

Chr. Büchter

Vergleichende Untersuchung magnetotellurischer Tiefensondierungen und elektrischer Bohrlochmessungen an der Tiefbohrung Münsterland 1

Für einen Vergleich zwischen den Ergebnissen einer gut untersuchten Tiefbohrung und der Magnetotellurik wurden im Jahre 1982 unmittelbar an der ehemaligen Bohrstelle der Bohrung Münsterland 1 sowie in der näheren Umgebung an fünf Meßpunkten magnetotellurische Messungen durchgeführt (Abb. 1). Fünf Meßpunkte wurden ausgewählt, um mögliche lokale Verzerrungen besser erkennen zu können.

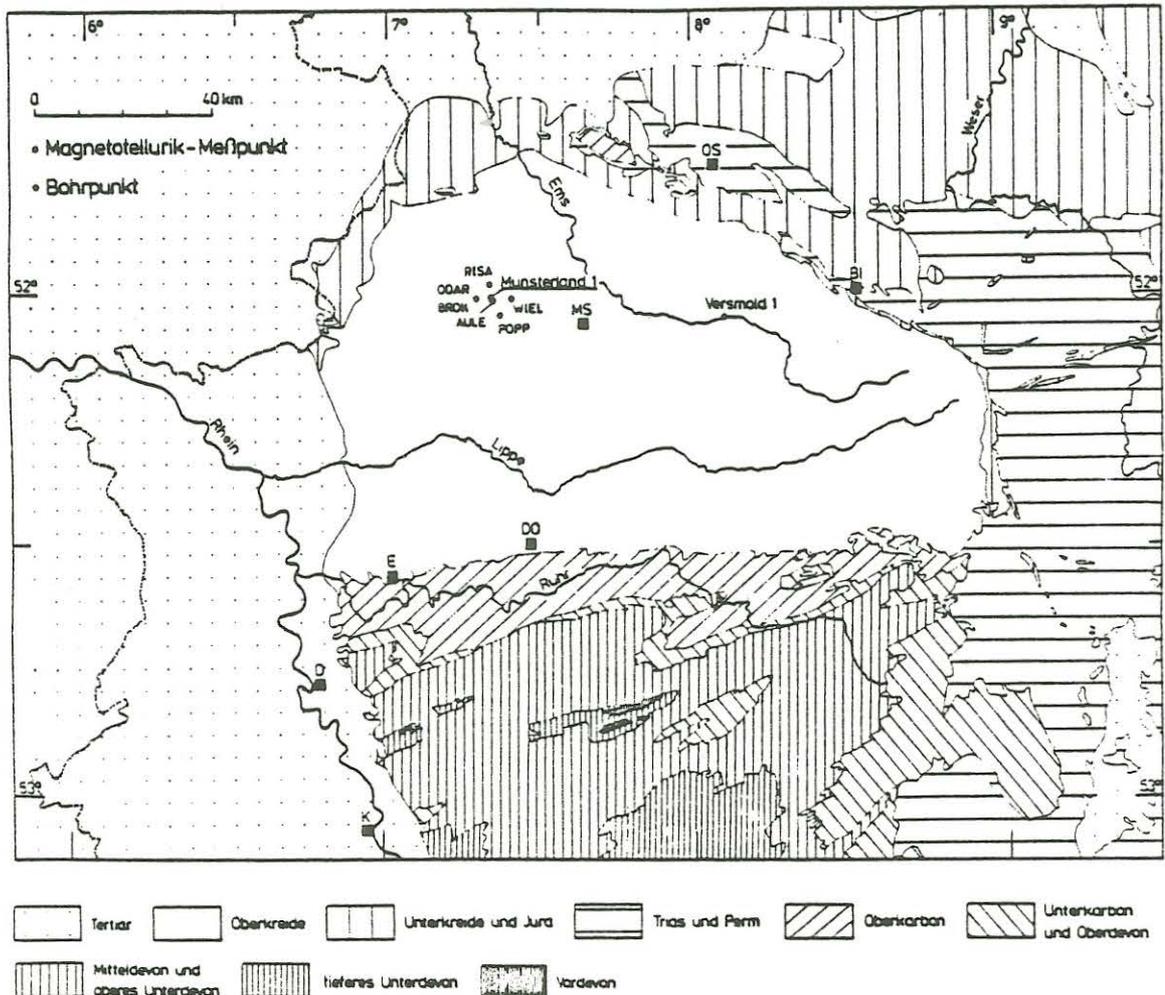


Abb 1: Lage der Bohrung Münsterland 1 und der Magnetotellurik-Meßpunkte (Geologie nach: Deutscher Planungsatlas, 1976)

Die Bohrung selbst liegt ungefähr im Zentrum des Münsterschen Kreidebeckens, die Kreide erreicht hier eine Mächtigkeit von fast 2 km. Die unter der Kreide in größerer Tiefe folgenden Schichten des Karbons und des Devons streichen im Rheinischen Schiefergebirge nach Süden aus. Wichtig ist im Ebbesattel ein Vorkommen von Ordoviz als ältestem Teil der Schichtenfolge. Die Bohrung Münsterland 1 ist nicht nur - wie die Bohrung Versmold 1 ca. 50 km östlich - wegen der erreichten Endteufe von fast 6 km von Bedeutung, sondern mehr noch wegen der Tatsache, daß von dieser Bohrung ein fast vollständiges Profil der Widerstandsverteilung vorliegt. Ein Vergleich der mit der Lateralen bzw. dem Laterolog gemessenen Werte der elektrischen Längsleitfähigkeit mit den entsprechenden Ergebnissen der Magnetotellurik bot sich also an.

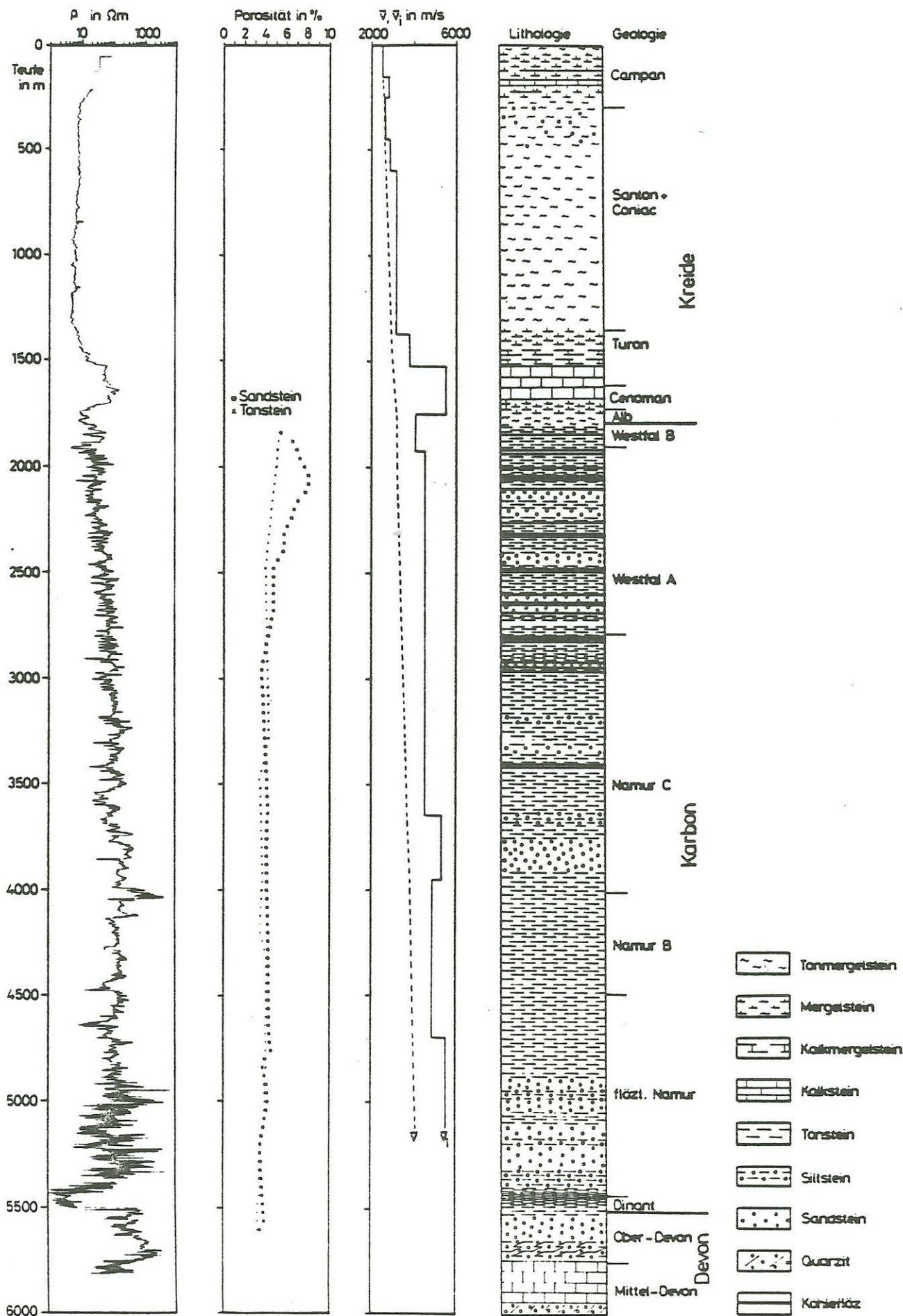
Die Ergebnisse der elektrischen Bohrlochmeßverfahren sind in Abb. 2 dargestellt, in den oberen 200 m sind sie ergänzt durch ein Geoelektrik-Modell (Blohm, pers. Mitt.). Der Verlauf des spezifischen Widerstandes mit der Tiefe läßt sich vereinfachend folgendermaßen charakterisieren: Nach nahezu konstanten Werten, die der Kreideformation zuzuordnen sind, nimmt der spezifische Widerstand mit zunehmender Tiefe - bei z. T. starker Wechsellagerung - allmählich zu, zeigt aber als Besonderheit im Tiefenbereich von ca. 5,5 km eine starke Abnahme bis auf Werte von nur noch 3  $\Omega$  m. Diese rd. 100 m mächtige Schicht, die stratigraphisch im wesentlichen dem Unterkarbon entspricht, wurde auch an der Bohrung Versmold 1 nachgewiesen (vgl. Jödicke et al., 1982).

Die Porosität (Abb. 2), die im allgemeinen für die elektrische Leitfähigkeit von wesentlicher Bedeutung ist, zeigt keinerlei Erhöhung in diesem Tiefenbereich, sondern bleibt annähernd konstant bzw. nimmt mit zunehmender Tiefe leicht ab.

---

Abb. 2: Ergebnisse der Bohrung Münsterland 1 (Hesemann, 1963)  
(nächste Seite)

- Digitalisierte spezifische Widerstandswerte der Lateralen und des Laterologs
- Porositäten von Sandstein- und Tonsteinproben
- Intervallgeschwindigkeit  $\bar{v}_i$  und Durchschnittsgeschwindigkeit  $\bar{v}$  der P-Wellen
- Lithologie und Geologie



Die seismische Geschwindigkeit steigt im Mittel mit zunehmender Tiefe kontinuierlich an - dies alles entspricht der mit der Tiefe zunehmenden Kompaktion der Gesteins.

Lithologisch bestehen die Kreideschichten im wesentlichen aus Tonmergelstein, während das Oberkarbon aus einer Wechsellagerung von Sand-, Silt- und Tonsteinen mit eingelagerten Kohleflözen vor allem im Westfal A zusammengesetzt ist. Der auffällige Horizont im Unterkarbon besteht hauptsächlich aus sehr dunklen Alaunschiefern. Die Bohrung wurde im Massenkalk (Mitteldevon) eingestellt.

Für einen späteren Vergleich mit den Schichtmodellen der Magnetotellurik wurde das Widerstandsprofil der Bohrung digitalisiert und schrittweise zu einem vereinfachten Widerstandstiefenmodell zusammengefaßt (Büchter, 1983).

Als erster Schritt der magnetotellurischen Auswertung wurden Übertragungsfunktionen, d.h.  $\rho_s$ - und Phasenkurven berechnet. Als Beispiel zeigt Abb. 3 Ergebnisse der Station WIEL. Es handelt sich hier um die aus der Drehinvarianten des Impedanztensors berechneten  $\rho_s$ - und  $\phi$ -Werte. Zusätzlich eingezeichnet sind jeweils die theoretischen  $\rho_s$ - und Phasenkurven, die sich aus den im unteren Teil der Abbildung gezeigten Modellen ergeben, die mit Hilfe des  $\psi$ -Algorithmus (Schmucker, 1974) für 3-, 4-, 5-, und 6-Schichten berechnet wurden.

Etwas kompliziert ist dieses Bild dadurch, daß sich zwei unterschiedliche Modellfamilien ergeben. Bei den gestrichelten Modellen wird eine recht gute Anpassung im kurzperiodischen Bereich

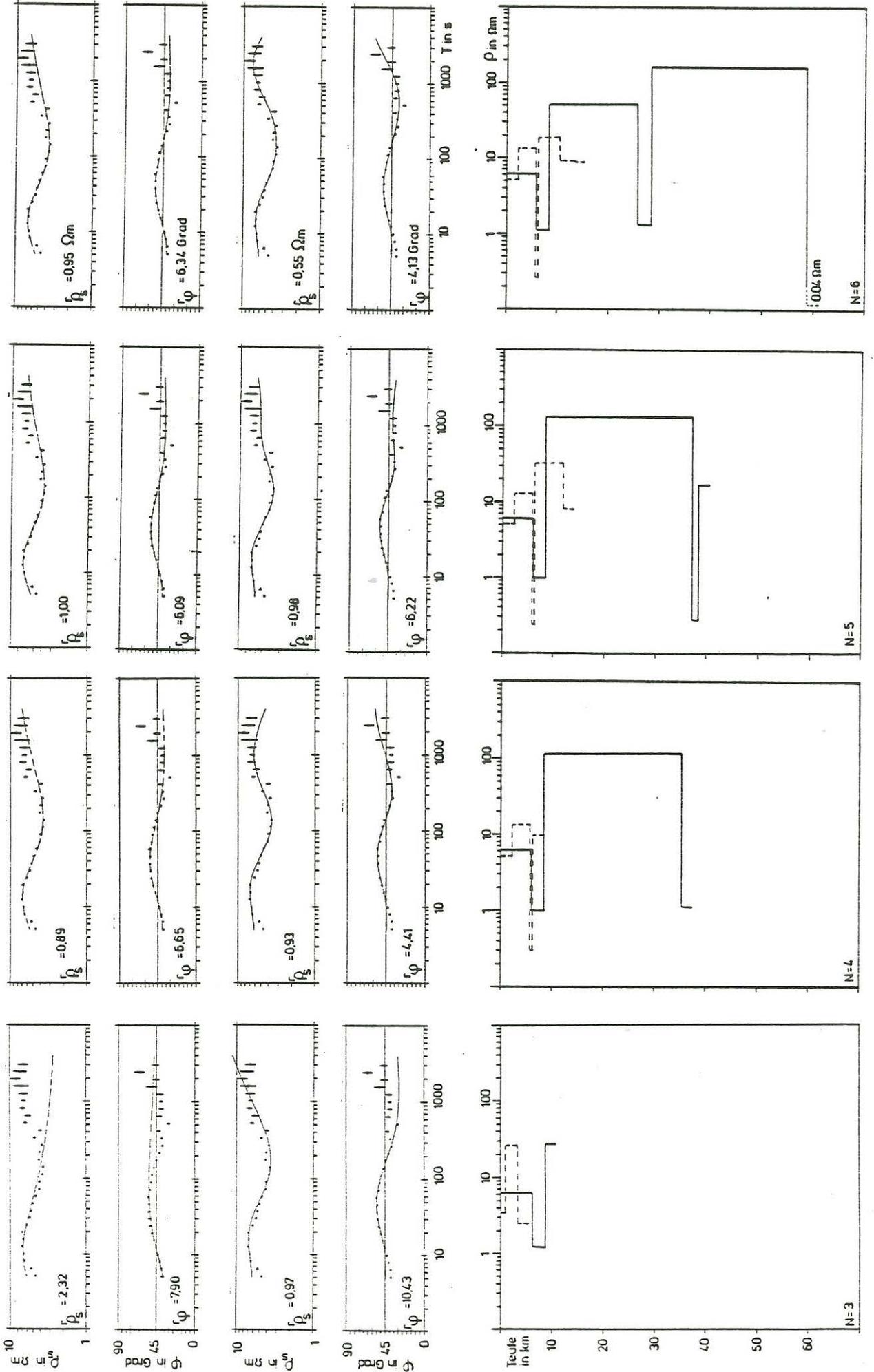
---

Abb. 3: Modellrechnung für die Station WIEL für N=3 bis N=6 Schichten (nächste Seite), von oben nach unten:

$\rho_s$ - und  $\phi$ -Werte; gestrichelte Linien: Modellkurven für  $D_0 \approx 2.2$  km,  $r$  mittlerer Anpassungsfehler zwischen  $\rho_s$ - bzw. mittleren Phasenwerten und zugehörigen Werten der Modellkurven,

$\rho_s$ - und  $\phi$ -Werte wie oben, durchgezogene Linien: Modellkurven für  $D_0 \approx 6$  km,

Ergebnis der eindimensionalen Modellrechnung nach Schmucker (1974), gestrichelte Linie: Modelle für  $D_0 \approx 2.2$  km; durchgezogene Linien: Modelle für  $D_0 \approx 6$  km



erreicht, dabei ist jedoch die Anpassung im langperiodischen Bereich schlecht, bei den durchgezogenen Modellen ist es gerade umgekehrt. Die zugehörigen Modelle umfassen dementsprechend unterschiedliche Tiefenbereiche. Wichtig ist jedoch, daß zwischen 5 und 10 km bei allen Modellen mit mehr als drei Schichten ein guter Leiter auftritt, dessen integrierte Leitfähigkeit in allen diesen Modellen annähernd gleich ist.

Um die Unterschiede der Modelltypen zu verdeutlichen, sind in Abb. 4 verschiedene Modellfehler dargestellt.

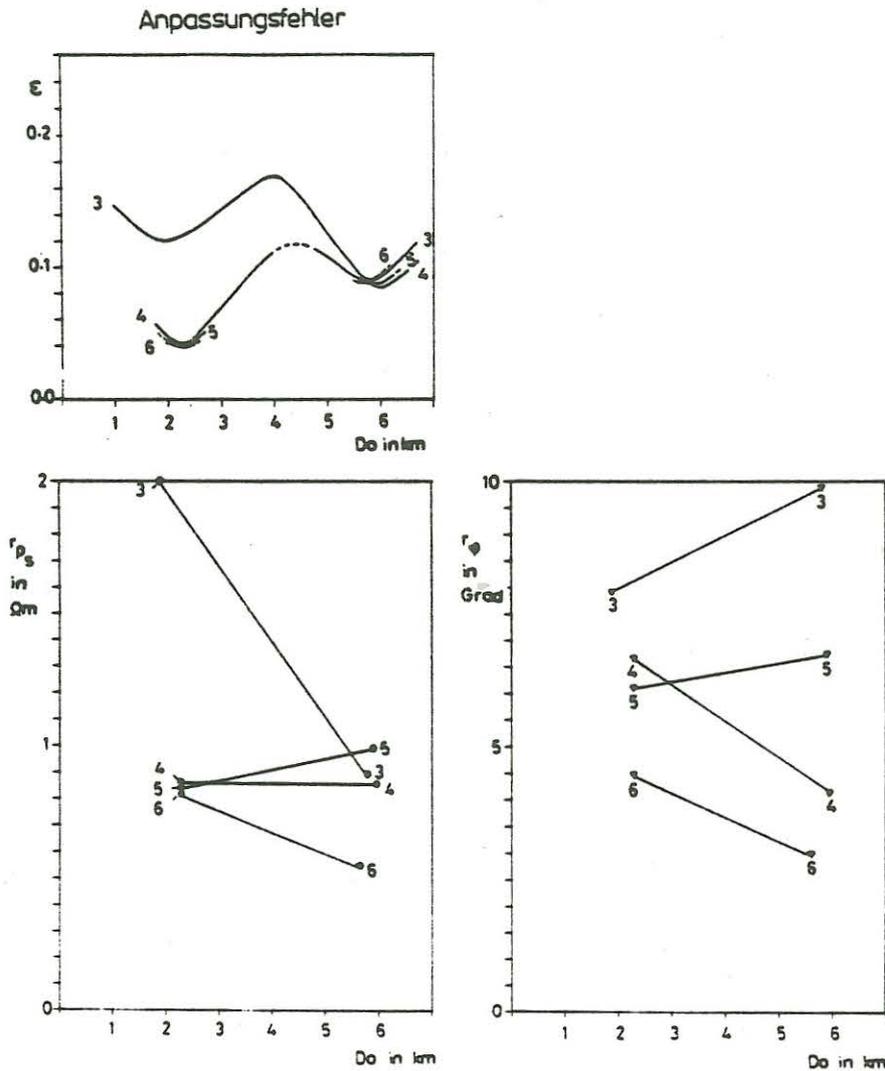


Abb. 4: Anpassungsfehler aufgetragen gegen den Schichtparameter  $D_0$  für 3-6-Schichtenfälle für die Station WIEL (oben) sowie Anpassungsfehler  $r_p$  und  $r_\phi$  aufgetragen gegen den Schichtparameter  $D_0$  für 3-6-Schichten-Modelle nach Schmucker (unten)

Im oberen Teil der Abbildung zeigt der Verlauf des Anpassungsfehlers  $\epsilon$  der modifizierten Impedanz, wie sich bei vorgegebener Zahl von Schichten die Anpassung zwischen Modell und gemessenen Daten ändert, wenn der Schichtparameter  $D_0$  systematisch variiert wird. Der Schichtparameter ist das für alle Schichten konstante Verhältnis von Schichtdicke zur Wurzel aus dem spezifischen Widerstand, der hier noch normiert ist auf den Mittelwert der gemessenen  $\rho_s$ -Werte. Üblicherweise wird dasjenige Modell mit kleinstem  $\epsilon$  als "Endmodell" gewählt. Die Abbildung zeigt nun, daß zwei Anpassungsminima und somit, wie erwähnt, zwei Modellgruppen für jede Schichtzahl auftreten - eine mit "kleinem" und eine mit "großem"  $D_0$ .

Betrachtet man dazu die Anpassungsfehler in  $\rho_s$  und Phase (unterer Teil der Abb. 4), so zeigt sich, daß ganz offensichtlich der 6-Schichtenfall mit dem großen  $D_0$  zu der besten Anpassung führt. Das ließ sich auch schon in Abb. 2 erkennen. Die Anpassung im kurzperiodischen Bereich bleibt jedoch unbefriedigend. Gerade in geringen Tiefen sollte die Modellaussage aber optimal sein, da hier ja der Vergleich mit dem Laterolog von Wichtigkeit ist.

Es wurde deshalb zusätzlich die Inversion nach Eichler (1980) durchgeführt, die keine Einschränkung durch einen konstanten Schichtparameter erfordert. Zunächst wurden Modelle ohne Startnäherung berechnet (Abb. 5, linker Teil). Hier bleibt aber vor allem die Phasen Anpassung schlecht. Wie die beiden anderen Modelle (Mitte und rechter Teil der Abb. 5) mit ihrer Datenanpassung zeigen, bleibt das Problem der unterschiedlichen Tiefenauflösung bestehen, wenn die beiden Schmuckermodelle (punktiert eingezeichnet) als Startmodelle eingegeben werden. Es gibt also wiederum jeweils ein Modell mit sehr guter Datenanpassung im kurzperiodischen und schlechter Datenanpassung im langperiodischen Bereich und umgekehrt.

Dies führt schließlich zu der Überlegung, ein Endmodell durch "Aneinanderhängen" der beiden Modelltypen zu erhalten. Abb. 6 (linker Teil) zeigt das Ergebnis eines solchen Versuchs mit den beiden "Schmucker"-Modellen (vgl. Abb. 2).

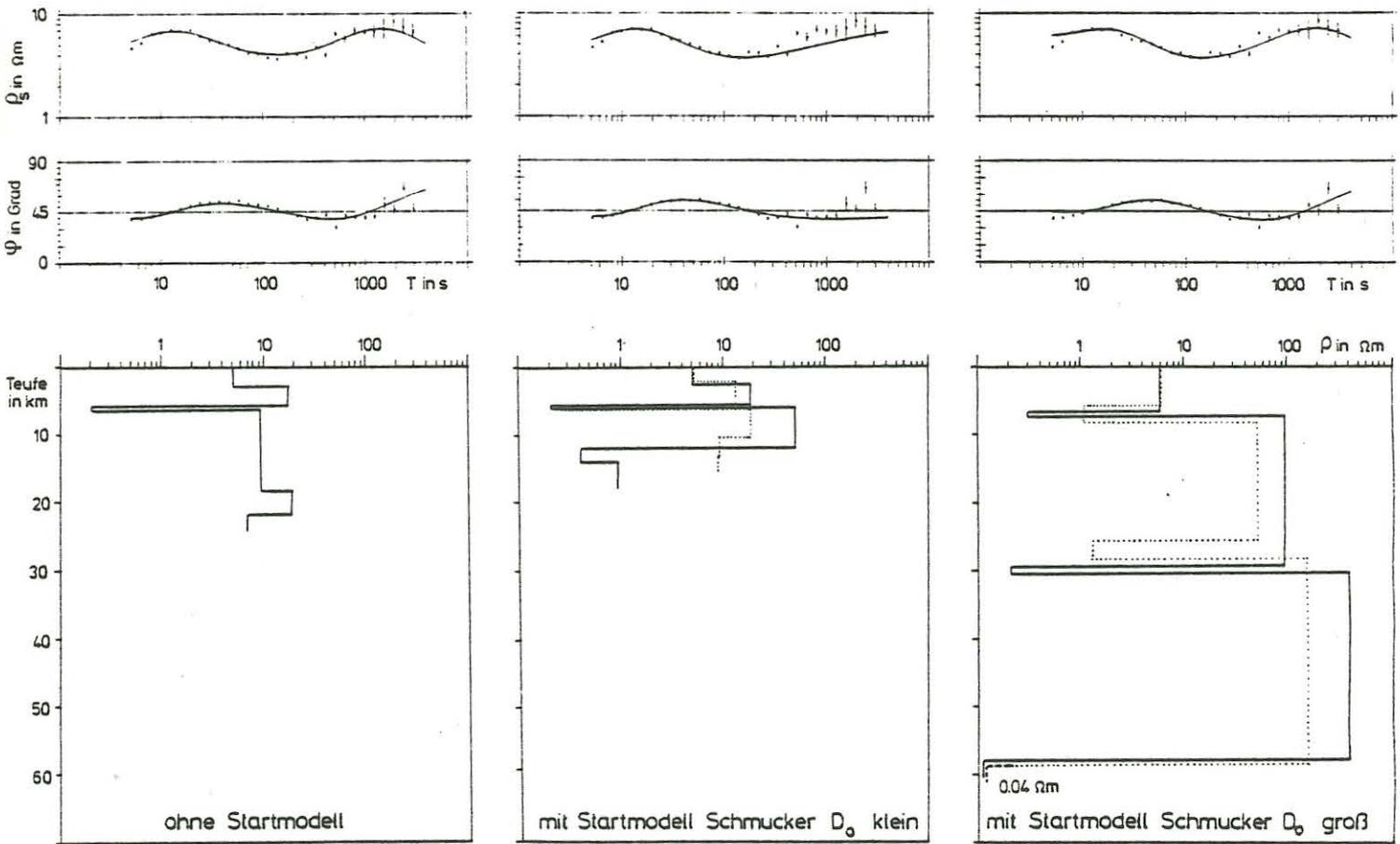
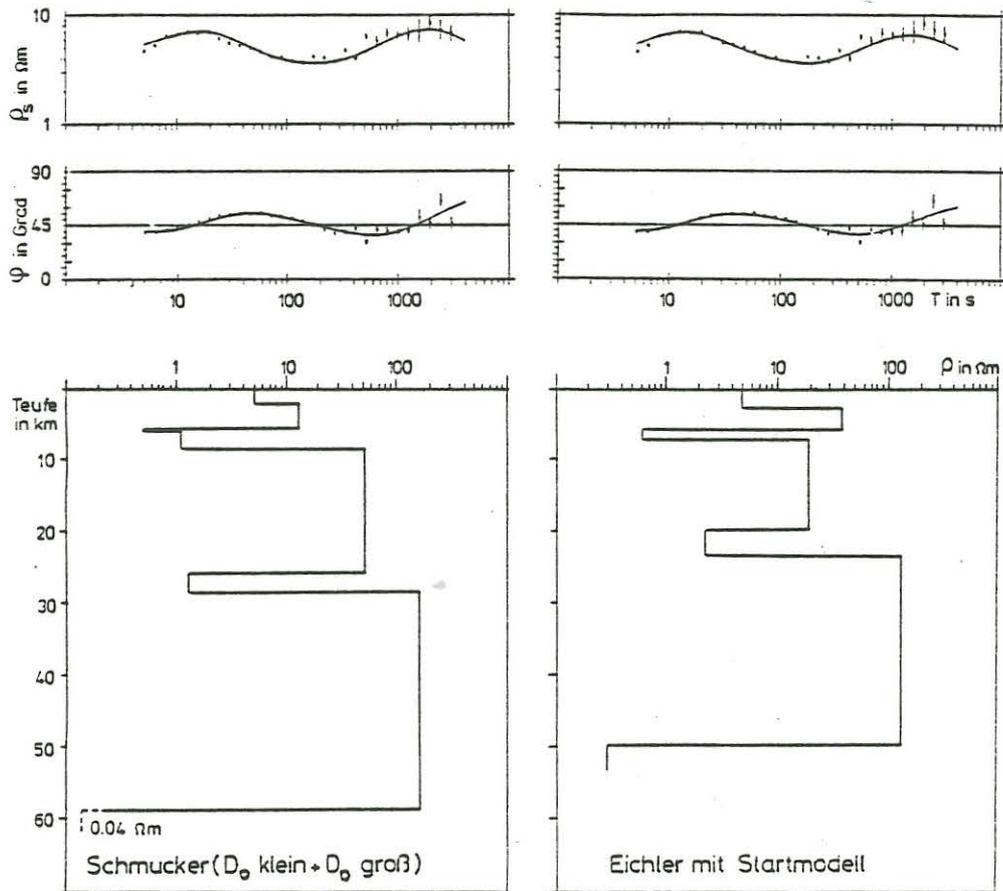


Abb. 5: Station WIEL, oben :  $\rho_s$ -,  $\phi$ -Werte, durchgezogene Linien: Modellkurven, berechnet aus den unten dargestellten Modellen  
 unten: Ergebnisse der Inversion nach Eichler (1980), punktierte Linien: Startmodelle nach Schmucker (1974)

Zum Erreichen der nun recht guten Anpassung ist einiger Aufwand nach der "trial and error"-Methode erforderlich. Dieses "Schmucker-Endmodell" diente dann als Startmodell für das "Eichler-Endmodell" mit sieben Schichten, mit dem die Anpassung sogar noch weiter verbessert werden kann (Abb. 6, rechter Teil). Wegen der hohen Zahl von Schichten und der daraus folgenden unzureichenden numerischen Stabilität ist es übrigens sowohl beim  $\psi$ -Algorithmus als auch bei der Eichler-Inversion nicht möglich, solche Endergebnisse unmittelbar zu erreichen.

Gerade das Verfahren von Eichler braucht bei einer hohen Zahl von Schichten eine bereits sehr gute Startnäherung (vgl. Abb. 5).



Endmodelle

Abb. 6: Station WIEL

links: Kombiniertes Schmucker-Modell  
("Endmodell-Schmucker") und Datenanpassung der  
daraus berechneten Modellkurve  
rechts: "Eichler-Endmodell" (Schmucker-Endmodell als  
Startmodell) und Datenanpassung der daraus  
berechneten Modellkurve

Die hier dargestellten Überlegungen gelten für die anderen 4 MT-Meßpunkte ganz entsprechend. Abb. 7 zeigt die 6-Schichten-Fälle für alle 5 Stationen nach Schmucker. Übereinstimmend zeigt sich immer derselbe Modelltypus für "Schichtparameter groß" und

"Schichtparameter" klein. Die Station RISA scheint - bei ähnlicher Struktur des Modells - etwas herauszufallen: Die Tiefenlage der beiden guten Leiter ist offenbar zu größeren Tiefen hin verzerrt. Alle hier gezeigten Modelle können wiederum zu einem "Endmodell Schmucker" und einem "Endmodell Eichler" wie im ausführlich diskutierten Beispiel kombiniert werden.

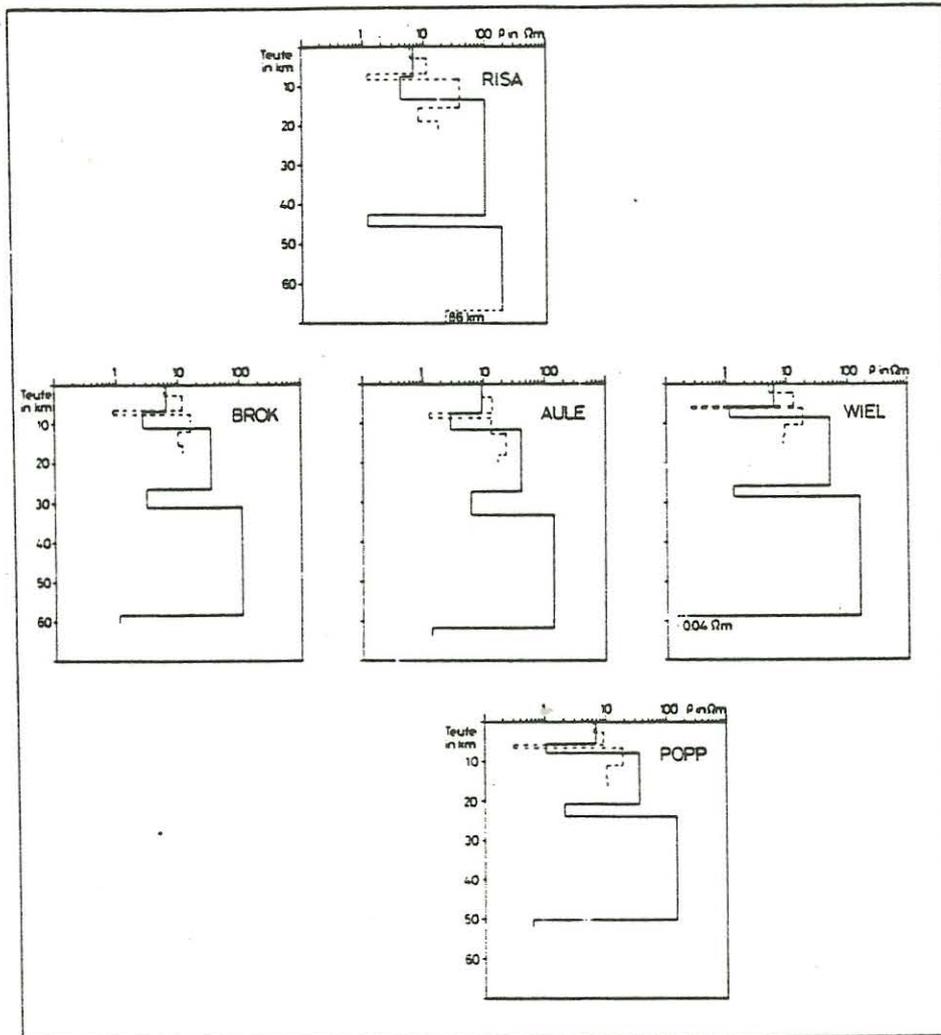


Abb. 7: Modellrechnung für alle Stationen (Drehinvariante):  
6-Schichtenmodelle nach Schmucker (1974)  
durchgezogene Linien: Modelle für  $D_0 \approx 6$  km  
gestrichelte Linien: Modelle für  $D_0 \approx 2,2$  km

Anhand von Abb. 8 soll schließlich die Frage geklärt werden, welche Bedeutung die Wahl der Drehinvarianten für das Modell hat. Dazu wurden alle Rechnungen, die bisher gezeigt worden sind, auch für jede der auf Hauptachsen gedrehten Komponenten, d.h. für den Fall der E- und der B-Polarisation, durchgeführt.

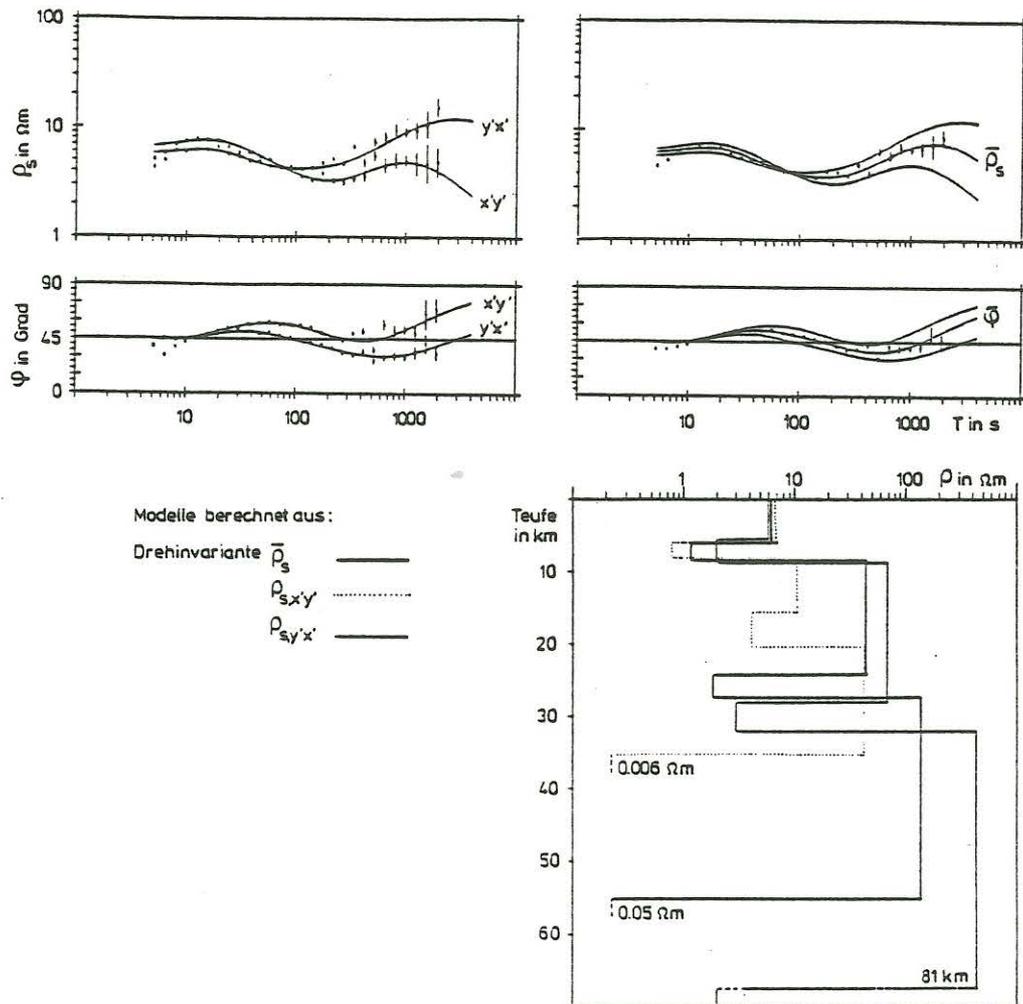


Abb. 8: Station WIEL

oben links:  $\rho_s$ - und Phasenwerte der gedrehten Nebendiagonalelemente des Impedanztensors, durchgezogene Linien: Modellkurven

oben rechts:  $\rho_s$  - und mittlere Phasenwerte, durchgezogene Linien: Modellkurve zu  $\rho_s$ -,  $\phi$ -Werten, und Modellkurven wie oben links

unten rechts: Ergebnisse der eindimensionalen Inversionsrechnungen (Schichtenmodelle) nach Schmucker (1974)

Als Beispiel ausgewählt wurde jeweils das 6-Schichten-Schmucker-Modell. Im linken oberen Teil der Abbildung ist die zugehörige Datenanpassung zu erkennen, im rechten oberen Teil ist noch einmal die Drehinvariante zusammen mit den Modellkurven der gedrehten Komponenten dargestellt. Es zeigt sich, daß alle Kurven eine ähnliche Form haben und relativ nah beieinander liegen. Das spiegelt sich in den zugehörigen Modellen wieder: Tiefenlage und Mächtigkeit des guten Leiters zwischen 5-10 km Tiefe bleiben praktisch für alle drei Fälle identisch. Der gute Leiter in der mittleren bis unteren Kruste tritt in allen Modellen auf, wenn auch in unterschiedlicher Tiefe. Dies gilt auch für den gut leitenden Halbraum. Die somit sehr sicher belegte Erhöhung der elektrischen Leitfähigkeit zwischen 5-10 km Tiefe sei abschließend anhand Abb. 9 diskutiert.

Dargestellt sind zwei MT-Modelle aus der Umgebung der Bohrung Münsterland 1 und Versmold 1. Für das MT-Modell "Münsterland 1" wurde das "Endmodell Eichler" (vgl. Abb. 6) ausgewählt, das Modell "Versmold" stammt von Jödicke et al. (1982). Die Interpretation der Daten in Form eines geologischen Schnitts ist zwischen die beiden Modelle eingefügt. Der Interpretation liegen Ergebnisse aus den Bohrungen, aus der Seismik, Magnetik und der MT zugrunde.

In das MT-Modell "Münsterland 1" wurde das vereinfachte Schichtenmodell der Lateralen bzw. des Laterologs eingezeichnet. Die Übereinstimmung zwischen dem MT-Modell und den Bohrlochergebnissen kann als recht gut bezeichnet werden. Insbesondere erfaßt das MT-Modell, das sich hierbei im wesentlichen auf die Anpassung bei kürzesten Perioden stützt, den mittleren spezifischen Widerstand der Kreideschichten sehr genau. Der gutleitende Horizont des Unterkarbons fällt gerade mit der Oberkante des guten Leiters der MT zusammen, hat aber nach den Ergebnissen des Laterologs eine zu geringe integrierte Leitfähigkeit, als daß er den guten Leiter der MT ausreichend erklären könnte. Von Jödicke et al. (1982) wurden deshalb in größerer Tiefe Schichten des Kambro-Ordoviziums angenommen, die zur hohen integrierten Leitfähigkeit dieses Leiters (mindestens 1400 S an der Bohrung Münsterland 1, 500-1000 S an der Bohrung Versmold) beitragen sollten.

Messungen des spezifischen Widerstandes von Gesteinsproben der Bohrung Münsterland 1 aus 5415 m Tiefe (Gerigk, 1984) erbrachten

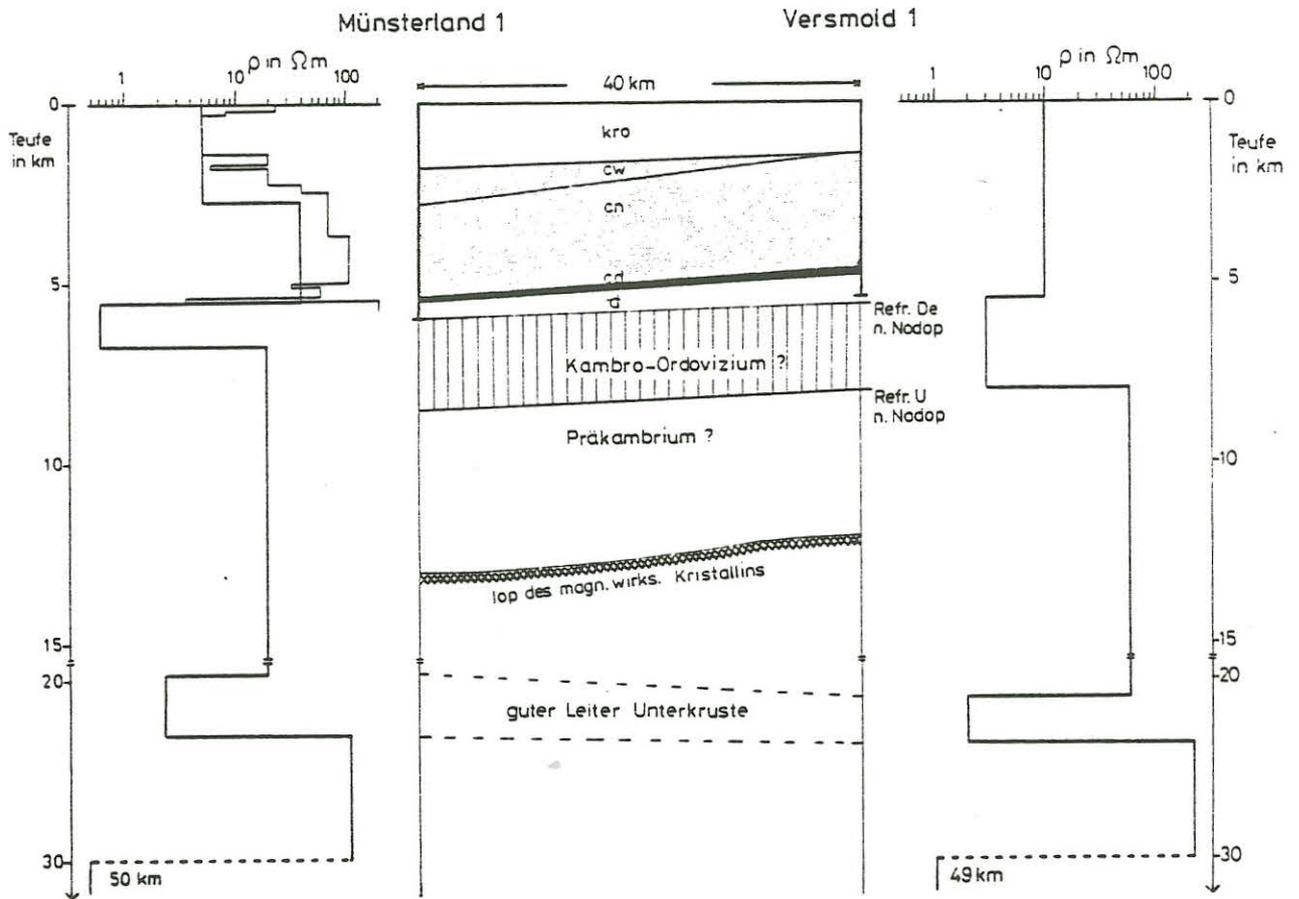


Abb. 9: links: Magnetotellurikmodell aus der Umgebung der Bohrung Münsterland 1 (vgl. Abb.6), dünn durchgezogene Linie: Schichtenmodell der Längsleitfähigkeiten der elektrischen Bohrlochmessungen  
rechts: Nach Schmucker berechnetes Magnetotellurikmodell an der Bohrung Versmold 1 (Jödicke et al., 1982)  
Mitte: geologisches Modell (siehe Text)

jedoch extrem niedrige Werte von 0,2-0,3  $\Omega\text{m}$ . Wenn das gesamte Unterkarbon derartig niedrige spezifische Widerstände aufweisen würde (was in deutlichem Gegensatz zum Laterolog stehen würde!), dann ist es vielleicht nicht völlig ausgeschlossen, den guten Leiter der Magnetotellurik allein durch das hochleitende Schichtenpaket im Karbon zu erklären.

Unterhalb des guten Leiters der MT in 5-8 km Tiefe stellt sich eine Erhöhung des spezifischen Widerstandes ein. Die zugehörige Tiefenlage zeichnet offenbar den Verlauf des seismischen Basements (nach Nodop (1971) der Top des Präkambriums) nach. Darunter

folgt der Top des magnetisch wirksamen Kristallins nach Hahn et al. (1976). In noch größerer Tiefe zeigen die bisherigen Ergebnisse der MT im Münsterland einen zweiten guten Leiter im Bereich der mittleren bis unteren Kruste, sowie einen gut leitenden Halbraum in größerer Tiefe. Der Nachweis der zweiten gut leitenden Zone konnte jedoch an der Bohrung Münsterland 1 nur bei einer sehr genauen Datenanpassung bei den längsten ausgewerteten Perioden erbracht werden, da die gut leitenden Sedimente des Münsterlandes den tieferen Untergrund elektrisch weitgehend abschirmen.

Literaturverzeichnis:

- Büchter, Chr: Die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Bereich der Bohrung Münsterland 1: ein Vergleich zwischen magnetotellurischen Untersuchungen, elektrischen Bohrlochmessungen, geoelektrischen Tiefensondierungen sowie Messungen der Leitfähigkeit an Gesteinsproben, Diplomarbeit, Institut für Geophysik, Universität Münster, 1983
- Deutscher Planungsatlas, 1(8): Geologie, 3 Kt. 1:500 000 m. Erl. Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Hannover, 1976
- Eichler, K.: Inversion eindimensionaler Magnetotellurik-Daten mit Hilfe eines Optimierungsverfahrens, Diplomarbeit, Institut für Geophysik, Universität Münster, 1980
- Gerigk, R.: Impedanzmessungen an Locker- und Festgesteinen zur Ermittlung von geophysikalisch relevanten Parametern im Frequenzbereich von 10 Hz - 100 MHz, Diplomarbeit, Institut für Geophysik, Universität Münster, 1984
- Hahn, A., Kind, E.G., Mishra, D.C.: Depth Estimation of Magnetic Sources by means of Fourier Amplitude Spectra, Geophys. Prosp., 24(2): 287-308, The Hague, 1976
- Hesemann, L. (Hrsg.): Die Aufschlußbohrung Münsterland 1, Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 11, Krefeld, 1963
- Jödicke, H., Keil, M., Blohm, E.-K., Wagenitz, V.: Magnetotellurische und geoelektrische Untersuchungen im Gebiet der Anomalie von Soest-Erwitte und ihre Bedeutung für die stratigraphische Einstufung des prädevonischen Konduktors im Untergrund Nordwestdeutschlands, Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 30: 363-403, Krefeld, 1982
- Nodop, I.: Tiefenrefraktionsseismischer Befund im Profil Versmold-Lübbecke-Nienburg, Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 18: 411-422, Krefeld, 1971
- Schmucker, U.: Erdmagnetische Tiefensondierung mit langperiodischen Variationen, in: Berkold, A. (Hrsg.): Protokoll über das Kolloquium "Erdmagnetische Tiefensondierung" Grafrath, Bayern vom 11.-13. März, München, 1974