

Schlüsselwörter

Penninikum

Rechnitz

Tiefenseismik

Mohorovičić-Diskontinuität

Moho

Eine Tiefenreflexionsseismik im Penninikum des Alpenostrandes

HERFRIED GRASSL¹ & FRANZ WEBER²

4 Abbildungen und 2 Tabellen

Inhalt

Zusammenfassung	129
Abstract	129
1. Einleitung	130
2. Datenakquisition	131
3. Datenbearbeitung	131
4. Interpretation	133
4.1 Oberkruste	133
4.2 Unterkruste	134
4.3 Mohorovičić-Diskontinuität	136
4.4 Subkrustale Lithosphäre	136
5. Dank	136
Literatur	136

Zusammenfassung

Nach den Ergebnissen einer rund 17 km langen, N-S über die penninischen Fenster von Bernstein und Rechnitz-Köszeg verlaufenden Tiefenreflexionsseismik lässt sich die Erdkruste am Alpenostrand allgemein in eine seismisch transparente Oberkruste und eine reflektive Unterkruste unterteilen. In der Oberkruste deuten Bänder bzw. Zonen erhöhter Reflexionsdichte auf eine interne Strukturierung des Penninikums hin. Die Tiefe und der Verlauf der Basis des Penninikums konnte aufgrund der geringen Untergrundüberdeckung und aufgrund des fehlenden Anschlusses an eine Tiefbohrung nicht eindeutig festgelegt werden. Nach einer der diskutierten Möglichkeiten würden dem Penninikum zugeordnete Einheiten im Bereich des penninischen Fensters von Bernstein bis in eine Tiefe von rund 7 km reichen und unmittelbar südlich des Fensters von Rechnitz-Köszeg mit rund 20° südlich einfallen. Ab einer Tiefe von etwa 18 km zeichnet sich eine äußerst reflektive, durch „reflexionsärmere“ Zonen unterteilte Unterkruste ab. Im nördlichen Teil des Profils legen ausgeprägte Reflexionen großer Amplitude die Erdkrusten-Mantelgrenze eindeutig bei 10,4 s (33 km \pm 1,5) fest. Im südlichsten Profilschnitt spricht ein typisches Abklingen der Unterkrustenreflexionen für eine Positionierung der „Moho“ bei rund 9,9 s (30,5 km \pm 1,5). Allgemein weist neben der reflexionsseismisch gut ausgebildeten Mohorovičić-Diskontinuität speziell die Reflexionscharakteristik der Unterkruste auf eine in geologisch junger Zeit gedehnte Erdkruste hin.

A deep seismic reflection profile across the Rechnitz window group, Eastern Alps (Austria)

Abstract

A 17-km-long deep seismic reflection line across the Penninic windows of Bernstein and Rechnitz-Köszeg at the eastern margin of the Eastern Alps (Austria) exhibit essential features of a young crust under extension. The low-fold explosive-source seismic line reveals a more or less transparent upper crust on top of a highly reflective lower crust and a well-defined Moho. Small bands of sporadic reflections observed in the upper crust indicate a dome-like internal structure of the Penninic core complex. The crystalline basement beneath is relatively devoid of reflection down to ~6.0 s (17-19 km depth), beyond which it passes into a complex strongly reflecting and laminated lower crust, commonly observed in young extensional provinces. A small band of outstanding high-amplitude reflecting lamellae sharply defines the Moho in the north of the line at 10,4 s (33 km \pm 1,5), whereas in the south the downward cessation of crustal reflectivity suggests the Moho at 9,9 s (30,5 km \pm 1,5).

Anschriften der Verfasser

¹ Herfried GRASSL, Institut für Angewandte Geophysik, Joanneum Research Forschungsgesellschaft mbH, Roseggerstraße 17, A-8700 Leoben

² Franz WEBER, Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, Peter-Tunner-Straße 25-27, A-8700 Leoben

1. Einleitung

In den West- und Südalpen, den Karpaten und dem Pannonischen Becken beschreiben die Ergebnisse einer Vielzahl von tiefenreflexionsseismischen Messungen die Struktur der Erdkruste und die Lage und den Verlauf der Erdkrusten-Mantelgrenze (z. B.: PFIFFNER et al., 1997; POSGAY et al., 1986, 1991, 1995, 1996; RĂILEANU et al., 1993, 1994; RĂILEANU & DIACONESCU, 1998; ROURE et al., 1990, 1996; TOMEK et al., 1987; TOMEK, 1993; TOMEK & HALL, 1993, VOZÁR & SANTAVY, 1999) und liefern somit einen wichtigen Rahmen für Modelle über die tektonische Entstehungsgeschichte dieser an die Ostalpen angrenzenden Gebiete (z. B.: SCHMID et al., 1996; SCHMID & KISSLING, 2000; TARI & HORVÁTH, 1995; HAJNAL et al., 1996; TARI et al., 1999).

In Österreich führten erste in den Jahren 1992 und 1993 durchgeführte Messungen im Raum Rechnitz (WEBER et al., 1995, 1996), die aufgrund der Profillänge von wenigen Kilometern eher Testcharakter hatten, zur Akquisition der ersten längeren tiefenreflexionsseismischen Linien (Abb. 1) im

Nordosten der Steiermark (1996, Profillänge 32 km) und im Süden des Burgenlandes (1997, Profillänge 25 km mit Anschluss an die Profile Rechnitz von 1992 und 1993).

Als ein Höhepunkt der Lithosphärenforschung in Österreich kann die in den Jahren 1998 und 1999 im Rahmen des internationalen Gemeinschaftsprojekts TRANSALP realisierte reflexionsseismische Messung (kombinierte Vibro- und Sprengseismik) einer über die Ost- und Südalpen verlaufenden 340 km langen N-S Traverse gesehen werden (TRANSALP WORKING GROUP, 2001, 2002).

Gegenüber den Ergebnissen aus TRANSALP, die die Krustenstruktur der Kontinent-Kontinent-Kollisionszone im zentralen Bereich der Ostalpen beschreiben, geben die Profile im Nordosten der Steiermark und im Süden des Burgenlandes erste Einblicke in die Krustenstruktur im Übergangsbereich der Ostalpen zum Pannonischen Becken (GRASSL, 1999; FRUHWIRTH et al., 2001).

Zielsetzung der Messung eines weiteren und hier in weiterer Folge ausführlich beschriebenen Profils RE-2001 (Abb. 1) ist es, weitere Kenntnisse über die Krustenstruktur

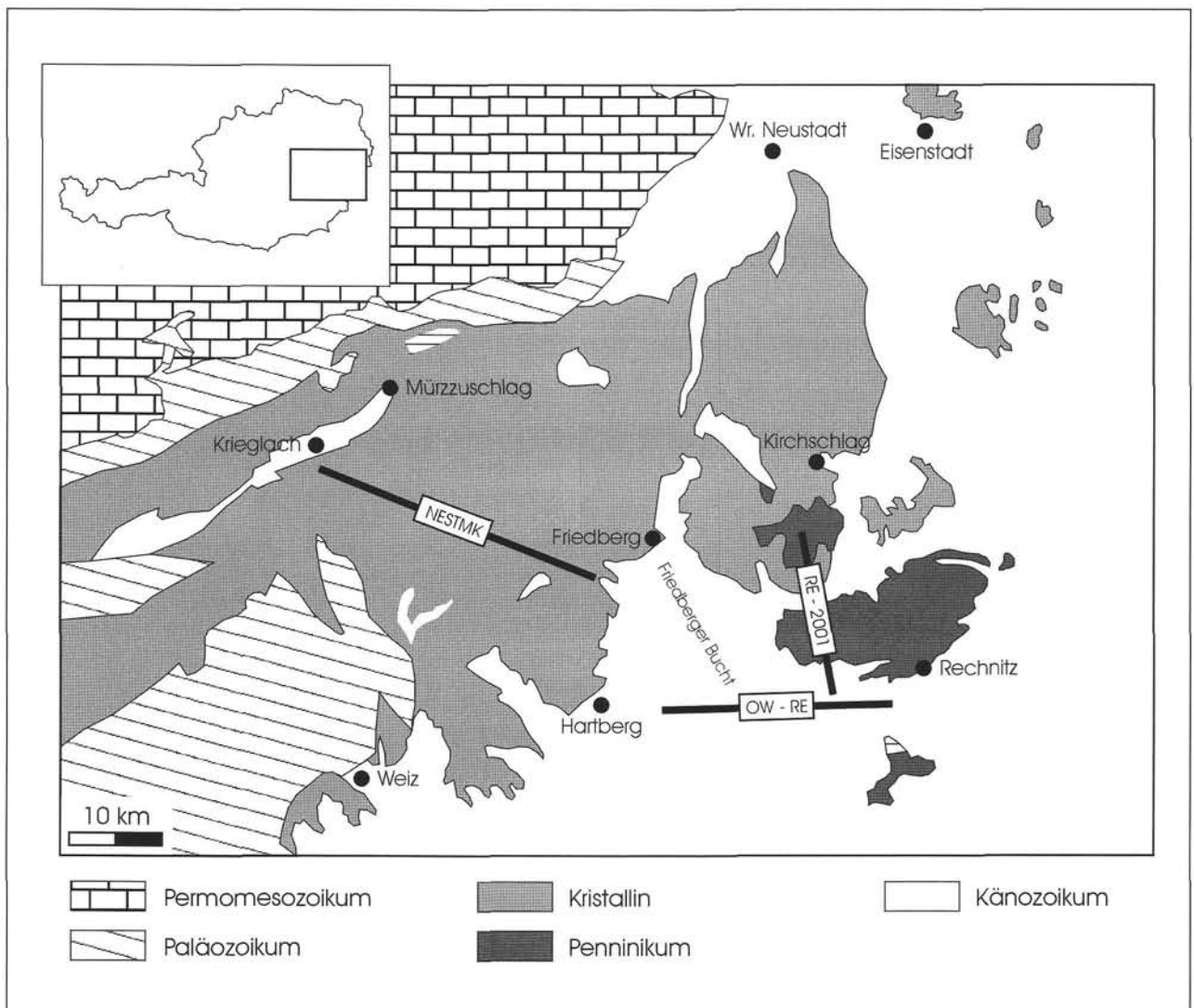


Abb. 1

Geologische Übersicht des Übergangsbereiches der Ostalpen zum Pannonischen Becken nach BECK-MANNAGETTA & BRAUMÜLLER (1986). Lage und Verlauf der tiefenreflexionsseismischen Profile Nordoststeiermark 1996 (NESTMK), Oberwart-Rechnitz 1992, 1993 und 1997 (OW-RE) und Rechnitz 2001 (RE-2001).

in diesem Übergangsbereich, speziell im zentralen Bereich des metamorphen Komplexes von Rechnitz-Köszeg, zu gewinnen und zugleich eine Richtungsweisung für eine Verlängerung des Profils der Nordoststeiermark (NESTMK) gegen Osten mit gleichzeitiger Umgehung der durch eine große neogene Sedimentmächtigkeit gekennzeichneten „Friedberger Bucht“ zu liefern.

2. Datenakquisition

Die seismische Datenakquisition des rund 20,5 km langen, N-S verlaufenden Profils RE-2001 wurde vom Institut für Angewandte Geophysik der JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH in Zusammenarbeit mit dem Institut für Geophysik der Montanuniversität Leoben durchgeführt. Dabei konnten die Feldmessungen erst durch zusätzlich vom Geophysikalischen Instrumenten Pool Potsdam zur Verfügung gestellter seismischer Ausstattung realisiert werden.

In Summe wurden sechs Sprengungen mit Lademengen von 100 kg (SP01 bis SP06) und zwei Sprengungen mit Lademengen von 50 kg (aus Sicherheitsgründen wurde die Lademenge bei den im Neogen gelegenen Sprengungen SP07 und SP08 halbiert) auf jeweils 15 km langen Geophonaufstellungen von 300 Geophongruppen zu je 16 Geophonen registriert. Als Registrierapparat wurde das 24-bit Telemetrie Datenerfassungssystem SUMMIT (Deutsche Montan Technologie GmbH) eingesetzt. Weitere Akquisitionsparameter sind in der Tabelle 1 angeführt.

Tab. 1
Akquisitionsparameter des Profils RE-2001

Profil	
Profillänge	20,5 km
Anzahl der Aufnehmerpositionen	410
Anzahl der Sprengungen	8
Mittlere Überdeckung	3,75
Aufnehmer	
Geophongruppenabstand	50 m
Geophone pro Gruppe	16
Geophonanordnung	50 m linear
Geophone	10 Hz
Quelle	
Mittlerer Sprengpunktabstand	2 km
SP01 bis SP06	
Lademenge pro Sprengpunkt	100 kg
Bohrlöcher pro Sprengpunkt	2
Lademenge pro Bohrloch	50 kg
Bohrlochtiefe	40 m
SP07 und SP08	
Lademenge pro Sprengung	50 kg
Bohrlöcher pro Sprengpunkt	1
Bohrlochtiefe	50 m
Registrierung	
Registriersystem	SUMMIT
Vorverstärkung	18 dB
Abtastintervall	2 ms
Aufzeichnungslänge	20.480 ms
Aktive Kanäle	300
Aufstellungsgeometrie	Schuss zentral (variabel)

3. Datenbearbeitung

Die Bearbeitung des reflexionsseismischen Datensatzes erfolgte mit dem Bearbeitungspaket ProMAX (Landmark Graphics Corporation, Halliburton Company) und umfasste die in der Tabelle 2 angeführten Bearbeitungsschritte. Die Bearbeitungsabfolge gleicht der einer 2D-Standardbearbeitung, unterscheidet sich jedoch von dieser wesentlich in einigen Schritten.

Tab. 2
Bearbeitungsabfolge von RE-2001

Geometrie	„crooked line geometry“, 25 m CMP(bin)-Abstand
Amplitudenausgleich	sphärische Divergenz und dB/s Korrektur und 2000 ms AGC
Editieren der Spuren	„top mute“ und Entfernen „gestörter“ Wellenfeldbereiche
Dekonvolution	adaptive Burg Dekonvolution, Operatorlänge 400 ms
Bandpassfilterung	4 Fenster, Durchlassbereiche von 12-35 Hz bis 8-28 Hz bei 14 s
Statische Korrektur	Refraktionsauswertung (Seismogramme SP01 bis SP08)
Geschwindigkeitsmodell	ALP 75 (modifiziert)
Reduktion der Überdeckung	auf Einfachüberdeckung (im größeren Zeitbereich)
NMO und Stapelung	30% „stretch mute“, Bezugsniveau = Adria-Null
Kohärenzfilterung	F-X Dekonvolution und über 15 Spuren und Steigungen innerhalb ± 0.24 s/km „semblance“-gewichtete tau-p-Filterung
Laufzeit/Tiefen-Umwandlung	Geschwindigkeitsmodell ALP 75 (modifiziert)

Bei Tiefenreflexionsseismiken führt eine Geschwindigkeitsanalyse in den seltensten Fällen zum gewünschten Erfolg. Als Ursache dafür sind vor allem neben dem geringen Überdeckungsgrad die bei größeren Laufzeiten verschwindend klein werdende Krümmung der Reflexionshyperbel und die relativ kurze laterale Erstreckung der einzelnen Reflexionen zu nennen. Als Ausgangspunkt für die Modellierung der Stapel- und Migrationsgeschwindigkeit wird daher meist auf Geschwindigkeitsinformationen aus Refraktionsseismiken zurückgegriffen (z. B.: LÜSCHEN et al., 1987; PFIFFNER et al., 1997; KNAPP et al., 1998), bzw. eine Laufzeit/Tiefen-Umwandlung mit einem konstanten Geschwindigkeitsfeld durchgeführt (z. B.: BOYD & SMITHSON, 1994; GOLEBY et al., 1994; BEZDÁN & HAJNAL, 1996). Bei RE-2001 wurde ausgehend von Ergebnissen des refraktionsseismischen Alpenlängsprofil ALP 75 (ARIC, 1981; ARIC & GUTDEUTSCH, 1981; YAN & MECHIE, 1989) und von ALP 75 begleitenden Testmessungen (WEBER et al., 1981; WEBER, 1990) folgende Stapelgeschwindigkeiten abgeleitet (Zweiweglaufzeit [ms] / Geschwindigkeit [m/s]): 0 / 3000, 400 / 4500, 2500 / 5700, 6000 / 6000, 10.000 / 6200, 14.000 / 6600. Für den südlichsten Profilsabschnitt wurde die Stapelgeschwindigkeit unter Berücksichtigung der neogenen Sedimentmächtigkeit noch geringfügig korrigiert.

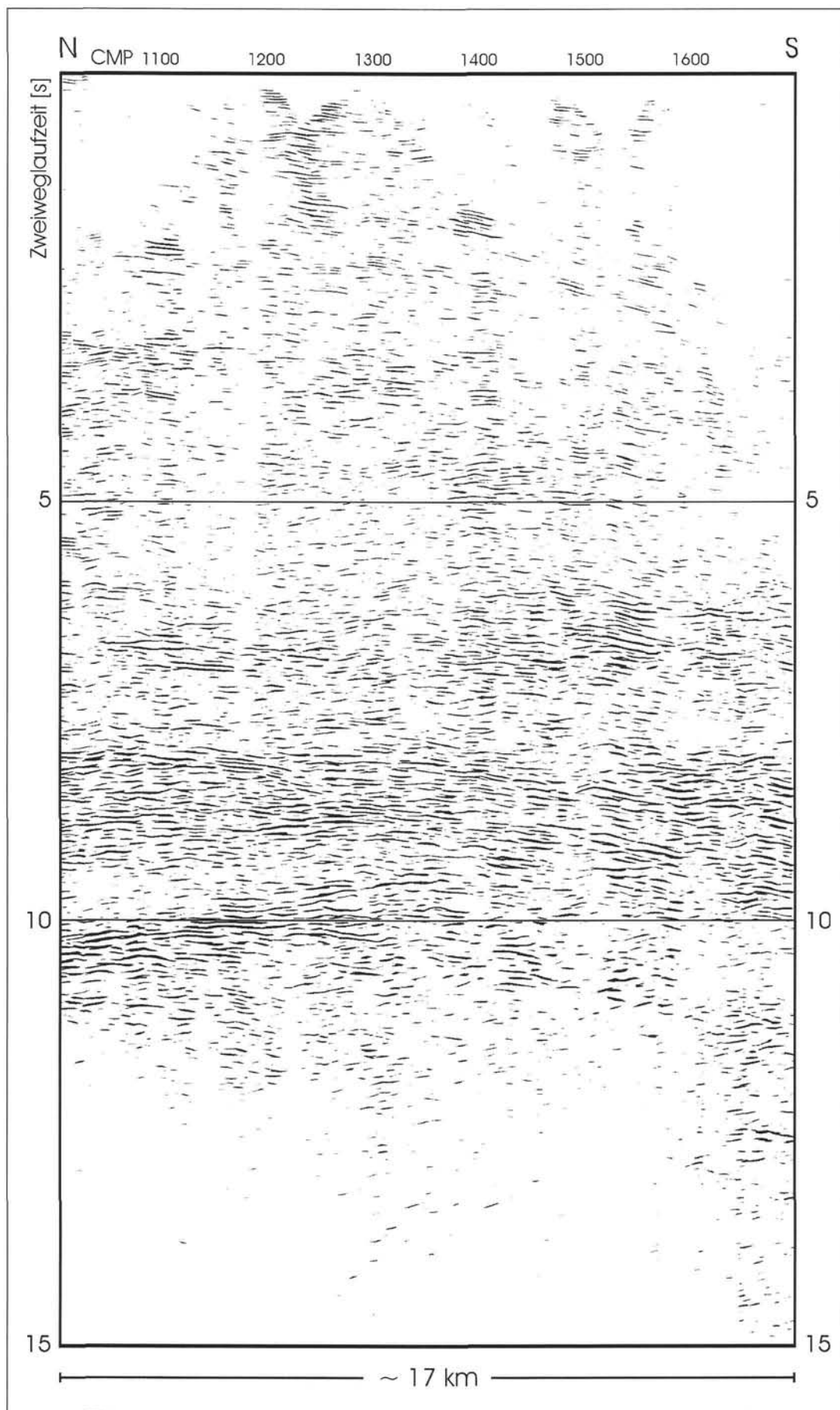


Abb. 2
 „Stark“ kohärenzgefilterte und amplitudenmodifizierte (Vernachlässigung von Amplituden kleiner 0,5) Stapelsektion (CMP 1007 bis 1697) bis zu einer Zweiweglaufzeit von 15 s (dies entspricht unter der Annahme einer Geschwindigkeit von 6000 m/s einer Tiefe von 45 km). Bezugsniveau = Adria-Null, Darstellung horizontal gedehnt (H : V = 150 : 100), Lage der CMP's siehe Abb. 3.

Um bei der Stapelung destruktive Interferenzen zu vermeiden, wird bei der Bearbeitung tiefen-reflexionsseismischer Datensätze meist der Überdeckungsgrad durch das Entfernen „schlechter Spuren“ auf eine einfache Untergrundüberdeckung reduziert (z. B.: PFIFFNER et al., 1997; KRAWCZYK et al., 1999; TRANSALP WORKING GROUP, 2002). Ähnlich wurde auch hier durch ein sorgfältiges Editieren der Spuren die Überdeckung, speziell mit zunehmender Laufzeit, meist auf eine einfache Überdeckung reduziert.

Ein weiterer wichtiger Bearbeitungsschritt bildet die „starke“ Kohärenzfilterung der gestapelten Sektion. Dadurch kann das kohärente Erscheinungsbild von Reflexionshorizonten verstärkt und Reflexionsstrukturen zugleich hervorgehoben werden. Die Abb. 2 zeigt das Ergebnis einer derartigen Kohärenzfilterung. Hier wurde neben einer F-X Dekonvolution eine über jeweils 15 Spuren und Steigungen innerhalb ± 0.24 s/km „semblance“-gewichtete tau-p Filterung durchgeführt und nur positive Amplituden dargestellt, deren Werte mindestens die Hälfte der größten Amplitude der Sektion betragen. Eine derart „stark“ kohärenzgefilterte Stapelsektion kann als eine Art automatische Linienzeichnung als Ausgangspunkt für die Interpretation verwendet werden (z. B.: BRUN et al., 1991; LEVATO et al., 1993; ALVAREZ-MARRÓN et al., 1996).

Zu den restlichen Bearbeitungsschritten gilt zu bemerken, dass eine adaptive Burg-Dekonvolution mit einer Operatorlänge von 400 ms gute Resultate lieferte und durch die Bandpassfilterung der störende Einflüsse der Oberflächenwellen beseitigt werden konnte. Die Projektion der ursprünglichen CMP's der Aufstellungslinie auf das mehr oder weniger geradlinige Bezugsprofil („crooked line geometry“) erklärt die Reduktion der Profillänge von 20,5 km auf rund 17 km. Für die Berechnung der statischen Korrekturwerte wurde eine Refraktions- und eine Tomographieauswertung durchgeführt. Die Anwendung der berechneten Korrekturen jeder der beiden Methoden konnte zwar das Stapelergebnis wesentlich verbessern, gegenüber der rein höhenstatisch korrigierten Stapelsektion („elevation statics“) jedoch nur eine geringfügige Verbesserung liefern. Selbst bei einer genügend großen Apertur (Profillänge > maximale Erkundungstiefe = „Moho“) führt die Migration tiefenreflexionsseismischer Datensätze nicht immer zu guten Ergebnissen (WARNER, 1987). Der vorliegende Datensatz wurde zwar mit verschiedenen Algorithmen zeitmigriert (Kirchhoff, Finite-Differenzen, Stolt F-K), das Ergebnis aufgrund der geringen Apertur (Profillänge $\sim \frac{1}{2}$ maximale Erkundungstiefe) jedoch nur bis rund 4 s für die Interpretation berücksichtigt.

Zu beachten gilt, dass das für die Laufzeit/Tiefen-Umwandlung verwendete Geschwindigkeitsfeld aus Ergebnissen von Refraktionsseismiken abgeleitet wurde und nicht unmittelbar die Gegebenheiten im betrachteten Untersuchungsgebiet bzw. das vertikale Geschwindigkeitsfeld wiedergeben kann. Basierend auf den Abweichungen in den für die Ableitung der Stapelgeschwindigkeit verwendeten Geschwindigkeitsmodellen (ARIC, 1981; ARIC & GUT-DEUTSCH, 1981; WEBER et al., 1981; YAN & MECHIE, 1989), den von YAN & MECHIE (1989) angeführten Fehlergrenzen (ALP 75), einer möglichen Geschwindigkeitsanisotropie in der lamellenförmig ausgebildeten Unterkruste (z. B.: CHRISTENSEN, 1989; LÜSCHEN et al., 1990; RABEL, 1994; RABEL & LÜSCHEN, 1996) und den von CHRISTENSEN & MOONEY (1995) untersuchten statistischen Abweichungen innerhalb weltweit gemessener Refraktionsgeschwindigkeiten erscheint

die Annahme einer maximalen Fehlergrenze in den gewandelten Tiefen von $\pm 10\%$ (<10 km) bzw. $\pm 5\%$ (>20 km) als vertretbar.

4. Interpretation

Als Ausgangspunkt für die Interpretation wurde die „stark“ kohärenzgefilterte Stapelsektion (Abb. 2 und Abb. 4, links) herangezogen. Nach dem Erscheinungsbild dieser Sektion lässt sich die Erdkruste allgemein in eine mehr oder weniger seismisch transparente Oberkruste (≤ 18 km ± 1 km) und eine äußerst reflektive Unterkruste unterteilen. Im Nordteil des Profils belegen ausgeprägte Reflexionen zwischen 10 s und 11 s eine reflexionsseismisch gut ausgebildete Mohorovičić-Diskontinuität. Neben diesen kohärenten Reflexionen großer Amplitude im Bereich der „Moho“ weist speziell die lamellenförmige Reflexionscharakteristik der Unterkruste auf eine in geologisch junger Zeit gedehnten Erdkruste hin.

4.1 Oberkruste

Eine eindeutige Interpretation über den lithologisch-tektonischen Aufbau der Oberkruste erweist sich aufgrund der geringen Untergrundüberdeckung und aufgrund des fehlenden Anschlusses des Profils an eine Tiefbohrung als schwierig. In der Oberkruste zeichnen sich einige interessante Strukturen ab, für deren Interpretation es jedoch mehrere alternative Möglichkeiten gibt.

Im obersten Krustenbereich finden sich – speziell zwischen CMP 1150 und 1350, 1450 und 1550 (Lage der CMP's siehe Abb. 3) – bis zu einer Laufzeit von rund 1000 ms bis 1200 ms (~ 2700 m bis 3300 m unter Adria-Null) flach liegende Reflexionselemente (Bereich A in Abb. 4). Diese Reflexionen deuten auf eine reflexionsseismisch ausgebildete interne Strukturierung der an der Oberfläche aufgeschlossenen penninischen Einheit (Serpentine, Grünschiefer, Metagabbros und Metasedimente) hin. Nach PAHR (1980) und KOLLER (1985) sollte diese eine Mächtigkeit von mindestens 2500 m aufweisen. Es wäre daher naheliegend die Unterkante dieser flach liegenden Reflexionen mit einer Art „Basis“ des Penninikums gleichzusetzen.

Nach den Modellen von FRISCH et al. (2000) und von HORVÁTH (1993), TARI & HORVÁTH (1995) und TARI (1996) über die miozäne Extension in den Ostalpen sollte im zentralen Bereich des metamorphen Kernkomplexes das Penninikum jedoch zumindest bis in die tiefere Oberkruste reichen. In der Stapelsektion zeigen sich unterhalb der zuvor erwähnten flach liegenden Reflexionen zwei schmale Bänder (B und C, Abb. 4) sporadisch auftretender subparalleler Reflexionen, die aufgrund der Reflexionscharakteristik und aufgrund des sich aufdomnenden Verlaufs mit penninischen Einheiten in Zusammenhang gebracht werden könnten. Das unterste Reflexionsband (C in Abb. 4) fällt im südlichen Teil des Profils mit rund 20° ein und reicht im Norden des Profils bis rund 2300 ms (~ 6800 m). Mit einem ähnlich großen Winkel einfallende, jedoch weit stärker ausgeprägtere Reflexionen wurden im Profil der Nordoststeiermark als Basis des Penninikums gedeutet (GRASSL, 1999). Verlängert man diesen Horizont sich leicht verflachend in Richtung RE-2001, dann sollte dieser in einem ähnlichen Tiefenbereich (um rund 1800 ms) zu liegen kommen. In der Abb. 4 wurde

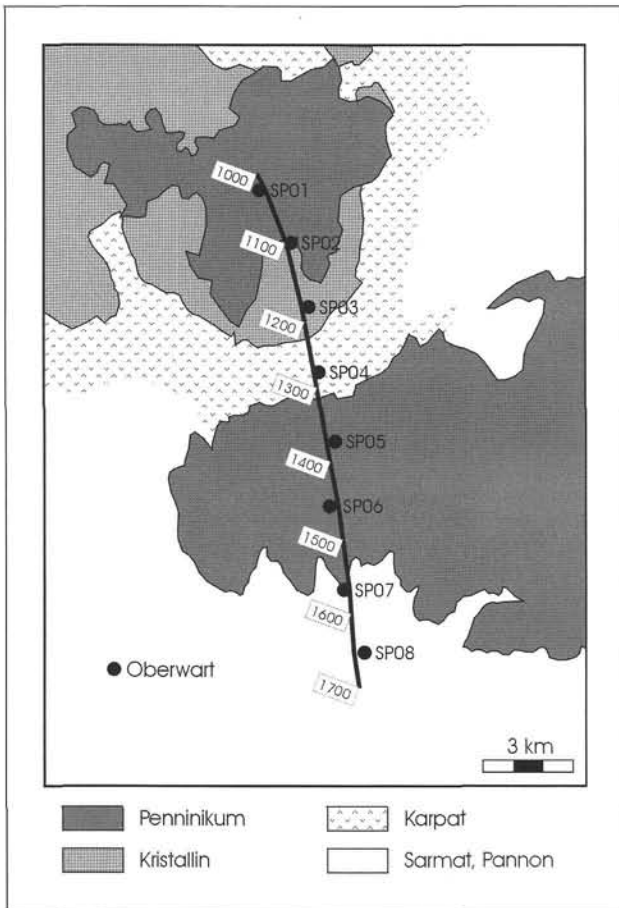


Abb. 3
Verlauf des Bezugsprofils RE-2001 (CMP 1000 bis 1700) und Lage der Sprengpunkte (SP01 bis SP08) in einer vereinfachten geologischen Übersicht basierend auf PASCHER et al. (1999). Das N-S verlaufende Profil erstreckt sich über die penninischen Fenster von Bernstein im Norden und Rechnitz-Köszeg im Süden, die durch Einheiten von Hüll- und Wechselschiefer und durch die Sinnersdorfer Formation („Blockschotter“ in lehmiger Grundmasse, Karpat) getrennt sind. Entlang des Profils gliedert sich das Penninikum in Einheiten aus Serpentin, Grünschiefer, Phyllit, Quarzpyllit und Sericitkalkschiefer.

daher die Basis des Penninikums an der Unterkante des unteren Bandes sporadisch auftretender subparalleler Reflexionen (Band C in Abb. 4) als eine der möglichen Varianten eingezeichnet.

TARI & HORVÁTH (1995) und TARI (1996) bzw. PREY (1980) nehmen in ihren Modellen an, dass sich unterhalb des Penninikums das Kristallin der Böhmisches Masse, autochthones europäisches Mesozoikum, Helvetikum und Flysch bzw. Zentralgneis befindet. Reflexionsseismisch sollte das Vorhandensein von autochthonem Mesozoikum, Helvetikum und Flysch bzw. von einem Zentralgneisäquivalent sich als ein rund 500 ms (~1500 m) mächtiges Band erhöhter Reflexionshäufigkeit (vergleiche etwa die Mächtigkeit von autochthonem Mesozoikum, Helvetikum und Flysch in den Tiefbohrungen nördlich bis nordwestlich des Profils, z. B.: HAMILTON et al., 2000) bzw. sich als eine reflexionsarme Zone abzeichnen. Nach dem reflexionsseismischen Erscheinungsbild wäre somit ein Vorhandensein von autochthonem Mesozoikum, Helvetikum und Flysch (Band C) oder von Zentralgneis (Bereich zwischen Band C und B) nicht gänzlich

auszuschließen. Die Basis des Penninikums könnte somit auch mit der Unterkante des Bandes B zusammenfallen.

Eine weitere alternative Interpretationsmöglichkeit stützt sich auf die Ergebnisse von Tiefbohrungen und auf die Annahme eines bis zum nördlichen Profilabschnitt gleichbleibenden südostgerichteten Einfallens des Kristallin der Böhmisches Masse. Die vom nördlichen Profilende in Richtung NNW rund 55 km entfernte Tiefbohrung Berndorf 1 stieß in rund 6000 m auf das autochthone kristalline „basement“ der Böhmisches Masse (WESSELY 1983, 1987, 1988). Weiters wurde die in nordwestlicher Richtung rund 85 km entfernte Bohrung Mitterbach in einer Tiefe von 3100 m im Flysch beendet (TOLLMANN, 1985). Da die Flyschdecke bei dieser Bohrung bereits bei etwa 2500 m erreicht wurde, kann man annehmen, dass hier das Kristallin nicht tiefer als etwa 4000 m zu erwarten gewesen wäre. Schließlich erreichte die ebenfalls in nordwestlicher Richtung rund 100 km entfernte Tiefbohrung Urmannsau in rund 3000 m die Böhmisches Masse. Nimmt man einen gleichbleibenden Einfallswinkel des europäischen Vorlandes an und projiziert das Einfallen in Richtung des Profils, so sollte die Oberkante des europäischen Kristallin im nördlichen Profilabschnitt in einem Tiefenbereich zwischen 11 km und 13 km liegen und somit mit der Unterkante des Bereichs vermehrter, flach liegender Reflexionen zusammenfallen (Bereich D).

4.2 Unterkruste

Basierend auf Modellrechnungen, thermo-rheologischen Modellen und vergleichenden Untersuchungen wird eine, wie in der aktuellen Tiefenreflexionsseismik vorliegende, lamellenförmige Reflexionscharakteristik der Unterkruste allgemein als typisches Kennzeichen von Extensionsgebieten gesehen (z. B.: ALLMENDINGER et al., 1987; MCCARTHY & THOMPSON, 1988; MEISSNER, 1989, 1996, 1999; BROWN, 1991; REY, 1993). Obwohl auch einige Beispiele gegen die Eindeutigkeit dieses Zusammenhangs sprechen (z. B.: CLOWES et al., 1996), geht man allgemein davon aus, dass dichtgepackte subhorizontale Reflexionen aus dem plastischen Unterkrustenbereich von einer, durch Extensions- bzw. Fließvorgänge verursachten, subhorizontalen Lagerung (z. B.: WENZEL et al., 1987; GOODWIN & THOMPSON, 1988; PARSONS et al., 1992), speziellen Mineralausrichtung (z. B.: RABELL et al., 1998; POHL et al., 1999) oder kleinräumigen fraktalen Impedanzverteilung (z. B.: HOLLIGER et al., 1994; LEVANDER et al., 1994) erzeugt werden.

In einer allgemein reflektiven Unterkruste können sich auch reflexionsarme Zonen zeigen (z. B.: KLEMPERER, 1988; MEISSNER & BORTFELD, 1990; SADOWIAK et al., 1991). Nach EISBACHER et al. (1989) lassen solche Zonen auf mafische Intrusionen schließen. MEISSNER (1999) führt die Reflexionsarmut im Unterkrustenbereich entlang der 370 km langen DEKORP Linie über das Norddeutsche Becken mit einer zugleich erhöhten refraktionsseismischen Unterkrustengeschwindigkeit auf eine „heisse“ homogene mafische Unterkruste zurück. Demgegenüber wurden reflexionsarme Unterkrustenzonen in den BIRPS-Tiefenreflexionsseismiken Großbritanniens von RESTON (1988, 1990) als gering deformierte Krustenteile, die durch zueinander konjugierten Scherzonen begrenzt werden, gedeutet. MEISSNER und KUSZNIR (1987) hingegen stützen die Deutung solcher Zonen auf idealisierte Viskositäts-Tiefenverläufe. In der Abb. 4 wurden reflexionsseismisch transparente Zonen der Unter-

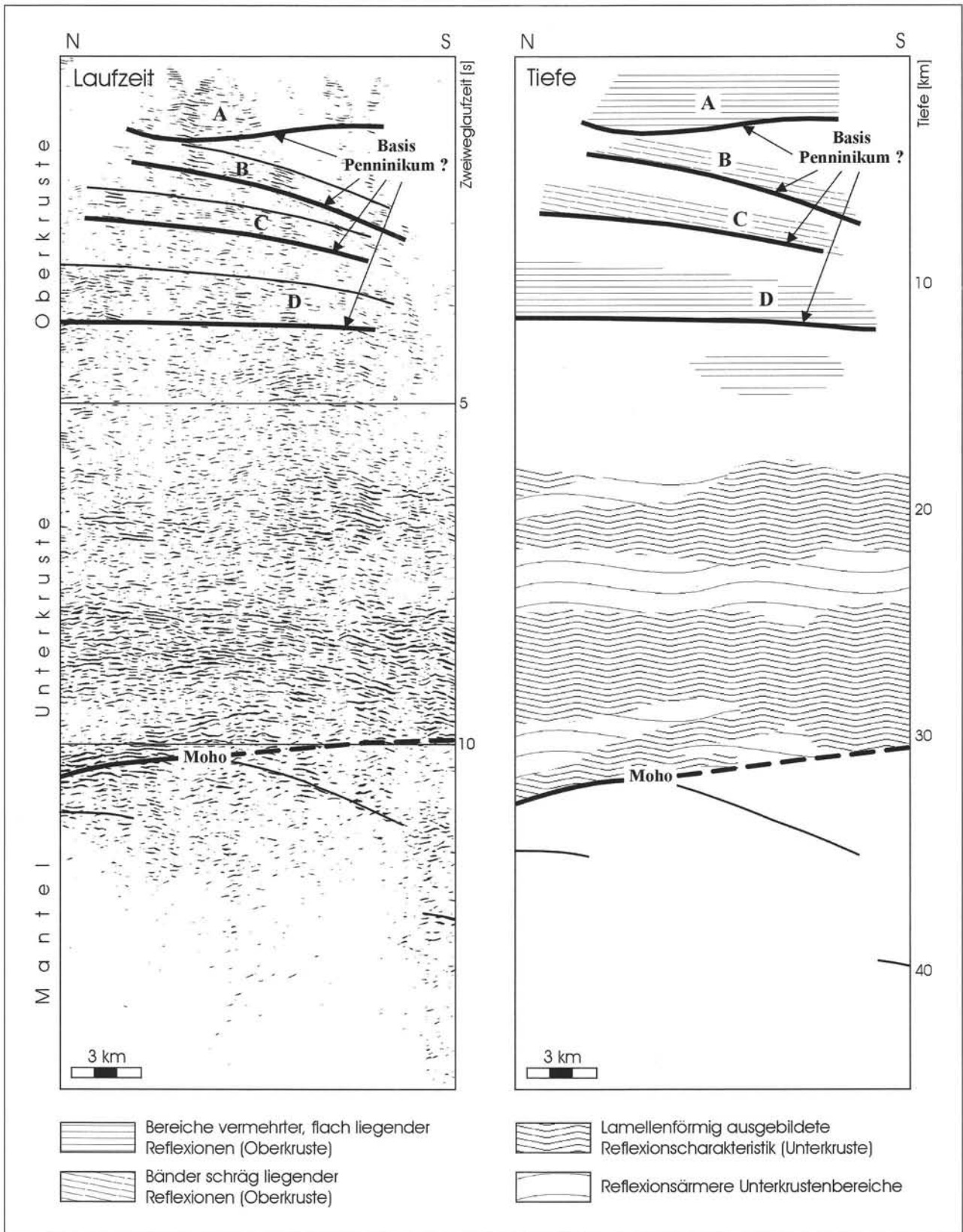


Abb. 4
 Automatische Linienzeichnung der seismischen Stapelsektion (links) und Interpretation der tiefengewandelten Sektion (rechts). Bezugsniveau = Adria-Null, $H : V = 100 : 100$. Als eine mögliche Basis des Penninikums werden im Text die Unterkanten der Bereiche vermehrter, flach liegender Reflexionen (A und D) und der Bänder subparalleler, schräg liegender Reflexionen (B und C) diskutiert. Im Tiefenbereich des Erdmantels vorliegende Strukturen wurden zwar eingezeichnet, müssen jedoch nicht unmittelbar auf Mantelreflexionen zurückgeführt werden.

kruste zwar hervorgehoben, aufgrund der Kürze des Profils jedoch nicht näher interpretiert.

4.3 Mohorovičić-Diskontinuität

Im nördlichen Teil von RE-2001 zeichnet sich die Grenze zwischen der Unterkruste und dem Erdmantel reflexionsseismisch deutlich durch ausgeprägte Unterkrustenreflexionen großer Amplitude ab. Die „Moho“ kann hier bei rund 10,4 s Zweiweglaufzeit festgelegt werden. Dies entspricht basierend auf dem verwendeten Geschwindigkeitsmodell einer Tiefe von 33 km \pm 1,5. Die Krustengrenze steigt in Profilrichtung bis etwa zur Mitte zwischen den penninischen Fenstern von Bernstein und Rechnitz-Köszeg auf rund 10,2 s (32 km \pm 1,5) an. In weiterer Folge lässt sich der genaue Verlauf der Krustengrenze aufgrund des Fehlens ausgeprägter Reflexionen schwer bestimmen. Im südlichsten Profilabschnitt legt jedoch ein typisches Abklingen der Unterkrustenreflexionen eine Positionierung der „Moho“ bei rund 9,9 s (30,5 km \pm 1,5) nahe. In Übereinstimmung dazu zeigt sich nach Ergebnissen von WEBER et al. (1995, 1996) die Erdkrusten-Mantelgrenze unmittelbar südlich des Profils bei rund 10,0 s.

4.4 Subkrustale Lithosphäre

Der Erdmantel erscheint in der überwiegenden Zahl der Reflexionsseismiken im Steilwinkelbereich als seismisch reflexionsleer. Die bekannteste Ausnahme stellt der „Flannan-Reflektor“ im Nordwesten von Schottland dar, der sich als flach einfallende Struktur über mehr als 100 km bis in eine Tiefe von rund 60 km deutlich verfolgen lässt (z. B.: CHADWICK & PHARAOH, 1998). In Ungarn wies POSGAY et al. (1981, 1990) bereits Anfang der 80er-Jahre auf Mantelreflexionen hin, die international jedoch noch lange Zeit umstritten blieben. In den letzten Jahren konnten vermehrt Mantelreflexionen nachgewiesen werden (STEER et al., 1998). Im vorliegenden Profil erscheint der Erdmantel als seismisch transparent. In der Abb. 4 wurden zwar einige im Tiefenbereich des Erdmantels vorliegende Strukturen eingezeichnet, diese müssen jedoch nicht zwingend auf Mantelreflexionen zurückgeführt werden und sollten aufgrund der Kürze des Profils nicht überinterpretiert werden.

5. Dank

Die vorliegende Arbeit ist Teil eines Forschungsprojektes der Kommission für Geophysikalische Forschungen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, der für die Finanzierung des Projektes gedankt wird. Weiters möchten sich die Autoren sehr herzlich beim Geophysikalischen Instrumenten Pool Potsdam für die Leihgabe von seismischer Gerätschaft, bei Univ.-Prof. Dr. R. SCHMÖLLER, Dipl.-Ing. Dr. Ch. SCHMID und Ing. F. LICHTENEGGER (Institut für Angewandte Geophysik, JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH), Univ.-Prof. Dr. K. MILLAHN, Ing. J. ATZMÜLLER und F. PUSTERWALLNER (Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben) für die logistische Unterstützung und die professionelle Durchführung der Feldmessungen, bei Dipl.-Ing. G. K. WALACH und Mag. Sonja HÖLL (Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben) für die gravimetrische bzw. geodätische Vermessung des Profils, bei Univ.-Prof. Dr. R. SCHMÖLLER und Dipl.-Geophys. S. HOCK (Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben) für die Durchführung der refraktionsseismischen Messungen, beim seismischen Feldtrupp für deren Einsatz bei den Feldmessungen und nicht zuletzt bei Univ.-Prof. Dr. K. MILLAHN für die Nutzung des seismischen Bearbeitungspaketes ProMAX bedanken.

Literatur

- ALLMENDINGER, R. W., NELSON, K. D., POTTER, C. J., BARAZANGI, M., BROWN, L. D. & OLIVER, J. E., 1987: Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. – *Geology*, **15**, 304-310.
- ALVAREZ-MARRÓN, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., DANOBEITIA, J. J., PULGAR, J. A., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., MARCOS, A., BASTIDA, F., AYARZA ARRIBAS, P., ALLER, J., GALLART, A., GONZALEZ-LODEIRO, F., BANDA, E., COMAS, M. C. & CÓRDOBA, D., 1996: Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. – *Tectonophysics*, **264**, 153-174.
- ARIC, K., 1981: Deutung krustenseismischer und seismologischer Ergebnisse im Zusammenhang mit der Tektonik des Alpenostandes. – *Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, 190/8-10, 235-312.
- ARIC, K. & GUTDEUTSCH, R., 1981: Seismotectonic and Refraction Seismic Investigations in the Border Region between the Eastern Alps and the Pannonian Basin. – *PAGEOPH*, **119**, 1125-1133.
- BECK-MANNAGETTA, P. & BRAUMÜLLER, E., 1986: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich mit tektonischer Gliederung. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BEZDAN, S. & HAJNAL, Z., 1996: Coincident vibroseis and dynamite surveys across the western flank of the Trans-Hudson Orogen. – *Tectonophysics*, **264**, 101-109.
- BOYD, N. K. & SMITHSON, S. B., 1994: Seismic profiling of Archean crust: crustal structure in the Morton block, Minnesota River Valley subprovince. – *Tectonophysics*, **232**, 211-224.
- BROWN, L. D., 1991: A new map of crustal 'terranes' in the United States from COCORP deep seismic reflection profiling. – *Geophys. J. Int.*, **105**, 3-13.
- BRUN, J. P., WENZEL, F. & ECORS-DEKORP TEAM, 1991: Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. – *Geology*, **19**, 758-762.
- CHADWICK, R. A. & PHARAOH, T. C., 1998: The seismic reflection Moho beneath the United Kingdom and adjacent areas. – *Tectonophysics*, **299**, 255-279.
- CHRISTENSEN, N. I., 1989: Reflectivity and Seismic Properties of the Deep Continental Crust. – *J. Geophys. Res.*, **94**, 17793-17804.
- CHRISTENSEN, N. I. & MOONEY, W. D., 1995: Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. – *J. Geophys. Res.*, **100**, 9761-9788.
- CLOWES, R. M., CALVERT, A. J., EATON, D. W., HAJNAL, Z., HALL, J. & ROSS, G. M., 1996: LITHOPROBE reflection studies of Archean and Proterozoic crust in Canada. – *Tectonophysics*, **264**, 65-88.
- EISBACHER, G. H., LÜSCHEN, E. & WICKERT, F., 1989: Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, central Europe. – *Tectonics*, **8**, 1-21.
- FRISCH, W., DUNKL, I. & KUHLEMANN, J., 2000: Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, **327**, 239-265.
- FRUHWIRTH, R., GRASSL, H., MILLAHN, K., SCHMID, CH., SCHMÖLLER, R. & WEBER, F., 2001: Ergebnisse der tiefenreflexionsseismischen Lithosphärenforschung in Österreich. – In: HAMMERL, CH., LENHARDT, W., STEINACKER, R. & STEINHAUSER, P. (eds.): Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik 1851-2001, 150 Jahre Meteorologie und Geophysik in Österreich. – 540-557, Graz (Leykam).
- GOLEBY, B. R., DRUMMOND, B. J., KORSCH, R. J., WILLCOX, B., O'BRIEN, G. W. & WAKE-DYSTER, K. D., 1994: Review of recent results from continental deep seismic profiling in Australia. – *Tectonophysics*, **232**, 1-12.
- GOODWIN, E. B. & THOMPSON, G. A., 1988: The seismically reflective crust beneath highly extended terranes: Evidence for its origin in extension. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 1616-1626.
- GRASSL, H., 1999: NESTMK – Ein Tiefenseismikprofil in der Nordoststeiermark. – Dissertation, Montanuniversität Leoben, 215 S.

- HAJNAL, Z., REILKOFF, B., POSGAY, K., HEGEDUS, E., TAKACS, E., ASUDEH, I., MUELLER, ST., ANSORGE, J. & DE IACO, R., 1996: Crustal-scale extension in the central Pannonian basin. – *Tectonophysics*, **264**, 191-204.
- HAMILTON, W., WAGNER, L. & WESSELY, G., 2000: Oil and Gas in Austria. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (eds.): *Aspects of Geology in Austria*. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92** (1999), 235-262.
- HOLLIGER, K., LEVANDER, A., CARBONELL, R. & HOBBS, R., 1994: Some attributes of wavefields scattered from Ivrea-type lower crust. – *Tectonophysics*, **232**, 267-279.
- HORVÁTH, F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. – *Tectonophysics*, **226**, 333-357.
- KLEMPERER, S., 1988: Crustal thinning and nature of extension in the northern North Sea from deep seismic reflection profiling. – *Tectonics*, **7**, 803-821.
- KNAPP, J. H., DIACONESCU, C. C., BADER, M. A., SOKOLOV, V. B., KASHUBIN, S. N. & RYBALKA, A. V., 1998: Seismic reflection fabrics of continental collision and post-orogenic extension in the Middle Urals, central Russia. – *Tectonophysics*, **288**, 115-126.
- KOLLER, F., 1985: Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 83-150.
- KRAWCZYK, C. M., STILLER, M. & DEKORP-BASIN RESEARCH GROUP, 1999: Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. – *Tectonophysics*, **314**, 241-253.
- LEVANDER, A., HOBBS, R. W., SMITH, S. K., ENGLAND, R. W., SNYDER, D. B. & HOLLIGER, K., 1994: The crust as a heterogeneous „optical“ medium, or „crocodiles in the mist“. – *Tectonophysics*, **232**, 281-297.
- LEVATO, L., PRUNIAUX, B., BURRI, M., ESCHER, A., OLIVIER, R., SELLA-MI, S. & WAGNER, J.-J., 1993: Processing and preliminary results of NFP/NRP20 seismic reflection profiles from the Western Swiss Alps. – *Tectonophysics*, **219**, 93-107.
- LÜSCHEN, E., WENZEL, F., SANDMEIER, K.-J., MENGES, D., RÜHL, TH., JANOTH, W., KELLER, F., SÖLLNER, W., THOMAS, R., KROHE, A., STENGER, R., FUCHS, K., WILHELM, H. & EISBACHER, G., 1987: Near-vertical and wide-angle seismic surveys in the Black Forest, SW Germany. – *J. Geophys.*, **62**, 1-30.
- LÜSCHEN, E., NOLTE, B. & FUCHS, K., 1990: Shear-wave evidence for an anisotropic lower crust beneath the Black Forest, southwest Germany. – *Tectonophysics*, **173**, 483-493.
- MCCARTHY, J. & THOMPSON, G. A., 1988: Seismic imaging of extended crust with emphasis on the western United States. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 1361-1374.
- MEISSNER, R. & KUSZNIER, N. J., 1987: Crustal viscosity and the reflectivity of the lower crust. – *Ann. Geophys.*, **5B**, 365-374.
- MEISSNER, R., 1989: Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust. – *Terra Nova*, **1**, 17-28.
- MEISSNER, R. & BORTFELD, R. K. (eds.), 1990: *The DEKORP Atlas*. – 19 pp., 80 seismic sections, Berlin (Springer).
- MEISSNER, R., 1996: Faults and folds, fact and fiction. – *Tectonophysics*, **264**, 279-293.
- MEISSNER, R., 1999: Terrane accumulation and collapse in central Europe: seismic and rheological constraints. – *Tectonophysics*, **305**, 93-107.
- PAHR, A., 1980: Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – 320-326, Wien (Springer).
- PARSONS, T., HOWIE, J. M. & THOMPSON, G. A., 1992: Seismic constraints on the nature of lower crustal reflectors beneath the extending southern transition zone of the Colorado Plateau, Arizona. – *J. Geophys. Res.*, **97**, 12391-12407.
- PASCHER, G. A., HERRMANN, P., MANDL, G. W., MATURA, A., NOWOTNY, A., PAHR, A. & SCHNABEL, W., 1999: Geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000. – In: SCHÖNLAUB, H. P. (ed.): *Geologie der Österreichischen Bundesländer, Burgenland*. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, ST. & STECK, A. (eds.), 1997: *Deep Structure of the Swiss Alps: results of NRP 20*. – 380 pp., Basel (Birkhäuser).
- POHL, M., WENZEL, F., WEISS, T., SIEGSMUND, S., BOHLEN, T. & RABEL, W., 1999: Realistic Models of Anisotropic Laminated Lower Crust. – *Pure appl. geophys.*, **156**, 139-155.
- POSGAY, K., ALBU, I., PETROVIC, I. & RÄNER, G., 1981: Character of the earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary. – *Earth Evolution Sciences*, **3-4**, 272-279.
- POSGAY, K., ALBU, I., RÄNER, G. & VARGA, G., 1986: Characteristics of the reflecting layers in the earth's crust and upper mantle in Hungary. – In: BARAZANGI, M. & BROWN, L. (eds.): *Reflection Seismology: A Global Perspective*. – Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser., **13**, 55-65.
- POSGAY, K., HEGEDUS, E. & TIMAR, Z., 1990: The identification of mantle reflections below Hungary from deep seismic profiling. – *Tectonophysics*, **173**, 379-385.
- POSGAY, K., ALBU, I., MAYEROVA, M., NAKLADALOVA, Z., IBRMAJER, I., BLIZKOVSKY, M., ARIC, K. & GUTDEUTSCH, R., 1991: Contour map of the Mohorovicic Discontinuity beneath Central Europe. – *Geophys. Trans.*, **36**, 7-13.
- POSGAY, K., BODOKY, T., HEGEDUS, E., KOVÁCSVÖLGYI, S., LENKEY, L., SZAFIÁN, P., TAKÁCS, E., TIMAR, Z. & VARGA, G., 1995: Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. – *Tectonophysics*, **252**, 467-484.
- POSGAY, K., TAKACS, E., SZALAY, I., BODOKY, T., HEGEDUS, E., KANTOR, J. I., TIMAR, Z., VARGA, G., BERCZI, I., SZALAY, A., NAGY, Z., PAPA, A., HAJNAL, Z., REILKOFF, B., MUELLER, ST., ANSORGE, J., DE IACO, R. & ASUDEH, I., 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. – *Geoph. Trans.*, **40**, 1-44.
- PREY, S., 1980: Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – 79-118, Wien (Springer).
- RABEL, W., 1994: Seismic anisotropy at the Continental Deep Drilling Site (Germany). – *Tectonophysics*, **232**, 329-341.
- RABEL, W. & LÜSCHEN, E., 1996: Shear wave anisotropy of laminated lower crust at the Urach geothermal anomaly. – *Tectonophysics*, **264**, 219-233.
- RABEL, W., SIEGSMUND, S., BOHLEN, T., POHL, M. & WEISS, T., 1998: Shear wave anisotropy of laminated lower crust beneath Urach (SW Germany) – a comparison with exposed lower crustal sections. – *Tectonophysics*, **298**, 337-356.
- RĂILEANU, V., TALOS, D., VARODIN, V. & STIOPLO, D., 1993: Crustal seismic reflection profiling in Romania on the Urziceni – Mizil line. – *Tectonophysics*, **223**, 401-409.
- RĂILEANU, V., DIACONESCU, C. & RĂDULESCU, F., 1994: Characteristics of Romanian lithosphere from deep seismic reflection profiling. – *Tectonophysics*, **239**, 165-185.
- RĂILEANU, V. & DIACONESCU, C. C., 1998: Some seismic signatures in the Romanian crust. – *Tectonophysics*, **288**, 127-136.
- RESTON, T. J., 1988: Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain. – *Tectonics*, **7**, 929-945.
- RESTON, T. J., 1990: Shear in the lower crust during extension: not so pure and simple. – *Tectonophysics*, **173**, 175-183.
- REY, P., 1993: Seismic and tectonometamorphic characters of the lower continental crust in Phanerozoic areas: a consequence of post-thickening extension. – *Tectonics*, **12**, 580-590.
- ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (eds.), 1990: *Deep structure of the Alps*. – *Mém. Soc. géol. France*, 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. Italiana*, **1**, 327 S.

- ROURE, F., BERGERAT, F., DAMOTTE, B., MUGNIER, J.-L. & POLINO, R. (eds.), 1996: The ECORS-CROP Alpine Seismic Traverse. – *Mém. Soc. géol. France*, **170**, 113 S.
- SADOWIAK, P., WEVER, TH. & MEISSNER, R., 1991: Deep seismic reflectivity patterns in specific tectonic units of Western and Central Europe. – *Geophys. J. Int.*, **105**, 45-54.
- SCHMID, S. M. & KISSLING, E., 2000: The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. – *Tectonics*, **19**, 62-85.
- SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E., 1996: Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – *Tectonics*, **15**, 1036-1064.
- STEER, D. N., KNAPP, J. H. & BROWN, L. D., 1998: Super-deep reflection profiling: exploring the continental mantle lid. – *Tectonophysics*, **286**, 111-121.
- TARI, G. & HORVÁTH, F., 1995: Middle Miocene extensional collapse in the Alpine-Pannonian transition zone. – In: HORVÁTH, F., TARI, G. & BOKOR, CS. (eds.): *Extensional Collapse of the Alpine Orogen and Hydrocarbon Prospects in the Basement and Basin Fill of the Western Pannonian Basin*. – *Am. Assoc. Pet. Geol. International Conference and Exhibition, Nice, Guidebook to Fieldtrip No. 6, Hungary*, 75-105.
- TARI, G. C., 1996: Extreme crustal extension in the Rába River extensional corridor. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **41**, 1-17.
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T., 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. – *Geological Society, London, Special Publications*, **156**, 215-250.
- TOLLMANN, A., 1985: *Geologie von Österreich, Bd 2*. – 710 S., Wien (Deuticke).
- TOMEK, Ć., DVOŘÁKOVÁ, L., IBRMAJER, I., JIŘIČEK, R. & KORÁB, T., 1987: Crustal profiles of active continental collision belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. – *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **89**, 383-388.
- TOMEK, Ć., 1993: Deep crustal structure beneath the central and inner West Carpathians. – *Tectonophysics*, **226**, 417-431.
- TOMEK, Ć & HALL, J., 1993: Subducted continental margin imaged in the Carpathians of Czechoslovakia. – *Geology*, **21**, 535-538.
- TRANSALP WORKING GROUP, 2001: European Orogenic Processes Research Transects the Eastern Alps. – *EOS Trans. AGU*, **82**, 453-460.
- TRANSALP WORKING GROUP, 2002: First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps. – *Geoph. Res. Lett.*, **29(10)**, 92.
- VOZÁR, J. & SANTAVY, J. (eds.), 1999: *Atlas of deep reflection seismic profiles of the Western Carpathians and their interpretation*. – 45 pp., 32 plates, *Geol. Surv. Slov. Rep.*, Bratislava.
- WARNER, M., 1987: Migration – why doesn't it work for deep continental data? – *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **89**, 21-26.
- WEBER, F., JANSCHKE, H., MAURITSCH, H., OBERLADSTÄTTER, M., SCHMÖLLER, R. & WALACH, G., 1981: Activities of the Institute of Geophysics of the Mining University Leoben in the International Geodynamic Project. In: *Results of the Austrian Investigations in the International Geodynamics Project 1972-1979*. – *BMWF, Sektion Forschung, Wien*, 35-57.
- WEBER, F., 1990: Zum Stand der reflexionsseismischen Lithosphärenforschung in den Varisziden, Westalpen und Karpaten und deren Aspekte für die ostalpinen Forschungsarbeiten (Herrn Univ.-Prof. Dr. K. METZ zum 80. Geburtstag gewidmet). – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum*, **48**, 3-34.
- WEBER, F., FRUHWIRTH, R.-K. & SCHMÖLLER, R., 1995: Erste Ergebnisse einer tiefenreflexionsseismischen Messung südlich der Rechnitzer Schieferinsel. – *Österr. Akad. d. Wissensch., Anzeiger Abt. I*, **132**, 9-22.
- WEBER, F., SCHMÖLLER, R. & FRUHWIRTH, R.-K., 1996: Results of a deep reflection seismic measurement south of Rechnitz/Burgenland/Austria. – *Geophys. Trans.*, **40**, 79-93.
- WENZEL, F., SANDMEIER, K.-J. & WÄLDE, W., 1987: Properties of the lower crust from modeling refraction and reflection data. – *J. Geophys. Res.*, **92**, 11575-11583.
- WESSELY, G., 1983: Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **76**, 27-68.
- WESSELY, G., 1987: Mesozoic and Tertiary evolution of the Alpine-Carpathian foreland in eastern Austria. – *Tectonophysics*, **137**, 45-59.
- WESSELY, G., 1988: Structure and Development of the Vienna Basin in Austria. – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds.): *The Pannonian Basin – A Study In Basin Evolution*. – *Am. Assoc. Pet. Geol., Mem.*, **45**, 333-346.
- YAN, Q. Z. & MECHIE, J., 1989: A fine structural section through the crust and lower lithosphere along the axial region of the Alps. – *Geophys. J.*, **98**, 465-488.

Manuskript eingegangen am: 26. 04. 2002 ●

Revidierte Version eingegangen am: 28. 02. 2003 ●

Manuskript akzeptiert am: 19. 03. 2003 ●