

Kapitel 1

Einführung und Motivation

Die Erde ist ein heterogener Körper. Mit unterschiedlichen geophysikalischen Methoden versuchen wir, zu Aussagen über dessen Struktur und Materialbestand in der Tiefe zu kommen. Unabhängig davon, welche geophysikalische Methode dazu verwendet wird, existieren ähnliche Probleme: Um in einem bestimmten Gebiet die Lithosphäre oder den oberen Erdmantel mit Methoden der Oberflächengeophysik zu erforschen, ist idealerweise eine flächenhafte, enge Überdeckung mit Messpunkten notwendig. Aus Kosten- und Zeitgründen beschränken wir uns dabei oft auf ein Messprofil oder einzelne Stationen. Aufgrund dieser Messanordnung liegt es nahe, die Daten mit 1D- oder 2D-Ersatzmodellen zu interpretieren. Andererseits impliziert zum Beispiel eine zweidimensionale Auswertung eines Profils, dass sich Gesteinsparameter nur mit der Tiefe und über das Profil hin verändern, sich aber senkrecht zum Profil unendlich erstrecken. Diese Vereinfachung liefert dann sinnvolle Ergebnisse, wenn das Messprofil senkrecht zu einer geologisch streichenden Struktur angelegt ist, von der wir erwarten, dass sie auch die geophysikalischen Daten dominiert. Normalerweise beinhalten Messdaten aber immer Informationen von einem in alle Richtungen inhomogenen Untergrund. Es ist daher unerlässlich, nach Parametern oder Anzeichen zu suchen, die Auskunft darüber geben, ob eine zweidimensionale Näherung sinnvoll ist.

Sowohl in der Magnetotellurik (MT) als auch in der Seismik wird eine Interpretation der Daten mit 2D-Modellen zur Zeit am häufigsten verwendet. Hierfür stehen neben Vorwärtsmodellierungsprogrammen gute Inversionsalgorithmen zu Verfügung. Bei einer Modellrechnung sucht man nach einer numerischen Lösung von Differentialgleichungen, die die physikalischen Zusammenhänge beschreiben. Nach der Lösung des sogenannten Vorwärtsproblems schließt sich im allgemeinen eine manuelle oder automatische Veränderung des Modells an. Wiederholt man dieses Procedere solange, bis bestimmte Abbruchkriterien erfüllt sind, so ist dies eine iterative Inversion. Obwohl letztere bei großen Datensätzen sehr rechenintensiv ist, stellen sie einen enormen Fortschritt gegenüber einer Vorwärtsmodellierung dar. Trotzdem muss man berücksichtigen, dass eine diskrete Lösung nur eine Näherung des tatsächlichen (geo-)physikalischen Problems sein kann.

Sollen jedoch 3D Effekte in den Daten erklärt werden, gestaltet sich die Interpretation als sehr mühselig. Da zur Zeit noch keine verlässlichen 3D-Inversionen zur Verfügung stehen, beschränkt sich die Vorwärtsmodellierung aufgrund der vielen freien Modellparameter zumeist auf einfache Modellstudien. Hilfreich dabei ist es, a priori Informationen, zum Beispiel aus der Geologie, zur Modellfindung zu verwenden. Da aber oft nur Informationen über die Oberflächengeologie vorliegen, ist unklar, wie sich Strukturen in die Tiefe fortsetzen. Wünschenswert wäre es, durch eine direkte Transformation der Messdaten ein flächenhaftes Abbild von den jeweiligen Gesteinsparametern in unterschiedlichen Tiefen zu bekommen. Unerlässlich für jede dreidimensionale Interpretation ist natürlich eine genügend hohe Stationsdichte.

Mit Hilfe der MT erhalten wir Aussagen über die Leitfähigkeiten der Gesteine, die wiederum von anderen physikalischen Eigenschaften wie Porosität, Fluidgehalt, Vernetzung, etc. abhängen. Die Methode basiert auf Messungen von Variationen der magnetischen und elektrischen Felder an der Erdoberfläche. Diese natürlichen Wechselfelder entstehen durch Blitzentladung sowie iono- und magnetosphärische Stromsysteme. Sie dringen induktiv in den leitfähigen Untergrund ein und induzieren dort wiederum magnetische Felder und Ströme, bzw. elektrische Felder. Die Theorie, die auf CAGNIARD [1953] und TIKHONOV [1950] zurückgeht, setzt einen linearen Zusammenhang zwischen diesen Feldern voraus. Er läßt sich durch den Impedanztensor ausdrücken, der vier komplexwertige Elemente besitzt (2 x 2-Tensor). Diese werden in Form von scheinbaren spezifischen Widerständen und Phasen dargestellt. „Scheinbar“ wird der Widerstand deshalb genannt, weil er frequenz- und richtungsabhängig ist und nur für einen homogenen Untergrund den wahren Widerstand angibt.

Bei einem geschichteten Untergrund (1D) muß der scheinbare spezifische Widerstand transformiert werden, um eine Leitfähigkeits-Tiefen-Verteilung zu erhalten. Etwa 20 Jahre nach der Einführung der Magnetotellurik boten die Bostick-Transformation [Bostick, 1977] und die $\rho^* - z^*$ -Transformation [Schmucker, 1970] die Möglichkeit einer solchen Transformation. Diese Verfahren basieren auf einfachen Ersatzmodellen (*substitute conductors*) von perfekt leitenden über perfekt isolierenden Schichten.

Für einen Untergrund mit regionaler Streichrichtung (2D) ergeben sich zwei scheinbare spezifische Widerstandswerte: senkrecht und parallel zur Streichrichtung. Eine Interpretation der MT-Daten mit einem Leitfähigkeits-Tiefenmodell erfolgt normalerweise über Modellrechnungen. In der Magnetotellurik stehen mittlerweile neben Vorwärtsmodellierungsprogrammen mehrere Inversionsalgorithmen zur Verfügung. Diese sind zwar rechen- und zeitaufwendig, doch umgeht man damit eine langwierige Modellsuche. Häufig finden die Messungen in einer geologischen Umgebung statt, in der eine zweidimensionale regionale Streichrichtung zu erwarten ist. Durch kleine - in Bezug auf den jeweiligen Induktionsraum - oberflächennahe Inhomogenitäten können die Messergebnisse zusätzlich verzerrt sein. Der Impedanztensor scheint da-

durch dreidimensional zu sein, obwohl ein regional zweidimensionaler Untergrund dominiert. Mittels Dekompositionsmethoden (wie zum Beispiel Groom & Bailey [1989]) kann der regionale 2D-Impedanztensor durch Abspaltung einer Verzerrungsmatrix bis auf einen Skalierungsfaktor wieder hergestellt werden.

Wenn eine regionale Struktur mit der kleinräumigen Inhomogenität induktiv gekoppelt ist oder so starke Leitfähigkeitskontraste vorhanden sind, die den Strom bündeln, liegt ein dreidimensionaler Untergrund vor. Für die daraus resultierenden Impedanztensoren schlägt erwartungsgemäß eine Tensordekomposition fehl. Zur Interpretation der MT-Daten stehen im 3D Fall, wie schon erwähnt, nur Vorwärtsmodellrechnungen zu Verfügung. Eine Anpassung erfolgt im trial and error Verfahren und ist aufgrund der Komplexität und der vielen Modellparameter nur auf vereinfachende Modellstudien beschränkt.

Eine direkte Abbildung der MT-Messgrößen gestaltet sich als schwierig, da der Impedanztensor eine aus vier komplexen Zahlen bestehende Größe ist. Eine Transformation in scheinbare spezifische Widerstände, die eine physikalisch intuitive Größe darstellen, resultiert in immerhin noch vier reellen Größen. Diese vier Widerstände hängen aber vom gewählten Koordinatensystem ab. Es gilt also, ein Koordinatensystem zu suchen, in dem sich die Widerstände in zwei signifikante parallel und senkrecht zum regionalen Streichen eines Leitfähigkeitskontrasts aufteilen lassen. Im 3D Fall ist dieses Koordinatensystem nicht bestimmbar.

Diese Arbeit beschäftigt sich vor allem mit einem neuen Verfahren zur Abbildung von Leitfähigkeitsstrukturen. Mit der *Propagation Number Analysis (PNA)*, die auf einen mathematischen Formalismus von Reilly [1979] zurück geht und die im Rahmen dieser Arbeit in einen physikalischen Kontext dargestellt wird, ist es möglich, die gesamte Tensor-Information in eine Widerstandsellipse zu transformieren. Sie gibt im übertragenen Sinn die Vorzugsrichtung der Ströme an und liefert somit ein Abbild der Leitfähigkeitsverteilung. Die graphische Präsentation fand bislang für transiente elektromagnetische Messungen Verwendung [Caldwell & Bibby, 1998], um einen wahren¹ Widerstandstensor darzustellen. Die Widerstandsellipsen ergeben aufgrund von Geometrie und Farbkodierung flächenhaft ein Bild, in dem leitfähige Strukturen auch ohne Kenntnisse der MT-Theorie erkennbar sind. Die dadurch gewonnenen Informationen lassen sich direkt mit der Geologie vergleichen oder für eine Modellierung nutzen.

Das Verfahren der *PNA* eignet sich besonders für die Auswertung und Interpretation von MT-Daten, aus Gebieten mit komplizierter Leitfähigkeitsverteilung, wie es im Untersuchungsgebiet von Namibia der Fall ist.

Bislang waren zwei weitere Methoden in der MT bekannt, um aus Impedanztensoren Hauptachsen von magnetischen und elektrischen Feldern zu berechnen und graphisch darzustellen: die EGGERS *Eigenstate Analysis* [Eggers, 1982] sowie die LATORRACA *Singular Value Decomposition* [LaTorraca et al., 1986]. Diese Verfahren, die vor etwa 20 Jahren entwickelt wurden, sind durch die Dekompositionsmethoden, basierend

¹Im Sinne eines Tensors mit allen Tensoreigenschaften

auf einer Verzerrungsmatrix, in den Hintergrund gedrängt worden. Ihre Resultate lassen sich ebenfalls als Ellipsen darstellen, weshalb sie mit den Ellipsen der *PNA* verglichen werden können.

Die MT-Messungen fanden im Rahmen der vom GFZ finanzierten ORYX-Messkampagne² 1999 in Namibia statt. Die meisten der insgesamt 77 Stationen befinden sich auf zwei 18km langen Profilen senkrecht über die Waterberg Fault / Omaruru Lineament (WF/OL). Die WF/OL ist eine große Scherzone im Damara Orogen, die die *Central Zone* in zwei tektono-stratigraphische Einheiten unterteilt [Miller, 1983]. Auf beiden Profilen sind magnetotellurische zusammen mit reflexionsseismischen Messungen mit einem für die MT sehr engen Stationsabstand von 500m, bzw. 2000m, durchgeführt worden. 15 Stationen befinden sich westlich und östlich der Profile, um eine flächenhafte Überdeckung des Messgebiets zu gewährleisten. Eingebettet ist dieses 18km lange Profil in eine über 200km lange MT-Traversal über den Damara Belt in einem Gebiet, das von VAN ZIJL & DE BEER [de Beer *et al.*, 1982] in den siebziger Jahren aus erdmagnetischen Tiefensondierungen und Schlumberger-Messungen als Gürtel hoher elektrischer Leitfähigkeiten (*high conductivity belt*) ausgewiesen wurde. Neben der Magnetotellurik und Seismik fanden in den letzten Jahren noch mehrere geologisch-petrologische [z.B. Raab, 2001], gravimetrische [z.B. Stewart *et al.*, 2000] und aeromagnetische [z.B. Lord *et al.*, 1996] Messungen in Namibia statt. Das Land bietet für geowissenschaftliche Untersuchungen optimale Bedingungen. Es ist dünn besiedelt und dadurch praktisch frei von künstlichen Störungen. Außerdem sind in diesem ariden Gebiet zahlreiche geologische Aufschlüsse vorhanden.

Die MT-Ergebnisse zeichnen sich durch eine hohe Datenqualität über den gesamten registrierten Frequenzbereich aus. Dennoch zeigen die Resultate der WF/OL-Detailstudie starke Verzerrungen in den Übertragungsfunktionen. Da Geräteeffekte auszuschließen und die anomalen Effekte durch den engen Stationsabstand gut aufgelöst sind, werden sie auf einen komplizierten 3D Untergrund zurückgeführt. Die starken 3D Effekte äußern sich in Phasenwerten, die den zu erwartenden Quadranten zwischen 0° und 90° verlassen und in einem voll besetzten Impedanztensor, bei dem allerdings ein Element für Perioden > 10s schlecht bestimmt ist.

Die Namibia Daten zeigen, dass eine 2D Interpretation in der Nähe der WF/OL wahrscheinlich nur für hohe Frequenzen, also oberflächennah, gerechtfertigt ist. Gängige Dekompositionsverfahren zur Entzerrung des Impedanztensors schlagen fehl. Für eine Interpretation dieses komplizierten Datensatzes sind neue Abbildungsmethoden notwendig, die im Rahmen dieser Arbeit weiterentwickelt wurden. Sie werden auf MT-Ergebnisse aus Namibia und auf 3D-Modelle angewendet. Anhand der Abbildung der räumlichen Widerstandsverteilung, bzw. einer damit verbundenen Vorzugsrichtung von Strömen, ist es möglich, einige Effekte in der näheren Umgebung der Scherzone zu modellieren und diese mit den geologischen Gegebenheiten zu diskutieren.

²ORYX: Omaruru Geophysical Experiment