhalb Top-Vorzechstein im und am Horngraben sind eher als Verwerfungen von Blockstrukturen mit Preriftsedimenten zu interpretieren, die bei der Extension des Grabens entstanden sind [Vejbæk 1990] und nicht als CDF wie bei MONA LISA Working Group [1997a,b]. Diese Reflektoren liegen, wie es die Weitwinkelmodellierung zeigt, im Sediment (Abbildung 5.2). Es ist allerdings nicht auszuschließen, daß alte Verwerfungen, die bei der kaledonischen Orogenese entstanden waren, in den Extensionsphasen reaktiviert wurden [Klemperer et al. 1990]. Diese Verwerfungen bilden Schwächezonen in der Kruste, so daß hier neuere tektonische Ereignisse stattfinden können. Das jüngere tektonische Ereignis ist die wahrscheinlichere Ursache für Reflektoren, solange man dieses nicht ausschließen kann [Krishna et al. 1996]. Eine Verlängerung der Reflektoren in die tiefere Kruste konnte trotz Reprozessings der Daten südlich des Grabens nicht entdeckt werden (Abbildung 4.1). Die erfolgreiche Reduktion der Multiplen unterhalb des Top-Rotliegende-Reflektors ermöglichte zudem die Identifizierung geneigter Reflektoren in den Reflexionsdaten von Profil 1 bei km 160 - km 200 (Abbildung 4.1 und 5.2). Dabei handelt es sich um Blockverschiebungen, die bei der Extension des Norddeut-

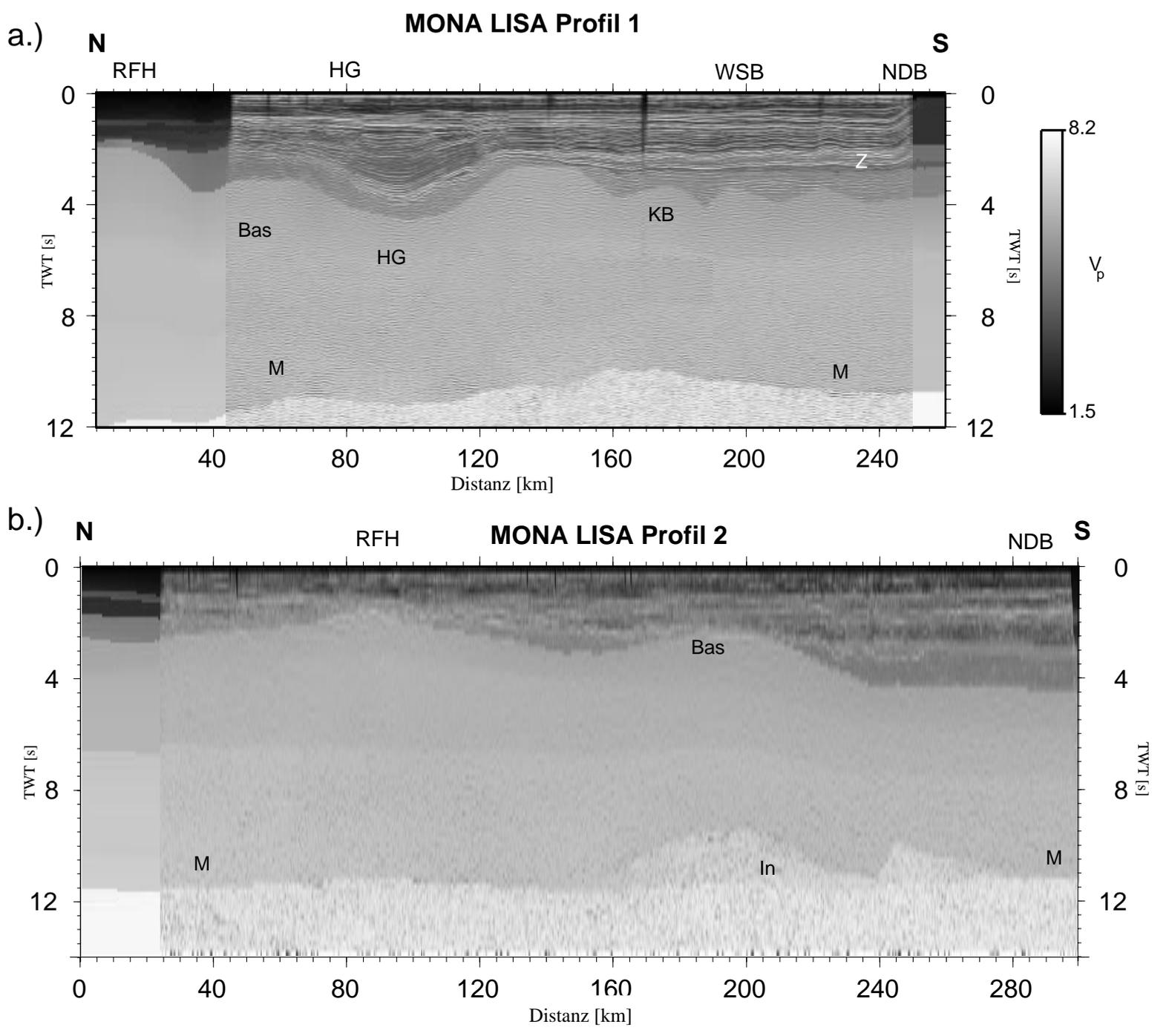


Abbildung 8.1: Reflexionsdaten mit unterlegten Weitwinkelgeschwindigkeitsmodellen der Profile 1 und 2

Bas: Basement, M: Moho, In: Intrusion, Z: Zechstein, HG: Horngraben, NDB: Norddeutsches Becken, WSB Westschleswig-Block, RFH: Ringkøbing-Fyn-Hoch

schen Beckens in Karbon und Frühperm gebildet wurden. Mit der Weitwinkelmodellierung konnten diese Bruchstrukturen verifiziert werden (Abbildung 7.2). Trotz größtenteils fehlender Reflektoren unterhalb des Top- Rotliegenden in den Mehrkanaldaten lassen neben Oberpaläozoischen Schichten hohe P- Wellengeschwindigkeiten (4,8-5,0 km/s) im Südteil von Profil 1 und Bohrlochdaten [Nielsen and Japsen 1991] auf die Existenz Unterpaläozoischer Sedimente schließen (Abbildung 7.26). Auf Profil 2 zeigen sich die Extensionsverwerfungsblöcke deutlicher. Es sind zwei unterschiedliche Extensionsphasen, wahrscheinlich während Karbon und Rotliegendes, zu beobachten (Abbildung 5.4 und 5.5). Erstmals konnten diese Blockverwerfungen südlich des RFH beobachtet werden. Bei zunehmender Sedimentdicke im Süden konnten die Strukturen nicht mehr verfolgt werden.

Ob es sich bei dem Übergang der Geschwindigkeiten auf 5,7 km/s auf dem Westschleswigblock um die Grenze zum kristallinen Grundgebirge handelt, oder ob hier noch verfestigte karbonische und ältere Sedimente anzutreffen sind, ist nicht ganz klar. Thybo [1990] hat in der Modellierung des EUGENO-S Profils 1 Sedimente in NDB und NDkB mit Geschwindigkeiten über 5,5 km/s modelliert (Anhang). Bei Nielsen and Japsen [1991] werden allerdings Geschwindigkeiten von höchstens 5,1 km/s für Sedimente aus dem Karbon, aber eine Basementgeschwindigkeit von 5,6 km/s für die Bohrung Ibenholt-1 im NDkB angegeben. Ebenso liegt die modellierte Geschwindigkeit des kristallinen Basements in 3,8 km Tiefe bei der Bohrung Q1(DK) Profil 2 bei 5,7 km/s (Abbildung 7.14). Die Mächtigkeit des Karbons ist in den Bohrungen Q1(D) [Best et al. 1983] und P1(Dk) [Nielsen and Japsen 1991] nur mit unter 100 m angegeben, so daß eine Unterscheidung zwischen Basement und Sedimenten aus dem Karbon kaum möglich ist.

8.2 Kruste

In den Reflexionsdaten sind in Ober- und Mittelkruste keine Reflexionen, die nicht Multiple wären, zu beobachten. Die Aufteilung der Kruste in drei Schichten wurde daher wegen Weitwinkelreflexionen in den OBH-Daten vorgenommen. Hierbei zeigen sich besonders für die Oberkruste Unterschiede in den seismischen Geschwindigkeiten. Unterhalb von Top-Basement (falls es sich im WSB nicht um karbonische Sedimente handelt) zeigt sich bei Profil 1 ein Sprung von 6,0 km/s bei km 110 auf 5,7 km/s ca. 30 km weiter südlich (Abbildung 7.2). Auf Profil 2 ist ein ähnlicher Kontrast zwischen km 113 und km 154 (5,9 km/s auf 5,7 km/s) zu beobachten (Abbildung 7.14). Vermutlich handelt es sich hierbei um die Übergangszone zwischen Avalonia im Süden und Baltica im Norden. Hier befindet sich auch nach Ziegler [1990], Cartwright [1990] und Vejbaek [1990] die Position der CDF. Allerdings nehmen die seismischen Geschwindigkeiten nach Norden hin wieder leicht ab (5,8 km/s an den nördlichen Profilen). Das könnte auch für eine regionale Erhöhung der Geschwin-

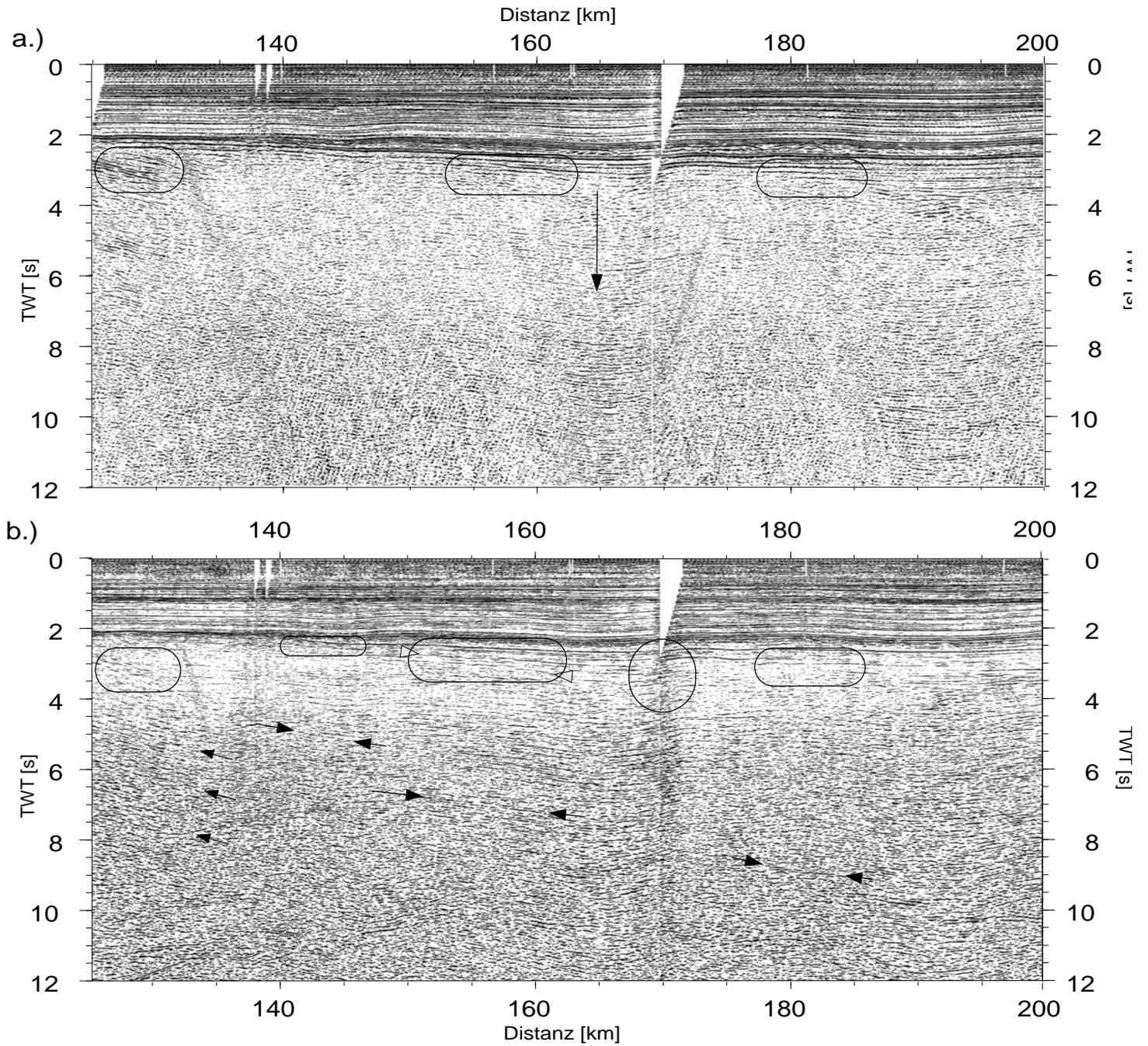


Abbildung 8.2: Reflexionsdaten Profil 1 nach (a.) und vor (b.) der Multiplenunterdrückung

Eingekreist mögliche Quellen für Multiple geneigter Einsätze, mit Pfeilen sind einige dieser Multiplen

digkeit unterhalb des RFH sprechen, die auch *Bialas et al.* [1990] beobachten. Um dieses klären zu können, müßten die Profile weiter in das NDkB verlängert werden. Reflexionen einer CDF konnten in den Daten nicht beobachtet werden. Frühere Veröffentlichungen [MONA LISA Working Group 1997a,b] dieser Mehrkanaldaten haben Multiple geneigter Reflektoren am Top-Rotliegenden Reflektor mißgedeutet (Abbildung 8.2). Nur der Reflektor direkt an der Moho in Profil 1 km 180 könnte eine Scherzone andeuten. Der Versuch, diese von MONA LISA Working Group [1997a,b] interpretierten Reflektoren in den Weitwinkeldaten zu modellieren, war nicht erfolgreich (Abbildung 7.5). Die Amplitude der Reflexion könnte aber auch so gering sein, daß man sie nicht in den Daten sehen kann. Die Amplitudenmodellierung zeigt, daß mindestens ein Geschwindigkeitskontrast von 0,2 km/s notwendig wäre, um die Reflexion in den Weitwinkeldaten zu erkennen (Abbildung 7.29). Das modellierte Basement von Profil 2 weicht von den beobachteten Reflexionsdaten teilweise ab. Das Basementhoch bei km 180 hat eine größere Ausdehnung als in den Reflexionsdaten. Mit einer größeren Auslagedichte der OBH könnten hier die kleineren Strukturen besser modelliert werden. Die Weitwinkelmodellierung von Profil 1 zeigte eine bisher unbekannte Erhöhung des Basement südlich des Horngrabens. Das Hoch zeigt in einer Tiefe von 2,5 km Geschwindigkeiten von 6,0 km/s am Übergang zu den Sedimenten. Die Satellitenschwerekarte von *Sandwell and Smith* [1997] und die Schwerekarte von *Day et al.* [1990] zeigen an dieser Stelle des Profils eine positive Schwereanomalie. Durch eine Modellierung, bei der die seismischen Geschwindigkeiten der Sedimente mit Ausnahme der Zechsteinsalzes ($2,2 \text{ g/cm}^3$) nach der Nafe-Drake-Relation in Dichte umgerechnet wurden, und bei einer Ober- und Mittelkrustendichte von $2,7 \text{ g/cm}^3$ - $2,8 \text{ g/cm}^3$ konnte dieses Hoch bestätigt werden (Abbildung 7.30). Nach *Ziegler* [1990] gab es in dieser Region im Spätkarbon-Frühperm vulkanische Aktivität. Es zeigt sich aber keine starke Erhöhung der Geschwindigkeit in Mittel- und Unterkruste, wie unterhalb des Silkeborgschwerehochs auf dem dänischen Festland ca. 120 km nordöstlich [*Thybo and Schönharting* 1991]. Allerdings ist die Unterkrustengeschwindigkeit mit bis zu 7,0 km/s im Gegensatz zur unmittelbaren Umgebung leicht erhöht. Zirka 15 km neben Profil 2 ist ebenfalls ein Schwerehoch zu erkennen, das auf vulkanische Aktivität hinweisen könnte.

Das Fehlen einer reflektiven Unterkruste, wie auf Profil 2, kann an der gleichzeitig einsetzenden und länger andauernden Extension der Kruste bei der Bildung des Horngrabens in diesem Gebiet liegen. Da Profil 1 aber nicht das Zentrum des Vulkanismus kreuzt, besteht die Möglichkeit, daß es hier keine Intrusion gegeben hat, sondern diese weiter östlich unter dem Extremum der Schwereanomalie zu finden ist. Weitere tiefenseismische Reflexionspro-

file wären zur Klärung notwendig. Auf Profil 2 wird neben einer Unterkruste mit Geschwindigkeiten von 6,5 km/s-6,8 km/s auch eine Zone mit höheren Geschwindigkeiten beobachtet. Eine Amplitudenmodellierung ergab eine Geschwindigkeit von zirka 7,2 km/s an der Oberkante dieser Zone. Sie stimmt mit einem Band von Unterkrustenreflektivität in den Reflexionsdaten überein. (Diskussion der Unterkrustenreflektivität siehe Abschnitt 8.5)

Die Geschwindigkeit der umgebenden Unterkruste und der Unterkruste auf Profil 1 liegt nicht über 7,0 km/s. Am südlichen Ende der Profile ist die Unterkrustengeschwindigkeit niedriger als im Norden.

Diese Unterkrustengeschwindigkeiten stimmen gut mit denen von EUGENO-S und DEKORP-BASIN'96 überein, die Geschwindigkeiten zwischen 6,7 km/s bis 7,0 km/s gefunden haben [Thybo 1990; Bleibinhaus et al. 1999 in press] (Anhang) (Lokation siehe Abbildung 8.3). Eine starke Abnahme auf 6,6 km/s ist auf beiden ML-Profilen am Süden (und oberhalb der Unterkrustenreflektivität) zu beobachten. Das könnte auf die Position des Elbe-Lineaments hindeuten, wenn auch die Geschwindigkeiten etwas höher als bei Aichroth et al. [1992] und Thybo [1990] sind. Auf der Linie BABEL-A wurden die Geschwindigkeiten unter dem RFH mit bis zu 7,4 km/s höher modelliert, sie nehmen aber weiter südlich auf 6,8 km/s bis 7,0 km/s ab (Anhang). Die modellierten Geschwindigkeiten dieser Arbeit passen also gut in den Rahmen anderer Beobachtungen entlang der Schnittstelle zwischen Ostavallonia und Baltica.

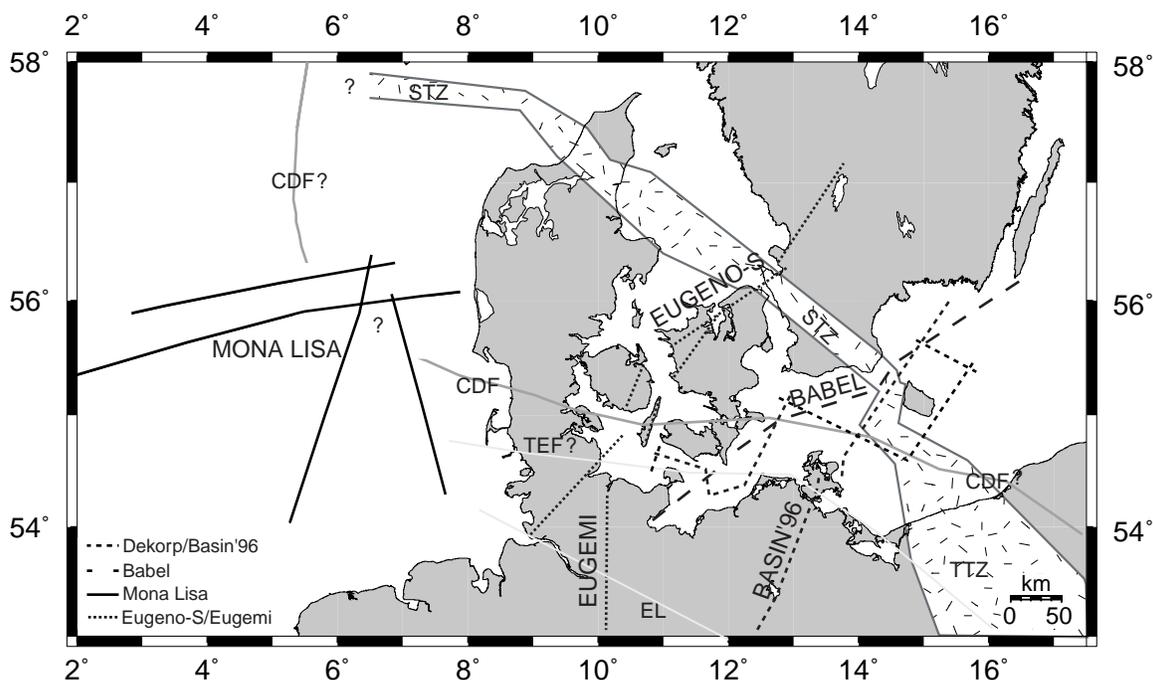


Abbildung 8.3: Lokationen von Profile anderer Projekte, die sich mit der Übergangszone zwischen Baltica und Ostavallonia beschäftigen, MonaLisa-Linien zur Einordnung

Bei einer Krustendicke von ca. 32 km des RFH (Abbildung 8.8a und b) und ca. 21 km unter dem Westschleswigblock (Abbildung 8.8a) ergibt sich ein Extensionsfaktor der Kruste von $\beta = 1,52$, das ist etwas weniger, als die Abschätzung anhand der Reflexionsdaten ($\beta = 1,67$) (Abschnitt 4) ergab. Die im Süden geringeren Geschwindigkeiten sind die Ursache für diese Diskrepanz.

8.3 Unterkrustenreflektivität

Die Oberkante eines Bandes von Reflektoren in den Reflexionsdaten in der Unterkruste konnte in den Weitwinkeldaten erkannt werden. Die Zone mit den stärksten Reflektoren ist zirka 60 km (Profilkilometer 160 - 220) lang. Etwa 40 km weiter südlich ist erneut eine Zone von Reflektoren mit geringerer Amplitude und nur zirka 15 km Länge zu beobachten. Die Reflektoren liegen zwischen 9 s und 13,5 s. In den Weitwinkeldaten konnte die Oberkante dieser Zone als Weitwinkelreflexion auf mehreren Stationen in Schuß und Gegenschuß identifiziert werden. Eine Bestimmung der Geschwindigkeiten innerhalb der Zone war anhand von Refraktionen durch die Zone nicht möglich, da sie nicht von Strahlen durchdrungen wird. Eine Amplitudenmodellierung ermöglichte eine Abschätzung der Geschwindigkeit in der Zone. Es zeigt sich, daß ein starker positiver Geschwindigkeitskontrast die Beobachtungen am besten erklärt. Es wurden Geschwindigkeiten von 7,2 km/s an der Oberkante bis 7,5 km/s über der Moho modelliert, wobei keine Kontrolle über die höhere Geschwindigkeit besteht. (Abbildung 7.27). Die Oberkante der Reflektivität und die Schichtgrenze stimmen gut miteinander überein (Abbildung 8.1). Solche Reflektivität in der Unterkruste wurde häufig in phanerozoischer Kruste beobachtet. Es sind Beispiele aus Mitteleuropa [Meissner and Tanner 1993], rund um die britischen Inseln [Freeman et al. 1988; Reston 1988; Klemperer and Hurich 1990], Australien [Moss and Mathur 1986], Alaska [Beaudoin 1994] und der Basin and Range Region in der Vereinigten Staaten [Parsons et al. 1995] bekannt.

Die Reflektivität tritt in vielen Variationen auf. Die Reflektoren sind kurz oder lang, sie treten horizontal, hyperbolisch und geneigt auf. Allen gemeinsam ist ein Reflexionskoeffizient von 0,05 - 0,1. Das entspricht einem Impedanzkontrast von 10 - 20 % [Warner 1990]. Meistens tritt die Reflektivität in Extensionsgebieten auf [Klemperer et al. 1990]. Neben drei allgemeinen Erklärungen für das Auftreten von Unterkrustenreflektivität wie freies Wasser, Scherzonen und mafische Intrusionen [Warner 1990; Hollinger and Levander 1994] wird an einigen Stellen auch das Auftreten von Resten subduzierter ozeanischer Kruste als Ursache für die Reflektivität diskutiert [Freeman et al. 1988].

Bei der Existenz von Fluiden in der Unterkruste müßten Porosität, Porendruck oder Porengeometrie geschichtet sein, um eine Reflektivität zu erzeugen. Für die Möglichkeit von freiem Wasser als Ursache für die Reflektivität spricht eine starke Geschwindigkeitserniedrigung von seismischen Wellen durch das Auftreten von Wasser. Ebenso ist eine hohe elektrische Leitfähigkeit der Unterkruste zu beobachten [Shankland and Ander 1983]. Es zeigt sich auch ein Zusammenhang von Oberflächenwärmefluß und der Tiefe der geschichteten Zone. Die Oberkante der Schichtung ist bei der 400°C-Isotherme zu erkennen, die Oberkruste bleibt transparent.

Es zeigen sich aber kleinräumige Heterogenitäten im Sauerstoffisotopenverhältnis, welches sich bei freiem Wasser in der Unterkruste in kurzer Zeit ausgleichen würde. Zudem zeigen Xenolithe und andere Aufschlüsse der Unterkruste anhydrierte Granulite, welche bei der Existenz von freiem Wasser in der Unterkruste nicht unverändert blieben.

In Extensionszonen entstehen Spannungen, die für die Reflektivität in der Unterkruste verantwortlich sein könnten. Nach Reston [1988] könnten sich die Scherzonen entlang von Schwächezonen in der Unterkruste ausbilden. Die Hauptextension findet an weichen Stellen im Gestein statt. Nach Warner [1990] müßte aber eine unrealistisch hohe Spannung vorherrschen, um die Reflexionen zu erzeugen. Hinzu käme, daß diese Spannung dann auch in der Oberkruste beobachtet werden müßte. Diese ist aber meistens seismisch transparent. Dabei beachtet Warner [1990] allerdings nur „pure shear“. Es wird aber allgemein angenommen, daß die Scherung in der Unterkruste durch „simple shear“ [Reston 1988] erzeugt wird. Es reicht eine geringe Deformation an lithologischen Grenzen in der Kruste, wie zum Beispiel alte Intrusionen, um Reflektivität zu erzeugen. Durch die Deformation werden die nicht reflektiven, eher horizontalen Intrusionen in dünnere, ausgedehntere Schichten geschert und somit reflektiv.

Warner [1990]; Singh and McKenzie [1993]; Kay and S.Mahlburg Kay [1993] und andere bevorzugen mafische und/oder ultramafische Intrusionen in die Oberkruste als Quelle für die Reflektivität. Xenolithe und andere Unterkrustenaufschlüsse zeigen solch eine Schichtung von mafischen Granuliten und felsischen Granuliten. Als Quelle für die Intrusionen kommen der obere Mantel [Singh and McKenzie 1993] oder Schmelzen von subduzierter ozeanischer Kruste in Frage [Kay and S.Mahlburg Kay 1993].

Hollinger and Levander [1994] halten ein Auftreten von Intrusion und duktilen Scherzonen zusammen für notwendig. Sie argumentieren, daß Intrusionen alleine hauptsächlich vertikale Dikes erzeugen, die keine Reflexionen hervorrufen. Es sind Schwächezonen in der Kruste notwendig, um auch horizontale Intrusionen zu ermöglichen. Die phanerozoische Lithospäre wird im allgemeinen wie folgt modelliert:

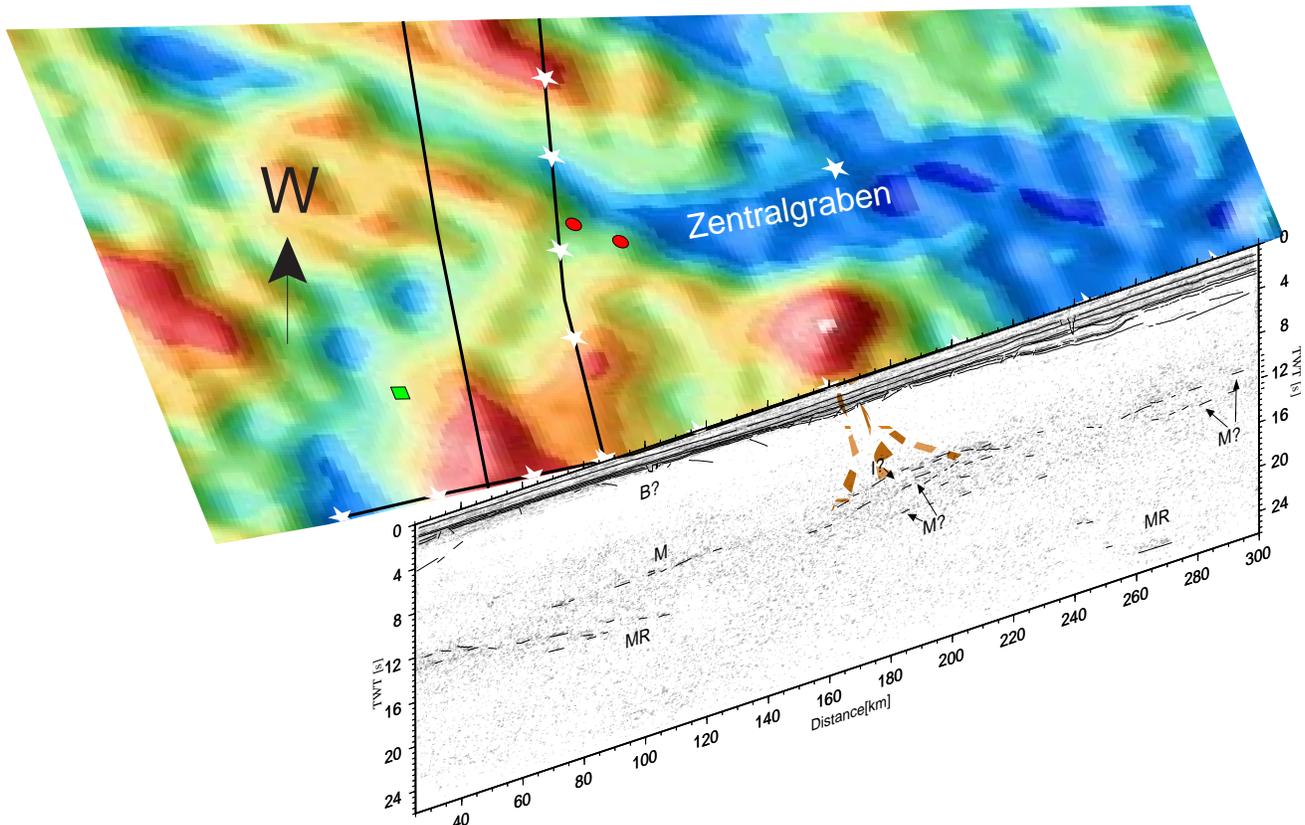


Abbildung 8.4: Die Intrusion von Profil 2 als Quelle eines Vulkanismus unter einem Schwerehoch

Die Oberkruste besteht aus Quarz, die Unterkruste aus Feldspat oder Pyroxen und der obere Mantel aus Olivin [Strehlau and Meissner 1986]. Für solch ein rheologisches Modell bestehen zwischen diesen Schichten Zonen mechanischer Schwächung. In diese Zonen kann mafisches Material eindringen und die Reflektivität erzeugen. Weitere Schwächezonen sind denkbar. Diese Zonen müssen nicht mehr mit den heutigen Übergangszonen von bruchfähig zu duktil übereinstimmen [Fuchs et al. 1987]. Brink et al. [1992] sehen solche Intrusionen als Quelle der vulkanischen Aktivität im Rotliegenden im Norddeutschen Becken. Der Vulkanismus trat zusammen mit der transversalen Schertektonik, die nach der variskischen Orogenese vorherrschte, auf. Er wird in beiden permischen Becken und deren Randgebieten, wie zum Beispiel dem Oslograben, beobachtet. Sørensen [1986]; Ziegler [1990] sprechen von einer über diese Gebiete ausgedehnten thermischen Anomalie in der Lithosphäre.

Thybo and Schönharting [1991] stellen einen Zusammenhang des Silkeborgschwerehochs mit vulkanischer Aktivität in diesem Gebiet her. Es scheint daher möglich, daß einige Schwerehochs in der südlichen Nordsee mit Vulkanismus in Verbindung gebracht werden können. Ziegler [1990] zeigt eine Karte des Vulkanismus in der Nordsee (Anhang). Die Reflektivität auf Profil 2 könnte den Vulkanismus unter dem Schwerehoch ca. 15 km neben

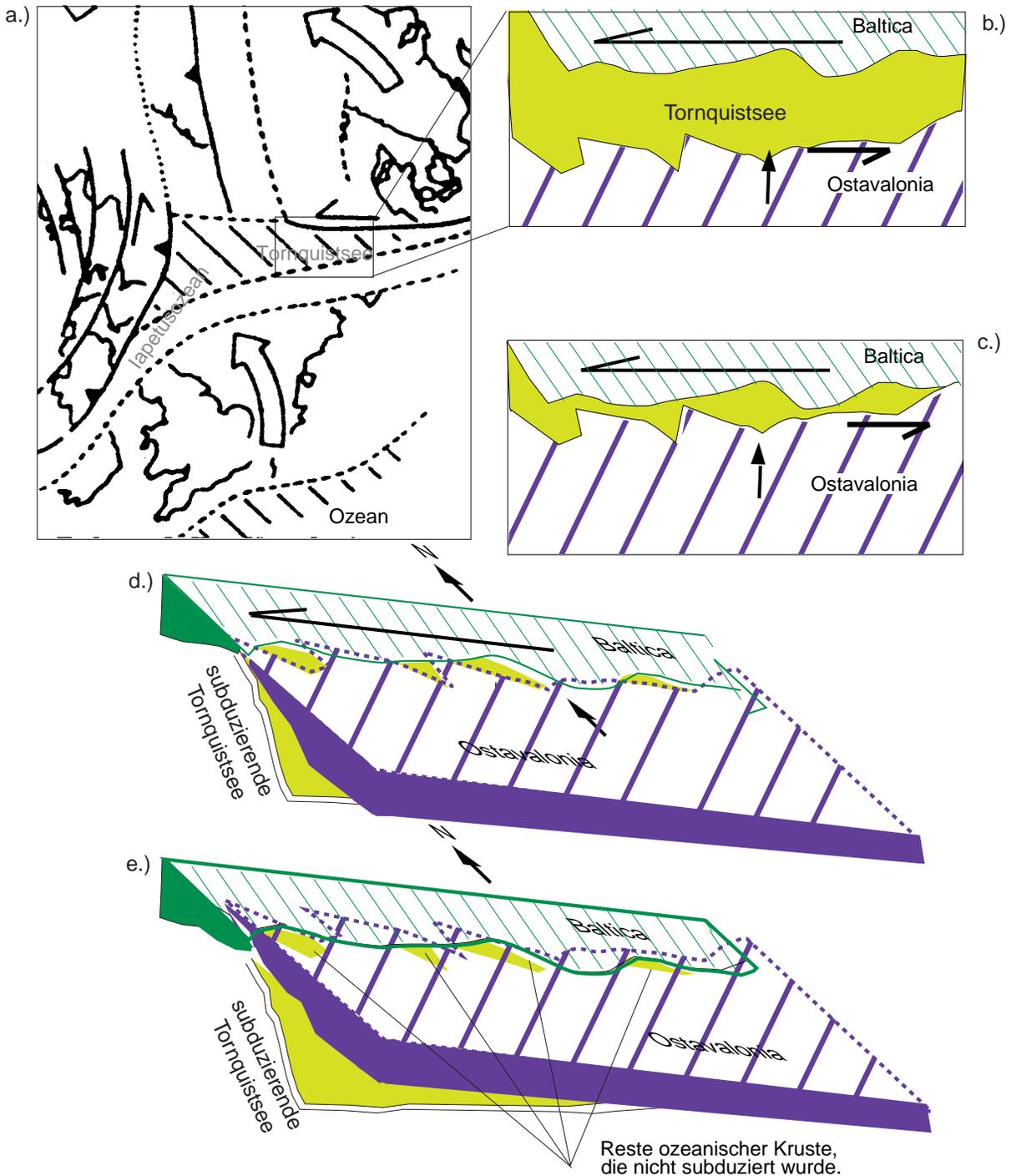


Abbildung 8.5: Modell der finalen Annäherung Balticas und Avalonias

a.) Ausschnitt einer Karte aus Soper et al. [1992] b.) Ausschnitt aus a.) Die Kontinente Baltica und Avalonia haben rauhe Kontinentalränder. Avalonia und Baltica bewegen sich aufeinander zu, wobei die Tornquistsee unter Avalonia subduziert wird, gleichzeitig gibt es Transversalverschiebungen zwischen beiden Kontinenten. c.) die Kontinente haben sich so weit aufeinander zubewegt, daß die kontinentalen Krusten in Kontakt kommen. d.) perspektivische Darstellung von c.), e.) durch die Transversalverschiebung, werden Teile der ozeanischen Kruste abgeschert und lagern sich an der Unterkruste des neu entstehenden Kontinents an, während der Rest weiter subduziert. Teile der kontinentalen Kruste legen sich über die in der Kruste verbleibende ozeanische.

dem Profil gespeist haben (Abbildung 8.4). Auf Profil 1 ist aber keine Reflektivität zu beobachten, die eine Intrusion als Quelle eines möglichen Vulkanismus unter dem Schwerehoch westlich Sylts dienen könnte. Entweder liegt die Intrusion abseits des Profils oder die Unterkrustenreflektivität auf Profil 1 hat eine andere Ursache.

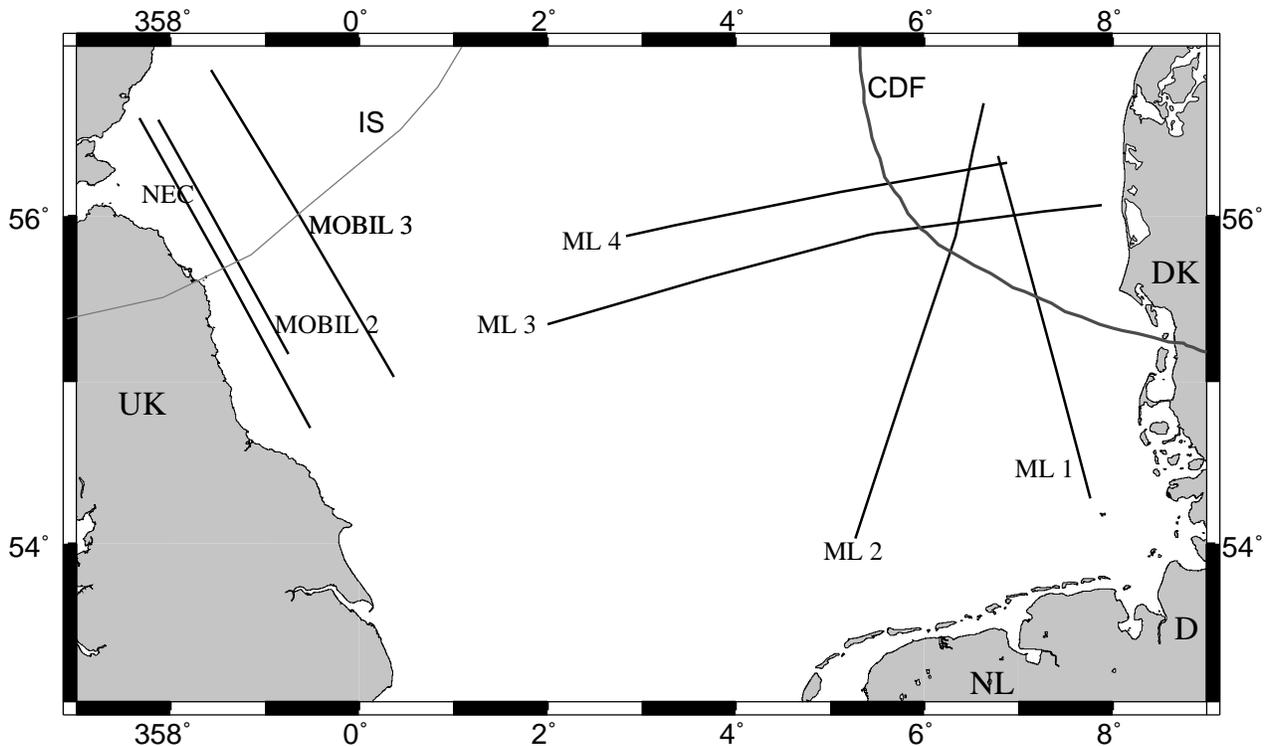


Abbildung 8.6: Positionen von BIRPS-Profilen, die die Iapetusstur kreuzen, und der Mona Lisa-Linien

Eine weitere Möglichkeit wäre ein Rest ozeanischer Kruste des Tornquist Ozeans, das nicht subduziert wurde, sondern in der Unterkruste verblieben ist. *Freeman et al.* [1988] haben auf dem NEC-Profil an der Nordostküste Englands ein solchen Rest als Ursache für Reflexionen in der Unterkruste interpretiert (Abbildung 8.6 und 8.7). Hier würden die Beobachtung für eine nach Norden gerichtete Subduktion der Tornquistsee unter Laurentia sprechen. In der südöstlichen Nordsee spräche dieser Ozeanrest für eine südliche Subduktion der Tornquistsee unter Ostavalonia. *Soper and Woodcock* [1990] vermuten hier noch einen Rest nicht subduzierten Ozeans (Abbildung 8.5). Ein Indiz für diese Möglichkeit ist die Parallelität der Reflexionsbänder. Es könnte sich um Ober- und Unterkante eines Teils der ozeanischen Kruste und einer unterteilenden Schicht handeln. Eine P-Wellengeschwindigkeit von 7,2 km/s ist für heutige ozeanische Unterkruste auch beobachtet worden. Hier kämen Layer 3a und 3b in Frage. *Rabbel et al.* [1995] hatten bereits eine Schicht erhöhter Unterkrustengeschwindigkeit nördlich des Elbe-Lineaments unter anderem als Rest ozeanischer Kruste, die in die avalonische Kruste eingedrungen ist, interpretiert. Allerdings zeigt sich bei ihrer Zone erhöhter Geschwindigkeit keine zusätzliche Unterkrustenreflektivität. Die Zone soll auch eine sehr viel größere Fläche überdecken (ganz Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern und angrenzende Seegebiete)

8.4 Vergleich der Reflexionsprofile NEC und Mona Lisa 2

Auf fast allen BIRPS-Profilen wurden Zonen von Unterkrustenreflektivität gefunden. Allgemein wurde diese Reflektivität mit Intrusionen oder Scherzonen in diesen Zonen erklärt [Flack *et al.* 1990; Warner *et al.* 1996].

Auf den Profilen, die die Iapetussutur kreuzen, wurde ebenfalls reflektive Unterkruste gefunden. Als Beispiel soll hier das Profil NEC zum Vergleich mit Mona Lisa-Profil 2 benutzt werden.

Die Unterkrustenreflektivität von NEC wurde von Freeman *et al.* [1988] als Rest eines nicht subduzierten Komplexes ozeanischer Kruste interpretiert. So kann auch die Reflektivität auf Profil 2 gedeutet werden (vergleiche Abschnitt 8.3).

Die Reflektivität der Unterkruste ist auf großen Teilen des Profils zu beobachten (Abbildung 8.7a). Es sind zwei annähernd parallele Reflektoren P1 und P2, die unterhalb der Moho enden, zu beobachten. Darüber befindet sich eine eher chaotische Reflektivität. Die Moho ist am nördlichen Teil des Profils gut zu erkennen. In der nördlichen Mitte bildet der Reflektor P2 die Begrenzung zwischen reflektiver Kruste und seismisch transparentem Mantel. Daran schließt sich eine ebenfalls scharfe Moho hoher Amplitude an, die bei Schußpunkt 5300 aufhört. Zwischen dem südlichen Ende von P2 und dem Aussterben der Moho ist die Kruste nicht reflektiv. Ab Schußpunkt 5300 beginnt wieder die Unterkrustenreflektivität. In der Unterkruste sind zwei starke Reflektoren zu erkennen. IS wird als Iapetussutur interpretiert und IN bildet den Abschluß der Unterkrustenreflektivität nach oben. Freeman *et al.* [1988] teilt das Profil in 4 unterschiedliche Bereiche. Zone A im Norden gehört zum Midland Valley. Zone B bildet der Subduktionskomplex der Tornquistsee mit P1 und P2 als Layer 2 und 3 der ozeanischen Kruste und der chaotischen Reflektivität zwischen P1 und IN als aufgeschuppte Teile von Layer 2 und Sedimenten. Südlich der Iapetussutur schließt sich der Lake Distrikt bis zum Ende der amplitudenstarken Moho an. Zone D im Süden soll Teil der Midland Plattform sein.

Die Unterkrustenreflektivität auf Profil 2 ist sehr viel geringer (Abbildung 8.7c). Es zeigen sich zwei parallele Bänder von Unterkrustenreflektivität zwischen km 160 und km 220. Darunter schließt weitere chaotische Reflektivität an. Zwischen km 260 und km 280 ist nochmals Reflektivität zu beobachten. Das Weitwinkelmodell stimmt gut mit der Mohoreflexion überein (Abbildung 8.7d). Das oberer Band der Reflektivität wurde als mehrfach überdeckter Reflektor in der Weitwinkeldaten gesehen. Ein Geschwindigkeitskontrast von +0,7 km/s konnte durch eine Amplitudenmodellierung ermittelt werden. Die südliche Re-

N

S

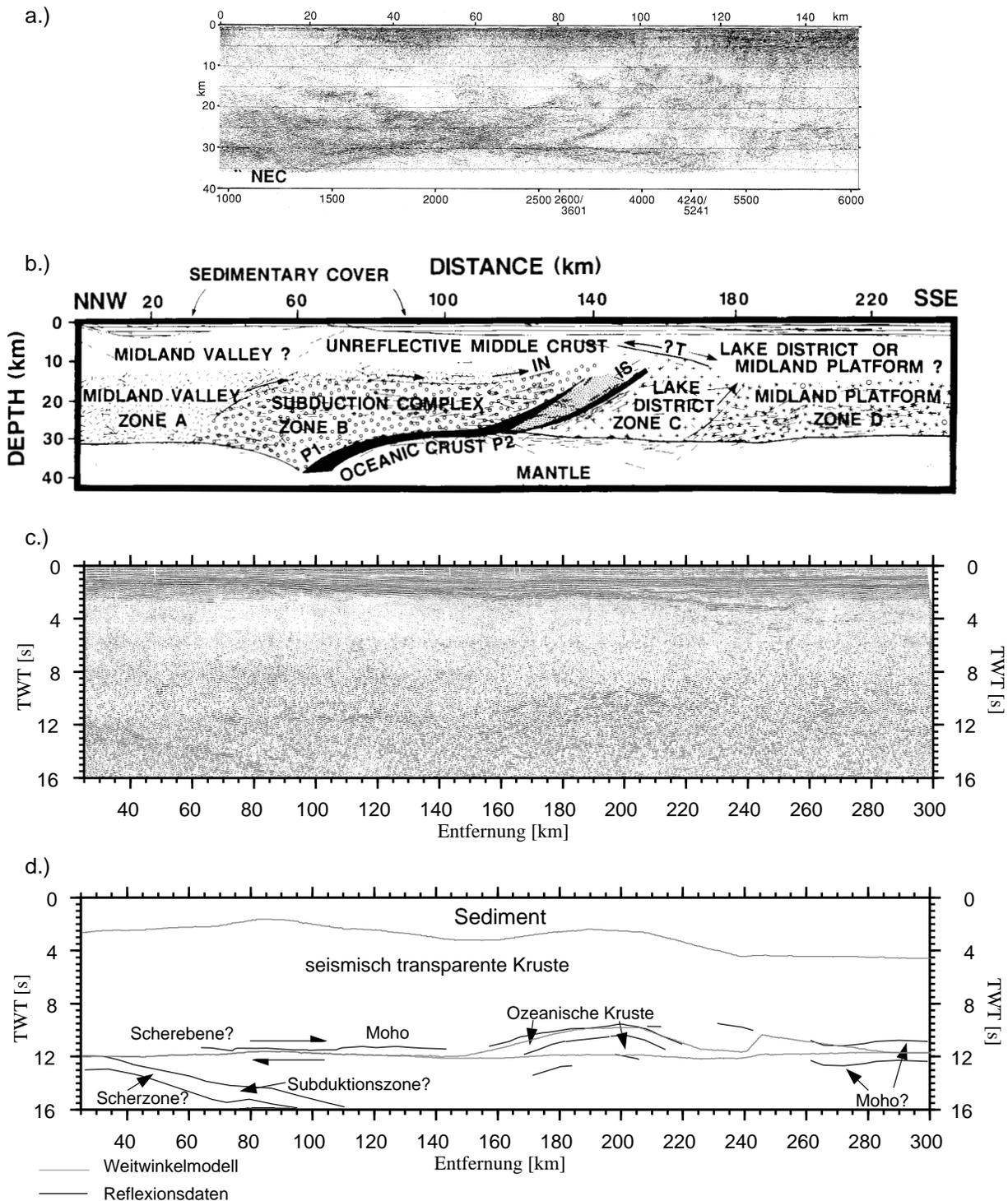


Abbildung 8.7: Vergleich der Profile NEC und Mona Lisa 2

(Positionen siehe Abbildung 8.6) a.) Teile der tiefenmigrierte Sektion des Profils NEC nach Klemperer et al. [1990], b.) Interpretation von NEC nach Freeman et al. [1988], c.) zeitmigrierte Reflexionsdaten von Profil Mona Lisa 2, d.) Interpretation von ML 2.

flektivität spiegelt sich ebenfalls im Weitwinkelmodell wieder. Allerdings ist die Übereinstimmung schlechter. Die Moho ist nur im Norden bis km 150 zu erkennen. Auf den letzten 40 km im Süden sind, zwei parallele Mohoreflexionen zu identifizieren. Vermutlich ist die tiefere eine Multiple. Im Gegensatz zu NEC beobachtet man unterhalb der Moho noch Reflektivität. Ein zirka 1 s TWT mächtiges Band von Reflexionen ist bis zu 16 s TWT zu beobachten. Zusammen mit den Mantelreflexionen von Profil 1 können diese als alte Zunge subduzierten Ozeans und/oder als Mantelscherzone interpretiert werden.

Die zwei Reflexionsbänder der Unterkruste können bei seismischen Geschwindigkeiten von 7,2 km/s als Teile des Layer 3 ozeanische Kruste interpretiert werden. Es bleibt unklar wo sich Layer 2, das sich durch geringere Geschwindigkeiten auszeichnet, zu suchen ist. Möglicherweise ist es wegen ähnlicher Geschwindigkeiten, wie die der Umgebung nicht reflektiv, oder Layer 2 und Sedimente wurden abgeschert und befinden sich näher an der Oberfläche.

Nachdem sich die ozeanische Kruste an die kontinentale angelagert hatte, könnte es zu einer Entkopplung an der Moho gekommen sein, die während der nachfolgenden Extension als Scherebene diente, so daß die im Mantel verbliebene subduzierte ozeanische Platte relativ nach Norden transportiert wurde.

8.5 Mantel

Die Sub-Moho-Geschwindigkeit nimmt von Norden her von 7,8 km/s auf 8,0 km/s leicht zu. Diese Geschwindigkeiten stimmen gut mit BABEL-A überein, liegen aber etwas niedriger als bei EUGENO-S. Unterhalb des RFH ist eine größere Mohotiefe von bis zu 35 km zu beobachten, die dann zu den Becken im Norden und Süden wieder abnimmt (ca 29 km in Richtung NDB, 33 km in Richtung NDkB). Bemerkenswert ist eine Hebung der Moho auf 32 km bis 28 km unterhalb des HG und des Basementhochs auf Profil 1 (Abbildung 8.8), die bei der Extension des HG entstanden ist. Unter Basementhoch und tiefster Stelle des HG findet sich nur in einem kleinen Bereich zwischen beiden Extrema eine Mohoreflexion in den Mehrkanaldaten. Hier liegt die Geschwindigkeit oberhalb der Moho auch etwas unter der der Umgebung. Hinzu kommt die stärkere Absorption der Energie durch die Sedimente im Horngraben, so daß unter dem Graben keine Mohoreflexion beobachtet werden kann. Im Norden ist wieder eine Reflexionsmoho zu erkennen. PmP und Pn sind hingegen durchgehend zu finden. Die Moho wurde in den Reflexionsdaten besonders gut am Südrand von Profil 1 zwischen km 185 und km 250 beobachtet (Abbildung 8.1a). Diese starke Amplitude steht im Zusammenhang mit einem Geschwindigkeitskontrast von 6,6 km/s auf 8,0 km/s

(Abbildung 8.8a). Weitwinkel- und Mehrkanalmoho stimmen gut überein (Abbildung 8.1a). Es zeigt sich also kaum Anisotropie in der Kruste, wie sie *Jones et al.* [1996] bei einem Vergleich von Weitwinkel- und Reflexionsmoho oberhalb des Flannanreflektors nördlich Schottlands vermutet haben. Hier wurde die WeitwinkelmoHo ca. 0,5 s TWT oberhalb der amplitudenstarken und scharfen Mohoreflexion in den Reflexionsdaten beobachtet. Das abrupte Aufhören der Reflexion bei km 185 deutet auf eine Störung in dieser Region hin. Ob diese durch die kaledonische Orogenese, die beiden Extensionsphasen oder durch den permischen Vulkanismus verursacht wurde, bleibt fraglich. Auf Profil 2 ist die Mohoreflexion schwächer (Abbildung 8.1b). Ihre genaue Position unter der Zone hoher Reflektivität zu identifizieren, fällt wegen der vielen Reflektoren etwas schwerer. Das überlagerte Weitwinkelmodell (Abbildung 8.1b) gibt hier eine Antwort.

Im Mantel wurde mit Ausnahme der Sub-Moho-Geschwindigkeit nur an einer Stelle mit den Weitwinkeldaten modelliert. Auf zwei benachbarten Stationen (15 und 16) wurden die Reflektoren am nördlichen Ende von Profil 1 am Kreuzungspunkt zu Profil 3 bei ca. 21 s TWT auch in den Weitwinkelsektionen beobachtet. Eine Amplitudenmodellierung (Abbildung 7.27) zeigt, daß ein Geschwindigkeitskontrast von 0,3 km/s diese Reflexion sehr gut erklärt. Auf Profil 3 ist diese Reflexion, ebenfalls in den Reflexions-, nicht jedoch in den Weitwinkeldaten, zu sehen.

Sub-Mohoreflexionen in Europa wurden mehrfach in der Literatur erwähnt. Besonders häufig wurden sie rund um die britischen Inseln [*Flack et al.* 1990; *Reston* 1990, 1993; *Morgan et al.* 1994; *McBride et al.* 1995; *Warner et al.* 1996], aber auch in der Ostsee [BABEL Working Group 1990, 1993; *Krishna et al.* 1996], unter dem Oslo-Graben [*Lie et al.* 1990] und im Ural [*Knapp et al.* 1996] beobachtet. Sie wurden als alte Subduktionszone, Scherzone für geneigte Einsätze oder Basis der Lithosphäre bei ebenen Reflektoren gedeutet. *Thybo and Perchuc* [1997] schlagen eine Schichtung von Hoch- und Niedriggeschwindigkeitszonen in der Lithosphäre vor.

Unterhalb der Moho werden auf beiden Profilen hauptsächlich nach Süden geneigte Bänder von Reflektoren beobachtet. Auf Profil 2 sind sie, zwischen 12 s und 16 s (Abbildung 4.5), auf Profil 1 eher zwischen 17 s und 25 s, zu beobachten (Abbildung 4.3).

Mantelreflexionen werden rund um die britischen Inseln hauptsächlich in Extensionsgebieten beobachtet. Der wohl bekannteste Submohorefektor ist der nach Osten geneigte Flannanrefektor nordwestlich Schottlands. Er wurde bis zu 80 km Tiefe nachgewiesen [*Flack et al.* 1990] und ist noch 300 km südwestlich nördlich Irlands zu beobachten [*Flack et al.* 1990]. Zusammen mit dem Flannanrefektor tritt meistens der etwas amplitudenschwächere, fast horizontale W-Refektor in ungefähr 40 km Tiefe auf [*Morgan et al.* 1994];

[Warner *et al.* 1996]. W wird als alte vorkaledonischen Subduktionszone [Warner *et al.* 1996; McBride *et al.* 1995] oder fast horizontales Ende einer Extensionsscherzone [Reston 1990] interpretiert. Für den Ursprung des Flannanreflektors gibt es unterschiedliche Interpretationen. Flack *et al.* [1990]; Morgan *et al.* [1994]; McBride *et al.* [1995] halten den Flannanreflektor für eine vor- Warner *et al.* [1996] für eine kaledonische Subduktionszone deren Kruste in Eklogit umgewandelt wurde. Das Eklogit der Subduktionszone hat dann eine P-Wellengeschwindigkeit von 8,4 km/s - 8,6 km/s bei einer Dichte von über 3,5 g/cm³ [Warner *et al.* 1996]. Diese Werte können nach Warner *et al.* [1996] bei einem hohen Granatanteil auftreten. Flack *et al.* [1990]; McBride *et al.* [1995]; Reston [1990, 1993] diskutieren auch die Möglichkeit einer Reaktivierung als Extensionsscherzone.

Die anderen Mantelreflexionen hauptsächlich östlich Großbritanniens werden als Extensionsscherzonen interpretiert [Flack *et al.* 1990; Reston 1990, 1993]. Sie sind überwiegend an beiden Rändern des Nordseeriftsystems zu beobachten. Nur Kearey and Rabae [1996] beschreibt Reflexionen am Rande des London-Brabant-Massifs als Rest einer Subduktionszone.

Besonders auffällig ist das Fehlen von Submohoreflexionen an der kaledonischen Kollisionsfront entlang der Iapetussuturzone. In der Unterkruste ist hier auf allen Profilen östlich, westlich und zwischen den britischen Inseln ein Band nach Norden geneigter Unterkrustenreflektoren der Iapetussutur zu erkennen. Eine Mantelreflexion ist nach der Migration nicht zu beobachten. Im Zusammenhang mit der kaledonischen Orogenese sind also vermutlich keine Reste von Subduktionszonen im oberen Mantel unterhalb der Iapetussutur verblieben, oder sie sind nicht reflektiv.

Die nach Süden geneigten Reflexionen auf den Mona Lisa-Profilen könnten entweder Reste von subduzierter ozeanischer Kruste sein, die im Mantel verblieben ist, oder es könnte sich um Mantelscherzonen handeln, die bei der Bildung des Norddeutschen und Norwegisch-Dänischen Beckens und des Ringkøbing-Fyn-Hochs aktiv waren, wie es Abramovitz *et al.* [1998] vorgeschlagen haben. Schmidt *et al.* [1999 submitted] stellen eine Verbindung von nach Osten geneigten Reflektoren auf Profil 3 mit den Reflektoren von Profil 2 zu einer nach Südosten geneigten Ebene her. Diese Neigung entspricht der Richtung der Scherebene der ersten Öffnungsphase des Zentralgrabens.

Die Annahme, daß es sich bei den Reflexionsbändern um Oberkanten von subduzierter ozeanischer Kruste handelt, ist möglich. Auf Profil 1 ist die Platte bereits abgebrochen und daher nur noch zwischen 17 s und 25 s zu beobachten. Auf Profil 2 ist der Teil tiefer als 16 s wohl vollständig subduziert worden. Für eine Modellierung der geneigten Reflektoren als ozeanische Kruste, die in Eklogit umgewandelt wurde, wie es für den Flannanreflektor

vorgeschlagen wurde, sollte die genaue Ausdehnung bekannt sein. Eine kontinuierliche Platte von der Moho bis in 80 km Tiefe am südlichen Ende der Profile würde eine relative Erhöhung der Schwere in Norden und eine Verringerung im Süden bewirken (zur Wirkung vergleiche auch *Warner et al.* [1996]; Figure 5). Dieser Trend ist bereits durch den Übergang von RFH ins NDB gegeben. Eine genaue Unterscheidung beider Effekte wäre schwierig.

Beide Reflexionsbänder könnten auch Extensionsscherzonen sein, die in Karbon und Perm bei der Beckenbildung aktiv waren. Im Allgemeinen werden Norddeutsches und Norwegisch-Dänisches Becken als „pull apart“-Becken beschrieben, die während der Transversalverschiebungstektonik aufgelöst von der variskischen Orogenese entstanden sind [*Ziegler* 1990; *Berthelsen* 1992a; *Thybo* 1997]. Hier käme noch ein Anteil von Nord-Süd-Extension entlang von Scherzonen hinzu.

Für die Interpretation als Scherzone spricht die allgemeine Beobachtung rund um die britischen Inseln, daß Mantelreflexionen in Extensionszonen beobachtet werden. Es läßt sich jedoch nicht ausschließen, daß die Reflektoren bereits früher bei der Kollision aktiv waren. An Stellen, die hauptsächlich der Kollision ausgesetzt waren und wo spätere Extensionen ein untergeordnete Rolle spielten wie an der Iapetussturzzone wurden keine Submohoreflektoren gefunden [*Freeman et al.* 1988; *Flack et al.* 1990; *Klemperer and Matthews* 1987; *Klemperer et al.* 1990]. Daher scheint eine Beteiligung der Extension bei der Entstehung der Mantelreflektoren auf den Mona-Lisa-Profilen sehr wahrscheinlich. Eine Reaktivierung älterer Kollisionsstrukturen kann aber wie nördlich Schottlands nicht ausgeschlossen werden [*Flack et al.* 1990; *McBride et al.* 1995].

Die fehlenden Anzeichen einer starken Kollision in der Kruste gehen vermutlich auf eine starke transversale Komponente bei der finalen Annäherung von Baltica und Avalonia zurück [*Franke* 1990, 1993]. Zudem zeigen *Soper and Woodcock* [1990]; *Meissner et al.* [1994] in der Nordsee einen Restozean, so daß es möglicherweise hier nicht zum Kontakt der Kontinente gekommen ist (Abbildung 8.5).

Für die tiefe, fast horizontale Reflexion in 72 km Tiefe kommen alle oben beschriebenen Interpretationen in Frage. Wahrscheinlich ist aber der Einsatz bei 72 km Tiefe für die Basis der Lithosphäre zu hoch. *Lie et al.* [1990] haben sie unter dem Oslo graben bei 100 km gesehen. Es sei denn, es handelt sich um eine ehemalige Lithosphäregrenze, die bei der Extension an ihre jetzige Stelle gehoben wurde. Es ergebe sich dann ein Extensionsfaktor von $100 : 72$, das heißt $\beta = 1,39$. Eine Verbindung zu einer vermutlichen Scherzone auf Profil 3 ist möglich. Er hat aber eine andere Neigung. Eine mögliche Erklärung könnte die Oberkante einer abwechselnden Schichtung von Hoch- und Niedriggeschwindigkeitszonen in der Lithosphäre, ausgelöst durch partielle Schmelzen im oberen Mantel, sein, wie sie *Thybo and Perchuc* [1997] beschreiben.

Es ist jedoch besonders bemerkenswert, daß erstmals ein Reflektor in einer so großen Tiefe noch mit einem Weitwinkelexperiment auf zwei Stationen gesehen und modelliert werden konnte.

8.6 Vergleich mit den Modellen von Abramovitz et al.

Für Profil 1 lag bei dieser Arbeit die südlichste Station von *Abramovitz et al.* [1998] nicht vor. Das Modell endet daher bei km 255. Der Vergleich zu den Modellierungen derselben Daten von *Abramovitz et al.* [1998, 1997 submitted] zeigt hauptsächlich Unterschiede in den Unterkrusten- und Mantelgeschwindigkeiten (Abbildung 8.9). Unterhalb des Top-Basement

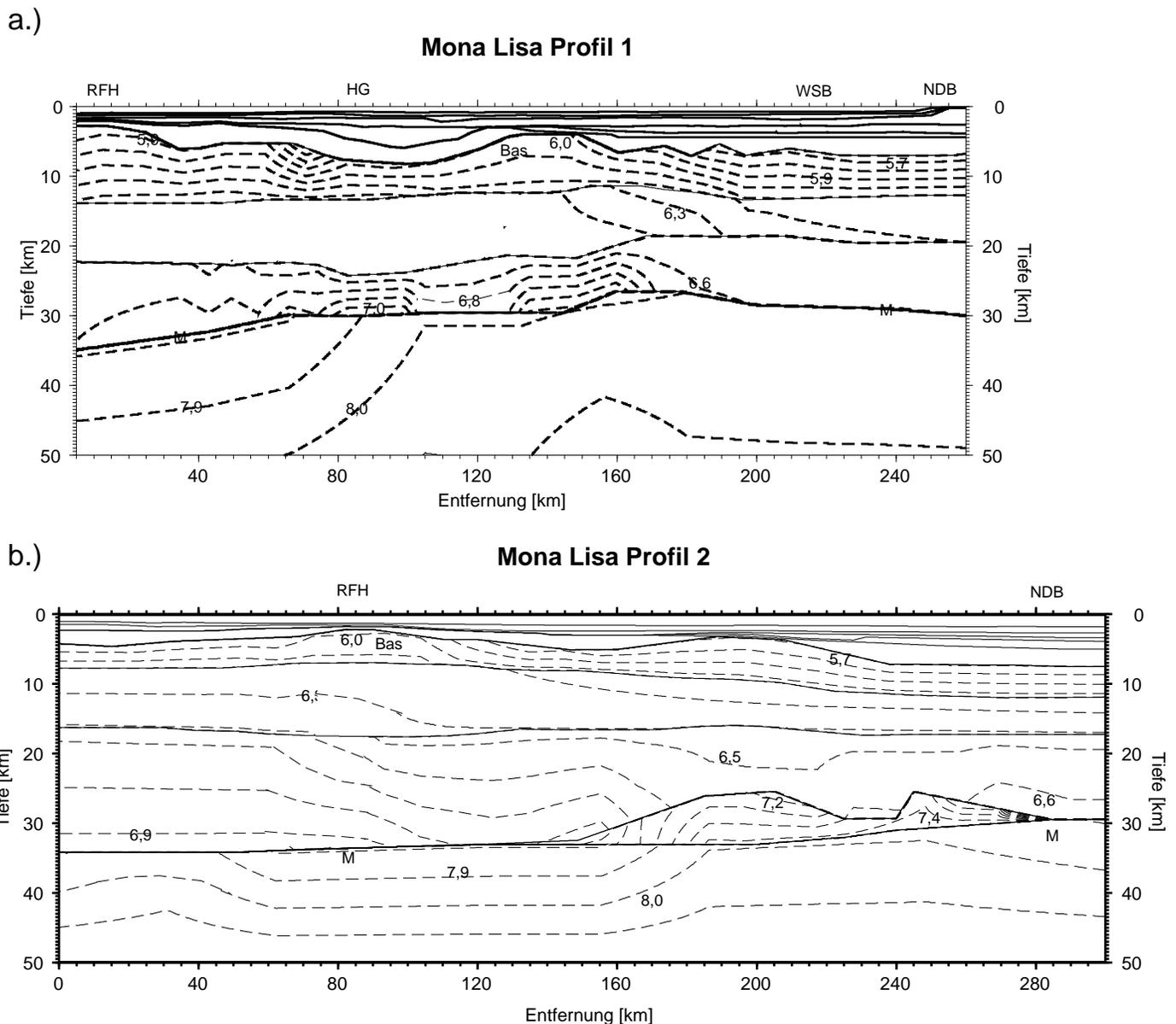


Abbildung 8.8: Weitwinkelgeschwindigkeitsmodell mit Geschwindigkeitsisolinien
Basement und Moho etwas breitere Linien, HG: Horngraben, NDB: Norddeutsches Becken,
WSB Westschleswig-Block, RFH: Ringkøbing-Fyn-Hoch

liegen die Geschwindigkeiten bei *Abramovitz et al.* [1998, 1997 submitted] höher. Eine starke Basementtopographie wurde im Südteil des Profils 1 nicht modelliert. Das Basementhoch südlich des Horngrabens wurde aber auch erkannt. Die Unterschiede in den Geschwindigkeiten liegen bei abweichender Topographie im Rahmen der Modelliergenauigkeit. Die Unterkrustengeschwindigkeiten sind im Norden in dieser Arbeit um bis zu 0,3 km/s niedriger, besonders auf Profil 2. Es konnte auch keine so starke Abnahme (auf 6,3 km/s sondern nur auf 6,6 km/s) der Geschwindigkeit im Süden über der Moho beobachtet werden. Da

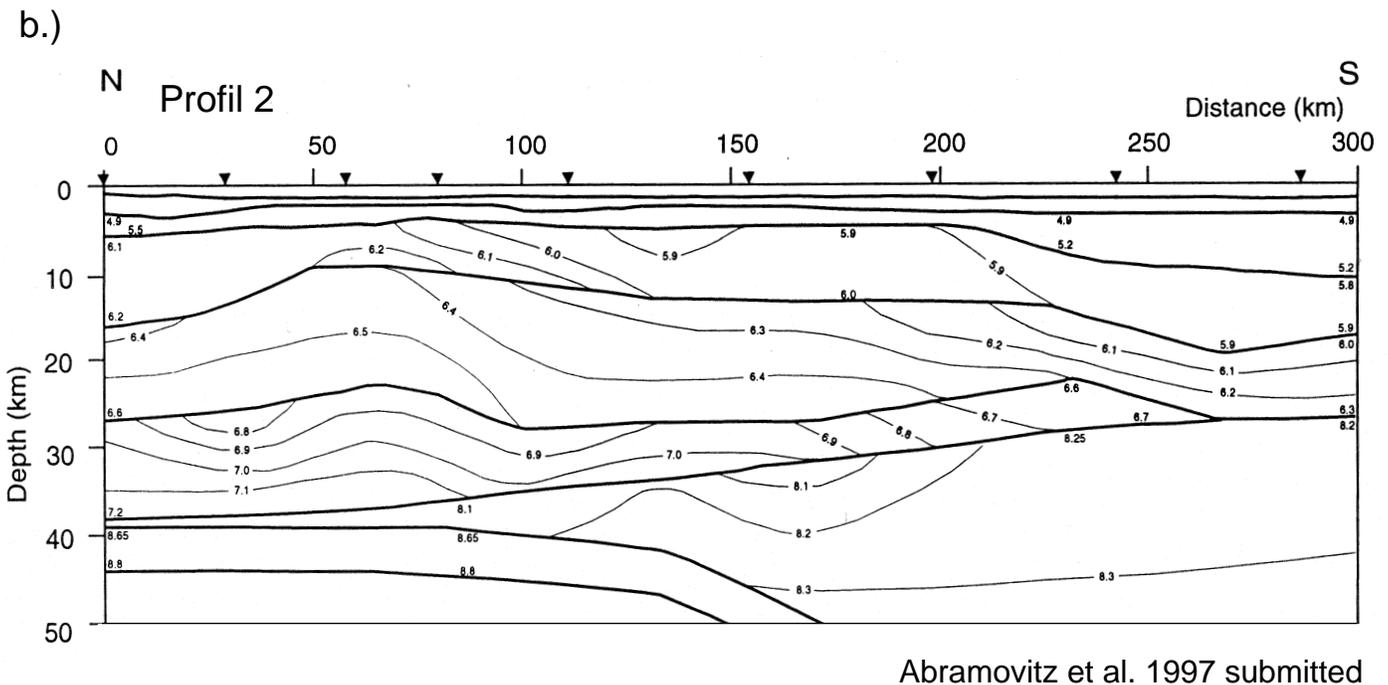
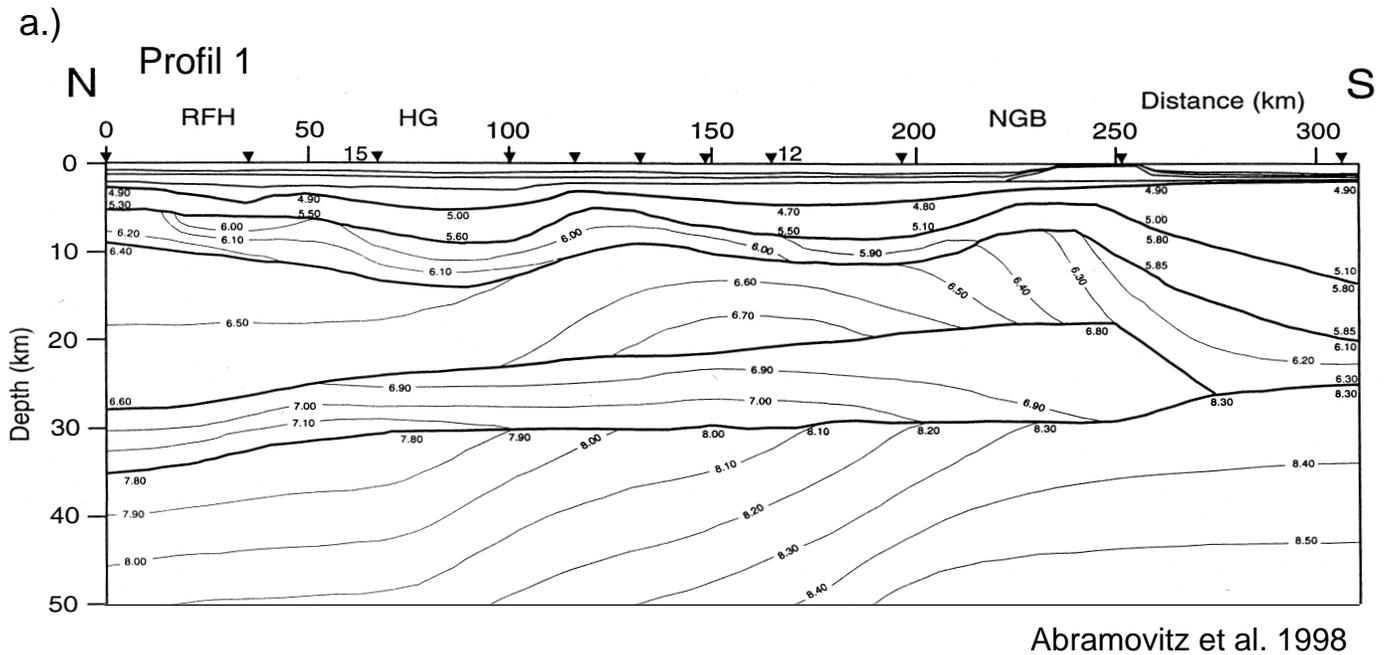


Abbildung 8.9: Weitwinkelgeschwindigkeitsmodell der Profile 1 und 2 nach *Abramovitz et al.* [1997 submitted, 1998]

die Strahlendurchdringung in den Randbereichen der Unterkruste nicht sehr hoch ist, wurde auf den letzten ca. 40 km an den Profilen die Geschwindigkeiten hauptsächlich durch die Krümmung der PmP im Nahspurbereich bestimmt. Bei *Abramovitz et al.* [1998, 1997 submitted] werden extreme Geschwindigkeiten gerade im Randbereich des Modells angetroffen und somit ist ihre Existenz fraglich. Eine eher konservative Herangehensweise mit geringeren Geschwindigkeitsvariationen ist vorzuziehen. Wegen der hohen Geschwindigkeiten in der Unterkruste liegt die Moho im Norden bei *Abramovitz et al.* [1998] und *Abramovitz et al.* [1997 submitted] etwa 2 km tiefer. Ein Trend zu geringeren Sub-Mohogeschwindigkeiten nach Norden konnte auch festgestellt werden, hierbei ist der Unterschied ebenfalls nicht so extrem. vp fällt von 8,0 km/s auf 7,8 km/s anstatt von 8,3 km/s auf 7,8 km/s.

Eine Teilung in Bereiche mit 3-geteilter und 2-geteilter Kruste konnte nicht gefunden werden. Allerdings sind die Geschwindigkeitskontraste im Süden geringer. Auf Profil 1 wird die Position des Auskeilens der Unterkruste nur durch die südlichste Station überschossen. Deren Fit mit dem Modell ist in der Veröffentlichung *Abramovitz et al.* [1998] besonders bei PmP und Pn ca. 1,5 s zu spät. Eine Reflexion des Keils, die bei einem Geschwindigkeitskontrast von 6,8 km/s auf 6,3 km/s sicherlich auftreten müßte, wurde nicht gesehen. Zudem gibt es in diesem Bereich keine Mehrfachüberdeckung. Das Auskeilen der Unterkruste bei Profil 2 wurde in dieser Arbeit als Ende einer eigensändigen Krustensektion modelliert. Die mit einer Zone hoher Reflektivität in der Unterkruste korreliert. In Abschnitt 8.3 wird näher auf diese Zone eingegangen.

Eine Scherzone mit Geschwindigkeiten von 8,6 km/s bis 8,8 km/s im oberen Mantel, gleich unterhalb der Moho, wurde nicht modelliert. Der ca. 1,5 s frühere Einsatz der Moho (bzw. vor der Moho) kann besser durch einen Salzstock oder ein Basementhoch neben dem Profil erklärt werden (Abbildung 7.24 und 7.25).

Auf Grund des Fehlens von Reflexionen der CDF in Mehrkanaldaten und Weitwinkel-sektionen und da Zweifel an dem Auskeilen der Unterkruste vorhanden sind, kann die Interpretation von TEF und EL in *Abramovitz et al.* [1998, 1997 submitted] nicht geteilt werden (siehe Anhang). Ebenso muß eine Subduktion der Tornquistsee an dieser Stelle nach Norden ausgeschlossen werden, da die von den Autoren beobachteten nach Norden geneigten Reflektoren bei einer Migration verschwinden [MONA LISA Working Group 1997].

9 **Schlußbetrachtung und Ausblick**

Im Gegensatz zu Landstationen, die Airgunschüsse aufzeichnen, konnten wegen der geringen Entfernung zu den Schüssen durch die OBH-Messungen auch Einblicke in die seismischen Geschwindigkeiten der Sedimente gewonnen werden. So bestätigte sich die Beobachtung von Bohrlochmessungen, daß sich die P-Wellengeschwindigkeit der Oberkreide bei zunehmender Kompaktion durch mächtigere tertiäre und quartäre Sedimente merklich erhöht. Eine größere OBH-Dichte könnte zusätzlich weitere Informationen über die Blockstruktur des Basements des Westschleswigblocks und des Schillgrundhochs ergeben. Lediglich 3 OBH auf 100 km sind hierfür zu wenig.

Die Weitwinkelmodellierung bestätigte annähernd die aus den Reflexionsdaten gewonnene Extensionsrate entlang der Profile von ca. $\beta=1,6-1,7$ für die Kruste des Westschleswigblocks, einem Teil des Norddeutschen Beckens.

Durch eine zweite Bearbeitungsphase konnte das Basement in den Reflexionsdaten häufig erkannt werden, was außerhalb des Ringkøbing-Fyn-Hochs bisher nur selten in der südlichen Nordsee gelungen ist. Eine mehr auf die oberen Strukturen ausgelegte Datenbearbeitung der Mehrkanaldaten könnte noch besser die paläozoischen Sedimente und das Basement auf allen Profilen abbilden und somit weitere Informationen über die tektonische Geschichte der Nordsee liefern.

Südlich des Horngrabens wird in der Weitwinkelmodellierung ein Basementhoch in ca. 4 km Tiefe mit Geschwindigkeiten von 6,0 km/s an der Oberkante beobachtet. Dieses Hoch ist auch in Schwerekarten der Nordsee zu erkennen. Hierbei handelt es sich vermutlich um ein Gebiet mit vulkanischer Aktivität im Spätkarbon bis Frühperm.

Es konnte anhand der Weitwinkeldaten, die im Rahmen des Mona Lisa-Projekts gewonnen wurden, gezeigt werden, daß an der Schnittstelle der Kontinente Baltica und Ost-Avalonia Unterschiede in den Oberkrustengeschwindigkeiten zu erkennen sind. Eine scharfe Grenze zwischen den Kontinenten konnte nicht gefunden werden. Die Reflexionsdaten lieferten hierzu nur geringe Hinweise. Der Wechsel zu erniedrigten Unterkrustengeschwindigkeiten nach Süden, könnte die Verlängerung des Elbe-Lineaments in die Nordsee sein. Was dieses Lineament ist und wann es entstanden ist konnte nicht geklärt werden.

Auf Profil 2 zeigt sich eine Zone mit stark erhöhten Geschwindigkeiten (auf 7,2 km/s bis 7,4 km/s) oberhalb der Krustenmantelgrenze. Die Oberfläche dieser Schicht zeichnet sich ebenso als Oberkante eines Bandes von Reflektoren in den Reflexionsdaten ab. Das andere Profil zeigt in der Profilmitte erhöhte Geschwindigkeiten in der Unterkruste, jedoch nur bis auf Werte von 7,0 km/s. Dort ist keine Unterkrustenreflektivität zu beobachten. Die Unterkrustenreflektivität auf Profil 2 kann als nicht subduzierter Teil einer Ozeanplatte der Tornquistsee interpretiert werden. Die Geschwindigkeiten passen mit den Beobachtungen heutiger ozeanischer Unterkruste überein.

Es könnte sich aber auch um mafische Intrusionen in die Kruste handeln, die als Quelle für den Vulkanismus diente. Auf Profil 1 ist keine Unterkrustenreflektivität zu beobachten. Hier müßte die Intrusion, die den Vulkanismus gespeist hat neben dem Profil liegen.

Die geneigten Mantelreflexionen auf beiden Profilen könnten von subduzierten Ozeanplatten der Tornquistsee stammen. Diese wurden aber nicht in den Weitwinkeldaten beobachten und modelliert. Als Ursache kommt auch eine Scherzone, die bei der Bildung des Norwegisch-Dänischen Beckens im Karbon aktiv war, in Frage. Eine Reaktivierung der alten kaledonischen Störzone im Karbon ist denkbar.

Erstmals konnte ein Reflektor in ca. 72 km Tiefe in Reflexions- und OBH-Daten erkannt und modelliert werden. Seine Herkunft bleibt fraglich. Die weiter südlich gelegenen Reflexionen konnten jedoch wegen der größeren Mächtigkeit der Sedimente trotz des Gebrauchs einer starken Quelle (86 l Airgunvolumen) nicht gesehen werden.

Es zeigt sich, daß sich die Geschichte des Gebiets recht gut bis zum Frühperm zurückverfolgen läßt. Spuren älterer Prozesse sind aber zumeist von den Extensionsphasen in Nord-Süd- und Ost-West-Richtung überprägt worden. Die unterschiedlichen Oberkrustengeschwindigkeiten im Norden und Süden müssen nicht auf die Kollision zweier Kontinente im Silur zurückzuführen sein. Ebensogut kann dies durch die Extension bei der Bildung des Norddeutschen und Norwegisch-Dänischen Beckens in Karbon und Perm entstanden sein. Um das zu klären, müßten die Profile nach Norden ins Norwegisch-Dänische Becken verlängert werden. Die Ursache für die Reflexionen im Mantel können sowohl in der Kollision, als auch in der Extension liegen.

Zur Definierung der Grenze zwischen kaledonisch überprägtem und präkambrischem Gestein in diesem Gebiet müßten zusätzliche Bohrungen in das Grundgebirge unternommen werden. Seismische Methoden allein liefern meistens mehrdeutige Hinweise, zwischen denen man in größeren Tiefen abwägen muß, da hierhin keine Bohrungen unternommen werden können. Wenn man das jüngere Ereignis, wie die Extension der Becken, nicht ausschließen kann, so ist dieses die wahrscheinlichere Ursache für eine Reflexion, zumal ältere Schwächezonen besonders geeignet sind, reaktiviert zu werden.

Zur Bestimmung des Vorzeichen der Mantelreflexion in den Weitwinkeldaten könnte eine Polarisationsanalyse weiter helfen. Hierzu sollten die Spuren entlang der Reflexions-, „hyperbel“ aufgestapelt werden, um das Signal-Nutzverhältnis zu erhöhen.

Für eine bessere Interpretation der karbonischen Blockstrukturen und der darüber liegenden Sedimente sollte eine Pre-Stack-Tiefenmigration durchgeführt werden. Hierdurch könnten die wahren Winkel der Reflektoren ermittelt werden.

Bei dieser Arbeit erwieß sich die Sammlungen zum Beispiel aller in Dänemark abgeteuften Bohrungen und Isochronen- und Isopachenkarten seismischer Horizonte, die aus sehr vielen seismischen Sektionen in dänischer Nord- und Ostsee sowie auf dem Festland gewonnen wurden, als sehr hilfreich. Solche Sammlungen, wie sie das Danmarks Geologiske Undersøgelse (DGU) unterhält und veröffentlicht hat, wären für Deutschland auch sehr wünschenswert.

Literatur

- Abramovitz, T. & H. Thybo*, Pre-Zechstein structures around the MONA LISA deep seismic lines in the south eastern North Sea, *Bulletin of the Geol. Soc. of Denmark*, **45/2**, 99–116, 1999.
- Abramovitz, T., H. Thybo & MONA LISA Working Group*, Seismic images of Caledonian collisional structures along MONA LISA line 2 in the southeastern North Sea, *Geoph. J. Int.*, 1997 (submitted).
- Abramovitz, T., H. Thybo & MONA LISA Working Group*, Seismic structure across the Caledonian Deformation Front along MONA LISA profile 1 in the southeastern North Sea, *Tectonophysics*, **288**, 153–176, 1998.
- Aichroth, B., C. Prodehl & H. Thybo*, Crustal structure along the Central Segment of the EGT from seismic-refraction studies, *Tectonophysics*, **207**, 43–64, 1992.
- BABEL Working Group*, Evidence for Early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic shield, *Nature*, **348**, 34–38, 1990.
- BABEL Working Group*, Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea, *Geophys. J. Int.*, **112**, 325–343, 1993.
- Barton, P. & R. Wood*, Tectonic evolution of the North Sea basin: crustal stretching and subsidence, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **79**, 987–1022, 1984.
- Bayer, U., M. Scheck, W. Rabbel, C. M. Krawczyk, H.-J. Götze, M. Stiller, T. Beilecke, A.-M. Marotta, L. Barrio-Alvers & J. Kuder*, An Integrated Study of the NE-German Basin, *Tectonophysics*, 1999 in press.
- Beaudoin, B. C.*, Lower-crustal deformation during terrane dispersion along strike-slip faults, *Tectonophysics*, **232**, 257–266, 1994.
- Berthelsen, A.*, Mobile Europe: A Continent Revelaed, in *A Continent Revelaed: The European Geotraverse*, edited by D. J. Blundell, R. Freeman, & S. Müller, 11–32, Cambridge University Press, 1992a.

- Berthelsen, A., From Precambrian to Variscan Europe, in *A Continent Revealed: The European Geotraverse*, edited by D. J. Blundell, R. Freeman, & S. Müller, 153–163, Cambridge University Press, 1992b.
- Best, G., F. Kockel & H. Schöneich, Geological History of the southern Horn Graben, *Geologie en Mijnbouw*, **62**, 25–33, 1983.
- Bialas, J., E. R. Flüh & W. Jokat, Seismic investigations of the Ringkøbing-Fyn High on Langeland, Denmark, *Tectonophysics*, **176**, 25–41, 1990.
- Bleibinhaus, F., T. Beilecke, K. Bram & H. Gebrande, A seismic velocity model for the SW Baltic Sea derived from BASIN'96 refraction seismic data, *Tectonophysics*, 1999, in press.
- Brink, H. J., H. Dürschner & H. Trappe, Some aspects of the late and post-Variscan development of the Northwest German Basin, *Tectonophysics*, **207**, 65–95, 1992.
- Bullard, E. C., J. E. Everett & A. G. Smith, The fit of the continents around the Atlantic, *R. Soc. London Philos. Trans. Ser. A*, **258**, 41–51, 1965.
- Cartwright, J., The structural evolution of the Ringkøbing-Fyn High, in *Tectonic evolution of the North Sea rifts*, edited by D. J. Blundell & A. D. Gibbs, vol. 181 of *International Lithosphere Program*, 200–216, Oxford University Press, 1990.
- Červený, V., I. Molotkov & I. Pšeničík, Ray Method in Seismology, *Univerzita Karlova, Praha, Czechoslovakia*, 1977.
- Christensen, N. I. & W. D. Mooney, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *JGR*, **100**, (B7), 9761–9788, 1995.
- Clausen, O. R. & J. A. Korstgård, Faults and faulting in the Horn Graben Area, Danish North Sea, *First Break*, **11**, (4), 127–143, 1993.
- Cocks, L. R. M., W. S. McKerrow & C. van Staal, The Margins of Avalonia, *Geol. Mag.*, **134**, 627–636, 1997.
- Dalziel, I. D. W., on the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia, *GSA Today*, **2(11)**, 237–241, 1992.

- Day, G. A., O. B. Andersen, K. Engsager, E. G. Finnstrom, J. Hospers, T. Liebe, J. Makris, S. Plaumann, G. Strang van Hees & S. A. Walter, North Sea Gravity Map, in *Tectonic evolution of the North Sea rifts*, edited by D. J. Blundell & A. D. Gibbs, vol. 181 of *International Lithosphere Program*, 64–70, Oxford University Press, 1990.
- Dixon, J. E., J. G. Fitton & R. T. C. Frost, The tectonic significance of post-Carboniferous igneous activity in the North Sea Basin, in *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*, 65–75, Institute of Petroleum, London, 1981.
- ERCEUGT Working Group, An electrical resistivity crustal section from the Alps to the Baltic Sea (central segment of the EGT), *Tectonophysics*, **207**, 123–139, 1992.
- EUGENO-S Working Group, Crustal structure and tectonic evolution of the transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides (the EUGENO-S Project), *Tectonophysics*, **150**, 253–348, 1988.
- Flack, C. A., S. L. Klemperer, S. E. McGearry, D. B. Snyder & M. R. Warner, Reflections from mantle fault zones around the British Isles, *Geology*, **18**, 528–532, 1990.
- Flüh, E. R. & J. Bialas, A digital, high data capacity ocean bottom recorder for seismic investigations, *Int. Underwater Systems Design*, **18,3**, 18–20, 1996.
- Franke, D., Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke - Fakten und Hypothesen, *Nds. Akad. Geowiss. Veröfftl.*, **4**, 19–76, 1990.
- Franke, D., The southern border of Baltica – a review of the present state of knowledge, *Precambrian Research*, **64**, 419–430, 1993.
- Freeman, B., S. L. Klemperer & R. W. Hobbs, The deep structure of northern England and the Iapetus suture zone from BIRPS deep seismic reflection profiles, *J. Geol. Soc.*, **145**, 727–740, 1988.
- Frost, R. T. C., F. J. Fitch & J. A. Miller, The Age and Nature of the Crystalline Basement of the North Sea Basin, in *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*, 43–57, Institute of Petroleum, London, 1981.
- Fuchs, K. & G. Müller, Computations of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations., *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **23/4**, 471–433, 1971.

- Fuchs, K., K. P. Bonjer, D. Gajewski, E. Luschen, C. Prodehl, K. J. Sandmeier, F. Wenzel & H. Wilhelm, Crustal evolution of the Rhine Graben area. 1. Exploring the lower crust in the Rhine Graben rift by unified geophysical experiments, *Tectonophysics*, **141**, 261–275, 1987.
- Gebrande, H., *Physical Properties of rocks*, vol. 1b, Springer, Berlin and New York, 1982.
- Giese, U., G. Katzung, R. Walter & J. Weber, The Caledonian deformation of the Brabant Massif and the Early Paleozoic in northeast Germany: compared, *Geol. Mag.*, **134**, (5), 637–652, 1997.
- Holliger, K. & S. L. Klemperer, Gravity and deep seismic reflection profiles across the North Sea rifts, in *Tectonic evolution of the North Sea rifts*, edited by D. J. Blundell & A. D. Gibbs, International Lithosphere Program, 82–100, Oxford University Press, 1990.
- Hollinger, K. & A. Levander, Lower crustal reflectivity modeled by rheological controls on mafic intrusions, *Geology*, **22**, 367–370, 1994.
- Jones, K. A., M. R. Warner, R. P.-L. Morgan, J. V. Morgan, P. J. Barton & C. E. Price, Coincident normal-incidence and wide-angle reflections from the Moho: evidence for crustal seismic anisotropy, *Tectonophysics*, **264**, 205–217, 1996.
- Katzung, G. & P. Krull, Zur tektonischen Entwicklung Mittel- und Nordwesteuropas während des Jungpaläozoikums, *Zeitschrift für angewandte Geologie*, **30**, (4), 163–173, 1984.
- Kay, R. W. & S. Mahlburg Kay, Delamination and delamination magmatism, *Tectonophysics*, **219**, 177–189, 1993.
- Kearey, P. & A. M. Rabae, Relic subduction in the southern North Sea recognised from deep seismic reflection and gravity data, *Tectonophysics*, **258**, 115–124, 1996.
- Kelling, G., W. E. A. Phillips, A. L. Harris & M. F. Howells, The Caledonides of the British Isles: a review and appraisal, in *The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas*, edited by D. G. Gee & B. A. Stirt, 1125–1146, New York, Wiley & Sons Ltd., 1985.
- Kind, R., S. Gregersen, W. Hanka & G. Bock, Seismological evidence for a very sharp Sorgenfrei-Tornquist Zone in southern Sweden, *Geol. Mag.*, **134**, 591–595, 1997.

- Klemperer, S. L. & R. W. Hobbs, *The BIRPS Atlas. Deep seismic reflection profiles around the British Isles*, 124 pp. and 100 seismic sections, Cambridge University Press edition, 1991.
- Klemperer, S. L. & C. A. Hurich, Lithospheric structure of the North Sea from deep seismic reflection profiling, in *Tectonic evolution of the North Sea rifts*, edited by D. J. Blundell & A. D. Gibbs, vol. 181 of *International Lithosphere Program*, 37–63, Oxford University Press, 1990.
- Klemperer, S. L. & D. H. Matthews, Iapetus suture located beneath the North Sea by BIRBS deep seismic reflection profiling, *Geology*, **15**, 195–198, 1987.
- Klemperer, S. L., R. W. Hobbs & B. Freeman, Dating the source of lower crustal reflectivity using BIRPS deep seismic profiles across the Iapetus suture, *Tectonophysics*, **173**, 445–454, 1990.
- Knapp, J. H., D. N. Steer, L. Brown, R. Berzin, A. Suleimanov, M. Stiller, E. Lüschen, D. L. Brown, R. Bulgakow, S. N. Kashubin & A. V. Rybalka, Lithospheric-Scale Seismic Image of the Southern Urals from Explosion-Source Reflection Profiling, *Science*, **274**, 226–228, 1996.
- Krishna, V. G., R. Meissner & S. A. Thomas, Unusual sub-Moho events near Bornholm, Baltic Sea: modelling of BABEL seismic wide-angle data and a tectonic interpretation, *Geophys. J. Int.*, **125**, 193–198, 1996.
- Kröner, A., K. Puustinen & M. Hickman, Geochronology of an Archean tonalitic gneiss dome in northern Finland and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 33–41, 1981.
- Lee, M. K., T. C. Pharaoh, J. P. Williamson, C. A. Green & W. D. Vos, Evidence on the deep structure of the Anglo-Brabant Massif from gravity and magnetic data, *Geol. Mag.*, **130**, 575–582, 1993.
- Lie, J. E., T. Pedersen & E. S. Husebye, Observations of seismic reflectors in the lower lithosphere beneath the Skagerak, *Nature*, **346**, 165–168, 1990.
- Luetgert, J., *MacRay - Interactive Two-Dimensional Seismic Raytracing for the Macintosh*, Menlo Park, CA, USGS Open File Rept, pp 92-356 edition, 1992.

- McBride, J. H., D. B. Snyder, M. P. Tate, R. W. England & R. W. Hobbs, Upper mantle reflector structure and origin beneath the Scottish Caledonides, *Tectonics*, **14/5**, 1351–1367, 1995.
- McKerrow, W. S., C. R. Scotese & M. D. Brasier, Early Cambrian reconstructions, *J. Geol. Soc. London*, **149**, 599–606, 1992.
- McLenman, S. M. & G. A. Taylor, Geochemical constraints on the growth of the continental crust, *J. Geol.*, **90**, 347–361, 1982.
- Meissner, R. & B. Tanner, From collision to collapse: phases of lithospheric evolution as monitored by seismic records, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **79**, 75–86, 1993.
- Meissner, R., P. Sadowiak, S. A. Thomas & BABEL. W. Group, East Avalonia, the third partner in the Caledonian collisions: evidence from deep seismic reflection data, *Geol Rundsch*, **83**, 186–196, 1994.
- Merriman, R., T. C. Pharaoh, N. H. Woodcock & P. Daly, The metamorphic history of the concealed Caledonides of eastern England and their foreland, *Geol. Mag.*, **130**, 613–620, 1993.
- MONA LISA Working Group, Closure of the Tornquist Sea: Constraints from MONA LISA deep seismic reflection data, *Geology*, **25**, (12), 1071–1074, 1997a.
- MONA LISA Working Group, MONA LISA – Deep seismic investigations of the lithosphere in the southeastern North Sea, *Tectonophysics*, **269**, 1–19, 1997b.
- Morgan, J. V., M. Hadwin, M. R. Warner, P. J. Barton & R. P. L. Morgan, The polarity of deep seismic reflections from the lithospheric mantle: evidence for a relict subduction zone, *Tectonophysics*, **232**, 319–328, 1994.
- Moss, F. J. & S. P. Mathur, A review of continental reflection profiling in Australia, in *Reflection Seismology: a Global Perspective*, edited by M. Barazangi & L. Brown, vol. 13 of *Geodyn. Ser.*, 67–76, Am. Geophys. Union, 1986.
- Müller, G., The reflectivity method: a tutorial, *J. Geophys.*, **58**, 153–174, 1985.
- Nielsen, S. B. & N. Balling, Modelling subsidence, heat flow, and hydrocarbon generation in extensional basins, *First Break*, **8**, 25–31, 1990.

- Nielsen, L. H. & P. Japsen, Deep wells in Denmark 1935-1990, *DGU serie A*, **31**, 1991.
- Nielsen, L., H. Thybo, L. Klinkby, T. Abramovitz & N. Balling, Fault detection from back-scattered energy in MONA LISA wide-angle sections from the south-eastern North Sea, *First Break*, **16**, (4), 119–126, 1998a.
- Nielsen, L., L. Klinkby & N. Balling, Seismic evidence for deep Palaeozoic sedimentary units in the Ringkøbing-Fyn High offshore Denmark, *Bulletin of the Geol. Soc. of Denmark*, **45**, 1–10, 1998b.
- Noble, S. R., R. D. Tucker & T. C. Pharaoh, Lower Palaeozoic and Precambrian igneous rocks from eastern England, and their bearing on late Ordovician closure of the Tornquist Sea: constraints from U-Pb and Nd isotopes, *Geol. Mag.*, **130**, 835–846, 1993.
- NOPEC a. s., *North Sea Atlas a structural encyclopedia*, Nopec Geo Services a. s., nopec (uk) ltd. edition, 1988.
- Parsons, T., N. I. Christensen & H. G. Wilshire, Velocities of the southern Basin and Range xenoliths: Insights on the nature of lower crustal reflectivity and composition, *Geology*, **23**, (2), 129–132, 1995.
- Pegrum, R. M., The extension of the Tornquist zone in the Norwegian North Sea, *Norsk Geol. Tidsskrift*, **64**, 39–64, 1984.
- Pharaoh, T. & TESZ-colleagues, Trans-European Suture Zone - Phanerozoic Accretion and the Evolution of Contrasting Continental Lithospheres, in *Europrobe 1996 - Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents*, edited by D. G. Gee & H. v. Zeyen, 41–54, EUROPROBE Secretariate, Uppsala University, 1996.
- Rabbel, W., K. Förste, A. Schulze, R. Bittner, J. R. Höl & J. C. Reichert, A high-velocity layer in the lower crust of the North German Basin, *Terra Nova*, **7**, 327–337, 1995.
- Reston, T. J., Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain, *Tectonics*, **7**, (5), 929–945, 1988.
- Reston, T. J., Mantle shear zones and the evolution of the northern North Sea basin, *Geology*, **18**, 272–275, 1990.
- Reston, T. J., Evidence for extensional shear zones in the mantle, and their implications for extension of the continental lithosphere, *Tectonics*, **12/2**, 492–506, 1993.

- Reyner, A. & G. Schubert, Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth, *Tectonophysics*, **3**, 63–77, 1984.
- Roberts, D. & D. G. Gee, An introduction to the Scandinavian Caledonides, in *The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas*, edited by D. G. Gee & B. A. Stirt, 55–68, New York, Wiley & Sons Ltd., 1985.
- Sandwell, D. T., Ocean basin tectonics revealed with declassified Geosat altimeter data, in *EOS Transactions*, vol. 46 of 76, AGU, 1995.
- Sandwell, D. T. & W. H. F. Smith, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry, *J. of Geophys. Res.*, **102/B5**, 10039–10054, 1997.
- Schmidt, J., U. Domaschk & MONA LISA Working Group, Deep crustal seismic modelling in the southeastern North Sea - New insights from combined interpretation of three Mona Lisa reflection/wide-angle profiles, *Tectonophysics*, 1999, submitted.
- Servais, T. & O. Fatka, Recognition of the Trans-European Suture Zone (TESZ) by the paleobiogeographical distribution pattern of early to middle Ordovician acritarchs, *Geol. Mag.*, **134**, 617–625, 1997.
- Shankland, T. J. & M. E. Ander, Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust, *J. Geophys. Res.*, **88**, 9475–9484, 1983.
- Singh, S. C. & D. McKenzie, Layering in the lower crust, *Geophys. J. Int*, **113**, 622–628, 1993.
- Soper, N. J. & N. H. Woodcock, Silurian collision and sediment dispersal patterns in southern Britain, *Geol. Mag.*, **127**, 527–542, 1990.
- Soper, N. J., R. A. Strachan, R. E. Holdsworth, R. A. Gayer & R. O. Greiling, Sinistral transpression and the Silurian closure of Iapetus, *J. Geol. Soc. London.*, **149**, 871–880, 1992.
- Sørensen, K., Danish Basin subsidence by Triassic rifting on a lithosphere cooling background, *Nature*, **319**, (20), 660–663, 1986.
- Sorgenfrei, T. & A. Buch, Deep tests in Denmark 1935-1959, *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, **III R.K.**, **36**, 146 pp., 1964.

- Spencer, A. M. & R. M. Pegrum, Hydrocarbons plays and rifting in th northern North Sea, in *Tectonic evolution of the North Sea rifts*, edited by D. J. Blundell & A. D. Gibbs, vol. 181 of *International Lithosphere Program*, 262–270, Oxford University Press, 1990.
- Strehlau, J. & R. Meissner, Estimation of crustal viscosities and shear stresses from an extrapolation of experimental steady state data, in *Composition, structure and dynamics of the lithosphere-asthenosphere system*, edited by K. Fuchs & C. Froidevoix, vol. 16 of *Geodynamics Series*, 69–87, American Geophysical Union, 1986.
- Talwani, M., J. L. Worzel & M. Landisman, Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, *JGR*, **64**, (1), 49–59, 1959.
- Tanner, B. & R. Meissner, Caledonian deformation upon southwest Baltica and its tectonic implications: Alternatives and consequences, *Tectonics*, **15**, 803–812, 1996.
- Thybo, H., A seismic model along the EGT profile - from the North German Basin into the Baltic Shield, in *Proceedings of the 5th Study Centre on the European Geotraverse Project*, edited by R. Freeman & S. Mueller, Strasbourg, 99–108, ESF, 1990.
- Thybo, H., Geophysical characteristics of the Tornquist Fan area, northwest Trans-European Suture Zone: indication of late Carboniferous to early Permian dextral transtention, *Geol. Mag.*, **134**, 597–606, 1997.
- Thybo, H. & E. Perchuc, The seismic 8° discontinuity and partial melting in the continental mantle, *Science*, **275**, 1626–1629, 1997.
- Thybo, H. & G. Schönharting, Geophysical evidence for Early Permian igneous activity in a transtentional environment, Denmark, *Tectonophysics*, **189**, 193–208, 1991.
- Torsvik, T. H. & A. Trench, The Ordovician history of the Iapetus Ocean in Britain: new paleomagnetic constraints, *Journal of the Geological Society, London*, **148**, 423–425, 1991.
- Torsvik, T. H., O. Olesen, P. D. Ryan & A. Trench, On the paleogeography of Baltica during the Paleozoic: new paleomagnetic data from the Scandinavian Caledonides, *Geophys. J. Int.*, **103**, 261–279, 1990.

- Torsvik, T. H., A. Trench, I. Svensson & H. J. Walderhaug*, Palaeogeographic significance of mid-Silurian paleomagnetic results from southern Britain - major revision of the apparent polar wander path for eastern Avalonia, *Geophysical Journal International*, **113**, 651–668, 1993.
- Torsvik, T. H., M. A. Smethurst, J. G. Meert, R. van der Voo, W. S. McKarrow, M. D. Brasier, B. A. Sturt & H. J. Walderhaug*, Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - Atale of Baltica and Laurentia, *Earth-Science Reviews*, **40**, 229–258, 1996.
- Trench, A. & T. H. Torsvik*, A revised Palaeozoic apparent polar wander path for southern Britain (Eastern Avalonia, *Geophys. J. Int.*, **104**, 227–233, 1991a.
- Trench, A. & T. H. Torsvik*, The Lower Palaeozoic apparent polar wander path for Baltica: palaeomagnetic data from Silurian limestones of Gotland, Sweden, *Geophys. J. Int.*, **107**, 373–379, 1991b.
- Trench, A., T. H. Torsvik & W. S. McKarrow*, The palaeogeographic evolution of Southern Britain during early Palaeozoic times: a reconciliation of palaeomagnetic and biogeographic evidence, *Tectonophysics*, **201**, 75–82, 1992.
- Vejbæk, O. V.*, The Horn Graben, and its relationship to the Oslo Graben and the Danish Basin, *Tectonophysics*, **178**, 29–49, 1990.
- Vejbæk, O. V.*, Dybe strukturer i danske sedimentære bassiner, *Geologisk Tidsskrift*, **4**, 1–31, 1997.
- Warner, M.*, Basalts, water, or shear zones in the lower continental crust?, *Tectonophysics*, **173**, 163–174, 1990.
- Warner, M., J. Morgan, P. Barton, P. Morgan, C. Price & K. Jones*, Seismic reflections from the mantle represent relict subduction zones within the continental lithosphere, *Geology*, **24**, 39–42, 1996.
- Webby, B. D.*, Biogeography of Ordovician stromatoporoids, *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **32**, 1–19, 1980.
- Webby, B. D.*, Ordovician reefs and climate, in *Aspects of the Ordovician System. Palaeontological contributions*, edited by D. L. Burton, vol. 295 of *University of Oslo*, 289–100, Oxford University Press, 1984.

Wilson, J. T., Atlantic close and then re-open?, *Nature(London), Phys. Sci.*, **211**, 676–681, 1966.

Wood, R. & P. Barton, Crustal thinning and subsidence in the North Sea, *Nature*, **302**, 134–136, 1983.

Yilmaz, Ö., *Seismic data processing*, Society of Exploration Geophysicists, 1987.

Zelt, C. A. & R. B. Smith, Traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. Journal Int.*, **108**, (1), 16–34, 1992.

Zhou, S. & H. Thybo, Pre-Zechstein geology of the south-east North Sea offshore Denmark - a geophysical perspective, *First Break*, **15**, 387–395, 1997.

Ziegler, P. A., *Geological Atlas of Western and Central Europe*, Shell Internationale Maatschappij, The Hague / Elsevier, Amsterdam, 1982.

Ziegler, P. A., Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of western and central Europe, *Tectonophysics*, **126**, 303–328, 1986.

Ziegler, P. A., *Geological Atlas of Western and Central Europe*, Shell Internationale Maatschappij B. V., Geol. Soc. London, Elsevier, Amsterdam, 2nd edition, 1990.

Viele Menschen haben zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Ich möchte mich stellvertretend bei einigen besonders bedanken.

Bei Herrn Prof. Dr. Tim Reston für die Beantragung des Projekts, die kurzfristige Übernahme der Begutachtung und die intensive Betreuung der Arbeit.

Herrn Prof. Dr. Wolfgang Rabbel, der dankenswerter Weise das Koreferat übernommen hat und manch moralische Unterstützung am Ende der Arbeit leistete.

Herrn Prof. Dr. Ernst Flüh für die Beantragung und anfängliche Betreuung der Arbeit. Zusätzlich danke ich ihm für einige interessante Erfahrungen zu Lande, zu Wasser und in der Luft.

Bei den Schiffsführungen, den Mannschaften und den technischen und wissenschaftlichen Fahrtteilnehmern mit denen ich das Vergnügen hatte, auf der MAURICE EWING, der SONNE, der CHARLES DARWIN, der JAMES CLARK ROSS und der POSEIDON zu fahren, für viele mehr oder weniger anstrengende, amüsante Stunden auf Neptuns Reich. Cheers Mates! Danke Leute!

Cesar Ranero, Mireille Laigle und Dirk Kläschen für die Ideen zu geeigneten Prozessequenzen und deren Erprobung.

Für die Erfindung, Weiterentwicklung und Erprobung von Programmen und Shellsripten danke ich Jörg Bialas, Juan Diaz, Martin Gerdom, Andre Hojka, Christian Kopp, Alexander Stavenhagen und Sanyu Ye.

Willi Weinrebe, Rüdiger Kunze, Gerd Mach und Martin Kordowski sei mein Dank für den reibungslosen Umgang mit Kollege Computer ausgesprochen.

Ich möchte mich bei Johannes Schmidt für die vielen Gespräche, Anregungen und Interpretationen der Mona Lisa bedanken.

Mein herzlicher Dank gilt Silke Schenck für das Korrekturlesen der Arbeit.

Meiner lieben Zimmer(Zellen-)genossin Marta Perez Gussinye danke für die gemeinsamen Stunden mit Cataluña, Cookies, Computern, Coffiebreaks und vielem, vielem mehr ...

Ich bedanke mich herzlich für die vielen aufmunternden Gespräche unter anderem über: die zwei Buchstaben mit dem Punkt, die Zukunft der Republik, Falklandinseln und Antarktis, Budenzauber, Horst und Graben, deutsche Geschichte und die Kulturstadt Kiel, bei Alexander, Nadja und Andre, Chris und Susanne, Willi, Silke, Chrischan und Heidrun, Marc-Andre, Juan, Tim, Cesar, Thomas und Stephan, Arnim, Thorsten, Katrin, Nina und Marta, ohne die diese Arbeit nicht möglich gewesen, oder doch zumindestens nicht so fröhlich von der Hand gegangen wäre.

Dank den Rettern in der Not Marta, Chrischan, Heidrun, Arnim und Holger.

Herzlich bedanke ich mich bei meinem Freund Holger Busche für die vielen notwendigen Aufmunterungen und seine Geduld.

Ein besonderer Dank gilt meinen Eltern, die mich immer moralisch unterstützt haben.

Persönliche Angaben

Geburtsdatum: 12. Dezember 1970

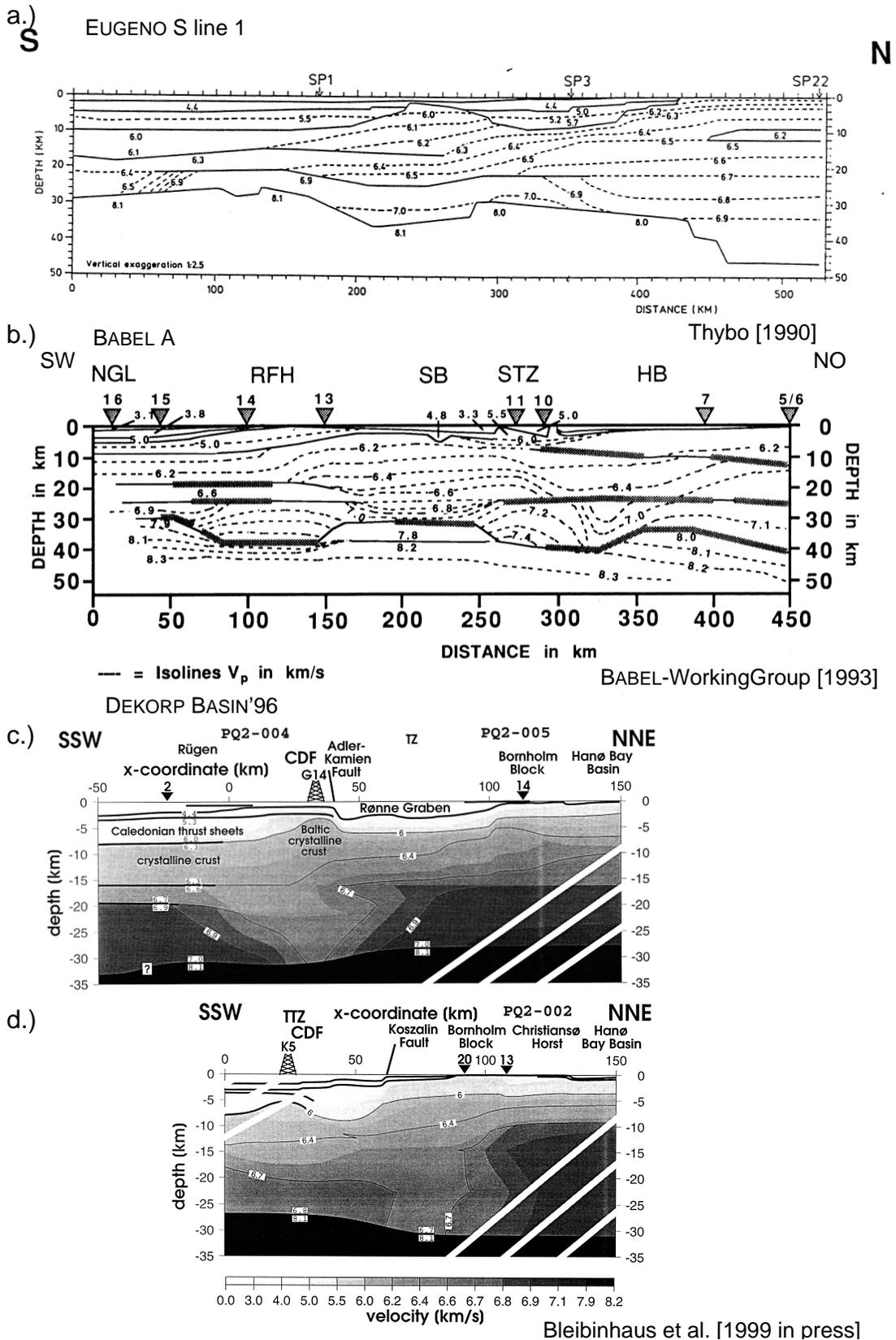
Geburtsort: Kiel

Familienstand: ledig

Staatsangehörigkeit: deutsch

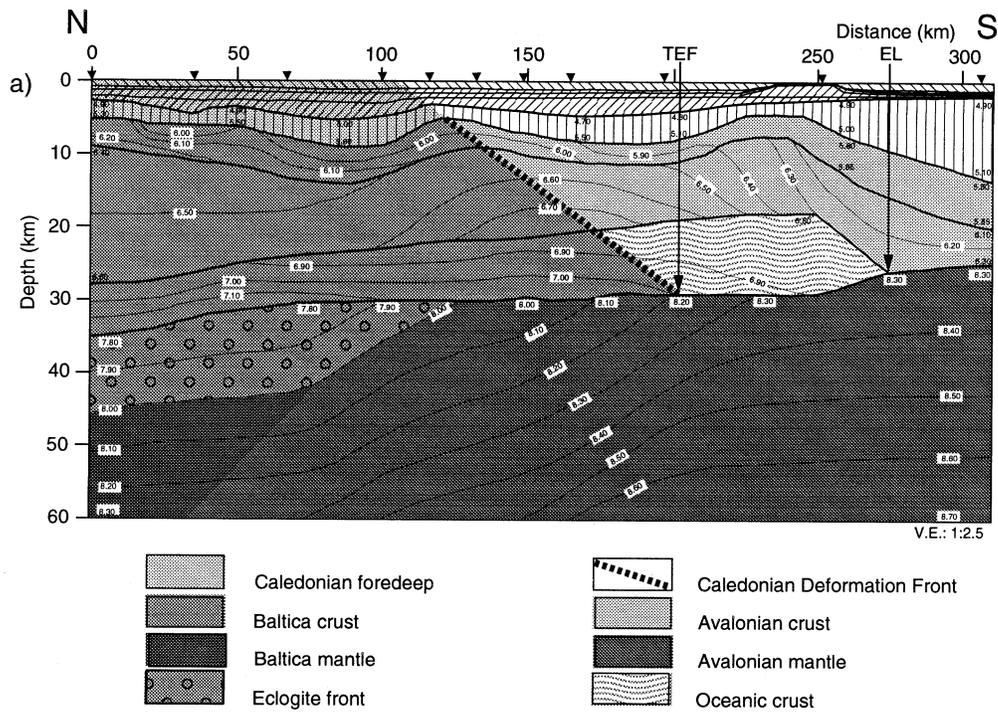
Ausbildung

1977-1981	Besuch der Grundschule Mönkeberg
1981-1990	Besuch des Heinrich Heine Gymnasiums in Heikendorf
05/1990	Abitur
10/1990	Start des Geophysikstudiums an der Christian Albrechts Universität zu Kiel
07/1992 + 10/1992	Vordiplomsprüfung
07/1994 + 10/1994	Hauptdiplomsprüfung (mündlich)
02/1996	Erlangung des akademischen Grads Diplom-Geophysikerin an der Christian Albrechts Universität zu Kiel Diplomarbeitsthema: Struktur des westlichen Alboranbeckens anhand tiefenseismischer Reflexionsdaten
03/1996 - 08/1998	WISSENSCHAFTLICHE ANGESTELLTE am GEOMAR - Forschungszentrum für marine Geowissenschaften in Kiel
08/1998 - 11/1998	TECHNISCHE ANGESTELLTE bei AbisZ Ingenieursdienstleistungen GmbH
02/1999 - 03/1999	TECHNISCHE ANGESTELLTE bei AbisZ Ingenieursdienstleistungen GmbH
05/1999 - 09/1999	WISSENSCHAFTLICHE ANGESTELLTE beim Institut für Geowissenschaften Abteilung Geophysik der Christian Albrechts Universität zu Kiel
seit 03/1996	Arbeit an der Dissertation mit dem Thema: Struktur und tektonische Entwicklung der südöstlichen Nordsee

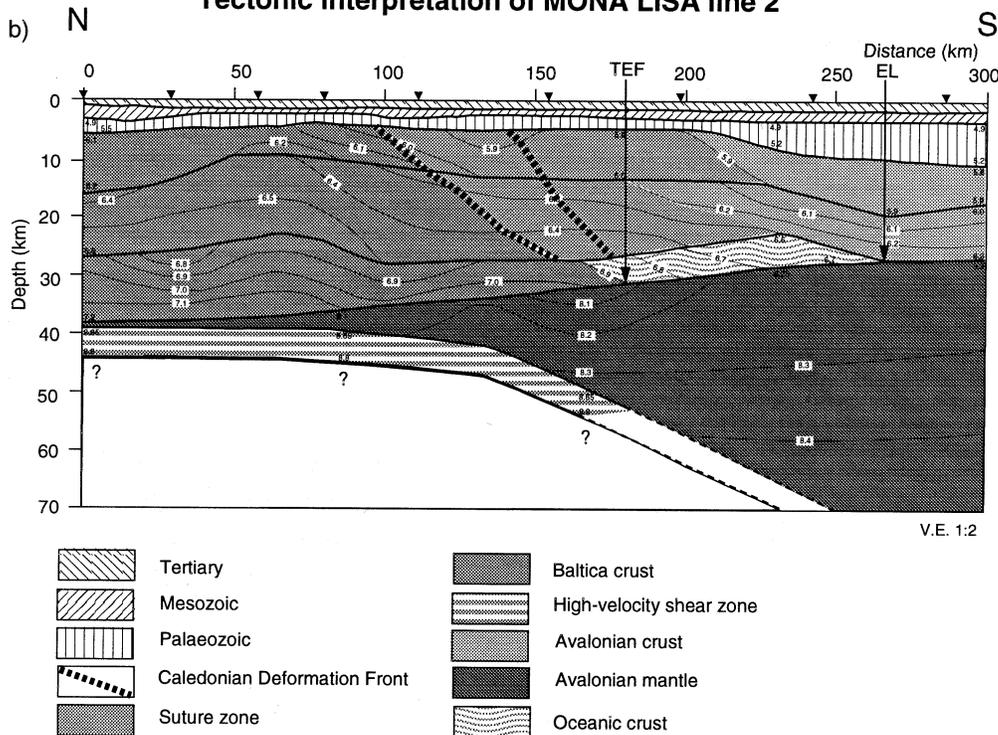


Modellierung der Profile EUGENO-S Linie 1, BABEL Linie A, DEKORP PQ2-005/004 und PQ2-001/002 nach Thybo [1990]; BABEL Working Group [1993]; Bleibinhaus et al. [1999 in press]

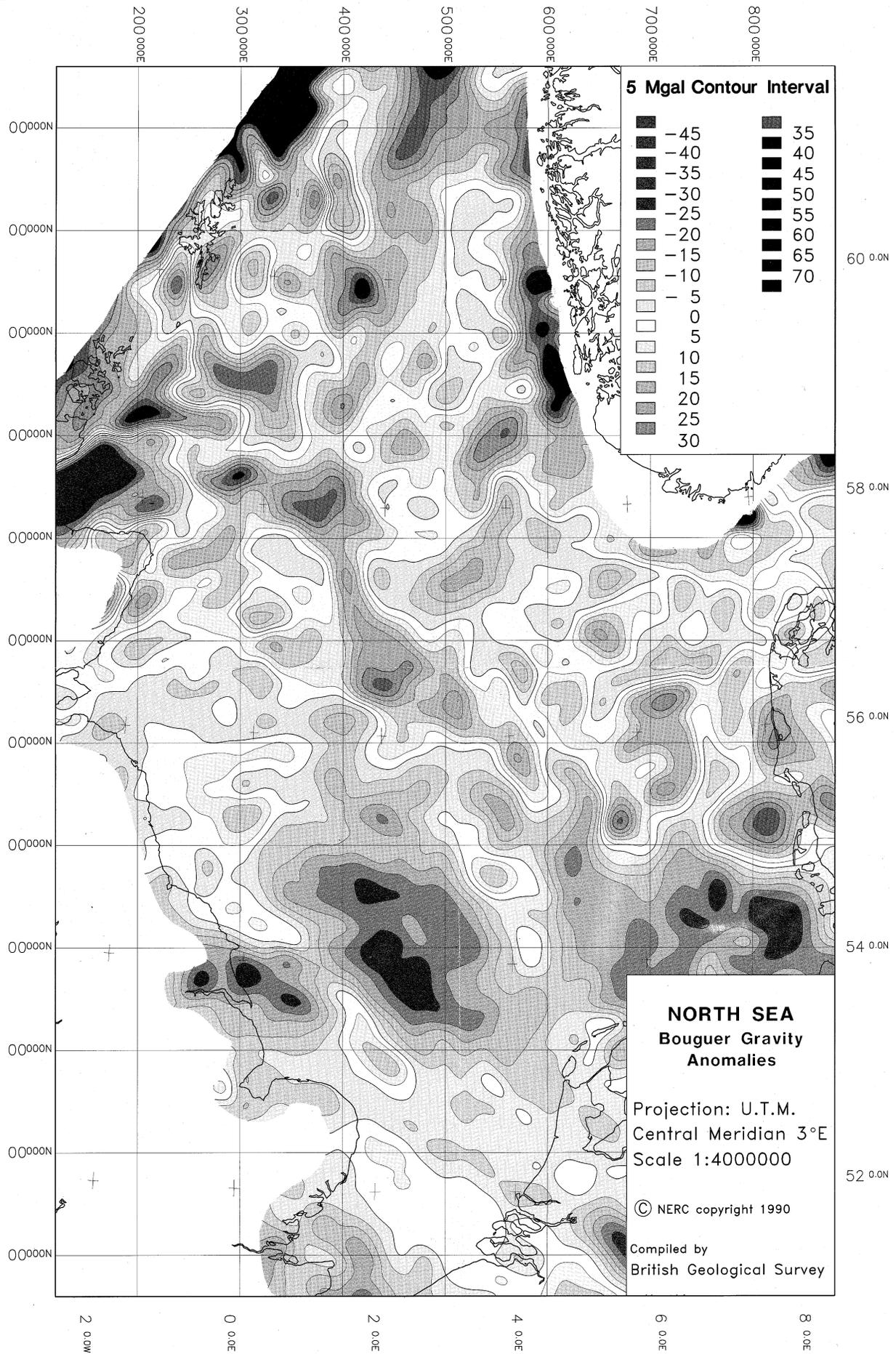
Tectonic interpretation of MONA LISA profile 1



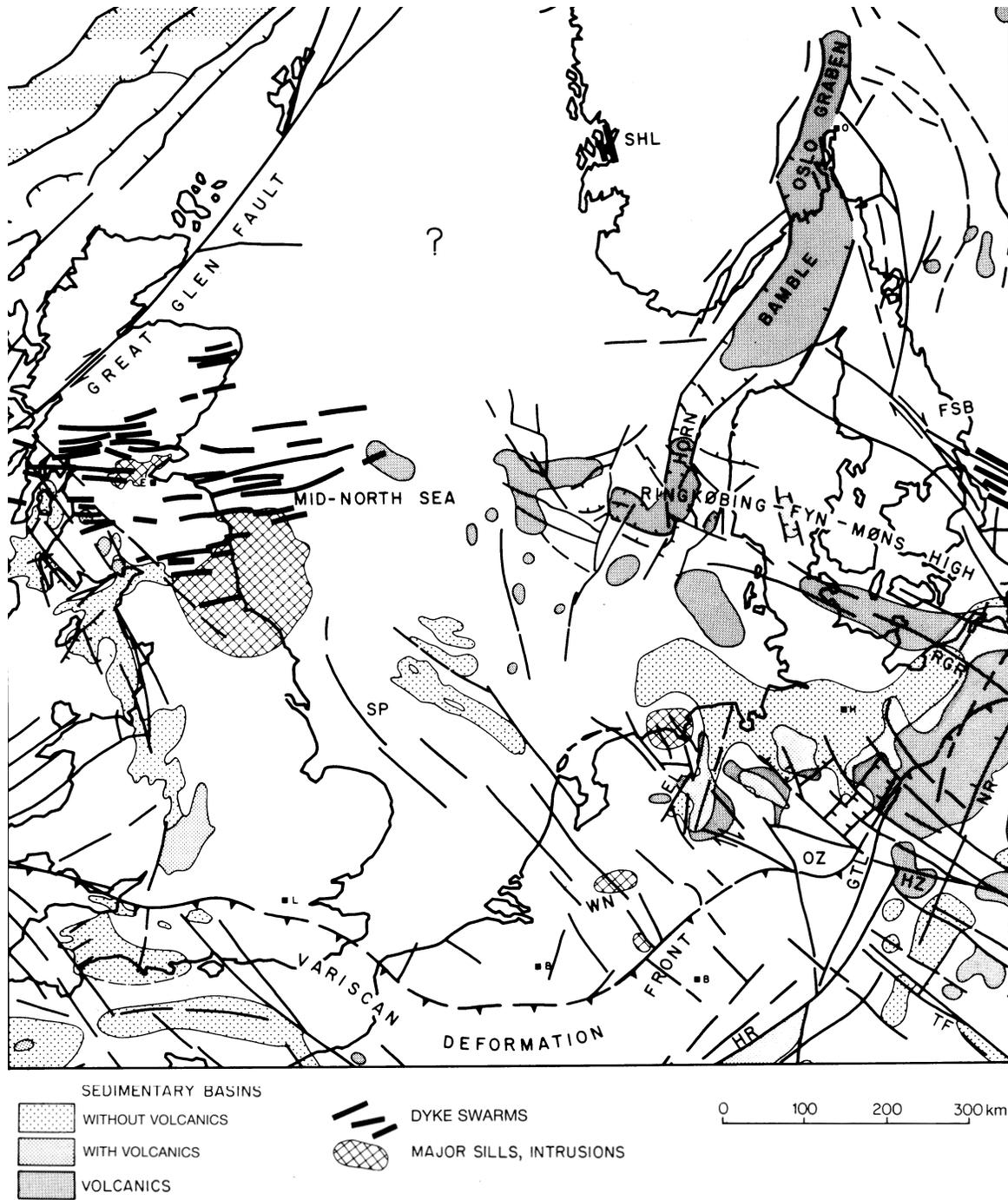
Tectonic interpretation of MONA LISA line 2



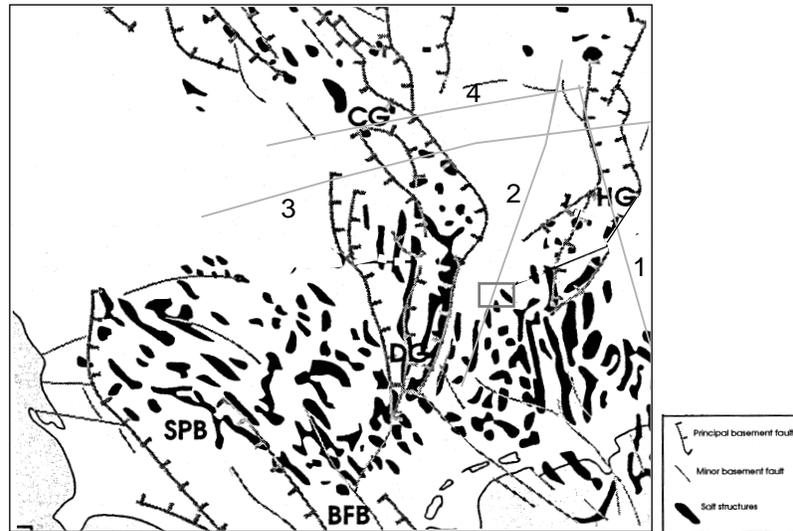
Interpretation von Abramovitz et al. [1997 submitted] der Mona-Lisa Profile



Schwerkarte der Nordsee nach [Day et al. 1990]



Auftreten von permischen Vulkanismus in der Nordsee nach [Ziegler 1990]



Karte bekannter Salzstrukturen in der Nähe des Mona Lisa-Gebiets [Spencer and Pegrum 1990]