

3D-Modellierung von MT-Messungen im Odenwald mit Hilfe der LOTEM-Ergebnisse

A. Strunk¹, M. Müller², B. Tezkan¹, A. Hördt¹

¹ Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln

² Institut für Angewandte Geowissenschaften II, Technische Universität Berlin

1 Einleitung

Im Jahre 1995 fanden im Rahmen eines DFG-Forschungsprojektes zwei Messkampagnen im Odenwald statt. Es wurden zwei elektromagnetische Verfahren angewandt, ein passives (MT) und ein aktives (LOTEM).

Ziel der Messungen war unter anderem, Ähnlichkeiten und Unterschiede der Suturezone von Rhenoherynikum und Saxothuringikum im Bereich des Odenwaldes und der des Spessarts festzustellen. Das von Hofer veröffentlichte Modell (Hofer [1990]) für einen extrem guten Krustenleiter sollte auf seine Gültigkeit auch im Bereich des Odenwaldes geprüft werden. Das Fortsetzen dieser sogenannten Pfeifenkopfanomalie nach Süd-Osten sollte somit untersucht werden (Thern [1996]). LOTEM und Magnetotellurik wurden in diesem Projekt erstmalig gemeinsam angewandt und sollten sich in der Tiefenaussage ergänzen (Michel [1997]). Wir wollen hier die Interpretation der MT-Daten unter Benutzung der LOTEM-Ergebnisse (Hördt et al. [2000]) vorstellen.

2 Messgebiet und Geologie

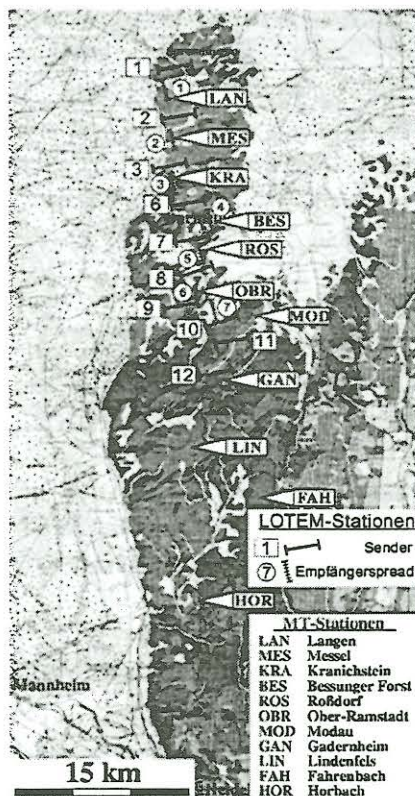


Abbildung 1: MT- und LOTEM-Stationen auf Übersichtskarte.

Abbildung 1 zeigt die MT-Lokationen auf einer geologischen Übersichtskarte. Sie wurden auf einem etwa 40 km langen Nord-Süd-Profil im südlichen Hessen aufgebaut. Der nördliche Profilabschnitt beginnt in der Nähe von Langen, ca. 15 km südlich von Frankfurt. Das Profil endet 10 km nord-östlich von Weinheim im Odenwald, nahe bei Mannheim.

Um einen späteren Vergleich der Ergebnisse und der gewonnenen Leitfähigkeitsmodelle zu ermöglichen, wurden für die Stationen der Magnetotellurik-Messung die Empfängerpositionen der LOTEM-Messung gewählt. Zu diesen sieben wurden vier weitere MT-Stationen weiter südlich aufgebaut. Die größere Entfernung zu den Ballungsräumen von Darmstadt und Frankfurt ließ an diesen Stationen einen geringeren Rauschpegel erwarten.

Die Stationen wurden auf dem anstehenden Kristallin des Sprendlinger Horstes im Norden und des Bergsträsser Odenwaldes im Süden aufgebaut. Im Bereich des Odenwaldes treten die Reste der Mitteldeutschen Kristallinschwelle ohne oder nur mit geringer Sedimentüberdeckung auf. Zu erwarten waren somit geringe Leitfähigkeiten.

Als wichtige geologische Besonderheit ist der Oberrheingraben westlich des Odenwaldes zu nennen, der sich

durch eine gutleitende Sedimentüberdeckung auszeichnet. Der Bergsträsser Odenwald ist gekennzeichnet durch unzusammenhängende Züge metamorpher Schiefer und Gneise mit eingelagerten und ausgedehnten Intrusivkomplexen. Im Bereich des Sprendlinger Horstes findet man Rotliegendes aus dem Perm, dessen Mächtigkeit von Süden nach Norden zunimmt und am Nordrand mehrere hundert Meter erreicht (*Michel* [1997]).

Diese starken Unterschiede in der lokalen, oberflächennahen Geologie ließen starke Kontraste der spezifischen Widerstände des Untergrundes zwischen den verschiedenen MT-Stationen erwarten.

3 Übertragungsfunktionen

Durch das Vorhandensein starken anthropogenen Rauschens war die Datenqualität an einem Teil der Stationen sehr schlecht (*Michel* [1997]). Dies führte dazu, dass wir einige Stationen aus der weiteren Betrachtung ausschließen mussten, und dass auch für die verbliebenen Stationen der mit der Länge der Zeitreihen und der Samplingrate erreichbare Periodenbereich von etwa 0.1 – einige 1000 s nicht darstellbar wurde.

In Abbildung 2 sind die scheinbaren Widerstände und Phasen für drei ausgewählte Stationen als Beispiel für die Datenqualität dargestellt. An der Station ROS ist nur ein sehr kleiner Periodenbereich auswertbar, innerhalb dem die Übertragungsfunktionen sehr große Ungenauigkeiten aufweisen. Die Station BES stellt einen großen Periodenbereich zur Verfügung. Die Varianzen der Phasen sind aber auch hier relativ groß; ebenso sind die aus den Spektren berechneten Kohärenzen nicht zufriedenstellend hoch, weshalb dieser Station nur eine mittlere Datenqualität bescheinigt werden kann. Im Gegensatz dazu zeigt die Station GAN sehr saubere Übertragungsfunktionen im gesamten Periodenbereich.

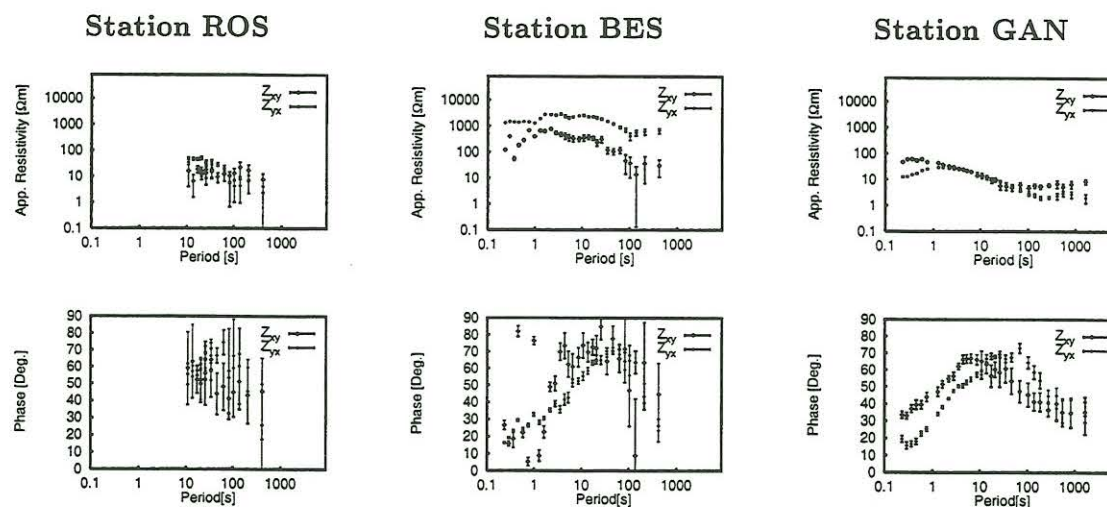


Abbildung 2: Scheinbare Widerstände und Phasen der unrotierten Impedanzen der Stationen Rossdorf, Bessunger Forst und Gadernheim als Beispiel für schlechte (links), annehmbare (mitte) und sehr gute Datenqualität (rechts).

Für die folgenden Betrachtungen sollen somit nur noch die Stationen MES, BES, MOD, GAN, FAH und HOR herangezogen werden, die das vermessene Profil noch ausreichend repräsentieren können und akzeptable bis sehr gute Datenqualität besitzen.

Aus den gemessenen Magnetfeldern wurden die magnetischen Übertragungsfunktionen bestimmt, die den Zusammenhang zwischen horizontalem und vertikalem Magnetfeld wiedergeben (*Schmucker* [1970]).

Die Realteile der Induktionspfeile sind in Abbildung 3 für vier Stationen dargestellt. Für

Perioden größer 50 s kann man die Beeinflussung der Induktionspfeile durch anthropogenes Rauschen nahezu vernachlässigen. Für diese Perioden lässt sich an allen Stationen eine deutliche Ostkomponente erkennen, deren Ursache der nord-süd-streichende Oberrheingraben im Westen mit seinen gutleitfähigen Sedimenten ist. Zu höheren Perioden hin drehen die Realteile der Induktionspfeile an allen Stationen nach Nord-Ost. Dies deutet auf einen guten Leiter südlich von allen Stationen hin, der sich in relativ großer Entfernung oder Tiefe befinden muss. Die bei Perioden größer als 1000 s beobachtete Südkomponente an den Stationen GAN und HOR kann aufgrund zu schlechter Kohärenzen der magnetischen Felder in diesem Periodenbereich nicht als gesichert angesehen werden. Auf die Interpretation der Induktionspfeile von Perioden kleiner als 10 s soll hier verzichtet werden, da lokale Anomalien und anthropogenes Rauschen an Einfluß gewinnen.

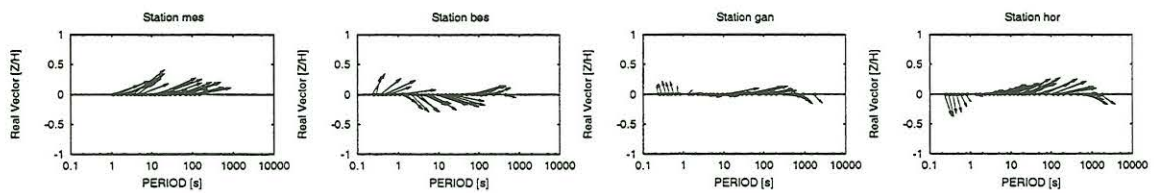


Abbildung 3: Realteile der Induktionspfeile für die Stationen MES, BES, GAN und HOR.

4 Analyse und erste Interpretation der Messwerte

4.1 1D-Inversionen

Nach der Bereitstellung der Übertragungsfunktionen wurde mit der Interpretation der Daten mittels 1D-Inversionen begonnen. Die eindimensionalen Modelle wurden mit den Programmen *rhoplus* (Parker und Booker [1996]) und *occam1d* (Constable et al. [1987]) ermittelt.

Die erreichten Anpassungen waren in den betrachteten Periodenbereichen jeweils recht gut. Die aus den beiden Polarisierungen gewonnenen Leitfähigkeitsmodelle unterscheiden sich allerdings recht stark. Selbst bei benachbarten Stationen ergaben sich extrem unterschiedliche Modelle des Untergrundes, was einer eindimensionalen Interpretation widerspricht.

4.2 Dimensionalitätsanalyse

Nach der Durchführung der 1D-Inversionen mussten wir von der Notwendigkeit ausgehen, dass mehrdimensionale Auswerteverfahren zur Erklärung der Daten nötig sind. Diese Analyse sollte uns Gewissheit bezüglich der anzuwendenden Mittel bei der weiteren Interpretation der Daten liefern.

Zur Klassifizierung von Magnetotellurik-Daten existieren verschiedene Verfahren, die sich durch die Komplexität der Analyse des Impedanzensors unterscheiden.

Die Klassifizierung der Daten nach Swift und der Dekomposition nach Bahr [1990] soll hier angewandt werden.

4.2.1 Klassifizierung nach Swift

Für die Station FAH wurde ein periodenunabhängiger Swift-Winkel (Swift Jr. [1967]) von annähernd 90 Grad (entsprechend 0 wegen Mehrdeutigkeit mit $\frac{\pi}{2}$) festgestellt. Dies gelang bei den anderen Stationen nicht ohne Einschränkungen. Für die Station GAN schwankt der Winkel von etwa 40 Grad bei Perioden größer als 1 s um etwa 15 Grad. An der Station

BES umfasst diese Schwankung 20 Grad bei einem durchschnittlichen Winkel von etwa 20 Grad. Die Station HOR zeigt in keinem Bereich einen periodenunabhängigen Swift-Winkel. Als Maß für die Dimensionalität einer Leitfähigkeitsstruktur gilt zusätzlich die rotationsinvariante Skewness (*Swift Jr.* [1967]). Dieser Parameter kann allerdings nur einen Hinweis auf die Dimensionalität geben, da die Einordnung nur auf Erfahrungswerten beruht. Dennoch lassen Skewnesswerte größer als 0.6 recht eindeutig auf Dreidimensionalität schließen. Die Station FAH, für die ein periodenunabhängiger Swift-Winkel gefunden worden war, weist Skewnesswerte deutlich oberhalb 1 auf. An der Station HOR könnte der Fall vorliegen, bei dem eine dreidimensionale Struktur einen Skewnesswert kleiner als 0.6 erzeugt. Dies möge erklären, warum kein periodenunabhängiger Swift-Winkel gefunden werden konnte. Für die Stationen BES und GAN ist die Dimensionalität der Leitfähigkeitsverteilung nicht eindeutig bestimmbar; die auch bei großen Perioden hohen Skewness-Werte bei der Station BES deuten allerdings stark auf Dreidimensionalität hin.

4.2.2 Dekomposition nach Bahr (1990)

Die Dekomposition des Impedanzensors nach Bahr nutzt die Phaseninformationen aller Tensorelemente. Dies soll die Unterscheidung von lokaler tellurischer Verzerrung und regionaler Induktion ermöglichen. Ein neuer Skewnessparameter, der nur von den Phasen abhängt, dient als Maß für Dreidimensionalität der regionalen Struktur, unabhängig von lokalen Verzerrungen. Unter Benutzung anderer Dekompositionsverfahren hat Bahr ein Schema zur Klassifizierung von Magnetotellurik-Daten veröffentlicht (*Bahr* [1990]). Anhand dieses Schemas wurden die Daten eingeordnet.

Wir wählten dieses Verfahren, da es die Erkenntnisse und Klassifizierungstechniken anderer Verfahren berücksichtigt und uns die Möglichkeit eröffnete, die Daten auf die Anwesenheit regionaler Dreidimensionalität zu überprüfen.

Als Ergebnis des Klassifizierungsverfahrens nach Bahr lässt sich festhalten, dass alle untersuchten Stationen eindeutig Effekte lokaler dreidimensionaler Leitfähigkeitsverteilung aufweisen. Bei einigen Stationen konnte regionale Zweidimensionalität ausgeschlossen werden (BES, MOD, FAH), bei den anderen waren die Abweichungen von regionaler Zweidimensionalität moderat (MES, GAN, HOR).

4.3 2D-Inversionen

Parallel zu der Dimensionalitätsuntersuchung haben wir 2D-Inversionen durchgeführt. Dazu wurden die Programme *occam2d* (*DeGroot-Hedlin und Constable* [1990]) und *d2inv* (*Mackie et al.* 1997) benutzt. Im weiteren Verlauf sollen die Ergebnisse des Programmes *d2inv* diskutiert werden.

Da wir hier ein Profil in Nord-Süd-Richtung betrachten (die Streichrichtung im 2D-Fall also Ost-West ist), werden wir im Folgenden von den Polarisierungen als TE- (E-Feld Ost-West) und TM-Mode (E-Feld Nord-Süd) sprechen. Diese entsprechen den Nebendiagonalelementen Z_{xy} (TE-Mode) und Z_{yx} (TM-Mode) des Impedanzensors im Sinne der vorangegangenen Interpretationen.

Zunächst haben wir die unbearbeiteten Originaldaten invertiert, was zu wenig befriedigenden Modellen und Anpassungen führte, da die Periodenabhängigkeit der Phasen an den verschiedenen Stationen generell zwar ähnlich war, sich die scheinbaren Widerstände aber extrem voneinander unterschieden, was wir als statische Effekte interpretierten. Aufgrund dessen war eine Anpassung auf diesem Wege nicht möglich.

Wir führten dann an den Daten Korrekturen dieses *static shift* durch (siehe Abschnitt 5.2), was zu konsistenteren Leitfähigkeitsmodellen und besseren Anpassungen führte. In Abbildung 4 ist das zweidimensionale Modell aus einer Mackie-Inversion (joint-mode)

dargestellt. Als Startmodell der Inversion wurde ein homogener Halbraum mit $300 \Omega\text{m}$ angenommen.

Die Leitfähigkeitsverteilung zeigt zwei getrennte Bereiche bis in eine Tiefe von einigen 10 km. Im Norden des Odenwaldes zeichnet sich ein schlechtleitender Bereich mit spezifischen Widerständen oberhalb $1000 \Omega\text{m}$ ab; der Süden dagegen zeigt in gleicher Tiefe eine gutleitfähige Struktur mit weniger als $10 \Omega\text{m}$. Diese Aufteilung geht hauptsächlich auf die Inversion und Anpassung der TE-Mode zurück. In der TM-Mode ist diese Trennung weniger stark vorhanden. Oberhalb dieses guten Leiters zeigt sich unter den Stationen FAH und HOR noch eine schlechter leitende Schicht in einer Tiefe von etwa 3 km.

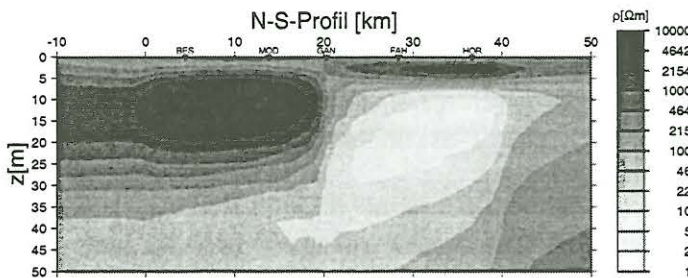


Abbildung 4: 2D-Leitfähigkeitsmodell aus einer Joint-Inversion. Die Daten wurden *static-shift*-korrigiert.

Prinzipiell gelang die Anpassung der TE-Mode recht zufriedenstellend, die TM-Mode konnte dagegen schlechter angepasst werden. Dass nicht beide Polarisierungen gleich gut angepasst werden konnten, ist auf die unterschiedliche Periodenabhängigkeit der Phasen und scheinbaren Widerstände der beiden Polarisierungen zurückzuführen.

4.4 Zusammenfassung

Nach der klassischen Dimensionalitätsanalyse nach Swift zeigen die Daten 3D-Effekte. Es konnte nur für einen kleinen Teil der Stationen ein annähernd periodenunabhängiger Swift-Winkel gefunden werden. An fast allen Stationen lagen die Werte von Swifts Skewness deutlich oberhalb 0.3.

Auch durch das Dekompositionsverfahren nach Bahr ließ sich reine Zweidimensionalität ausschließen. An einigen Stationen waren leichte, an den anderen Stationen starke Abweichungen von regionaler Zweidimensionalität zu beobachten.

Sowohl die Dimensionalitätsbetrachtungen nach Swift als auch das Dekompositionsverfahren nach Bahr lieferten somit eindeutige Hinweise auf regionale und lokale Dreidimensionalität der Leitfähigkeitsverteilung.

Unter Berücksichtigung der Ergebnisse der Dimensionalitätsanalyse und der 2D-Inversionen und der Tatsache, dass sich die magnetischen Übertragungsfunktionen nicht mit 2D-Strukturen erklären lassen (siehe 3), hielten wir zur genaueren Interpretation aller Komponenten eine 3D-Modellierung für notwendig.

5 3-dimensionale Modellierungen

Die Modellierung der Daten wurde mit der überarbeiteten Version *mtd3fwd* des 3D-Vorwärtsprogramms *d3mtfwd2* von Mackie und Booker (1999) durchgeführt.

5.1 Erstellung des Startmodells mit Hilfe der LOTEM-Ergebnisse

Da es zu Beginn einer 3D-Modellierung wichtig ist, ein sinnvolles Startmodell zu generieren, wurden die Informationen aus der LOTEM-Modellierung benutzt. Diese Modellierung war zu diesem Zeitpunkt bereits abgeschlossen, so dass die Ergebnisse zur Verfügung standen (Hördt et al. [2000]).

Als Ergebnis der LOTEM-Modellierungen wurde das Modell aus Abbildung 5 benutzt. Es zeigt im Norden unter Sender 3 eine gutleitfähige Schicht einer integrierten Leitfähigkeit von 200 S. Unter den Empfängern weiter südlich schließt sich eine 1D-Struktur mit einer 6 km mächtigen Deckschicht mit 300 Ωm und einem 1000 Ωm Halbraum darunter an. Der kleine Kasten hoher Leitfähigkeit unterhalb der Empfänger-Auslage (*spread*) wurde zur Erklärung von Vorzeichenwechseln in den Zeitableitungen des vertikalen magnetischen Feldes der LOTEM-Daten benötigt. Diesen *dike*

haben wir im Startmodell der MT vernachlässigt, da in den Induktionspfeilen der benachbarten Stationen kein Hinweis auf eine solche Struktur zu finden war und man die Auswirkung auf weiter entfernte Stationen vernachlässigen kann.

In die Erstellung dieses Modells sind die Daten des Empfänger-Spread 6 eingegangen, so dass das Modell nicht das gesamte Messprofil repräsentieren kann. Wichtig für die weitere Auswertung ist aber die eindimensionale Widerstandsverteilung, die Schichtung unterhalb des Empfängers und der spezifische Widerstand der ersten Schicht. Diese Werte waren mit den Daten des Spread 6 eindeutig bestimmbar.

Aus diesem Modell wurden die oberen 6 km in das MT-Startmodell (siehe Abbildung 6) übernommen. Zusätzlich zu diesen Informationen wurde der Oberrheingraben als regionale geologische Formation in das Modell eingebaut (in Abbildung 6 der Quader mit 1 Ωm). Dieser zeichnet sich durch gutleitfähige Sedimente mit Leitfähigkeiten bis 2000 $\frac{\text{S}}{\text{m}}$ aus (Schmucker und Tezkan [1988]). Der Oberrheingraben begrenzt seitlich die gutleitfähige Struktur im Norden aus der LOTEM-Modellierung, so daß sich für sie ein 15 \times 15 \times 2 km großer Quader ergibt (Quader mit 10 Ωm). Für das Gebiet des Odenwaldes wurde ein 15 \times 40 \times 6 km großer Quader angesetzt, der den Widerstand des LOTEM-Modells erhielt (300 Ωm).

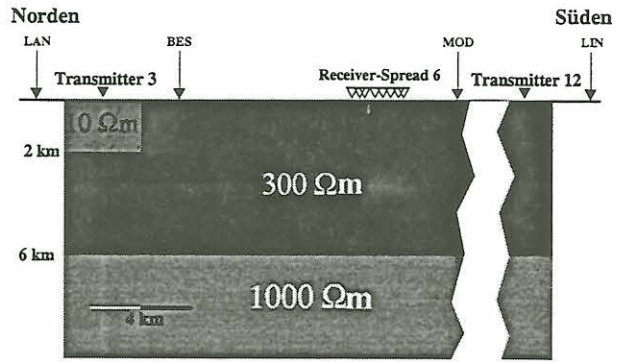


Abbildung 5: Ergebnis der LOTEM-Modellierung (Hördt et al. [2000]). Zur Orientierung sind vier MT-Stationen eingezeichnet.

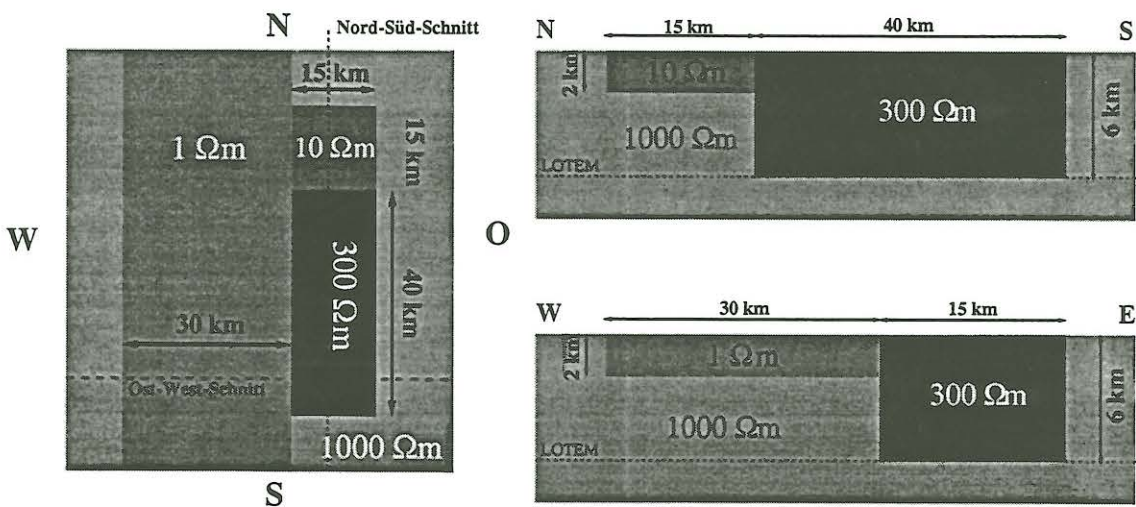


Abbildung 6: Das MT-Startmodell als Aufsicht (links), im Nord-Süd-Schnitt (rechts oben) und im West-Ost-Schnitt (rechts unten).

5.2 Korrektur des *static shift*

Kleinräumige, lokale Leitfähigkeitsanomalien führen zu Verzerrungen des beobachteten elektrischen Feldes. Es lässt sich zeigen, dass sich diese Verzerrungen durch eine reelle Verzerrungsmatrix darstellen lassen (Bahr [1988]), wodurch die Phasenwerte unbeeinträchtigt bleiben, aber in den scheinbaren Widerständen ein periodenunabhängiger Faktor (\rightarrow *static shift*) hinzukommt. Für das LOTEM-Modell haben wir eine Gültigkeitstiefe von 6 km angenommen. Dieser Tiefe entspricht etwa eine Periode von 1 s.

Nun haben wir eine *static-shift*-Korrektur der Daten bezüglich dieses Startmodells durchgeführt. Dazu haben wir die Differenz der scheinbaren Widerstände zwischen den Messwerten und unserer Modellantwort für Perioden kleiner 1 s als statischen Effekt interpretiert und herausgerechnet.

In Abbildung 7 ist für 2 Stationen die Anpassung der korrigierten Werte durch das Modell dargestellt. Die gemessenen scheinbaren Widerstände beider Stationen und Polarisationen stimmen für Perioden kleiner als 1 s gut mit der Modellantwort überein, was die Folge der *static-shift*-Korrektur ist. Der Verlauf der Phasen und Widerstände wird für die YX-Polarisation qualitativ bereits recht gut durch das Startmodell wiedergegeben. Das dürfte auf die Berücksichtigung des Rheingrabens im Westen zurück zu führen sein, der der bestimmende Effekt in dieser Polarisation ist. Es muß sich allerdings aufgrund der zu kleinen berechneten Phasen im Periodenbereich oberhalb etwa 5 s noch ein guter Leiter in größerer Tiefe anschließen.

In der XY-Polarisation sind die berechneten scheinbaren Widerstände für große Perioden größer als die gemessenen. Dies deutet ebenfalls auf einen guten Leiter in größerer Tiefe hin. Damit wären auch hier die Phasenwerte deutlich über 45 Grad zu erklären.

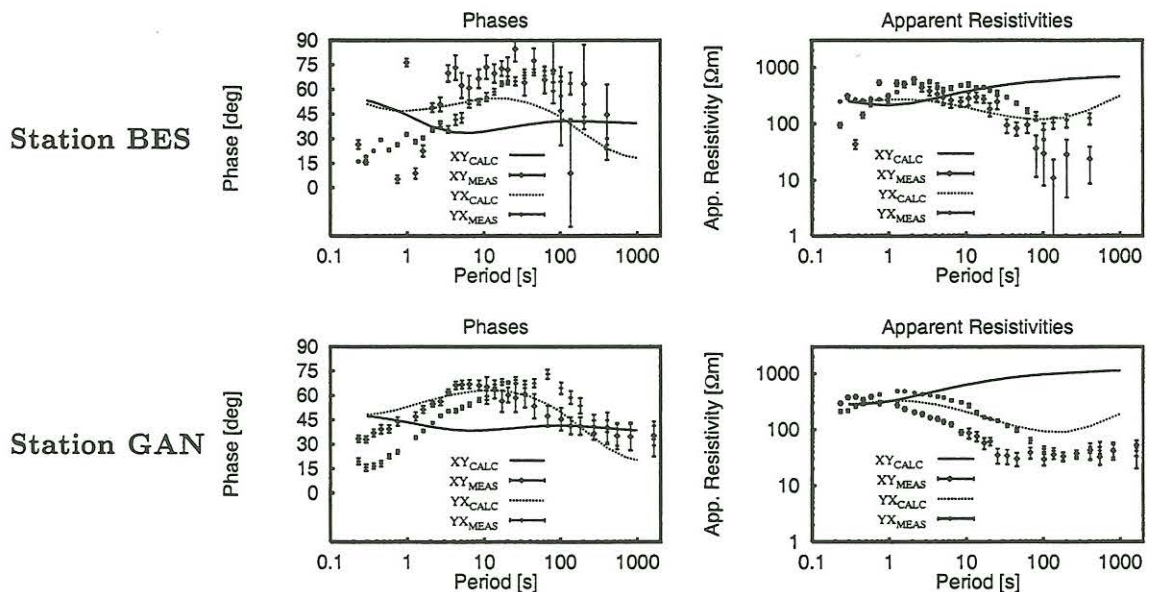


Abbildung 7: Anpassung der *static-shift*-korrigierten Übertragungsfunktionen durch das Startmodell für die Stationen BES und GAN. Dargestellt sind die Phasen und die scheinbaren Widerstände beider Polarisationen. Diskussion im Text.

5.3 Ergebnisse der Modellierung

Zu Beginn der 3-D-Modellierungen wurde versucht, mit einem guten Leiter in verschiedenen Tiefen den Verlauf der scheinbaren Widerstände und der Phasen zu reproduzieren. Dazu haben wir eine 3 km mächtige Schicht mit einem spezifischen Widerstand von $3 \Omega\text{m}$ in verschiedenen Tiefen plaziert. Die Ergebnisse sind für die YX-Polarisation in Abbil-

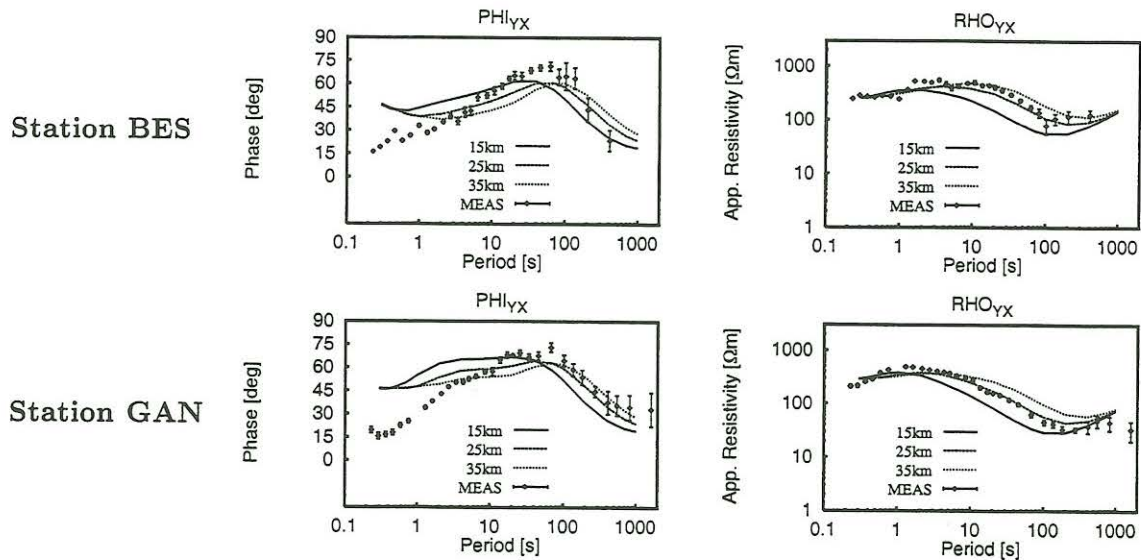


Abbildung 8: Anpassung der YX-Polarisation für Modelle mit einem guten Leiter einer integrierten Leitfähigkeit von 1000 S in verschiedenen Tiefen.

Abbildung 8 zusammengefasst. Es wird deutlich, dass ein guter Leiter in 25 km Tiefe die beste Anpassung liefert. Die Lage der Maxima und des Minimums in den Phasen ist bei den richtigen Perioden, und die scheinbaren Widerstände werden sehr gut wiedergegeben. Das Startmodell mit einem zusätzlichen guten Leiter in einer Tiefe von etwa 25 km passt die Daten der YX-Polarisation gut an. Die Werte der XY-Polarisation werden durch dieses Modell allerdings nicht befriedigend wiedergegeben. Um auch hier eine gute Anpassung zu erreichen, wurde ein zweiter guter Leiter in kleineren Tiefen in das Modell eingebaut. Dabei war Folgendes zu beobachten:

- Die Anpassung der XY-Polarisation der südlichen Stationen (GAN, FAH, HOR) wird durch einen zweiten guten Leiter in 8 km Tiefe verbessert.
- Die nördlichen Stationen (MES, BES, MOD) lassen in dieser Polarisation auf keinen guten Leiter in dieser Tiefe schließen. Bei ihnen verschlechtert sich die Anpassung.
- Ebenso verschlechtert sich die in Abbildung 8 gezeigte Anpassung der YX-Polarisation aller Stationen.

Eine Erklärungsmöglichkeit für diese unterschiedliche Periodenabhängigkeit der Übertragungsfunktionen der XY- und der YX-Polarisationen ist die Annahme eines anisotropen Leiters (Tezkan [1988]). Um zusätzlich die lokalen Unterschiede zu berücksichtigen, haben wir diesen anisotropen Leiter nur unterhalb des südlichen Odenwaldes angenommen.

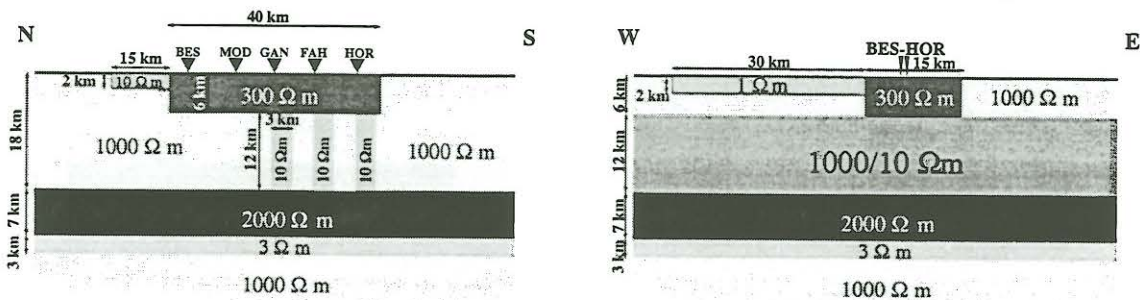


Abbildung 9: Modell mit anisotroper Schicht in 8 km Tiefe im Nord-Süd- (links) und im West-Ost-Schnitt (rechts).

Diese Anisotropie wurde im 3D-Vorwärts-Programm makroskopisch durch aufrecht stehende Blöcke mit sich abwechselnden Widerständen von 10 bzw. 1000 Ωm erreicht. Dieses Modell ist in einem West-Ost- und einem Nord-Süd-Schnitt in Abbildung 9 dargestellt. Man erkennt im Nord-Süd-Schnitt die aufrecht stehenden Blöcke, die die Anisotropie erzeugen. Im West-Ost-Schnitt ist diese Blockfolge durch die sich abwechselnden Widerstände (10 und 1000 Ωm) kenntlich gemacht. Oberhalb des guten Leiters in 25 km Tiefe wurde noch eine Schicht höheren spezifischen Widerstandes (2000 Ωm) eingebaut. Durch sie wurde die Anpassung der scheinbaren Widerstände im Periodenbereich oberhalb von 10 s noch zusätzlich verbessert. Die Anpassung durch dieses Modell soll anhand der Stationen BES und FAH illustriert werden (Abbildung 10):

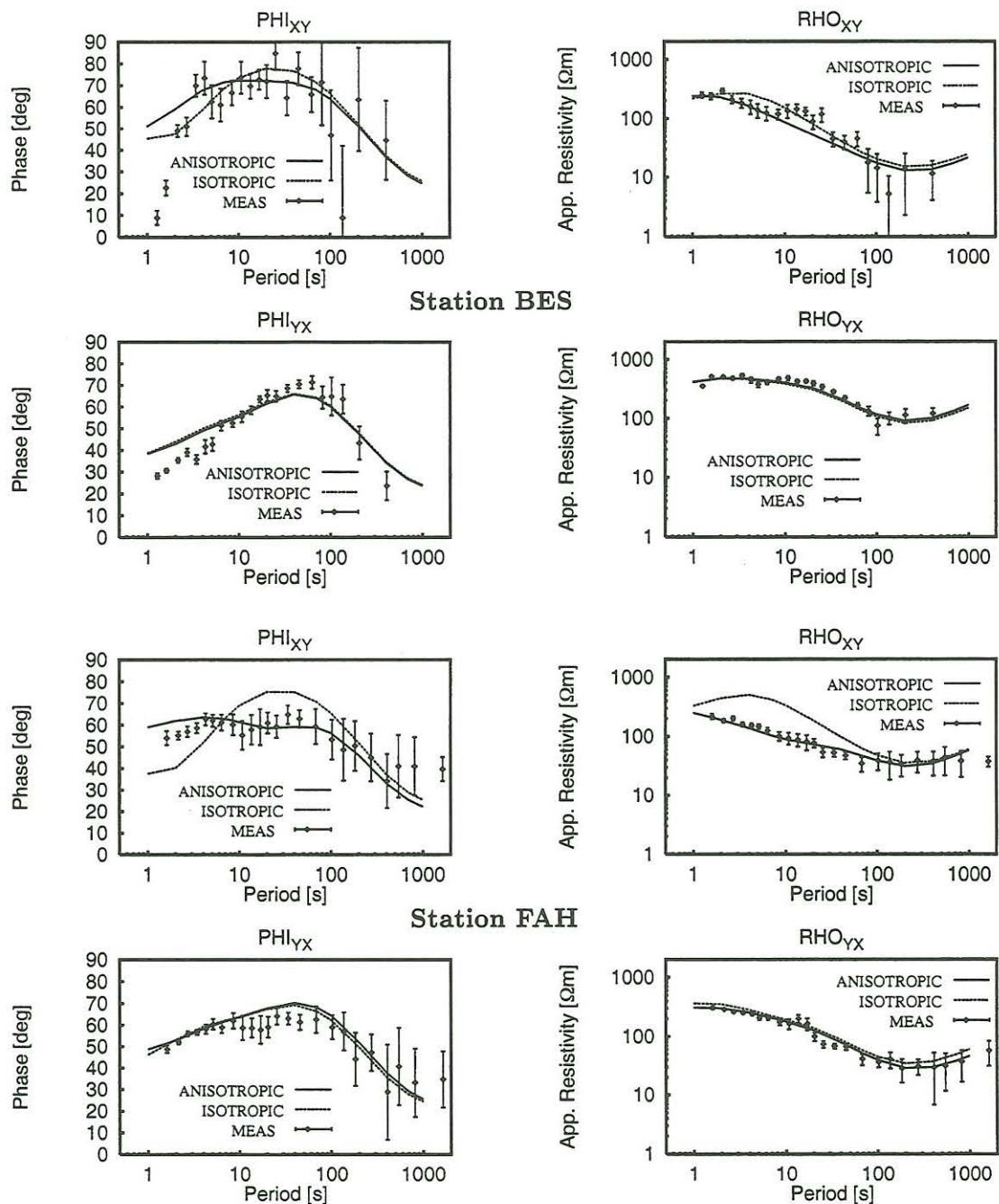


Abbildung 10: Vergleich der scheinbaren Widerstände und Phasen beider Polarisationen der Stationen Bessunger Forst und Fahrenbach für das Modell mit und ohne Anisotropie.

Für die nördlichen Stationen (hier BES) ist der Unterschied zwischen den beiden Modellen eher klein. In der YX-Polarisation tritt wie erwartet keine Veränderung der Modellantwort durch die Anisotropie auf, da diese ja auch lediglich den Widerstand in Ost-West-Richtung beeinflusst. In der XY-Polarisation macht sich die Anisotropie unter dem südlichen Odenwald noch leicht bemerkbar. In der Phasenkurve wandert das Maximum zu kleineren Perioden und die scheinbaren Widerstände nehmen schon bei kleineren Perioden kleinere Werte an. Insgesamt wird die Anpassung nur unwesentlich verschlechtert. Für die südlichen Stationen (hier FAH) ist es gelungen, die unterschiedliche Periodenabhängigkeit von scheinbarem Widerstand und Phase der beiden Polarisationen mit Hilfe dieser Anisotropie zu reproduzieren. Auch hier bleibt durch die Geometrie der Anisotropie die Modellantwort für die YX-Polarisation nahezu unverändert. Es bleibt die gute Anpassung erhalten. Für die XY-Polarisation hingegen wird die Anpassung durch die Anisotropie wesentlich verbessert. Die Phasenkurve gibt qualitativ und quantitativ den Verlauf der Messwerte wieder. Die Extremwerte der Modellkurve und der Messwerte fallen zusammen. Bei den scheinbaren Widerständen wird durch den anisotropen Leiter ein schon bei kleinen Perioden einsetzendes Abfallen erreicht, wodurch die Anpassung hervorragend gelingt. Somit ist es uns gelungen, ein Modell zu erstellen, das die gemessenen Impedanzen für beide Polarisationen sehr gut wiedergibt und gute Anpassungen über das komplette Messprofil erzeugt.

6 Zusammenfassung

Beim Processing der vorliegenden MT-Übertragungsfunktionen konnte durch extrem hohe anthropogene Rauschanteile im Messgebiet der gewünschte Periodenbereich von etwa 0.1 bis 2000 s nur bei einem Teil der Stationen abgedeckt werden. Nach Durchsicht der Übertragungsfunktionen musste auf einen Teil der Stationen verzichtet werden, da die Datenqualität eine weitere Analyse und Interpretation nicht zuließ. Übrig blieben ein Set von sechs Stationen, die durch ihre Verteilung das Messprofil noch repräsentieren konnten.

Die Analyse der Übertragungsfunktionen ergab eindeutige Hinweise auf Effekte regionaler dreidimensionaler Leitfähigkeitsverteilung, so dass sich nach 1D- und 2D-Inversionen eine 3D-Modellierung der Daten anschloss.

Aus den Ergebnissen der LOTEM-Modellierung und geologischen Vorinformationen wurde ein Modell der oberen sechs Kilometer als Startmodell für die Modellierung erstellt.

Nach einer mit diesem Modell an den Daten durchgeführten *static-shift*-Korrektur wurde versucht, die Übertragungsfunktionen durch Einfügen guter Leiter in verschiedenen Tiefen wiederzugeben. Dabei ergab sich ein Modell, das in 8 km Tiefe unterhalb des südlichen Odenwaldes einen anisotropen Leiter und in 25 km Tiefe einen isotropen, ausgedehnten Leiter einer integrierten Leitfähigkeit von $1000 \frac{\text{S}}{\text{m}}$ enthält.

Dieses Modell, das zusätzlich die gutleitfähigen Sedimente des Oberrheingrabens im Westen und die des Sprendlinger Horstes im Norden des Odenwaldes berücksichtigt, lieferte eine sehr gute Anpassung der tellurischen Übertragungsfunktionen.

Der eingefügte anisotrope Leiter aus über 10 km hohen Blöcken könnte als ausgedehntes Rissystem interpretiert werden. Parallel zur Grenze der geologischen Einheiten Rhenherzynikum und Saxothuringikum existieren Trennflächen, die mit Fluiden gefüllt sein können (Weckmann [1998]). Solche Rissysteme könnten für das Vorhandensein anisotroper Leitfähigkeiten verantwortlich sein.

Bezüglich des Leitfähigkeitsmodells von Hofer für den Spessart konnte die Auswertung der Magnetotellurik-Daten die Gültigkeit der Pfeifenkopfanomalie für den Bereich des Odenwaldes nach derzeitigem Stand der Auswertung nicht bestätigen. Ein extrem guter Leiter von einigen $1000 \frac{\text{S}}{\text{m}}$ kann demnach in einer Tiefe von 7 km ausgeschlossen werden.

Literatur

- Bahr, K., Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, *J. Geophys.*, 62, 119–127, 1988.
- Bahr, K., Die Dekomposition des magnetotellurischen Impedanzensors von Stationen im Umfeld der KTB-Lokation, in *KTB-Report 90-3*, herausgegeben von K. Bram, Projektleitung KTB in NLF, Hannover, 1990.
- Constable, S. C., R. L. Parker und C. G. Constable, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52, 289–300, 1987.
- DeGroot-Hedlin, C. und S. C. Constable, Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, 55, 1613–1624, 1990.
- Hofer, S., *Ableitung der Leitfähigkeitsverteilung in der Erdkruste im Bereich der großtektonischen Grenze Rhenoharzynikum – Saxothuringikum östlich des Rheingrabens (...)*, Dissertation, Ludwig-Maximilian-Universität München, 1990.
- Hördt, A., S. Dautel, B. Tezkan und H. Thern, Interpretation of long-offset transient electromagnetic data from the Odenwald area, Germany, using two-dimensional modelling, *Geophys. J. Int.*, 140, 577–586, 2000.
- Michel, J., Datenverarbeitung einer Magnetotellurik-Messung im Odenwald, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 1997.
- Parker, R. L. und J. R. Booker, Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 98, 269–282, 1996.
- Schmucker, U., Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States, *Bull. Scripps Inst. Oceanogr., Univ. Calif.*, 13, 1–165, 1970.
- Schmucker, U. und B. Tezkan, 20 Jahre elektromagnetische Tiefenforschung im Rheingraben – eine Zusammenfassung mit Ausblick auf neuere Ergebnisse, in *Kolloquiumsband – 12. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Königstein*, 17–34, 1988.
- Swift Jr., C. M., A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States, in *Magnetotelluric Methods*, herausgegeben von K. Vozoff, 5 in 4, Extract of a PhD thesis 2, 156–166, Society of Exploration Geophysicists, 1967.
- Tezkan, B., Eine Interpretation zur Erklärung der konträren Phasenverläufe der E- und B-Polarisation am Ostrand der Hessischen Senke mit 2D-Leitfähigkeitsmodellen, in *Kolloquiumsband – 12. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Königstein*, 35–54, 1988.
- Thern, H. F., Datenverarbeitung und erste Ergebnisse bei der Auflösung einer ehemaligen Subduktionszone mittels transient elektromagnetischer Tiefensondierung (LO-TEM), Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, Dezember 1996.
- Weckmann, U., Magnetotellurische Messungen im nördlichen Spessart, Diplomarbeit, Johann Wolfgang Goethe Universität, Frankfurt, Dezember 1998.