

Elektromagnetische Array-Messungen im westlichen Rheinischen Schiefergebirge: Interpretation und Modellierung geomagnetischer Über- tragungsfunktionen

Jörg Leibecker, Oliver Kuras
Institut für Geophysik, Universität Göttingen

Einleitung und Motivation des Eifel-Projektes

Die Untersuchung fand im Rahmen des DFG-Projektes „Elektromagnetische Abtastung des oberen Mantels unter der Eifel“ statt. Das ausgewählte Meßgebiet (Abb. 1) ist geologisch eine noch immer aktive Region. Anzeichen dafür sind der sehr junge Vulkanismus, die rezente Hebung des Rheinischen Schildes und die Erdbebentätigkeit in der Rheinregion.

Ziel des Eifel-Projektes ist die Erforschung der tiefen Ursachen des Eifelvulkanismus und insbesondere die Frage, inwieweit die elektromagnetische Tiefenforschung Beiträge zur Klärung der Plumehypothese liefern kann. Die Idee eines Mantelplumes unter dem Rheinischen Schild ist nicht neu [Duncan, 1972] und die Eifel war auch in der Vergangenheit Gegenstand intensiver Forschungsarbeit [Fuchs et al., 1983].

Bisher konnte die Region allerdings mit elektromagnetischen Methoden nicht mit der erforderlichen Stationsdichte abgetastet werden, um die zu erwartende dreidimensionale Leitfähigkeitsstruktur aufzulösen.

Dieses Projekt zeichnet sich dadurch aus, daß erstmals genügend Sensoren vorhanden waren, um ein größeres Gebiet mit simultan registrierenden Stationen überdecken zu können. Für das jetzt durchgeführte Experiment wurden vom GFZ Potsdam 10 und von der FU Berlin 4 LMT-Stationen zur Verfügung gestellt, so daß zusammen mit den Geräten des Göttinger Institutes insgesamt 24 baugleiche Sensoren vorhanden waren.

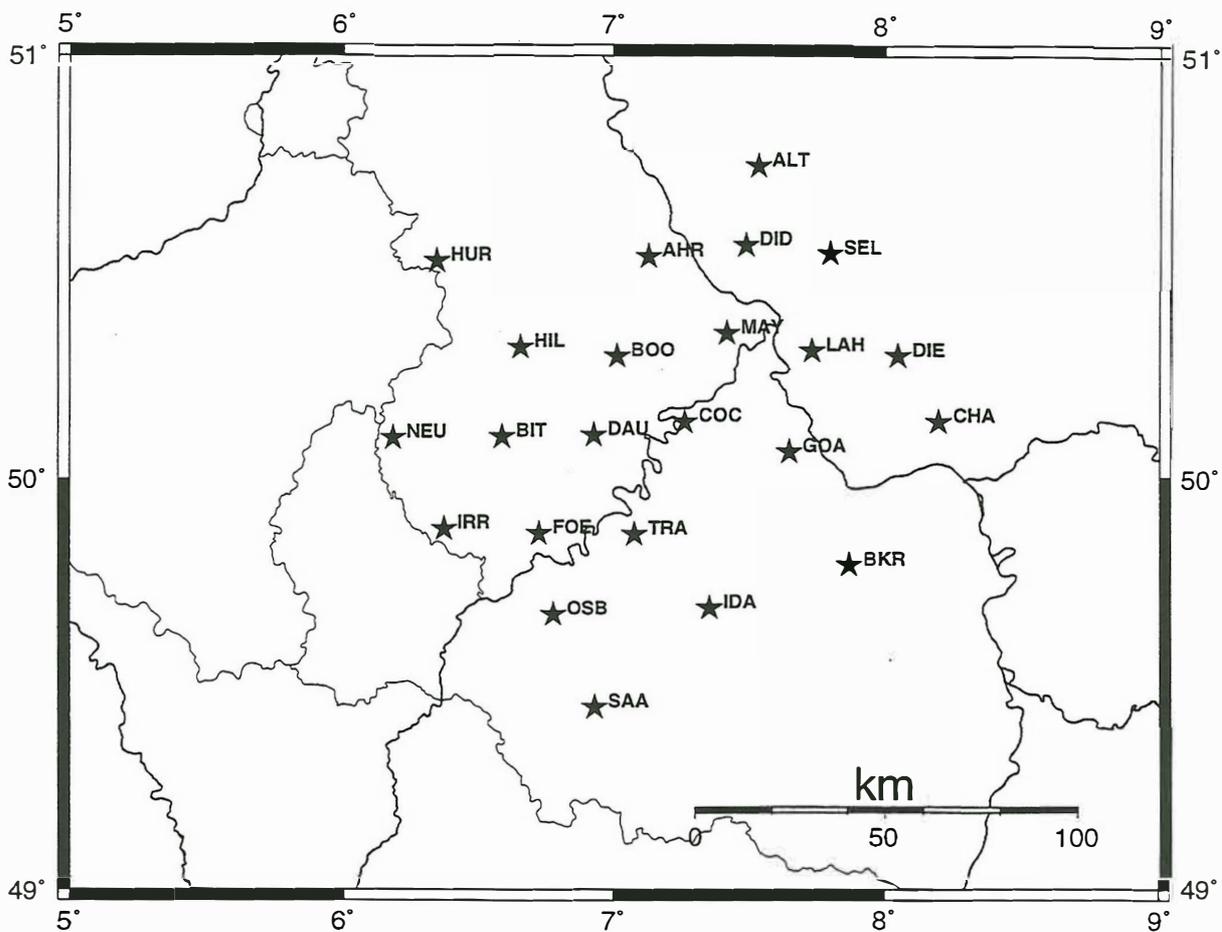


Abb.1: Standorte der LMT-Stationen im Rheinischen Schiefergebirge.

Geologie der Eifel

Der größte Teil der Eifel ist aus Sandsteinen und Schiefen des Unterdevons aufgebaut, mittel- bis oberdevonische Kalke als Bildungen eines Korallenmeers sind vor allem in der Westeifel erhalten geblieben.

Während der variszischen Faltungsära im Oberkarbon vor etwa 290 - 330 Ma entstand das Rheinische Schiefergebirge, dessen Teil die Eifel ist.

In der Folgezeit wurde das Faltengebirge abgetragen. Ablagerungen des Mesozoikums findet man hauptsächlich in der Südwesteifel. Zu Beginn der Tertiärzeit begann die Hebung des Rheinischen Schildes, und während dieser Zeit setzte auch ein intensiver Vulkanismus ein. Tertiäre Basalte findet man verstreut in der ganzen Eifel, wenngleich das Hauptverbreitungsgebiet die Hocheifel östlich von Daun ist.

Die vulkanische Tätigkeit hielt bis ins Quartär an, damit zählt die Eifel zu den jüngsten Vulkangebieten Mitteleuropas. Die vulkanischen Gesteine des Laacher-See-Gebietes in der Osteifel sind etwa 11.000 Jahre alt, einige Maare in der Westeifel sind mit einem Alter von rund 10.000 Jahren noch jünger.

Die Hebungsphase dauert bis heute an, im nordwestlichen Teil der Eifel wurden Hebungsraten bis zu 1,6 mm/Jahr gemessen.

Im Westen schließt an das Linksrheinische Schiefergebirge direkt das Paläozoikum der Ardennen an, im Nordwesten wird das variszische Stockwerk des Schiefergebirges durch das Tertiär und Quartär der Niederrheinischen Bucht überdeckt.

Nach Süden wird das Rheinische Schiefergebirge durch die Hunsrück-Südrandstörung begrenzt (angrenzendes Jungpaläozoikum, vor allem Rotliegendes).

Die Durchführung der Messung

Die Stationsstandorte sind aus Abbildung 1 ersichtlich. Das Stationsnetz wurde so gelegt, daß die quartären Vulkangebiete der Westeifel (Gebiet um Daun, Station DAU) und der Osteifel (Laacher See Gebiet, Station MAY) zentral lagen. Der Stationsabstand betrug etwa 30 x 40 km, so daß insgesamt eine Fläche von rund 90 x 120 km abgedeckt wurde. Die Messungen wurden im Zeitraum vom 21. Juli 1997 bis zum 4. September 1997 durchgeführt, jede Station registrierte 4 - 6 Wochen mit einer Taktrate von 2s.

Zur Messung des Magnetfeldes wurden MAGSON-Fluxgatemagnetometer benutzt, das elektrische Feld wurde mit Ag-AgCl Elektroden nach Filloux gemessen. Die Daten wurden mit dem von Dr. Steveling entwickelten RAP-System aufgezeichnet [Steveling, 1996].

Ergebnisse der Datenanalyse

Ausgewertet wurden die Übertragungsfunktionen des horizontalen Magnetfeldes (Perturbationstensor):

$$\begin{pmatrix} B_x - B_{xn} \\ B_y - B_{yn} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} h_H & h_D \\ d_H & d_D \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_{xn} \\ B_{yn} \end{pmatrix},$$

und des vertikalen Magnetfeldes:

$$B_z = \begin{pmatrix} z_H & z_D \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix} : \text{lokale Übertragungsfunktionen,}$$

$$B_z = \begin{pmatrix} z_H & z_D \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_{xn} \\ B_{yn} \end{pmatrix} : \text{normale Übertragungsfunktionen.}$$

Als Normalstation wurde die Station ALT gewählt: Bei einer Vorauswertung mit dem Göttinger Observatorium als Referenzstation ließ ALT keine deutliche Anomalie erkennen und lag in einem Gebiet, in dem keine großen Gradienten des Magnetfeldes vorhanden waren.

In Abbildung 2a, b sind die Ergebnisse der Analyse des horizontalen Magnetfeldes für zwei Perioden dargestellt: Die Schwerpunkttiefe für 171s liegt in etwa in der unteren Kruste, diejenige für 1024s im oberen Mantel. Die Daten sind um einen Winkel von 15° gegen Nord gedreht.

In den Daten treten zwei Anomalien deutlich hervor:

Im Süden des Meßgebietes existiert ein starker Gradient in $\text{Re}\{h_H\}$, der durch die Stationen südlich der Mosel SAA, IDA und BKR gestützt wird und auf eine zweidimensionale Leitfähigkeitsstruktur in südwest-nordöstlicher Richtung hindeutet. Sie korreliert gut mit der Hunsrück-Südrandstörung. Diese Anomalie ist bereits bekannt, und daher soll hier nicht weiter darauf eingegangen werden.

Interessant ist dagegen der Verlauf des $\text{Re}\{d_D\}$ im Nordwesten des Meßgebietes bei 171s. Man erkennt deutlich eine Anomalie, deren Maximum bei der Station HIL (0.28) liegt und die nach Südwesten (BIT, IRR) und Norden schwächer wird (Abb. 2a). Offenbar liegt hier eine regional begrenzte Leitfähigkeitsanomalie vor (wobei die Ausdehnung in nördlicher Richtung nicht sicher abgegrenzt werden kann, da zuwenig Stützstellen vorhanden sind). Diese verschwindet mit zunehmender Periode und ist bei 1024s nicht mehr vorhanden (Abb. 2b).

Abbildung 3 verdeutlicht das für die Station HIL: Dargestellt ist der Frequenzgang von d_D (um 15° rotiert).

Man erkennt in der Darstellung ein deutliches Maximum des Realteils bei 171s, der Imaginärteil hat bei 341s einen Nulldurchgang und wechselt sein Vorzeichen. Sowohl Real- als auch Imaginärteil klingen für sehr kurze und sehr lange Perioden auf Null ab. Insgesamt ist dieser Verlauf von Real- und Imaginärteil der horizontalen Übertragungsfunktion charakteristisch für einen gutleitenden Störkörper, der in einem schlechtleitenden Halbraum eingebettet

ist. Die Tatsache, daß die Amplituden von d_D deutlich größer als die von h_H sind, läßt darauf schließen, daß die anomalen Ströme bevorzugt in Nord-Südrichtung fließen.

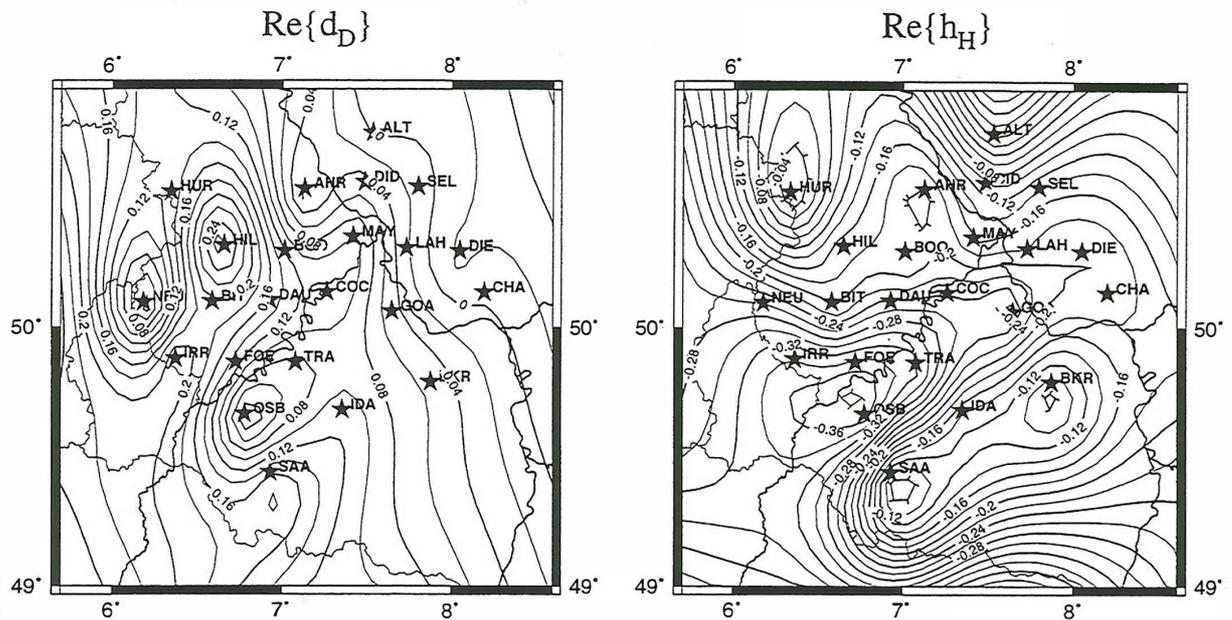


Abb. 2a: Real- und Imagiärteil von d_D und h_H für 171s, rotiert um 15° .

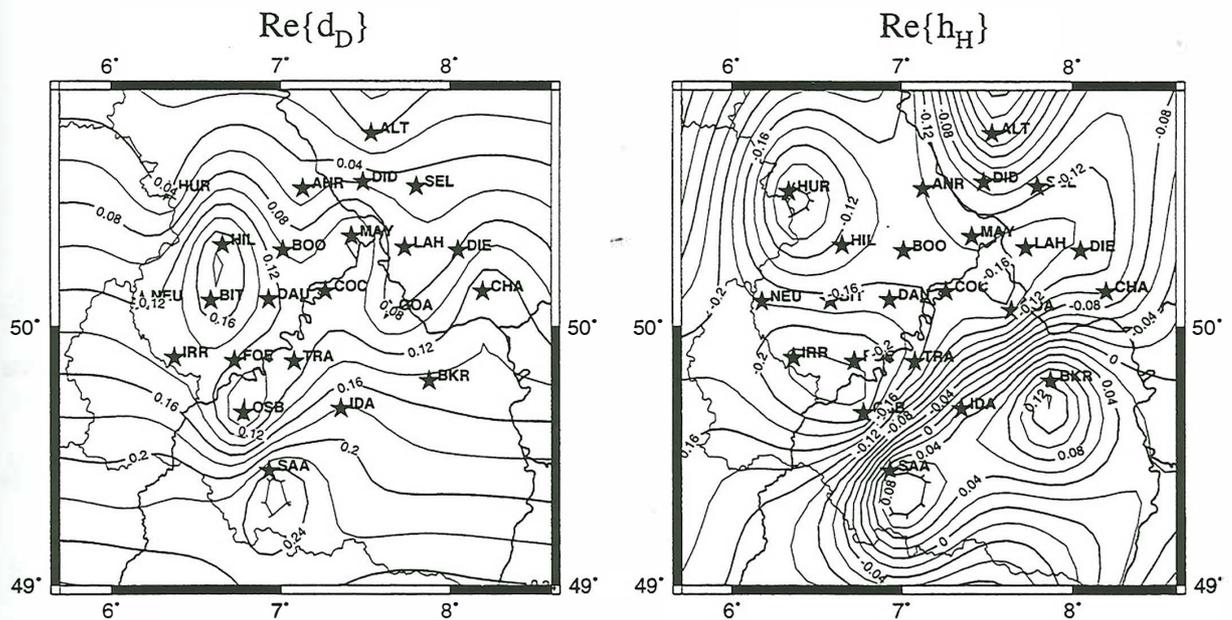


Abb. 2b: Real- und Imagiärteil von d_D und h_H für 1024s, rotiert um 15° .

Station HIL

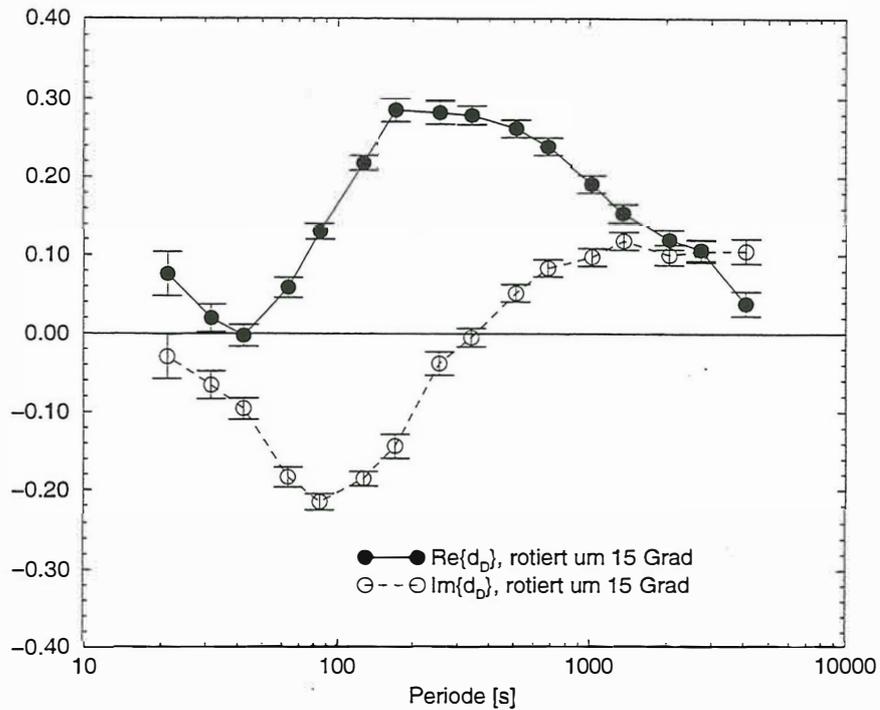


Abb. 3: Frequenzgang von d_D für die Station HIL.

Insgesamt läßt bereits diese Darstellung der Daten auf eine sowohl regional als auch in der Tiefenausdehnung begrenzte dreidimensionale Leitfähigkeitsstruktur in der unteren Kruste / im oberen Mantel unter HIL schließen.

Die vermutete Dreidimensionalität der Anomalie wird durch einen weiteren Parameter gestützt. Mit

$$S = \frac{|h_D - d_H|}{|h_H + d_D|}$$

kann entsprechend der Magnetotellurik eine Schiefe des Perturbationstensors definiert werden [Fluche, 1983]. Sie ist rotationsinvariant und wird für den Fall einer zweidimensionalen Leitfähigkeitsstruktur Null. Abbildung 4 zeigt die Schiefe für eine Periode von 171s.

Man erkennt, daß S an den Stationen HIL, BOO und MAY Maxima besitzt, also im Bereich der Anomalie und weiter westlich davon. Die zweite Anomalie im Süden des Meßgebietes macht sich in der Schiefe jedoch nicht bemerkbar, ein gutes Indiz dafür, daß S für dreidimensionale Leitfähigkeitsanomalien sensitiv ist, nicht jedoch für zweidimensionale.

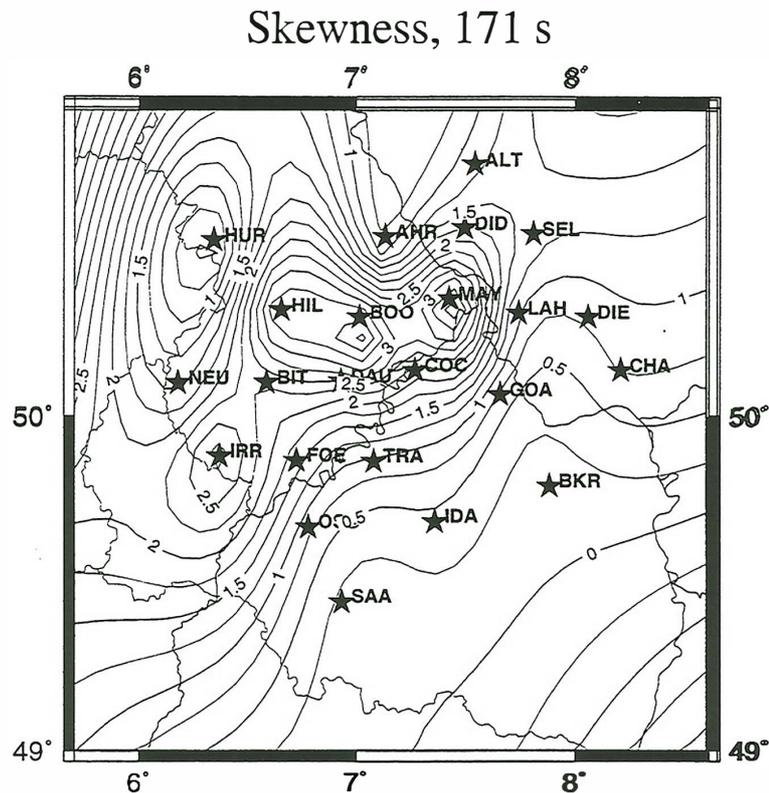


Abb. 4: Schiefe des Perturbationstensors für 171s.

In Abbildung 5 ist der Frequenzgang der lokalen und normalen Induktionspfeile für eine Station am Rande der vermuteten Leitfähigkeitsanomalie (NEU) dargestellt. Zunächst fällt auf, daß sich die lokalen Übertragungsfunktionen nicht sehr von den normalen unterscheiden. Die Realpfeile zeigen bis auf kurze Perioden durchgängig in südwestliche Richtung. Das Umklappen der Imaginärpfeile findet bei den lokalen Induktionspfeilen bei Perioden zwischen 600s und 900s statt, bei den normalen Induktionspfeilen früher bei etwa 200s-300s. Auf den ersten Blick ist dies konsistent mit den horizontalen Übertragungsfunktionen, wenn man davon ausgeht, daß die Periode des maximal induktiven Effektes (d. .h. $\text{Re}\{z_H, z_D\}=\text{max.}$, $\text{Im}\{z_H, z_D\}=0$) in etwa die Schwerpunkstiefe der anomalen Ströme angibt. Es ist allerdings auffällig, daß die Richtung der Realpfeile auch bei langen Perioden erhalten bleibt. Besonders deutlich

wird dieser Umstand, wenn man eine flächenhafte Darstellung der lokalen Induktionspfeile für eine lange Periode (2048s) betrachtet (Abb. 6). Bis auf die südlichen Stationen weisen alle Realpfeile nach Südwesten (bei gleichzeitig kleinen Imaginärpfeilen). Dieses Verhalten deutet auf eine Vorzugsrichtung der elektrischen Leitfähigkeit in Nordwest-Südostichtung hin. Es kann allerdings nicht ohne weiteres entschieden werden, was die Ursache ist. Es ist möglich, daß es im oberen Mantel eine Richtungsabhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit gibt, es kann allerdings auch sein, daß die Norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie das Verhalten der Induktionspfeile beeinflusst.

Induction Arrows, Station NEU

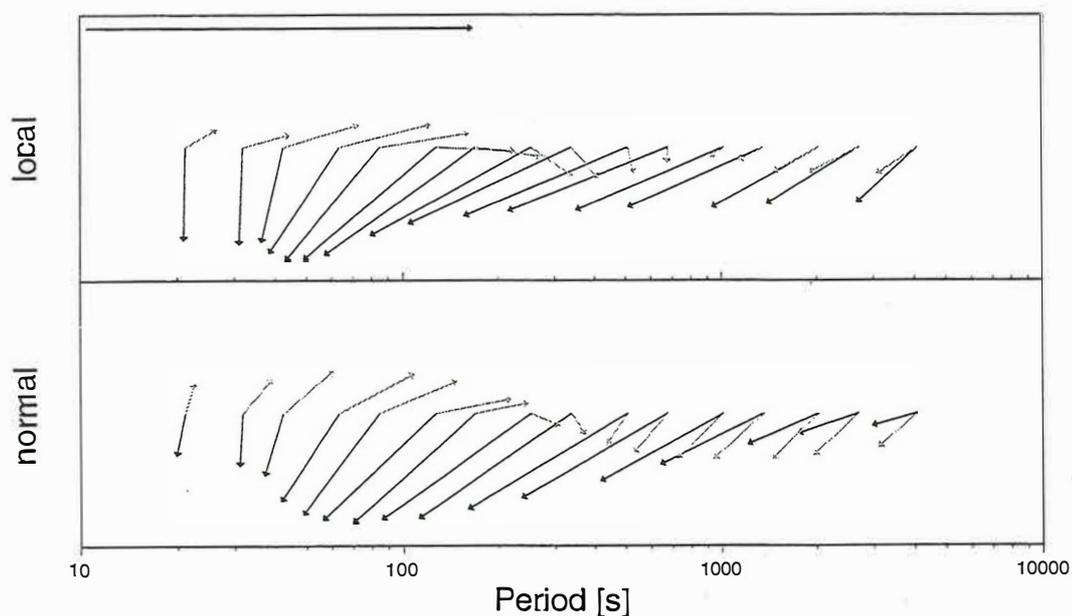


Abb. 5: Lokale und normale Induktionspfeile der Station NEU.

local, 2048 s

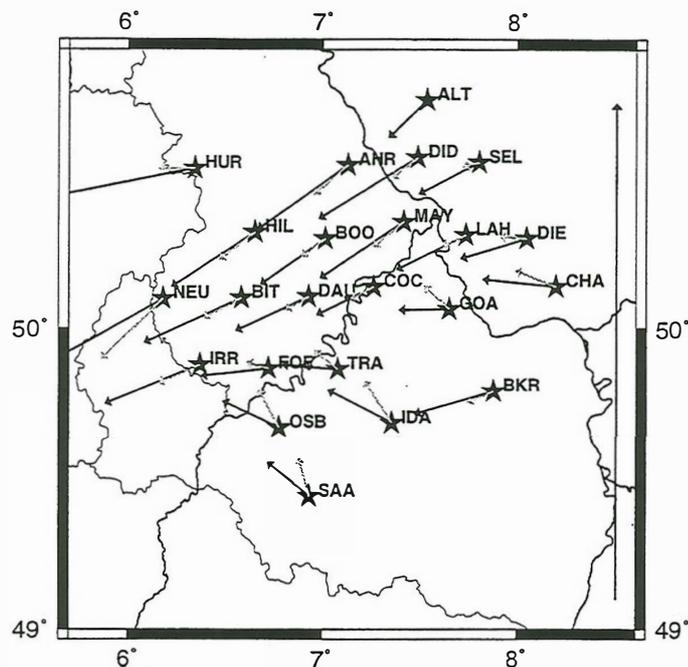


Abb. 6: Lokale Induktionspfeile für 2048s.

Dreidimensionale Modellierung

Mit einem dreidimensionalen Leitfähigkeitsmodell des Rheinischen Schiefergebirges wurde versucht, die beiden auffälligen Anomalien in $\text{Re}\{d_D\}$ sowie $\text{Re}\{h_H\}$ zu modellieren. Dabei wurde der Finite-Differenzen-Algorithmus von Mackie et. al [1993] verwendet. Erste Vermutungen, die Anomalie in $\text{Re}\{d_D\}$ könne durch einen Manteldiapir erzeugt werden, wurden mit dem einfachen Modell eines vertikalen Zylinders im homogenen Halbraum widerlegt. Wählt man den Durchmesser eines solchen Modellplumes nach bekannten Ergebnissen der Geodynamik (50-100 km), so wird trotz hoher Leitfähigkeitskontraste die benötigte Amplitude in $\text{Re}\{d_D\}$ nicht erreicht, es sei denn, man erlaubt eine Aufstiegshöhe der Struktur bis in die obere Kruste hinein.

Auch die beobachtete kleine Halbwertsbreite der Anomalie sowie ihre stark begrenzte Tieferstreckung, die bereits aus dem Frequenzgang in Abb. 3 ersichtlich wird, sprechen gegen das Plumemodell. Eine Modellierung dieser Anomalie erforderte daher die Suche nach einem geeigneten Mechanismus zur lokalen Verstärkung des anomalen Magnetfelds in einer Komponente. (Abb. 7) zeigt den Entwicklungsstand eines Modells, das einen solchen Mechanis-

mus implementiert: die Kanalisierung der induzierten elektrischen Ströme in einer Vorzugsrichtung. Eine Struktur in der unteren Kruste mit begrenzter Tiefenausdehnung (ca. 6-8 km) zeigt eine lokale Einschnürung in der Region um die Station HIL, bei der die stärksten anomalen Felder beobachtet werden. Somit wird ein bevorzugter induzierter Stromfluß in Nord-Süd-Richtung erzwungen, der ein anomales Magnetfeld in Ost-West-Richtung hervorruft. Das 1-D-Hintergrundmodell entstammt Ergebnissen der Magnetotellurik [Hönig, 1998]. Auch die gutleitfähige Region südlich des Hunsrück wurde mit einer eigenen Leitfähigkeitsverteilung in das Modell integriert, um das Verhalten von $\text{Re}\{h_H\}$ zu erklären.

Model No. 37

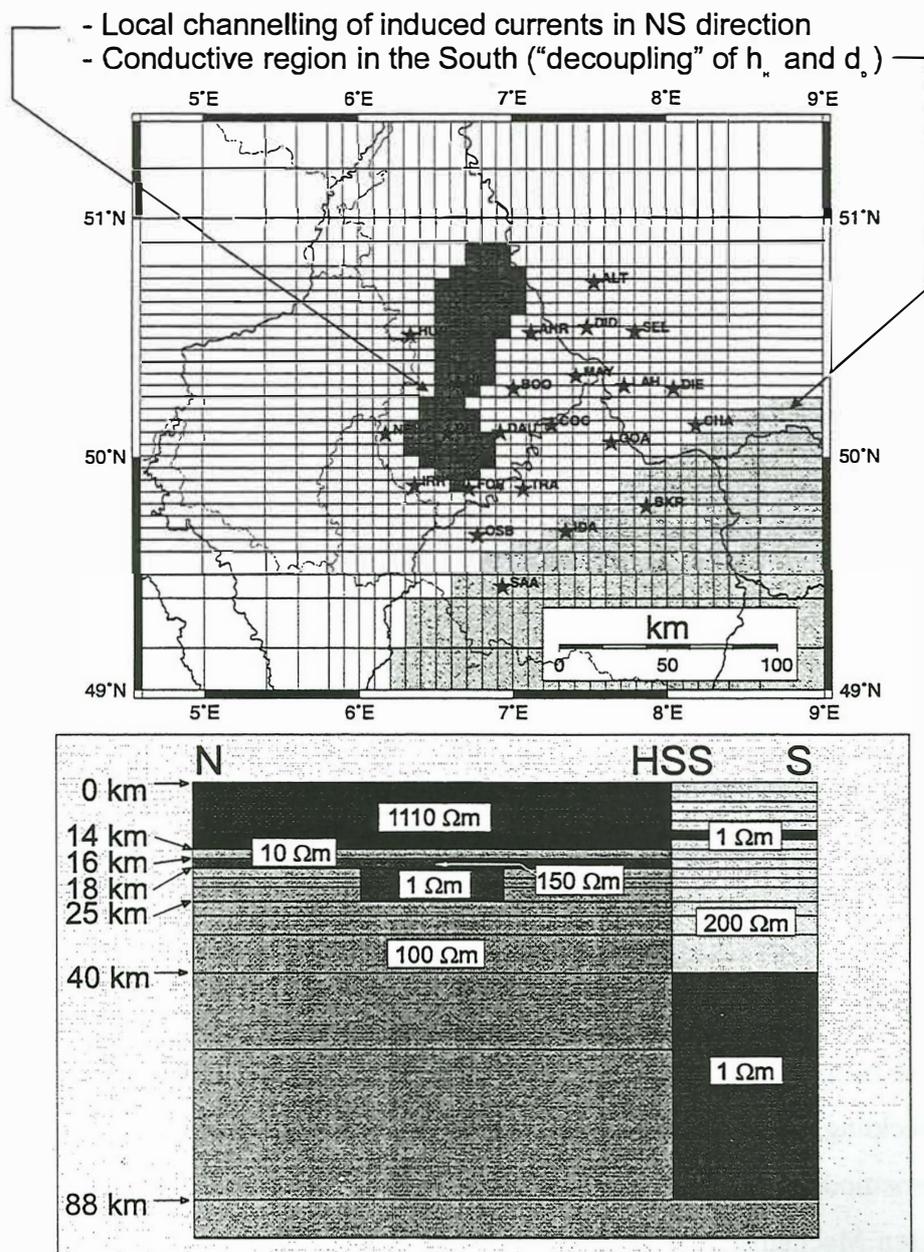


Abb. 7: Modell 37.

In der Modellantwort wird erreicht, was bereits in den Daten zu beobachten war: $\text{Re}\{d_D\}$ und $\text{Re}\{h_H\}$ bilden verschiedene Effekte ab, sie sind gewissermaßen "entkoppelt". In $\text{Re}\{d_D\}$ wird die benötigte Amplitude erzielt, der Frequenzgang ist sehr gut angepaßt (Abb. 8, 9, 10).

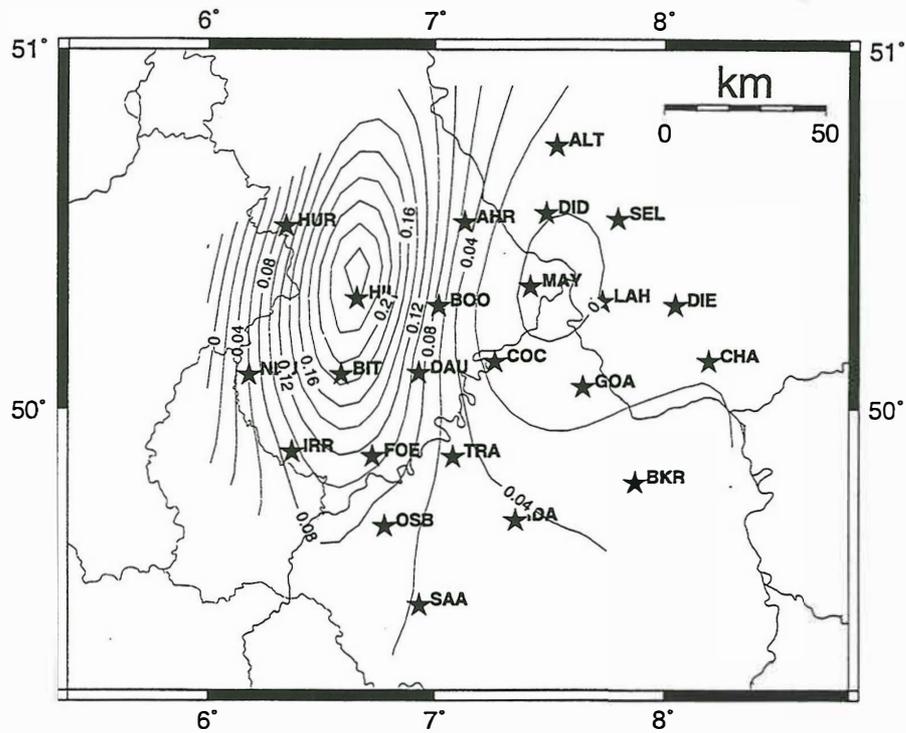


Abb. 8: Modellantwort für $\text{Re}\{d_D\}$ bei $T=171$ s.

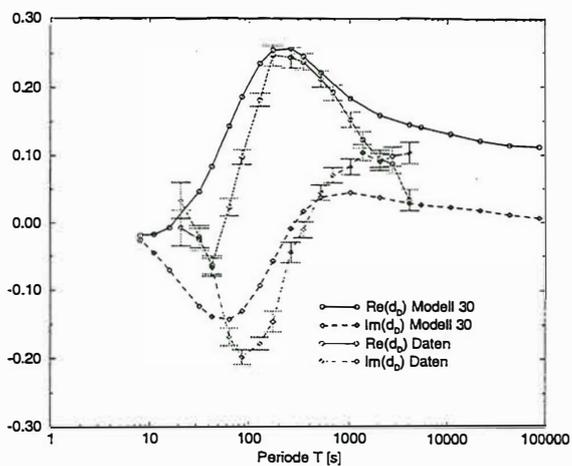


Abb. 9: Frequenzgang von $\{d_D\}$.

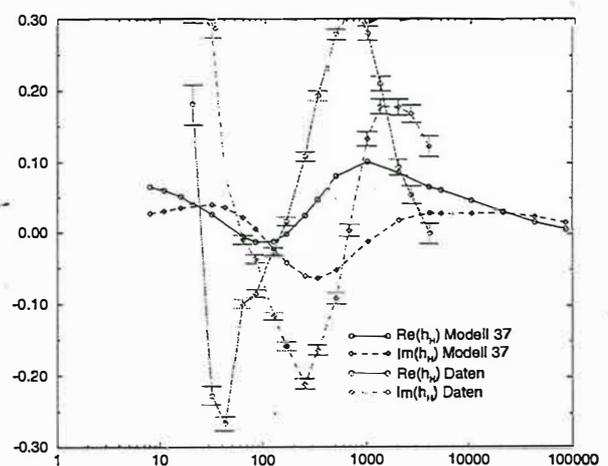


Abb. 10: Frequenzgang von $\{h_H\}$.

Die Interpretation einer solchen Struktur in der unteren Kruste fällt angesichts der unbekannt-ten Ausdehnung in Nordrichtung schwer, am ehesten käme hier wohl eine Magmenkammer in Frage.

Ausblick

Beim Verfahren der erdmagnetischen Tiefensondierung stellt sich oft das Problem, eine geeignete Normalstation zu finden. Die Auswertung der Daten, etwa die Interpretation von Perturbationspfeilen oder normalen Induktionspfeilen, beruht immer auf der Annahme, daß die Referenzstation selbst eindimensional ist, was allerdings nicht immer der Fall ist.

Man kann dieses Problem umgehen, wenn es gelingt, zumindest eine der verwendeten Stationen lokal gut zu modellieren. Es ist dann möglich, Modelldaten und echte Daten zu mischen und so zu einer aussagekräftigen Darstellung der Meßdaten zu gelangen.

Zunächst liegen die Übertragungsfunktionen W_i bezogen auf eine beliebige Referenzstation R vor:

$$W_i(R).$$

Die Referenzstation R wird jetzt modelliert (R^{MOD}) und so ihrerseits auf eine echte 1D Normalstation N^{MOD} bezogen:

$$R^{\text{MOD}}(N^{\text{MOD}}).$$

Nach einem Wechsel der Bezugsstation erhält man so die auf N^{MOD} bezogenen Übertragungsfunktionen:

$$\hat{W}_i(N^{\text{MOD}}).$$

In der Regel wird man versuchen, eine zweidimensionale Station zu modellieren. Der Perturbationstensor dieser Station besitzt dann (im richtigen Koordinatensystem) nur eine Komponente (etwa h_H^{MOD}). Für einen gesuchten Perturbationstensor (also bezogen auf die echte Normalstation) ergibt sich dann

$$\hat{W} = \begin{pmatrix} h_H (h_H^{\text{MOD}} + 1 + h_H^{\text{MOD}}/h_D) & h_D \\ d_H (h_H^{\text{MOD}}) & d_D \end{pmatrix}.$$

Wenn also der Faktor h_H^{MOD} einmal bekannt ist, können alle Übertragungsfunktionen W_i in einfacher Weise auf die echte Normalstation bezogen werden: \hat{W}_i .

Ausgehend von Ergebnissen der Magnetotellurik [Hönig, 1998] soll dieses Verfahren an den Eifeldaten getestet werden.

Um die Ausdehnung der Anomalie nach Norden zu untersuchen, sind weitere Messungen nötig, da das Meßnetz dort nicht dicht genug ist. Diese Messungen sind bereits geplant und werden Ende 1998 durchgeführt.

Sobald dann die Datenanalyse abgeschlossen ist, kann eine endgültige dreidimensionale Modellierung erfolgen. Bei dieser Modellierung soll die wahrscheinlich anisotrope Leitfähigkeitsstruktur der mittleren Kruste [Hönig, 1998; Oettinger1994] berücksichtigt werden. Auch die Frage, was die Auswertung langer Perioden zur Klärung der Leitfähigkeitsstruktur unter dem Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere für die Erstellung eines Hintergrundmodelles, beitragen kann, ist noch nicht geklärt [Soyer, 1998].

Referenzen

Duncan, R. A., et al.: Mantle Plumes, Movement of the European Plate, and Polar Wandering. *Nature*, Vol. 239, 1972.

Fluche, B.: Geomagnetic and Magnetotelluric Measurements in the 'Hessische Senke' (Hessian Rift). *J. Geomag. Geoelectr.*, 35, 1983.

Fuchs, K., et al.: Plateau Uplift. The Rhenish Shield-A Case History. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 1983.

Hönig, M.: Magnetotellurik im Rheinischen Schiefergebirge unter Berücksichtigung von Oberflächenverzerrungen und dem Einfluß der anisotropen mittleren Kruste. Diplomarbeit, Göttingen, in Vorb.

Mackie, R. L., Madden, T. R. & Wannamaker, P. E.: Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations - Theory and comparison to integral equation solutions. *Geophysics*, **58**, 215-226, 1993.

Oettinger, G.: Neubearbeitung und Ergänzung eines Magnetotellurik-Profiles in der Eifel. 15. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Höchst im Odenwald, 1994.

Soyer, W.: Elektromagnetische Arraymessungen im westlichen Rheinischen Schiefergebirge: Auswertung langer Perioden mit dem Z:H-Verfahren. Diplomarbeit, Göttingen, in Vorb.

Steveling, E.: Erweiterung des aus Magson-Magnetometer und Rap-Datenlogger bestehenden Meßsystems. 16. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Burg Ludwigstein, 1996.