

Modellinterpretation der Göttinger D-Anomalie

Christof Peter, Göttingen

1 Die Messungen

Im Jahr 1992 wurde die Göttinger D-Anomalie von mir erneut an 9 MT Stationen vermessen. Ich habe jeweils E- und B-Felder aufgezeichnet, so daß Übertragungsfunktionen des horizontalen und vertikalen Magnetfeldes und Impedanztensoren von 10 s bis 50000 s vorlagen. Eine Station, JUHN nahe bei Göttingen, diente dabei als Normalstation, auch wenn sie mitten im erwarteten anomalen Bereich lag. Jeweils 4 weitere Stationen registrierten gleichzeitig auf einem Profil nach Osten bis nach Thüringen hinein und auf einem Profil nach Süden bis nach Nordhessen. Auf dem Ostprofil (Abb.2) ist der Verlauf der D-Anomalie deutlich in der d_D -Komponente des Perturbationstensors und in dem mit der D-Komponente korrelierten vertikalen Magnetfeld z_D in Abbildung 1 zu sehen.

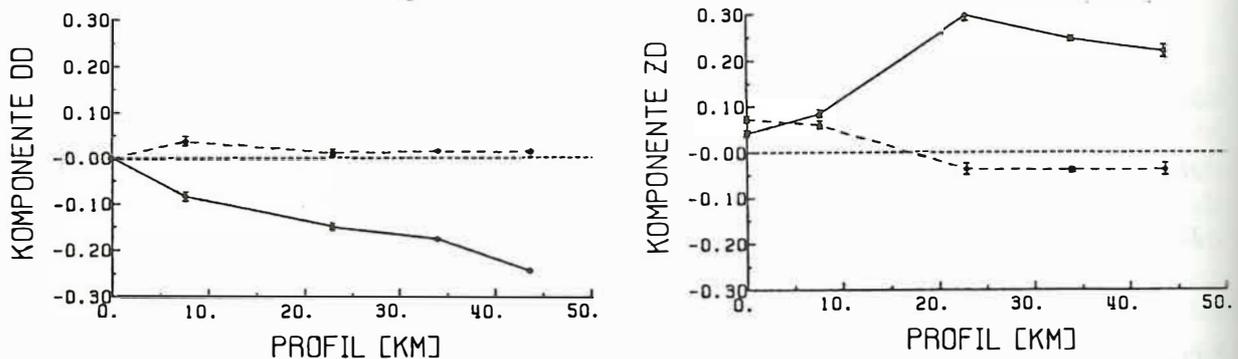


Abb. 1: Die d_D Komponente für 960 s und die z_D Komponente für 300 s zeigen den Verlauf der D-Anomalie auf dem Ostprofil (in Abbildung 2 das Profil mit durchgezogener Linie). Realteil — , Imaginärteil - - -

1.1 Isolinien des Magnetfeldes

Für die Interpretation wurden alle von Göttingen aus vermessenen Stationen, deren Daten noch zur Verfügung standen, mit einbezogen (Abbildung 2). Die Isoliniendarstellung des Realteils von d_D für 600 s aller dieser Stationen in Abbildung 3 zeigt, wie man sich die Form der Anomalie vorzustellen hat. Der Kern ist in NS Richtung verlaufend, mit einem EW Schwenk im südlichen Verlauf (Peter, 1992). Die Anomalie setzt sich in West- und in Ost-Richtung jeweils etwa 100 km weiter fort, bis zu anomalen Werten des Realteils von d_D von -0.4, was vermutlich dem Normalfeld entspricht. Das heißt, daß mit einer Ost-West-Ausdehnung von etwa 200 km zu rechnen ist!

Das Ende der Anomalie nach Süden hin ist noch nicht zu erkennen, im Norden schließt sich die Norddeutsche Anomalie an. Die von Fluche (1983) und Friedrichs (1993) gefundenen guten Leiter und der von Tezkan (1988) vermutete Kontrast zu einem schlechten Leiter sind alle auf die nach Süden verlängerte D-Anomalie zurückzuführen.

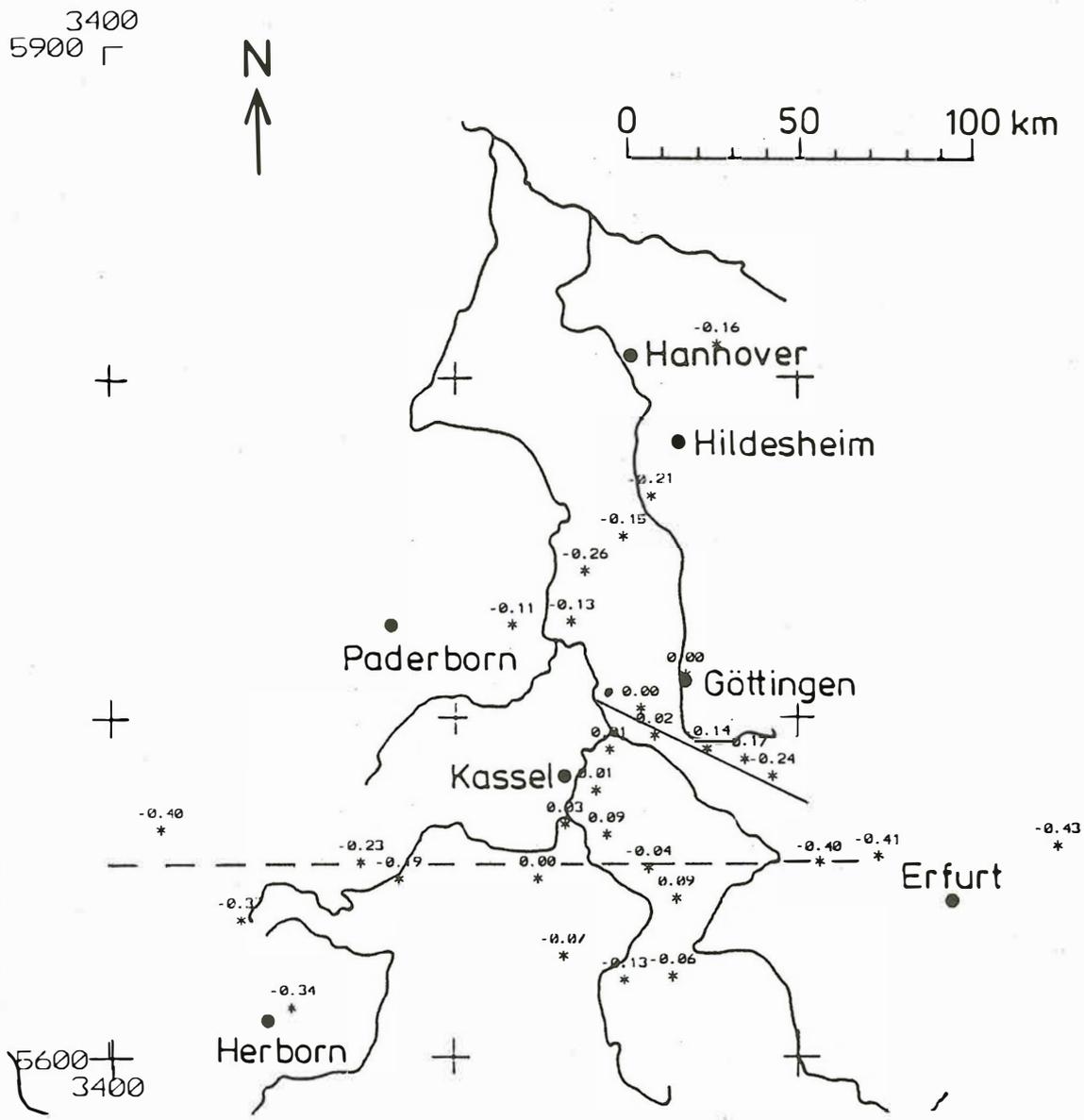


Abb. 2: Die vorhandenen Stationen mit Realteil von anomalem d_D für 600 s. Durchgezogen ist das von mir vermessene Ostprofil für Modell 1, gestrichelt das Profil für Modell 2

1.2 Das elektrische Feld

Das Anisotropieverhältnis der auf Vorzugsrichtung rotierten Impedanzen $|Z'_{yx}|/|Z'_{xy}|$ ist an allen Stationen des Ostprofils in einem Gebiet von 50 km Ausdehnung überall sehr hoch, im Maximum über 6 (siehe auch Peter 1992,1994). Die Vorzugswinkel ändern sich zwar von Ost nach West, sind aber bei ANRO, FLIN und THAL gleichbleibend bei 33° . Die Induktionspfeile stehen nicht in Einklang mit den Vorzugsrichtungen der Impedanztensoren, wie Abbildung 4 zeigt. Ebenso kann den Impedanzen keine geologische Struktur zugeordnet werden. So scheint die Annahme einer zweidimensionalen Struktur mit E- und B-Polarisation hier nicht gerechtfertigt. Wegen der Einheitlichkeit der drei östlichen Stationen THAL, FLIN und ANRO liegt dort wahrscheinlich auch keine lokale dreidimensionale Struktur vor. Ich gehe deshalb von einer richtungsabhängigen Leitfähigkeit einer eindimensionalen Struktur aus. Die kleineren Nebendiagonalelemente des Impedanztensors bezeichne ich als E-Polarisation, die großen, die eine schlechtere Leitfähigkeit

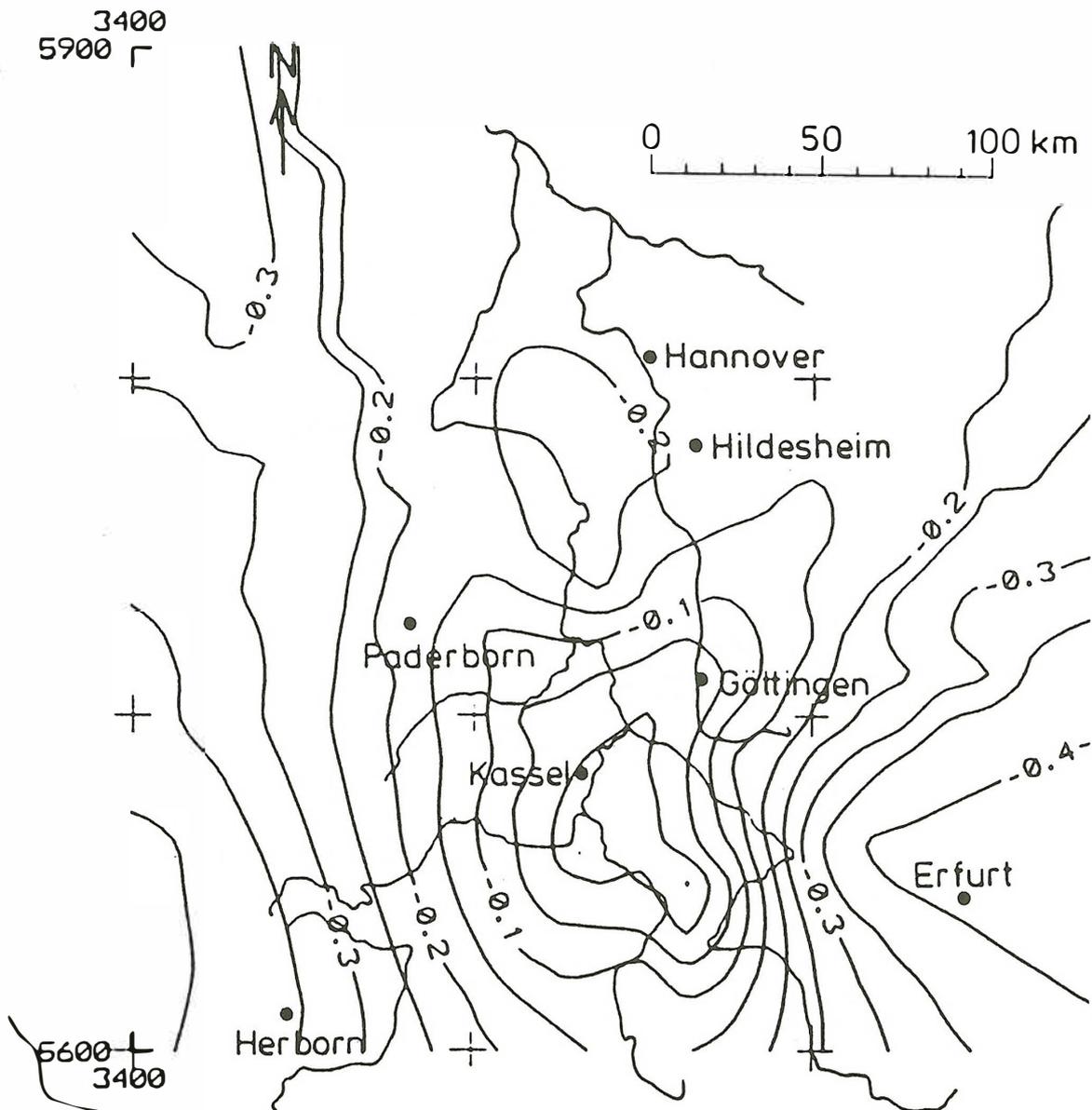


Abb. 3: Isolinien­darstellung der Göttinger D-Anomalie für 600 s des Realteils von d_D

andeuten, als B-Polarisation, auch wenn sie hier nicht die Bedeutung der Polarisation einer zweidimensionalen Struktur haben.

Der hohe Leitfähigkeitskontrast (etwa 6 bei den Impedanzen entspricht einem Verhältnis der Widerstände von 36) wird bei einem Anisotropiemaximum bei etwa 600 s im unteren Krustenbereich liegen.

2 Die Modellrechnungen

Auf zwei Profilen führte ich Modellrechnungen durch. Für das erste Profil benutzte ich zunächst die 5 Stationen meines Ost-Profiles für eine eindimensionale Modellierung. Die Modellierung führte ich mit Hilfe der Inversionsrechnung mit den Ψ -Algorithmus durch.

Für die 2-D Modellierung wurden die von mir vermessenen Stationen ergänzt durch BRAM im Bramwald (Abbildung 2, durchgezogen).

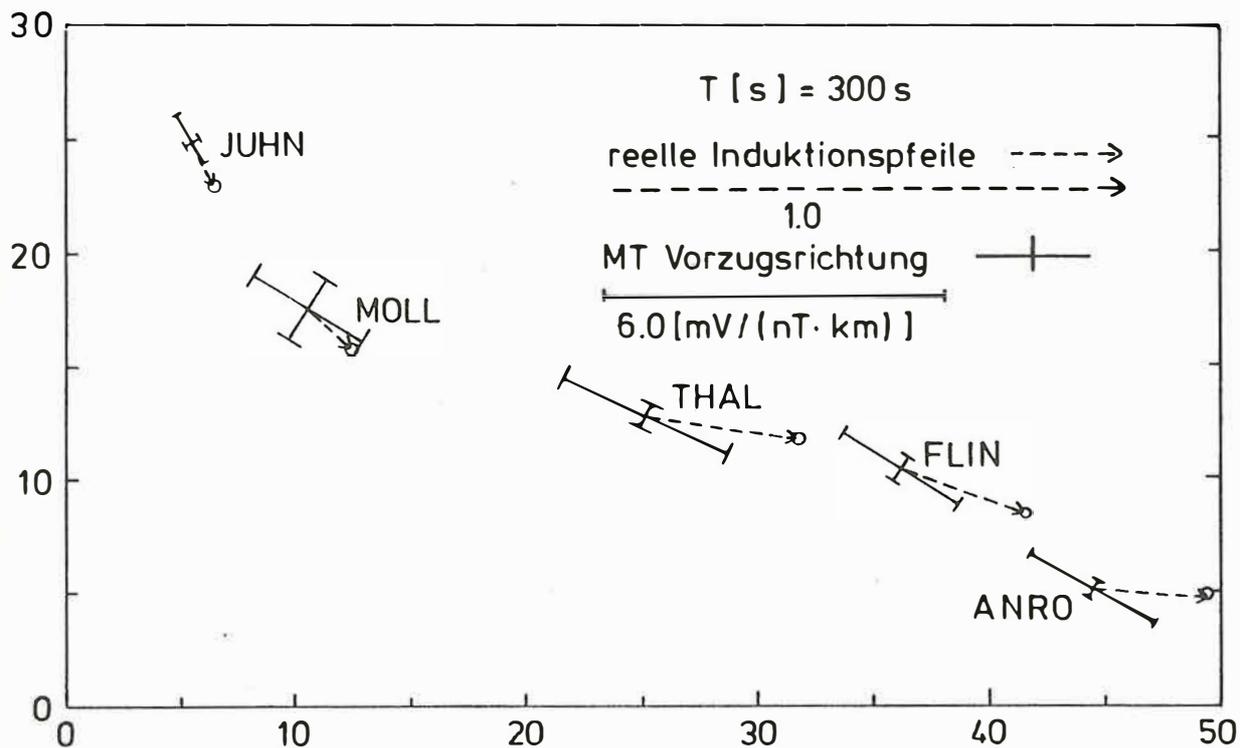


Abb. 4: Vorzugsrichtung und Induktionspfeile der Stationen des Ostprofils für 300 s

2.1 1-D Modelle

Liegt tatsächlich eine richtungsabhängige Leitfähigkeit in der Erdkruste vor, so wird die B-Polarisation des Impedanztensors ebenso wie die E-Polarisation eindimensional interpretierbar sein. Jedoch wird lediglich die Richtung der schlechteren Leitfähigkeit der unteren Kruste die zur B-Polarisation gehörigen elektrischen Felder beeinflussen, so daß eine viel größere Eindringtiefe als bei der E-Polarisation erreicht wird, die durch die Richtung der guten Leitfähigkeit der

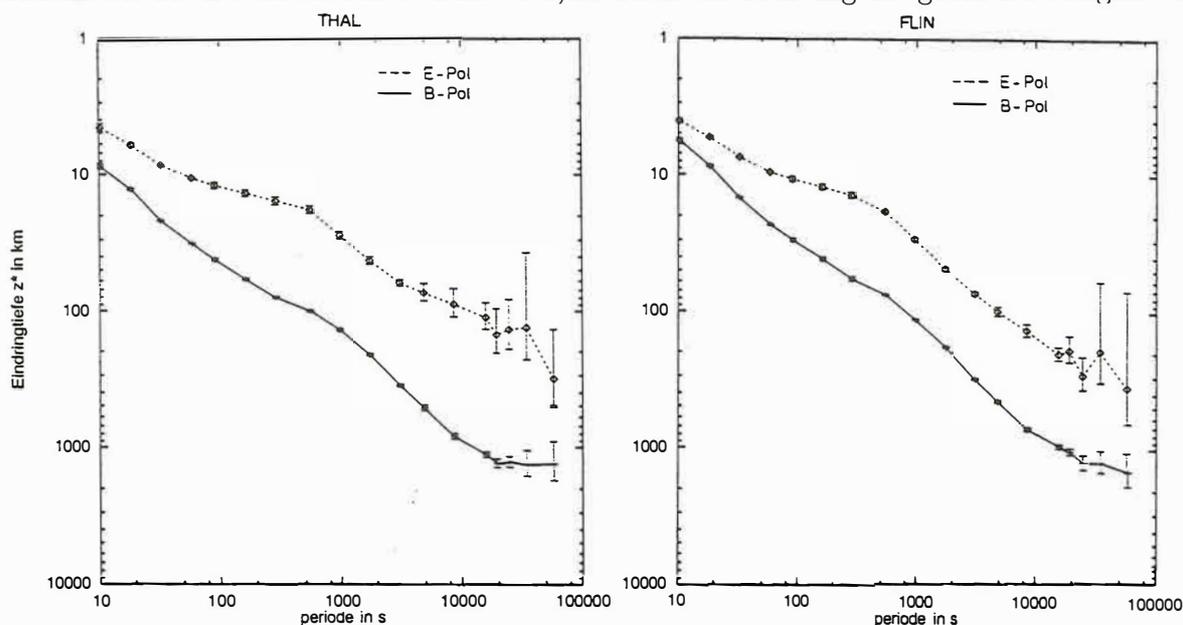


Abb. 5: Vergleich der Eindringtiefen z^* der E- und B-Polarisation der Stationen FLIN und THAL, jeweils nach Rotation um 33°

unteren Kruste bestimmt wird. In Abbildung 5 ist ein Vergleich der Eindringtiefen z^* der beiden Polarisationen der Stationen FLIN und THAL dargestellt. Die Kurven der beiden Stationen sind weitgehend identisch. Tatsächlich ist in beiden Kurven ein guter Leiter am schwächer werdenden Anstieg der Tiefe zwischen 50 und 500 s zu erkennen, bei der E-Polarisation zwischen 5 und 10 km, bei der B-Polarisation zwischen 50 und 100 km. Der bei 10000 s beginnende weitere gute Leiter des Erdmantels ist bei der B-Polarisation deutlich zu sehen, bei der E-Polarisation durch die großen Fehler sehr schlecht aufzulösen.

2.1.1 1-D Modell der E-Polarisation: Krustenleiter

Die 1-D Inversion der E-Polarisation des Impedanzensors mit dem Ψ -Algorithmus ergab eine Vorstellung von der Leitfähigkeitsverteilung, dargestellt in Abbildung 6. Auf eine Deckschicht folgt in der unteren Kruste in 15-20 km Tiefe eine sehr gut leitende Schicht mit 1200-1800 S. Bei JUHN liegt diese Schicht schon bei 8 km Tiefe, bei MOLL ergibt sich zwar auch die Struktur einer besser leitenden Schicht, hier scheint jedoch am Rande des Leinetalgrabens eine statische Verzerrung vorzuliegen (Peter,1994).

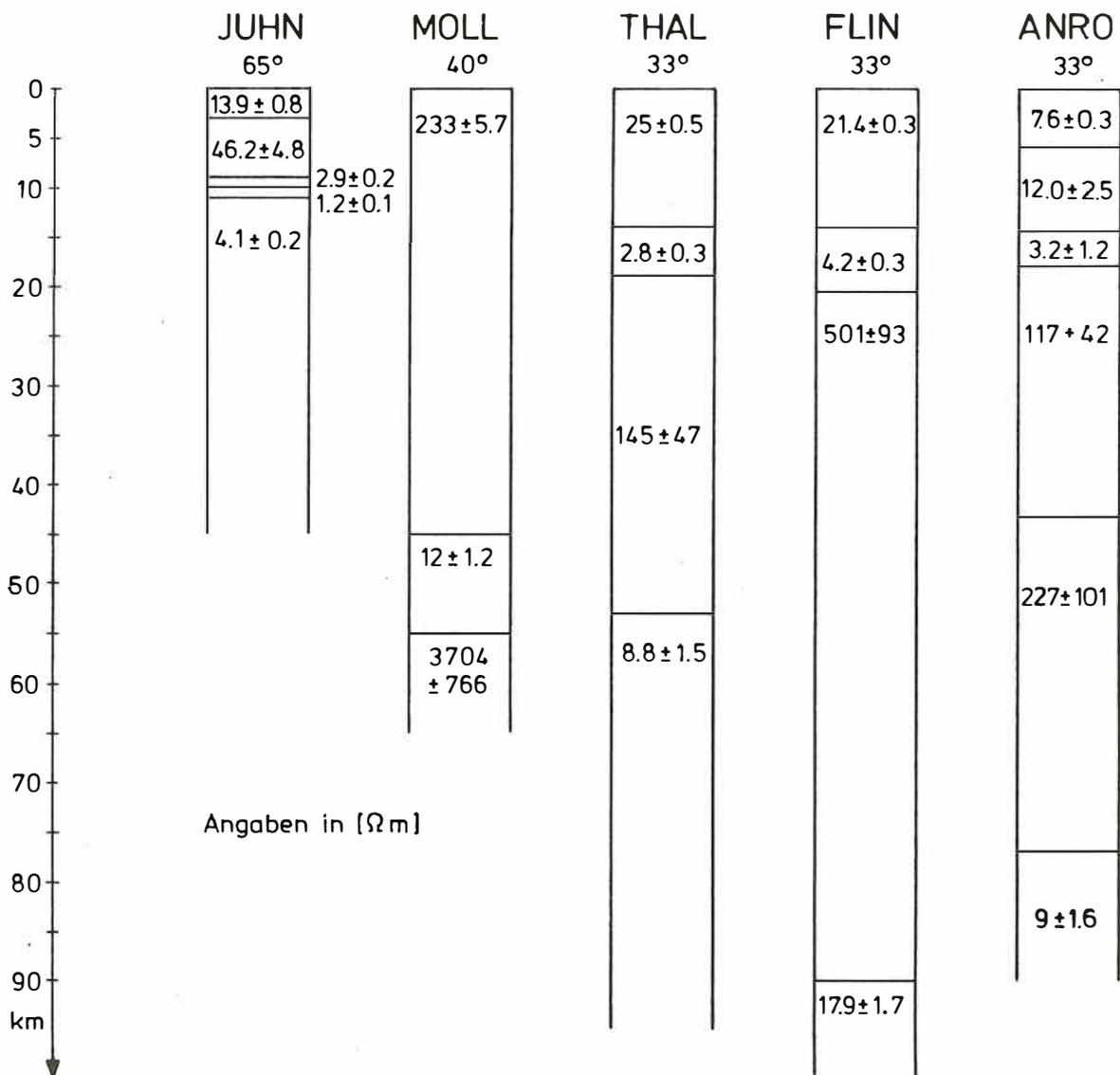


Abb. 6: 1-D Inversionsmodelle der E-Polarisation aus den rotierten Impedanzsensoren des Ostprofils

Die 1-D Modelle von FLIN, THAL und ANRO benutzte ich bei der 2-D Inversion als Grundlage für das Normalmodell außerhalb des anomalen Bereiches.

2.1.2 1-D Modell der B-Polarisation: oberer Erdmantel

Die Modellierung der B-Polarisation nahm ich zunächst auch mit dem Ψ -Algorithmus vor. Wegen des großen Tiefenbereichs, der zu überdecken war, bestimmte ich jedoch nicht eine beste, möglichst kleine Schichtzahl, sondern invertierte bei jeder Station das beste Modell mit 15 Schichten. Wie erhofft zeigte es sich, daß nur 5 Schichten tatsächlich gut aufgelöst wurden, so daß ich die Dicke und den Leitwert von 11 Schichten zu einer zusammen gefaßt habe. Diese Schicht ist in Abbildung 7 ohne Fehlerangaben dargestellt, da sie nicht direkt aus der Inversionsrechnung stammt. Die gute Anpassung der Meßdaten an die Modelldaten aus der Vorwärtsrechnung für FLIN zeigt die Abbildung 8.

Die 1-D Modelle der B-Polarisation in Abbildung 7 zeigen einheitlich in etwa 100 km Tiefe einen gut leitenden oberen Mantel mit jeweils etwa 200 S. Bei JUHN scheint eine statische

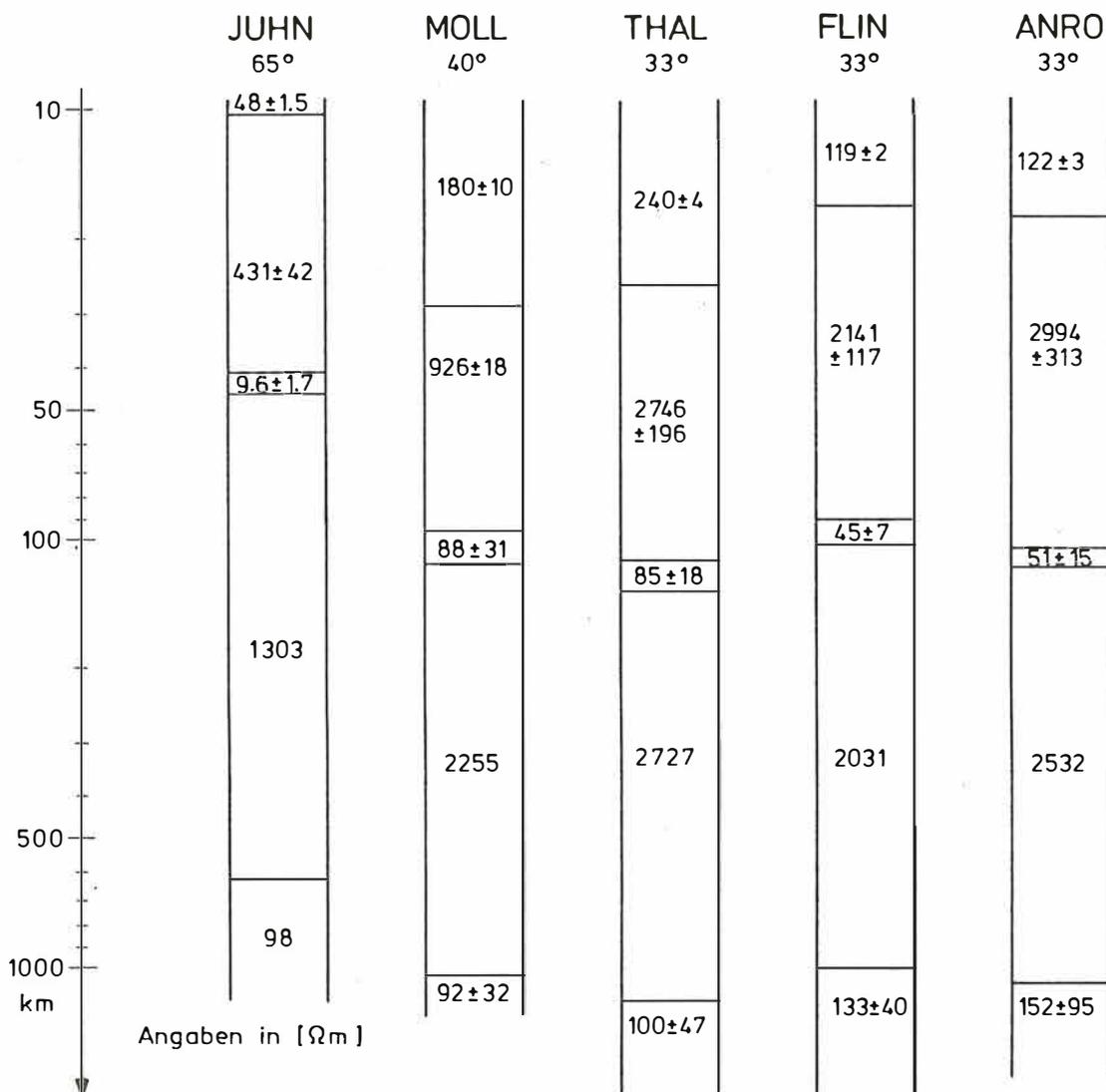


Abb. 7: 1-D Inversionsmodelle aus den rotierten Impedanztensoren der Stationen des Ostprofils der B-Polarisation

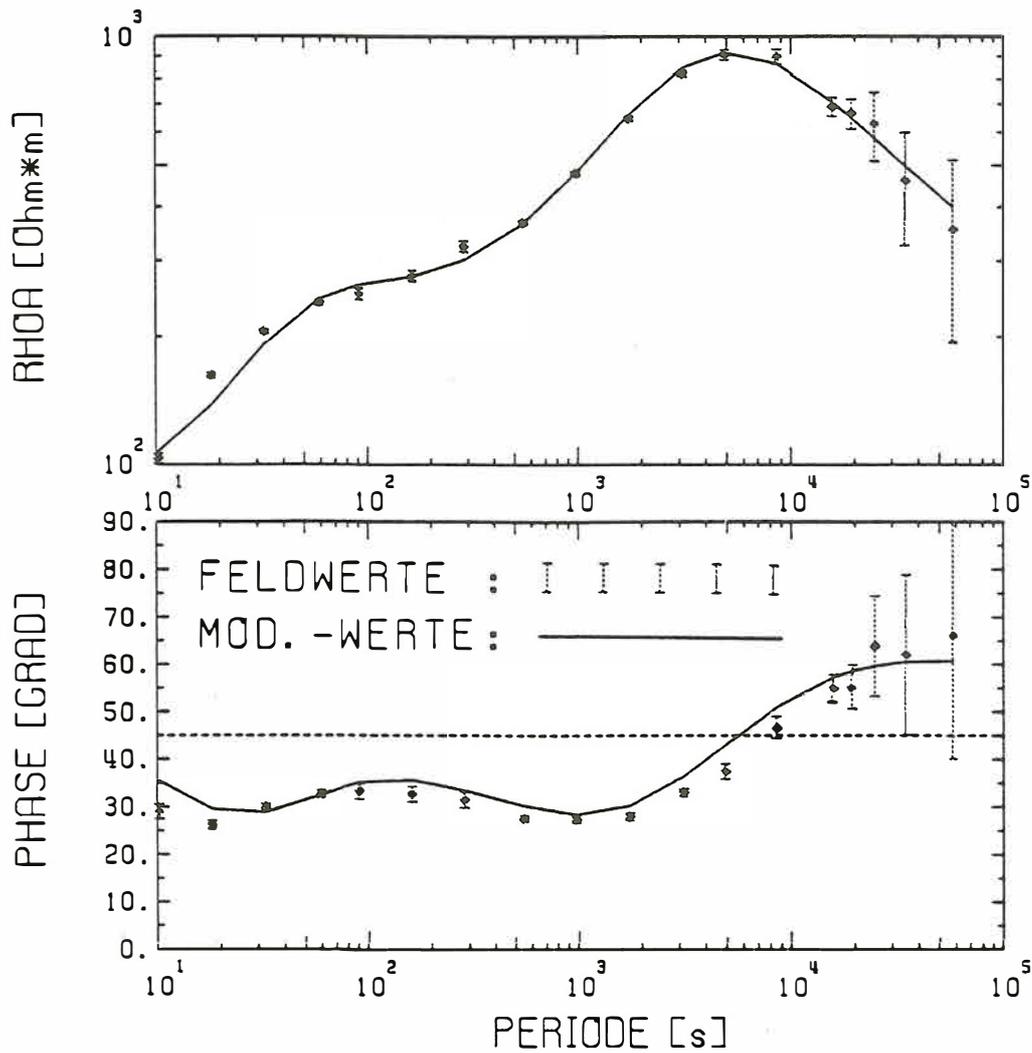


Abb. 8: Vergleich von Modellwerten und Meßdaten der B-Polarisation des um 33° rotierten Impedanzsensors von FLIN

Verzerrung vorzuliegen, so daß die Struktur um einen reellen Faktor verschoben ist.

2.2 2D-Inversion

Die 2-D Inversionsrechnung führte ich durch Anwendung der Integralgleichungsmethode von Schmucker (1992) durch:

Die Helmholtzgleichung,

$$\nabla^2 E_{ax} = i\omega\mu_0(\sigma_n E_{ax} + \sigma_a E_x)$$

wobei der Index a die anomalen, Index n die normalen Anteile bedeutet, also

$$\sigma = \sigma_a + \sigma_n \quad \text{und} \quad E_x = E_{ax} + E_{nx},$$

wird mittels der Greenschen Funktion G zu einer Integralgleichung:

$$E_{ax}(y, z) = -i\omega\mu_0 \int_{-\infty}^{+\infty} G(y, z, y', z') \sigma_a(y', z') E_x(y', z') dy' dz'.$$

Für stückweise konstantes $\sigma_{am} = \sigma_a(a_m)$ im Bereich a_m und an diskreten Meßpunkten ($y_n, z = 0$) wird

$$E_{ax}(y_n) = \sum_m \sigma_{am} F_{nm},$$

mit

$$F_{nm} = -i\omega\mu_0 \int_{a_m} G(y_n, 0, y', z') E(y', z') dy' dz'.$$

Dieser Ausdruck wird berechnet, indem als Näherung $E = E_n$ angenommen wird. Mit den Methoden der Matrizeninversionsrechnung kann σ_{am} so bestimmt werden, daß

$$\sum_n |E_{ax} - \sum_m \sigma_{am} F_{nm}| = \min,$$

wobei nur für den ersten Schritt einer beginnenden Iteration $E = E_n$ angenommen wird. Nach der ersten Iteration kann dann E_a aus dem Modell berechnet und mit dem neuen E-Feld der Datenkern verbessert werden. Die Magnetfelder ergeben sich dann einfach aus den Maxwell'schen Gleichungen:

$$-i\omega B_{ay} = \frac{\partial E_{ax}}{\partial z} \quad \text{und} \quad i\omega B_{az} = \frac{\partial E_{ax}}{\partial y}.$$

2.2.1 Modell 1

Für die Inversion wurden offensichtlich gestörte Daten nicht benutzt. Es waren bei BRAM nicht alle Frequenzen vermessen worden, und es wurde nur die E-Polarisation der Impedanzen benutzt, so daß von 6 (Stationen) · 18 (Frequenzen) · 3 (Komponenten) · 2 (Komplexe Werte) = 648 möglichen, 474 Daten invertiert wurden. Ein Modell, das die D-Anomalie weitgehend erklärt, ist in Abbildung 9 dargestellt. Der gute Leiter der unteren Kruste wölbt sich im Zentrum

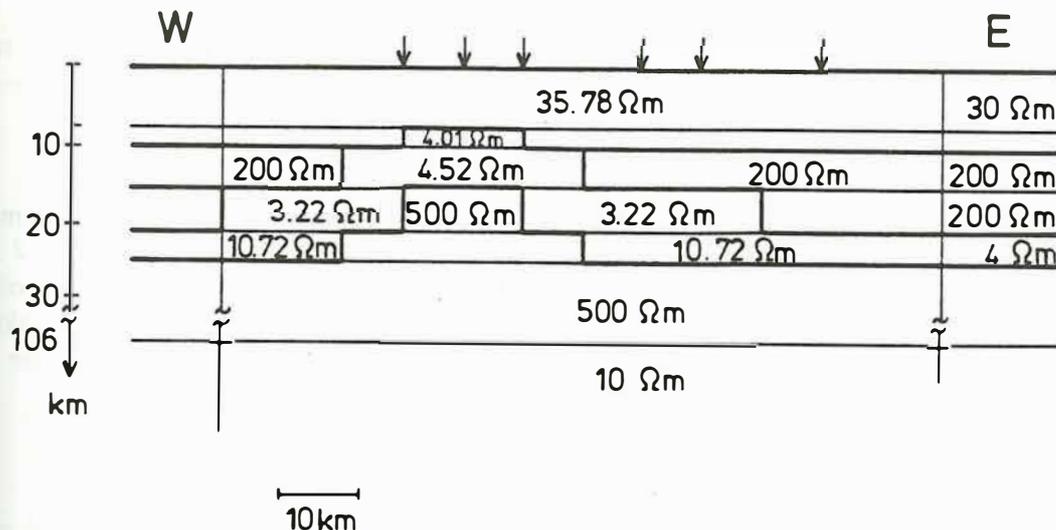


Abb. 9: 2-D Modell für die 5 Stationen meines Ostprofils und BRAM

der Anomalie bis zu 8 km Tiefe bei einer Dicke von 8 km auf. Das ergibt einen Leitwert von 1935 S. Die Anpassung für die Station FLIN, die fünfte des Profils in Abbildung 10, zeigt, daß die Anomalie sehr gut erklärt wird. Die Übereinstimmung im scheinbaren Widerstand ρ_a und in der Phase φ ist natürlicherweise gut, da die Werte ja gerade über die 1-D Inversion der E-Polarisation in das Modell eingegangen sind.

Die Abbildung 11 zeigt die über alle vorhandenen Frequenzen gemittelten Anpassungs- und Datenfehler. Während die Anpassung insgesamt sehr gut ist, ist die ρ_a -Anpassung von MOLL

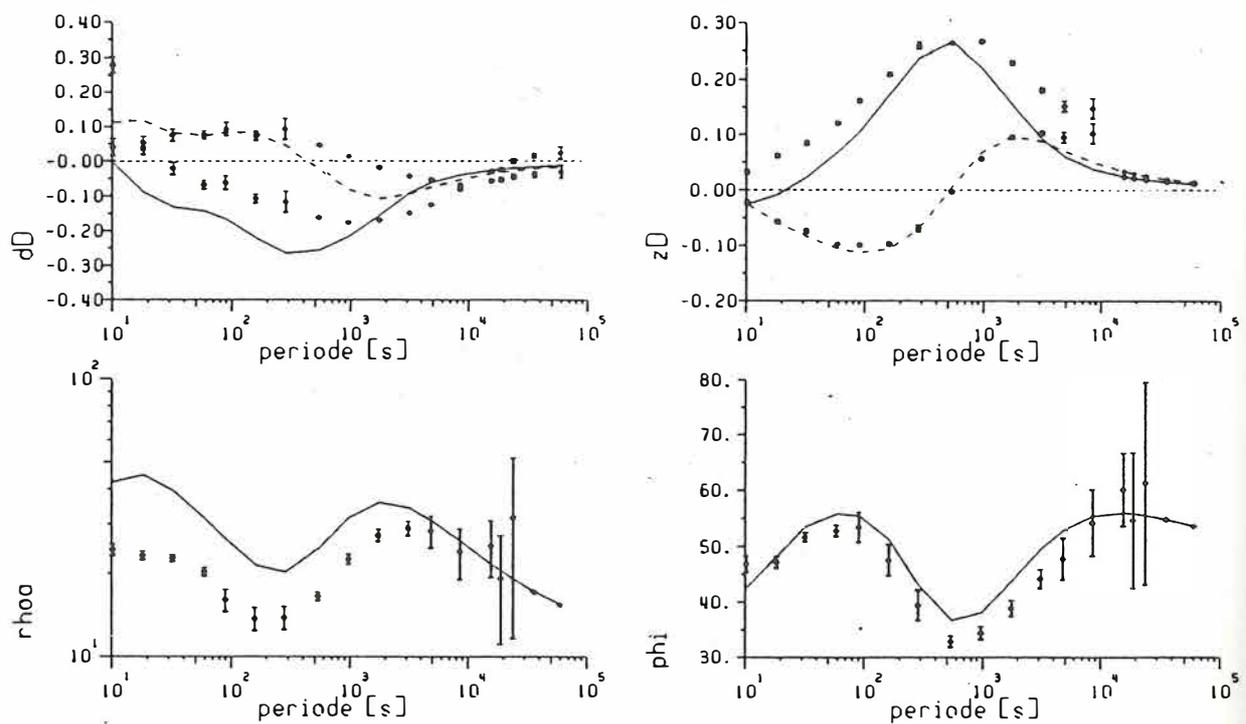


Abb. 10: Modell- und Felddaten für FLIN, die 5. Station des Ostprofils, für das Modell in Abbildung 9. Linien stellen die Modellwerte, Punkte mit Fehlerbalken die Meßwerte dar. Da nur die Impedanzen der E-Polarisation in die Modellfindung mit eingingen, ist auch nur ρ_a und φ der E-Polarisation dargestellt.

wegen der statischen Verschiebung durch oberflächennahe, lokale Leitfähigkeitskontraste sehr schlecht.

2.2.2 Modell 2

Die zweite Modellanpassung habe ich dann im südlichen Verlauf der Anomalie vorgenommen. Dort habe ich 15 Stationen über ein etwa 250 km langes Profil benutzt, in Abbildung 2 gestrichelt, und von dem oben beschriebene Modell ausgehend die Anpassung, hier aber ohne Impedanzen, versucht. Leichte Veränderungen zeigen dennoch eine gleichbleibende Struktur der Anomalie. Abbildung 12 zeigt das zweite Modell und Abbildung 13 die Anpassung der z_D Komponente über den Profilverlauf.

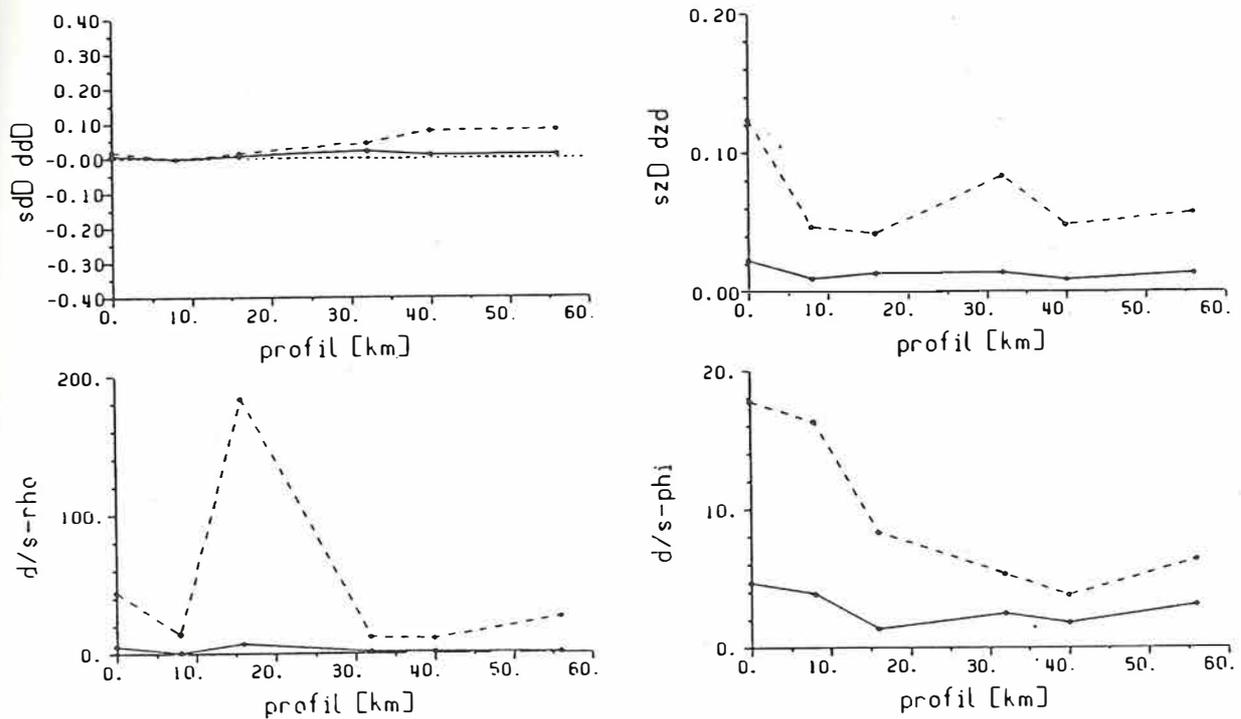


Abb. 11: Anpassungs- (---) und Datenfehler (—) für die sechs Stationen des Profils, über alle vorhandenen Frequenzen gemittelt.

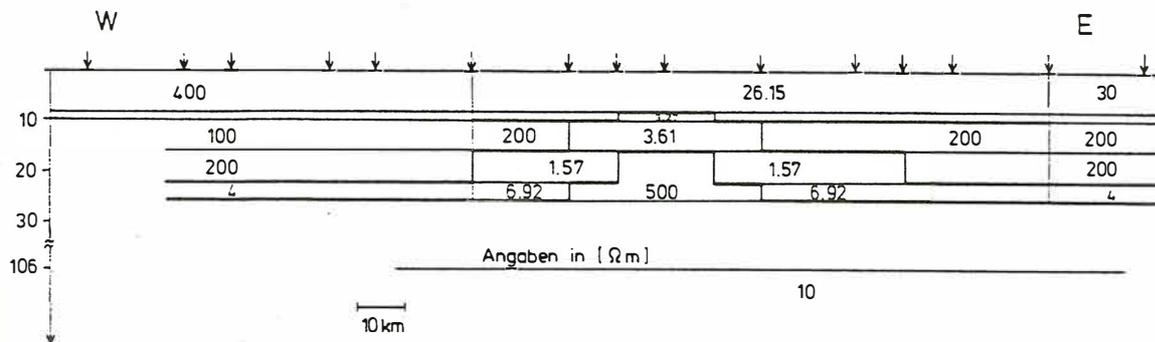


Abb. 12: 2-D Modell der Inversion für das südliche Profil (in Abb. 2 gestrichelt)

3 Schlußbemerkungen

Die Anomalie konnte über den gesamten Bereich der Ost-West Ausdehnung erklärt werden. Die Vorstellung der Aufwölbung der gutleitenden Schicht bietet eine Möglichkeit des Verstehens, ungeklärt bleibt der weitere Verlauf der D-Anomalie nach Süden. Die anomale Übertragungsfunktion des horizontalen Magentfeldes gibt ein Bild der Schichtung der Erdkruste wieder, die Isaonomenkarte kann nahezu als Karte der Topographie der gutleitenden Schicht der unteren Kruste angesehen werden.

Die 1-D Inversion der Impedanzen löst sowohl den an vielen Orten gefundenen guten Leiter der unteren Kruste auf, als auch eine gut leitende Schicht im oberen Erdmantel, die wegen der Richtungsabhängigkeit der Leitfähigkeit des Krustenleiters durch viel größere Eindringtiefen durch die Felder der B-Polarisation belegt ist.

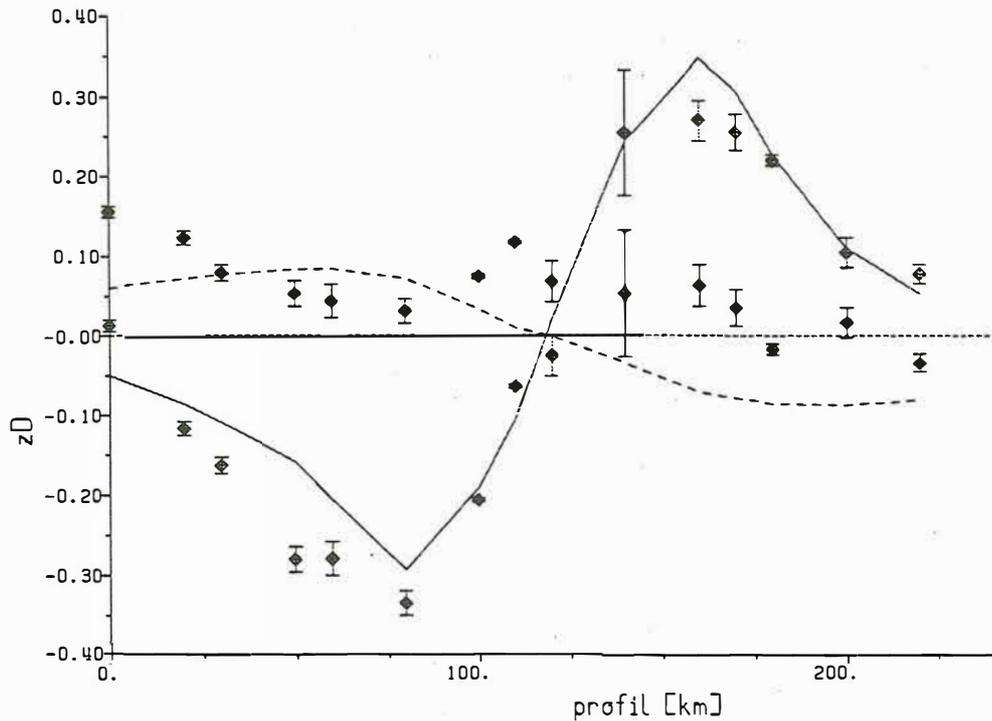


Abb. 13: Modell- (Linie) und Felddaten (Punkte mit Fehlerbalken) für das südliche Profil für die z_D Komponente

Literaturverzeichnis

- FLUCHE, B. Erdmagnetische Tiefensondierung und Magnetotellurik in der Hessischen Senke, Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Göttingen, 1983.
- FRIEDRICHS, B. Erdmagnetische und magnetotellurische Tiefensondierung über der Mitteld-deutschen Kristallinschwelle in Thüringen, Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Göttingen, 1993.
- PETER, CH. Die Göttinger D-Anomalie, Arbeitsstand der Untersuchung, in ETS Kolloquiumsband, Borkheide, 1992.
- PETER, CH. Kenngrößen des Impedanzensors., in diesem Kolloquiumsband, Hoechst, 1994.
- SCHMUCKER, U. Zur Modellerfindung in 2D, in ETS Kolloquiumsband, Borkheide, 1992.
- TEZKAN, B. Ein Interpretationsversuch zur Erklärung der konträren Phasenverläufe der E- und B-Polarisation am Ostrand der Hessischen Senke mit 2-D Leitfähigkeitsmodellen, in ETS Kolloquiumsband, Königstein, 1988.