



Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen im Nordteil des Weststeirischen Tertiärbeckens

Von FRANZ WEBER, RUPERT SCHMÖLLER, RUDOLF K. FRUHWIRTH, GUNTHER HARTMANN*)

Mit 13 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 163, 164, 189, 190

Österreich
Steiermark
Weststeirisches Tertiärbecken
Reflexionsseismik
Geologischer Bau
Hydrogeologie
Kohleologie

Inhalt

Zusammenfassung	165
Abstract	166
1. Einleitung und Problemstellung	166
2. Durchführung der Feldmessungen	166
2.1. Messung 1987	166
2.2. Messung 1989	167
3. Processing und Auswertemethodik	168
3.1. Verfahrensschritte	168
3.2. Spezielle Processingverfahren (Frequenz-Spektralanalyse, Geschwindigkeitsermittlung)	170
3.2.1. Spektralanalyse	170
3.2.2. Geschwindigkeitsanalyse	170
4. Ergebnisse der reflexionsseismischen Profile	173
4.1. Die reflexionsseismische Charakteristik der Profile – Stratigraphische Zuordnung der Leithorizonte	173
5. Strukturelle und lithologische Interpretation	173
5.1. Strukturkarten	173
6. Schlußfolgerungen aus geologischer Sicht	176
6.1. Thermalwassergewinnung	176
6.2. Braunkohle	178
6.3. Tuffe – Bentonite	178
Dank	178
Literatur	178

Zusammenfassung

Aufbauend auf gravimetrische Voruntersuchungen und die geologischen Daten der Tiefbohrung Söding 1 kam im Weststeirischen Tertiärbecken in den Sommermonaten 1987 und 1989 ein kombiniertes seismisch-geoelektrisches Testprogramm zur Ausführung, um Erfahrungswerte für künftige hydrogeologisch, lagerstättenkundlich und umweltorientierte Projekte zu sammeln. Hauptzielrichtung war die Verfolgbarkeit von Tiefenaquiferen durch den Verlauf entsprechender Reflexionshorizonte und die Erkundung des Reliefs und der Tektonik des prätertiären Untergrundes.

Die reflexionsseismischen Daten wurden mit einer am Institut für Angewandte Geophysik entwickelten Software statisch korrigiert und mit dem reflexionsseismischen Programm-Paket DISCO von Cogniseis weiterbearbeitet. Eine eingehende Frequenz- und Geschwindigkeitsanalyse unterstützte die Auswahl der Processing-Parameter.

Drei Leithorizonte konnten innerhalb der aus Mittleren bis Oberen Eibiswalder Schichten des Tertiärs und dem paläozoischen Grundgebirge bestehenden Schichtenabfolge zur Erfassung der Lagerungsverhältnisse herangezogen werden: ein wahrscheinlich auf Kalksandsteine und Konglomeratbänke zurückzuführender Reflexionshorizont mit Laufzeiten zwischen 0,2 und 0,25 Sekunden, ein an verstärktes Auftreten von Sandsteinen und Konglomeraten gebundener Reflexionshorizont bei ca. 0,4 Sekunden Laufzeit und als tiefster Horizont die Tertiärbasis mit Laufzeiten von 0,6 Sekunden im SE bis 0,35 Sekunden im NW.

Das zentrale strukturelle Element der Tertiärbasis ist eine Muldenzone ESE Söding, die wahrscheinlich nach S zu noch tiefer wird. Zwei N–S-streichende, nach W abschiebende Verwerfungen sind in Zusammenhang mit das derzeitige Landschaftsbild prägenden Spornbildungen des Paläozoikums zu sehen. Insbesondere tritt der östliche Bruch als Abgrenzung der Muldenzone vom Paläozoikumsporn des Plabutsch hervor. Die höheren Horizonte besitzen eine analoge Muldenstruktur, allerdings in schwächerer Ausprägung.

*) Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr.Dr.h.c. FRANZ WEBER, Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben; ao. Univ.-Prof. Dr. RUPERT SCHMÖLLER, Dipl.-Ing. Dr. RUDOLF K. FRUHWIRTH, GUNTHER HARTMANN, Joanneum Research, Institut für Angewandte Geophysik, A-8700 Leoben.

Hinsichtlich möglicher Thermalwasserprojekte läßt die Muldenstruktur bei Lieboch Tiefen von 900 m und bei Annahme eines durchschnittlichen Temperaturgradienten Temperaturen von 35°C erwarten. Es kann auch mit Säuerlingen gerechnet werden. Die Kohleführung wird eher ungünstig beurteilt mit Ausnahme etwa einzelner höher gelegener Teilmulden. Die in der Bohrung Söding 1 nachgewiesenen Tufflagen könnten auf mögliche Bentonitvorkommen in Randbereichen des Beckens hinweisen.

Results of Reflection Seismic Measurements in the Northwestern Part of the Western Styrian Basin

Abstract

On the basis of gravimetric explorations and the geological data collected during well drilling Söding 1, a combined seismic geoelectrical prospecting programme was carried out during the summer of 1987 and 1989 in order to obtain some basic information for future hydrogeological, environmental and reservoir exploration projects, the main aim of this programme being the traceability of lower aquifers by following the course of the relevant seismic reflectors as well as the exploration of the relief and the tectonics of the pretertiary basement.

These seismic reflection data were statically corrected using a software package developed by the Institute of Applied Geophysics and treated on a software package by Cogniseis called DISCO. An extensive frequency and velocity analysis helped to choose the processing parameters.

For the collection of the stratification data, the following three key horizons were chosen from the middle to upper Eibiswald layers of the Tertiary and the palaeozoic basement: a seismic reflector probably going back to chalky sandstone and conglomerate banks with a travelttime between 0.2 and 0.25 seconds, a seismic reflector with a dominance of limestone and conglomerates and a travelttime of around 0.4 seconds, and as a ground horizon the tertiary basis with traveltimes reaching from 0.6 seconds in the SE to 0.35 seconds in the NW.

The central structural element of the tertiary basis is a synclinal zone ESE Söding which is probably throwing down to the S. Two faults running from N to S and forming a down-throw to the W have to be seen in connection with palaeozoic promontories characterizing the actual landscape of today. In particular the easterly fault marks the limit between the basin and the palaeozoic promontory of Mt. Plabutsch. The higher horizons show an analogical – although weaker – synclinal structure.

As to possible thermal water projects, the synclinal zone at Lieboch can be expected to reach down to 900 m and supposing an average thermal gradient, temperatures of 35°C are possible. There is also a possibility of carbonate springs. The presence of coal is rather unlikely with the exception of some higher partial basins. The tuff layers detected during well drilling 1 at Söding could be an indication for possible bentonite deposits in the border zones of the basin.

1. Einleitung und Problemstellung

Im Juli des Jahres 1987 und im August 1989 wurde ein geophysikalisches Meßprogramm durchgeführt, dessen Ergebnisse als Grundlage für künftige Projekte auf dem Gebiete der Hydrogeologie, Kohlengologie, Umweltproblematik und Lagerstättenkunde dienen sollten. Es wurden sowohl seismische als auch elektrische Verfahren angewendet, wobei der Schwerpunkt auf reflexionsseismischen Messungen lag. Die Profilplanung erfolgte aufbauend auf die Erkenntnisse bereits abgeschlossener Untersuchungen (Gravimetrie, Magnetik, Oberflächengeologie sowie Bohrergebnisse). Besonders die Gravimetrie war sehr wertvoll, da mit dieser Methode bereits gute Tiefenabschätzungen gemacht werden konnten. In Verbindung mit der Oberflächengeologie und einigen Tiefbohrungen wurde versucht, vom Beckenrand her bekannte Brüche in das Beckeninnere weiterzuverfolgen.

Der methodische Schwerpunkt wurde deshalb auf die Reflexionsseismik gelegt, da nur diese Methode bei der geforderten Tiefeneindringung von ca. 1000 m noch das entsprechende Auflösungsvermögen gewährleistet. Wegen der langen Geophonaufstellungen, der Notwendigkeit von tiefen Schußbohrungen etc., wäre die Refraktionsseismik bereits unökonomisch gewesen. Da eine wichtige Zielvorstellung auf die Auffindung von Tiefenaquiferen ausgerichtet war, sollte der Verlauf von entsprechenden Reflexionshorizonten bis zu deren Auskeilen verfolgt werden.

Ein kohlengologisches Interesse war grundsätzlich gegeben, obwohl die Ergebnisse der Tiefbohrungen Söding, Krottendorf und Pirka in dieser Hinsicht nicht ermutigend waren.

Wegen des Kostenrahmens waren nur 3 reflexionsseismische Profile möglich, wobei Wert auf die Anschlußmes-

sungen an die Tiefbohrung Söding 1 gelegt wurde. Mit Hilfe des detaillierten Bohrprofils der GKB-Bohrung Söding 1 in unmittelbarer Nähe eines reflexionsseismischen Profils sollten dann Aussagen über die Mächtigkeit von Aquiferen und deren Tiefenlage gemacht werden können.

Ein weiteres geologisches Ziel der Arbeiten war die Erkundung des Reliefs des kristallinen Untergrundes und der Tektonik. In weiterer Folge sollten die Messungen einen Beitrag zur Verfeinerung der „Reliefkarte des prätertiären Untergrundes des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle“ (A. KRÖLL, H. FLÜGEL & F. WEBER, 1988) speziell für diesen Untersuchungsraum liefern. Diese Reliefkarte, die weit über das im Rahmen dieser beiden Forschungsprojekte bearbeitete Untersuchungsgebiet hinausgeht, stellt eine wesentliche Grundlage für zukünftige Prospektionsarbeiten auf Tiefenwasser, höher mineralisierte, thermisch nutzbare Wässer sowie bei der Prospektion von mineralischen Rohstoffen dar.

Die geoelektrische Tiefensondierung war nur subsidiär eingeplant, um die Lithologie im oberen Teil des Tertiärs aufzulösen und die praktische Grenze der Eindringtiefe festzulegen.

2. Durchführung der Feldmessungen

2.1. Messung 1987

Wie bereits angedeutet, erfolgte die Planung des reflexionsseismischen Profils aufgrund von gravimetrischen Übersichtsmessungen (G. WALACH, 1983) sowie der „Reliefkarte des prätertiären Untergrundes des Steirischen Beckens“ von A. KRÖLL u.a. Das Profil HI8701 liegt im Tal des Liebochbaches, beginnt NW der Ortschaft Hit-

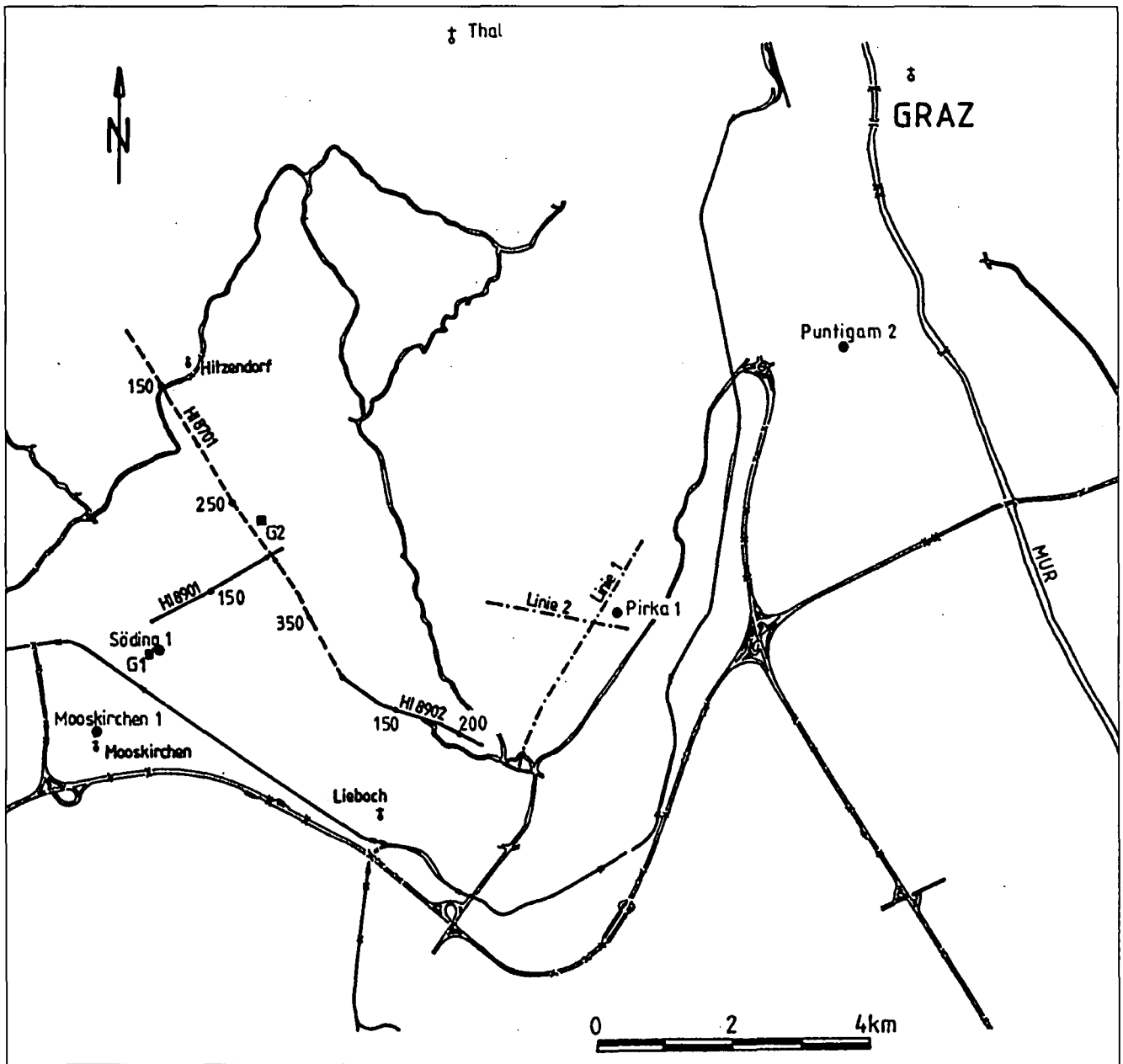


Abb. 1.
Lageplan.

zendorf und hat eine Gesamtlänge von 6 km (siehe Abb. 1, Lageplan).

Testmessungen zur Bestimmung der optimalen Feldparameter wurden im Nordabschnitt des Profiles durchgeführt. Es zeigte sich, daß die Störwellen mit einem Geophonpattern von 40 m (16 Einzelgeophone, Resonanzfrequenz 10 Hz) weitgehend unterdrückt werden können. Um ein optimales Verhältnis von Nutz- und Störsignal zu erhalten, wurde die Länge des Schußpatterns mit 40 m festgelegt. Die Schußtiefe betrug einheitlich ca. 1,0 m, die Lademenge pro Bohrloch 0,1 kg. Sämtliche Schüsse wurden mit Hilfe einer 48-kanäligen digitaleismischen Apparatur, Marke SERCEL, Type 338B, registriert (Recordlänge 3 s, Abtastrate 2 ms, Tiefschnitt bei 12,5 Hz, Hochschnitt bei 125 Hz). Entsprechend einer 12-fachen Untergrundüberdeckung wurde der Geophongruppenabstand mit 200 m, der Schußpunktabstand mit 40 m gewählt. Pro Spur wurden 16 Einzelgeophone ausgelegt. Bei einem Offset (Abstand zwischen Schußpunkt und erster Geophon-

gruppe) ergeben sich somit für die Gesamtlänge einer Auslage $70 \text{ m} \times 2 \times (23 \cdot 20 + 70) = 1060 \text{ m}$. Da für die Ermittlung der statischen Korrekturen aus den Ersteinsätzen durch den Offset ein gewisser Informationsverlust bezüglich der oberflächennahen Schichten gegeben war, wurde alle 200 m eine kurze refraktionsseismische Aufstellung registriert (Geophonabstand 5 m).

2.2. Messung 1989

Kompliziert gestalteten sich die Vorgaben am Ende von Profil HI 8902, der Verbindung des Profiles HI 8701 mit der Linie 1 der Refraktionsseismik Pirka. Während am Ende von Profil HI 8701 das kristalline Grundgebirge noch in Tiefen um 700 m zu erwarten war, waren bei der Refraktionsseismik Pirka bereits in Tiefen von ca. 200 m Refraktorgeschwindigkeiten $> 3000 \text{ m/s}$ festgestellt worden. Bei Profil HI 8902 sollten also einerseits Reflexionshorizonte in einer

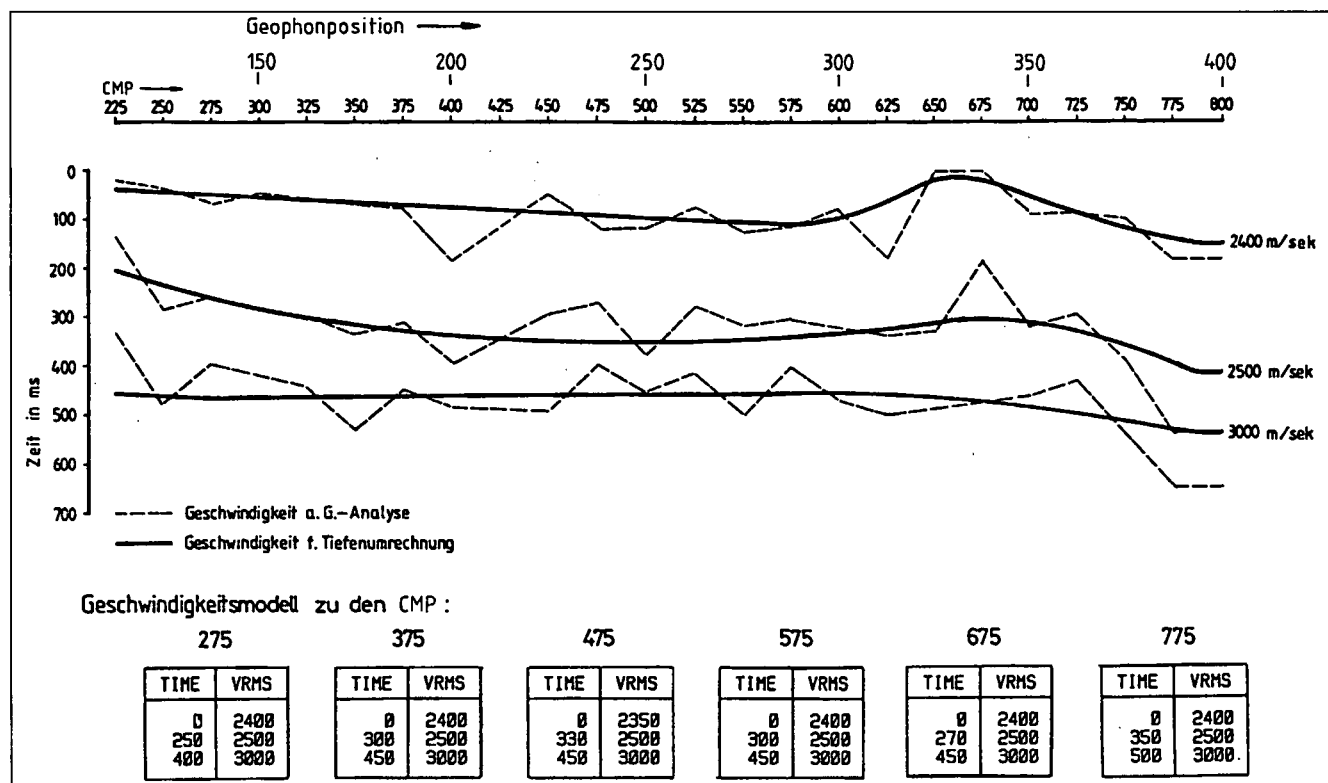


Abb. 2.
Geschwindigkeitsanalyse Profil HI8701.

Tiefe von 700 m, andererseits Horizonte, die nur mehr in Tiefen von wenigen 100 m liegen, gut dargestellt werden können.

Den eigentlichen Feldmessungen ging wieder eine umfangreiche Testphase zur Ermittlung der optimalen Feldgeometrie sowie der für die Schwingungsanregung optimalen Energie voraus. Wie erwartet, war die Energieausbreitung entlang der Profile sehr unterschiedlich. Während in den Tallagen durch die Feinsedimente eine gute Energieausbreitung gegeben war, war auf den Hügeln die Dämpfung infolge der trockenen Sande und Schotter relativ groß. Im Gegensatz zu 1987 wurde auf ein Schußpatern verzichtet. Zwei Bohrlöcher wurden im Abstand von ca. 1 m niedergebracht (Bohrteufe etwa 1,2 m) und mit etwa 0,1 kg Gelatine Donarit besetzt. Um einerseits die infolge von Störwellen bei den schußpunkt-nahen Spuren auftretenden Informationsverluste auszugleichen, andererseits auf die für die statische Korrektur notwendigen Ersteinsätze nicht verzichten zu müssen, wurde nicht, wie üblich, mit symmetrischer Aufstellung (split spread), sondern mit Endaufstellung gearbeitet. Profil HI8901, also das Verbindungsprofil zwischen der Bohrung Söding 1 und HI8701, weist eine Gesamtlänge von 2320 m auf, Profil HI8902 hat eine Gesamtlänge von 2440 m (Abb. 1).

Selbstverständlich wurden bei allen 3 Profilen Lage und Höhe der Geophon- und Schußpunkte geodätisch vermessen.

3. Processing und Auswertemethodik

3.1. Verfahrensschritte

Die Berechnung der statischen Korrekturwerte erfolgte mit Hilfe eines am Institut für Angewandte Geophysik entwickelten Programmpaketes aus den Ersteinsätzen der

Reflexionsseismogramme. Die Felddaten wurden mit dem Programm-Paket DISCO (Digicons Interactive Seismic Computer) auf einem DEC-Rechner der Type VAX-750 weiterbearbeitet. Dabei wurde nach folgendem Schema vorgegangen:

- ◇ Feldbandkontrolle
- ◇ Demultiplexen der Felddaten
- ◇ Editieren fehlerhafter Spuren
- ◇ Geometrie
- ◇ Erstellen wahrer Amplituden
- ◇ Grundstatische Korrektur
- ◇ Dekonvolution
- ◇ Muten der Ersteinsätze
- ◇ Geschwindigkeitsanalyse
- ◇ Dynamische Korrektur
- ◇ Reststatische Korrektur
- ◇ Stapeln
- ◇ Filterung

Die Feldbandkontrolle besteht im wesentlichen aus einer Prüfung der Daten auf Vollständigkeit sowie Paritätsfehler. Insgesamt wurden für die drei Profile 6 Feldbänder kontrolliert, demultiplext und auf Festplatte gespeichert. Unter demultiplexen versteht man ein Umorganisieren der Daten von der aus aufnahmetechnischen Gründen notwendigen Zeilenstruktur in eine aus verarbeitungstechnischen Gründen notwendige Spaltenstruktur (Zeitreihen). Daraufhin wurden die Felddaten auf einem Matrixdrucker dargestellt und anhand dieser Abspielung ein Editschema erstellt, um fehlerhafte Spuren bzw. Spikes zu eliminieren.

Der nächste Schritt bestand in der Integration der Geometriedaten, die Informationen verschiedenster Art wie z.B. Geophongruppenabstand, Schußlokation, Position der registrierenden Geophone relativ zum Schußpunkt etc., sowie des Nivellements und der statischen

Abb. 3.
 Spektralanalyse des Profils
 HI8701 CMP 420-430.

MEAN SPECTRAL ANALYSIS

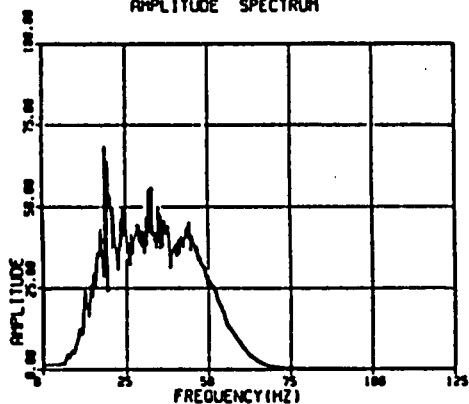
GATE 0-1500

CMP 420 SEONO 1

TO

CMP 430 SEONO 1

AMPLITUDE SPECTRUM



a)

MEAN SPECTRAL ANALYSIS

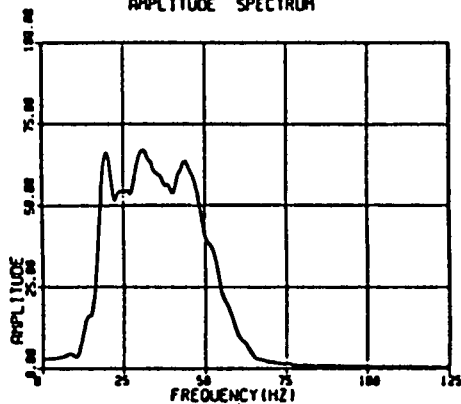
GATE 0-300

CMP 420 SEONO 1

TO

CMP 430 SEONO 1

AMPLITUDE SPECTRUM



b)

MEAN SPECTRAL ANALYSIS

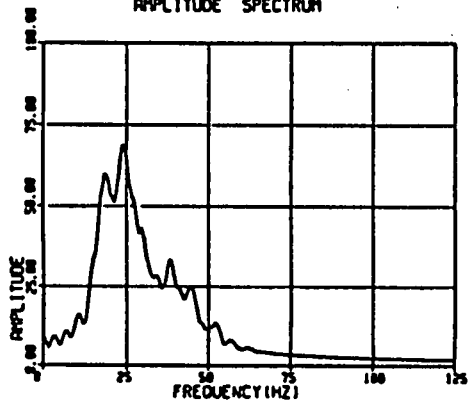
GATE 300-600

CMP 420 SEONO 1

TO

CMP 430 SEONO 1

AMPLITUDE SPECTRUM



c)

MEAN SPECTRAL ANALYSIS

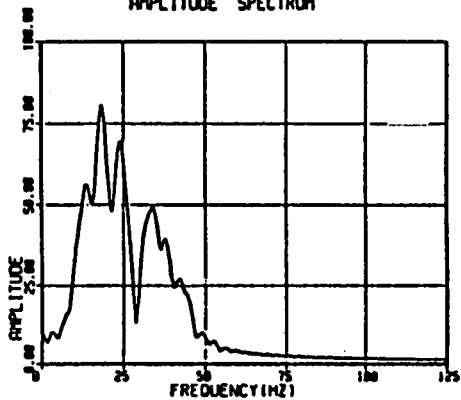
GATE 600-900

CMP 420 SEONO 1

TO

CMP 430 SEONO 1

AMPLITUDE SPECTRUM



d)

MEAN SPECTRAL ANALYSIS

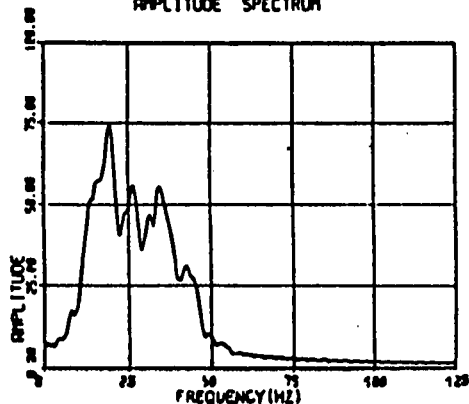
GATE 900-1200

CMP 420 SEONO 1

TO

CMP 430 SEONO 1

AMPLITUDE SPECTRUM



e)

MEAN SPECTRAL ANALYSIS

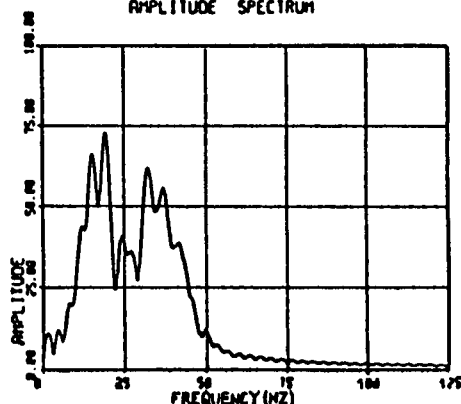
GATE 1200-1500

CMP 420 SEONO 1

TO

CMP 430 SEONO 1

AMPLITUDE SPECTRUM



f)

Korrekturen beinhalten. Die Geometriedaten sind für die Umsortierung der Daten von Systemen gleicher Schußpunkte (CDP = Common Depthpoint) zu gemeinsamen Mittelpunkten (CMP - gather, CMP = Common Midpoint) ausschlaggebend.

Die Wiederherstellung der wahren Amplitude erfolgte mittels sphärischer Divergenzkorrektur und der Berücksichtigung des zeitlichen Verlaufes der Verstärkung. Durch diesen Schritt wird der mit der Laufzeit zunehmende Energieverlust der aufgenommenen Information, hervorgerufen durch die sphärische Ausbreitung der seismischen Wellen und deren Dämpfung durch den Untergrund, korrigiert. Die grundstatistischen Korrekturen dienen einem Ausgleich topographischer Unebenheiten und der Elimination lateraler Geschwindigkeitsinhomogenitäten, vor allem in seichten, unkonsolidierten Schichten. Die darauf folgende Dekonvolution kann im weiteren Sinn als inverse Filterung betrachtet werden und dient der Rückführung einer Schwingungsabfolge in ein für die weitere Interpretation brauchbares und gut lesbares Seismogramm. Im konkreten Fall wurde für alle Profile eine sogenannte Spike-Dekonvolution durchgeführt. Die optimalen Dekonvolutionsparameter wurden durch Tests ermittelt.

Beim nächsten Schritt wurden die Ersteinsätze gemutet (diese sind für eine Refraktionsauswertung von Nutzen, bei der Reflexionsauswertung aber zu eliminieren) und die Daten von Schußordnung auf CMP-Ordnung umsortiert.

Die seismischen Geschwindigkeiten wurden an mehreren Positionen des jeweiligen Profiles durch eine Constant Velocity Analysis (CVA) ermittelt. Die so erhaltenen Geschwindigkeitsmodelle wurden für die dynamische Korrektur der Daten herangezogen.

Im Anschluß daran wurden die Daten gestapelt und eine sogenannte Rohstapelung (brute stack) erstellt. Anhand dieses brute stacks wurden die Parameter für die automatische Berechnung der reststatistischen Korrekturwerte festgelegt. Nach deren Berechnung und Anwendung wurden erneut Stapelsektionen erstellt. Nach digitaler Filterung dieser Sektion wurde letztendlich die finale Stapelung durchgeführt und geplottet (Abb. 5, 7, 9).

3.2. Spezielle Processingverfahren (Frequenz-Spektralanalyse, Geschwindigkeitsermittlung)

3.2.1. Spektralanalyse

Die Reflexionsfrequenz geht primär vom seismischen Impuls aus, unterliegt aber einer frequenzabhängigen Dämpfung durch die Gesteine, sodaß mit zunehmender Laufzeit tiefe Frequenzen dominieren. Sie wird jedoch auch von anderen Faktoren beeinflusst: vertikale und laterale Änderung der Lithologie, Teufenintervall zwischen den Reflektoren, Wassergehalt etc. Grundsätzlich ist im Hinblick auf ein gutes Auflösungsvermögen eine möglichst hohe Reflexionsfrequenz anzustreben.

Abb. 3 zeigt die Amplitudenspektren des Profiles HI8701 als Funktion der Zweiweg-Laufzeit. Es wird dabei das mittlere Frequenzspektrum aller beteiligten CMP's (420-430) dargestellt, wobei die Spektralwerte auf 100 % genormt wurden. Abb. 3a stellt das mittlere genormte Amplitudenspektrum von 0-1500 ms dar. Man sieht, daß von ca. 20-45 Hz die Spektralanteile ziemlich gleichmäßig vorhanden sind. Abbildung 3b zeigt das Amplitudenspektrum der ersten 300 ms. Man sieht, daß die Signalanteile noch gleichmäßig von 20-45 Hz verteilt sind. In Abb. 3c

kristallisiert sich ein Amplitudenmaximum bei ca. 25 Hz heraus, da die höheren Frequenzen stärker gedämpft sind als die niederen, was auf die Tiefpaßwirkung der Erde zurückzuführen ist. Betrachtet man die Abb. 3d-3f, ist deutlich eine Verschiebung des Maximums nach links (niedrigerer Frequenz) zu erkennen. Das Amplitudenmaximum von ca. 30-35 Hz in Abbildung 6f ist auf hochfrequente Störsignale zurückzuführen.

Jedenfalls ist die erwartete Abnahme der Reflexionsfrequenz als Funktion der Reflexionszeit nicht gleichmäßig und kontinuierlich zu erkennen. Es ist jedoch beim derzeit vorhandenen Datenmaterial noch nicht statthaft, diesen Abweichungen von einem allgemeinen Trend größere Bedeutung, etwa im Hinblick auf Zusammenhänge mit der Lithologie, beizumessen. Als erste Aussage läßt sich festhalten, daß die Abnahme der Frequenzen von anfangs ca. 35 Hz bereits bei Laufzeiten von 0,35-0,4 s auf Werte von 20 Hz erfolgt und dann anscheinend konstant bleibt. Eine statistische Analyse bestätigt im wesentlichen die qualitativen Ergebnisse. Von allen möglichen Funktionstypen paßt eine logarithmische Funktion am besten (Abb. 4):

$$f = 71,63 - 8,46 \ln T_0$$

(f: Frequenz [Hz], T_0 : Reflexionszeit [ms])

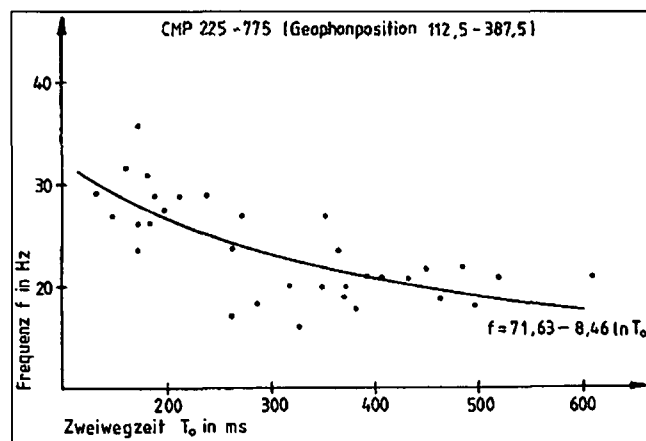


Abb. 4.
Frequenzanalyse Profil HI8701.

Der günstigste Regressionskoeffizient ist 0,556. Daraus ergibt sich als praktische Aussage, daß die Frequenz sich in der sedimentären Folge einem Grenzwert von ca. 17 Hz asymptotisch annähert. Verglichen mit anderen Sedimentbecken analoger Zusammensetzung und ähnlichen Alters (z.B. Oststeirisches Becken) sind die auftretenden Frequenzen auffallend niedrig. Die Ursache dafür dürfte in der Art der Energieübertragung, nämlich Abtun der Schüsse im Schotter in nur 1 m tiefen Löchern, liegen. Beim Schießen in tieferen Löchern, die mindestens den Grundwasserspiegel erreichen müßten, wären vermutlich auch höhere Reflexionsfrequenzen erzielbar. Allerdings hätte diese Maßnahme höhere Kosten zur Folge.

3.2.2. Geschwindigkeitsanalyse

Einen wichtigen Teil der seismischen Datenverarbeitung beinhaltet die Geschwindigkeitsanalyse. Ausgehend von Daten mit verschiedenem Schußpunkt-Geophon-Abstand und gemeinsamem Reflexionspunkt im Untergrund, macht man sich die unterschiedlich langen Strahlenwege zunutze. Im idealen Zweischichtfall ist durch die hyperbolische Entfernung Laufzeit-Funktion die Tiefe des Reflektors sowie die Geschwindigkeit der überdeckenden

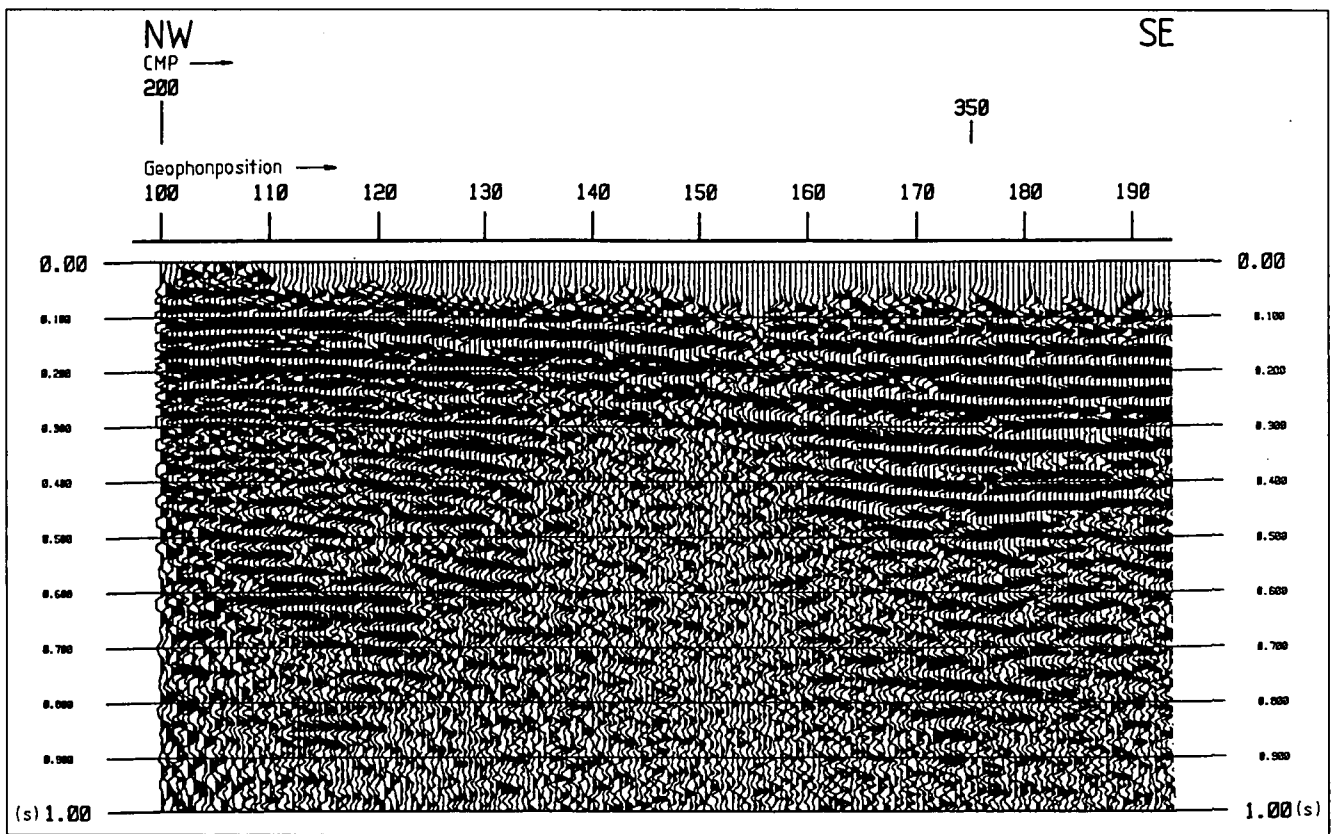


Abb. 5.
Zeitprofil HI8701 (Ausschnitt Pos. 100–193).

Schicht eindeutig gegeben. Ist x die Entfernung, z die Tiefe eines Reflektors und v die Geschwindigkeit der überdeckenden Schicht, ergibt sich die Laufzeit t mit

$$t^2(x) = \frac{x^2 + 4z^2}{v^2}$$

Man benötigt, um die Unbekannten z und v zu bestimmen, also mindestens zwei Gleichungen. Bei zweifachem Überdeckungsgrad und mit $t(x = x_1) = t_1$ und $t(x = x_2) = t_2$ sind die Gleichungen wie folgt gegeben:

$$t_1^2 = \frac{x_1^2 + 4z^2}{v^2}$$

$$t_2^2 = \frac{x_2^2 + 4z^2}{v^2}$$

Bei mehrfachem Überdeckungsgrad erhält man ein überbestimmtes Gleichungssystem.

In der Praxis werden, da der Idealfall ja nie gegeben ist, nicht die überbestimmten Gleichungssysteme gelöst. Es wird der umgekehrte Weg zur Geschwindigkeitsbestimmung eingeschlagen. Ist die Geschwindigkeit gegeben, läßt sich jede seismische Spur mit einer Entfernung x durch die sogenannte „normal move out“ Kor-

rektur (NMO) auf mittlere $x = 0$ rückrechnen. Hat man für einen Reflektor die richtige Hangendgeschwindigkeit gewählt, bildet sich dieser in einer CMP-Darstellung nun nicht mehr als Hyperbel, sondern als horizontale Gerade ab. In den meisten Fällen werden die Geschwindigkeiten auf diese Art und Weise ermittelt (trial and error), wobei die erhaltenen Werte in erster Näherung den mittleren quadratischen Geschwindigkeiten (root mean square, RMS) ent-

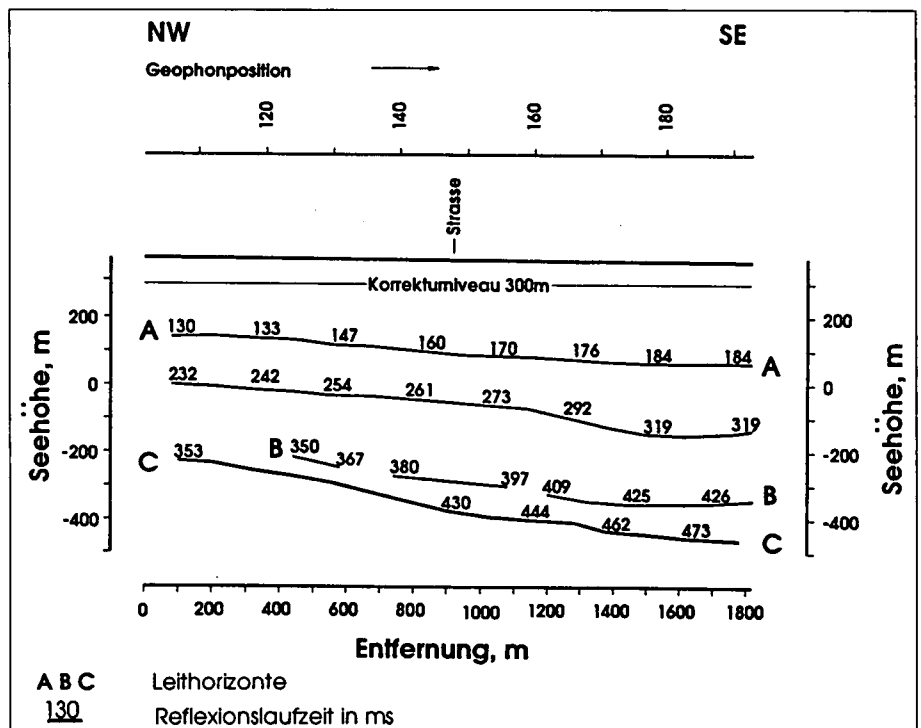


Abb. 6.
Tiefenprofil HI8701 (Ausschnitt Geophonposition 100–193).

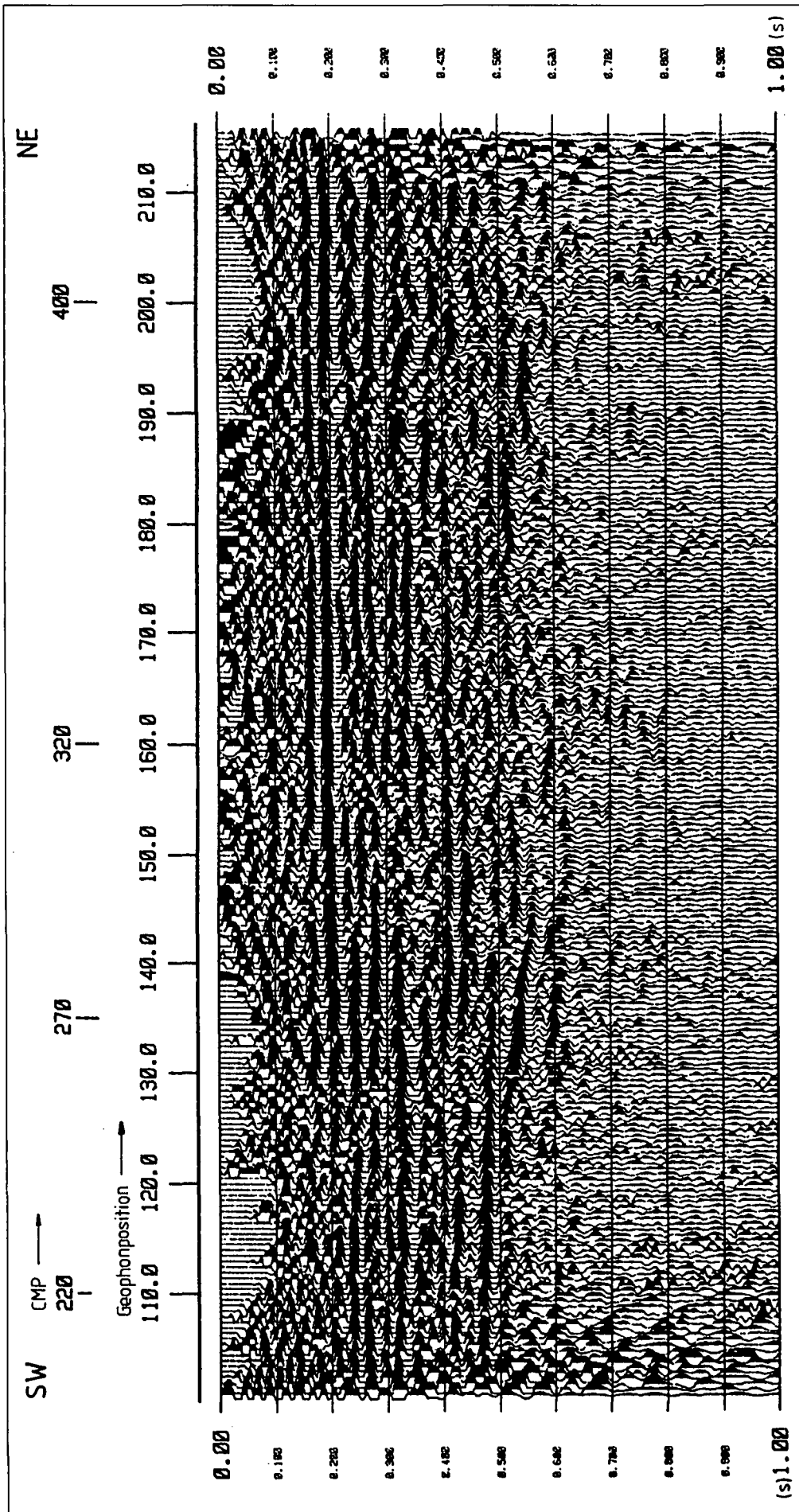
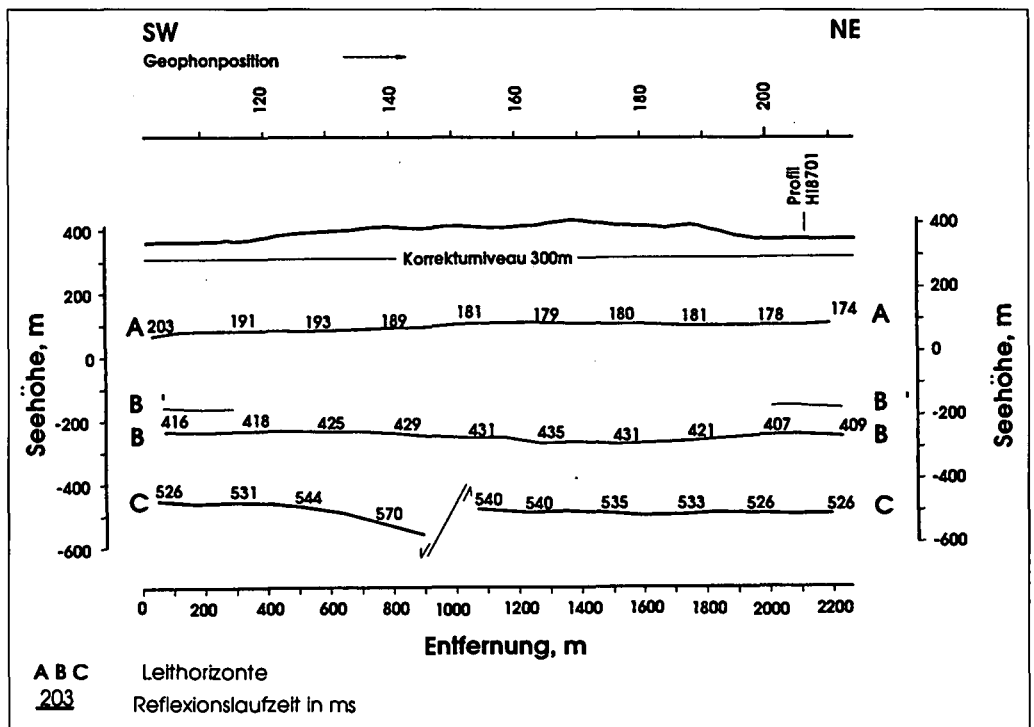


Abb. 7.
 Zeitprofil H18901.

sprechen (Abb. 2). Aus Laufzeit und Geschwindigkeit lassen sich im weiteren die Reflektortiefen auf mehr oder weniger einfache Weise bestimmen (Abb. 6, 8, 10). Auf jeden Fall sollten die statischen Korrekturwerte, welche ja nach gegebener Situation die RMS-Geschwindigkeiten beeinflussen, berücksichtigt werden. Bei stark geneigten oder undulierenden Reflexionen sollte auch eine Migration ins Auge gefaßt werden.

Die Güte einer Geschwindigkeitsanalyse hängt von der Qualität der verwendeten Daten ab. Da nun aber eine Reflexionshyperbel im CMP-gather mit zunehmender Laufzeit und/oder mit zunehmender Geschwindigkeit immer flacher, jedoch mit zunehmendem Offset steiler wird, sollte dies schon beim Festlegen der Feldparameter unter Annahme von Geschwindigkeit und Zieltiefe berücksichtigt werden. Man kann sich leicht vorstellen, daß sich die Geschwindigkeitsbestimmung schwierig gestaltet, wenn bei der oben beschriebenen trial and error Methode die Ausgangshyperbel schon annähernd einer Geraden entspricht. Der Normal Move Out, dh. die Differenz der Laufzeit eines Reflektors zwischen minimalem und maximalem Offset, sollte mindestens die doppelte Periodendauer des reflektierten Wavelets sein.

Abb. 8.
Tiefenprofil HI8901.



4. Ergebnisse

4.1. Die reflexionsseismische Charakteristik der Profile –

Stratigraphische Zuordnung der Leithorizonte

Für die Erfassung der Lagerungsverhältnisse können 3 Reflexionsbänder herangezogen werden, die größtenteils den Charakter von Leithorizonten aufweisen. Der obere Leithorizont befindet sich im Zeitbereich von ca. 0,2 s, in den Muldenzonen bis ca. 0,25 s, während er im nördlichen Abschnitt von Profil HI8701 bis auf Werte von 0,12 s ansteigt. Mit diesem Reflektor dürfte tatsächlich eine größere lithologische Änderung verbunden sein, da auch die geoelektrischen Tiefensondierungen in dem entsprechenden Tiefenbereich von 200 bis 240 m eine starke Widerstandszunahme aufweisen (Abb. 11). Aufgrund eines Vergleiches mit der Tiefbohrung Söding 1 kann als wahrscheinlich angenommen werden, daß das Auftreten von kompaktem Kalksandstein und Konglomeratbänken die Ursache für die Ausbildung dieser Reflexion darstellt. Besonders gut ausgebildet ist der Reflektor auf der ganzen Linie HI8901 sowie im Großteil des Profils HI8701.

Ein weiterer tertiärer Leithorizont ist vor allem auf den Profilen HI8701 und HI8901 im Zeitbereich von ca. 0,4 s zu erkennen. In NW-Richtung scheint dieser Horizont allerdings auszuweichen. Stellenweise macht sich auch ein Wechsel in der Reflexionscharakteristik insofern bemerkbar, als eine höhere oder tiefere Phase die stärkere Amplitude aufweist. Es ist anzunehmen, daß auch die Ausbildung dieses Reflektors durch das verstärkte Auftreten von gröber klastischen Gesteinen (Sandsteine, Konglomerate) in der tertiären Schichtfolge verursacht wird.

Die größte Bedeutung hat der tiefste Leithorizont – offensichtlich die Tertiärbasis. Leider sind dessen Reflexionseinsätze wie auch in anderen Teilen des Steirischen Beckens von sehr unterschiedlicher Qualität. Die Ursachen dafür sind jedenfalls nicht in den Oberflächenverhältnissen zu suchen, da die tertiären Reflektoren oftmals sehr gut ausgebildet sind, während die Qualität der Tertiärbasisreflexion drastisch vermindert ist.

Für die Zuordnung zu der Tertiärbasis spricht auch der Umstand, daß dieser Reflektor ein wesentlich stärkeres Relief widerspiegelt als die darüberliegenden Reflexionshorizonte. Stellenweise kann auch eine deutliche Winkeldiskordanz in den betroffenen Reflexionselementen erkannt werden. Im SE-Abschnitt von Profil HI8701 liegt dieser Horizont mit sehr guter Reflexionsqualität bei ca. 0,6 s und steigt gegen das NW-Ende dieses Profils auf einen Laufzeitbereich von 0,35 s an.

Die stratigraphische Zuordnung der Leithorizonte ist gegenüber der ersten Meßphase 1987 insofern erleichtert, als das Profil HI8902 bis nahe an die Tiefbohrung Söding 1 (Endpunkt des Profils ca. 450 m N der Tiefbohrung) heranreicht. Aufgrund der stratigraphischen Gliederung der Tiefbohrung nach K. KOLLMANN (1965) wird angenommen, daß im Meßgebiet die gesamte Schichtfolge des Tertiärs den Mittleren bis Oberen Eibiswalder Schichten angehört. Bezüglich der lithologischen Zuordnung des oberen Leithorizonts könnte es sich um jenen Rotlehmhorizont handeln, der in der Tiefbohrung Söding 1 zwischen 187 bis 280 m Teufe angetroffen wurde. Vermutlich hat dieser Lehmhorizont geringere Geschwindigkeiten als das hangende Tertiär, sodaß ein negativer Reflexionskoeffizient gegeben sein müßte. Die in der Bohrung angetroffene Wechsellagerung von Sanden, Tonen und Tufflagen ist vermutlich mit entsprechenden Geschwindigkeits- bzw. Dichteänderungen verbunden, woraus ebenfalls Reflexionen resultieren. Da jedoch von der Tiefbohrung Söding 1 keine Bohrlochmessungen, vor allem kein Sonic-Log vorliegt, ist eine genauere Korrelation beim derzeitigen Stand nicht möglich.

5. Strukturelle und lithologische Interpretation

5.1. Strukturkarten

Zur Darstellung der Lagerungsverhältnisse wurden von den 3 seismischen Leithorizonten Strukturkarten zu-

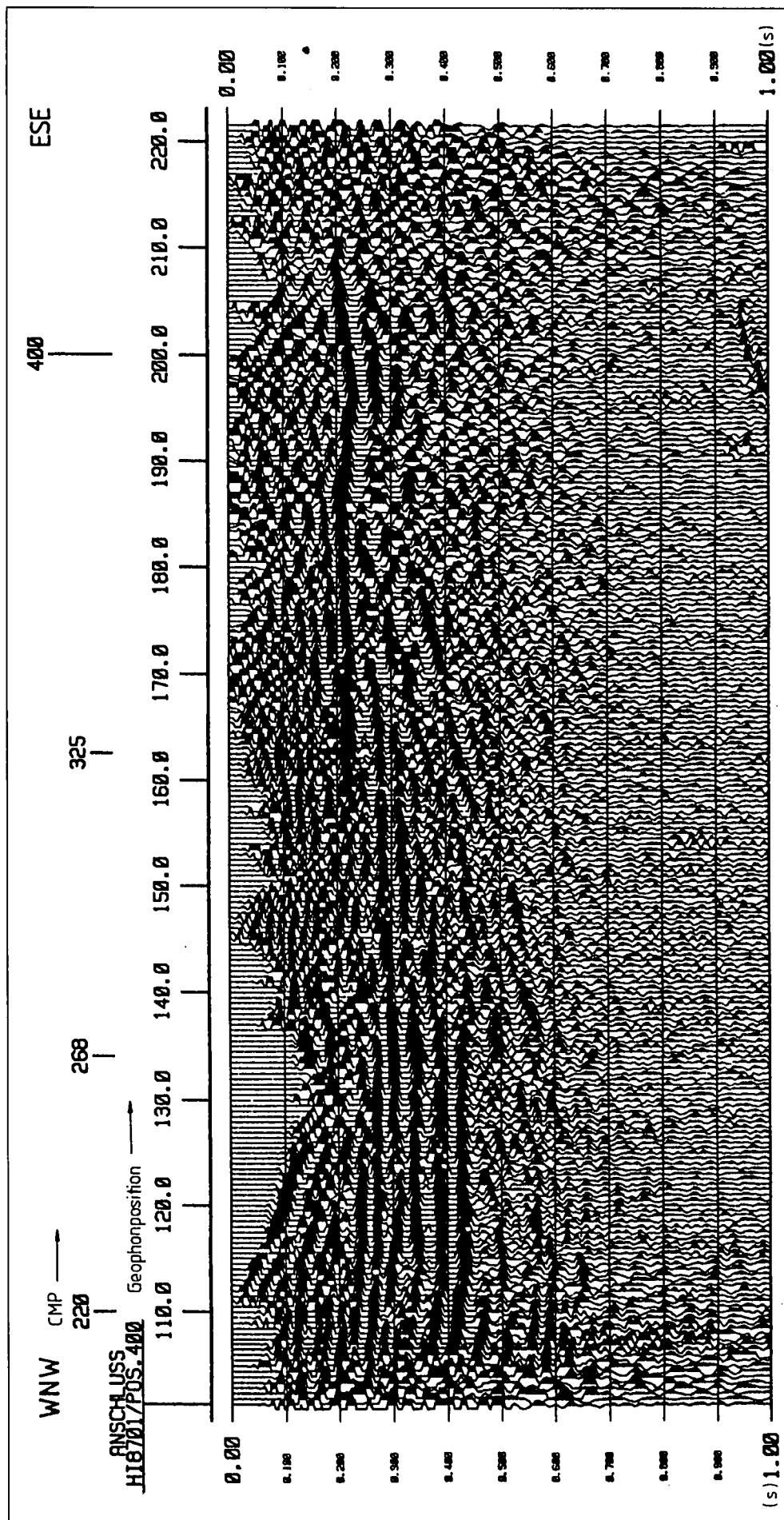
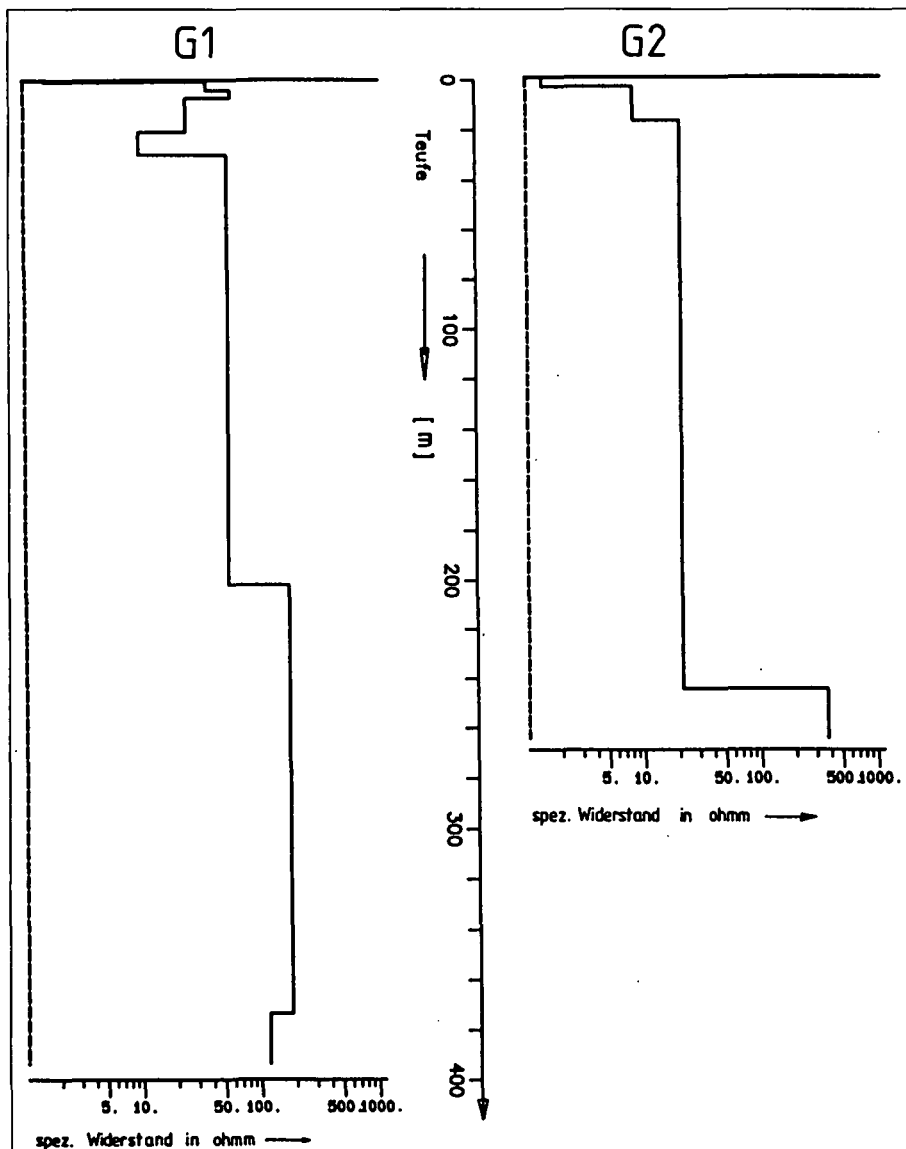
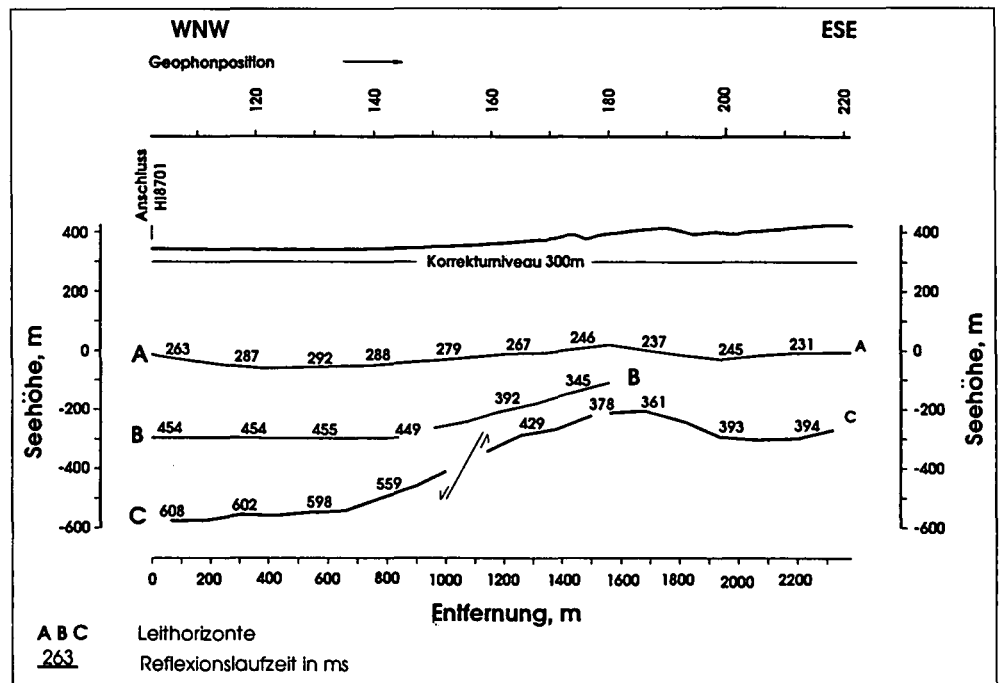


Abb. 9
Zeitprofil HI8902.

nächst auf der Basis von Laufzeitplänen erstellt. Diese geben somit die Reflexionszeit (Zweiwegzeit) vom Bezugsniveau aus gerechnet, wieder. Der tiefste Leithorizont, der mit der Tertiärbasis identifiziert wurde, läßt ein kräftiges Relief erkennen. Auch eine gewisse Bruchtektonik ist wahrscheinlich. Bei Hitzendorf verläuft ein normal abschiebender Bruch, dessen Hochscholle im E gelegen ist. Dieser streicht zunächst generell N-S und dürfte den Paläozoikumsporn westlich Thal versetzen (Abb. 13). Ca. 1,5 km südlich Hitzendorf erfolgt ein Umbiegen in eine mehr SSE-gerichtete Streichrichtung. In diesem Bereich des Umbiegens dürfte auch die größte Sprunghöhe mit ca. 110 m gelegen sein. Der zweite Bruch verläuft etwa bei Lieboch mit NNE-Streichen und ist ebenfalls eine normal abschiebende Störung. Dieser Bruch dürfte den Paläozoikumsporn des Plabutsch und dessen südliche Fortsetzung unter das Tertiär hinein gegen den Beckenteil im W abtrennen. Die Sprunghöhe dürfte in der Größenordnung von 60 m liegen.

Das zentrale Element der Strukturkarte ist eine Muldenzone, wobei sich das Zentrum etwa 2,5 km ESE Söding erstreckt. Es ist möglich und wahrscheinlich, daß diese Mulde nach S zu noch tiefer wird. E und SE von Hitzendorf macht sich ein Sporn bemerkbar, der möglicherweise die südliche Fortsetzung des Paläozoikumsaufbru-

Abb. 10.
Tiefenprofil HI8902.



ches von Thal darstellt. Auch im Gebiet von ca. 3 km ENE von Söding deutet sich eine allerdings flachere Schwellenzone an. Ein schmaler Rücken ist auch noch im östlichen Teil von Profil HI8902 angedeutet, der am zwanglosesten als die Fortsetzung des Paläozoikumsporns von Pirka gedeutet werden kann. Im Raum Hitzendorf ist eine schmale Teilmulde ausgebildet, die durch den erwähnten Bruch geteilt wird. Es wäre möglich, daß diese Störung auch den Charakter einer Blattverschiebung hat, an der die westliche Scholle nach N versetzt wäre.

Der mittlere Leithorizont zeigt zwar im Prinzip eine analoge Struktur wie der tiefere Hauptreflektor, allerdings mit einem abgeschwächten Relief. Das beherrschende Strukturelement ist wiederum eine Muldenzone, deren tiefster Bereich im Meßgebiet ca. 3 km ESE Söding gelegen ist. Eine Teilmulde geht von diesem Zentrum aus in NNW-Richtung und scheint erst S Hitzendorf in das N-S-Streichen der Mulde des tiefsten Leithorizonts umzubiegen. Es deuten sich auch Hochzonen an, die in ihrem Verlauf etwa mit dem beim tiefsten Reflektor er-

Abb. 11.
Widerstandsprofile der geoelektrischen Tiefensondierungen G1 und G2.
Elektrodenanordnung nach HUMMEL.

Abb. 12. Vergleich des geologischen Profils der Bohrung Söding 1 mit dem Tiefenprofil der Reflexionsseismik (HI8901).

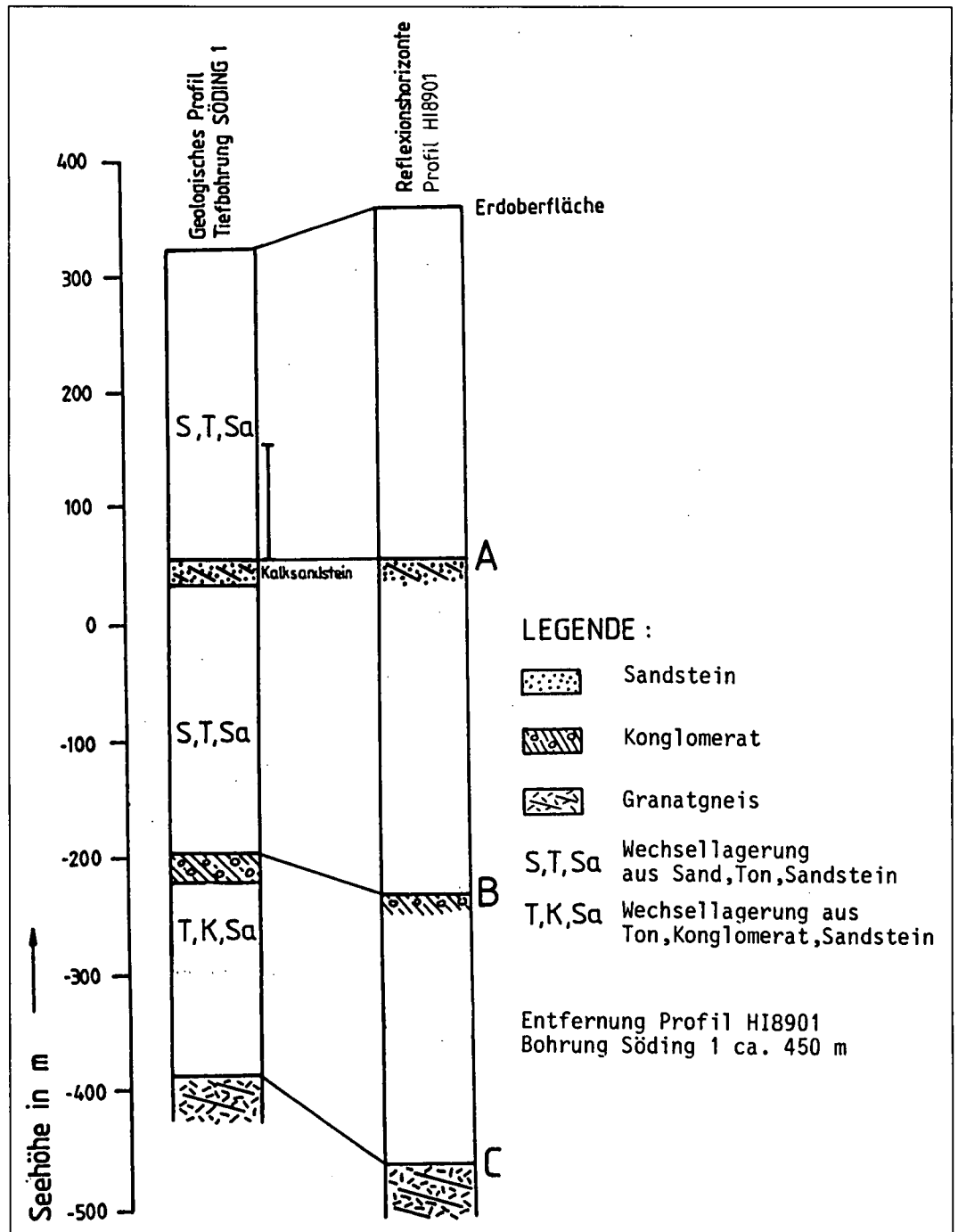
wähnten Verlauf zusammenfallen. Im SE-Teil fehlt allerdings die Information über diesen Reflektor.

Der Laufzeitplan des oberen reflexionsseismischen Leithorizonts läßt insofern Übereinstimmung mit den tieferen Reflektoren erkennen, als die zentrale Muldenzone ebenfalls deutlich ausgebildet ist. Ein bemerkenswerter Unterschied besteht jedoch darin, daß östlich von Söding ein ENE-streichender, schmaler Sporn diese Muldenzone nach N zu begrenzt. Nördlich dieses Sporns ist wiederum eine deutliche Einmuldung mit Zentrum ca. 2,5 km S Hitzendorf ausgebildet. Diese Struktur dürfte durch ungleichmäßige Absenkungen und Änderungen der Schüttrichtung verursacht worden sein.

Gegenüber der im Jahr 1988 publizierten Strukturkarte von KRÖLL, FLÜGEL und WEBER ergeben sich somit einige Änderungen. Der in der erwähnten geologischen Karte bei Tobelbad eingezeichnete normal abschiebende Bruch dürfte ca. 0,5 km weiter im E verlaufen und auch nicht in das Becken von Thal hineinstreichen, sondern weiter nach E an den Grundgebirgsrand heranreichen. Die zentrale Muldenzone bei Lieboch ist in beiden Darstellungen erhalten geblieben, wenn auch die Ausformung etwas unterschiedlich ist. Diese Unterschiede sind vor allem auf das nunmehr postulierte Auftreten des Bruchs von Hitzendorf zurückzuführen.

6. Schlußfolgerungen aus geologischer Sicht

Die vorliegenden Ergebnisse lassen sich für folgende wirtschaftliche Belange nutzen:



6.1. Thermalwassergewinnung

Die Frage einer möglichen Gewinnung von Thermalwasser im Weststeirischen Becken ist derzeit noch weitgehend ungeklärt.

Aufgrund der Untersuchungen von ZETINIGG (1983) ist jedoch bekannt, daß im oberen Teil der Eibiswalder Schichten Aquifere mäßiger Ergiebigkeit mit gespannten Wässern auftreten. Die Reflexionscharakteristik und Reflexionsmächtigkeit des tieferen Teils der tertiären Schichtfolge kann in dem Sinn gedeutet werden, daß in die vorwiegend tonige Schichtfolge klastische Gesteine eingeschaltet sind, die als Speichergesteine dienen.

Eine wichtige geologische Voraussetzung für die Ausbildung eines großräumigen artesischen Beckens, nämlich ein breiter Muldenbau, ist eindeutig erfüllt, wie die reflexionsseismischen Strukturkarten erkennen lassen. Be-

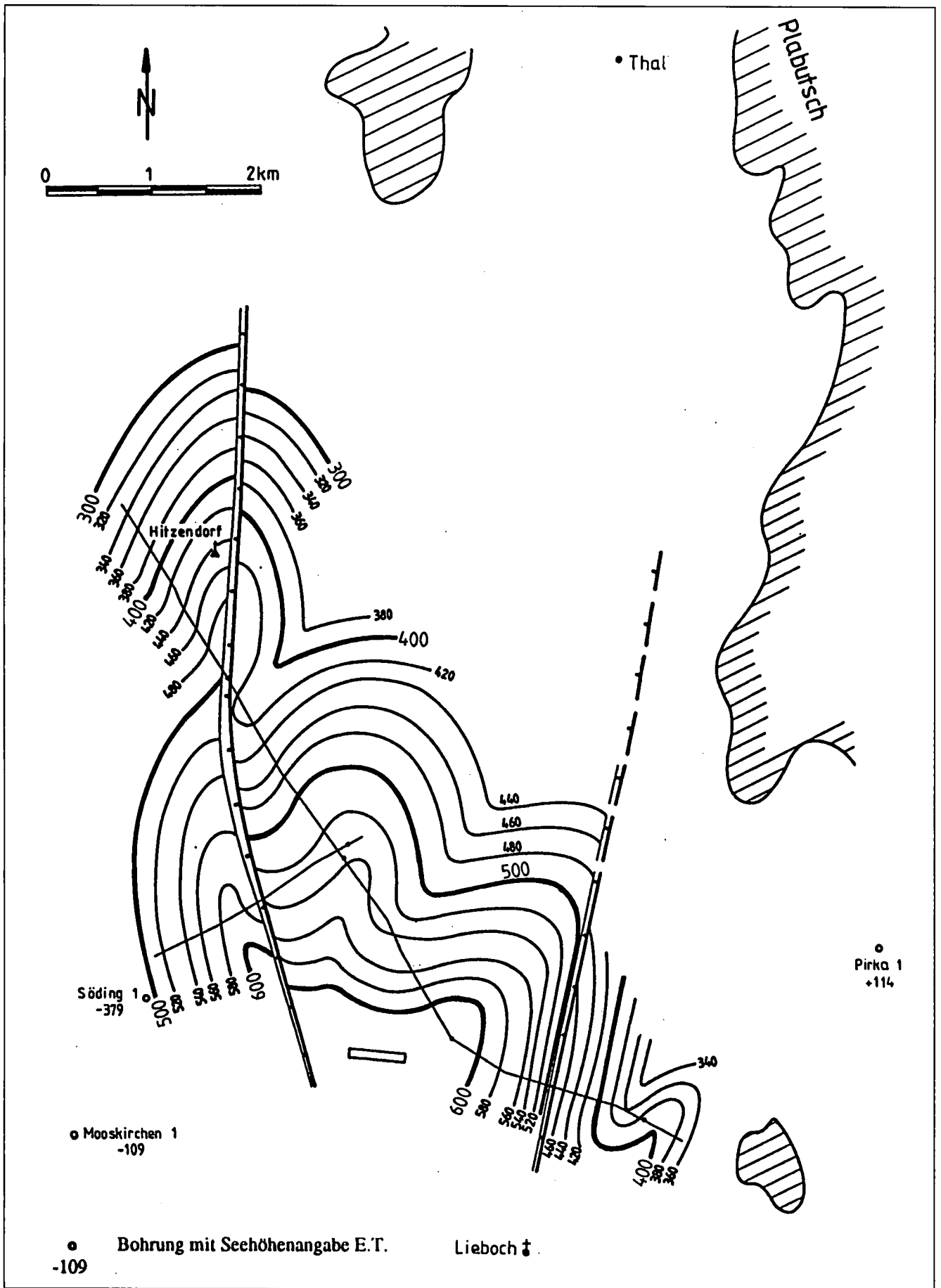


Abb. 13.
 Laufzeitkarte des Reflektors der Tertiärbasis im Raum Hitzendorf – Lieboch.

züglich der zu erwartenden Temperaturen kann die Größenordnung ebenfalls angegeben werden. Im Raum Lieboch, wo im bisherigen Meßgebiet das Zentrum der Muldenstruktur ausgebildet ist, kann mit einer Teufe der Tertiärbasis von ca. 900 m gerechnet werden. Unter der Annahme eines durchschnittlichen Temperaturgradienten von 3°/100 m ist für einen Aquifer in einem Basissandstein oder Konglomerat eine Temperatur von 35°C zu erwarten. Wie die Beispiele Tobelbad und Kalsdorf zeigen, kann auch mit dem Auftreten von mineralisierten Wässern, vor allem Säuerlingen, gerechnet werden. Als bevorzugte Aufstiegswege kommen Brüche in Frage. Der Verlauf derselben kann durch Refraktions- und Reflexionsseismik mit hinreichender Genauigkeit festgestellt werden. Gewichtige Hinweise wurden auch auf den reflexionsseismischen Profilen gefunden, wobei die Streichrichtung der Störungen allerdings noch genauer durch Ergänzungsmessungen festgestellt werden müßte.

6.2. Braunkohle

Über die Kohleführung des nördlichen Teils des Weststeirischen Beckens liegen außerhalb des Raums Köflach-Voitsberg nur wenige Informationen vor. Da die Bohrungen Mooskirchen 1 und Söding 1 außer Kohlespuren keine positiven Resultate gebracht haben, wird die Kohlehöflichkeit eher ungünstig beurteilt. Es muß allerdings berücksichtigt werden, daß diese Bohrungen nicht gezielt und jedenfalls ohne vorherige Strukturerkundung angesetzt worden waren. Nun haben die seismischen Messungen ein deutliches Relief nicht nur des Beckenuntergrundes, sondern auch im Bereich Obere/Mittlere Eibiswalder Schichten erkennen lassen. Einzelne höher gelegene Teilmulden könnten daher bei Vorliegen einer günstigen Fazies durchaus kohlehöflich sein. Für ein Untersuchungsprogramm könnten die reflexionsseismischen Daten eine sichere Grundlage bilden.

6.3. Tuffe – Bentonite

Wie die Bohrung Söding 1 gezeigt hat, treten wie in anderen Tertiärvorkommen auch im Weststeirischen Becken Tufflagen auf, die das Muttergestein von Bentoniten darstellen. Wäre man bei einem dichteren Meßnetz imstande, eine räumliche Vorstellung von den Lagerungsverhältnissen zu gewinnen, könnte man, ausgehend von den Bohrungen, systematisch versuchen zu klären, wo eventuell Tuffe am Beckenrand in geringer Tiefe anstehen.

Abschließend kann daher festgestellt werden, daß im Weststeirischen Becken anwendungsorientierte Fragestellungen mit wirtschaftlichem Hintergrund gegeben sind, die die Fortsetzung der seismischen Untersuchungen empfehlenswert erscheinen lassen.

Dank

Die vorliegende Arbeit basiert auf den Untersuchungen im Rahmen des Projektes StA 79/87 (Reflexionsseismische und geoelektrische Übersichtsmessungen im weststeirischen Tertiärbecken als Grundlage für hydrogeologische und umweltgeologische Fragestellungen), das im Rahmen des Forschungsprogramms „Geophysik der Erdkruste“ der Österreichischen Akademie der Wissenschaften ausgeführt wurde (Leitung Prof. Dr. F. STEINHAUSER).

Für die Finanzierung des Projektes sind die Autoren dem Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, für die administrative und fachliche Unterstützung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften zu Dank verpflichtet. Ferner wird Herrn G. HARTMANN für die Mitwirkung bei der Auswertung und Frau W. KOINIG für die Erstellung des Manuskripts gedankt.

Literatur

- FLÜGEL, H.W. (1983): Zur neogen-quartären Morphogenese und Verkarstung des Plabutschuges westlich von Graz (Steiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **113**, 15–23, Graz.
- FLÜGEL, H.W. & HERITSCH, H. (1968): Das steirische Tertiärbecken. – Sammlung geol. Führer, **47**, 196 S., Berlin.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R. (1984): Steiermark. – Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, 126 S., 26 Abb., 1 Karte, Wien (Geol. B.-A.).
- FLÜGEL, H.W. (1975a): Die Geologie des Grazer Berglandes. 2. Aufl. – Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum 1, Graz.
- KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges., **57**, 479–632, Wien.
- NEBERT, K. (1977): Die Ergebnisse der kohlengeologischen Untersuchungen im Neogenbecken von Stallhofen, Weststeiermark. – Unveröff. Bericht (FFWF 2975), Graz.
- NEBERT, K. (1983): Die Kohle als Faziesglied eines Sedimentationszyklus. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **122**, 106–122, Wien.
- NEBERT, K. (1983): Zyklische Gliederung der Eibiswalder Schichten (Südweststeiermark). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 259–285, 15 Abb., Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. – Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Springer Verlag, Wien.
- TEMMELE, R. (1990): Kriterien für eine Produktion von Methan aus Kohlen, angewandt an Steirischen Braunkohlen. – Unveröff. Diss., MU Leoben.
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich. 3. Gesamtübersicht. – 718 S., 145 Abb., 3 Taf., Wien.
- WEBER, F., SCHMÖLLER, R. & SCHMID, Ch. (1985): Reflexionsseismische Messungen mit hohem Auflösungsvermögen zur Strukturerkundung in der Braunkohle. – Freiburger Forschungshefte Serie C 408, 20–37, Freiberg.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und -geologie der österr. Braunkohlevorkommen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **4**, Wien.
- ZETINIGG, H. (1982): Die artesischen Brunnen im Steirischen Becken. – Mitt. Abt. Geol., Paläont., Bergb. Landesmus. Joanneum, **43**, 211 S., Graz.