

G. Oettinger

Neubearbeitung und Ergänzung eines Magnetotellurik-Profiles in der Eifel

Einleitung

Im Rahmen der flächenhaften magnetotellurischen Messungen im Rheinischen Schiefergebirge Ende der 70er und Anfang der 80er Jahre hatte Schulte (1980) (vgl. auch Jödicke et al. 1983) das MT-Profil ‚Eifel-Pfalz‘ westlich des Rheins vermessen (siehe Abb. 1a). Diese 14 Meßpunkte wurden im Frühjahr/Sommer 1993 durch 6 weitere Punkte ergänzt (siehe Abb. 1b). Die neuen Messungen hatten das Ziel, durch Anwendung der *Remote-Reference-Technik* insbesondere im nördlichen Profilteil besser bestimmte Übertragungsfunktionen zu gewinnen als früher, da die Daten dort sehr stark durch künstliche Störungen beeinflusst waren. Im südlichen Profilteil sollten die Meßpunkte im Hinblick auf eine zweidimensionale Modellrechnung verdichtet werden. Gesucht wurde ein 2D-Modell für den Süden des linksrheinischen Schiefergebirges, das die beobachtete deutliche Aufspaltung der Kurven für den scheinbaren spezifischen Widerstand in variszischer Streichrichtung und senkrecht dazu erklärt. Außerdem sollte überprüft werden, inwieweit sich ein 2D-Modell für die *Hunsrück-Südrand-Störung* anpassen läßt, die den Übergang des linksrheinischen Schiefergebirges zum *Saar-Nahe-Becken* bildet und einen Abschnitt der als Suturzzone diskutierten Grenze zwischen Rhenoherynikum und Saxothuringikum darstellt.

Auswertung der Daten der alten und neuen Meßpunkte

Die Übertragungsfunktionen der ‚älteren‘ Meßpunkte wurden früher nach einem Verfahren der *Einzeleffektauswertung* berechnet (Jödicke 1978, Schulte 1980), bei dem man aus den Zeitreihen von Hand Abschnitte mit erhöhtem Energieinhalt auswählt. Durch das hohe Signal-Rausch-Verhältnis der Einzeleffekte wird der Einfluß von Störungen gering gehalten, dafür ist die statistische Sicherheit der Impedanzensorelemente oft nicht befriedigend, da große Teile des Datenmaterials unberücksichtigt bleiben. Die Daten der älteren Stationen wurden deshalb zunächst nach dem Verfahren der Statistischen Frequenzanalyse neu ausgewertet. Insgesamt erhielt man durch die Statistische Frequenzanalyse glattere ρ_s - und Phasenwerte als durch die Einzeleffektauswertung. Abb. 2 zeigt eine Gegenüberstellung der Werte nach beiden Auswertemethoden am Beispiel der Station FRON. Die Schwelle für die multiple Kohärenz, ab der ein Registrierungsabschnitt zur Auswertung herangezogen wurde, konnte bei den Stationen im Süden wegen der besseren Datenqualität deutlich höher angesetzt werden als bei den Stationen im Norden.

Auch die Daten der sechs neuen Stationen wurden nach dem Verfahren der Statistischen Frequenzanalyse bearbeitet. Als typisches Beispiel für die Datenqualität im Süden des Profils sind in Abb. 3a die Single-Site-Kurven der Station WALD dargestellt. Im ‚traditionellen‘ Periodenbereich der MT ab $T = 10$ s sind die Kurven recht glatt und weisen nur bei großen Perioden Ausreißer auf. Die schlechte Datenqualität im Periodenbereich unter 10 s ist nach unserer Erfahrung typisch für das Rheinische Schiefergebirge. Sie ist wohl auf eine sehr schwache magnetotellurische Anregung und starke künstliche Signale zurückzuführen. Eine Remote-Reference-Auswertung, zu der zeitgleiche Registrierungen der Station BLUM ca. 60 km nördlich auf dem Profil verwendet wurden, brachte bei den längsten Perioden eine Verbesserung der Übertragungsfunktion (siehe Abb. 3b).

Die beiden neuen Meßpunkte HUND und BLUM im Norden des Profils weisen im Vergleich zu den älteren Nachbarstationen eine etwas bessere Datenqualität auf. Dies mag unter ande-

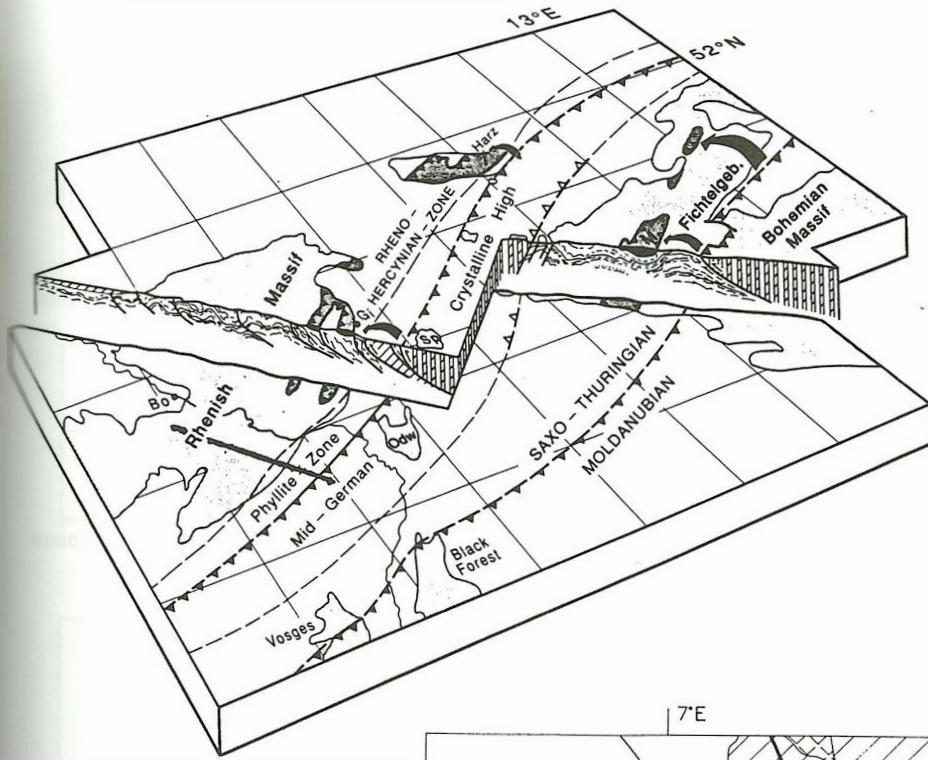


Abbildung 1: a) Blockbild zur Tektonik in Mitteleuropa nach Franke (1992). Die dicke Linie im links-rheinischen Schiefergebirge kennzeichnet die Lage des Profils Eifel-Pfalz.

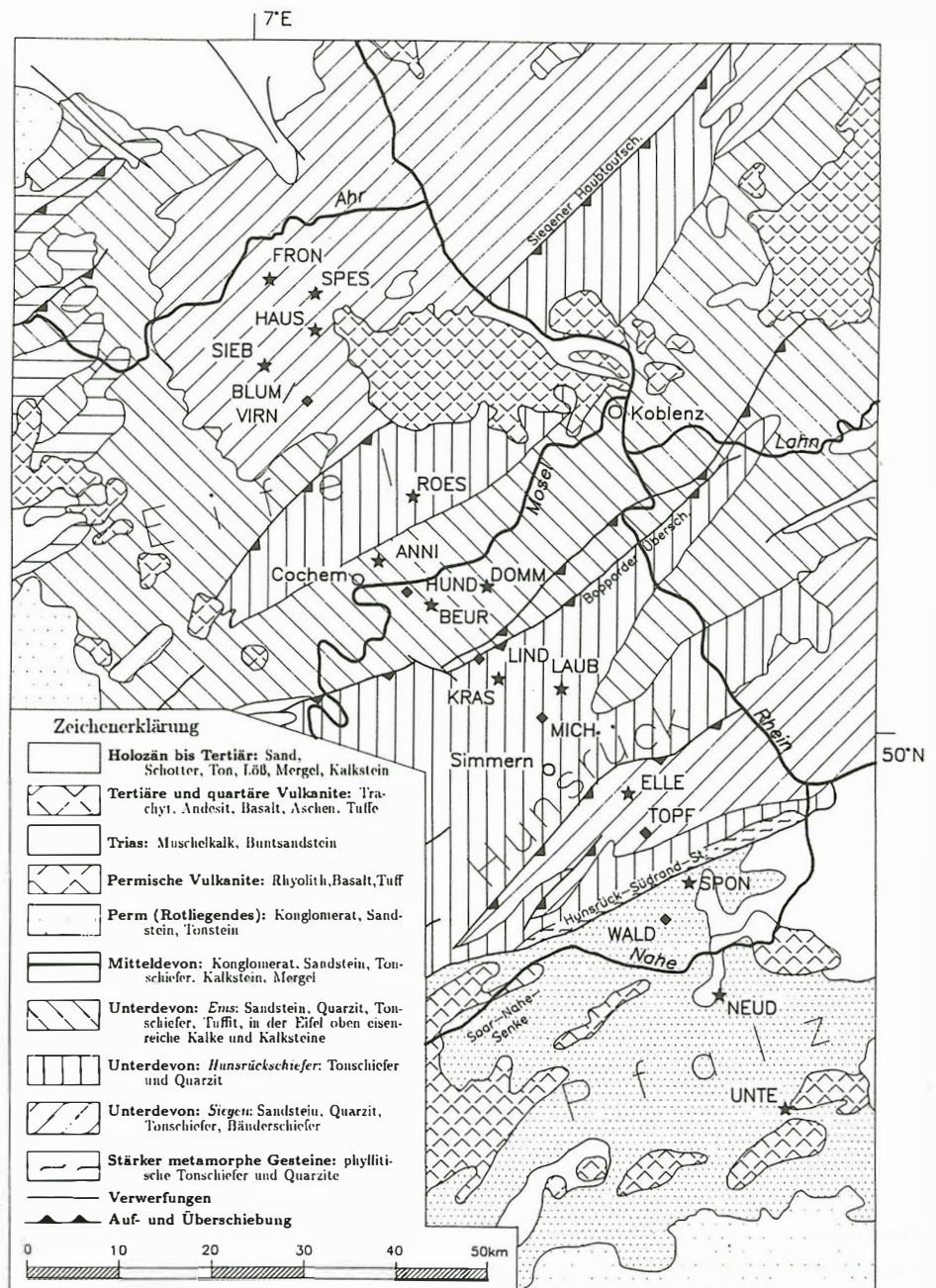


Abbildung 1: b) Geologische Karte mit MT-Stationen entlang des Profils Eifel-Pfalz, Sternchen: Meßpunkte Schulte (1980), Raute: neu vermessene Punkte Oettinger (1994).

Abbildung 2: ρ_s - und Phasenwerte der Station FRON (ungedreht) nach Einzeleffektauswertung (links, aus Schulte 1979) und nach Statistischer Frequenzanalyse (rechts). Die durchgezogenen Linien links stellen bestangepaßte Modellkurven dar.

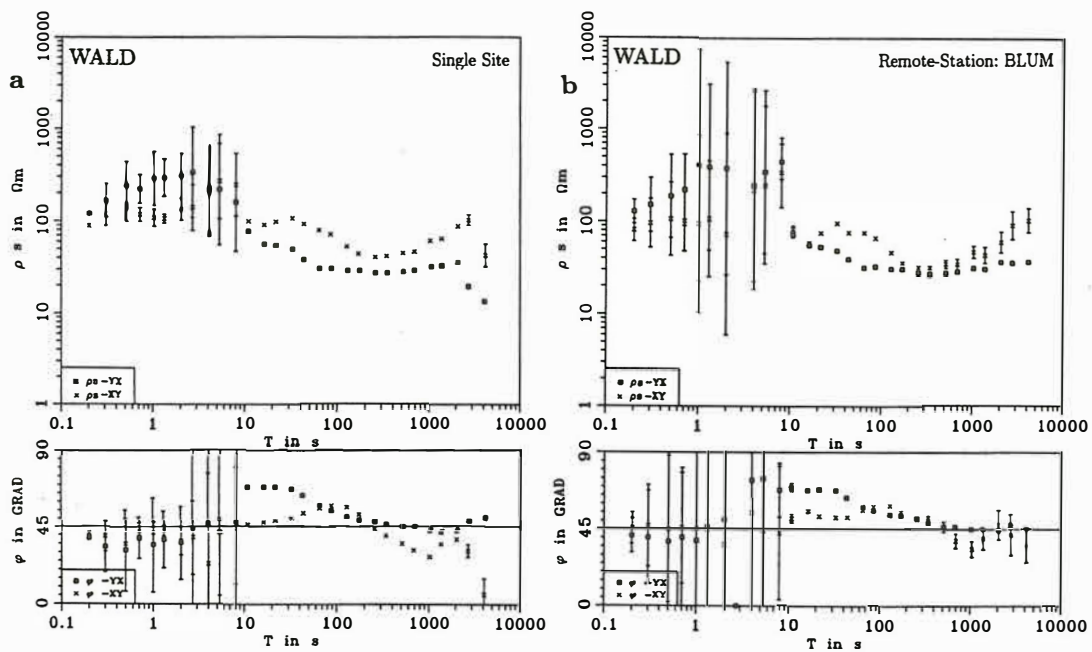
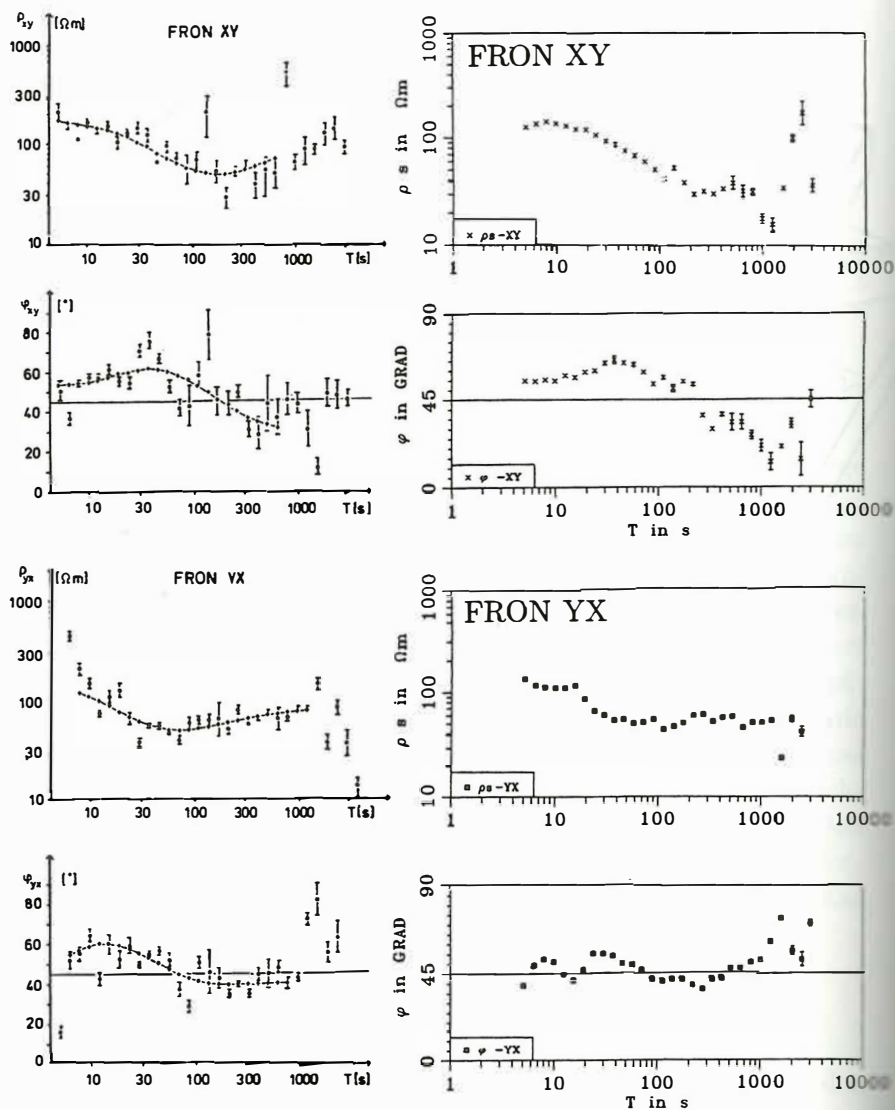


Abbildung 3: ρ_s - und Phasenwerte der Station WALD (ungedreht) a) nach Single-Site-Auswertung und b) nach Remote-Reference-Auswertung.

rem an der sorgfältigen Wahl der neuen Meßorte liegen. Die Auswertungen nach dem Remote-Reference-Verfahren brachten hier nur bei den kurzen Perioden unter 10 s eine Verbesserung der Übertragungsfunktion.

Magnetotellurische Vorzugsrichtungen und Induktionspfeile

Die Winkel zur Drehung des Übertragungstensors aus dem geographischen System auf die magnetotellurischen Hauptachsen wurden für alle Stationen entlang des Profils Eifel-Pfalz sowohl betragssensibel nach Swift (1967) als auch phasensensibel nach Bahr (1988) berechnet. Bei den meisten Stationen ergibt sich ein annähernd konstanter, nur schwach periodenabhängiger Swift-Winkel, während der Bahr-Winkel, der im allgemeinen sehr empfindlich auf Datenfehler reagiert, starke Streuung und Periodenabhängigkeit zeigt und nur abschnittsweise glatt ist. In Abb. 4a sind die Drehwinkel nach Swift und Bahr entlang des Profils für die Periode $T = 200$ s dargestellt. Im südlichen und mittleren Profiltail folgt der Bahr-Winkel angenähert der Tendenz des Swift-Winkels, mit Abweichungen von bis zu 20° an einigen Stationen. Im nördlichen Teil des Profils sind die Drehwinkel wegen des nahezu eindimensionalen Untergrundes (Schulte 1980) weniger signifikant. Ein räumlich homogener Verlauf des phasensensiblen Drehwinkels, wie ihn Volbers (1991) entlang DEKORP 2-N im rechtsrheinischen Schiefergebirge errechnete, ist im linksrheinischen Schiefergebirge nicht zu erkennen. In Anbetracht der offensichtlichen Inkonsistenz im Periodengang des Bahr-Winkels sollte man im linksrheinischen Schiefergebirge deshalb eher dem Swift-Winkel vertrauen.

Die in Abb. 4b und 4c ebenfalls für $T = 200$ s dargestellten Werte der Anisotropie und Skewness entlang des Profils geben Aufschluß über die Dimensionalitätsverhältnisse im Meßgebiet. Die kleinen Anisotropiewerte in der Eifel bestätigen, daß der Untergrund im Norden als nahezu eindimensional betrachtet werden kann. Im Hunsrück (ROES bis TOPF) liegen die Werte der Skewness in einem Bereich, der eine zweidimensionale Interpretation erlaubt. Auch im rechtsrheinischen Schiefergebirge hatte Volbers (1991) entlang DEKORP 2-N zeigen können, daß die Daten durch einen 2D-Untergrund näherungsweise erklärt werden können. Südlich der Hunsrück-Südrand-Störung deuten die Skewness-Werte an der Station WALD auf eine 3D-Leitfähigkeitsverteilung hin. Es bleibt unklar, ob es sich hierbei um dreidimensionale Effekte in der Nähe der Hunsrück-Südrand-Störung handelt oder ob lokale Besonderheiten eine Rolle spielen.

Einen guten Überblick darüber, inwieweit die Drehwinkel mit der geologischen Streichrichtung übereinstimmen, erhält man bei der Darstellung der magnetotellurischen Vorzugsrichtungen entlang des Profils in Form von Achsenkreuzen. Dazu wurde in Abb. 5a der Swift-Winkel wieder für die Periode $T = 200$ s gewählt. Es zeigt sich, daß die magnetotellurischen Vorzugsrichtungen sich in der Mehrzahl am variszischen Streichen des Rheinischen Schiefergebirges orientieren.

Anhand der Achsenkreuze in der Umgebung der Hunsrück-Südrand-Störung läßt sich nun festlegen, welche der gedrehten Tensorkomponenten dem Fall der E-Polarisation und welche dem Fall der B-Polarisation zuzuordnen sind. Die Größe der Komponente in Richtung parallel zum Streichen ändert sich nur wenig, während die Komponente senkrecht zum Streichen südlich der Störung zunächst sehr klein ist, um dann zwischen SPON und TOPF sprunghaft anzuwachsen. Die ‚stetige‘ Komponente parallel zum Streichen gehört somit zur E-Polarisation, die ‚springende‘ Komponente senkrecht zum Streichen zur B-Polarisation.

Zum Vergleich mit den magnetotellurischen Vorzugsrichtungen sind die Induktionspfeile entlang des Profils in Abb. 5b wiederum für die Periode $T = 200$ s dargestellt. Die Ausrichtung der Realpfeile im Bereich von der Hunsrück-Südrand-Störung bis zur Bopparder Überschiebung nach Nordnordwesten deutet darauf hin, daß die Hunsrück-Südrand-Störung gutleitende Strukturen im Bereich der Saar-Nahe-Senke von dem schlechter leitenden Block des Rheinischen Schieferge-

Abbildung 4: a) Drehwinkel b) Anisotropie und c) Skewness für $T = 200$ s entlang des Profils Eifel-Pfalz, berechnet nach Swift (1967) und Bahr (1988).

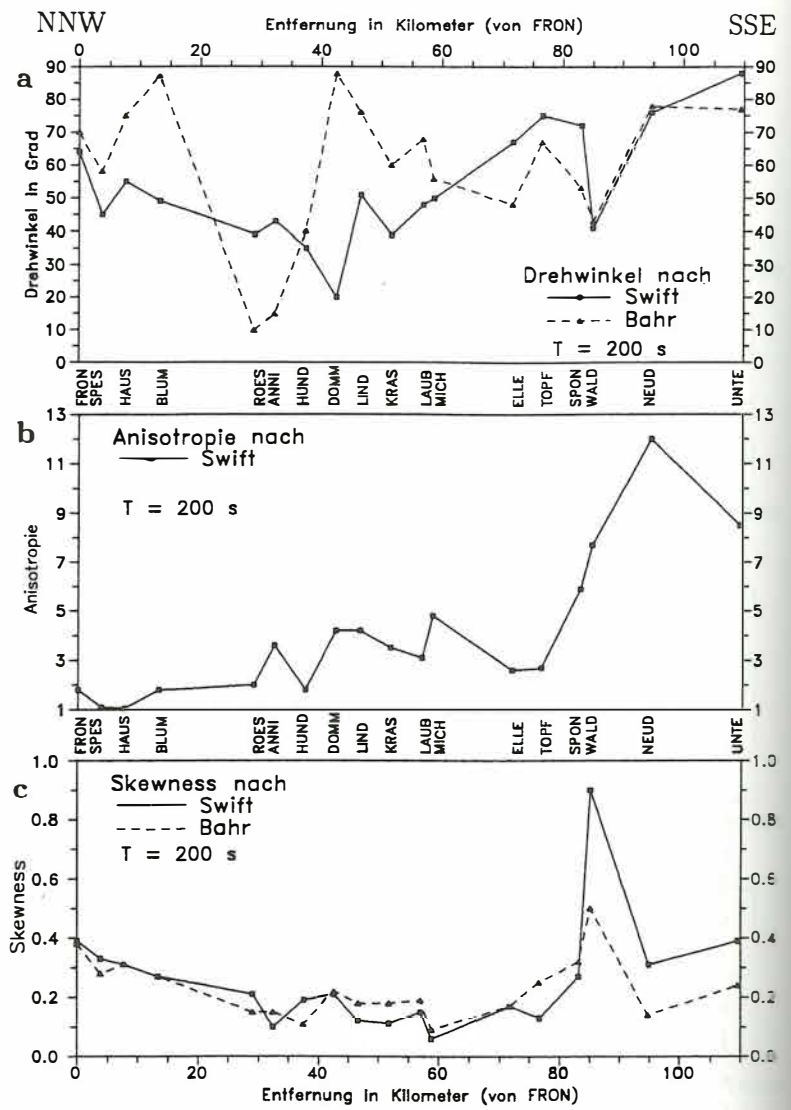
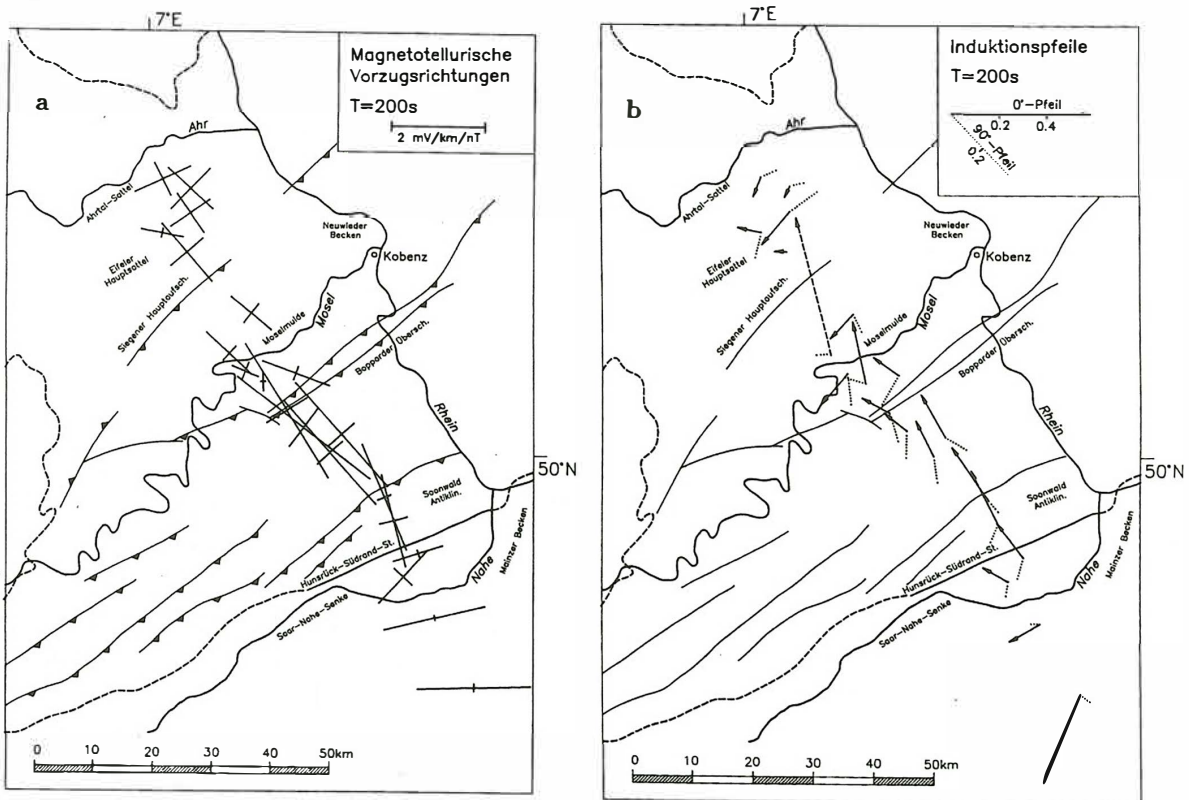


Abbildung 5: a) Magnetotellurische Vorzugsrichtungen und b) Induktionspfeile entlang des Profils Eifel-Pfalz für $T = 200$ s.



birges trennt. Bei den drei südlichsten Stationen WALD bis UNTE zeigen die Induktionspfeile eine andere Tendenz als die magnetotellurischen Vorzugsrichtungen. Sie stehen nicht mehr senkrecht zum variszischen Streichen, sondern drehen von Nordnordwesten über Westen auf eine südsüdwestliche Richtung bei UNTE. Dieses Drehen der Realpfeile nach Süden beherrscht das Bild der Induktionspfeile in einem großen Periodenbereich (Oettinger 1994). Die Pfeile deuten auf eine hochleitfähige Struktur mit Schwerpunkt bei NEUD hin, deren integrierte Leitfähigkeit nach Süden hin schneller abnimmt als nach Norden. Das Umklappen der Pfeile über dem nördlichem Teil der Mitteldeutschen Kristallinzzone deckt sich mit Ergebnissen der Erdmagnetischen Tiefensondierung an anderen Stellen entlang der Grenze des Rhenohertzynikums zum Saxothuringikum (siehe z.B. Hofer 1990).

1D-Interpretation und Entzerrung

Die Untersuchungen zur Dimensionalität haben gezeigt, daß entlang des MT-Profiles Eifel-Pfalz die Bedingungen des 1D-Falles nur für die Stationen in der Eifel gut erfüllt sind. Es wurden jedoch auch in den anderen Profilabschnitten zunächst 1D-Modelle mit dem ψ -Algorithmus von Schmucker (1971) berechnet. Zum einen benötigt man für die spätere 2D-Inversion nach dem Marquardt-Verfahren Startmodelle, die die Leitfähigkeitsstrukturen bereits relativ gut beschreiben, zum anderen ermöglichen eindimensionale Modellrechnungen auf der Grundlage der Berdichevsky-Drehinvarianten einen direkten Vergleich mit den früheren Ergebnissen im Rheinischen Schiefergebirge.

Die Ergebnisse der 1D-Inversion für die Drehinvariante der noch nicht entzerrten Übertragungsfunktionen sind in dem in Abb. 6a gezeigten Widerstands-Tiefen-Modell zusammengetragen. Im Vergleich zu dem von Jödicke et al. (1983) publizierten Modell ergibt sich ein recht uneinheitliches Bild der guten Leiter im linksrheinischen Schiefergebirge: In der Eifel und im Hunsrück liegen die guten Leiter in der mittleren bis unteren Kruste, in der Moselmulde erscheinen sie hingegen in deutlich geringerer Tiefe. Im Hunsrück konnte an einigen Stationen ein weiterer guter Leiter im oberen Erdmantel aufgelöst werden. Südlich der Hunsrück-Südrand-Störung sollte man den 1D-Modellen auf der Grundlage der Drehinvariante trotz guter Modellanpassung wegen der hohen Anisotropie keine allzu große Bedeutung beimessen.

Es liegt nun angesichts des uneinheitlichen Bildes der guten Leiter nahe, ähnlich wie Volbers (1991) im rechtsrheinischen Schiefergebirge die Stationen auf mögliche statische Verzerrungen hin zu untersuchen. Das größte Problem ist hierbei, für das Profil bzw. für einzelne Profilabschnitte einen unverzerrten Tensor Z^0 zu finden. Im rechtsrheinischen Schiefergebirge stand die nach den Untersuchungen von Bahr (1985) als unverzerrt bekannte Station RABE zur Verfügung. Die Analyse von Bahr basiert auf dem Anschluß der magnetotellurischen Impedanz bei RABE an eine mit dem Z:H-Verfahren bestimmte Impedanz für Sq-Variationen. Nach der gleichen Methode untersuchte Bahr (1985) auch eine Station im linksrheinischen Schiefergebirge, nämlich die Station LAUB des Profils Eifel-Pfalz. Die Hauptdiagonalelemente der tellurischen Verzerrungsmatrix von LAUB zeigen allerdings eine größere Periodenabhängigkeit als die von RABE. Insbesondere bei a_{yy} ist es schwierig, einen Wert festzulegen. Anders als Bahr (1985) wurde der Wert für a_{yy} etwas verkleinert und so gewählt, daß sich die beiden ρ_s -Kurven für die E- und B-Polarisation bei den kürzesten Perioden berühren. Dadurch ergab sich die Verzerrungsmatrix

$$\underline{A}_{\text{LAUB}} = \begin{pmatrix} 0.7 & 0 \\ 0 & 1.20 \end{pmatrix}.$$

Der hieraus resultierende Übertragungstensor für LAUB wurde nun zunächst als verzerrungsfreier Tensor Z_{LA}^0 angenommen, und darauf bezogen wurden die Verzerrungsmatrizen der anderen Sta-

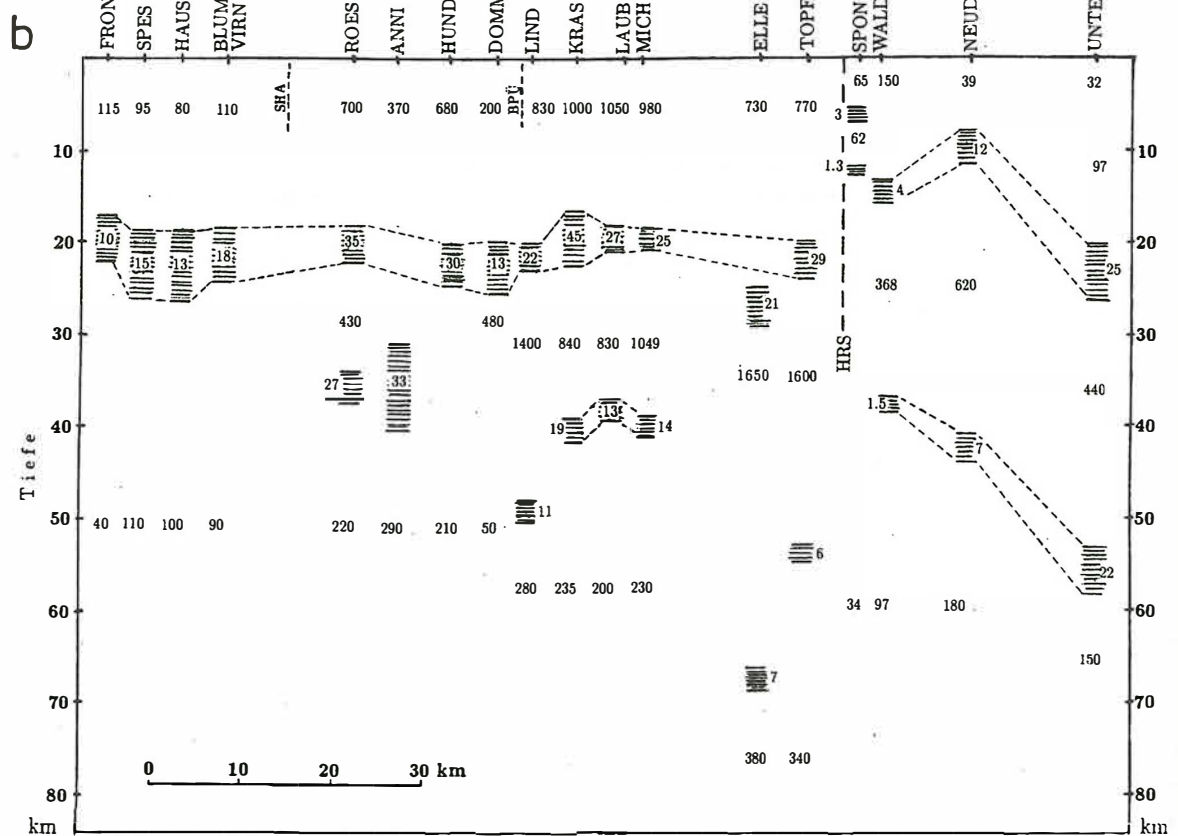
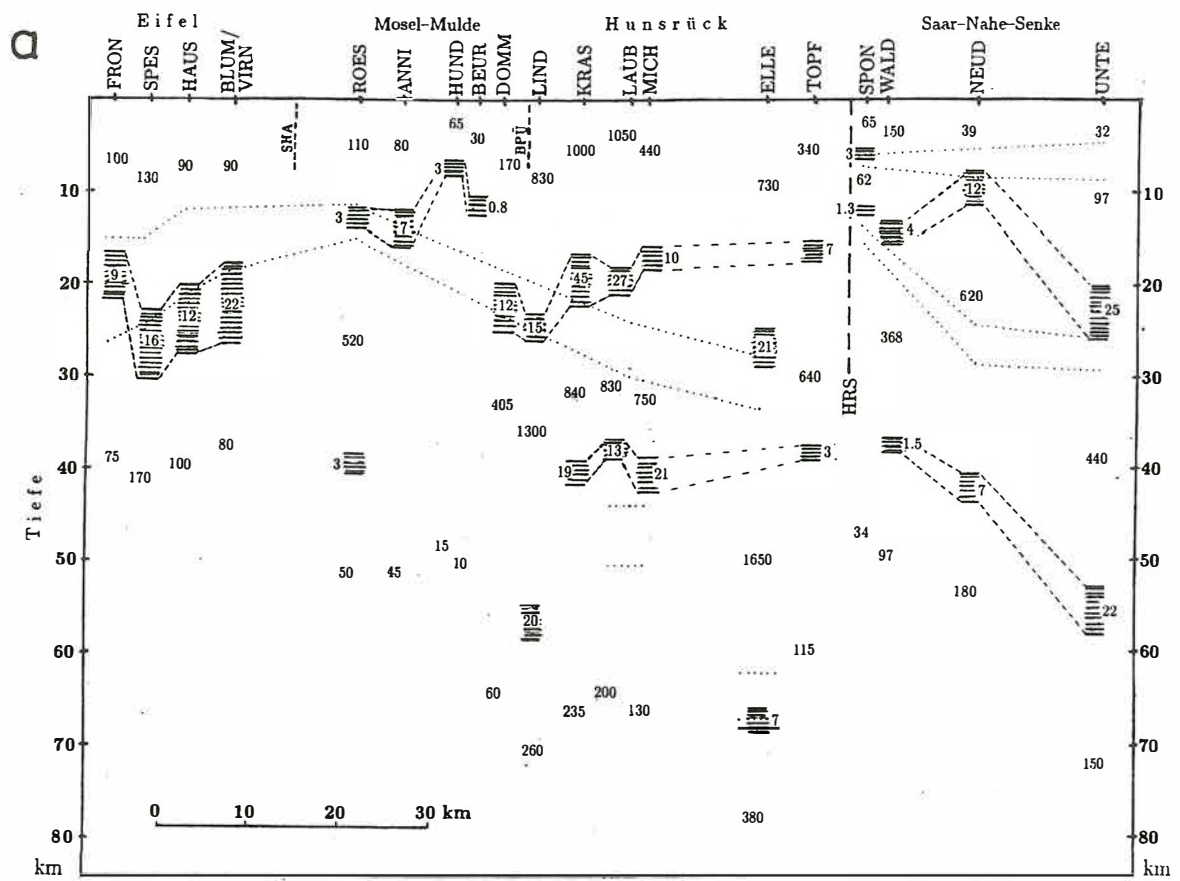


Abbildung 6: 1D-Modelle des spezifischen Widerstandes (in Ωm) für das Profil Eifel-Pfalz, a) vor und b) nach Static-Shift-Entzerrung der Stationen TOPF bis FRON. Die gepunkteten Linien markieren die guten Leiter nach Jödicke et al. (1983). HRS: Hunsrück-Südrand-Störung, BPÜ: Bopparder Überschiebung, SHA: Siegener Hauptaufschubung.

tionen im Hunsrück berechnet. Es ergaben sich reelle Matrizen, deren Nebendiagonalelemente angenähert Null sind. Die Hauptdiagonalelemente sind für vier Stationen in Abb. 7 dargestellt. Sie sind nahezu periodenunabhängig, aber ungleich 1. Dies würde darauf hindeuten, daß überall im Hunsrück Gleichstromverzerrungen auftreten. Auffällig ist aber dabei, daß bei allen Hunsrück-Stationen der Wert für a_{xx} bzw. a_{yy} um 0.7 bzw. 1.2 streut, d.h. genau um diejenigen Werte, die als Verzerrung für LAUB angenommen worden waren. Da es aber sehr unwahrscheinlich ist, daß die Übertragungsfunktionen alle systematisch in eine Richtung verzerrt werden, muß demnach angenommen werden, daß die Station LAUB entgegen den Untersuchungen von Bahr (1985) weitgehend frei von statischen Verzerrungen ist.

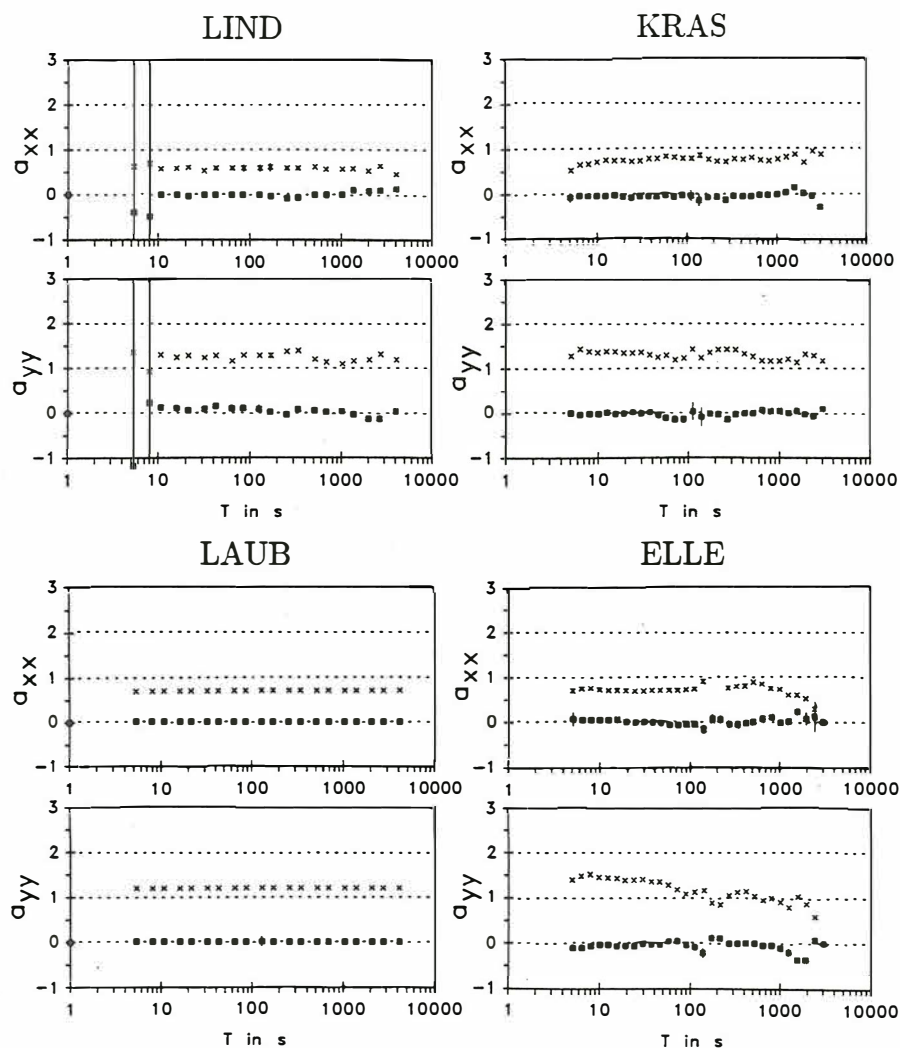


Abbildung 7: Hauptdiagonalelemente der Verzerrungstensoren für 4 Hunsrückstationen, berechnet mit $Z^0 = Z_{LA}^0$

Aufgrund dieser Überlegungen ist es sinnvoller, den ‚wahren‘ Tensor Z_{Hu}^0 für den Hunsrück aus statistischen Erwägungen heraus zu ermitteln. Nach den vorangegangenen Überlegungen ist klar, daß dieser ‚wahre regionale Tensor Hunsrück‘ mit dem unverzerrten Tensor von LAUB sehr gut übereinstimmt. Mit Hilfe von Z_{Hu}^0 wurden nun Verzerrungsmatrizen für alle Stationen des Profils berechnet, um abzuschätzen, wie weit nach Norden und Süden sich Z_{Hu}^0 als ‚wahrer‘ Tensor zur

Entzerrung der Übertragungsfunktionen eignet. In nördlicher Richtung trat bezüglich Z_{Hu}^0 erst für das Gebiet der Eifel eine leichte Periodenabhängigkeit einiger Matrixelemente auf. Es wurde deshalb ein neuer regionaler Tensor Z_{Ei}^0 als mittlerer Tensor aus allen Eifelstationen berechnet. Südlich der Hunsrück-Südrand-Störung eignet sich Z_{Hu}^0 wegen der grundlegend veränderten Leitfähigkeitsstrukturen in der Saar-Nahe-Senke erwartungsgemäß nicht zur Entzerrung. Bei diesen Stationen ist es allerdings auch nicht sinnvoll, erneut einen mittleren regionalen Tensor zur Entzerrung zu bilden, da sich die Kurvenformen von SPON bis UNTE stark ändern.

Das Ergebnis der Entzerrung der Stationen TOPF-ROES mittels Z_{Hu}^0 und BLUM-FRON mittels Z_{Ei}^0 zeigt Abb. 6b. Der Krustenleiter im linksrheinischen Schiefergebirge erscheint nun im gesamten Profilschnitt vom Südrand des Hunsrück bis zur nördlichen Eifel in einer Tiefe von etwa 20 km. Seine integrierte Leitfähigkeit nimmt von Süden (≈ 200 S) nach Norden (≈ 500 S) zu. Für das rechtsrheinische Schiefergebirge gibt Volbers (1991) eine etwas geringere Tiefenlage des guten Leiters an (15–16 km, 200 S).

2D-Interpretation

Zur 2D-Modellrechnung stand die Version 1.00 des Programmes PW2DI von Wannamaker (1990) zur Verfügung. Bevor die Möglichkeiten der Inversion zur Modellfindung genutzt wurden, sollte zunächst geprüft werden, inwieweit die starke Anisotropie der ρ_s -Kurven im Hunsrück und in der Saar-Nahe-Senke durch den Einfluß der Hunsrück-Südrand-Störung erklärt werden kann. Anhand von Vorwärtsmodellrechnungen mit einfachen Modellen stellte sich heraus, daß die 2D-Effekte an der Hunsrück-Südrand-Störung offensichtlich durch weitere Effekte überlagert werden, die eine über weite Strecken gleichbleibende Aufspaltung zwischen der E- und der B-Polarisation hervorrufen. Solche Effekte wurden erstmals von Schmucker (1986) und Schmucker & Tezkan (1987) bei MT-Daten aus dem Schwarzwald untersucht und beschrieben. Danach kann die Aufspaltung auf unterschiedliche Leitfähigkeiten senkrecht und parallel zum Streichen zurückgeführt werden. In 2D-Programmen kann man eine derartige ‚Pseudoanisotropie‘ nachbilden, indem man die Leitfähigkeit parallel zum Streichen gegenüber der Leitfähigkeit senkrecht zum Streichen durch den Einbau einer Folge gutleitfähiger, senkrecht stehender Platten, sog. *Dykes*, in die Kruste erhöht (Groom & Bailey 1989). Bei den Modellrechnungen für das linksrheinische Schiefergebirge wurde dieser Weg ebenfalls eingeschlagen.

In Abb. 8 ist das Endmodell für den gesamten im linksrheinischen Schiefergebirge gelegenen Profilschnitt mit der zugehörigen Modellanpassung dargestellt. Die gesamte Kruste mit Ausnahme der Deckschichten wurde dabei als mit abwechselnd gut- und schlechtleitenden Lamellen überzogen gedacht. Die Widerstandskontraste zwischen benachbarten Lamellen sind im gesamten Bereich bis 30 km Tiefe sehr groß und nehmen auch in horizontaler Richtung nach Norden nicht ab. Es zeigt sich, daß der gute Leiter in 19–23 km Tiefe nur noch parallel zum Streichen eine hohe integrierte Leitfähigkeit von 500 S im Süden und 2000 S im Norden aufweist. Senkrecht zum Streichen tritt der gute Leiter dagegen nur noch stark abgeschwächt in Erscheinung. Für die Schicht in 30–35 km Tiefe unterhalb der Erdkruste ergibt sich ein im Vergleich zu den umgebenden Bereichen recht kleiner spezifischer Widerstand. Die integrierte Leitfähigkeit für diese Schicht beträgt etwa 100 S.

Die Modellanpassung ist angesichts des langen Profilschnittes durchaus zufriedenstellend. Ohne eine Lamellierung der Kruste läßt sich kein 2D-Modell anpassen. Nach den bisherigen Rechnungen scheint es so zu sein, daß die Lamellierung bis in die untere Kruste reichen muß, da sich sonst der Anpassungsfehler insbesondere bei den langen Perioden über 1000 s vergrößert.

Südlich der Hunsrück-Südrand-Störung erhält man eine gutleitfähige Struktur in der mittleren Kruste. Ein Pseudoanisotropie-Modell mit Dykes kann hier nicht zu Erklärung herangezogen

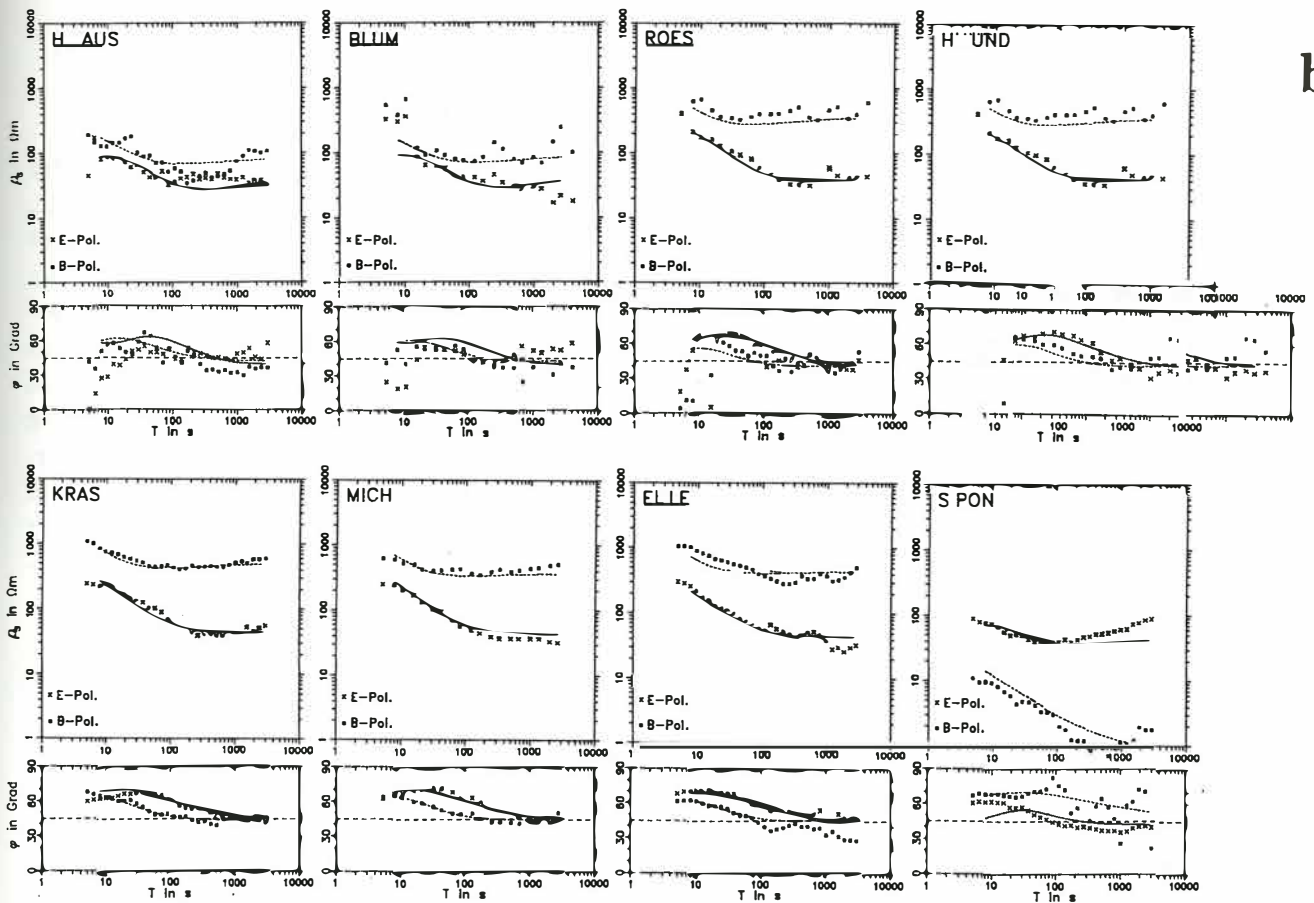
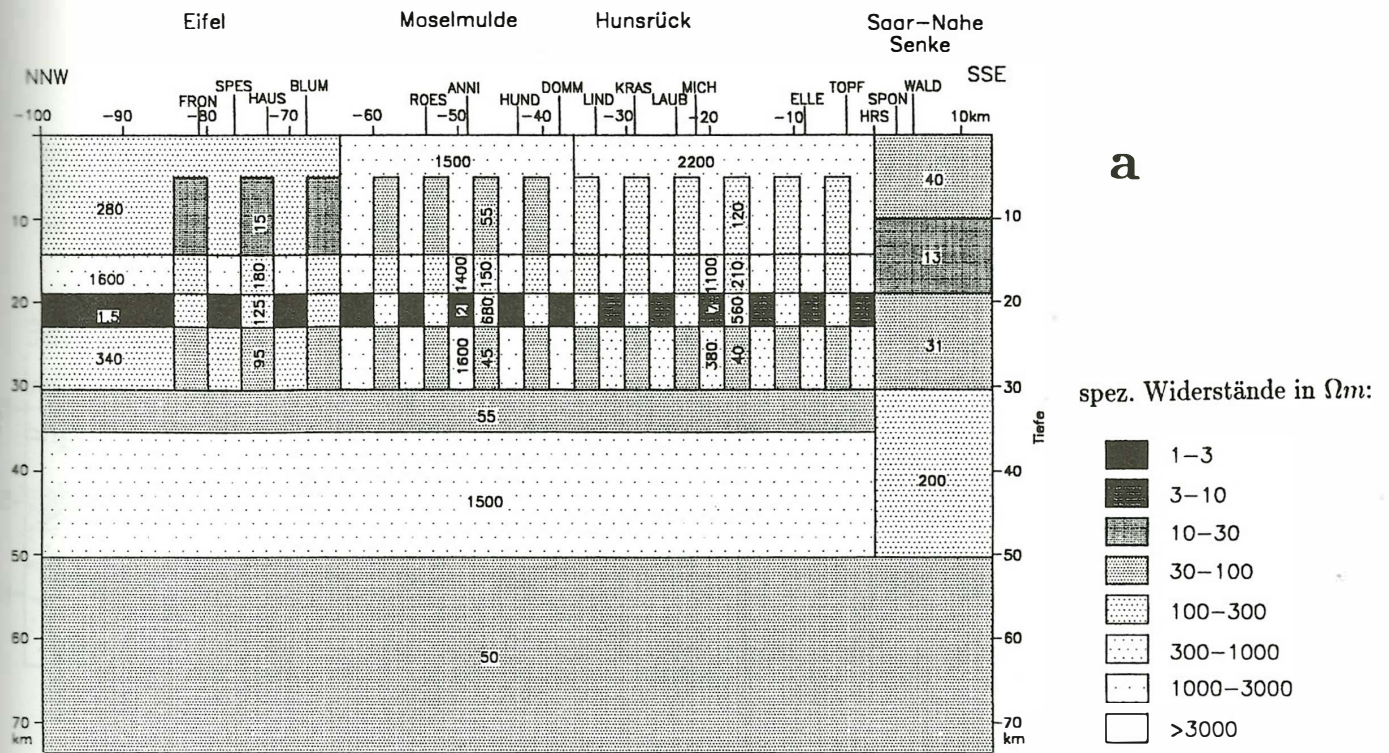


Abbildung 8: a) Bestangepasstes 2D-Modell für das linksrheinische Schiefergebirge (Widerstände in Ωm). b) 2D-Modellkurven und zugehörige Meßkurven an den 8 zur Inversion herangezogenen Meßpunkten. Die zur E-Polarisation gehörigen Modellkurven sind durchgezogen eingezeichnet, die zur B-Polarisation gehörigen gestrichelt. HRS: Hunsrück-Südrand-Störung.

werden, da die gemessenen ρ_s -Kurven der E-Polarisation über denen der B-Polarisation liegen. Das Einbauen von Dykes würde die Modellkurven nur noch weiter zusammenführen. Weitere 2D-Modelle, die den Untergrund in der Saar-Nahe-Senke detaillierter auflösen, findet man bei Oettinger (1994).

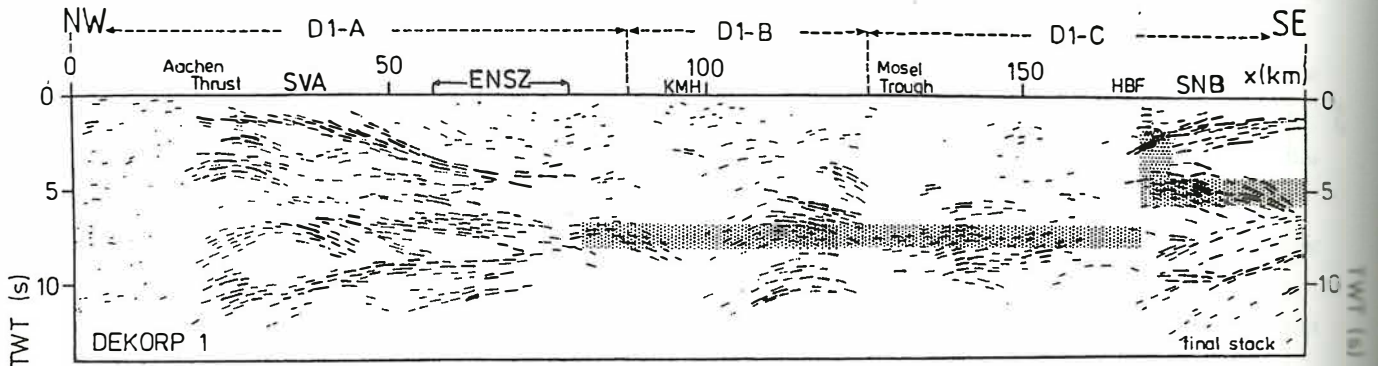


Abbildung 9: Vergleich der Lage der guten Leiter (punktiert) mit dem Line Drawing der Reflexionsseismik entlang DEKORP 1 (DEKORP Research Group 1991).

Zum Schluß soll nun untersucht werden, ob die geologische Interpretation der guten Leiter im Rheinischen Schiefergebirge, wie sie von Jödicke (1990) und Volbers (1991) vorgenommen wurde, durch die neuen Modelle für das linksrheinische Schiefergebirge unterstützt wird. Hierzu bietet sich ein Vergleich mit den Ergebnissen der Seismik an. Die guten Leiter für das Profil Eifel-Pfalz wurden deshalb als punktschraffierte Horizonte in das Line Drawing der Reflexionsseismik entlang der fast parallel verlaufenden Linie DEKORP 1 eingezeichnet (Abb. 9). Sie liegen in einem Bereich, wo das Line Drawing starke Reflektorenbänder aufweist, die bis weit in den Norden verfolgt werden können. Im Tiefenbereich oberhalb des guten Leiters weist das Line Drawing deutlich weniger Reflektoren auf, was durch steil abtauchende Strukturen (Faltung) erklärt werden könnte (DEKORP Research Group 1991). Auch in den 2D-Modellen der Magnetotellurik werden hier im Prinzip vertikale Strukturen in Form von Dykes angenommen. Der gute Leiter bei 7 bis 8 s TWT erscheint bei dieser Interpretation also gerade in einer Tiefe, wo die Strukturen im Untergrund von einer eher vertikalen Richtung in eine horizontale Richtung abknicken. Dieser Tiefenbereich entspräche dem Übergang von der spröden oberen Kruste zur duktilen unteren Kruste, d.h. der Tiefe, in der die wesentlichen Abscherbewegungen anzunehmen sind. Dies würde die Interpretation der guten Leiter im Rheinischen Schiefergebirge als Überschiebungshorizonte (Jödicke 1990) unterstützen. Als Leitfähigkeitsmechanismus kommt danach vermutlich elektronische Leitung durch Graphit in Frage.

Eine geologische Interpretation der Dykes in den Pseudoanisotropie-Modellen ist weitaus schwieriger. Die Strukturen in der oberen und mittleren Kruste liegen wahrscheinlich viel dichter als die Dyke-Folgen in den 2D-Modellen und sind sicher auch nicht exakt vertikal. Die besseren Leitfähigkeiten parallel zum Streichen sind vielleicht durch das Eindringen von Fluiden entlang steilstehender, parallel zum Streichen orientierter Strukturen bis in die Oberkruste zu erklären. Denkbar wäre auch eine Graphitisierung von Scher- und Schieferungsebenen in der oberen und mittleren Kruste. Für die Dykes in der unteren Kruste kann bisher keine Erklärung gegeben

werden.

Im Saar-Nahe-Becken fallen die gutleitfähigen Zonen des 2D-Modells mit starken Reflektorbändern unterhalb des transparenten Keils zusammen, der nach der Interpretation der DEKORP-Research Group (1991) die Mitteldeutsche Kristallinzone darstellt. Dies dürfte die Annahme stützen, daß die Reflektoren zu Scherzonen gehören, die die Suturzone zwischen dem Rhenozynikum und den Saxothuringikum bilden.

Literaturverzeichnis

- Bahr, K. (1985):** *Magnetotellurische Messung des elektrischen Widerstandes der Erdkruste und des oberen Mantels in Gebieten mit lokalen und regionalen Leitfähigkeitsanomalien*, Dissertation, Math.-Naturw. Fak., Universität Göttingen.
- Bahr, K. (1988):** *Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion*, J. Geophys., **62**, 119 – 127.
- DEKORP Research Group (1991):** *Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif*, Geophys. J. Int., **106**, 203 – 227.
- Franke, W. (1992):** *Tectonic Evolution of Europe: Phanerozoic structures and events in central Europe*, In: D. Blundell, R. Freemann, St. Mueller (eds), *The European Geotraverse: A continent revealed*, European Science Foundation, University Press, Cambridge, 164 – 179.
- Groom, R.W. & Bailey, R.C. (1989):** *Some effects of multiple lateral inhomogeneities in magnetotellurics*, Geophysical Prospecting, **37**, 697 – 712.
- Hofer, S. (1990):** *Ableitung der Leitfähigkeitsverteilung in der Erdkruste im Bereich der großtektonischen Grenze Rhenozynikum - Saxothuringikum östlich des Rheingrabens, aus einer gemeinsamen Interpretation flächenhafter Messungen der Magnetotellurik und der Erdmagnetischen Tiefensondierung*, Inauguraldissertation, Fak. f. Geowissensch., Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- Jödicke, H. (1978):** *Auswerteverfahren Münster*, Protokoll über das Kolloquium 'Elektromagnetische Tiefensondierung', Neustadt / Weinstraße, 147 – 154.
- Jödicke, H. (1990):** *Zonen hoher elektrischer Krustenleitfähigkeit im Rhenozynikum und seinem nördlichen Vorland*, Hochschulschriften Bd.24, Literaturverlag, Münster, Hamburg.
- Jödicke, H., Untiedt, J., Olgemann, W., Schulte, L. & Wagenitz, V. (1983):** *Electrical Conductivity Structure of the Crust and Upper Mantle Beneath the Rhenish Massif*, In: K. Fuchs, K. v. Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski, & A. Semmel, (eds): *Plateau Uplift*, Berlin/Heidelberg/New York/Tokyo (Springer Verlag), 288 – 302.
- Oettinger, G. (1994):** *Die Struktur elektrisch leitfähiger Zonen im linksrheinischen Schiefergebirge und an seinem Südrand: Magnetotellurische Messungen und Modellierungen*, Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröff.]
- Schmucker, U. (1971):** *Neue Rechenmethoden zur Tiefensondierung*, Protokoll über das Kolloquium 'Erdmagnetische Tiefensondierung', Rothenberge/Westf., 1 – 40.
- Schmucker, U. (1986):** *A regional quasi-anisotropy in West Germany*, Poster, vorgestellt auf dem '8th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth and Moon', Neuchâtel (Schweiz).
- Schmucker, U. & Tezkan, B. (1987):** *Die elektrische Leitfähigkeit der unteren Kruste im südlichen Schwarzwald und Rheingraben*, DFG-Arbeitsbericht zum Vorhaben Schm 101/14-1 im Schwerpunktprogramm 'Stoffbestand, Struktur und Entwicklung der kontinentalen Unterkruste'.
- Schulte, L. (1979):** *Magnetotellurische Vermessungen entlang eines Profils zwischen Westeifel und Pfalz*, Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröff.]
- Schulte, L. (1980):** *Magnetotellurik-Messungen entlang eines Profils von der Eifel bis in die Pfalz*, Protokoll über das Kolloquium 'Elektromagnetische Tiefenforschung', Berlin-Lichtenrade, 39 – 46.
- Swift, C. M. (1967):** *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States*, Ph. D. Thesis, Geophys. Lab. M. I. T., Cambridge, Mass. .
- Volbers, R. (1991):** *Magnetotellurik und Erdmagnetische Tiefensondierung entlang des reflexionsseismischen Profils DEKORP 2-Nord*, Hochschulschriften Bd.25, Literaturverlag, Münster, Hamburg.
- Wannamaker, P.E. (1990):** *PW2DI-v1.00 - Finite element program for magnetotelluric forward modeling and parameterized inversion of two-dimensional earth resistivity structure*, User Documentation, Univ. of Utah, Research Institute, Earth Science Laboratory, Salt Lake City.