

---

# Dreidimensionale Erkundung von Altlasten mit Radio-Magnetotellurik

Vergleiche mit geophysikalischen, geochemischen und geologischen Analysen an Bodenproben aus Rammkernsondierungen

---

I N A U G U R A L – D I S S E R T A T I O N  
ZUR  
ERLANGUNG DES DOKTORGRADES  
DER MATHEMATISCH–NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT  
DER UNIVERSITÄT ZU KÖLN

VORGELEGT VON  
STEPHAN RECHER  
AUS EUSKIRCHEN

KÖLN 2002

Berichterstatter: Prof. Dr. F. M. Neubauer  
Prof. Dr. B. Tezkan

Tag der mündlichen Prüfung: 06.11.2002

---

## Kurzzusammenfassung

---

Der Einsatz geophysikalischer Messverfahren zur Erkundung von schadstoffbelasteten Böden hat in den letzten 10 Jahren stark zugenommen. Als eine effiziente Messmethode hat sich dabei das passive, elektromagnetische Verfahren der Radio-Magnetotellurik (RMT) herausgestellt, das die Kartierung und Sondierung des Untergrundes nach dem elektrischen Widerstand erlaubt. Die Auswertung der Messdaten mit mehrdimensionalen Widerstandsmodellen liefert wertvolle Informationen über den vertikalen und lateralen Aufbau des Untergrundes.

Bislang sind die flächenhaft vermessenen RMT-Daten mit 1D- und 2D-Inversionen ausgewertet worden, selbst wenn die Daten Effekte von dreidimensionaler Widerstandsverteilung aufweisen. Da es an lauffähigen 3D-Inversionsalgorithmen gefehlt hat, ist mit zeitaufwendiger 3D-Vorwärtsmodellierung versucht worden, ein dreidimensionales Abbild der Widerstandsverteilung des Untergrundes zu erhalten.

Die vorliegende Arbeit stellt die erste erfolgreiche 3D-Inversion von Magnetotellurik-Felddaten im Radiofrequenzbereich vor. Durch den Einsatz eines effizienten 3D-Inversionsalgorithmus und vor allem durch die Bearbeitung des Inversionsproblems auf einem großen Parallelrechner ist dieser Durchbruch gelungen. Um die Notwendigkeit der 3D-Modellierung von RMT-Daten bei Anwendungen im Ingenieur- und Umweltbereich darzulegen, werden Modellstudien mit synthetischen Daten vorgestellt. Dabei wird ersichtlich, dass die 2D-Modellierung über 3D-Widerstandsverteilungen nur eingeschränkt zu gebrauchen ist.

Auf zwei Altablagerungen in Nordrhein-Westfalen sind flächenhaft RMT-Messungen durchgeführt worden, die im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 419 an der Universität zu Köln gelaufen sind. Auf der ersten Altablagerung, deren Daten mit 2D- und 3D-Inversionen ausgewertet worden sind, sind Bodenproben bis unterhalb der Deponiesohle durch Rammkernbohrungen gewonnen worden. Die Bestimmung des spezifischen Widerstands der Bodenproben bietet eine Möglichkeit, die Widerstandsmodelle der 2D- und 3D-Inversionen zu überprüfen. Dabei haben sich sehr gute Übereinstimmungen zwischen Labordaten und Modelldaten gezeigt. Geochemische und sedimentologische Untersuchungen an den Bodenproben helfen bei der Bestimmung des Aufbaus und des Inhaltes der Altablagerung.



---

## Abstract

---

The use of geophysical exploration methods to investigate polluted soil has appreciably grown during the last decade. Radio-Magnetotellurics (RMT) is one of the fast and easy-to-use methods in environmental and engineering geophysics. It is a passive electromagnetic method to map and sound the electrical resistivity of the ground.

The surveys are carried out along parallel profiles. Up to now the data are interpreted using 1D and 2D inversion schemes, even if the data are biased by three-dimensional resistivity distribution of the ground. To consider the three-dimensional nature of the ground, extensive 3D forward modelling must be used. 3D inversions of a field data set failed either for lack of computer power or because of worse data sets whose station grid is too sparse.

This thesis introduces the first successful 3D inversion of a radio-magnetotelluric field data set. The use of a proven 3D algorithm with an efficient inversion scheme and running the inversion on a high-performance parallel computer lead to a break-through in magnetotelluric research. Extensive studies are carried out for a waste-site model to demonstrate the necessity of a 3D inversion. These studies clearly show that 2D inversion of RMT data measured over a 3D ground can result in incorrect resistivity models.

Two waste sites are explored using a dense station grid. The measurements were part of a research project that belongs to the collaborative research center (SFB 419) at the University of Cologne. The RMT data of the first waste site are interpreted with 2D and 3D resistivity models using the MT inversion schemes of R. Mackie and G. Newman, respectively. To verify and calibrate the resistivity models three drillings were carried out at the waste site. There is a very good correlation between the models and the resistivity of the soil samples measured in the laboratory. Chemical analyzes of the soil samples make it possible to characterize the waste.



---

# Inhaltsverzeichnis

---

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Altlasten . . . . .	2
1.1.1	Altlastenproblematik . . . . .	2
1.1.2	Gefährdungspotential durch Altlasten . . . . .	4
1.2	Geophysikalische Erkundung von Altlasten . . . . .	5
1.3	Radio-Magnetotellurik . . . . .	7
1.3.1	Messmethode . . . . .	7
1.3.2	Auswertung der RMT-Daten . . . . .	9
1.4	Ziele der Arbeit . . . . .	11
<b>2</b>	<b>Theoretische Grundlagen</b>	<b>13</b>
2.1	Radio-Magnetotellurik . . . . .	13
2.2	Der Impedanztensor . . . . .	14
2.3	Die räumliche Verteilung des elektrischen Widerstands . . . . .	14
2.4	Die Erkundungstiefe . . . . .	15
2.5	Modellierung . . . . .	18
2.6	Inversion . . . . .	18
2.6.1	Linearisierung . . . . .	19
2.6.2	Regularisierung . . . . .	20
2.6.3	RMS-Fehler . . . . .	20

2.7	1D-Modellierung . . . . .	21
2.8	2D-Modellierung . . . . .	21
2.8.1	Minimierung der Kostenfunktion . . . . .	22
2.8.2	Gauß-Newton-Algorithmus . . . . .	22
2.8.3	Nichtlinear-Konjugierte-Gradienten-Methode . . . . .	23
2.8.4	2D-Modellgitter . . . . .	23
2.8.5	Sensitivität . . . . .	24
2.9	3D-Modellierung . . . . .	25
2.9.1	3D-Inversionsprogramm von G. Newman . . . . .	26
2.9.2	3D-Modellgitter . . . . .	27
2.10	Geoelektrische Messverfahren . . . . .	27
<b>3</b>	<b>Modellstudien</b>	<b>29</b>
3.1	2D-Modellstudie . . . . .	30
3.1.1	2D-Ausgangsmodell . . . . .	30
3.1.2	2D-Inversion der synthetischen Daten . . . . .	31
3.1.3	Die Wahl des Regularisierungsparameters $\tau$ . . . . .	31
3.1.4	Gauß-Newton-Algorithmus . . . . .	32
3.1.5	NLCG-Algorithmus . . . . .	34
3.1.6	Vergleich der Algorithmen . . . . .	35
3.1.7	Sensitivitäten des 2D-Modells . . . . .	36
3.1.8	Zusammenfassung der 2D-Modellstudie . . . . .	38
3.2	3D-Ausgangsmodell . . . . .	39
3.3	2D-Inversion der 3D-Modelldaten . . . . .	43
3.4	3D-Inversion der 3D-Modelldaten . . . . .	48
3.5	Zusammenfassung . . . . .	52
<b>4</b>	<b>Messgebiet Longerich</b>	<b>53</b>
4.1	Altablagerung Longerich . . . . .	53
4.2	Geologie . . . . .	54
4.2.1	Allgemeine Geologie der Niederrheinischen Bucht . . . . .	54
4.2.2	Tertiäre und quartäre Sedimente im Kölner Stadtgebiet . . . . .	54



---

4.2.3	Hydrologie . . . . .	55
4.3	Referenzgebiet . . . . .	56
4.3.1	Geoelektrische Sondierungen im Referenzgebiet . . . . .	56
4.3.1.1	Schlumberger-Sondierung . . . . .	56
4.3.1.2	Dipol-Dipol-Messung . . . . .	59
4.3.2	RMT im Referenzgebiet . . . . .	60
4.3.3	Zusammenfassung Referenzgebiet . . . . .	62
4.4	Messungen im Bereich der Altablagerung . . . . .	63
4.4.1	Geoelektrik . . . . .	64
4.4.2	IP-Messungen . . . . .	65
4.4.3	TEM-Messungen . . . . .	65
4.4.4	RMT-Messungen auf der Deponie . . . . .	66
4.5	2D-Inversion der RMT-Daten . . . . .	70
4.5.1	Homogener Halbraum als Startmodell . . . . .	70
4.5.2	2-Schichtfall als Startmodell . . . . .	74
4.6	3D-Inversion der RMT-Daten . . . . .	77
4.6.1	Erste Studien mit dem 3D-Inversionsprogramm . . . . .	77
4.6.2	Homogener Halbraum als Startmodell . . . . .	80
4.6.3	2-Schichtfall als Startmodell . . . . .	85
4.7	Vergleich zwischen 2D- und 3D-Modellierung . . . . .	88
4.8	Zusammenfassung . . . . .	90
<b>5</b>	<b>Bodenproben zum Messgebiet Longerich</b>	<b>91</b>
5.1	Probengewinnung . . . . .	91
5.1.1	Auswahl geeigneter Bohrstellen . . . . .	91
5.1.2	Rammkernsondierungen und -bohrungen . . . . .	93
5.2	Sedimentologische Analyse . . . . .	97
5.3	Geochemische Analysen . . . . .	97
5.3.1	Probenaufbereitung . . . . .	98
5.3.2	Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA) . . . . .	99
5.3.3	Atomabsorptions-Spektrometrie (AAS) . . . . .	101
5.3.4	Organische Untersuchungen . . . . .	103

5.4	Geophysikalische Laboruntersuchungen . . . . .	103
5.4.1	Probenvorbereitung . . . . .	104
5.4.2	Messungen des frequenzabhängigen Widerstands . . . . .	104
5.4.3	Inversion der Daten mit einem Cole-Cole-Modell . . . . .	108
5.5	Vergleich der RMT-Modelle mit den Labormessungen . . . . .	114
5.6	Zusammenfassung . . . . .	117
<b>6</b>	<b>Messgebiet Düren</b>	<b>119</b>
6.1	Einleitung . . . . .	119
6.2	Geologie . . . . .	119
6.3	Referenzprofil . . . . .	121
6.3.1	2D-Inversion zum Referenzprofil . . . . .	122
6.4	Deponieerkundung mit RMT . . . . .	124
6.5	Vergleich mit dem IP-Profil . . . . .	128
6.6	Zusammenfassung . . . . .	129
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>131</b>
7.1	Aussicht . . . . .	133
<b>A</b>	<b>Modellstudien</b>	<b>145</b>
<b>B</b>	<b>Messgebiet Longerich</b>	<b>151</b>
<b>C</b>	<b>Bodenproben zum Messgebiet Longerich</b>	<b>153</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>157</b>
	<b>Erklärung</b>	<b>159</b>

---

## Einleitung

---

Der Einsatz geophysikalischer Messverfahren im Ingenieur- und Umweltbereich hat in den letzten Jahrzehnten stark zugenommen. Die wachsenden Bedürfnisse für effektive Erkundungsmethoden, zum Beispiel für schadstoffbelastete Böden oder in der Baugrunduntersuchung, haben die Forschungsarbeiten für Flacherkundungen in der Angewandten Geophysik vorangetrieben. Die Zunahme entsprechender Arbeiten und Vorträge auf Tagungen und Workshops belegt die aktive Forschungstätigkeit.

Die vorliegende Arbeit stellt die Radio-Magnetotellurik-Methode bei der Erkundung von Altlasten vor. Das Interesse gerade an der Altlastenerkundung und die Wahl für die RMT-Methode werden auf den nachfolgenden Seiten dieser Einleitung erläutert. Dabei werden zum Abschluss dieses Kapitels die Ziele dieser Arbeit, die im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 419 an der Universität zu Köln durchgeführt worden ist, näher beschrieben.

Die RMT-Methode hat sich in den bisherigen Forschungsarbeiten am Kölner Institut für Geophysik und Meteorologie als erfolgreiches Verfahren im Bereich der Umweltgeophysik etabliert. In den bisherigen Arbeiten sind die Erkundungen von Deponien und Altstandorten mit 2D-Inversionstechniken ausgewertet worden. Mit dieser Arbeit wird zum ersten Mal die 3D-Inversion zur Auswertung von RMT-Daten eingesetzt. Um die Vorteile der 3D-Inversion und die Unterschiede zu den 2D-Auswertungen aufzuzeigen, werden nach einer einführenden Betrachtung der theoretischen Grundlagen zur Messmethode und den Inversionsalgorithmen (Kapitel 2) Modellstudien mit synthetischen Daten in 2D und 3D im Kapitel 3 beschrieben. Diesen Studien schließt sich das erste Feldbeispiel, eine Altablagerung im Kölner Stadtgebiet, an. Bei der Auswertung dieser Felddaten ist zum ersten Mal erfolgreich eine 3D-Inversion von RMT-Felddaten in Zusammenarbeit mit Greg A. Newman (Sandia National Laboratories, USA) gelungen. Dieses Ergebnis hat eine große Bedeutung für die gesamte Magnetotellurik-Forschung.

Der RMT-Auswertung des ersten Messgebietes folgt in Kapitel 5 die Beschreibung der Rammkernbohrungen und der anschließenden geologischen, geochemischen und geophysikalischen Untersuchungen der Bodenproben. In erster Linie bieten die geophysikalischen Labordaten die Möglichkeit, die RMT-Widerstandsmodelle der Altablagerung zu überprüfen. In Kapitel 6 wird die RMT-Erkundung des zweiten Messgebietes (Altablagerung im Kreis Düren) vorgestellt. Die Arbeit endet mit Kapitel 7 in einer Zusammenfassung der Forschungsergebnisse und einem Ausblick auf sinnvolle Weiterführungen zu diesem Thema.

## 1.1 Altlasten

### 1.1.1 Altlastenproblematik

Lange Zeit hat man sich wenig Gedanken um Güter und Produkte unseres täglichen Lebens gemacht, wenn sie verbraucht oder nutzlos geworden sind. Technische Neuerungen von einst sind schnell überholt und dann nur noch Wegwerfprodukte. Die stetig steigende Zahl an Konsumgütern führt gerade in den westlichen Industrienationen zu immer größer werdenden Abfallmengen. Gemeinsam mit dem Wohlstand wachsen die Müllberge.

Die Produktionsrückstände aus chemischer Industrie, Bergbau und Stahlindustrie, der Müll aus Haushalten und Gewerbe muss auf irgendeine Weise entsorgt werden. Die Abfälle sind zumeist auf Halden aufgeschüttet oder in Kies- und Sandgruben verkippt worden. Mit einer Abdeckschicht und Wiederbegrünung der Müllberge hat man sich lange Zeit mit der endgültigen Entsorgung sicher gefühlt. Man hat sich keine Gedanken über die mittel- und langfristigen Probleme dieser Entsorgungsweise gemacht. Dabei sind, wie *Rössler* [1951] schreibt, durch Grundwasseruntersuchungen zwischen 1926 und 1939 in der Umgebung von Müll- und Schuttablagerungen schon nachhaltige Beeinträchtigungen desselben bekannt gewesen. Der Autor stellt fest (S. 43): „Dennoch wird, sowohl von seiten der Behörden als auch von seiten der Unternehmen, dieser Erkenntnis nicht die erforderliche Bedeutung beigemessen.“

Erst im Jahre 1972 ist mit dem Bundesabfallbeseitigungsgesetz die erste bundesweite Verordnung zum Abfall- und Entsorgungsproblem in Kraft getreten [*Eberle*, 1989]. 1974 gab der *Rat von Sachverständigen für Umweltfragen* [1974] das erste Umweltgutachten heraus, in dem in weiten Teilen nur von einer Regelung des ständig anwachsenden Abfallproblems gesprochen wird. Über die bis dahin verkippten oder auf Halde befindlichen Müllberge wird nicht diskutiert. Erst in ihrem zweiten Gutachten wird auf die „Hinterlassenschaften früherer Übelstände“ eingegangen, wofür der Sammelbegriff Altlasten gefunden wird [*Rat von Sachverständigen für Umweltfragen*, 1978].

Mit Beginn der 80er-Jahre wächst langsam die Bereitschaft, sich auch um die „Versäumnisse und Sünden der Vergangenheit“ [*K. J. Thomé-Kozmiensky (Hrsg.)*, 1989] zu kümmern. Die Bereitschaft erkennt man zum Beispiel an stetig wandelnden Definitionen des Begriffs Altlasten in dieser Zeit [vgl. *Eberle*, 1989]. Versteht man Ende der 70er-Jahre unter dem Begriff Altlasten nur umweltgefährdende Abfallablagerungen, so erweitert sich der Begriff im darauffolgenden Jahrzehnt auch auf die Altstandorte. Auch wenn sich bis heute noch keine bundesweit einheitliche Definition der Begriffe Altstandorte, Altablagerungen und Altlasten ergeben hat, kann man sie wie folgt untereinander abgrenzen:

**Altablagerung:** Nach der Informationsschrift der Länderarbeitsgemeinschaft Abfall [LAGA, 1983] sind Altablagerungen als „verlassene oder stillgelegte Ablagerungsplätze kommunaler oder gewerblicher Abfälle, Verfüllungen mit Bauschutt oder Produktionsrückständen sowie wilde Ablagerungen jeglicher Art“ definiert.

**Altstandorte:** Zu Altstandorten zählt man stillgelegte Industrieanlagen, in denen umweltgefährdende Stoffe gelagert, verarbeitet oder hergestellt worden sind. Beispiele sind Metallhütten, Flugplätze, die chemische Industrie oder der Bergbau. Eine ausführlichere Liste, nach Industrie-Branchen getrennt, findet sich bei Mayer [1989]. In einem Sondergutachten 'Altlasten' fügt der Rat von Sachverständigen für Umweltfragen [1989] nicht mehr verwendete Kanal- und Leitungssysteme hinzu.

**Altlasten:** Eberle [1989] setzt die Altlast mit einem kontaminierten Standort gleich. Dabei genügt das Vorhandensein von umweltgefährdenden Schadstoffen. Der Begriff unterscheidet nicht zwischen Deponie, stillgelegten Zechen oder Werksgeländen. Der Rat von Sachverständigen für Umweltfragen [1989] definiert: „Altlasten sind Altablagerungen und Altstandorte, sofern von ihnen Gefährdungen für die Umwelt, insbesondere die menschliche Gesundheit, ausgehen oder zu erwarten sind.“

Die Aufarbeitung und Untersuchung von Altlastenverdachtsflächen unterliegt in Deutschland den Bundesländern. Daher lassen sich auch Unterschiede in den Begriffen wie den Vorgehensweisen zur Altlastenerkundung finden. Eberle [1989] zeigt in einer Zusammenstellung nach Bundesländern getrennt den Erfassungsstand von Altlasten und Altlastenverdachtsflächen sowie den rechtlichen Rahmen dieser Erhebungen.

Bei der Begutachtung von Altablagerungen und Altstandorten geht man zunächst von Altlastenverdachtsflächen aus. Erst ein genaues Studium der Akten und Archivunterlagen lässt eine Bewertung zu. Dies geschieht von Bundesland zu Bundesland höchst unterschiedlich, womit ein Vergleich der Erfassungsstände von Altlasten und Altlastenverdachtsflächen unter den Bundesländern kaum möglich ist. Die unterschiedliche räumliche Struktur (Land und Stadt), aber auch die verschiedenen Grundlagen zur Altlastenerhebung, tragen dazu bei. In Nordrhein-Westfalen werden zum Beispiel Altstandorte und Altablagerungen als Altlasten deklariert, wenn die eingehende Gefährdungsabschätzung eine Gefahr für die öffentliche Sicherheit und Ordnung sieht.

In dem bevölkerungsreichsten Bundesland Nordrhein-Westfalen mit Ballungszentren entlang Rhein und Ruhr zwingen gerade Altstandorte aus Bergbau und Industrie zur erhöhten Aufmerksamkeit von Land und Kommunen. Im Umwelt-Bericht 2000, herausgegeben vom Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen [2000], wird die Vorgehensweise bei der Altlastenerkundung erläutert. Darin heißt es, dass zunächst eine behördliche Erfassung aller altlastenverdächtigen Flächen und das Anlegen eines Katasters bei den Kreisordnungsbehörden durchzuführen ist. Ziel dieser Erhebungen ist die Ermittlung von Lage und räumlicher Ausdehnung der Verdachtsflächen aufgrund von Archivunterlagen und Besichtigungen sowie die Sammlung und Aufbereitung relevanter Informationen rund um die Flächen. Bei dieser Erhebung helfen topografische Karten, Karten zur Geologie, Hydrologie sowie Luftbilder. Des Weiteren liefern Unterlagen aus öffentlicher Verwaltung, der gewerblichen Wirtschaft und das Gespräch mit Zeitzeugen Informationen. Es wird im Umwelt-Bericht darauf hingewiesen, dass bei dieser Erhebung noch keine weitergehenden Untersuchungen, wie zum Beispiel Bohrungen, Sondierungen oder phy-

sikochemische Untersuchungen, durchgeführt werden. Diese sind der Gefährdungsabschätzung und der Sanierungsplanung vorbehalten. Die Daten liefern die Basis für eine Erstbewertung der Verdachtsfläche, die angeben soll, ob und inwieweit Schadstoffe vorliegen, ob sofortige Maßnahmen zu treffen sind und in welchem Maße weitere Untersuchungen notwendig sind. Danach schließt sich in einer Orientierungs- und Detailphase die abschließende Ermittlung und Feststellung des Sachverhalts an. Durch diese Abfolge von Arbeitsschritten sollen „personelle, sächliche und finanzielle Mittel [...] zielgerichtet und mit größtem Nutzen eingesetzt werden“ [Seite 241]. Einer eventuellen Sanierungsuntersuchung könnten sich auch ergänzende Standortuntersuchungen anschließen.

Der Einsatz physikalischer Messverfahren ist erst in zusätzlichen Untersuchungen während der Sanierungsphase vorgesehen. Der finanzielle Aufwand für zusätzliche Untersuchungen ist ein Grund, warum geophysikalische Messverfahren bei diesen Fragestellungen so wenig Einsatz finden. Genauso verhindern deren zum Teil mangelnde Akzeptanz bei Ämtern und Behörden sowie ungenügende Selbstdarstellung der Geophysik den vermehrten Einsatz geophysikalischer Methoden [siehe dazu die Einleitung bei *Vogelsang, 1993*].

Effizienz- und Effektivitätssteigerungen bei geophysikalischen Verfahren würden helfen, diese Erkundungsmethoden häufiger einzusetzen, auch im Bereich der Erstbewertung von Altablagerungen und Altstandorten. In gleichem Zug müssten auch die verschiedenen Methoden transparenter für potentielle Kunden, wie Umweltämter, gemacht werden. An diesem Punkt setzt zum Beispiel das EU-Projekt NORISC - „Network Oriented Risk-assessment by In-situ Screening of Contaminated sites“ an, an dem unter anderen das Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln beteiligt ist [*Hördt und Tezkan, 2001*].

### 1.1.2 Gefährdungspotential durch Altlasten

Das Hauptproblem von Altlasten liegt in der Auslaugung ihrer Inhaltsstoffe in die Umwelt. Durch Niederschlagswasser gelöste Schadstoffe aus den oberen Bodenschichten, die im Sickerwasser transportiert werden, geben einen bedeutsamen Eintrag ins Grundwasser. Durch das abströmende Grundwasser verbreitet sich die Umweltbelastung auf die angrenzenden Gesteine und Sedimente. Viel größer ist aber noch die Gefahr, dass die Schadstoffe über das Grundwasser in den Nahrungskreislauf von Mensch und Tier gelangen. Die heutige Deponietechnik beschäftigt sich daher sehr intensiv mit Fragen, wie diese Auslaugung vermieden werden kann oder wie man die Sickerwässer kontrolliert ableiten und behandeln kann. Informationen dazu findet man zum Beispiel bei *Christensen et al. [1992]* und in den Beiträgen der Fachzeitschriften *Müll und Abfall* und *Altlasten Spektrum* des Erich Schmidt Verlags in Berlin.

Das Gefahrenpotential bei Altlasten stellen nicht nur die primär eingelagerten Stoffe und Materialien dar, vielmehr sind es die mittel- und langfristig wirksamen Sekundärstoffe, die sich durch biologische, chemische und physikalische Prozesse aus dem Ausgangsmaterial bilden. Eine Deponie kann man als Reaktor sehen, dessen chemische und biologische Vorgänge vor allem durch das von außen einfließende Wasser bestimmt werden. Drei Phasen sind dem Deponiereaktor zuzuordnen: die feste Phase (Müll), die flüssige Phase (Sickerwässer) und die gasförmige Phase [*Christensen et al., 1992*]. Übergänge von einer Phase in eine andere werden durch sehr komplexe mikrobiologische Prozesse gesteuert [*Fachgruppe Wasserchemie in der GDCh, 1996; Christensen und Kjeldsen, 1989*]. Zum Beispiel bauen eine Vielzahl von Bakterien organischen

Kohlenstoff ab und produzieren dabei unter anderem  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$ , die in die Atmosphäre ausgasen.

Eine wesentliche Rolle bei der anaeroben Zersetzung des Mülls spielt die Temperatur. Methanbildende Bakterien lassen sich in unterschiedliche temperaturabhängige Gruppen einteilen. Die mesophile Gruppe hat z.B. ein Aktivitätsmaximum bei rund  $40^\circ\text{C}$ , wie *Christensen und Kjeldsen* [1989] aufzeigen. Die Autoren halten einen Temperaturanstieg auf  $30\text{-}45^\circ\text{C}$  bei genügender Müllmächtigkeit, einer hohen Methanproduktionsrate und nur geringem Durchfluss von Grundwasser durch den Müllkörper für üblich. Temperaturen von bis zu  $60^\circ$  sind aber auch nicht ungewöhnlich [vgl. *Rössler*, 1951].

Die in Altablagerungen und auf Altstandorten zu findenden Schadstoffe sind umso gefährlicher, je wasserlöslicher sie sind. Daher wird das Gefahrenpotential einer Altlast meist durch die Messung der ausgelaugten Schadstoffe im Grundwasser beurteilt. Es finden sich mehrere Arbeiten über die Untersuchung von branchenspezifischen Altablagerungen und Altstandorten, aus denen sich eine Liste von typischen Hauptkontaminanten ableiten lassen [siehe *Fachgruppe Wasserchemie in der GDCh*, 1996]. M. Looser hat in seiner Dissertation aus 222 Proben zu 41 Verdachtsstandorten und Altlasten mit hochauflösender Massenspektrometrie (HR-ICP-MS) anorganische Abfallindikatoren ermittelt [vgl. *Kissling*, 1998; *Looser et al.*, 1999]:

<b>Industrieabfall:</b>	Se, As, W, Cs, Sc, Bi, Ga, Hg, Ag
<b>Hausmüll:</b>	Cu, U, La, B, Al, Ni, Co
<b>Bauschutt:</b>	Zn, Li

Ein Leitparameter für Hausmüll ist das Element Bor, da es in Form von Perboraten Bestandteil von Waschmittel ist. Bauschuttdeponien besitzen stets hohe Sulfatwerte ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) und Ablagerungen mit Industrieabfällen erhöhte Werte von adsorbierbaren organisch-gebundenen Halogenen (AOX) [*Kissling*, 1998]. Standardisierte Methoden und Maßstäbe für die Beurteilung von Grundwasser gefährdenden Altablagerungen stellen *Kerndorff et al.* [1993] zusammen.

## 1.2 Geophysikalische Erkundung von Altlasten

Wie beschrieben, greift die Geophysik erst in einem fortgeschrittenen Stadium in die Bewertung von Altlastenverdachtsflächen ein. Aufgaben für die Geophysik sind dabei die strukturelle Erkundung der Verdachtsfläche und ihrer Umgebung, die Erkundung des Grundwassers oder der Grundwasserstauer, eventuell die Aufdeckung und Ausbreitung von Kontaminationsfahnen.

Eine erfolgreiche Erkundung mit geophysikalischen Methoden kann nur erfolgen, wenn sich die physikalischen Parameter des Abfalls oder der davon beeinflussten Umgebung von denen des umliegenden Gesteins oder Sediments messbar absetzen. Verschiedene physikalische Eigenschaften des abgelagerten Materials kommen in Betracht. Auch wenn Abfallstoffe bei der Deponierung durch Maschinen verdichtet werden, hat das Deponiematerial im Allgemeinen eine andere Dichte als das umgebende Gestein oder Sediment. Gravimetrische Messungen bieten hier eine Möglichkeit, laterale Grenzen sowie, eingeschränkt über Modellrechnungen, auch die vertikale Erstreckung der Ablagerung zu erkunden [z.B. *Roberts et al.*, 1990a]. Ebenso liefern seismische Untersuchungen aufgrund des Dichtesprungs an Deponierand und -unterkante ein Bild der räumlichen Ausdehnung der Ablagerung [z.B. *Slaine et al.*, 1990; *Lanz et al.*, 1998].

Magnetische Untersuchungen lohnen sich bei vergrabenen Metallobjekten (zum Beispiel bei Fässern oder Rohren)[z.B. *Roberts et al.*, 1990b; *Green et al.*, 1999]. Elektrische und Elektromagnetische Verfahren können bei unterschiedlichen elektrischen Leitfähigkeiten zwischen den Materialien den äußeren und inneren Aufbau der Altlast erkunden [*Dümling*, 1989; *Barker*, 1990; *Ogilvy et al.*, 1999]. Aufgrund des Anstiegs der Grundwasserleitfähigkeit im Umfeld von Altlasten durch Auslaugung des eingebrachten Materials ist es mit diesen Methoden auch möglich, Kontaminationsfahnen im Abstrombereich aufzuspüren [z.B. *Olhoeft*, 1986; *Monier-Williams et al.*, 1990; *Buselli et al.*, 1990].

Da die unterschiedlichen Methoden bestimmte Fragestellungen in Zusammenhang mit der Altlastenerkundung verschieden gut beantworten, liegt es nahe, die Ergebnisse mehrerer Methoden miteinander zu verknüpfen. *Greenhouse und Slaine* [1983], *Green et al.* [1999], *De Iaco et al.* [2000] zeigen zum Beispiel, dass durch Kombination mehrerer geophysikalischer Methoden ein besseres Gesamtergebnis erzielt wird. Für verschiedene Airborn-Methoden gibt *Doll et al.* [2000] ein Feldbeispiel für die großflächige Untersuchung von Altlasten und Sondermülldeponien in den USA. Übersichtsartikel zur geophysikalischen Altlastenerkundung haben *Foster et al.* [1987] und *Walach* [1991] geschrieben.

Zur Geophysik an Altlasten finden sich mittlerweile einige Bücher. *Vogelsang* [1995] gibt einen Leitfaden für Ingenieure, Naturwissenschaftler und Juristen zu den verschiedenen Einsatzmöglichkeiten der Angewandten Geophysik bei der Altlastenerkundung heraus. Der Autor hat Tabellen und Übersichten zu verschiedenen Verfahren zusammengestellt, die als Entscheidungshilfen zur Methodenauswahl dienen sollen [vgl. auch *Green et al.*, 1999]. Das Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten der Bundesanstalt für Geowissenschaften ist mittlerweile in 7 Bänden erschienen, darunter Band 3 'Geophysik' von *Knödel et al.* [1997]. In diesem Band ist in Theorie und in vielen praktischen Beispielen der Nutzen der unterschiedlichen geophysikalischen Verfahren bei der Altlastenerkundung erläutert. Dieser Band gibt einen umfassenden und detaillierten Überblick über dieses Thema. *K. J. Thomé-Kozmiensky (Hrsg.)* [1989] hat in seinem Buch „Altlasten“ neben den Beiträgen zur Altlastenproblematik und den Sanierungstechniken mehrere Artikel über geophysikalische Methoden bei der Altlastenerkundung gesammelt. *Ward* [1990] stellt in einem Band der Society of Explorational Geophysicists (SEG) viele Beiträge zu den verschiedensten geophysikalischen Untersuchungen auf Altablagerungen und Altstandorten zusammen.

In den Arbeiten zur geophysikalischen Altlastenerkundung mit elektromagnetischen Methoden findet sich oft der Wunsch nach größeren Erkundungstiefen. Die zumeist eingesetzten Verfahren EM31 und EM34 der Firma GEONICS liefern zwar schnelle und kostengünstige Erkundungen, erreichen allerdings bei Anwendung in gebräuchlichen Konfigurationen Ausagetiefen von 6-8m über den leitfähigen Deponiekörpern. Daher ist eine elektromagnetische Methode gewünscht, die die Vorteile von Schnelligkeit und einfacher Bedienung erfüllt, gleichzeitig aber Erkundungstiefen von 15-20m zulassen, wobei die oberflächennahen Strukturen auch noch gut aufgelöst werden sollen. Dazu bietet sich die Radio-Magnetotellurik-Methode an.



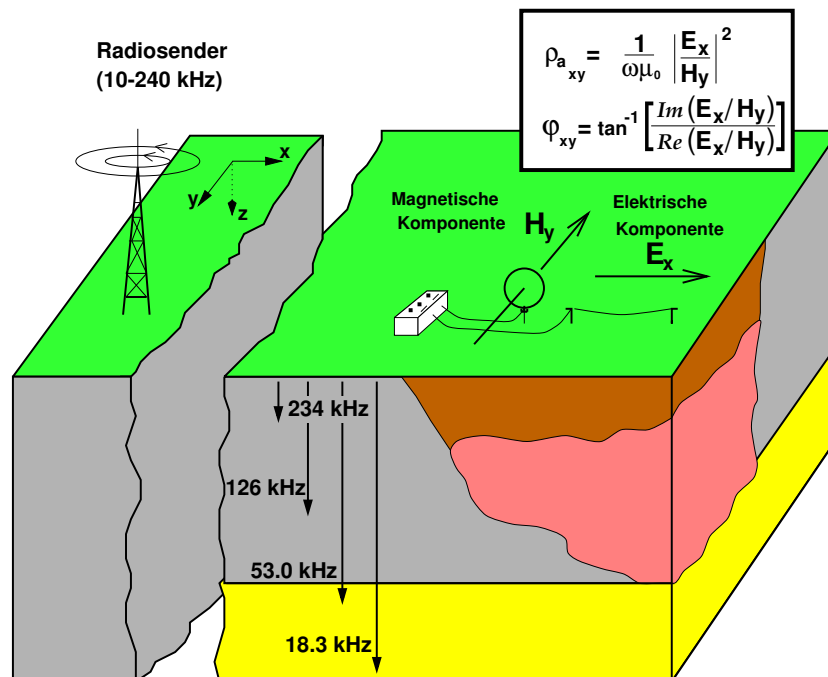
## 1.3 Radio-Magnetotellurik

### 1.3.1 Messmethode

Die Radio-Magnetotellurik (RMT) überträgt das bekannte VLF-R-Verfahren auf höhere Frequenzen. Das elektromagnetische Signal von Radiosendern im Frequenzbereich von 10kHz bis 1MHz dient als Anregungsquelle für die Messmethode. Im VLF-Bereich (3-30kHz) dienen diese Sender der militärischen Kommunikation, zu höheren Frequenzen schließen sich zivile Rundfunksender an (Langwellenbereich).

Das elektromagnetische Signal der Sender dringt in den elektrisch leitfähigen Boden ein und erzeugt dort durch Induktion elektrische Untergrundströme. Diese wiederum führen zu einem sekundären magnetischen Feld, das sich dem anregenden Feld überlagert. An der Erdoberfläche wird analog zu den magnetotellurischen Methoden (MT, AMT, CSAMT) über einen geerdeten Dipol das elektrische Feld und mittels einer Spule das magnetische Feld gemessen. Aus den Quotienten der Feldkomponenten erhält man die Impedanz, die sich in eine für die Interpretation einfachere Form als scheinbarer Widerstand und Phase übertragen lässt. Genauere Hinweise dazu finden sich im Kapitel 2.

Analog zur VLF-R lassen sich entlang von Profilen laterale Grenzen im spezifischen Widerstand aufdecken. Der erweiterte Frequenzbereich ermöglicht der RMT darüber hinaus elektromagnetische Sondierungen zur Erkundung der vertikalen Verteilung des spezifischen Widerstandes. Der Frequenzbereich des Kölner RMT-Gerätes erlaubt elektromagnetische Sondierungen je nach spezifischem Widerstand des Untergrunds zwischen 3m und 70m Tiefe. In der Abbildung 1.1 sind nochmals die wichtigsten Details der RMT-Methode dargestellt.

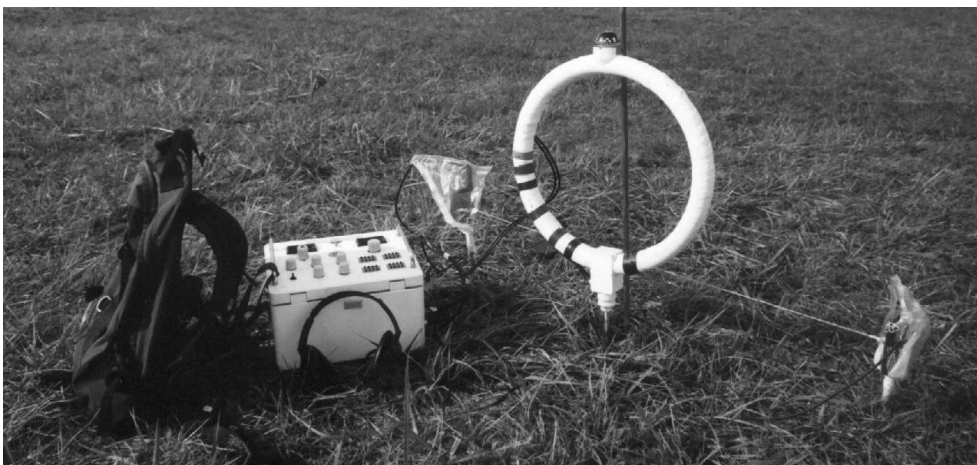


**Abbildung 1.1:** Skizze zur Radio-Magnetotellurik [Recher, 1998]. Die Erkundungstiefe hängt von den verwendeten Radiofrequenzen ab.

Basierend auf der VLF-R-Messtechnik lassen sich RMT-Geräte durch Weiterentwicklung herstellen. Es hat aber schon frühzeitig eigene Geräteentwicklungen für den Radiofrequenzbereich gegeben. *Donner et al.* [1978] beschreiben Arbeiten zu Widerstandsmessungen unter Ausnutzung von Rundfunkwellen. Das elektrische Feld wird mit Erdspeissen gemessen, als Aufnehmer für das magnetische Feld dient eine Ferritantenne eines handelsüblichen Kofferradios. Messungen im Längst- und Langwellenbereich für geologische Strukturerkundungen sind damit möglich gewesen.

Die ersten MT-Messungen im Radiofrequenzbereich datieren *Dupis et al.* [1995] ins Jahr 1973. Damals noch MT-VLF oder Ingenieur-MT genannt, bekommt die Methode 1986 den Namen RMT [*Lagabriele*, 1986]. Die Arbeiten der französischen Geophysiker mit einem fahrbaren RMT-Gerät, das elektrische und magnetische Feldkomponenten im Frequenzbereich 10kHz bis 1MHz messen kann, fassen *Dupis et al.* [1995] in ihrem Artikel zusammen. Darin sind Anwendungsbeispiele zur Erkundung von Mauer- und Fundamentresten, hydrogeologische Arbeiten und Projekte mit archäologischen und glaziologischen Fragestellungen beschrieben. Für eine bodenkundliche Kartierung, basierend auf dem spezifischen Widerstand, setzen *Dupis et al.* [1991] dieses mobile RMT-Gerät ein. Geotechnische Fragestellungen behandeln *Beyaert et al.* [1987] in ihrem Artikel. *Hollier-Larousse et al.* [1994] zeigen den Gebrauch dieser Apparatur für Messungen auf Gewässern.

Die am Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln genutzte Apparatur ist ein Prototyp von Prof. *Müller* [1983] vom Centre d'Hydrogéologie der Université de Neuchâtel, Schweiz (siehe Abbildung 1.2). Dieses Gerät erlaubt RMT-Messungen im Frequenzbereich zwischen 12kHz und 240kHz. Die elektrische Komponente in Richtung des Senders wird mit einem Elektrodenpaar aus Aluminium gemessen. Dabei stehen mit 1m und 5m zwei verschiedene Dipollängen zur Verfügung. Orthogonal zur elektrischen Feldkomponente wird mit einer Spule das magnetische Feld gemessen. Ein Eisendorn oder ein Dreibein können die im Durchmesser 40cm große Spule auf dem Boden fixieren. Zu einer festen Frequenz wird über einen akustischen Nullabgleich der Quotient aus elektrischem und magnetischem Feld im Gerät ermittelt. Das Gerät liefert als Messgrößen den scheinbaren Widerstand und die Phase.



**Abbildung 1.2:** Kölner RMT-Gerät entwickelt von I. Müller (Universität de Neuchâtel). Das Foto zeigt den Stationsaufbau mit der 1m-Elektrodenauslage und der Magnetfeldspule. Mit dem Rucksack werden Batterie und Messgerät während der Messung getragen.

Ein baugleiches Gerät wird von den Schweizer Kollegen schon seit Jahren zu Erkundungen mit hydrogeologischen Fragestellungen eingesetzt. *Turberg et al.* [1994] zeigen erfolgreiche Arbeiten bei der strukturellen und lithologischen Erkundung von Grundwasseraquiferen. Weitere Forschungsarbeiten beschreiben *Mdaghri Alaoui et al.* [1993] und *Turberg und Barker* [1996].

In der Kölner Arbeitsgruppe ist das Gerät zu verschiedensten Fragestellungen bei oberflächennahen Erkundungen eingesetzt worden. *Schwinn* [1999] benutzt RMT kombiniert mit Transient-Elektromagnetik (TEM) bei hydrologischen Studien in Dänemark, ebenso *Steuer* [2002] bei hydrologischen Erkundungen im südlichen Marokko. Für archäologische Untersuchungen an einer 'Römischen Villa Rustica' setzt *Baum* [1998] unter anderen Methoden auch RMT ein. Die Ortung von Hohlräumen und Verkarstungen mit RMT zeigen *Schiffbauer* [2001] und *Zacher und Ahrweiler* [1998]. Die meisten Einsätze der RMT-Methode liegen im Bereich der Umweltgeophysik. Die Untersuchung von Kontaminationen durch Kohlenwasserstoffe in Böden mit RMT zeigt *Recher* [1998]. Kartierung und Sondierung von Deponien und Alttablagerungen finden sich bei *Dautel* [1996], *Zacher et al.* [1996], *Ziebell* [1998] und *Tezkan et al.* [2000]. Der erfolgreiche Einsatz von RMT auf einem Testgelände in den USA, auf dem unterschiedliche bekannte Objekte vergraben worden sind, beschreiben *Tezkan et al.* [1997] und *Pellerin und Alumbaugh* [1997].

Die zitierten Arbeiten zur Deponieerkundung geben über die Messstrategie im Feld Auskunft. Entlang von parallelen Profilen wird der Bereich der Deponie mit angrenzender Umgebung flächenmäßig vermessen. Messpunktabstände liegen zwischen 10m und 20m in Profilrichtung, zumeist auch quer dazu. Die Richtung der Profile bestimmt sich nach den zur Verfügung stehenden Sendern. Im Allgemeinen werden vor Beginn einer Messkampagne im Testgebiet mittels der Magnetfeldspule die Richtungen zu den Radiosendern bestimmt. Aus der Senderliste werden, wenn möglich, vier Frequenzen mit nahezu gleicher Polarisationsrichtung und verteilt über den Frequenzbereich 12-240kHz zusammengestellt. Weitere vier Sender, mit nahezu identischen Frequenzen zu den ersten vier, werden ausgesucht, deren Polarisationsrichtung nun möglichst senkrecht zur ersten liegt. Des Weiteren soll die Profilrichtung weitgehend senkrecht oder parallel zu großräumigen Widerstandskontrasten sein. In Mitteleuropa finden sich in der Regel genügend Sender, die diese Anforderungen erfüllen. Bei Messungen in Nordafrika [*Steuer*, 2002] oder Nordamerika [*Tezkan*, 1999] müssen wegen eines weniger dichten Sendernetzes Einschränkungen bei der Auswahl der Radiofrequenzen in Kauf genommen werden.

### 1.3.2 Auswertung der RMT-Daten

Bereits im Feld ist die laterale Erstreckung der Deponien anhand der gemessenen Verläufe von scheinbarem Widerstand und Phase erkennbar [siehe z.B. *Tezkan et al.*, 2000]. Dies liefert schon die Messung mit nur einer Frequenz. Damit ist auch VLF-R in der Lage, die laterale Erstreckung einer Altlast zu bestimmen [z.B. *Beamish et al.*, 1999]. Die Daten zu mehreren Frequenzen können den vertikalen Aufbau der Deponien in Form von Abbildern des spezifischen Widerstands durch Inversionsrechnungen erbringen. Analog zur Magnetotellurik kennt man 1D-, 2D- und 3D-Modellierung. Im 1D-Fall hängt die Variation des Widerstands nur von der Tiefe ab. In diesen Modellen lassen sich also geologische Strukturen mit horizontalem Schichtaufbau erfassen. Als Beispiel dienen hier Sedimentationsbecken, die über eine große Fläche hin horizontal gelagert sind. Im 2D-Fall lässt man den spezifischen Widerstand zusätzlich in eine

horizontale Richtung variieren, in der zweiten Horizontalrichtung bleibt er weiterhin konstant. Geologische Strukturen, die sich geometrisch als 2D-Fall betrachten lassen, sind langgestreckte Verwerfungen, Grabenstrukturen oder längliche Hohlräume. Die Abweichungen vom idealen 1D- und 2D-Fall sind vernachlässigbar, solange die jeweilige Störung keinen messbaren Effekt im Bereich der untersuchten Frequenzen herbeiführt.

Die Erkundung von räumlich begrenzten Körpern im Untergrund bedingt eine Modellierung der Widerstandsverteilung in drei Dimensionen. Wenn auch manche geologische Strukturen einer 1D- oder 2D-Auswertung von (R)MT-Daten genügen, so ist es nicht ratsam, bei vermuteter 3D-Widerstandsverteilung die Auswertung auf 2D- oder gar 1D-Modelle zu beschränken. *Madden und Mackie* [1989] fügen dazu an, dass durch die standardmäßige 1D-Interpretation mit den oftmals schlechten Resultaten die Magnetotellurik-Methode insgesamt gelitten hat.

Die Auswertung von (R)MT-Daten mit 3D-Widerstandsmodellen wird aber nicht bewusst ausgelassen, vielmehr fehlt es an effizienten 3D-Inversionsalgorithmen sowie an genügend Rechnerleistung. Bereits bei der Entwicklung der 2D-Inversionsprogramme hat man schnellere Algorithmen eingeführt. *Newman und Alumbaugh* [2000], *Siripunvaraporn und Egbert* [2000] und *Rodi und Mackie* [2001] fügen am Ende ihrer Arbeiten über die erfolgreichen Entwicklungen der verschiedenen 2D-Inversionsprogramme an, dass mit diesen Algorithmen der Einstieg in die 3D-Inversionsrechnungen erfolgen kann.

Mit dem Übergang zur 3D-Widerstandsmodellierung steigt die Zahl der Modellparameter sprunghaft an. Bereits bei relativ kleinen Modellgittern übersteigt die Zahl der Modellparameter die Zahl der Messdaten um ein Mehrfaches. Zudem werden bei MT-Kampagnen oft nur wenige Stationen vermessen. Die geringe Anzahl der Stationen, die zumeist noch weit voneinander getrennt sind, erfordert eine hohe Stabilität des 3D-Inversionsalgorithmus. In der Literatur findet sich eine erfolgreiche 3D-Inversion am Beispiel eines Modelldatensatzes nur mit vielen (121) MT-Stationen [*Newman und Alumbaugh*, 2000]. (R)MT-Felddaten sind bislang noch nicht erfolgreich mit einem 3D-Inversionsprogramm ausgewertet worden.<sup>1</sup>

Da die 3D-Inversionen fehlen, hat man sich bislang auf zwei Wegen ausgeholfen. Zum einen beschränkt man sich auf 2D-Inversionsstudien zu den Messdaten. Deren Interpretation erfordert jedoch die Kenntnis darüber, inwieweit 2D-Inversionen bei wahrer dreidimensionaler Widerstandsverteilung nützlich sein können. Zum Beispiel haben *Wannamaker et al.* [1984] zu diesem Thema Studien durchgeführt. Aus den 2D-Widerstandsmodellen zu mehreren parallelen Profilen lässt sich durch Interpolation ein Pseudo-3D-Bild erstellen. Am Beispiel der RMT-Erkundung einer Hausmülldeponie zeigt *Zacher et al.* [1996] auf diese Weise zum ersten Mal ein räumliches Bild der Widerstandsverteilung.

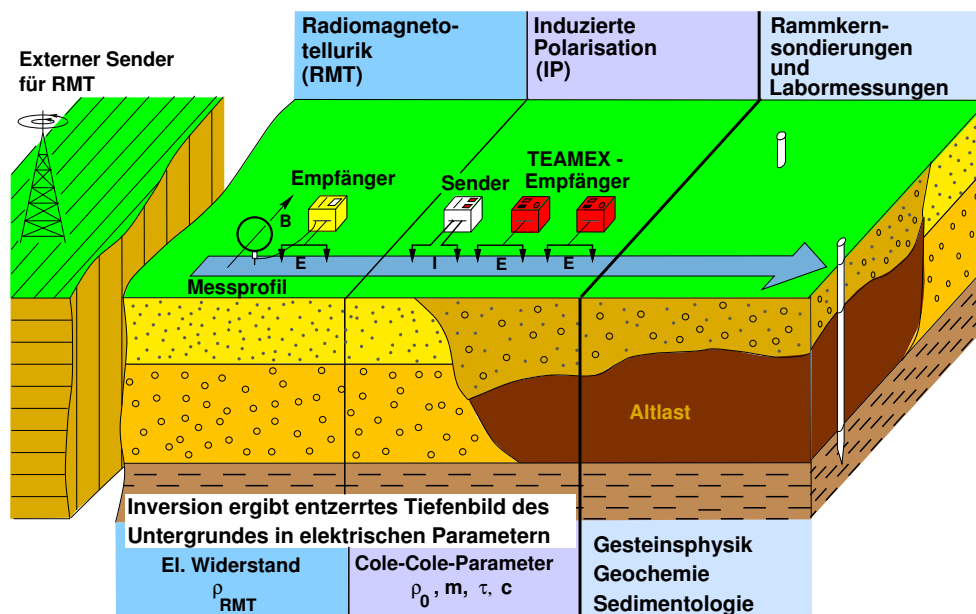
Ein zweiter Weg ist die Benutzung eines 3D-Vorwärtsalgorithmus [z.B. *Mackie et al.*, 1994], um aus gegebenen 3D-Widerstandsmodellen Messwerte an der Erdoberfläche zu berechnen. Diese vergleicht man dann mit den gemessenen Daten. Bei Abweichungen ändert man die Widerstandsverteilung im Modell von Hand und berechnet und vergleicht die Modelldaten wieder mit den Messdaten. Dies ist ein äußerst mühseliger Weg, bei dem aber die 3D-Widerstandsverteilung berücksichtigt wird. Um damit in endlicher Zeit Datenauswertung zu betreiben, wird man den Untergrund nur mit groben Widerstandsblöcken modellieren können. *Strunk* [2001]

---

<sup>1</sup>Auf dem 16. Workshop *Electromagnetic Induction in the Earth* (Santa Fe, 06/2002) hat Toshihiro Uchida eine 3D-MT-Interpretation mit der Inversionstechnik für die geothermale Exploration in Indonesien vorgestellt.

zeigt eine solche Auswertung bei MT-Daten des Odenwalds, Hördt *et al.* [1999] am Beispiel von RMT-Daten einer Altlast in Mellendorf (Niedersachsen).

## 1.4 Ziele der Arbeit



**Abbildung 1.3:** Schematische Darstellung der Arbeitsschritte im Teilprojekt A1 zum Sonderforschungsbereich 419 an der Universität zu Köln.

Im Sonderforschungsbereich 419 (SFB 419) an der Universität zu Köln werden die Umweltprobleme eines industriellen Ballungsraumes am Beispiel von Nordrhein-Westfalen untersucht. Auf der Basis von naturwissenschaftlichen und medizinischen Analysen, Simulationen und Prognosen werden unter Berücksichtigung von sozialen, ökonomischen und rechtlichen Aspekten Lösungsansätze zur Verbesserung der Lebensqualität erarbeitet, die nach Möglichkeit auch auf andere Ballungszentren anwendbar sind. Naturwissenschaftliche Arbeiten sollen zum einen den derzeitigen Stand der Schadstoffbelastungen von Luft, Grundwasser und Böden aufzeigen, zum anderen mit Simulationen Aussagen zum zukünftigen Status machen können.

Das Teilprojekt A1 beschäftigt sich mit der Erkundung von Altlasten, wie zum Beispiel Deponien für Hausmüll, Industrieabfällen oder Bauschutt. Dazu soll mit elektrischen und elektromagnetischen Verfahren nicht nur die laterale wie vertikale Struktur der Deponien erkundet werden, sondern nach Möglichkeit soll auch deren meist heterogener Aufbau analysiert werden.

Die Erkundung der Deponien erfolgt dabei in drei Schritten (siehe Abbildung 1.3). Zunächst wird mit der Radio-Magnetotellurik-Methode die Deponie mittels elektromagnetischer Sondierung untersucht. Die Datenauswertung der RMT-Messungen zeigt ein Bild der Verteilung des spezifischen Widerstands im Untergrund und liefert einen ersten Überblick über die laterale und vertikale Erstreckung des Deponiekörpers.

In einem zweiten Schritt wird die Deponie mit Induzierter Polarisation (IP) im Zeitbereich vermessen. Unter Verwendung des Cole-Cole-Modells bei der Auswertung der IP-Daten erhält man nicht nur ein Bild der Widerstandsverteilung des Untergrunds, sondern auch Informatio-

nen über weitere physikalische Parameter. Diese Parameter sind materialspezifisch und bieten daher die Möglichkeit, die Deponieinhaltsstoffe zu charakterisieren.

Um die Ergebnisse der RMT- und IP-Auswertungen zu überprüfen und zu kalibrieren, werden an einigen ausgesuchten Stellen auf und um die Deponie herum Rammkernsondierungen durchgeführt. Die daraus gewonnenen Bodenproben werden im Labor auf die sedimentologischen, geochemischen und physikalischen Eigenschaften hin untersucht. Dabei wird insbesondere die Frequenzabhängigkeit des Widerstands im niederfrequenten Bereich des IP-Effektes und im RMT-Frequenzbereich vermessen.

Über die Vorstellung dieser Forschungsarbeiten hinaus liegt das Hauptthema dieser Dissertation in der 2D- und 3D-Modellierung der RMT-Daten. An Modellstudien soll gezeigt werden, inwieweit eine 2D-Inversion von RMT-Daten leitfähige, dreidimensionale Strukturen im Untergrund auflösen können. Da das Kölner RMT-Messgerät nur die Nebendiagonalelemente des Impedanzensors bestimmen kann, liegt ein Interesse bei den Modellstudien darin, ob diese Tensorelemente für gute 2D- und 3D-Auswertungen genügen. Zudem hat sich die Möglichkeit geboten, während eines einjährigen Forschungsaufenthaltes von Greg Newman am Kölner Institut, RMT-Felddaten zum ersten Mal mit einer 3D-Inversion auszuwerten.

Die Forschungsarbeiten zu den IP-Messungen und die Entwicklung eines 2D-Inversionsprogrammes für ein Cole-Cole-Modell sind in der Dissertation von *Hönig* [2002] zusammengefasst.

---

## Theoretische Grundlagen

---

### 2.1 Radio-Magnetotellurik

Wie bei VLF und VLF-R ist auch für die Radio-Magnetotellurik ein vertikaler magnetischer Dipol (VED) die Quelle des elektromagnetischen Signals. Auf das Quellfeld des Radiosenders soll an dieser Stelle nicht weiter eingegangen werden. Dazu finden sich ausführliche Arbeiten in der Literatur zum VLF-Verfahren [z.B. *McNeill und Labson*, 1991; *Paterson und Ronka*, 1971] oder zur Radiowellenausbreitung [z.B. *Wait*, 1996; *Vallée et al.*, 1992].

In den bereits im Einleitungskapitel zitierten Diplomarbeiten zur Radio-Magnetotellurik wird die Theorie zum Verfahren detailliert erklärt [z.B. *Recher*, 1998; *Ziebell*, 1998] [siehe auch *Stiefelhagen*, 1998]. Im Folgenden sollen in einer kurzen Zusammenstellung die wichtigsten Grundzüge erläutert werden. Dabei beziehen sich alle physikalischen Größen auf SI-Einheiten.

Aus den Maxwellgleichungen lassen sich zwei entkoppelte Wellengleichungen für das elektrische und magnetische Feld ableiten [*Ward und Hohmann*, 1988]:

$$\Delta \begin{Bmatrix} \mathbf{E} \\ \mathbf{H} \end{Bmatrix} - \mu\epsilon \frac{\partial^2}{\partial t^2} \begin{Bmatrix} \mathbf{E} \\ \mathbf{H} \end{Bmatrix} - \mu\sigma \frac{\partial}{\partial t} \begin{Bmatrix} \mathbf{E} \\ \mathbf{H} \end{Bmatrix} = 0 \quad (2.1)$$

Es gelte ein kartesisches Koordinatensystem, wobei die xy-Ebene die Erdoberfläche nachbildet, x vom Radiosender fortzeigt und z positiv nach unten (Erdinnere) verläuft. Die magnetische Komponente des primären Senderfeldes besteht am Ort der Messung nur aus der y-Komponente. Eine allgemeine Lösung für das magnetische Feld in Gleichung (2.1) lautet, wenn die Welle nur in z-Richtung fortschreitet (*Ward und Hohmann* [1988], *Wait* [1953]):

$$H_y = \left( a_1 e^{-ikz} + a_2 e^{ikz} \right) \cdot e^{i\omega t} \quad (2.2)$$

$a_1$  und  $a_2$  beschreiben die Amplituden des einfallenden magnetischen Feldes (Primärfeld) beziehungsweise dessen reflektierten Anteil.

Aus dem Ampereschen Gesetz erhält man unter der Annahme einer harmonischen Welle ( $e^{i\omega t}$ ) für den Frequenzbereich aus dem magnetischen das elektrische Feld mit:

$$\mathbf{E} = \frac{1}{\sigma + i\omega\epsilon} \nabla \times \mathbf{H} \quad (2.3)$$

Mit Gleichung 2.2 für die y-Komponente des magnetischen Feldes ergibt sich die x-Komponente des elektrischen Feldes

$$E_x = -\frac{1}{\sigma + i\omega\epsilon} \frac{\partial H_y}{\partial z} \quad (2.4)$$

Analog zur Magnetotellurik werden in der RMT die horizontalen Komponenten des elektrischen und magnetischen Feldes an der Erdoberfläche bestimmt.

## 2.2 Der Impedanztensor

Die Verknüpfung zwischen den horizontalen Komponenten  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$  und  $H_y$  wird durch den Impedanztensor  $\mathbf{Z}$  beschrieben.

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

In der Magnetotellurik erhält man durch Messung der elektrischen und magnetischen Horizontalkomponenten über einen längeren Zeitraum (bis zu mehreren Wochen) nach einer eingehenden Zeitreihenanalyse die Komponenten des Impedanztensors, auch Übertragungsfunktionen genannt [z.B. *Michel, 1997*]. Mit dem Kölner RMT-Gerät wird direkt zu einer festen Frequenz aus dem Verhältnis von elektrischer zu magnetischer Komponente der entsprechende Tensorbeitrag bestimmt.

Bei der Auswertung der MT-Daten benutzt man im Allgemeinen von der Impedanz abgeleitete Parameter: den scheinbaren Widerstand  $\rho_a$  und die Phase  $\varphi$  nach [*Tikhonov, 1950*; *Cagniard, 1953*]:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\mu_0\omega} |Z_{xy}(\omega)|^2 \quad (2.6)$$

$$\varphi_{xy} = \arctan \left( \frac{\Im(Z_{xy}(\omega))}{\Re(Z_{xy}(\omega))} \right) \quad (2.7)$$

Dieses Wertepaar bietet bereits im Feld die Möglichkeit, Aussagen über die Widerstandsverteilung zu machen.

## 2.3 Die räumliche Verteilung des elektrischen Widerstands

### Eindimensionale Widerstandsverteilung

Wenn die Leitfähigkeit nur von der Tiefe  $z$  abhängt (geschichteter Halbraum), dann vereinfacht sich der Impedanztensor. Die Hauptdiagonalelemente verschwinden zu Null, da senkrecht zum einfallenden Magnetfeld kein elektrisches Feld erzeugt wird.

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{1D}(\omega) \\ -Z_{1D}(\omega) & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (2.8)$$



$\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x$	$\frac{\partial E_y}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial y} = i\omega\mu_o H_x$
$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -i\omega\mu_o H_y$	$\frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma E_y$
$\frac{\partial E_x}{\partial y} = i\omega\mu_o H_z$	$\frac{\partial H_x}{\partial y} = -\sigma E_y$
<b>TE-Mode</b>	<b>TM-Mode</b>

**Tabelle 2.1:** Im zweidimensionalen Fall lassen sich die Komponenten der magnetischen und elektrischen Felder in zwei Moden aufteilen.

### Zweidimensionale Widerstandsverteilung

Variiert der spezifische Widerstand neben der Tiefe zusätzlich in eine horizontale Richtung, so spricht man vom zweidimensionalen Fall. Bleibt als Beispiel der spezifische Widerstand in x Richtung konstant, so zerfällt unter anderem Gleichung (2.3) mit  $\partial/\partial x = 0$  in zwei Gleichungssätze für  $E_x$  und  $H_y$  sowie für  $E_y$  und  $H_x$  (siehe Tabelle 2.1). Beim ersten Satz, mit der elektrischen Feldkomponente  $E_x$  parallel zur Richtung der konstanten Widerstandsverteilung, spricht man von Tangential-Elektrischer-(TE-)Mode, beim zweiten Satz, mit der magnetischen Komponente  $H_x$ , von Tangential-Magnetischer-(TM-)Mode.

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (2.9)$$

Eine reine 2D-Verteilung des Widerstands kann aber auch zu einem vollbesetzten Impedanztensor führen, wenn die Richtung des anregenden Feldes - in der RMT die polarisierte Radiowelle - weder parallel noch orthogonal zum Streichen der 2D-Struktur einfällt. In der Magnetotellurik wird in diesem Fall der in allen Komponenten bestimmte Impedanztensor in die Streichrichtung der 2D-Struktur gedreht [vgl. *Swift, 1971*]. Dabei minimieren sich die Einträge der Hauptdiagonalelemente im Idealfall zu Null.

### Dreidimensionale Widerstandsverteilung

Im Falle der dreidimensionalen Widerstandsverteilung sind alle Elemente des Impedanztensors besetzt und unterschiedlich.

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (2.10)$$

## 2.4 Die Erkundungstiefe

Die x-Komponente des elektrischen Feldes lässt sich erweitert in der folgenden Form schreiben [McNeill und Labson, 1991]:

$$E_x(z, t) = E_{x0} \exp^{-iz/\delta} \exp^{-z/\delta} \exp^{i\omega t} \quad (2.11)$$

Hierbei ist die Wellenzahl  $k = (1 - i)/\delta$  ersetzt worden. Die Größe  $\delta$  bezeichnet man als Skin-Tiefe oder Eindringtiefe. Sie entspricht derjenigen Tiefe, in der die Feldamplitude auf  $1/e$  abgeklungen ist:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}} \cong 500[\text{m}] \sqrt{\frac{\rho[\Omega\text{m}]}{f[\text{Hz}]}} \quad (2.12)$$

Die Eindringtiefe hängt demnach nicht von der Stärke der Quelle oder deren Entfernung ab, sondern allein von der verwendeten Frequenz und des spezifischen Widerstands am Ort der Untersuchung.

In der Magnetotellurik kann man durch entsprechend lange Aufzeichnungen Perioden erreichen, um den Erdmantel zu sondieren [z.B. *Schmucker, 1979*]. In der Radio-MT misst man direkt bei vorgegebenen Frequenzen. Dabei sind die Frequenzen des VLF-Bereichs die untere Grenze. Bei der Auswertung der RMT-Daten ist man daran interessiert, wo die maximale Erkundungstiefe der verwendeten Frequenzen liegt.

*Schmucker und Weidelt [1975]* geben bei einer eindimensionalen Leitfähigkeitsverteilung mit dem  $\rho^*$ - $z^*$ -Verfahren eine Möglichkeit, die Erkundungstiefe abzuschätzen. Bei einem homogenen Halbraum entspricht die Tiefe  $z^*$  gerade der halben Skin-Tiefe  $\delta$ . Sie bestimmt die Schwerpunktstiefe des induzierten Stromsystems. Über diese Schwerpunktstiefe hinaus steckt in der Übertragungsfunktion noch Information über die Leitfähigkeitsverteilung.

*Ziebell [1998]* hat bei RMT-Arbeiten zur Erkundung einer Hausmülldeponie Modellrechnungen mit 2D-Programmen unternommen und gezeigt, dass der Erkundungsbereich bis in zweifache Schwerpunktstiefe  $z^*$  der niedrigsten verwendeten Frequenz reicht [vgl. dazu auch *Veese, 1997*].

*Spies [1989]* gibt an, dass man als Erkundungstiefe das 1.5-fache der Eindringtiefe bei einer eindimensionalen Widerstandsverteilung annehmen kann:

$$p = 1.5\delta \cong 750[\text{m}] \sqrt{\frac{1}{\sigma[\text{S/m}]f[\text{Hz}]}} = 750[\text{m}] \sqrt{\frac{\rho[\Omega\text{m}]}{f[\text{Hz}]}} \quad (2.13)$$

Er zeigt durch Untersuchungen der Frechet-Ableitungen für eine Ebene-Welle-Anregung, dass 95% der Antwort eines homogenen Halbraums aus Tiefen kleiner dem 1.5-fachen der Skin-Tiefe kommt.

Die maximale Erkundungstiefe für einen 1D-Mehrschichtfall lässt sich nach *Spies [1989]* unter Verwendung von Gleichung (2.13) über die kumulative Leitfähigkeit

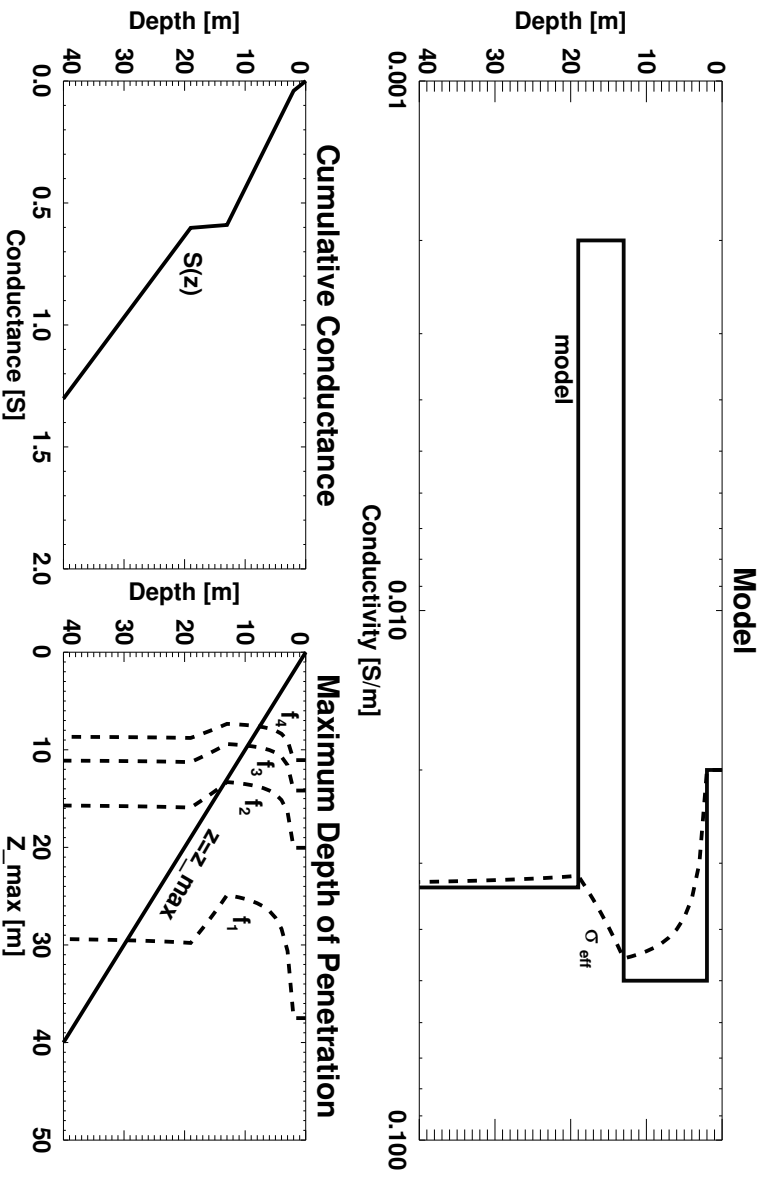
$$S(z) = \int_0^z \sigma(z) dz \quad (2.14)$$

und die effektive Leitfähigkeit

$$\sigma_{eff}(z) = \frac{S(z)}{z} \quad (2.15)$$

bestimmen.

Setzt man  $\sigma_{eff}$  in die Gleichung (2.13) ein, so erhält man zu jeder Tiefe  $z$  eine Maximal-Tiefe. Dort, wo die Maximal-Tiefe gleich der Tiefe  $z$  ist, befindet sich die maximale Erkundungstiefe



**Abbildung 2.1:** In der oberen Grafik ist die elektrische Leitfähigkeit (durchgezogene Linie) des 1D-Modells aus Tabelle 2.2 dargestellt. Aus Gleichung (2.14) lässt sich daraus die kumulative Leitfähigkeit  $S(z)$  ausrechnen (Grafik links unten). Die kumulative Leitfähigkeit  $S(z)$  führt mit Gleichung (2.15) zur effektiven Leitfähigkeit  $\sigma_{\text{eff}}$  des 1D-Modells, die in der oberen Grafik mit gestrichelter Linie dem Ausgangsmodell gegenübergestellt ist. Über die erweiterte Formel für die Eindringtiefe  $p$  (Gleichung (2.13)) erhält man anschließend zu jeder Frequenz die maximale Eindringtiefe  $z_{\text{max}}$  (Grafik rechts unten).

Layer	$\rho$ [ $\Omega\text{m}$ ]	$m$ [m]	$f$ [kHz]	$\rho_a$ [ $\Omega\text{m}$ ]	$\phi$ [ $^\circ$ ]	$z_{\text{max}}$ [m]	$\delta$ [m]
1	50	2	20.0	25.35	42.9	29.5	17.8
2	20	11	70.0	24.64	49.4	13.3	9.4
3	500	6	140.0	28.43	52.5	9.6	7.1
4	30	$\infty$	230.0	31.93	53.1	7.7	5.9

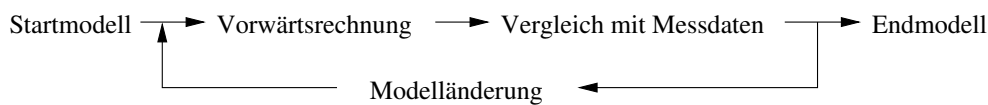
**Tabelle 2.2:** In der linken Tabelle sind die Parameter des 4-Schichtfalls aufgelistet. Rechts finden sich dazu für 4 Frequenzen die scheinbaren Widerstände und Phasen bzw. daraus abgeleitete maximale Erkundungstiefen  $z_{\text{max}}$  und Skin-Tiefen  $\delta$ .

$z_{\text{max}}$ . Grafsch lässt sie sich einfach im Schnitt der Kurve mit der Achsen diagonalen  $z = z_{\text{max}}$  bestimmen (siehe Bild unten rechts von Abbildung 2.1).

Mit Hilfe der Skin-Tiefe abgeleitete Erkundungstiefen helfen im 2D- und 3D-Fall nicht weiter. Da die Anzahl der Modellparameter bei der 2D- und 3D-Modellierung schnell anwächst und bei einer Inversion das Gleichungssystem stark unterbestimmt ist, muss ein geeigneter Mechanismus gefunden werden, um die Zahl der Lösungen einzuschränken. Unter Benutzung von Regularisierungstechniken versucht man Modelle zu finden, die die Daten im Rahmen ihrer Messfehler anpassen und zudem physikalisch sinnvoll sind. In den folgenden Abschnitten zur 2D- und 3D-Modellierung wird dazu an entsprechender Stelle noch näher eingegangen.

## 2.5 Modellierung

Die an der Erdoberfläche gemessenen Daten sind der Ausgang für die computergestützte Berechnung von Widerstandsmodellen. Ausgehend von einer vorgegebenen Widerstandsverteilung im Untergrund berechnet man die für die gewählte Konfiguration theoretischen Messdaten an der Erdoberfläche (Vorwärtsrechnung). Weichen diese Daten von den gemessenen ab, so muss eine neue Widerstandsverteilung im Boden gefunden werden. Nach Änderung des Widerstands einiger Bereiche des Modells wird wiederum die Modellantwort an der Erdoberfläche bestimmt und mit den Daten verglichen. Dieser Vorgang wird solange wiederholt, bis eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen Felddaten und berechneten Modelldaten gegeben ist. Je nach Dimensionalität des Modells und Qualität der Messdaten bedarf diese Vorwärtsmodellierung einiges an Erfahrung und Zeit, um ein sinnvolles Widerstandsmodell zu erhalten. Mit größer werdendem Modellgitter in 2D und 3D ist dieses Vorgehen viel zu ineffektiv. Gewünscht ist also eine Automatisierung des Schemas:



Die Automatisierung dieser Schleife nennt man Inversion. Mit Hilfe verschiedener numerischer Verfahren wird die Änderung der Widerstandsverteilung durch einen Algorithmus vorgenommen und es wird versucht, in mehreren Schritten (Iterationen) eine Anpassung zwischen den Felddaten und den Modelldaten im Rahmen des gegebenen Messfehlers zu gewinnen.

Auf den folgenden Seiten werden die Hauptbestandteile einer Inversion erläutert und anschließend im Speziellen auf die Algorithmen der in dieser Arbeit benutzten 2D- und 3D-Inversionsprogramme eingegangen.

## 2.6 Inversion

Der Messdatenvektor  $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_N)$  mit  $N$  Einträgen ist über die Funktionen  $F$  mit dem Modellvektor  $\mathbf{m} = (m_1, m_2, \dots, m_M)$  mit  $M$  Einträgen verknüpft:

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{m}) \quad (2.16)$$

Die Funktionen  $F$  hängen vom physikalischen Zusammenhang der Messdaten und der Modelldaten ab. An einem einfachen Beispiel mit linearem Zusammenhang zwischen  $\mathbf{d}$  und  $\mathbf{m}$  sollen mit der Methode der kleinsten Fehlerquadrate (Geradenanpassung, 'Least-Square-Fit') die wesentlichen Grundzüge einer Inversion gezeigt werden. Zum Beispiel versucht man durch Labormessungen des Widerstands-Formationsfaktors  $F_A$  und der Porosität  $\Phi_A$  an unterschiedlichen Sedimentgesteinen den Zementationsfaktor  $m$  mit der Gleichung nach Archie [1942]  $\log F_A = -m \log \Phi_A$  zu bestimmen [Schön, 1996]. Gesucht ist ein mittlerer Wert für  $m$  als Steigung der Geraden, für den die Differenzen zu den aus den Messdaten abgeleiteten  $m_i$  klein sind. Der Differenzvektor  $\mathbf{e}$  zwischen Messdaten und Modelldaten ist [Menke, 1984; Meju, 1994]:

$$\mathbf{e} = \mathbf{d} - \mathbf{Gm} \quad (2.17)$$

$\mathbf{G}$  ist eine  $M \times N$ -Matrix, deren Einträge sich aus dem Vorwärtsproblem ergeben. Im beschriebenen Beispiel gibt es mehr Daten als Modellparameter:  $N \gg M$ . Man spricht hier von einem überbestimmten Inversionsproblem. Da man nicht für alle Daten genau ein Wertepaar erhält, versucht man die Summe aller Fehlerquadrate zu minimieren. Das heißt, man sucht für die skalare Größe

$$E = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m})^T (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}) \quad (2.18)$$

das Minimum, also  $\frac{\partial E}{\partial m_j} = 0$  und damit

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{G}^T \mathbf{d} = 0 \quad (2.19)$$

Ist das Matrixprodukt  $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$  invertierbar, erhält man aus dem Datenvektor den Modellvektor:

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (2.20)$$

Zur Quantifizierung des Fehlers ist hier die Summe der Fehlerquadrate benutzt worden. Im Allgemeinen verwendet man die Euklidische Länge ( $L_2$  - Norm) des Vektors  $\mathbf{e}$ , um großen Ausreißern nicht zuviel Gewicht zu geben [siehe Hansen, 1992; Menke, 1984]:

$$\|\mathbf{e}\|_2 = \left[ \sum_{i=1}^N |e_i|^2 \right]^{1/2} \quad (2.21)$$

### 2.6.1 Linearisierung

Bei den meisten physikalischen Prozessen besteht aber kein linearer Zusammenhang zwischen den Größen  $\mathbf{d}$  und  $\mathbf{m}$ . So ist für das hier betrachtete EM-Problem der Zusammenhang zwischen der Widerstandsverteilung im Boden ( $\mathbf{m}$ ) und den daraus resultierenden Impedanzen an der Erdoberfläche ( $\mathbf{d}$ ) nicht linear. Zu diesem Zweck wird die mathematische Formulierung linearisiert. Gleichung (2.16) wird um ein bekanntes Modell  $\mathbf{m}_0$  nach Taylor entwickelt.

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{m}_0) + \sum_{i=1}^N \frac{\partial F_i(\mathbf{m}_0)}{\partial m_j} (m_j - m_{0j}) + R_2 \quad (2.22)$$

Die Ableitung der Funktion  $F$  nach den Modellparametern  $\mathbf{m}$  nennt man Jakobi- oder Sensitivitätsmatrix [siehe z.B. Meju, 1994]:

$$\mathbf{A} = \frac{\partial F_i}{\partial m_j} = \begin{bmatrix} \frac{\partial F_1}{\partial m_1} & \frac{\partial F_1}{\partial m_2} & \dots & \frac{\partial F_1}{\partial m_i} \\ \frac{\partial F_2}{\partial m_1} & \frac{\partial F_2}{\partial m_2} & \dots & \frac{\partial F_2}{\partial m_i} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial F_N}{\partial m_1} & \frac{\partial F_N}{\partial m_2} & \dots & \frac{\partial F_N}{\partial m_i} \end{bmatrix} \quad (2.23)$$

In einer Spalte der Jakobi-Matrix finden sich alle Ableitungen zu einem Modellparameter  $m_j$ . Unter Vernachlässigung der Terme zweiter und höherer Ordnung ( $R_2$ ) der Taylor-Entwicklung ergibt sich damit:

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{m}_0) + \mathbf{A}(\mathbf{m})(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (2.24)$$

### 2.6.2 Regularisierung

Beim Beispiel zum 'Least-Square-Fit' handelt es sich um ein überbestimmtes Gleichungssystem. Sehr vielen Messdaten stehen bei der Geradenanpassung mit Steigung und Achsenabschnittswert zwei Modellparameter gegenüber. Viel häufiger hat man es in der Geophysik mit stark unterbestimmten Gleichungssystemen zu tun. Gerade im Fall der später diskutierten 2D- und 3D-Modellierung elektromagnetischer Daten übertrifft die Zahl der Modellparameter sehr schnell die Anzahl der Messdaten. Um die große Zahl an Lösungen einzuschränken, sucht man nach einer Methode zur Regularisierung dieses Inversionsproblems. Bekannte Methoden zur Regularisierung sind die Eigenwertzerlegung (SVD) oder die Tikhonov-Regularisierung [vgl. *Hansen und O'Leary, 1993*]. Letzte findet Anwendung in den hier vorgestellten Inversionsprogrammen. Bei der Regularisierung nach *Tikhonov und Arsenin [1977]* wird nach einer Lösung  $\mathbf{m}$  für das folgende Minimierungsproblem gesucht:

$$\min_{\mathbf{m}} \{ \|\mathbf{d} - \mathbf{A}(\mathbf{m})\|_2 + \lambda \|\mathbf{Lm}\|_2 \} \quad (2.25)$$

Die Minimierung betrifft die Summe aus Datenanpassung (Residuum) und einem Glättungsterm.  $\mathbf{L}$  ist typischerweise ein Ableitungsoperator (z.B. Lagrange-Operator). Der Regularisierungsparameter  $\lambda$  gibt dabei die Wichtung zwischen Datenanpassung und Modellglättung vor.

### 2.6.3 RMS-Fehler

Als ein Maß für die Anpassung der berechneten an die gemessenen Daten wird im Allgemeinen die Größe  $\chi^2$  bestimmt. Dabei geht man davon aus, dass die Messdaten um den erwarteten Wert herum normalverteilt sind. Mit der bekannten Standardabweichung der Messdaten  $\sigma_i$  werden die Differenzen zwischen berechneten und gemessenen Daten gewichtet:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \left( \frac{d_i - F(m_i)}{\sigma_i} \right)^2 \quad (2.26)$$

Ein  $\chi^2$  der Größe  $N$  sagt aus, dass die berechneten Daten im Mittel genau mit den gemessenen in ihrem Fehlerbereich übereinstimmen.

Als Richtwert für eine gute Anpassung gilt nach *Meju [1994]*:

$$\chi^2 < N + \sqrt{2N} \quad (2.27)$$

*Parker und Whaler [1981]* fassen den Bereich für ein akzeptables Modell mit  $\chi^2 < N + 2\sqrt{2N}$  etwas weiter. Die Differenz zwischen  $\chi^2$  und dem erwarteten Wert  $N$  muss nur kleiner als die zweifache Standardabweichung sein.

Anpassungen mit  $\chi^2 < N$  liefern Modelle, die im Fehlerbereich der Daten angepasst sind (Überinterpretation) und die man ebenso vermeiden sollte, wie Modelle mit  $\chi^2 \gg N$ .

Häufiger wird jedoch die Größe RMS ('root mean square') benutzt:

$$RMS = \sqrt{\chi^2/N} \quad (2.28)$$

Bei einem Wert von  $RMS=1.00$  werden wiederum die berechneten Daten im Mittel genau den gemessenen in ihrem Fehlerbereich angepasst.

## 2.7 1D-Modellierung

Bei einer eindimensionalen Widerstandsverteilung genügt für die Auswertung der Felddaten ein 1D-Inversionsprogramm. Bei der Auswertung der Feldmessungen in dieser Arbeit werden nur einmal die Ergebnisse einer 1D-Inversion vorgestellt. Dazu wird das 1D-Inversionsprogramm von *Eckard* [1993] benutzt, das auf dem Algorithmus von *Jupp und Vozoff* [1975] basiert. Theoretische Grundlagen darüber und Beispiele für 1D-Inversionen von RMT-Daten findet man bei *Schwinn* [1999].

## 2.8 2D-Modellierung

Durch schnellere Rechner und effizientere Algorithmen sind in den letzten Jahren viele gute 2D-Inversionsprogramme für die Magnetotellurik entwickelt worden. Basierend auf verschiedenen Techniken gibt es 2D-Inversionsprogramme von *Madden und Mackie* [1989], *DeGroot-Hedlin und Constable* [1990], *Smith und Booker* [1991], *Schnegg* [1993], *Siripunvaraporn und Egbert* [2000] oder *Rodi und Mackie* [2001]. Für die Auswertung von RMT-Daten ist keine Veränderung der Programme notwendig. *Ziebell* [1998] zeigt in seiner Diplomarbeit Modellstudien zu synthetischen RMT-Daten mit den Programmen von *Smith und Booker* [1991], *Schnegg* [1993] und *Rodi und Mackie* [2001]. Letzteres Programm von R. Mackie wurde von Ziebell auch erfolgreich bei der Auswertung einer RMT-Erkundung zu einer Hausmülldeponie eingesetzt. *Recher* [1998] berichtet über die Genauigkeit und Stabilität von R. Mackies Programm für eine 2D-Modellierung von Rohrleitungen im Umfeld einer RMT-Erkundung, auch für extrem kleine Gitterzellen und hohe Widerstandscontraste. R. Mackies 2D-Inversionsprogramm wird in der Auswertung von langen MT-Profilen immer öfter eingesetzt [z.B. *Schwalenberg*, 2000].

Für die 2D-Modellierung mit synthetischen und gemessenen RMT-Daten wird in dieser Arbeit das Programm von R. Mackie benutzt. Daher wird an dieser Stelle etwas ausführlicher auf den Inversionsalgorithmus zu diesem Programm eingegangen [siehe zur Ergänzung auch *Schwalenberg*, 1997; *Rodi und Mackie*, 2001].

R. Mackie benutzt zur Lösung des Inversionsproblems die Tikhonov-Regularisierung bei der Minimierung der Kostenfunktion  $\Psi$ :

$$\Psi(\mathbf{m}) = \underbrace{(\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))}_{\Psi_d} + \tau \underbrace{\mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m}}_{\Psi_m} \quad (2.29)$$

$\mathbf{V}$  ist die Fehler-Kovarianzmatrix und  $\tau$  ist der Regularisierungsparameter. Die Linearisierung der Vorwärtsfunktion  $F(\mathbf{m})$  um das Startmodell  $\mathbf{m}_{ref}$  führt zu:

$$\tilde{F}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref}) = F(\mathbf{m}_{ref}) + \mathbf{A}(\mathbf{m}_{ref})(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{ref}) \quad (2.30)$$

wobei  $A^{ij}(\mathbf{m}) = \partial_j F^i(\mathbf{m})$  die Jacobi-Matrix darstellt. Daraus folgt für die Kostenfunktion

$$\tilde{\Psi}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref}) = (\mathbf{d} - \tilde{F}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref}))^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{d} - \tilde{F}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref})) + \tau \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m} \quad (2.31)$$

Um das Minimum der Kostenfunktion herzuleiten, müssen zunächst deren erste Ableitung, der Gradient  $\tilde{g}^j(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref}) = \partial_j \tilde{\Psi}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref})$ , bzw. die zweite Ableitung der Kostenfunktion, die

Hesse-Matrix  $\tilde{H}^{jk}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref}) = \partial_j \partial_k \tilde{\Psi}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref})$ , berechnet werden:

$$\tilde{\mathbf{g}}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref}) = -2\mathbf{A}(\mathbf{m}_{ref})^T \mathbf{V}^{-1}(\mathbf{d} - \tilde{F}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref})) + 2\tau \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m} \quad (2.32)$$

$$\tilde{\mathbf{H}}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref}) = 2\mathbf{A}(\mathbf{m}_{ref})^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{A}(\mathbf{m}_{ref}) + 2\tau \mathbf{L}^T \mathbf{L} \quad (2.33)$$

Bei der Bestimmung der Hesse-Matrix ist der Term mit der zweiten Ableitung der Vorwärtsfunktion  $F^i$  weggelassen worden. Durch Identitäten (z.B.  $\tilde{F}(\mathbf{m}_{ref}; \mathbf{m}_{ref}) = F(\mathbf{m}_{ref})$ ) und Umformungen lassen sich die Kostenfunktion und deren Gradient noch vereinfachen:

$$\begin{aligned} \tilde{\Psi}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref}) &= \Psi(\mathbf{m}_{ref}) + \mathbf{g}(\mathbf{m}_{ref})^T (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{ref}) \\ &\quad + \frac{1}{2} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{ref})^T \tilde{\mathbf{H}}(\mathbf{m}_{ref}) (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{ref}) \end{aligned} \quad (2.34)$$

$$\tilde{\mathbf{g}}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_{ref}) = \mathbf{g}(\mathbf{m}_{ref}) + \tilde{\mathbf{H}}(\mathbf{m}_{ref}) (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{ref}) \quad (2.35)$$

### 2.8.1 Minimierung der Kostenfunktion

Um die Minimierung der Kostenfunktion  $\Psi$  herbeizuführen, kann man das iterative, linearisierte Inversionsschema nach Gauß-Newton (GN) benutzen. Algorithmen, die regularisierte Lösungen des 2D-MT-Problems nach diesem Schema liefern, haben zum Beispiel *Madden und Mackie* [1989] oder *DeGroot-Hedlin und Constable* [1990] vorgestellt. Wie nachfolgend zu sehen sein wird, muss beim Gauß-Newton-Schema immer wieder die Jakobi-Matrix  $\mathbf{A}$  berechnet werden. Die Berechnung führt schon bei nicht sehr großen 2D-Modellgittern zu einem enormen Rechenaufwand und ist für eine 3D-Inversion mit vielen tausenden Modellparametern nicht wirklich anwendbar.

Um die Berechnung der gesamten Jakobi-Matrix zu umgehen, sind verschiedene Methoden entwickelt worden, unter anderen das Inversionsschema 'Rapid Relaxation Inverse' (RRI) von *Smith und Booker* [1991] oder eine Methode von *Mackie und Madden* [1993]. Letztere Autoren führen die Gauß-Newton-Iteration nur unvollständig mit einer früh abgebrochenen Konjugierten-Gradienten-Methode durch. Die Konjugierte-Gradienten-Methode (CG) zur Lösung von nichtlinearen geophysikalischen Inversionsproblemen geht auf *Tarantola* [1987] zurück. *Rodi und Mackie* [2001] haben, auf dieser CG-Methode basierend, eine Nichtlinear-Konjugierte-Gradienten-Methode (NLKG) für die Lösung des 2D-MT-Problems entwickelt. Neben der Gauß-Newton-Methode wird dieses NLKG-Verfahren in den beiden nachfolgenden Abschnitten kurz erläutert, da beide Inversionsmethoden in den 2D-Modellstudien (Kapitel 3) zum Vergleich eingesetzt werden.

### 2.8.2 Gauß-Newton-Algorithmus

Bei gegebenem Startmodell  $\mathbf{m}_o$  bietet der Gauß-Newton-Algorithmus die Möglichkeit, die Kostenfunktion auf ein Minimum zu führen:

$$\tilde{\Psi}(\mathbf{m}_{l+1}; \mathbf{m}_l) = \min_{\mathbf{m}} \tilde{\Psi}(\mathbf{m}; \mathbf{m}_l) \quad l = 0, 1, 2, \dots \quad (2.36)$$

Diese Gleichung hat zur Konsequenz, dass der Gradient  $\tilde{\mathbf{g}}(\mathbf{m}_{l+1}; \mathbf{m}_l)$  gleich Null ist und somit aus Gleichung (2.35) folgendes Gleichungssystem hervorgeht:

$$\tilde{\mathbf{H}}_l(\mathbf{m}_{l+1} - \mathbf{m}_l) = -\mathbf{g}_l \quad (2.37)$$



Hierbei ist in vereinfachender Schreibweise  $\mathbf{g}_l \equiv \mathbf{g}(\mathbf{m}_l)$  und  $\tilde{\mathbf{H}}_l \equiv \tilde{\mathbf{H}}(\mathbf{m}_l)$  gesetzt worden. Dies mündet direkt in der Iterationsvorschrift für den Gauß-Newton-Algorithmus:

$$\mathbf{m}_{l+1} = \mathbf{m}_l - \tilde{\mathbf{H}}_l^{-1} \mathbf{g}_l \quad (2.38)$$

Zur Stabilisierung der Inversion wird nach Levenberg und Marquardt [*Marquardt, 1963*] ein Dämpfungsterm  $\epsilon \mathbf{I}$  auf die Hesse-Matrix addiert, um am Anfang der Inversion zu große Sprünge in den Iterationen zu vermeiden ( $\epsilon$  ist der Dämpfungsparameter und  $\mathbf{I}$  die Einheitsmatrix):

$$\underbrace{(2\mathbf{A}(\mathbf{m}_l)^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{A}(\mathbf{m}_l) + 2\tau \mathbf{L}^T \mathbf{L} + \epsilon_l \mathbf{I})}_{\tilde{\mathbf{H}}_l} (\mathbf{m}_{l+1} - \mathbf{m}_l) = -\mathbf{g}_l \quad (2.39)$$

Bei diesem Inversionsschema ist zu jeder Iteration die Jakobi-Matrix  $\mathbf{A}(\mathbf{m})$  zu den aktuellen Messparametern zu berechnen. Bei großen Gittern wächst die Rechenzeit für die 2D-Inversion aufgrund der Bestimmung aller Elemente der Jakobi-Matrix schnell an.

### 2.8.3 Nichtlinear-Konjugierte-Gradienten-Methode

Die NLCG-Methode umgeht die Berechnung der gesamten Jakobi-Matrix. Es wird versucht, in Abhängigkeit der Schrittweite  $\alpha$  iterativ ein globales Minimum der Kostenfunktion  $\Psi$  entlang des Gradienten zu finden:

$$\tilde{\Psi}(\mathbf{m}_l + \alpha_l \mathbf{p}_l) = \min_{\alpha} \tilde{\Psi}(\mathbf{m}_l + \alpha \mathbf{p}_l) \quad (2.40)$$

$$\mathbf{m}_{l+1} = \mathbf{m}_l + \alpha_l \mathbf{p}_l \quad l = 0, 1, 2, \dots \quad (2.41)$$

Hierbei startet die Inversion wieder mit einem Startmodell  $\mathbf{m}_0$ . Bei der Suche nach der Richtung des Gradienten folgt man der Methode des steilsten Gradienten ('steepest descent direction'):

$$\mathbf{p}_0 = -\mathbf{C}_0 \mathbf{g}_0 \quad (2.42)$$

$$\mathbf{p}_l = -\mathbf{C}_l \mathbf{g}_l + \beta_l \mathbf{p}_{l-1} \quad l = 0, 1, 2, \dots \quad (2.43)$$

Der Parameter  $\beta_l$  wird entsprechend der Polak-Ribiere-Technik [*Polak, 1971*] bestimmt:

$$\beta_l = \frac{\mathbf{g}_l^T \mathbf{C}_l (\mathbf{g}_l - \mathbf{g}_{l-1})}{\mathbf{g}_{l-1}^T \mathbf{C}_{l-1} \mathbf{g}_{l-1}} \quad (2.44)$$

Wesentliche Bedeutung kommt dem Vorkonditionierer  $\mathbf{C}$  bei der Gradientensuche zu:

$$\mathbf{C}_l = (\gamma_l \mathbf{I} + \tau \mathbf{L}^T \mathbf{L})^{-1} \quad (2.45)$$

In dieser Form verhält sich  $\mathbf{C}_l$  in etwa wie die angenäherte Hesse-Matrix  $\tilde{\mathbf{H}}_l$ . Die Nutzung eines gut gewählten Vorkonditionierers führt zu einer schnelleren und stabileren Bestimmung von  $\mathbf{p}_l$ .

### 2.8.4 2D-Modellgitter

Das 2D-Modell wird in rechteckige Blöcke mit unterschiedlicher Querschnittsfläche aufgeteilt. Senkrecht zur Linie der Messstationen (Profil) sind die Blöcke unendlich lang. Die Maxwell-Gleichungen werden durch Finite-Differenzen-Technik auf dem Gitter numerisch gelöst [*Madden, 1972*]. Der Vorwärtsalgorithmus [*Mackie et al., 1988*] berechnet komplexe scheinbare

Widerstände an einer gewünschten Station. Dabei beinhaltet der Logarithmus des komplexen scheinbaren Widerstands als Realteil den Logarithmus des realen scheinbaren Widerstands und als Imaginärteil die Phase in Radians, die beide in der Inversion mit den Messdaten verglichen werden.

### 2.8.5 Sensitivität

Die Jakobi- oder Sensitivitätsmatrix  $\mathbf{A}(\mathbf{m})$  führt sämtliche partiellen Ableitungen der berechneten Daten nach den Modellparametern auf. So stehen zum Beispiel in einer Spalte der Matrix alle partiellen Ableitungen nach einem Modellparameter. Damit gewinnt man ein Maß für den Einfluss des spezifischen Widerstands einer Gitterzelle auf die berechneten Daten an der Erde-Luft-Grenze des 2D-Modells. Wie man unter eindimensionalen Widerstandsverteilungen mit der Skin-Tiefe bzw. der maximalen Erkundungstiefe eine Tiefenzone mit bedeutsamer Sensitivität für die Messdaten ableiten kann, so lässt sich umgekehrt im 2D-Fall durch die Sensitivitätsmatrix der Bereich im Modellgitter umschließen, für den die berechneten Daten besonders sensitiv sind.

*Rodi und Mackie* [2001] benutzen zur Berechnung der Sensitivitätsmatrix die Methode der adjungierten Gleichungen nach *Farquharson und Oldenburg* [1996]. Im NLCG-Algorithmus wird die Sensitivitätsmatrix  $\mathbf{A}(\mathbf{m})$  in all ihren Elementen nicht mehr explizit ausgerechnet. Es ist aber möglich, sich im Anschluss an die letzte Iteration die vollständige Sensitivitätsmatrix berechnen und ausgeben zu lassen.

Da die Dimension der Sensitivitätsmatrix ( $M \times N$ ) sehr groß ist, muss man die Datenmenge für anschauliche Zwecke reduzieren. *Schwalenberg und Rath* [1998] zeigen eine Möglichkeit, wie man für R. Mackies 2D-Inversionsprogramm eine Datenreduktion vornehmen kann. Dabei ist jedoch der 2D-Programmcode verändert worden. In dieser Arbeit wird die Sensitivitätsmatrix so übernommen, wie sie durch das 2D-Programm zum NLCG-Algorithmus ausgegeben wird. Die Spaltenelemente der Sensitivitätsmatrix werden in diesem Fall quadriert und aufsummiert. Anschließend wird die Summe mit der Anzahl der Daten  $N$  normiert und daraus die Quadratwurzel gezogen. Der Endwert ist dann ein Maß dafür, wie die berechneten Daten auf die Variation eines Modellparameters reagieren.

Um die so berechnete Größe dimensionslos zu bekommen, kann man vor der Quadrierung jedes Spaltenelement der Matrix mit dem reziproken Wert des Messdatenfehlers  $\sigma$  multiplizieren. So wird nicht nur das Spaltenelement dimensionslos, sondern es findet auch eine Wichtung mit dem Messfehler statt. In R. Mackies 2D-Programm wird diese Wichtung mit dem Messfehler aber nicht durchgeführt. Trotzdem erhält man dimensionslose Größen, wenn man das Spaltenelement mit einem Messfehler  $\tilde{\sigma}$  mit konstantem Betrag 1 in der Einheit des Messparameters multipliziert.

Die Sensitivitätsmatrix ist jetzt auf eine Matrix mit  $M$  Elementen reduziert worden, die jeder Gitterzelle einen Sensitivitätswert zuordnet und sich dann mit dem Widerstandsmodell zur letzten Iteration vergleichen lässt. Da aber die Größe einer Gitterzelle Einfluss auf die Sensitivität hat, werden die reduzierten Sensitivitätswerte nachträglich mit der Querschnittsfläche jedes Gitterelementes normiert. Daraus erhält man die Sensitivitätsdichte in der Einheit  $[\text{m}^{-2}]$ . Da die Werte über mehrere Größenordnungen variieren, betrachtet man zumeist deren

logarithmischen Wert:

$$\tilde{s}_k = \log \left[ \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \frac{\partial f_i(m)}{\partial m_k} \cdot \tilde{\sigma}_i^{-1} \right)^2 \right]^{-1/2} \cdot A_k^{-1} \right] \quad (2.46)$$

Hierbei ist  $\tilde{\sigma}$  der gedachte Messfehler mit konstantem Betrag 1 und  $A_k$  die Querschnittsfläche der Gitterzelle  $k$ . Bei den Modellstudien und Auswertungen zu den Felddaten wird die Sensitivitätsdichte den Widerstandsmodellen mit Konturlinien überlagert. Wenn im Folgenden von Sensitivität gesprochen wird, ist die Sensitivitätsdichte in der Einheit  $[\text{m}^{-2}]$  gemeint bzw. deren Logarithmus.

## 2.9 3D-Modellierung

Durch die Zusammenarbeit mit G. Newman besteht zum ersten Mal die Möglichkeit, RMT-Felddaten mit einer 3D-Inversion auszuwerten. Bislang sind die RMT-Feldmessungen zumeist mit 2D-Inversionsmethoden bearbeitet worden. *Hördt et al.* [1999] zeigen zum ersten Mal die Auswertung von RMT-Daten einer Altlast mit einer 3D-Vorwärtsmodellierung [*Mackie et al.*, 1994]. Da die 3D-Vorwärtsmodellierung für große RMT-Datensätze, die in der Regel zu mehr als 100 Messstationen gehören, sehr aufwendig ist und zudem nur in groben Widerstandsblöcken durchgeführt wird, wünscht man sich für die Auswertung eine 3D-Inversion auf einem möglichst feinstrukturierten Gitter. Wie bei der 2D-Inversion bereits erwähnt, steigt der Rechenaufwand mit wachsender Anzahl der Modellparameter für große, und vor allem dreidimensionale Modellgitter stark an. Die Lösung des 3D-Inversionsproblems nach der Gauß-Newton-Methode ist aufgrund der großen Matrizen nicht praktikabel. Effiziente Algorithmen sind daher gefragt und bis heute noch in der Entwicklungsphase.

Arbeiten zur 3D-Modellierung von MT-Daten mit neuen Methoden zeigen zum Beispiel *Smith und Booker* [1991] und *Wannamaker* [1991]. Deutliche Fortschritte auf dem Weg zur 3D-Inversion haben die Arbeiten von *Madden und Mackie* [1989] und *Mackie und Madden* [1993] gebracht, die die lineare Konjugierte-Gradienten-Methode (CG) zur Minimierung der Kostenfunktion eingesetzt haben. Der CG-Algorithmus bietet aufgrund des relativ geringen Speicherbedarfs und der einfachen Iterationsschritte eine effiziente Methode zur Behandlung großskaliger Inversionsprobleme. Aufbauend auf dem CG-Algorithmus und den Fortschritten in der Finite-Differenzen-Modellierung haben *Newman* [1995] und *Newman und Alumbaugh* [1997] eine 3D-Inversion für elektromagnetische Methoden entwickelt. Mit der Erweiterung dieses 3D-Inversionsschemas für den MT-Fall gelingt *Newman und Alumbaugh* [2000] eine 3D-Inversion von synthetischen MT-Daten auf einem größeren Modellgitter. Durch die Implementierung des 3D-Programms auf einem Parallelrechner mit bis zu 9000 CPUs ist eine deutliche Steigerung bei der Behandlung des 3D-Inversionsproblems möglich gewesen.

Mit dem 3D-Inversionsprogramm von *Newman und Alumbaugh* [2000] werden in dieser Arbeit die 3D-Modellstudien wie auch die 3D-Auswertung zu den RMT-Daten einer Altlast durchgeführt. Daher erfolgt nun ein kurzer Überblick über das 3D-Inversionsprogramm. Ausführliche Informationen findet man bei *Newman und Alumbaugh* [1997; 2000] und *Newman und Hoversten* [2000]. Artikel zum allgemeinen Stand der 3D-Modellierung elektromagnetischer Daten sind in zwei verschiedenen Sammelbänden mit dem Titel „Three-dimensional electromagne-

tics“ [Oristaglio und Spiess, 1999; Zhdanov und Wannamaker, 2002] zusammengetragen. In beiden Bänden findet sich jeweils ein Artikel zu dem hier verwendeten 3D-Inversionsalgorithmus [Newman und Alumbaugh, 1999; Newman et al., 2002].

### 2.9.1 3D-Inversionsprogramm von G. Newman

In ähnlicher Weise zur 2D-Inversion ist bei dem 3D-Programm von G. Newman folgende Kostenfunktion  $\Phi$  zu minimieren [Newman und Hoversten, 2000; Newman und Alumbaugh, 2000]:

$$\Phi = (F(\mathbf{m}) - \mathbf{d}^{obs})^T \mathbf{V}^{-1} (F(\mathbf{m}) - \mathbf{d}^{obs}) - \lambda \mathbf{m} \mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{m} \quad (2.47)$$

Die Matrix  $\mathbf{V}^{-1} = \frac{1}{\epsilon^2} \mathbf{I}$  ist die Wichtungsmatrix mit den reziproken Quadraten der Standardabweichungen auf der Hauptdiagonalen.  $\mathbf{m}$  ist der Vektor mit den Leitfähigkeitsmodelldaten und  $\mathbf{W}$  ist der Laplace-Operator zur Bildung eines glatten Leitfähigkeitsmodells. Der Parameter  $\lambda$  übernimmt, wie bei R. Mackies 2D-Algorithmus die Größe  $\tau$ , die Wichtung zwischen der Datenanpassung und der Modellglättung.

Als beobachtete und gemessene Daten werden in dem 3D-Algorithmus die komplexen Impedanzen  $\mathbf{Z}^{obs}$  und  $\mathbf{Z}^{calc}$  benutzt.

$$\Phi = \Phi_d + \lambda \Phi_m = (\mathbf{Z}^{obs} - \mathbf{Z}^{calc})^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{Z}^{obs} - \mathbf{Z}^{calc}) - \lambda \mathbf{m} \mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{m} \quad (2.48)$$

Die Minimierung der Kostenfunktion erfolgt über die Berechnung des Gradienten

$$\nabla \Phi = \mathbf{g}_d + \lambda \mathbf{g}_m \quad (2.49)$$

wobei  $\mathbf{g}_m = 2\mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{m}$ , wie in Gleichung (2.32) bereits gesehen, abzuleiten ist.

Um den Gradienten des ersten Terms der Kostenfunktion  $\Phi$  zu bilden, sind die komplexen Vektoren  $\mathbf{Z}^{obs}$  und  $\mathbf{Z}^{calc}$  wie folgt angeordnet:

$$\mathbf{Z}_n^{obs} = Z_n^{obs} + i Z_{n+N}^{obs} \quad (2.50)$$

$$\mathbf{Z}_n^{calc} = Z_n^{calc} + i Z_{n+N}^{calc} \quad (2.51)$$

Mit  $n = N/2$  stehen somit in der ersten Hälfte des Vektors die Realanteile und in der hinteren Hälfte die Imaginäranteile. Der Vektor  $\Delta \mathbf{Z}$  mit den Abweichungen der berechneten zu gemessenen Daten ist :

$$\Delta Z_n = \frac{Z_n^{obs} - Z_n^{calc}}{\epsilon_n^2} + i \frac{Z_{n+N}^{obs} - Z_{n+N}^{calc}}{\epsilon_{n+N}^2} \quad (2.52)$$

Es folgt für den Gradienten des ersten Terms der Kostenfunktion in Komponentenschreibweise:

$$\partial \Phi_d / \partial m_k = -2\Re \left\{ \sum_{n=1}^N \partial Z_n / \partial m_k \cdot \overline{\Delta Z_n} \right\} \quad (2.53)$$

Die notwendige Bedingung, um das Minimum der Kostenfunktion  $\nabla \Phi = 0$  zu erhalten, lautet demnach:

$$\Re \{ \mathbf{A} \cdot \overline{\Delta \mathbf{Z}} \} + \lambda \mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{m} = 0 \quad (2.54)$$

Hierbei ist  $\mathbf{A}$  die komplexe Sensitivitätsmatrix  $\partial\mathbf{Z}/\partial\mathbf{m}$  und  $\overline{\Delta\mathbf{Z}}$  steht für das konjugiert Komplexe von  $\Delta\mathbf{Z}$  und  $\Re$  bezeichnet den Realteil einer komplexen Größe.

Mit der NLCG-Methode wird die Kostenfunktion  $\Phi$  nach vergleichbarem Schema zu R. Mackies 2D-Inversion minimiert. Die Unterschiede werden hier nicht weiter erläutert, da sie zu sehr ins Detail führen. Stattdessen sei auf *Newman und Alumbaugh* [2000] verwiesen.

### 2.9.2 3D-Modellgitter

Das Modellgitter setzt sich aus Quadern unterschiedlicher Größe zusammen, denen im Startmodell elektrische Leitfähigkeiten zugeordnet werden. Bei der Erstellung des Gitters ist darauf zu achten, dass es für eine genaue Berechnung der elektromagnetischen Felder mit der Vorwärtsfunktion ausreichend dimensioniert ist. Diejenigen Gitterzellen, deren zugeordnete Leitfähigkeit durch die Inversion geändert werden darf, können auf den Kernbereich des Modellgitters beschränkt werden. Dadurch reduziert sich die Anzahl der Modellparameter. Die Maxwell-Gleichungen werden mit der Finiten-Differenzen-Technik auf dem Gitter gelöst.

## 2.10 Geoelektrische Messverfahren

Im Rahmen der Feldarbeiten sind parallel zu den RMT-Messungen geoelektrische Sondierungen durchgeführt worden. Geoelektrik-Messungen in der Schlumberger-Technik sind mit einem ABEM Terrameter SAS 300 [*Atlas Copco ABEM*, 1979] ausgeführt worden und dienen zur Unterstützung der Interpretation der RMT-Modelle in größeren Tiefen. Die Messungen der Induzierten Polarisation zum frequenzabhängigen Verhalten des Widerstands sind als zweite wichtige Methode bei den Feldarbeiten im SFB 419 eingesetzt worden.

Bei den geoelektrischen Messungen erhält man aus eingespeistem Strom  $I$  und gemessener Spannung  $U$  zusammen mit dem Geometriefaktor  $K$  den scheinbaren Widerstand des Bodens.

$$\rho_a = K \frac{U}{I} \quad (2.55)$$

Je nach Anordnung der Strom- und Spannungselektroden ergeben sich verschiedene Geometriefaktoren:

$$K = \pi \frac{L^2 - a^2}{4a} \quad \text{Schlumberger-Anordnung} \quad (2.56)$$

$$K = n(n+1)(n+2)a \quad \text{Dipol-Dipol-Anordnung} \quad (2.57)$$

Eine Einführung zu geoelektrischen Messungen findet man zum Beispiel bei *Keller und Frischknecht* [1966] oder *Telford et al.* [1990]. Die Auswertung der Schlumberger-Geoelektriksondierungen erfolgt mit eindimensionalen Widerstandsmodellen mit dem Inversionsprogramm von *Eckard* [1993].

Die Messungen der Induzierten Polarisation werden im Zeitbereich durchgeführt. Dabei misst man die zeitlich abklingende Spannungskurve nach abruptem Abschalten des Sendestromes in einer Dipol-Dipol-Anordnung. Durch die Aufzeichnung der Spannungskurve erhält man neben dem Gleichstromwiderstand einen zusätzlichen, materialspezifischen Wert, die Aufladbarkeit. Aus der Spannungskurve lässt sich die Aufladbarkeit in zwei verschiedenen Varianten

bestimmen. Zum einen kann die Aufladbarkeit  $m$  als Verhältnis aus Spannung  $U_p$  unmittelbar vor der Stromabschaltung und aus einer Spannung  $U_p$  kurze Zeit nach der Stromabschaltung definiert werden. Alternativ kann man eine Aufladbarkeit  $M$  definieren, wobei die Spannung über ein Zeitfenster nach der Stromabschaltung aufsummiert und mit der Primärspannung  $U_p$  normiert wird:

$$m = \frac{U_s}{U_p} \quad (2.58)$$

$$M = \frac{1}{U_p} \int_0^{\infty} U(t) dt \quad (2.59)$$

Einführungen zu diesem Messverfahren finden sich in den bereits erwähnten Büchern zur Geoelektrik. Ausführlich wird die Methodik bei *Sumner* [1976] und *Bertin und Loeb* [1976] diskutiert.

Aufbauend auf unterschiedlichen physikochemischen Mechanismen zur Erklärung des Effektes, der zur Induzierten Polarisation führt, gibt es verschiedene mathematische Modelle. Eine Einführung und ein Überblick über verschiedene Modelle mitsamt elektrischen Ersatzschaltbildern findet sich bei *Dias* [2000].

Das wohl bekannteste Modell gründet auf den Arbeiten von *Cole und Cole* [1941]. Der frequenzabhängige spezifische Widerstand lässt sich danach durch vier Parameter beschreiben [*Pelton et al.*, 1978]:

$$\rho(\omega) = \rho_0 \left( 1 - m \left( 1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right) \quad (2.60)$$

Zu den bekannten Größen des Gleichstrom-Widerstands  $\rho_0$  und der Aufladbarkeit  $m$  (einheitslose Größe) gehören weiter die Zeitkonstante  $\tau$  und die Frequenzkonstante  $c$ .

Die Messungen der Induzierten Polarisation auf den Testgebieten zum SFB 419 werden basierend auf dem Cole-Cole-Modell ausgewertet. Theoretische und praktische Arbeiten dazu finden sich in der Dissertation von *Hönig* [2002].

Die durch Rammkernbohrungen erhaltenen Bodenproben auf einer Altlast werden im Labor mit der Methode der Spektralen Induzierten Polarisation (SIP) [z.B. *Kulenkampff*, 1994; *Luo und Zhang*, 1998] vermessen. Dabei erhält man über einen weiten Frequenzbereich ( $10^{-1}$ - $10^6$  Hz) den komplexen spezifischen Widerstand in Betrag und Phase:

$$\rho(\omega) = K Z(\omega) \quad \text{mit} \quad Z(\omega) = \frac{U(\omega)}{I(\omega)} \quad (2.61)$$

$$\varphi = \arctan \left[ \frac{\Im(Z(\omega))}{\Re(Z(\omega))} \right] \quad (2.62)$$

---

# Modellstudien

---

Modellstudien mit synthetischen Daten sind für die Auswertung von geophysikalischen Messdaten ein unerlässliches Hilfsmittel. Sie tragen dazu bei, die Stärken und Schwächen der Algorithmen zur Datenauswertung kennen zu lernen. Im Vorfeld einer Messkampagne können sie bei der Wahl der Messstrategie (Stationsabstand, Profillänge, etc.) dienlich sein, im Nachhinein bei der Analyse strittiger Details in den Endmodellen für Aufklärung sorgen.

Zunächst werden mit dem 2D-Inversionsprogramm von Randy Mackie [*Rodi und Mackie, 2001*] ausführliche Studien an einem komplexen 2D-Widerstandsmodell gezeigt, das die geologischen Verhältnisse des ersten Messgebietes widerspiegelt. Das Inversionsprogramm hat sich in der Praxis zur RMT-Auswertung sehr bewährt [siehe *Recher, 1998; Ziebell, 1998*]. Die Modellstudien knüpfen an die Arbeiten von M. Ziebell an, der Untersuchungen zur Auflösung der Deponieunterkante gemacht hat, sollen darüber hinaus aber aufklären, inwieweit sich die Widerstandsverteilung unterhalb des leitfähigen Deponiekörpers durch 2D-Inversionen der RMT-Daten bestimmen lässt.

Die daran anschließenden Abschnitte zur 3D-Modellierung verfolgen mehrere Aspekte. Anhand von 3D-Widerstandsmodellen sollen die Grenzen der 2D-Modellierung aufgezeigt werden, ebenso soll das 3D-Inversionsprogramm von Greg Newman [*Newman und Alumbaugh, 2000*] für große Modellgitter getestet und auf seine Eignung für die RMT-Datenauswertung untersucht werden.

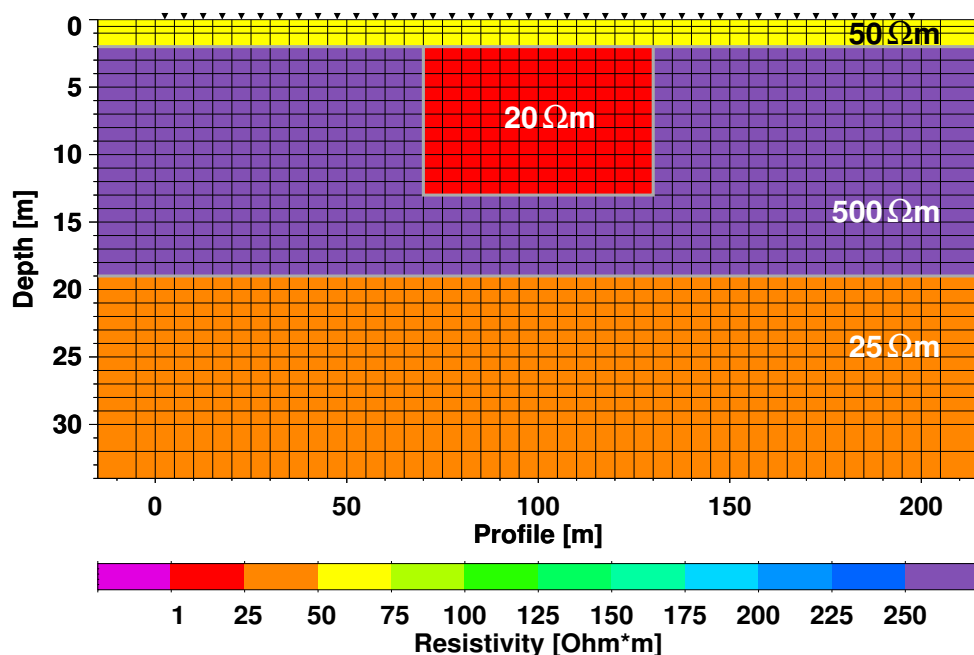
## 3.1 2D-Modellstudie

### 3.1.1 2D-Ausgangsmodell

Das Ausgangsmodell zur 2D-Studie beschreibt einen Störkörper in einem deutlich widerstandsfähigerem Medium. Die Abbildung 3.1 zeigt einen Ausschnitt der Modellgeometrie, symmetrisch um den Mittelpunkt (100m) verteilt. Zu beiden Seiten des Ausschnitts sowie in die Tiefe fügen sich weitere Zellen für die Vorwärtsrechnung hinzu.

Der zentrale Bereich des Modellgitters setzt sich aus Zellen mit 5m Breite und 1m Mächtigkeit zusammen, nur die obersten beiden Schichten an der Erde-Luft-Grenze sind 0.5m mächtig. Ab einer Tiefe von 30 Metern wird das Gitter in vertikaler Richtung logarithmisch größer. Für den Störkörper - ein idealisierter Deponiekörper - wird ein spezifischer Widerstand von  $20\Omega\text{m}$  angenommen. Dieser Körper erstreckt sich 60m in horizontaler Richtung und ist 11m mächtig. Seine Oberkante befindet sich in 2m Tiefe. Er ist in einen eindimensionalen Hintergrund, bestehend aus drei Schichten ( $50\Omega\text{m}$ ,  $500\Omega\text{m}$ ,  $25\Omega\text{m}$ ), eingebettet. Die Schichtgrenzen liegen in 2m bzw. 19m Tiefe. Das Modell knüpft an die geologischen Gegebenheiten in der später betrachteten Feldstudie Köln-Longerich (Kapitel 4) an. Die gut leitende Deckschicht steht stellvertretend für die Auenlehme, der nachfolgende schlechte Leiter bildet die Kiessande ab und darunter befindet sich der Halbraum der tertiären Sande und Braunkohle.

Die Güte des Gitters überprüft man mit dem homogenen Halbraum als Startmodell. Die Vorwärtsrechnung ergibt zu jeder Frequenz und Mode als scheinbaren Widerstand den spezifischen Widerstand des Halbraums und als Phase  $45^\circ$ , bis auf geringe Abweichungen im Nachkommabereich.



**Abbildung 3.1:** Das 2D-Ausgangsmodell für die Studie. Die Grenzen der Horizontalschichten sowie des Störkörpers sind hervorgehoben. Entlang der Oberfläche sind die 40 Stationen gekennzeichnet (▼).



In gleichmäßigem Abstand von 5m sind 40 Stationen symmetrisch zur Modellmitte positioniert. An jeder Station werden durch die Vorwärtsrechnung mit Mackies 2D-Programm zu vier Frequenzen (20kHz, 70kHz, 140kHz und 230kHz) die scheinbaren Widerstände und Phasen in beiden Moden des 2D-Magnetotellurikfalls berechnet. Für die anschließenden 2D-Inversionen werden die Daten mit einem Fehler von 5% für den scheinbaren Widerstand und 2.5% für die Phase künstlich verrauscht. Der Fehler ist normalverteilt um den Mittelwert Null. Die berechneten Daten zu den 40 Stationen werden nicht gesondert dargestellt. Im Anhang A werden sie zum Vergleich mit den durch die Inversion erhaltenen Modelldaten gezeigt (siehe Abbildung A.4).

### 3.1.2 2D-Inversion der synthetischen Daten

In den folgenden Abschnitten wird untersucht, inwieweit die Lösungsalgorithmen (GN und NLCG), die unterschiedliche Wahl des Regularisierungsparameters  $\tau$  und die Wahl eines Startmodells mit Vorabinformationen die Inversionsergebnisse beeinflussen.

Als Startmodell dient zum einen ein homogener Halbraum von  $200\Omega\text{m}$ . Damit soll gezeigt werden, ob sich das Hintergrundmodell und der Störkörper aus den Modelldaten zufriedenstellend reproduzieren lassen. Ebenso soll untersucht werden, inwieweit das Hinzufügen von Vorabinformationen ins Startmodell das Ergebnis beeinflusst. Dazu wird das Startmodell in einen 2-Schichtfall abgeändert. Die Deckschicht ist 19m mächtig und besitzt einen spezifischen Widerstand von  $200\Omega\text{m}$ . Der darunter liegende Halbraum hat einen spezifischen Widerstand von  $30\Omega\text{m}$ . Im Vergleich mit dem Originalmodell wird hiermit die unterste Schicht des Hintergrundmodells mit exakter Tiefe und um  $5\Omega\text{m}$  abweichendem Widerstand vorgegeben. Diese Informationen kann man bei Feldmessungen durch Bohrungen in der Umgebung des Messgebietes, durch Kenntnisse der Hydrogeologie oder auch durch begleitende andere geophysikalische Messungen erhalten.

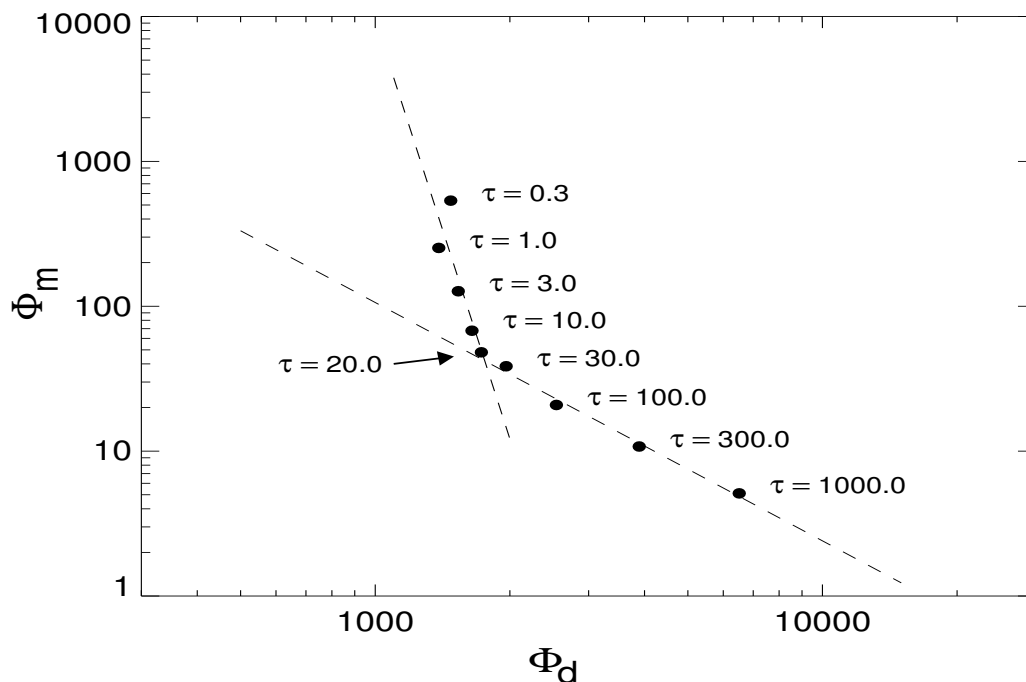
Zur Inversion werden sämtliche Daten der 40 Stationen eingesetzt. Als relative Standardabweichung ist für den natürlichen Logarithmus des Widerstands 0.05 und für die Phase (in Radians) 0.025 genommen worden. Umgerechnet entsprechen diese Werte etwa 5% im scheinbaren Widerstand und  $1.4^\circ$  in der Phase.

### 3.1.3 Die Wahl des Regularisierungsparameters $\tau$

Beide Algorithmen (GN und NLCG) benötigen den Regularisierungsparameter  $\tau$ , der das Verhältnis zwischen Anpassung der Daten und der Glättung des Modells bei der Minimierung der Kostenfunktion bestimmt. Da der Parameter  $\tau$  während eines Inversionslaufes nicht geändert wird, sind mehrere Inversionsläufe mit unterschiedlichem Regularisierungsparameter notwendig, um einen geeigneten Wert zu finden. Eine Hilfe bei der Wahl des optimalen Regularisierungsparameters für stark unterbestimmte Inversionsprobleme bietet die L-Kurve [*Hansen, 1992; Hansen und O'Leary, 1993*]. Dazu wird für verschiedene Regularisierungsparameter das Residuum  $\Psi_d$  gegen den Glättungsterm  $\Psi_m$  der Kostenfunktion  $\Psi$  (siehe Gleichung (2.29)) aufgetragen. Die doppeltlogarithmische Darstellung unterstützt die Bildung eines deutlicheren Knicks. Im Bereich dieses Knicks wird ein ausgewogenes Verhältnis zwischen Datenanpassung und Modellglätte erreicht. *Schwalenberg* [2000] zeigt für Magnetotellurikdaten entlang eines

Anden-Profiles die Wahl des Regularisierungsparameters mit der „L-Kurve“ unter Verwendung von R. Mackies 2D-Inversion.

Um diese Vorgehensweise zu demonstrieren, wird mit dem NLCG-Algorithmus der synthetische Datensatz mit den oben beschriebenen Standardabweichungen und der Wahl des Laplace-Operators (2. Ableitung) bei der Glättungsfunktion benutzt. Zu neun verschiedenen Werten für  $\tau$  zwischen 0.3 und 1000 sind die Inversionen mit Mackies 2D-Programm durchgeführt worden. Von diesen Ergebnissen sind in Abbildung 3.2 die Residuen  $\Psi_d$  und die Glättungsterme  $\Psi_m$  in Abhängigkeit von  $\tau$  dargestellt. Die Wertepaare gruppieren sich zwar in Form eines weit geöffneten „L“, der Knick ist aber deutlich auszumachen. Zur besseren Visualisierung sind zwei Geraden durch die beiden Äste der Kurve an die Daten (Least-Square-Fit) angepasst worden. Ihr Schnittpunkt liegt bei dem Wertepaar für  $\tau = 20$ .



**Abbildung 3.2:** „L-Kurve“ zu neun verschiedenen Werten für  $\tau$ . Aus der Gleichung (2.29) zur Kostenfunktion  $\Psi$  sind die beiden Terme  $\Psi_m$  und  $\Psi_d$  gegeneinander aufgetragen.

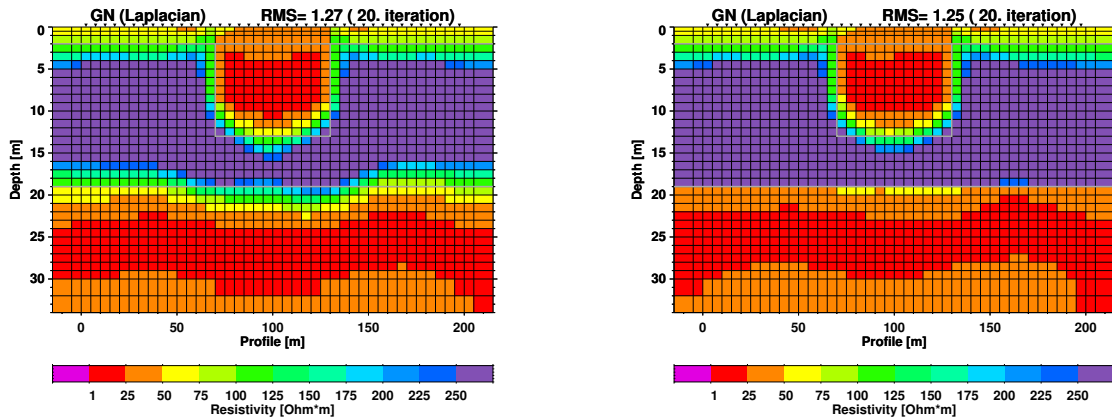
Für die nachfolgenden Betrachtungen wird immer ein Regularisierungsparameter von  $\tau = 20$  genommen. Es soll noch erwähnt werden, dass diese Vorgehensweise ein objektives Hilfsmittel bei der Wahl des Regularisierungsparameters darstellt. Aber gerade bei der Interpretation von Inversionsmodellen zu Felddaten spielen die Erfahrung des Modellierers sowie Kenntnisse über den geologischen Aufbau eine wesentliche Rolle bei der Suche nach dem optimalen Regularisierungsparameter.

### 3.1.4 Gauß-Newton-Algorithmus

Der synthetische Datensatz wird zunächst mit dem Gauß-Newton-Algorithmus (GN) des 2D-Programms invertiert. Wie bereits im Abschnitt 2.8.2 zur Theorie von Mackies Inversionsprogramm erwähnt, erfordert der Gauß-Newton Algorithmus noch einen zusätzlichen Parameter,

den Dämpfungsparameter  $\epsilon$ . Für die Modellstudie wird dieser Parameter immer  $\epsilon = 0.001$  sein. *Rodi und Mackie* [2001] geben diesen Wert bei ihren MT-Modellstudien an, *Ziebell* [1998] bei RMT-Modellstudien. Da der Gauß-Newton-Algorithmus deutlich mehr Speicherplatz benötigt, wird ein lauffähiges Programm übersetzt, das für diese Modellstudie speicheroptimiert ist.

Als Abbruchkriterium der Inversion soll das Erreichen eines RMS-Fehlers von 1.00 dienen. Eine deutliche Unterschreitung des RMS-Fehlers von 1.00 würde für die gegebenen Standardabweichungen der Messparameter eine Überinterpretation mit möglichen numerischen Artefakten bedeuten [*Meju*, 1994]. Sollte der RMS-Fehler von 1.00 nach 50 Iterationen noch nicht erreicht sein, bricht das Programm ab.



**Abbildung 3.3:** 2D-Inversionsmodelle mit dem Gauß-Newton-Algorithmus (GN). Links ist das Ergebnis mit homogenem Halbraum als Startmodell, rechts mit 2-Schichtfall als Startmodell.

Der Inversionslauf mit dem homogenen Halbraum als Startmodell liefert nach 50 Iterationen ein Widerstandsmodell, das die Daten der 40 Stationen mit einem RMS-Fehler von 1.26 anpasst. In der Abbildung 3.3 (links) ist das Widerstandsmodell für die 20. Iteration dargestellt, da sich das Modell und der RMS-Fehler in den restlichen Iterationen kaum verändert hat (vgl. auch Abbildung 3.5). Aus dem homogenen Halbraum hat sich der 3-Schichtfall im Hintergrund deutlich herausgebildet. Zwischen einer geringmächtigen (ca. 3m), gut leitenden Deckschicht und dem noch besser leitenden Untergrund ist eine Schicht mit erhöhtem spezifischen Widerstand von zum Teil größer als  $600\Omega\text{m}$  erkennbar. Der Störkörper wird ebenso gut wiedergegeben, wenn er auch im unteren Teil nicht vollständig ausmodelliert ist. Insgesamt gesehen ist das Ausgangsmodell sehr gut aufgelöst worden.

Ein Interesse an diesen Modellstudien geht der Frage nach, wie gut sich die Widerstandsverteilung unterhalb des leitfähigen Störkörpers mit den üblichen RMT-Frequenzen auflösen lässt. Obwohl das untere Drittel des Störkörpers nur gering aufgelöst ist, zeigt sich unterhalb des Störkörpers durchgehend der schlechte Leiter. Die Grenze zur dritten Hintergrundsicht in eigentlich 19m Tiefe verschmiert sich über eine Breite von 4-5m. Die leichte Asymmetrie im Widerstandsbild lässt sich auf die verrauschten Daten zurückführen.

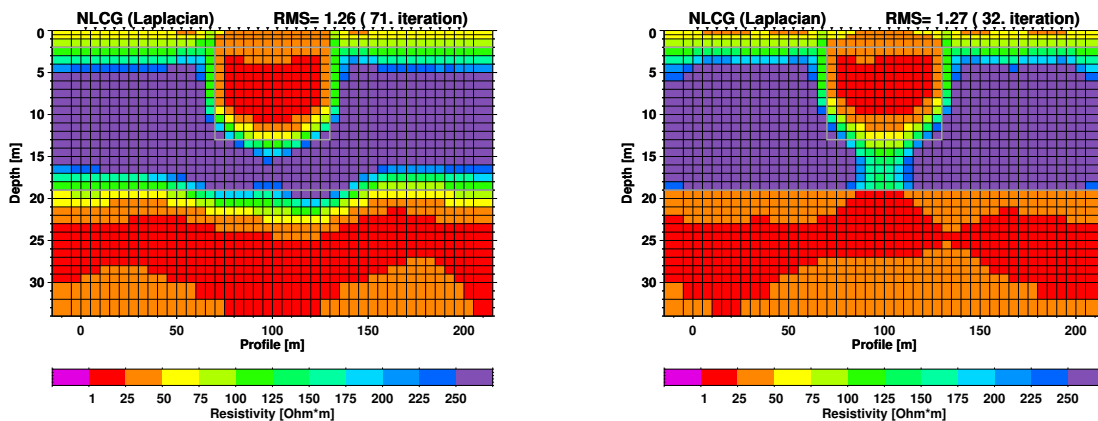
Mit dem 2-Schichtfall als Startmodell erreicht die Inversion nach 20. Iterationen einen gering besseren RMS-Fehler von 1.25. Auch bei dieser Inversion sind 50 Iterationen gerechnet worden, wobei sich nach der 20. Iteration das Modell und der Fehler kaum geändert haben. Im Tiefenbereich 0-16m unterscheidet sich das Modell nicht wesentlich vom Vorgänger mit

Startmodell homogener Halbraum. Durch die Vorwegnahme der leitfähigen dritten Hintergrundschicht bleibt selbst nach 20 Iterationen der scharfe Sprung im spezifischen Widerstand bei 19m Tiefe durchweg erhalten. Die  $30\Omega\text{m}$  der zweiten Schicht des Startmodells werden für viele Zellen in Richtung des wahren spezifischen Widerstands von  $25\Omega\text{m}$  geändert. Unterhalb des Störkörpers werden die spezifischen Widerstände weniger Zellen der zweiten Schicht des Startmodells auf Werte über  $50\Omega\text{m}$  angehoben, was nicht dem Original entspricht.

Die Vorgabe des leitfähigen Untergrundes unterhalb des Störkörpers hat aber nicht zu einer besseren Auflösung des unteren Drittels des Störkörpers geführt. Dadurch, dass der leitfähige Störkörper die Sendesignale viel stärker dämpft als das Hintergrundmodell, verringert sich auch die Erkundungstiefe der benutzten RMT-Frequenzen im Bereich des Störkörpers. Nimmt man als Beispiel aus der Mitte des Störkörpers zur Station bei 100m das Widerstandsbild des Ausgangsmodells und betrachtet dies als 1D-Fall, so lassen sich wie im Abschnitt 2.4 des Theorie-Kapitels maximale Erkundungstiefen zu den benutzten Frequenzen ausrechnen. In Tabelle 2.2 des Theorie-Kapitels sind diese exemplarisch für das hier besprochene Widerstandsmodell in der Mitte des Störkörpers bereits berechnet worden. Es wird ersichtlich, dass unterhalb von 13-14m nur noch die Daten zur Frequenz 20kHz einen Beitrag zur Modellierung liefern können, wohlgermerkt für den 1D-Fall. Für die 2D-Modellierung wird dies mit der Betrachtung der Sensitivitäten in einem späteren Abschnitt diskutiert.

### 3.1.5 NLCG-Algorithmus

In der Abbildung 3.4 sind die Inversionsergebnisse für die Verwendung des NLCG-Algorithmus dargestellt. Bei Start mit einem homogenen Halbraum wird nach 71 Iterationen ein Widerstandsmodell mit RMS-Fehler von 1.26 berechnet. Hintergrundschichten und Störkörper sind wiederum gut in ihrer Struktur und im spezifischen Widerstand zur Umgebung modelliert worden. Im Vergleich mit dem Endergebnis des GN-Algorithmus (siehe Abbildung 3.3) fallen nur wenige Veränderungen auf. Das Hinzufügen der zweiten Schicht in das Startmodell führt nach 32 Iterationen zu einem Modell mit  $\text{RMS}=1.27$ . Die Inversion bricht mit dieser Iteration

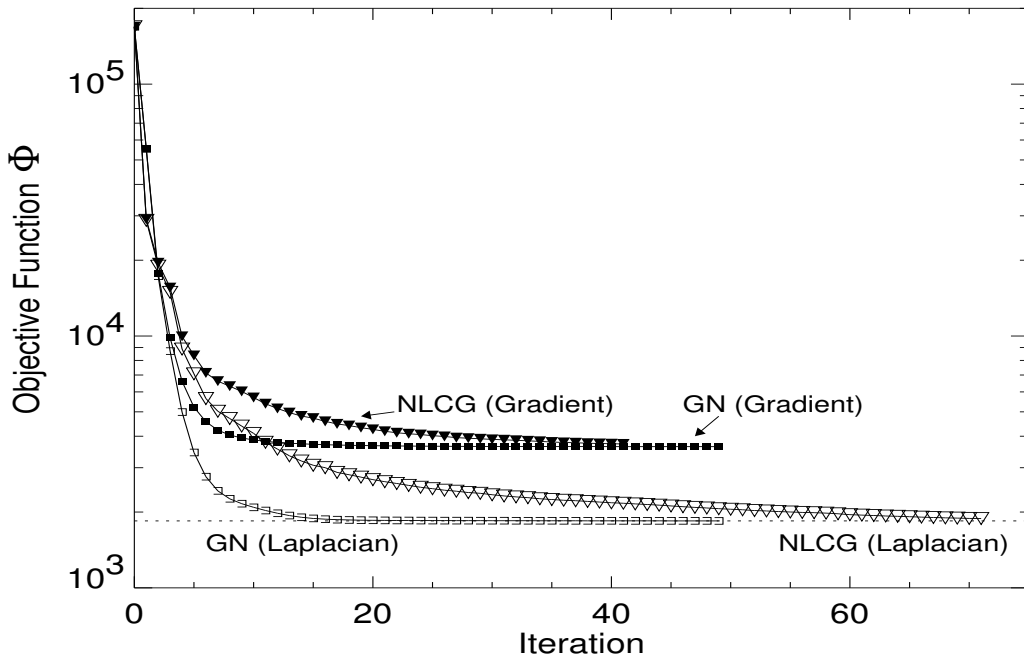


**Abbildung 3.4:** 2D-Inversionsmodelle zum NLCG-Algorithmus. Links ist wieder das Ergebnis mit homogenem Halbraum als Startmodell gezeigt, rechts mit dem 2-Schichtfall als Startmodell.

ab, da der RMS-Fehler konvergiert. Die frühe Konvergenz führt dazu, dass der umgebende schlechte Leiter sich unterhalb des Störkörpers nicht ganz zusammenschließt. Der Sprung im spezifischen Widerstand bei 19m Tiefe wird auch hier nicht verwischt.

### 3.1.6 Vergleich der Algorithmen

Im Vergleich der Endmodelle beider Algorithmen zeigt sich kaum ein Unterschied. Die Strukturen und der Widerstandscontrast zwischen Hintergrundmodell und Störkörper sind für beide sehr ähnlich. Ein merklicher Unterschied fällt mit der Anzahl der Iterationsschritte auf, die für die Endmodelle benötigt werden. Hier benötigt der NLCG-Algorithmus weitaus mehr Iterationen, um ein Modell mit vergleichbarem RMS-Fehler zu erreichen. Um dies näher zu betrachten, ist in Abbildung 3.5 die Kostenfunktion  $\Psi$  gegen die Anzahl der Iterationen am Beispiel der Inversionen mit dem homogenen Halbraum als Startmodell aufgetragen.



**Abbildung 3.5:** Die Minimierung der Kostenfunktion  $\Psi$  gegen die Anzahl der Iterationen für verschiedene Algorithmen. Das Startmodell ist jeweils ein homogener Halbraum. Dargestellt sind die Kurven für die Benutzung der ersten Ableitung (Gradient) und der zweiten Ableitung (Laplace) als Glättungsoperator.

Die Minimierung der Kostenfunktion ist das Ziel der Inversion. Die Wahl des Inversionsalgorithmus (GN, NLCG), des Regularisierungsparameters  $\tau$  und der Glättungsfunktion nehmen Einfluss auf den Kurvenverlauf der Kostenfunktion in Abhängigkeit der Iterationen. Wie bereits erwähnt, ist für die vorhin vorgestellten Inversionsergebnisse ausschließlich ein Regularisierungsparameter von  $\tau = 20$  genommen worden. Ebenso konstant ist bei diesen Inversionen auch die Glättungsfunktion gewesen. Stets kam die zweite Ableitung (Laplace-Term) zum Einsatz. Der Vollständigkeit halber sind aber an dieser Stelle auch die Verläufe für die Kosten-

funktionen  $\Psi$  gezeigt, wenn die erste Ableitung (Gradientenmethode) als Glättungsfunktion benutzt wird. Die 2D-Widerstandsmodelle dazu finden sich in Anhang A, Abbildung A.1.

Das Minimum der Kostenfunktion (gestrichelte Linie in Abbildung 3.5) wird nach etwa 20 Iterationen mit dem GN-Algorithmus erzielt. Zu fast dem gleichen Minimum kommt der NLCG-Algorithmus, allerdings erst nach 71 Iterationen. Benutzt man die Gradientenmethode im Glättungsterm, so erhält man im Vergleich ein doppelt so großes Endniveau für die Kostenfunktion. Die Verwendung des Laplace-Operators ist nach dieser Betrachtung vorzuziehen und wird unterstützt durch die Arbeit von *Rodi und Mackie* [2001]. Allerdings gibt *Schwalenberg* [2000] bei 2D-Inversionen von MT-Daten mit Mackies 2D-Programm der Gradientenmethode den Vorzug.

Trotz der vielen Iterationen benötigt der NLCG-Algorithmus nur ein Fünftel der Zeit des GN-Algorithmus (siehe Anhang A, Abbildung A.2). Diese Zeitersparnis und der deutlich geringere Speicherbedarf geben dem NLCG-Algorithmus bei aufwendigen Inversionsstudien mit zum Teil sehr großen Modellgittern den Vortritt. In dieser Arbeit sind die nachfolgend vorgestellten 2D-Inversionen ausschließlich mit dem NLCG-Algorithmus unter Verwendung der Laplace-Funktion im Glättungsterm erstellt worden.

Die Anpassung der modellierten Daten zum NLCG-Algorithmus mit homogenem Halbraum als Startmodell ist in Abbildung A.4 des Anhangs A den verrauschten Ausgangsdaten dargestellt. Für alle Frequenzen stimmen die scheinbaren Widerstände und Phasen beider Datensätze gut überein. Nur an den Stationen über den Kanten des Störkörpers zeigen sich größere Abweichungen. Ergänzend finden sich im Anhang A in Abbildung A.3 die 2D-Widerstandsmodelle, wenn die Daten jeweils nur einer Mode (TE oder TM) in die Inversion mit dem NLCG-Algorithmus einfließen. Dabei lösen die 2D-Inversionen zu einer einzelnen Mode das Ausgangsmodell schlechter auf, als unter Benutzung beider Moden in der Inversion.

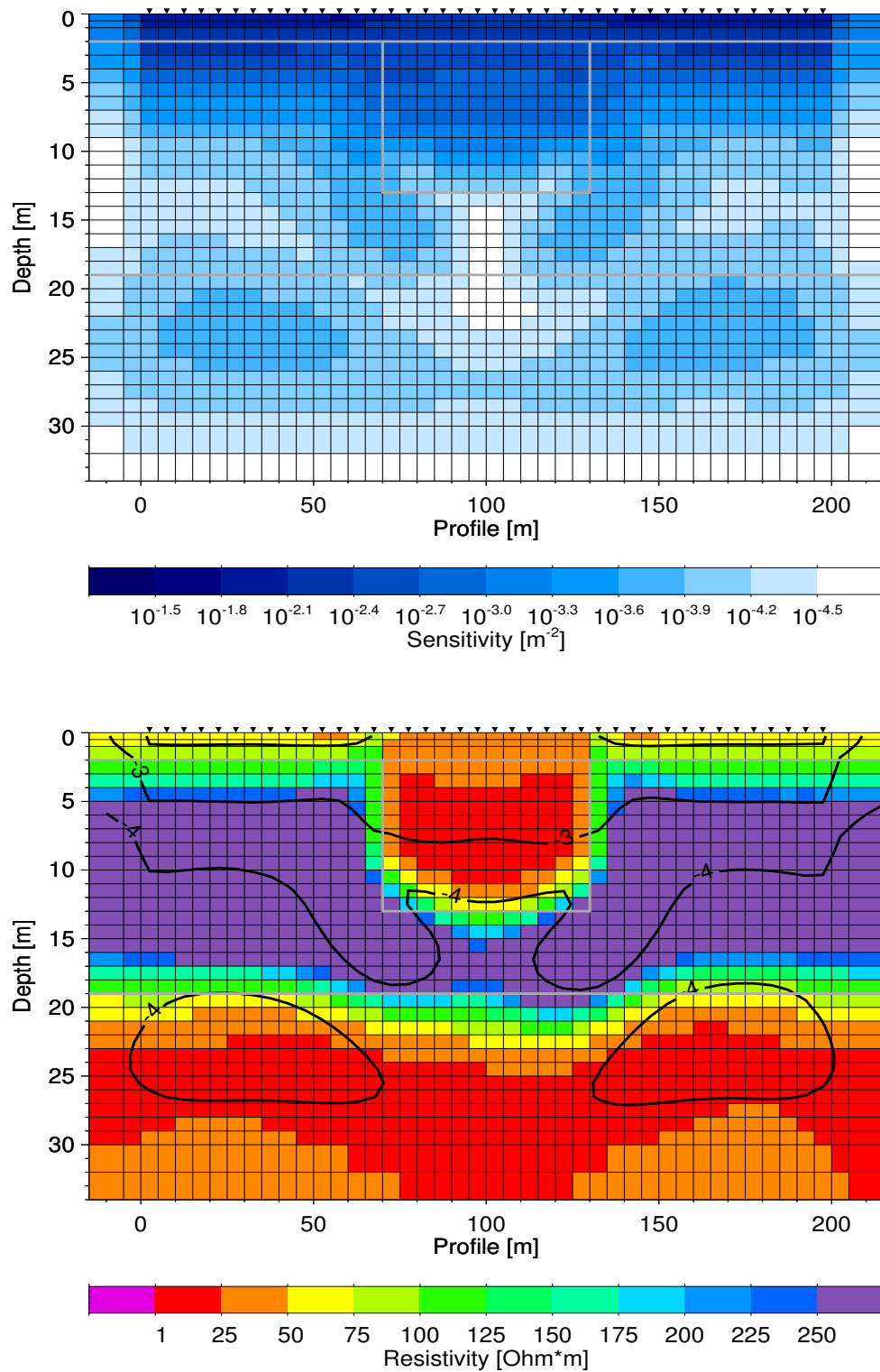
### 3.1.7 Sensitivitäten des 2D-Modells

Bei den Betrachtungen der 2D-Inversionsmodelle ist bereits angesprochen worden, dass der untere Teil des Störkörpers nur undeutlich in den Modellen aufgelöst ist. Die Berechnung der Erkundungstiefe im mittleren Bereich des Störkörpers bei einer gedachten eindimensionalen Widerstandsverteilung lässt Probleme bei der Auflösung der Unterkante des Störkörpers erahnen. Dies soll nun genauer anhand der Sensitivitäten des 2D-Modells untersucht werden.

Das 2D-Inversionsprogramm bietet im Fall des NLCG-Algorithmus die Möglichkeit, die Sensitivitäten zu den einzelnen Gitterzellen bzw. Modellparametern ausgeben zu lassen. Dabei wird analysiert, inwieweit sich eine leichte Widerstandsänderung einer Gitterzelle auf jeden einzelnen Messdatenpunkt niederschlägt, d.h. wie sensitiv ist diese einzelne Gitterzelle auf die Messdaten (siehe den Abschnitt 2.8.5 im Theorie-Kapitel).

Für das 2D-Inversionsergebnis zum NLCG-Algorithmus mit dem homogenen Halbraum als Startmodell ist im oberen Bild der Abbildung 3.6 der Logarithmus der Sensitivität<sup>1</sup> zu jeder Gitterzelle in einer linearen Farbskala (Blau-Weiß) dargestellt. Sehr schön ist zu erkennen, dass die Gitterzellen direkt unterhalb der Stationen bei einer leichten Widerstandsänderung

<sup>1</sup>Eigentlich handelt es sich um die Sensitivitätsdichte (siehe Abschnitt 2.8.5). Im Folgenden wird aber durchgehend der Ausdruck Sensitivität beibehalten.



**Abbildung 3.6:** Ergebnisse der 2D-Inversion (NLGG) der synthetischen Daten mit dem homogenen Halbraum als Startmodell. Im oberen Bild ist jeder Gitterzelle farblich ihre Sensitivität zugeordnet. Im unteren Bild ist das 2D-Widerstandsmodell mit ausgewählten Konturlinien zur Sensitivität dargestellt.

die größte Wirkung auf die Messdaten erzielen. Mit zunehmender Tiefe nimmt die Sensitivität schnell ab. Dies geschieht aber in dem hier gezeigten Fall nicht gleichmäßig mit der Tiefe. So zeigt sich im unteren Bereich des Störkörpers eine Zone niedrigerer Sensitivität bei direktem Vergleich mit den seitlichen Flanken des Störkörpers. Unterhalb des Störkörpers bleibt die Sensitivität niedrig und zieht sich auf diesem Niveau bis in die dritte Hintergrundsschicht hinein. Hingegen zeigen sich seitlich des Störkörpers, in den Profilmereichen 0-50m und 150-200m, sogar leichte Erhöhungen in der Sensitivität für die obersten Zellen der dritten Hintergrundsschicht. Diese Erhöhung deutet an, dass die gut leitende dritte Schicht des Hintergrundmodells in den Daten genügend abgebildet ist.

Im unteren Bild der Abbildung 3.6 ist der Logarithmus der Sensitivität in Konturlinien mit den Werten  $[-2, -3, -4]$  dem 2D-Inversionsmodell überlagert. An der Konturlinie -4 ( $10^{-4}\text{m}^{-2}$ ) lässt sich sehr gut die verringerte Sensitivität an der Unterkante des Störkörpers und im Bereich darunter erkennen, wohingegen beiderseits des Störkörpers, in Tiefen größer als 19m, die erhöhte Sensitivität zur Ausbildung von gut leitenden Zonen analog zum Ausgangsmodell führt.

Die Darstellungsform der aufgeprägten Sensitivitätslinie auf dem 2D-Widerstandsmodell, im Speziellen für den Wert  $10^{-4}\text{m}^{-2}$ , wird bei den später diskutierten Inversionsmodellen immer wieder zu sehen sein, um den aussagekräftigen Bereich im 2D-Modell greifbarer zu machen. Diese Konturlinie soll aber nicht als Markierung der maximalen Erkundungstiefe, wie etwa im 1D-Fall, verstanden werden, dafür ist der Wert  $10^{-4}\text{m}^{-2}$  beliebig gewählt [vgl. dazu *Schwalenberg, 2000*]. Er hat sich als relativ typischer Wert für die im RMT-Fall üblich benutzten Modellgitter und Frequenzen herausgestellt. Es soll nochmals betont werden, dass die Sensitivität die Normierung mit der Querschnittsfläche zu jeder Gitterzelle einschließt, was nicht in der ausgegebenen Sensitivitätsmatrix von Mackies Programm berücksichtigt ist.

### 3.1.8 Zusammenfassung der 2D-Modellstudie

Mit einem synthetischen RMT-Datensatz zu 40 Stationen sind Studien zu einem komplexen 2D-Widerstandsmodell mit R. Mackies 2D-Inversionsprogramm gemacht worden. Dabei hat sich gezeigt, dass die Inversionsalgorithmen GN und NLCG sehr ähnliche Widerstandsmodelle liefern. Der Vorteil liegt aber auf Seiten des NLCG-Algorithmus, da er wesentlich effizienter mit Blick auf Zeit und Speicherbedarf arbeitet. Bei der Wahl eines geeigneten Regularisierungsparameters  $\tau$  kann die Methode der „L-Kurve“ hilfreich sein.

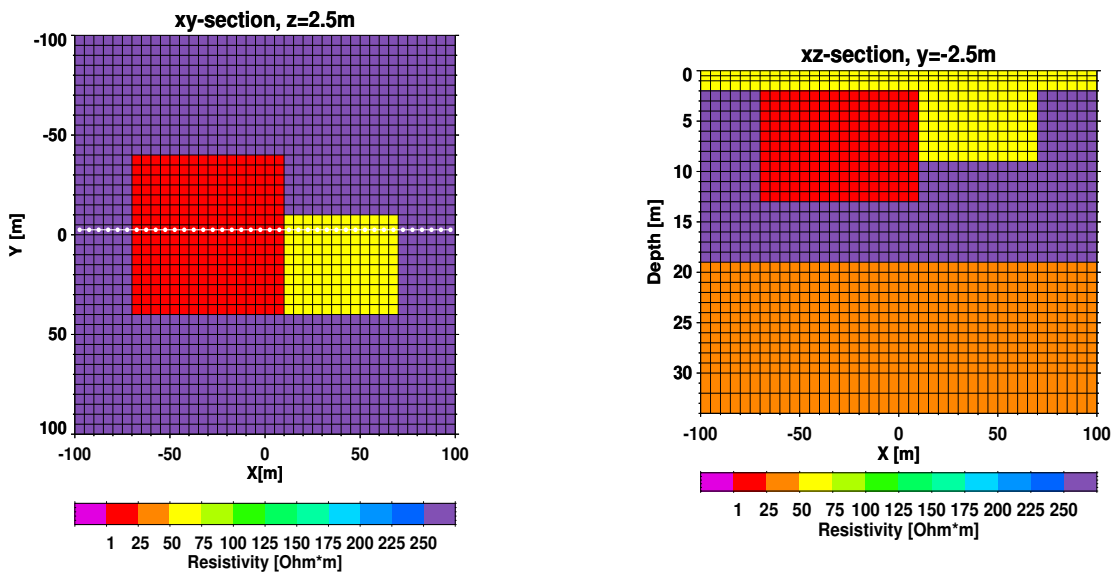
Das 2D-Ausgangsmodell kann durch die Inversion gut aufgelöst werden. Besonders erwähnenswert ist, dass der schlecht leitende Bereich zwischen Störkörper und dritter Hintergrundsschicht zufriedenstellend reproduziert wird, obwohl die Sensitivität unterhalb des Störkörpers wesentlich geringer ist. Messdaten zu Frequenzen zwischen 20kHz und 70kHz können zu einer Erhöhung der Sensitivität beitragen. Leider stehen aber bei Feldmessungen Sendefrequenzen zwischen 25kHz und ca. 50kHz nicht zur Verfügung [vgl. *Bastani und Pedersen, 2001*].



## 3.2 3D-Ausgangsmodell

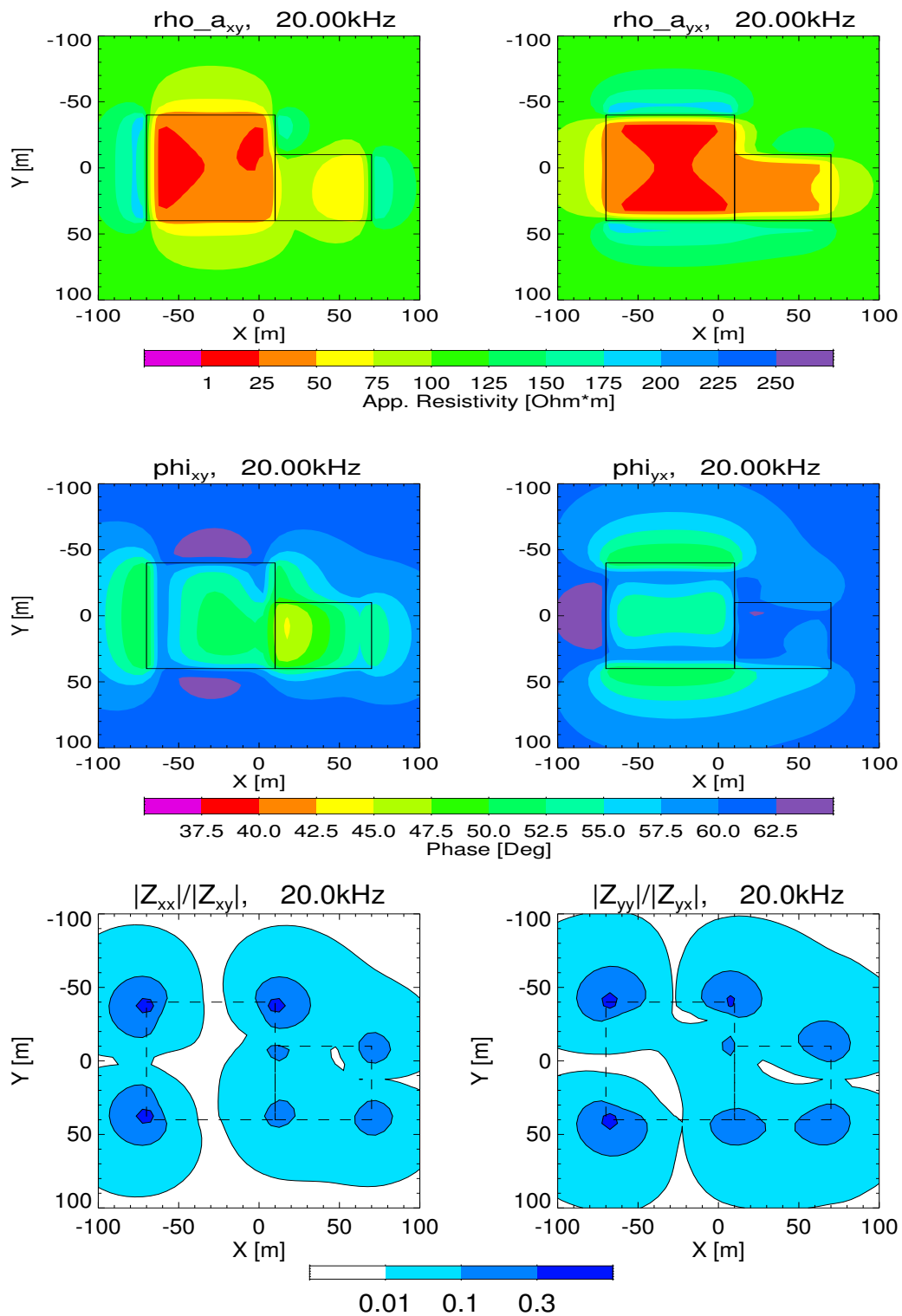
Das 2D-Ausgangsmodell des letzten Abschnitts wird für die 3D-Modellstudien um einen zweiten Störkörper erweitert und zugleich erhalten diese beiden Störkörper in der dritten Dimension eine endliche Länge. Dies soll die Komplexität erhöhen und die Realität besser wiedergeben. Man kann hierbei zum Beispiel an Deponien mit unterschiedlichem Füllmaterial und Mächtigkeiten denken. Ein Praxisbeispiel einer heterogenen Ablagerung findet sich in der Diplomarbeit von *Ziebell* [1998]. Als Hintergrundmodell dient wieder der 3-Schichtfall in Anlehnung an die geologischen Verhältnisse im Messgebiet Longerich. Zwischen gut leitender Deckschicht und Untergrund ist eine schlecht leitende Schicht ( $500\Omega\text{m}$ ) eingelagert. In diesem schlecht leitenden Medium sind ab einer Tiefe von 2m zwei aneinandergrenzende Körper mit unterschiedlichen spezifischen Widerständen ( $20\Omega\text{m}$  und  $50\Omega\text{m}$ ) und Mächtigkeiten (11m bzw. 7m) eingebettet.

In der Abbildung 3.7 findet man links einen horizontalen Ausschnitt durch das 3D-Modell in 2.5m Tiefe. Dies entspricht einem Blick aus der Vogelperspektive auf den nach Abtragung der Deckschicht freigelegten Modellraum. Die laterale Erstreckung der beiden Körper wird hierbei sichtbar. Der rechte Körper ist lateral wie auch vertikal gesehen kleiner als sein linker Nachbar. Die in weiß gezeichnete Linie quer über die Störkörper gibt das Profil mit 40 Stationen wieder, das im Folgenden als Grundlage für die 2D- und 3D-Modellstudien stellvertretend für andere mögliche Profile herangezogen wird. Das Bild rechts in Abbildung 3.7 zeigt den Vertikalschnitt entlang dieser Profillinie  $Y=-2.5\text{m}$  durch das 3D-Ausgangsmodell (nur Ausschnitt).



**Abbildung 3.7:** Das 3D-Ausgangsmodell, dargestellt in einem Horizontalschnitt (links) und einem Vertikalschnitt (rechts) entlang des weiß markierten Profils  $Y=-2.5\text{m}$ .

Mit dem 3D-Vorwärtsprogramm von *Mackie et al.* [1994] in der Erweiterung von John Booker werden nun elektrische und magnetische Felder für die Frequenzen 20kHz, 70kHz, 140kHz und 230kHz berechnet. Dabei liefert das Programm, zentriert zu jeder Zelle an der Erde-Luft-Grenze, die Messergebnisse. Dadurch ist es möglich, sich beliebige Profile ausgeben zu lassen. Aus den Feldern lassen sich alle Komponenten des Impedanztensors errechnen, aus denen schließlich die scheinbaren Widerstände und Phasen ableitbar sind.



**Abbildung 3.8:** Ergebnisse der 3D-Vorwärtsrechnung des Ausgangsmodells. Die obere Bildreihe zeigt die Verteilung des scheinbaren Widerstands zur Frequenz 20kHz, die mittlere Bildreihe die dazu entsprechenden Phasen. In der unteren Reihe sind die Verhältnisse der Absolutbeträge der Hauptdiagonal- zu den Nebendiagonalelementen des Impedanzensors dargestellt.

Stellvertretend für die Daten aller Frequenzen und Impedanzen zeigen die Bilder (obere Reihe in Abbildung 3.8) die Verteilung des scheinbaren Widerstandes für die XY-<sup>2</sup> sowie die YX-Mode zur Frequenz 20kHz. Zu erkennen sind die Überschwinger entlang von Widerstandssprüngen, wenn das elektrische Feld senkrecht auf diese Grenze trifft. Im linken Bild ist dies entlang der Flanken der Störkörper in Y-Richtung der Fall, im rechten Bild entsprechend in X-Richtung. Bereits aus diesen Daten lässt sich die laterale Ausdehnung der beiden Störkörper erahnen. Im Fall des besser leitenden linken Störkörpers ist dies problemlos möglich.

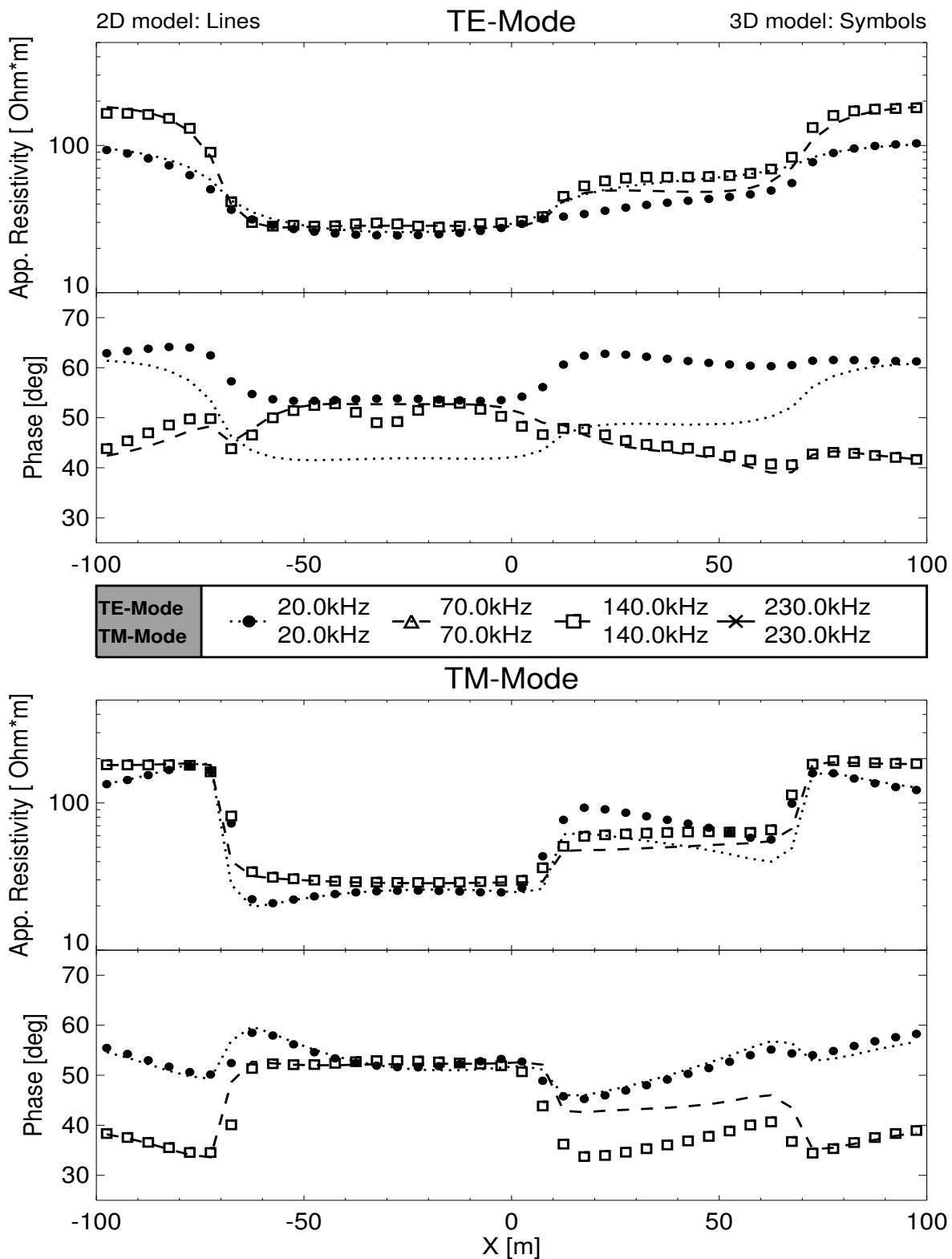
In der zweiten Reihe der Abbildung 3.8 sind die zu den scheinbaren Widerständen zugehörigen Phasen flächenhaft aufgetragen. Außerhalb der Störkörper dominiert die Phase größer 55°. Dies ergibt sich aus dem Hintergrundmodell mit der gut leitenden, dritten Schicht unter dem schlechten Leiter. Die Frequenz 20kHz dringt dort tief genug ein, um den Übergang im Widerstand zu erfassen. Der Bereich der Störkörper wird von Phasen kleiner 50° dominiert. Auch hier findet man entlang der Flanken Überschwinger und Unterschwinger im Phasenverlauf, die sich aufgrund der Unstetigkeiten des elektrischen Feldes an der Außenkante der Störkörper ergeben. Die Störkörper sind ebenso in ihrer lateralen Erstreckung erkennbar, wenn auch nicht so eindeutig wie im Falle des scheinbaren Widerstandes.

Wie im Theorie-Kapitel bereits erläutert, ist bei einer dreidimensionalen Verteilung des Widerstandes der Impedanztensor in allen Elementen besetzt. Wie groß die Einträge der Hauptdiagonalelemente im Verhältnis zu den Nebendiagonalelementen sind, soll nachfolgend betrachtet werden. Mit dieser 3D-Vorwärtsrechnung erhält man für das Modell Einsichten über die Bereiche, in denen die Hauptdiagonalelemente einen nicht zu vernachlässigenden Wert annehmen. In der Abbildung 3.8 (unten) ist das Verhältnis der Nebendiagonalelemente zu den Hauptdiagonalelementen in Form von  $|Z_{xx}|/|Z_{xy}|$  und  $|Z_{yy}|/|Z_{yx}|$  für die Frequenz 20 kHz dargestellt. Die Bereiche mit Verhältnissen von 1%, 10% und 30% sind mit Konturlinien umschlossen. Wie zu erwarten, sind an den Ecken der beiden Störkörper die Verhältnisse am größten. Es überrascht jedoch, dass der Bereich mit Verhältnissen größer 30% sehr klein ist und es an keiner Stelle vorkommt, dass der Betrag der Hauptdiagonalelemente mehr als die Hälfte des Betrages der Nebendiagonalelemente ausmacht. Für weite Bereiche des Modellgebietes dominieren vom Betrag her gesehen die Tensorelemente  $Z_{xy}$  und  $Z_{yx}$ . Bei den Feldmessungen können mit dem Kölner RMT-Gerät auch einzig diese beiden Tensorelemente bestimmt werden. Die nachfolgende 3D-Inversion in diesem Kapitel soll demgemäß auch nur diese Tensorelemente als Dateneingabe benutzen, um die Feldsituation möglichst realistisch nachzustellen. Ob die Daten zu  $Z_{xy}$  und  $Z_{yx}$  für die Rekonstruktion des Ausgangsmodells mit der 3D-Inversion genügen, wird auf den folgenden Seiten diskutiert.

Ein weiterer wichtiger Punkt neben dem gerade angestellten Vergleich der Tensorelemente liegt in der Frage, inwieweit sich die RMT-Daten über einer 3D-Widerstandsverteilung mit 2D-Algorithmen interpretieren lassen. Wie im Theorie-Kapitel (vgl. Gleichung (2.9)) erläutert, ist im idealen 2D-Fall der Impedanztensor nur in der Nebendiagonalen besetzt. Da die Tensorelemente  $Z_{xx}$  und  $Z_{yy}$  vom Betrag her in dieser 3D-Modellstudie auch sehr klein gegenüber den Nebendiagonalelementen sind, könnte zunächst der Gedanke aufkommen, dass die Daten auch mit einer 2D-Inversion leicht zu interpretieren sind. Es gilt jedoch zu bedenken, dass auch

---

<sup>2</sup>Im Folgenden werden die TE- und TM-Mode nur in Zusammenhang mit der 2D-Inversion genannt. Allgemeiner wird von der XY-Mode (elektrisches Feld in X-Richtung, magnetisches Feld in Y-Richtung) bzw. YX-Mode gesprochen.



*Abbildung 3.9:* Für die Widerstandsverteilung in Abbildung 3.7 (rechts) sind hier zum einen die Daten der 3D-Vorwärtsrechnung (Symbole) und zum anderen die Daten für eine 2D-Vorwärtsrechnung (Linien) (Störkörper unendlich lang senkrecht zum Profil) aufgetragen.

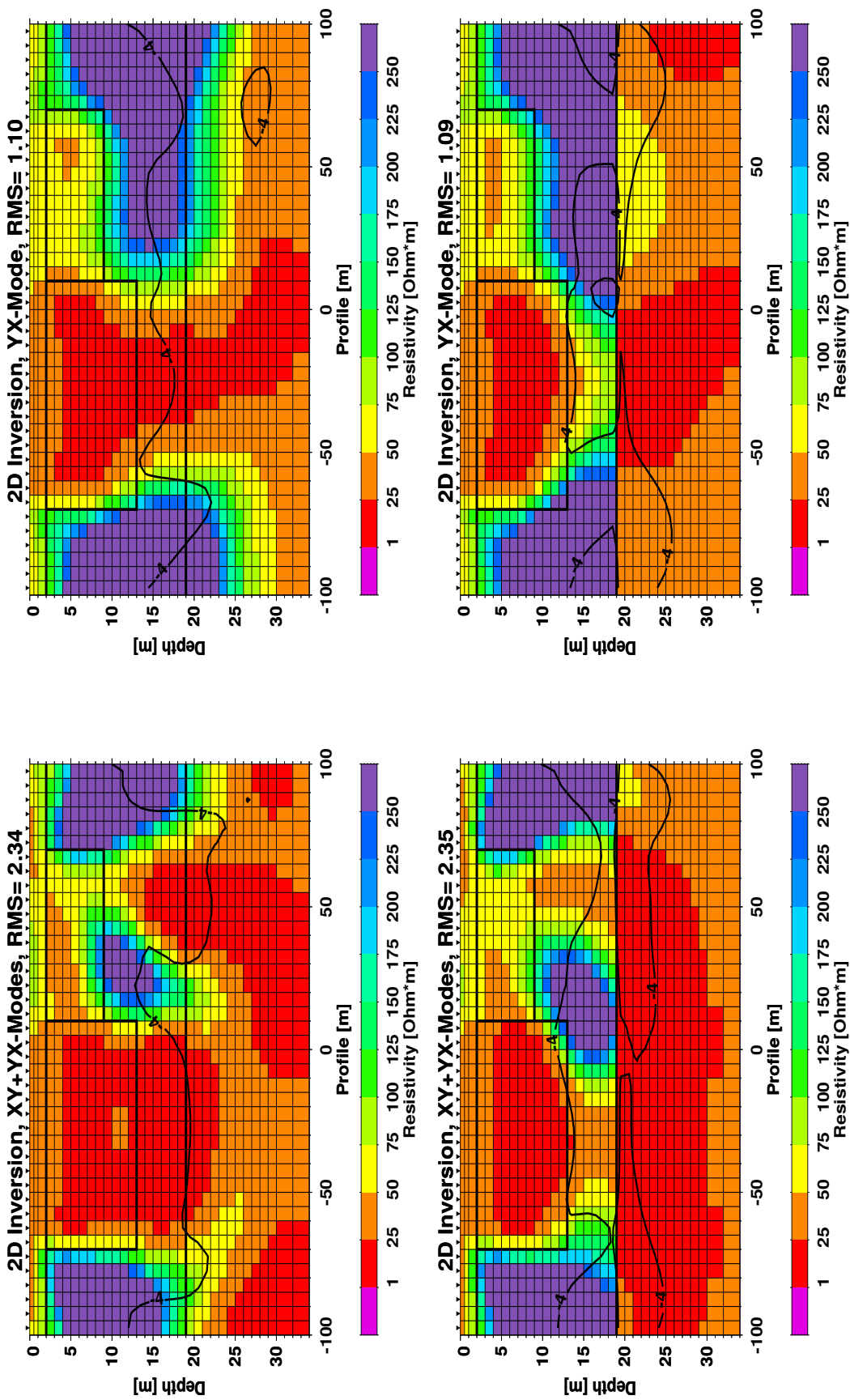
die Tensorelemente  $Z_{xy}$  und  $Z_{yx}$  den vollen 3D-Charakter des Modells in sich tragen. Zur Anschauung soll ein Vergleich zwischen 2D- und 3D-Vorwärtsmodellierung für die Widerstandsverteilung, wie sie unterhalb von Profil Y=-2.5m zu sehen ist (siehe Abbildung 3.7, rechts), angestellt werden. Für diese Widerstandsverteilung sind mit dem Vorwärtsalgorithmus von R. Mackies 2D-Programm zu einem Gitter mit gleichen Zellengrößen, den gleichen Frequenzen und den gleichen 40 Stationen die 2D-Daten berechnet worden. Für den 2D-Fall erstrecken sich die angeschnittenen Störkörper unendlich lang senkrecht zur Profilrichtung. Das Hintergrundmodell bleibt der bekannte 3-Schichtfall. Die 2D-Daten werden in Abbildung 3.9 den 3D-Daten entlang des Profils Y=-2.5m in Form der scheinbaren Widerstände und Phasen für die Frequenzen 20kHz und 140kHz gegenübergestellt. Die Daten der 2D-Modellierung folgen den Linien, die Daten der 3D-Modellierung den Symbolen. An den Rändern des Profils liegen die Daten in beiden Moden und allen Frequenzen dicht übereinander. Das 1D-Hintergrundmodell wird auch in 2D und 3D als solches dargestellt. Für beide Moden zeigen sich in der logarithmischen Darstellung die scheinbaren Widerstände relativ deckungsgleich. Nur im Bereich der rechten, kleineren Deponie finden sich größere Abweichungen bei niedrigeren Frequenzen. Eindeutige Unterschiede bestehen allerdings zwischen den Phasen der 2D- und 3D-Vorwärtsrechnung. Insbesondere die XY-Mode - im 2D-Fall entspricht diese der TE-Mode - zeigt über weite Strecken Abweichungen. Diese Abweichung findet sich bei beiden Störkörpern und kann bis zu  $18^\circ$  betragen. Die endliche Erstreckung der Störkörper im 3D-Fall ist die Ursache dafür. Das elektrische Feld, das im 2D-Fall einen unendlich langen Kanal im Bereich der beiden Störkörper vorfindet, muss sich im 3D-Fall auf ein 80m langes Quader im Falle des linken Störkörpers beschränken. Das Profil Y=-2.5m verläuft ca. 40m parallel zu beiden Kanten des linken Störkörpers. Für die Frequenz 20kHz ist dies genau im sensitiven Bereich der Messdaten, wie die deutliche Abweichung in der Phase zur XY-Mode belegt. Zur Außenkante des rechten Störkörpers liegt das Profil weniger als 10m entfernt. Daher zeigen sich auch in den höheren Frequenzen auffällige Unterschiede zwischen 2D- und 3D-Modelldaten.

Die Unterschiede zwischen 2D- und 3D-Modellierung gelten in diesem Ausmaß nur für das hier gezeigte Widerstandsmodell. Allgemeine Aussagen sind nicht zulässig, da jeder Einzelfall genauer untersucht werden muss. Aber der Datenvergleich zeigt bereits, wie wichtig eine 3D-Modellierung der erwarteten Widerstandsverteilung für die Dateninterpretation sein kann, wenn sie auch im Vorfeld einer Messkampagne nur mit groben Widerstandsblöcken möglich ist. Hier sind nur die Daten zu  $Z_{xy}$  und  $Z_{yx}$  verglichen worden. Die 2D-Widerstandsverteilung liefert keine Beiträge zu  $Z_{xx}$  und  $Z_{yy}$ , solange die elektrischen und magnetischen Felder parallel bzw. senkrecht zum Streichen der 2D-Struktur berechnet werden.

### 3.3 2D-Inversion der 3D-Modelldaten

Die Daten zu Profil Y=-2.5m werden vor der 2D-Inversion noch künstlich verrauscht, um Felddaten besser zu simulieren. Dazu wird Gauß'sches Rauschen von 2.5% auf die Phase und 5% auf den scheinbaren Widerstand addiert. Die Ankopplung der Elektroden, die Variation in der Elektrodenstrecke aber auch die Stellung der Magnetfeldspule gegen die Elektrodenauslage führen im Feld zu Messfehlern dieser Größenordnung.

Mit R. Mackies 2D-Programm werden die Daten zu allen 40 Stationen und beiden Moden invertiert. Dazu wird ein Gitter gewählt, das im Querschnitt dem des 3D-Ausgangsmodells

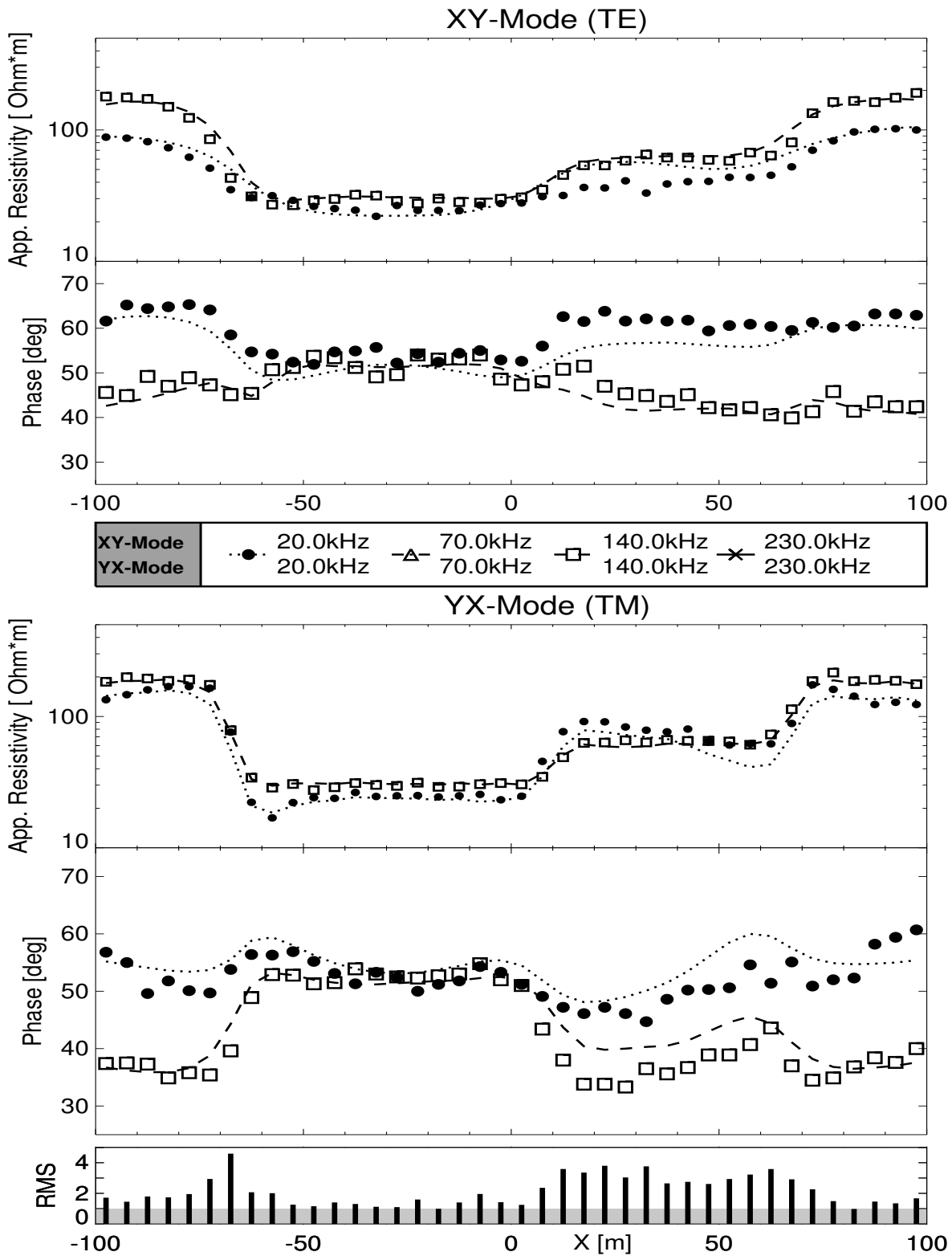


**Abbildung 3.10:** Zusammenstellung der verschiedenen 2D-Inversionsergebnisse zu dem 3D-Datensatz. In der oberen Reihe gilt als Startmodell der homogene Halbraum von  $200\Omega\text{m}$ , in der unteren Reihe lag ein Zwischichtfall vor ( $200\Omega\text{m}/25\Omega\text{m}$ ). Die linke Spalte zeigt die Modelle der gemeinsamen Inversion von XY- und YX-Mode (TE und TM), die rechte Spalte die Modelle der Inversion ausschließlich der Daten zur YX-Mode (TM). Als Regularisierungsparameter gilt für alle  $\tau = 20$ .

entlang Profil Y=-2.5m entspricht. Der NLCG-Algorithmus wird benutzt, und ein Regularisierungsparameter  $\tau = 20$  hat sich als optimal nach mehreren Inversionsläufen gezeigt. Das linke obere Widerstandsmodell in der Abbildung 3.10 gibt das Ergebnis nach einer Inversion der Daten zu beiden Moden wieder. Bei einer Anpassung der Daten mit  $\text{RMS}=2.34$  erkennt man an den beiden Rändern des Profils das Hintergrundmodell (3-Schichtfall) einigermaßen deutlich. Zwischen gut leitender Deckschicht und Untergrund liegt die schlechter leitende zweite Schicht. Mächtigkeiten und Widerstände sind zufriedenstellend aufgelöst. Der linke Störkörper, wie in Ansätzen auch der rechte, sind erkennbar. Jedoch ist der linke Körper fast doppelt so mächtig modelliert, wie erwartet. Das 2D-Modell lässt vermuten, dass der Körper nahtlos in die dritte Schicht des Hintergrundmodells übergeht. Der rechte Körper ist gerade in seinem Randbereich von  $X=50\text{m}$  bis  $X=70\text{m}$  in spezifischem Widerstand und Mächtigkeit nicht aufgelöst. In diesem Profilschnitt tritt dafür, aus der Tiefe aufsteigend, eine gut leitende Anomalie hervor, die nicht dort sein dürfte. Um ein ungefähres Bild vom sensitiven Bereich des 2D-Modells auf die Messdaten zu bekommen, ist die Konturlinie zur Sensitivität  $10^{-4}\text{m}^{-2}$  eingezeichnet. Zellen oberhalb dieser Konturlinie kann man als wichtig für die Datenanpassung ansehen. Demnach sind sowohl die übermächtig modellierte linke Deponie, als auch die Anomalie unter dem rechten Körper im Sinne der Datenanpassung wichtig.

In der Abbildung 3.11 ist die Datenanpassung für die Frequenzen 20kHz und 140kHz zu dem gerade diskutierten 2D-Modell gezeigt. In der untersten Grafik dieser Abbildung ist für jede einzelne Station der RMS-Fehler als Balkendiagramm aufgetragen. Optimal wäre die Anpassung, wenn zu jeder Station der RMS-Fehler die Höhe des grau unterlegten Bereiches ( $\text{RMS}=1.0$ ) hätte, womit die Modelldaten der Station genau bis zum Datenfehler angepasst wären. Die größten Abweichungen zeigen sich im Bereich des rechten Körpers ( $X=10\text{-}70\text{m}$ ), wozu die Abweichung der Phasen der XY-Mode (TE) und der YX-Mode (TM) beitragen.

Die Wahl der Frequenzen und die Verteilung des Widerstands im Ausgangsmodell sind eine Herausforderung für die 2D-Inversion zur Auflösung des linken Körpers gegen die dritte, gut leitende Schicht. Zur Eingrenzung des Lösungsraumes wird im Folgenden das Startmodell in bekannter Weise vom homogenen Halbraum in einen 2-Schichtfall abgeändert. In der Tiefe von 19m wird diesmal, wie im Ausgangsmodell, der richtige spezifische Widerstandswert ( $25\Omega\text{m}$ ) eingesetzt. Dieses Vorgehen kann man bei der Auswertung von Felddaten damit begründen, dass man durch andere geophysikalische Verfahren (z.B. Geoelektrik) oder durch geologische Bohrungen den Widerstand und die genaue Tiefe bzw. Mächtigkeit einer bestimmten Schicht glaubhaft annehmen kann. Mit den Daten zu beiden Moden wird die 2D-Inversion gestartet. Sie liefert nach 34 Iterationen ein Widerstandsmodell (Abbildung 3.10, Modell links unten), das die Daten mit  $\text{RMS-Fehler}=2.35$  gleich gut anpasst, wie unter Verwendung des homogenen Halbraums als Startmodell. Die zum Inversionsstart eingefügte zweite Schicht hat sich auch bis zum Ende der Inversion gehalten. Die Form des linken Störkörpers hat sich jetzt stark dem Ausgangsmodell angepasst. In seiner Form ist auch der rechte Körper durch die Inversion besser aufgelöst worden. Andererseits hält sich weiterhin die Anomalie unterhalb des rechten Körpers, wenn auch nicht mehr als so gut leitend. Die Anomalie ist aber immer noch ein wichtiges Strukturelement für die Inversion, wie der Verlauf der Sensitivitätslinie für  $10^{-4}\text{m}^{-2}$  an dieser Stelle zeigt. Bei Betrachtung dieser Sensitivitätslinie fällt auch auf, dass die ersten Meter der dritten Schicht mit ihren niedrigen Widerstandswerten für die Datenanpassung wichtig sind. Die Auflösung der Widerstandsverteilung unter dem linken Körper ist schwierig, da die Sensitivität nachlässt. Durch die Erweiterung des Startmodells hat sich aber



*Abbildung 3.11: 2D-Inversion: Datenanpassung zu Profil  $Y=-2.5\text{m}$  mit homogenem Halbraum als Startmodell (Abbildung 3.10, Modell links oben). Zur besseren Übersicht sind nur die Daten zu den Frequenzen 20kHz und 140kHz eingetragen, dabei stellt die Höhe der Symbole den angenommenen Fehler dar. In der unteren Graphik ist zu jeder Station der summierte Datenfehler aufgetragen.*



ein besseres Ergebnis in der 2D-Inversion gezeigt. Allerdings bleibt gerade mit der scheinbaren Anomalie unterhalb des rechten Körpers ein Strukturelement, das bei Nichtkenntnis des Ausgangsmodells als wahre Begebenheit interpretiert werden kann. Grund für diese Anomalie wird sicherlich die in knapp 10m parallel zum Messprofil verlaufende Kante des rechten Körpers sein, die sich in den Daten widerspiegelt, aber nicht von der 2D-Inversion entsprechend modelliert werden kann.

Durch die im letzten Abschnitt gemachte Studie - Vergleich wahre 2D- gegen wahre 3D-Modellierung - fällt auf, dass gerade die Phase zur XY-Mode enorme Abweichungen aufweist. Da bisher stets beide Moden gleichzeitig invertiert worden sind, werden nun 2D-Widerstandsmodelle durch die Inversion der YX-Mode allein - TM-Mode im 2D-Fall - berechnet. Die YX-Mode stimmt zwar auch nicht in allen Datenpunkten mit den 3D-Vorwärtsdaten überein, zeigt aber weniger Effekte durch die 3D-Widerstandsverteilung [vgl. hierzu *Wannamaker et al.*, 1984]. In der rechten Spalte der Abbildung 3.10 finden sich die Inversionsergebnisse der 2D-Inversion unter Verwendung ausschließlich der YX-Mode. Im oberen rechten Modell gilt wieder als Startmodell der homogene Halbraum ( $200\Omega\text{m}$ ), im unteren der 2-Schichtfall. Im Gegensatz zur Inversion mit beiden Moden zeigt sich hier bereits für das Startmodell des homogenen Halbraums ein Widerstandsbild, das in verbesserter Weise das Ausgangsmodell auflöst. Neben der Dreiteilung des Hintergrundmodells finden sich beide Störkörper im Modell erkennbar wieder. Allerdings führt die ausschließliche Verwendung der YX-Mode zu Schwierigkeiten bei der Tiefenauflösung der Schichten. Der Beginn der dritten, gut leitenden Schicht rutscht im Modell 4-5m tiefer als erwartet. Bemerkenswert ist aber die gänzlich fehlende Anomalie unterhalb des rechten Störkörpers. Diese kann man demnach der Verwendung der XY-Mode - TE-Mode im 2D-Fall - bei der 2D-Inversion zuschreiben.

Da auch hier der linke Körper nahtlos in die dritte, gut leitende Schicht übergeht, soll mit der Verwendung des 2-Schichtfalls als Startmodell ein besseres 2D-Modell gefunden werden. Dies scheint auch, mit Blick auf das rechte untere Modell in Abbildung 3.10, eine Verbesserung in der Auflösung des Ausgangsmodells herbeizuführen. Linker wie rechter Störkörper sind in der Dimension ihres Querschnitts bestens aufgelöst. Besonders gut zeigt sich die zweite, schlechter leitende Schicht. Unter Verwendung der YX-Mode wird in beiden Fällen ein gutes Ergebnis, auch hinsichtlich des RMS-Fehlers (1.10 bzw. 1.09), erreicht.

Im Rahmen dieser Studien sind verschiedene 3D-Modelle erstellt worden, um herauszufinden, wie gut sich 3D-Widerstandsverteilungen mit 2D-Inversionsalgorithmen auflösen lassen. Auf diese verschiedenen Modelle wird hier nicht weiter eingegangen. Im Anhang A findet man in Abbildung A.7 zu drei verschiedenen 3D-Ausgangsmodellen die Ergebnisse von 2D-Inversionsrechnungen entlang ausgesuchter Profile. Alle 3D-Ausgangsmodelle besitzen das bekannte Hintergrundmodell mit drei Schichten und jeweils einem Störkörper mit unterschiedlicher Form und Dimensionierung. Die 2D-Modelle zeigen in bekannter Weise die viel zu mächtig modellierten Körper. Nur für einen Störkörper, dessen parallele Kanten weit genug vom Messprofil entfernt sind, gelingt mit der 2D-Inversion eine sehr gute Auflösung des 3D-Ausgangsmodells. „Weit genug“ heißt in diesem Zusammenhang, dass selbst die Daten der niedrigsten Frequenz keine messbaren Effekte der parallel zum Profil verlaufenden Außenkanten zeigen.

### 3.4 3D-Inversion der 3D-Modelldaten

Das Modellgitter aus der 3D-Vorwärtsmodellierung ist als Grundlage zum Aufbau des Gitters für die Inversion mit G. Newmans 3D-Programm [*Newman und Alumbaugh, 2000*] genommen worden. Laterale wie vertikale Zelldimensionen sind im Bereich des von Stationen abgedeckten Modellraumes identisch. Die Stationen selber sind auf die Mitte der Zellen in X- bzw. Y-Richtung ausgerichtet.

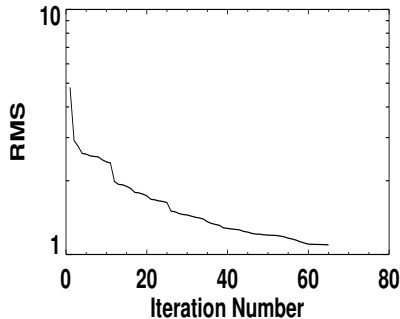
Für die 3D-Inversion werden die Daten aus der Vorwärtsrechnung mit Mackies 3D-Programm als Impedanzen zu den jeweiligen Frequenzen übernommen. Es werden also im Gegensatz zur 2D-Inversion keine scheinbaren Widerstände und Phasen als Datenvektoren zur Inversion benutzt. Zudem werden die Daten zu  $40 \times 40 = 1600$  Stationen genommen, d.h. jede Zelle im Horizontalschnitt von Abbildung 3.7 besitzt eine Messstation mit Daten zu beiden Moden.

Für eine Modellstudie mit 121 MT-Stationen zu je 16 Frequenzen (Gesamtdaten: 15488) zeigte *Newman und Alumbaugh* [2000] bereits den erfolgreichen Einsatz dieses 3D-Inversionsalgorithmus. Diese Studie hier beinhaltet fast doppelt so viele Datenpunkte (25600) und benutzt ein weitaus größeres Modellgitter als in jener Arbeit. Hier umfasst der Inversionsraum 94464 Zellen, der ganze Modellraum für die Vorwärtsfunktion 247095 Zellen, gegenüber 2548 bzw. 28224 Zellen dort. Der Inversionsraum ist rund 33-mal größer, wodurch sich die Rechenzeit drastisch erhöht. Mit 252 Prozessoren des TeraFlop-Rechners *ASCI-RED* der Sandia National Laboratories (USA) sind zum Beispiel für den nachfolgend vorgestellten zweiten Inversionslauf mit dem festen Regularisierungsparameter  $\lambda=1.0$  in fünf Tagen 65 Iterationen gerechnet worden ( $\sim 2\text{h}/\text{Iteration}$ ). Mit einer Single-Processor-Maschine wäre eine vernünftige Rechenzeit für diese Studien nicht einzuhalten. Strategien und Erklärungen zur 3D-Inversion unter Einsatz von Parallelrechnern finden sich bei *Newman und Alumbaugh* [1997; 1999].

Aufgrund der enormen Rechnerleistung, die zur 3D-Inversion notwendig ist, kann eine Inversionsstudie in 3D nicht erschöpfend sein. In der zur Verfügung stehenden Rechenzeit werden zwei Inversionsläufe durchgeführt. Für die erste Inversion sind die aus der 3D-Vorwärtsmodellierung erzeugten Daten ohne jedes Verrauschen benutzt worden. Damit soll geklärt werden, ob der 3D-Algorithmus korrekt arbeitet und das Ausgangsmodell aufgelöst werden kann. Diese erste Inversion ist mit 48 Iterationen (RMS=1.0) erfolgreich gewesen und wird hier nicht weiter diskutiert. Die zweite Inversion nimmt als Eingabedaten verrauschte Real- und Imaginäranteile der Impedanzen (5%-Gauß'sches Rauschen auf den Betrag der Impedanz). Es werden ausschließlich die Impedanzen der Nebendiagonalen des Tensors (XY- und YX-Mode) benutzt. Eine Fragestellung bei dieser Vorgehensweise ist: Gelingt es nur mit Hilfe der Nebendiagonalelemente die 3D-Widerstandsverteilung des Ausgangsmodell aufzulösen? Wie vorher gesehen, sind die Hauptdiagonalelemente vom Betrag her deutlich kleiner als die Einträge auf der Nebendiagonalen.

Die beschränkte Rechenzeit lässt nicht zu, dass man genügend Inversionen mit verschiedenen Regularisierungsparametern laufen lassen kann. Man muss sich also etwas auf Gespür und Erfahrung verlassen, um mit den gewählten Größen zufriedenstellende Ergebnisse zu erhalten. Damit ist klar, dass die hier gezeigten Modellstudien nie das Optimum des Möglichen repräsentieren, allerdings bereits in dieser eingeschränkten Form durch ihre Qualität überzeugen. Für diese 3D-Inversion ist ein Regularisierungsparameter von  $\lambda=1$  genommen worden. Da die synthetischen Modellstudien zeitlich nach den 3D-Inversionen der Felddaten durchgeführt

worden sind, ist der aus diesen Studien bevorzugte Wert von  $\lambda=1$  nach Vergleichen mit  $\lambda=10$  und  $\lambda=100$  übernommen worden (siehe 3D-Inversion in Kapitel 4).



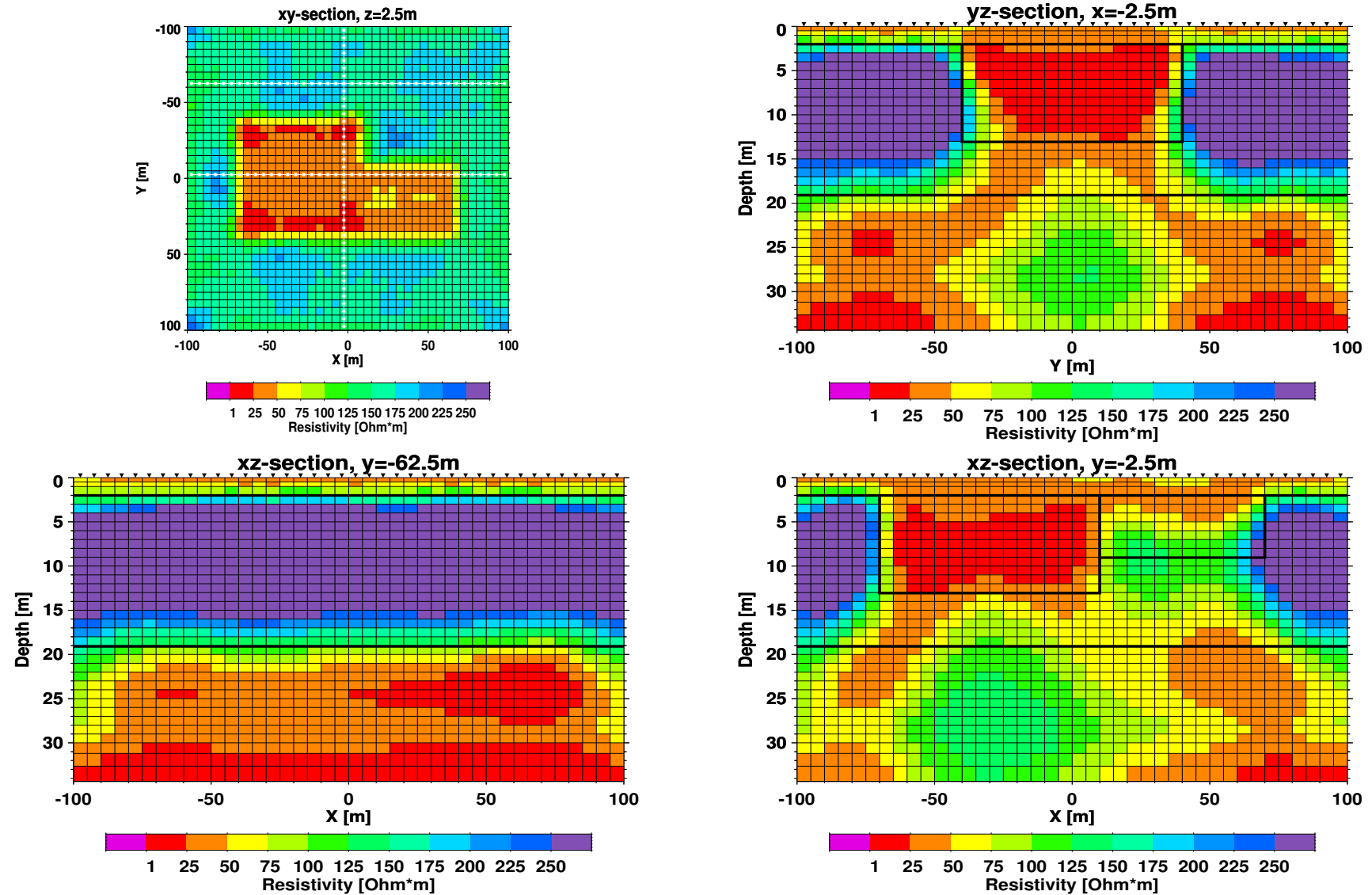
**Abbildung 3.12:** Abnahme des RMS-Fehlers während der 3D-Inversion der verrauschten Daten.

Mit den verrauschten Daten verläuft die 3D-Inversion ebenso stabil, wie mit den unverrauschten Daten. Die Inversion wird nach 65 Iterationen abgebrochen, da der RMS-Fehler konvergiert. In der Abbildung 3.12 kann die Reduzierung des RMS-Fehlers von der ersten bis zur 65. Iteration verfolgt werden. Der Endwert liegt bei  $\text{RMS}=1.09$ . Dieser Fehler berechnet sich für 1600 Stationen ( $40 \times 40$ ) mit insgesamt 25600 Datenpunkten, bei einem angenommenen Standardfehler im Betrag der Impedanz von 5%.

(links), der linke und rechte Körper gerade in seiner lateralen Erstreckung angeschnitten sein. Wie man sieht, ist dies auch der Fall. Gegen einen schlechter leitenden Hintergrund (Widerstand größer  $125\Omega\text{m}$ ) zeichnen sich besser leitende Körper in nahezu rechteckigem Anschnitt ab. Andeutungsweise erkennt man auch, dass der linke Körper besser leitend ist als der rechte.

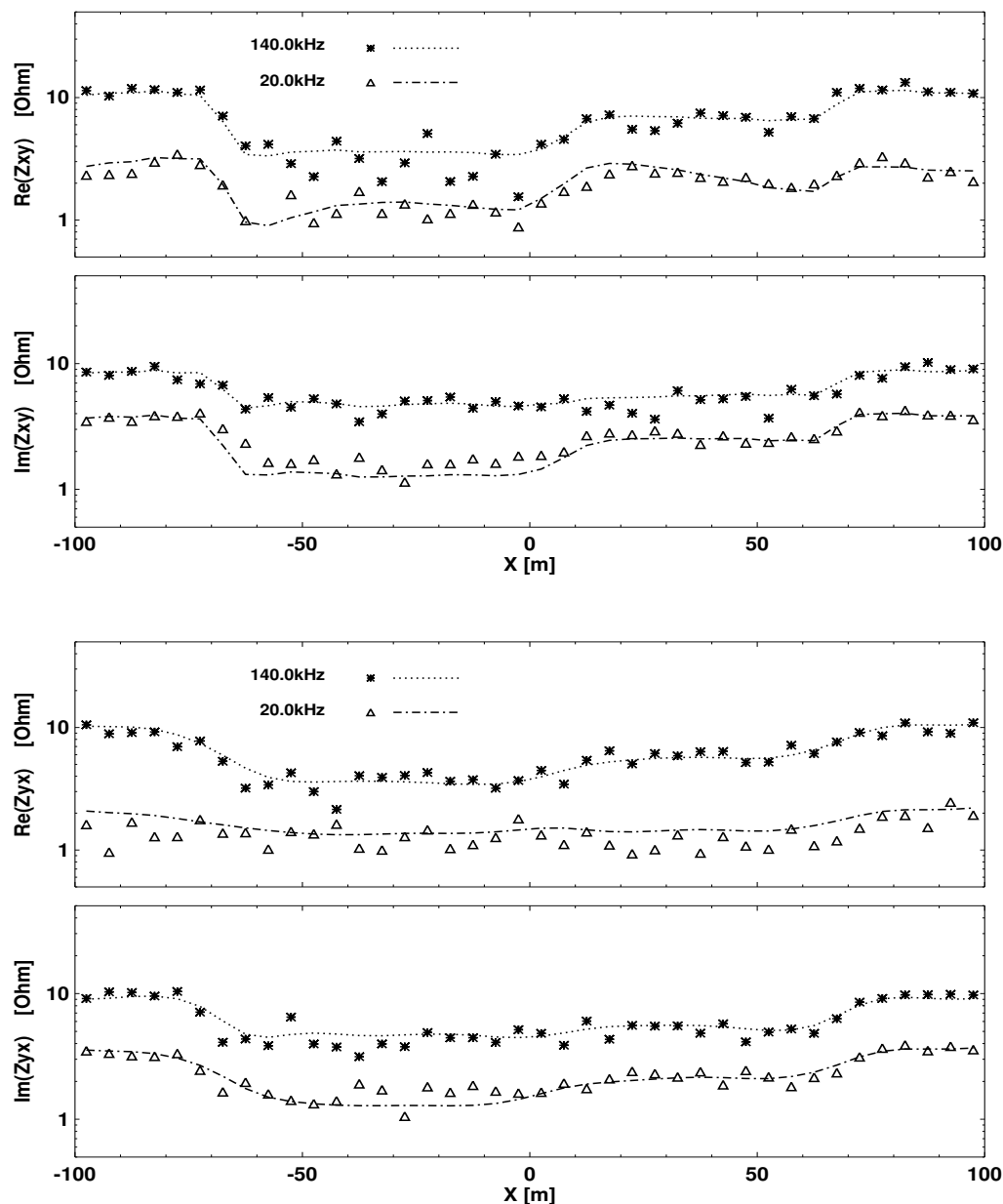
Im linken oberen Bild der Abbildung 3.13 ist ein Horizontalschnitt durch den 3D-Modellraum für die Tiefe von 2.5m gezeigt. Hier soll, entsprechend dem Ausgangsmodell (siehe Abbildung 3.7,

Ebenso gut wird bei einem vertikalen Anschnitt des 3D-Modellraumes, entlang des Profils  $Y=-62.5\text{m}$  außerhalb des Störkörpers, das Hintergrundmodell (3-Schichtfall) aufgelöst (Abbildung 3.13, Bild links unten). Klar erkennbar ist der zwischen zwei gut leitenden Schichten eingebrachte schlechte Leiter mit Widerständen über  $250\Omega\text{m}$ . Auch die horizontale Schichtung dieses 1D-Falls ist sehr gut wiedergegeben. In der rechten Spalte der Abbildung 3.13 finden sich zwei Vertikalschnitte durch die Störkörper. Im oberen Bild ist dies ein Schnitt entlang  $X=-2.5\text{m}$ , allein durch den linken Körper. Der rechtwinklige Querschnitt des Körpers wird durch die 3D-Inversion gut modelliert. Von den Ecken des Körpers ziehen sich jedoch gut leitende 'Schläuche' zum leitfähigen Untergrund. Auch lässt sich keine eindeutige Unterkante des Körpers nachzeichnen. Im Bild rechts unten ist die Widerstandsverteilung entlang Profil  $Y=-2.5\text{m}$  dargestellt. Dieses Widerstandsbild ist direkt vergleichbar mit den 2D-Inversionsergebnissen, die weiter oben diskutiert werden. In diesem Modellschnitt sind linker wie auch größtenteils rechter Körper in ihrer Ausdehnung erfasst. Aber auch hier zeigen sich wieder schlauchartige Anomalien in Richtung der leitfähigen, dritten Schicht. Unterhalb des linken Körpers wird die dritte Schicht des Hintergrundmodells in ihrem Widerstandswert nur angedeutet. Hier bedarf es vielleicht weiterer Iterationen. Es zeigt sich nämlich, dass gerade die Widerstandsverteilung in größeren Tiefen sich allmählich in den letzten Iterationen dem Ausgangsmodell angenähert hat. Aufgrund der beschränkten Rechenzeit ist keine Inversion mit einem 2-Schichtfall als Startmodell durchgeführt worden. Dies kann zu einer verbesserten Auflösung des Ausgangsmodells führen, vielleicht auch ohne die schlauchartigen Anomalien, die sich von jeder unteren Ecke des linken Störkörpers in Richtung des leitfähigen Untergrunds ziehen.



**Abbildung 3.13:** Zusammenstellung verschiedener Schnitte durch den 3D-Modellraum nach 65 Iterationen zu den verrauschten Ausgangsdaten der XY- und YX-Mode. Links oben ist ein Horizontalschnitt in 2.5m Tiefe gezeigt, auf dem in Weiß die Schnittlinien mit den übrigen drei Modellen angedeutet sind.

In Abbildung 3.14 ist die Datenanpassung der 3D-Inversionsdaten an die Ausgangsdaten in Form von Real- und Imaginärteilen der Tensorelemente  $Z_{xy}$  und  $Z_{yx}$  gezeigt. Die Anpassung darf man als durchweg sehr gut beurteilen, gerade in Anbetracht der zum Teil stark verrauschten Daten. Für den Realteil von  $Z_{xy}$  zur Frequenz 20.0kHz könnte eine Fortführung der Inversion noch eine Verbesserung in der Anpassung bringen. Dies würde sich im Widerstandsmodell für Zellen unterhalb der Störkörper wohl positiv auswirken.



**Abbildung 3.14:** 3D-Inversion: Datenanpassung zu Profil  $Y=-2.5\text{m}$ . Als Startmodell dient ein homogener Halbraum mit spezifischem Widerstand von  $200\Omega\text{m}$ . Der Regularisierungsparameter ist  $\tau = 1$  und als Standardfehler sind 5% des Betrages der Tensorelemente angenommen worden. Die Höhe der Symbole entspricht der Fehlerbreite. Der Übersicht wegen sind nur die Daten zu den Frequenzen 20kHz und 140kHz dargestellt.

Die Inversion hat gezeigt, dass der 3D-Algorithmus auch bei verrauschten Daten stabil bleibt und zu einem Widerstandsmodell führt, in dem die wesentlichen Details des Ausgangsmodells gut aufgelöst sind. Weil die Daten zum Ausgangsmodell mit einem anderen 3D-Vorwärtsalgorithmus [Mackie *et al.*, 1994] berechnet worden sind, liefert die erfolgreiche Studie zugleich eine Validierung der 3D-Vorwärtsfunktion von G. Newmans 3D-Inversionsprogramm.

### 3.5 Zusammenfassung

Mit einem 2D-Widerstandsmodell für einen idealisierten Deponiekörper ist der 2D-Inversionsalgorithmus von R. Mackie erfolgreich getestet worden. Unter der Annahme einer wirklichen Zweidimensionalität in den Daten ist eine gute Auflösung des Ausgangsmodells möglich. Die Lösungsalgorithmen GN und NLCG führen dabei zu ähnlichen Ergebnissen. Bei sehr großen Modellgittern und Datensätzen sollte man der NLCG-Methode den Vorzug geben, da sie wesentlich schneller arbeitet. Bei der Suche nach einem geeigneten Regularisierungsparameter  $\tau$  kann die Darstellung der Kostenfunktionsterme für verschiedene Werte von  $\tau$  in Form der „L-Kurve“ hilfreich sein.

Die 2D-Inversion von RMT-Daten über Störkörpern mit endlicher Ausdehnung in allen drei Raumrichtungen führt zu Anomalien in den 2D-Widerstandsmodellen, die sehr schnell zu Fehlinterpretationen führen können. Leitfähige 3D-Strukturen können in 2D-Widerstandsmodellen in ihrem Querschnitt zu mächtig und mit zu niedrigem spezifischen Widerstand erscheinen. Mit erweiterten Startmodellen, aufgrund gesicherter Erkenntnisse über die Widerstandsverteilung im Untergrund, können die Anomalien abgeschwächt werden. Ebenso können 2D-Inversionen ausschließlich mit den Daten, die der TM-Mode im 2D-Fall entsprechen, zu einer besseren Auflösung der wahren Widerstandsverteilung führen.

Die Inversion der Daten zu einem 3D-Widerstandsmodell mit G. Newmans 3D-Algorithmus ist sehr stabil verlaufen und liefert ein gutes Abbild des Ausgangsmodells. Bei dieser Inversion sind ausschließlich die Nebendiagonalelemente  $Z_{xy}$  und  $Z_{yx}$  des Impedanzensors benutzt worden, da diese Elemente allein bei den Feldmessungen bestimmt werden können. Die enorme Rechenzeit für diese 3D-Inversion kann nur dann in einem überschaubaren Zeitrahmen geschafft werden, wenn der Algorithmus parallel auf vielen Recheneinheiten läuft. Die lange Rechenzeit limitiert noch eine ausführlichere 3D-Inversionsstudie, in der verschiedene Regularisierungsparameter, unterschiedliche Startmodelle und variable Messdatenkombinationen ausgetestet werden können. Für diese Studien hier wäre sicherlich noch interessant, ob sich durch das Hinzufügen der Daten zu  $Z_{xx}$  und  $Z_{yy}$  merkliche Verbesserungen im 3D-Widerstandsmodell ergeben.

Die erfolgreiche 3D-Inversion beruht vor allem auf den flächenhaft verteilten Messdaten zu 1600 Stationen. Dadurch ist genügend Stabilität für den Inversionsprozess gegeben. Mit einem kleineren 3D-Modell und 121 Messstationen haben *Newman und Alumbaugh* [2000] bereits eine 3D-Inversion für MT-Daten durchgeführt. Erfolgreiche 3D-Inversionen von Felddaten sind bisher noch nicht publiziert worden. Im MT-Fall scheitern sie vor allem an der geringen Stationsdichte der Messdaten. Die Feldmessungen der RMT sind aber gerade flächenhaft angelegt, so dass die Voraussetzung für eine erfolgreiche 3D-Inversion von Felddaten gegeben ist.

---

## Messgebiet Longerich

---

Das aus den Modellstudien gewonnene Wissen über 2D- und 3D-Auswertung von RMT-Messungen soll nun bei der Bearbeitung von zwei Felddatensätzen helfen. Im Rahmen der Forschungsarbeiten zum Teilprojekt A1 des Sonderforschungsbereiches 419 an der Universität zu Köln sind geophysikalische Messungen auf zwei Altablagerungen durchgeführt worden. In diesem Kapitel werden die RMT-Messungen auf der Altablagerung Köln-Longerich vorgestellt und mit 2D- und 3D-Widerstandsbildern interpretiert. Das anschließende Kapitel befasst sich mit Laboruntersuchungen an Bodenproben, die durch Rammkernbohrungen auf der Altablagerung gewonnen worden sind. Die Ergebnisse verschiedener Analysen an den Bodenproben bieten eine Möglichkeit, die 2D- und 3D-Modelle der RMT in ihrer Qualität zu begutachten. In Kapitel 6 folgt dann die Vorstellung der Messungen und Auswertungen auf der zweiten Altablagerung im Kreis Düren.

### 4.1 Altablagerung Longerich

Das Messgelände liegt im nördlichen Stadtgebiet von Köln zwischen den Stadtteilen Ossendorf und Longerich. Das Gelände, mit ca. 300m Ost-West- und ca. 600m Nord-Süd-Erstreckung, wird heute ringherum von 3-4m hohen Erdwällen eingegrenzt, wobei ein 6-8m hoher Lärmschutzwall entlang der Bundesautobahn die östliche Grenze des Messgeländes markiert.

Auf diesem Gebiet ist von 1969 bis 1975 Kies bis ins Grundwasser hinein abgebaggert worden. Noch während der Auskiesungszeit hat man mit der Verfüllung in den abgekiesten Bereichen begonnen. Neben Bauschutt sind auch Haus- und Sperrmüll in die Abgrabung eingebracht worden. Genaue Angaben über Art und Mengen des abgelagerten Materials sind aus dem Archivmaterial beim Umweltamt der Stadt Köln nicht ersichtlich. Ende der 70er-Jahre sind bei einer Begehung unter anderem Autoreifen, Ölkannister, Motoren, Autobatterien und Kabelreste notiert worden, was zu der Bemerkung „wilde Deponie“ geführt hat. Um einer unkontrollierten

Ablagerung von Abfällen vorzubeugen, hat man Ende der 70er-Jahre mit der Auffüllung der Deponie bis zur Höhe des umgebenden Geländeneiveaus mit einer 3-4m mächtigen Bauschutt- und anschließender Oberbodenabdeckung begonnen. Heute ist die Fläche mit Gras und besonders im westlichen Bereich mit einem kleinen Laubwald bewachsen. Durch Staunässe sind viele kleine und mittelgroße Tümpel auf dem Gebiet zu finden, die sich bis in den Spätsommer hinein halten.

Diese Kiesabgrabung war eine von drei benachbarten Kiesgruben. Die heutige Zubringerstraße zur Altablagerung, die die südliche Begrenzung des Messgebietes darstellt, trennt die benachbarten Kiesgruben. Die Straße verläuft noch auf einem nicht abgegrabenen Kiesriegel, der das natürlich vorliegende Geländeneiveau behalten hat.

Basierend auf Archivmaterial sind nach Schätzungen über 1.1 Mio. m<sup>3</sup> Kies abgebaggert worden, wonach rund 970000m<sup>3</sup> Abfall und Schuttmaterial eingebracht worden sind. Da es weder Grubenrand- noch Grundwasserabdichtungen gibt, wird eine Auslaugung der Deponieinhaltsstoffe ins Grundwasser durch versickerndes Niederschlagswasser erwartet.

## 4.2 Geologie

### 4.2.1 Allgemeine Geologie der Niederrheinischen Bucht

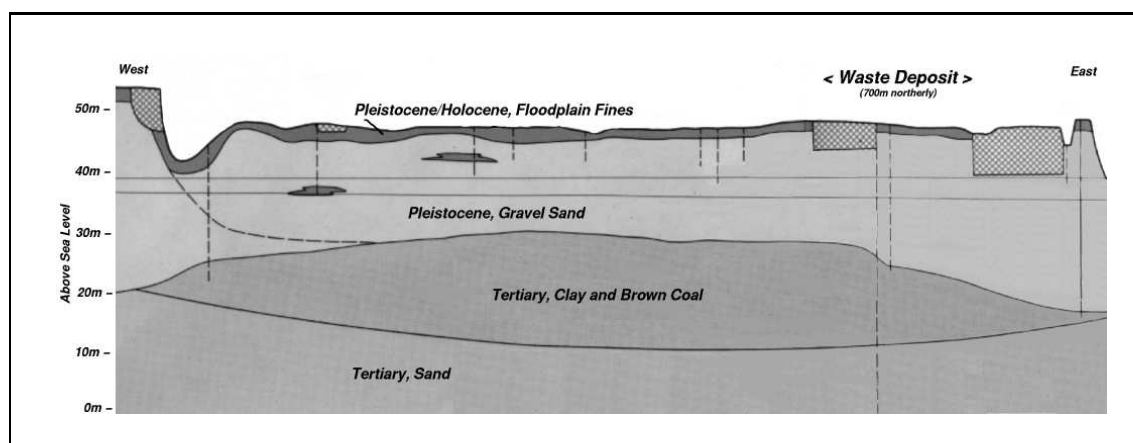
Das Stadtgebiet Köln gehört tektonisch gesehen zur Kölner Scholle, einem Teil der Niederrheinischen Bucht. Mit der Hebung des Rheinischen Schiefergebirges und der Eifel senkt sich die Bucht im Miozän (spätes Tertiär). Gewaltige Mengen an Schutt sammeln sich danach in der Niederrheinischen Bucht bereits mit dem Ausgang des Tertiärs. Die anschließenden Wechsel der Warm- und Kaltzeiten mit den Inlandvereisungen bis an den Rand der Niederrheinischen Bucht führen zu starken Sedimentationen von Schotter, Kies und Sand. Entlang der Flusstäler bilden sich an den Hängen die Terrassen. Beim Rhein unterscheidet man in zeitlicher Folge die Haupt-, Mittel- und Niederterrasse mit ihren Unterteilungen.

Mit dem Absinken der Niederrheinischen Bucht ab dem Miozän bilden sich in einigen Gebieten mit steigendem Grundwasserspiegel Moorflächen, wodurch sich im Laufe der Jahrtausende bis über 200m mächtige Torfschichten entwickeln können. Mit der fortschreitenden Sedimentation wächst nach und nach die Last auf diese Torfschichten und es können sich nach Entwässerung und Inkohlung 10m bis zum Teil 100m mächtige Braunkohleflöze bilden. Diese werden heute im südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht in den bekannten Tageabbauen (z.B. Garzweiler) als Energierohstoffe gefördert.

### 4.2.2 Tertiäre und quartäre Sedimente im Kölner Stadtgebiet

Im nördlichen Stadtgebiet von Köln bestimmen die Sedimente der Niederterrasse des Rheins und tertiäre Sande und Tone mit Braunkohleeinschlüssen die Stratigraphie der ersten Zehner Meter. Die Kiese und Sande der Niederterrasse werden von ein bis zwei Meter mächtigen Auenlehmen abgedeckt. Unterlagert werden sie von wechselnden Schichten aus Sanden und Tonen des Tertiärs, den sogenannten Kölner Schichten. Die Tone schließen zumeist Braunkohleflöze von geringer Mächtigkeit mit ein. Diese Schichten fallen nach Süd bis Südwest ein und





**Abbildung 4.1:** Geologischer Schnitt von West nach Ost durch das nördliche Kölner Stadtgebiet. Die Lage der Altablagerung ist eingezeichnet, doch liegt sie ca. 700m nördlich dieses Profils. Die tertiären Sedimente steigen nach Norden leicht an. [Geologisches Landesamt NRW, 1986]

finden sich im Gebiet südwestlich des Stadtteils Longerich in einer Tiefe von 15-20m unter Geländeoberkante.

Nach Durchsicht eines Schichtenverzeichnisses von Bohrungen, das freundlicherweise zur Einsicht vom Geologischen Landesamt NRW in Krefeld freigegeben worden ist, kann zusammen mit den geologischen Querschnitten der Ingenieurgeologischen Karte Köln [Geologisches Landesamt NRW, 1986] ein gemittelttes Schichtenverzeichnis für die nähere Umgebung zur Altablagerung in Tabelle 4.1 aufgestellt werden.

### 4.2.3 Hydrologie

Die Hauptfließrichtung des Grundwassers ist im Bereich der Altablagerung nach Nordosten gerichtet. Bei langanhaltend hohen Grundwasserständen, die unter anderem die Folge von Hochwasserereignissen des Rheins sein können, stellt sich vorübergehend eine nach Norden gerichtete Grundwasserströmung ein. Langjährige Pegelmessungen des Grundwassers an umliegenden Messstellen zeigen einen Gang im Grundwasserstand zwischen 37.0m und 39.0m über NN. Für das Frühjahr 1999, dem Zeitraum der RMT-Messungen, lässt sich aus den Ganglinien dieser Grundwasserpegel für den Bereich der Altablagerung ein Grundwasserstand bei 38.0m über NN interpolieren. Mit einem durchschnittlichen Geländeniveau bei ca. 48m über NN für die ungestörte Geologie steht somit das Grundwasser 10m unterhalb der Geländeoberkante an. Je nach Mächtigkeit der Abdeckschicht der Deponie findet sich der Grundwasserspiegel zwischen 10-12m unter der Geländeoberkante.

Tiefe [m]	Stratigraphie
0-1	Mutterboden, Schluff (Auenlehm)
1-18	Kies, Sand (Niederterrasse Rhein)
18-40	Sand, Ton, Braunkohle ('Kölner Schichten')

**Tabelle 4.1:** Gemittelte Schichtenabfolge im Bereich Köln-Longerich nach Einsicht in Schichtenverzeichnisse zu Bohrungen in der Umgebung der Altablagerung [Geol. Landesamt NRW, Krefeld, Pers. Kommunikation]

Hydrochemische Untersuchungen liegen von zwei Grundwasser-Messstellen östlich der Altlast (300m bzw. 1200m Entfernung) vor. Die elektrische Leitfähigkeit des Grundwassers liegt im Durchschnitt bei 134.66mS/m ( $7.4\Omega\text{m}$ ) für die Proben 300m und bei 111.4mS/m ( $9.0\Omega\text{m}$ ) für die Proben 1200m östlich der Altablagerung. [M. Jansen, Staatliches Umweltamt Köln, Persönliche Kommunikation]

### 4.3 Referenzgebiet

Zur Erkundung der ungestörten Geologie eignet sich der im Südosten an die Altablagerung angrenzende Laubwald. Aus Luftbildern der Jahre 1966-87 [Umweltamt Köln, pers. Kommunikation, Akteneinsicht] und den verschiedenen Ausgaben der Topographischen Karte, TK 25 Blatt 5007 Köln, von 1968-87 ist ersichtlich, dass es über diesen Zeitraum bis heute keine Bebauung oder Grabung in dem Wald gegeben hat. Ein Profil im Wald bietet somit die Möglichkeit, die natürlichen Sedimentlagen geophysikalisch erkunden zu können. Die Auswertung der RMT- und Geoelektrikmessungen im Referenzgebiet wird eingehend beschrieben, da die Erkenntnisse über die elektrische Widerstandsverteilung der ungestörten geologischen Schichten für die Interpretation der Messdaten auf der Altablagerung sehr wichtig sind.

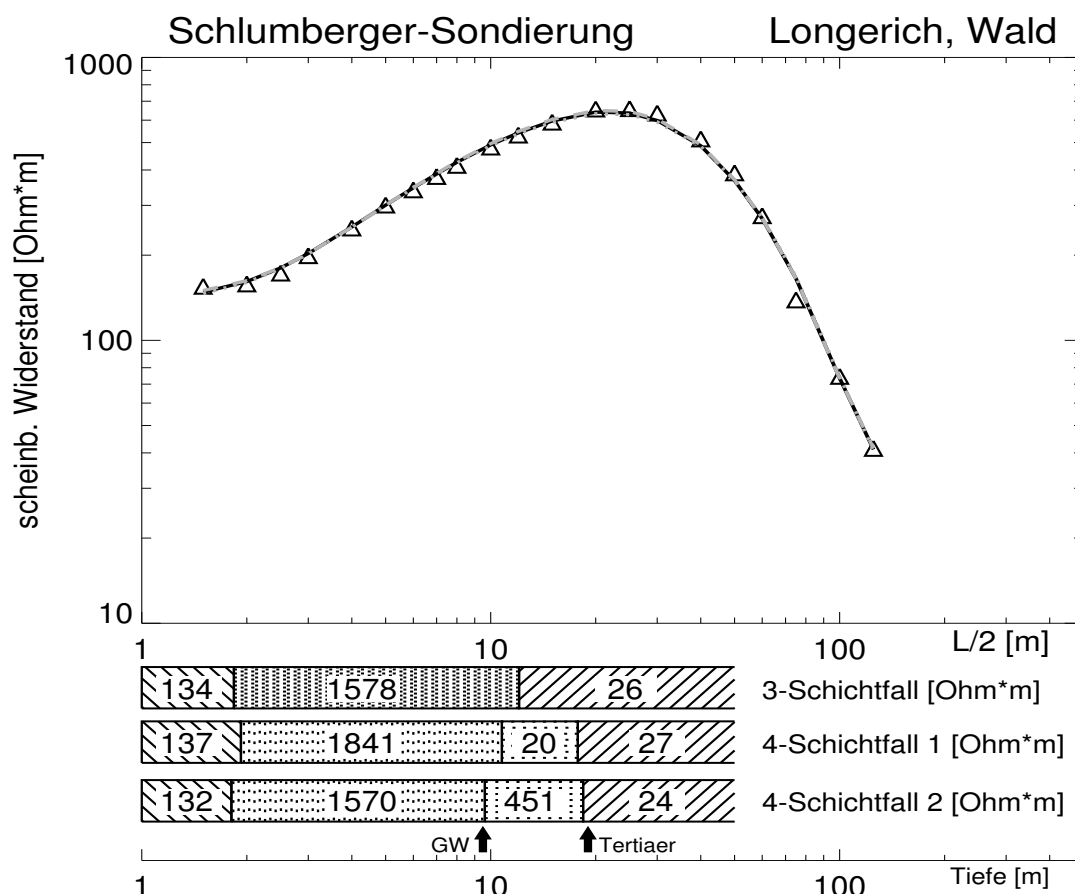
#### 4.3.1 Geoelektrische Sondierungen im Referenzgebiet

##### 4.3.1.1 Schlumberger-Sondierung

Entlang eines Waldweges südöstlich der Altablagerung ist eine Widerstandssondierung in der Schlumberger-Konfiguration durchgeführt worden. Die Lage des Sondierungspunktes ist in der Karte zum Messgebiet in Abbildung 4.6 ersichtlich. Die Maximalauslage der Stromelektroden ist  $L/2=125\text{m}$  gewesen. In der Abbildung 4.2 findet man die gemessene Widerstandskurve mit Dreiecken markiert. Dabei sind die Daten von unterschiedlichen Spannungselektrodenabständen zu den langen Auslagen hin verschoben worden, damit eine relativ glatte Kurve entsteht.

	3-Schichtfall		4-Schichtfall 1		4-Schichtfall 2	
	Wert	Importance	Wert	Importance	Wert	Importance
$\rho_1$	133.7 $\Omega\text{m}$	0.81	136.8 $\Omega\text{m}$	0.81	131.7 $\Omega\text{m}$	0.83
$\rho_2$	1578.4 $\Omega\text{m}$	0.69	1841.4 $\Omega\text{m}$	0.67	1570.0 $\Omega\text{m}$	0.66
$\rho_3$	25.8 $\Omega\text{m}$	0.81	20.0 $\Omega\text{m}$	0.04	450.9 $\Omega\text{m}$	0.19
$\rho_4$	—	—	26.7 $\Omega\text{m}$	0.80	24.0 $\Omega\text{m}$	0.82
$h_1$	1.84 m	0.92	1.92 m	0.94	1.81 m	0.93
$h_2$	10.22 m	0.65	8.85 m	0.64	7.82 m	0.58
$h_3$	—	—	7.00 m	0.02	8.78 m	0.22

**Tabelle 4.2:** Ergebnisse der 1D-Inversion zur Schlumberger-Widerstandsmessung im Referenzgebiet. Neben den Werten der Inversionsparameter sind auch deren Importances angegeben. Inversionsprogramm von Eckard [1993].



**Abbildung 4.2:** Ergebnisse der 1D-Inversion der Schlumberger-Widerstandskurve. Die modellierten Kurven für den 3-Schicht- und die beiden 4-Schichtfälle liegen deckungsgleich. Unter der Sondierungskurve finden sich die 1D-Widerstandsverteilungen. Aus den Angaben zur Geologie und den späteren Inversionsergebnissen der RMT sind die Tiefen für den Grundwasserspiegel (GW) und die Grenze zu den tertiären Sedimenten (Tertiaer) markiert.

Aus der weiter oben besprochenen Geologie kann man für diese Auslagenweite mit drei geologischen Schichten (Auenlehme - Kiessand- tertiäre Sande/Braunkohle) rechnen. Bedenkt man noch, dass sich der Kiessand durch den Grundwasserspiegel in eine wassergesättigte und eine wasserungesättigte Zone mit unterschiedlichen spezifischen Widerständen unterteilt, so erwartet man eine Widerstandskurve zu einem 4-Schichtfall. Der Blick auf die gemessene Widerstandskurve in Abbildung 4.2 zeigt aber eine deutliche 3-Schichtkurve vom Typ K (guter Leiter - schlechter Leiter - guter Leiter).

Mit dem 1D-Inversionsprogramm von *Eckard* [1993], basierend auf dem Algorithmus von *Jupp und Vozoff* [1975], ist beginnend mit einem 3-Schichtfall die Widerstandskurve ausgewertet worden. Die durchgezogene schwarze Linie in Abbildung 4.2 zeigt den Verlauf des 3-Schichtfalles, wie er sich nach der 1D-Inversion ergibt. Die spezifischen Widerstände und die Mächtigkeiten des 3-Schichtfalles sind in Tabelle 4.2 und in grafischer Form unter der Sondierungskurve von Abbildung 4.2 dargestellt. Die erste Schicht entspricht im spezifischen Widerstand und der Mächtigkeit den Auenlehmen. Mit Blick auf die Importance<sup>1</sup> zu  $\rho_1$  und

<sup>1</sup>Die Importance entspricht dem Dämpfungsterm eines Originalparameters in dem hier benutzten 1D-Inversionsalgorithmus nach *Jupp und Vozoff* [1975]. Der Wert liegt zwischen 0 (unbedeutend) und 1 (sehr wichtig) und ist ein Maß für die Bedeutung des Parameters für die Inversion [vgl. z.B. *Hördt*, 1989]

$h_1$  (Tabelle 4.2) kann man auch von einer quantitativ gut aufgelösten Schicht sprechen. Die zweite und dritte Schicht müssen nun die geologischen Einheiten Niederterrasse (Kiessand) und die tertiären Sande und Braunkohle widerspiegeln. Die Grenze zwischen der zweiten und dritten Schicht liegt bei ca. 12m. In dieser Tiefe findet sich keine geologische Grenze, jedoch ungefähr der Grundwasserhorizont. Der Übergang vom hohen spezifischen Widerstandswert der modellierten zweiten Schicht zu niedrigem Wert der dritten Schicht würde dies auch nahe legen. Somit werden in diesem 3-Schichtfall die gut leitenden tertiären Sedimente mitsamt den wassergesättigten Kiessanden der Niederterrasse als eine Schicht interpretiert. Die Qualität der geoelektrischen Daten reicht offensichtlich nicht aus, um diese beiden Schichten voneinander zu trennen.

Fügt man eine weitere Schicht hinzu (4-Schichtfall 1) und invertiert beginnend mit einem homogenen Halbraum, so erhält man eine berechnete Widerstandskurve (grau gestrichelte Linie in Abbildung 4.2), die deckungsgleich mit der Kurve des 3-Schichtfalls ist. Die modellierte dritte Schicht zeigt in der Inversionsstatistik (Tabelle 4.2) eine verschwindend kleine Importance. Wenn auch die Grenze zwischen dritter und vierter Schicht in ca. 18m Tiefe dem erwarteten Übergang von quartären zu tertiären Sedimenten entspricht, so unterscheidet sich die dritte Schicht im spezifischen Widerstand nur sehr gering von der darunter liegenden.

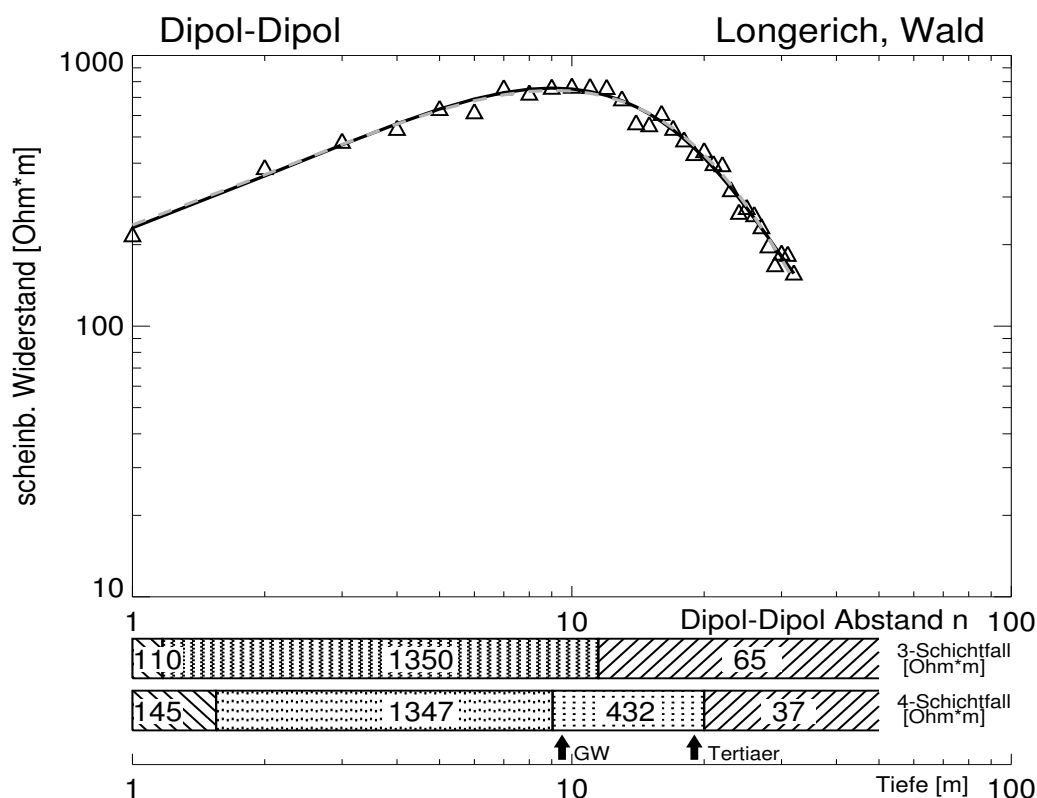
Weiterhin auffällig ist, dass die Importances der Mächtigkeiten und spezifischen Widerstände der zweiten und dritten Schicht die kleinsten in der Inversionsstatistik sind. Die Parameter sind demnach nur mit einer gewissen Fehlerbreite aufgelöst. Erhofft hatte man sich durch die Inversion, dass die Grenze zwischen zweiter und dritter Schicht mit der Grenze des Grundwasserspiegels übereinstimmen würde. Die Tiefe zum Grundwasserspiegel kann man sich indirekt aus den Rammkernsondierungen herleiten, die im Rahmen der Forschungsarbeiten zum SFB 419 auf dem Referenzgebiet ausgeführt wurden. Weitere Informationen zu den Rammkernsondierungen sind in Kapitel 5 nachzulesen. Die maximale Tiefe der Sondierungen im Referenzgebiet liegt bei ca. 9.30m. Dabei sind die letzten 20cm des sondierten Kiessandes sehr feucht gewesen. Man kann also davon ausgehen, dass man im Bereich des Kapillarsaums zum Grundwasserspiegel ist. Nach *Zunker* [1930] und *Richter* [1989] kann man für Kiessand (Material im Bereich Millimeter und kleiner) von einem Kapillarsaum von ca. 20cm ausgehen. Damit ist der Grundwasserspiegel bei ungefähr 9.50m zu erwarten.

Nach dem Äquivalenzprinzip der Geoelektrik [z.B. *Flathe*, 1967; *Deppermann und Homilius*, 1965] kann man den 4-Schichtfall leicht abändern, ohne die Sondierungskurve in ihrer Form zu verändern. Solange die Summe der einzelnen Produkte aus Mächtigkeiten und spezifischen Widerständen jeder Schicht in etwa gleich bleibt, lassen sich viele äquivalente Modelle ableiten. Mit der vorgegebenen Tiefe für die zweite Grenzschicht (Grundwasserspiegel) im Startmodell erhält man das in der Abbildung 4.2 dargestellte 4-Schichtmodell 2. Zweite und dritte Schicht repräsentieren nun den trockenen bzw. wassergesättigten Teil der Niederterrasse. Der spezifische Widerstand der trockenen Zone liegt etwa drei- bis viermal höher als der Wert für den Teil unterhalb des Grundwasserspiegels. Zu ähnlichen Verhältnissen kommen *Deppermann und Homilius* [1965] bei geoelektrischen Untersuchungen bei der Erkundung des Grundwasserspiegels in Kiessanden. Die Vorkenntnisse über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse im Referenzgebiet werden von der Geoelektrik-Messung bestätigt. Aufgrund der Äquivalenz lassen die geophysikalischen Daten aber auch andere Widerstandsmodelle zu.

### 4.3.1.2 Dipol-Dipol-Messung

Aus den Zeitbereichs-IP-Messungen, die während den Feldarbeiten zum Sonderforschungsbereich 419 auf dem Referenzgebiet durchgeführt worden sind [siehe *Hönig, 2002*], lassen sich Gleichstrom-Geoelektrikdaten ableiten. Die in der Dipol-Dipol-Anordnung ausgeführten IP-Messungen ergeben eine Widerstandssondierung entlang eines Profils mit 32 Empfängern (Empfangsdipole  $n= 2$  bis 33, Dipollänge  $a=3\text{m}$ , siehe auch den Abschnitt 2.10 im Theorie-Kapitel).

Mit dem 1D-Inversionsprogramm RESIX (Interpex Ltd., Colorado, USA) ist der Datensatz für einen 3-Schichtfall invertiert worden. In Abbildung 4.3 sind gemessene und berechnete Sondierungskurven dargestellt, darunter die Widerstandsverteilung. Die spezifischen Widerstände und Mächtigkeiten sind mit dem 3-Schichtfall der Schlumberger-Sondierung vergleichbar, wenn auch der spezifische Widerstand der dritten Schicht mehr als doppelt so groß ist. Aufgrund der Dipollänge von drei Metern und dem ersten Empfangsdipol bei  $n=2$  kann die 1.0-1.5m mächtige Deckschicht nicht sicher aufgelöst werden, wie auch mit der Importance zu belegen ist (siehe Tabelle 4.3). Mit der Kenntnis über die Mächtigkeit der ersten (Auenlehme) und zweiten Schicht (wasserungesättigte Kiessande) wird ein Startmodell für einen 4-Schichtfall aufgestellt. Die nach Inversion dazugehörige Sondierungskurve ist beinahe wieder deckungs-



**Abbildung 4.3:** Ergebnisse der 1D-Inversion der Dipol-Dipol-Messungen (IP Messkampagne). Die modellierten Kurven für den 3-Schicht- und 4-Schichtfall liegen deckungsgleich. Unter der Messkurve findet sich die 1D-Widerstandsverteilung. Wiederrum sind die Lage des Grundwasserspiegels (GW) sowie die Grenze zu den tertiären Sedimenten (Tertiaer) markiert.

	3-Schichtfall		4-Schichtfall	
	Wert	Importance	Wert	Importance
$\rho_1$	109.6 $\Omega\text{m}$	0.54	145.2 $\Omega\text{m}$	0.53
$\rho_2$	1349.7 $\Omega\text{m}$	0.94	1346.8 $\Omega\text{m}$	0.67
$\rho_3$	64.5 $\Omega\text{m}$	0.93	432.4 $\Omega\text{m}$	0.13
$\rho_4$	—	—	36.8 $\Omega\text{m}$	0.19
$h_1$	1.17 m	0.50	1.55 m	0.47
$h_2$	10.32 m	0.93	7.49 m	0.45
$h_3$	—	—	10.96 m	0.41

**Tabelle 4.3:** Ergebnisse der 1D-Inversion zur Dipol-Dipol-Messung im Referenzgebiet. Neben den Werten der Inversionsparameter sind auch deren 'Importance' angegeben. Inversionsprogramm RESIX.

gleich mit der des 3-Schichtfalles. Die spezifischen Widerstände und Mächtigkeiten bestätigen die Schlumberger-Resultate und die geologischen und hydrologischen Kenntnisse vom Referenzgebiet.

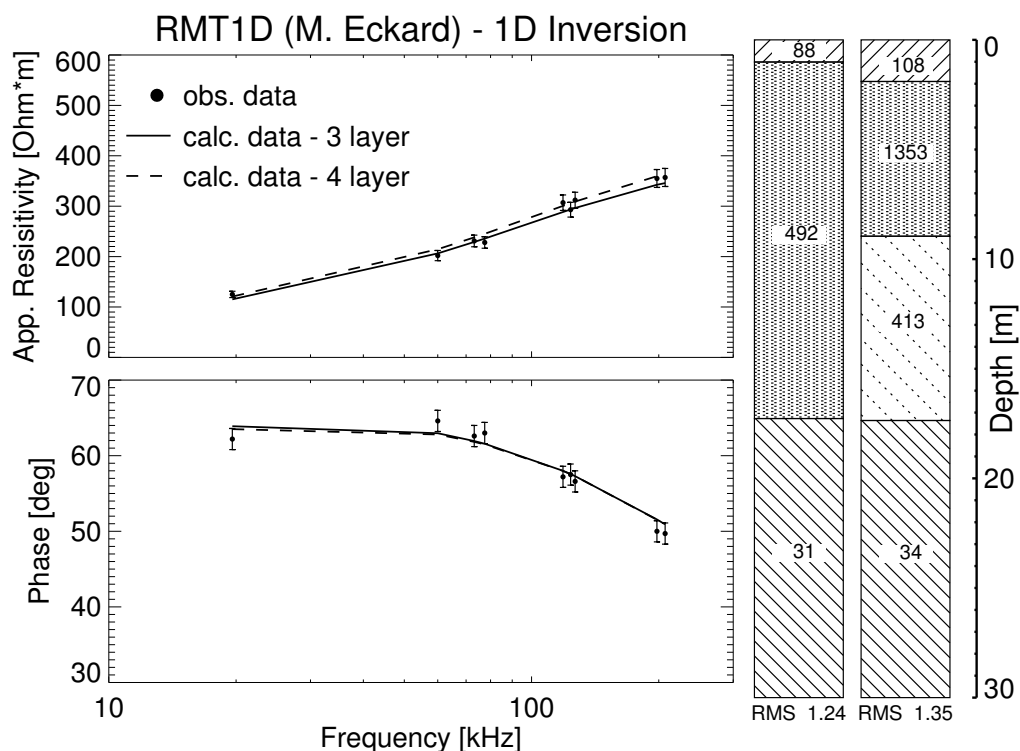
### 4.3.2 RMT im Referenzgebiet

Entlang des Waldweges sind in Abständen von 5m insgesamt 11 RMT-Sondierungen mit der 1m Elektrodenauslage auf einem Profil durchgeführt worden. Wie üblich, sind senkrecht und parallel zur Profilrichtung jeweils vier Frequenzen im Bereich zwischen 12-240kHz ausgewählt worden, um im Sinne einer 2D-RMT-Messung die Widerstands- und Phasendaten zu TE- und TM-Mode zu bestimmen.

Zunächst werden die Daten aller Sender aus der Richtung 25°N, also ungefähr senkrecht zum Profil, an einer Station in der Mitte des Profils mit dem 1D-Inversionsprogramm für RMT von Eckard [1993] ausgewertet. Das Ergebnis für einen 3-Schichtfall zeigt Abbildung 4.4. Zu dieser Inversion sind auch die Daten zu allen Ersatzfrequenzen eingegangen (siehe Tabelle 4.4). Das

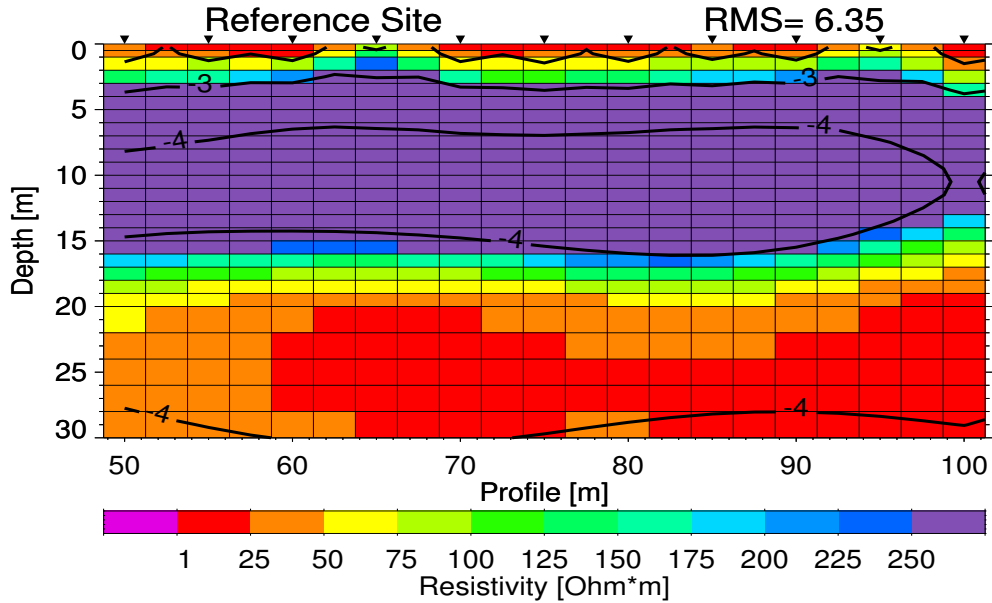
Frequenz kHz	Senderrichtung gegen N	Widerstand $\Omega\text{m}$	Phase Grad	$z^*$ m	$z_{max}$ m
<b>19.6</b>	20°	125.0	62.2	25.1	39.0
60.0	20°	202.0	64.6	18.7	27.0
73.2	25°	231.0	62.6	17.7	25.5
<b>77.5</b>	40°	228.0	63.0	17.2	25.4
118.7	25°	307.0	57.2	15.2	22.8
<b>123.7</b>	40°	293.0	57.5	14.6	22.5
126.8	15°	312.0	56.6	14.7	22.4
198.0	15°	355.0	50.0	11.5	20.8
<b>207.0</b>	30°	357.0	49.7	11.2	20.4

**Tabelle 4.4:** Messdaten für die 1D-Inversion. Zusätzlich sind die Schwerpunktstiefen  $z^*$  des induzierten Stromsystems nach Schmucker und Weidelt [1975] und die maximalen Erkundungstiefen  $z_{max}$  für den 3-Schichtfall aus Abbildung 4.4 nach Spies [1989] berechnet. Die Frequenzen, deren Daten zur 2D-Inversion benutzt werden, sind fett hervorgehoben.



**Abbildung 4.4:** 1D-Inversion aller Messdaten an einer Station in der Mitte des Referenzprofils. In den Modellen sind die spezifischen Widerstände in  $\Omega\text{m}$  angegeben. (Messfehler: 5% im scheinbaren Widerstand und  $1.4^\circ$  in der Phase)

Widerstandsmodell zeigt - ähnlich der Geoelektrikauswertung - eine gut leitende erste und dritte Schicht mit einem dazwischenliegenden schlechten Leiter. Entgegen den Geoelektrikmodellen beginnt die dritte Schicht aber 5-6m tiefer. Dies passt gut mit dem Beginn der tertiären Sedimente überein, entfernt sich jedoch vom erwarteten Widerstandssprung im Bereich des Grundwasserspiegels. Daher wird der 3-Schichtfall um eine weitere Schicht ergänzt und das Startmodell wieder mit den bekannten Mächtigkeiten zu erster und zweiter Schicht aufgestellt. Die Inversion dieses 4-Schichtfalls führt zu vergleichbaren Mächtigkeiten und spezifischen Widerständen wie in den 4-Schichtfällen zur Geoelektrik. Die modellierten Daten zum 3- und 4-Schichtfall liegen bei vergleichbaren Anpassungsfehlern (RMS von 1.24 bzw. 1.35) im angenommenen Messfehlerbereich der Felddaten (siehe Abbildung 4.4). Die Sensitivität der Daten reicht nicht aus, um die wassergesättigten und trockenen Kiessande in dieser Studie voneinander zu unterscheiden. In der Tabelle 4.4 sind zu den Frequenzen und Messdaten die nach *Schmucker und Weidelt* [1975] berechenbaren Schwerpunktstiefen  $z^*$  des induzierten Stromsystems für den 1D-Fall eingetragen. Selbst die höchsten Frequenzen (198.0kHz und 207.0kHz) liegen leicht unterhalb des erwarteten Grundwasserspiegels. Für höhere Auflösungen im Bereich zwischen 5m und 10m Tiefe fehlen Messdaten zu Frequenzen größer 250kHz. Die in der Tabelle 4.4 berechneten maximalen Erkundungstiefen nach *Spies* [1989] belegen hingegen, dass die Grenze zu den tertiären Sedimenten in etwa 19m sehr gut aufgelöst ist. Sogar die höchsten Frequenzen erreichen diese leitfähige Schicht, was sich in den gemessenen Phasen von größer  $45^\circ$  bereits angedeutet hat.



**Abbildung 4.5:** 2D-Widerstandsmodell für das Referenzprofil im Wald. In Konturlinien ist der Logarithmus der Sensitivität für  $10^{-2} \text{m}^{-2}$ ,  $10^{-3} \text{m}^{-2}$  und  $10^{-4} \text{m}^{-2}$  dargestellt.

Die Messdaten zur TM-Mode (magnetisches Feld nahezu quer zur Profilrichtung) zeigen starke Störungen und zu manchen Frequenzen lassen sich keine Daten messen. Im Anhang B sind die Messdaten des Referenzprofils in Abbildung B.1 dargestellt. Weder geologische noch anthropogene Gründe waren im Umfeld der Messstationen dafür auszumachen. Für die Auswertung sind daher nur die weniger gestörten Daten zu den Frequenzen mit elektrischem Feld senkrecht zum Profil (TE-Mode) benutzt worden. Die benutzten Frequenzen sind in Tabelle 4.4 fett hervorgehoben.

In Abbildung 4.5 ist das 2D-Widerstandsbild für das RMT-Referenzprofil für die 34. Iteration nach Inversion mit R. Mackies 2D-Algorithmus (NLG) dargestellt. Markant sticht die schlecht leitende Schicht mit spezifischen Widerständen über  $250 \Omega \text{m}$  hervor, die sich über die Tiefe von 2–16m erstreckt. Ab etwa 19m Tiefe werden mit spezifischen Widerständen von unter  $25 \Omega \text{m}$  die tertiären Sedimente im Modell abgebildet. Der Widerstandskontrast im Bereich des Grundwasserspiegels wird in keiner Weise angedeutet. Die RMT-Daten sind für diesen Bereich nicht sensitiv genug. Dies belegen die aufgetragenen Konturlinien zur Sensitivität der einzelnen Gitterzellen. Im Tiefenbereich zwischen 7m und 15m fällt der Wert unter  $10^{-4} \text{m}^{-2}$ , steigt jedoch wieder für Tiefen zwischen 15m und 30m über diesen Wert an. Die leitfähigen Strukturen lassen sich aufgrund der erhöhten induzierten Stromdichten mit RMT besser erfassen als die hochohmigen Bereiche. Dem hier gezeigten Inversionsergebnis liegt der Regularisierungsparameter  $\tau=30$  zu Grunde, der sich nach mehreren Inversionsläufen mit unterschiedlichen Parametern als Optimum ergeben hat. Der hohe RMS-Fehler von 6.35 wird durch schlechte Datenanpassung an drei Stationen erreicht.

### 4.3.3 Zusammenfassung Referenzgebiet

Die Kenntnisse über die geologischen und hydrologischen Bodenverhältnisse im Messgebiet sind durch die ein- und zweidimensionalen Modelle der Geoelektrik und RMT bestätigt worden.

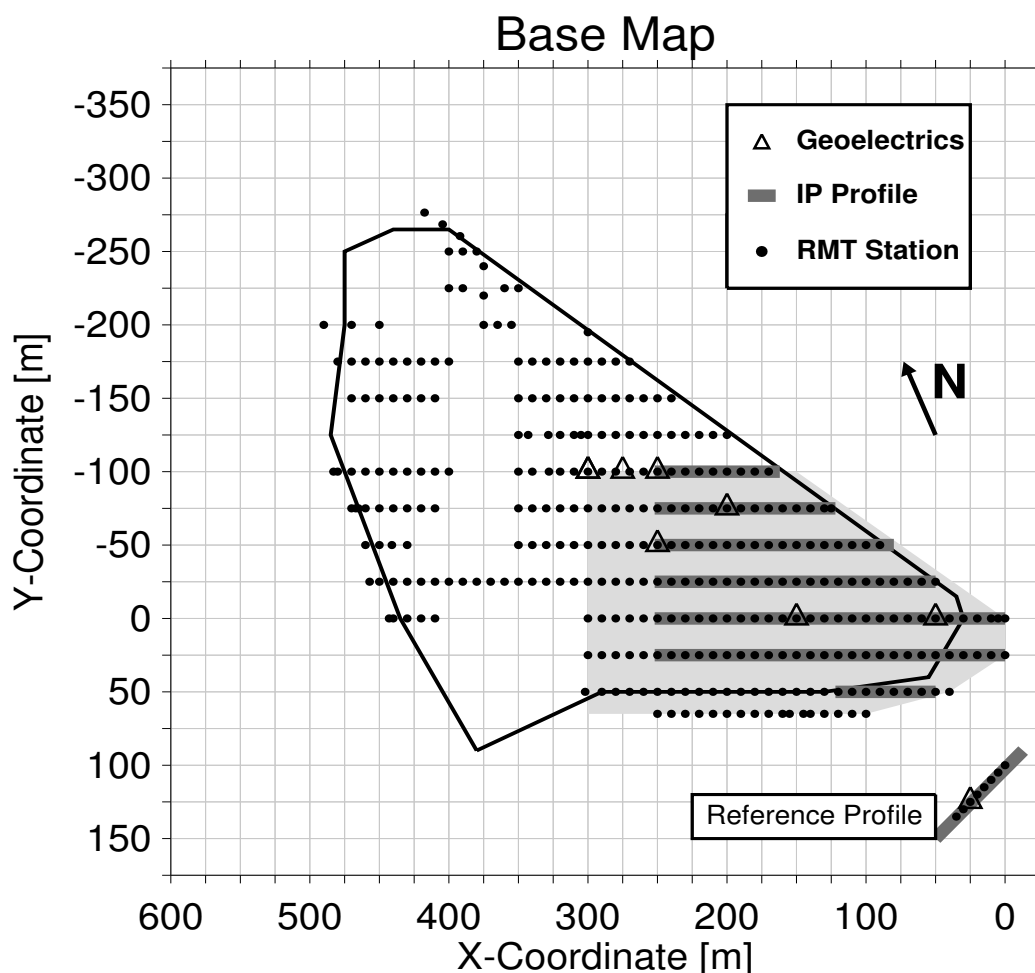


Die Untersuchung der geoelektrischen Sondierungen mit Äquivalenzmodellen ermöglicht die Modellierung der wasserungesättigten Kiessande. In den Widerstandsmodellen der RMT gibt es keine Anzeichen für einen Widerstandskontrast im Bereich des Grundwasserhorizontes. Hier dominieren die leitfähige Deckschicht (Auenlehme) und die leitfähigen tertiären Sedimente. Die Schichtgrenze zu den tertiären Sedimenten zeigt sich in allen Modellen zwischen 18-20m Tiefe.

Da die Verfüllung der Kiesgrube mit Abfall laut Archivmaterial maximal 12-13m mächtig sein soll, bietet sich in diesem Tiefenbereich des RMT-Modells für leitfähiges Deponiematerial genügend Kontrast zu den umgebenden, schlecht leitenden trockenen Kiessanden.

#### 4.4 Messungen im Bereich der Altablagerung

Vom Frühjahr bis Sommer 1999 sind in vielen Wochen die RMT- und IP-Messungen auf der Altablagerung Longerich durchgeführt worden.

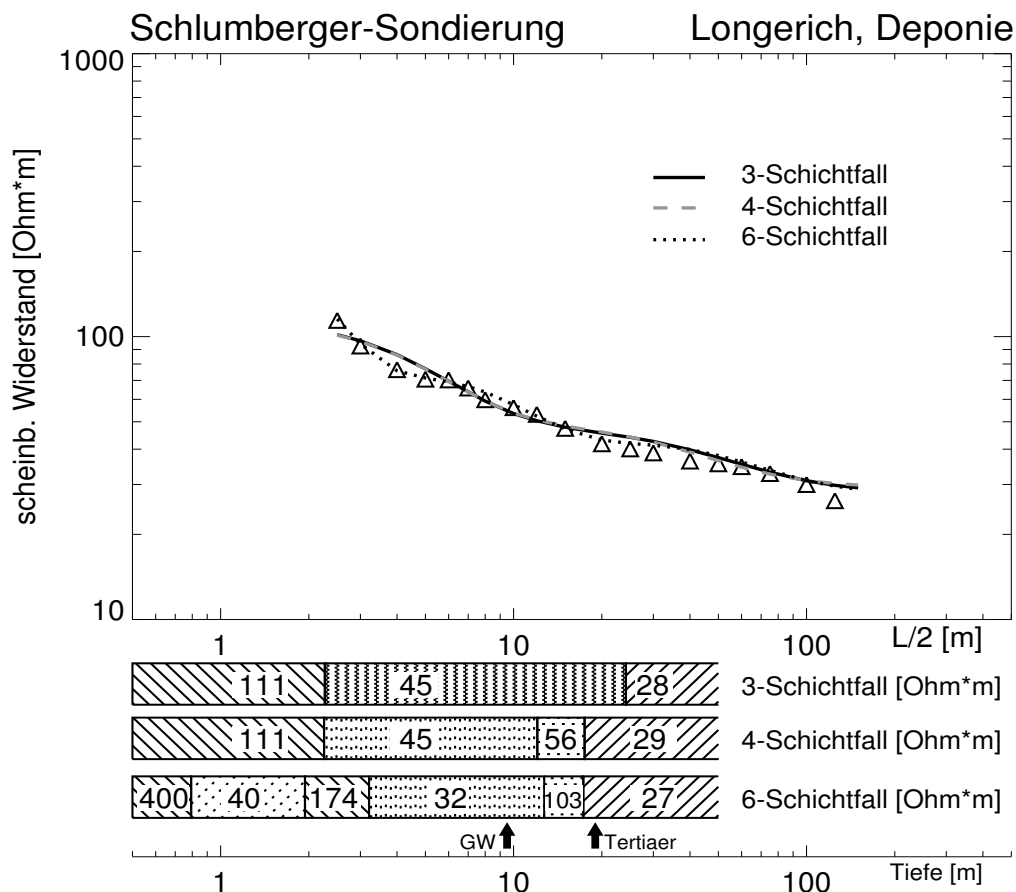


**Abbildung 4.6:** Darstellung der Messstationen für RMT, IP und Geoelektrik auf und um die Altablagerung herum. Die durchgezogene schwarze Linie zieht die vermutete laterale Grenze der Altablagerung nach. Der hellgrau unterlegte Bereich gibt die gemeinsame Erkundungsfläche für RMT und IP im Rahmen der Arbeiten zum Sonderforschungsbereich 419 an.

#### 4.4.1 Geoelektrik

Schlumberger-Sondierungen sind zur Unterstützung der RMT-Auswertung an mehreren Stellen auf der Altablagerung durchgeführt worden. Deren Ergebnisse sollen bei der Auflösung der vertikalen Widerstandsverteilung hilfreich sein, insbesondere für Tiefen unterhalb von ca. 15m. Um eine möglichst große Eindringtiefe mit der Schlumberger-Geoelektrik zu erzielen, ist man um eine große Auslagenweite bemüht, welche letztlich durch die Leistung des Senders und durch die Beschaffenheit des Geländes bestimmt wird.

Wie die Übersicht über das Messgebiet in Abbildung 4.6 zeigt, sind an sieben Stellen auf der Altablagerung Schlumberger-Sondierungen mit dem ABEM Terrameter SAS 300 [Atlas Copco ABEM, 1979] durchgeführt worden. Die Auslage der Messelektroden orientiert sich zumeist Nordwest-Südost, um genügend Abstand von der Deponiekante halten zu können. Laterale Grenzen wirken besonders störend bei der vertikalen Widerstandsverteilung mit der Schlumberger-Anordnung. Gerade bei der 1D-Auswertung werden durch diese lateralen Effekte Fehler in der Interpretation der Daten erzeugt [siehe Schulz und Tezkan, 1988]. Doch nicht nur die Außenkante der Deponie wirkt allein als laterale Grenze, auch die zum Teil großen Inhomogenitäten innerhalb der Deponie erzielen eine Verfälschung der Messdaten. Ross *et al.*



**Abbildung 4.7:** Ergebnisse der 1D-Inversion der Schlumberger Widerstandskurve. Unter der Sondierungskurve findet sich die 1D-Widerstandsverteilung. Aus den Angaben zur Geologie und den Inversionsergebnissen der RMT sind die Tiefen für den Grundwasserspiegel (GW) sowie die Grenze zu den tertiären Sedimenten (Tertiaer) markiert.

[1990] haben Ende der 80er-Jahre bei Untersuchungen auf Mülldeponien von den geplanten Schlumberger-Sondierungen abgesehen, als sich laterale Widerstandsgrenzen aufgezeigt haben. Die Schlumberger-Messungen sind in diesem Fall durch Dipol-Dipol-Messungen ersetzt worden.

Die Auslagenweiten der Schlumberger-Sondierungen sind bei den Feldmessungen durch das schnell schwächer werdende Nutzsignal der ABEM-Apparatur bestimmt worden, so dass maximal nur bis  $L/2=125\text{m}$  gemessen worden ist. Die 1D-Inversionen der Daten zeigen unterschiedliche Schichtenmodelle, in denen zwar ein guter Leiter für das Deponiematerial auftritt, aber in seiner Mächtigkeit und Tiefe sehr variiert. Zum Teil zeigen die Modelle eine starke Abnahme des spezifischen Widerstands mit der Tiefe.

An der Stelle der später beschriebenen Rammkernbohrung B ist deswegen zusätzlich mit einem vorgeschalteten Booster an der ABEM-Apparatur eine Schlumberger-Sondierung durchgeführt worden. Die damit erzielten Messdaten und Ergebnisse der 1D-Inversionsstudie finden sich in Abbildung 4.7. Die modellierten Kurven für den 3-, 4- und 6-Schichtfall liegen für Auslagenweiten größer 30m beinahe deckungsgleich. Für kleinere Auslagenweiten kann mit dem 6-Schichtfall eine bessere Anpassung erzielt werden, was sich im Widerstandsmodell für die ersten 3-4m auswirkt. Bereits der Verlauf der Messdaten zeigt an, dass der spezifische Widerstand mit der Tiefe stetig abnimmt. Mit dem 6-Schichtfall ist versucht worden, durch bekannte Schichtgrenzen (Tertiärgrenze) und abgeschätzte Tiefen (Archivunterlagen zur Deponie) Vorgaben im Startmodell einfließen zu lassen. Man erkennt in der modellierten vierten Schicht des 6-Schichtfalls mit  $32\Omega\text{m}$  den Deponiekörper und zwischen diesem und den tertiären Sedimenten ( $27\Omega\text{m}$ ) eine Schicht mit erhöhtem spezifischen Widerstand ( $103\Omega\text{m}$ ). Dieser Widerstandswert kann aber über weite Bereiche verändert werden, ohne die Form der Sondierungskurve merklich zu modifizieren. Die Geoelektrik-Sondierungen mit der Schlumberger-Anordnung bieten in der 1D-Auswertung bedingt Hinweise über den wahren vertikalen Widerstandsaufbau im Bereich der Altablagerung, da man die lateralen Effekte nicht abschätzen sein.

#### 4.4.2 IP-Messungen

Die Ergebnisse der Dipol-Dipol-Messungen zur Induzierten Polarisation im Zeitbereich sind in der Dissertation von *Hönig* [2002] zusammengefasst. Die Datenqualität dieser Messungen ist nicht sehr gut, so dass keine 2D-Inversionen zum Cole-Cole-Modell gerechnet worden sind. Eine 1D-Modellierung zu einer Dipol-Dipol-Auslage mit 24 Empfangsdipolen und einem Sender ergibt nur ein ungenaues Widerstandsbild der Deponie und hilft nicht bei der Aufklärung der Widerstandsverhältnisse unterhalb der Deponiesohle.

#### 4.4.3 TEM-Messungen

Erste Testmessungen mit dem im Jahr 2000 neuerworbenen Nano-TEM Messgerät GDP-32 der Firma Zonge Engineering, die im Rahmen der Diplomarbeit von *Gaidetzka* [2002] ausgeführt worden sind, geben keine weiteren Aufschlüsse über die Widerstandsverteilung im Bereich zwischen der Deponieunterkante und den tertiären Sedimenten. Die 1D-Inversionsergebnisse der TEM-Stationen auf der Altablagerung zeigen mit der Tiefe abfallende spezifische Widerstände, zum Teil so stark, dass die unterste Schicht im Bereich von  $1-3\Omega\text{m}$  liegt. Erklärungsansätze für diese hohen Leitfähigkeiten finden sich in der Arbeit von *Gaidetzka* [2002].

#### 4.4.4 RMT-Messungen auf der Deponie

Das Ziel der RMT-Messungen ist eine großräumige Erkundung, die sowohl die Altablagerung wie auch einen breiten Bereich der unmittelbaren Umgebung einschließen soll. Bei der Planung der Anordnung der Messstationen müssen neben den zur Verfügung stehenden Frequenzen und Polarisationsrichtungen der Radiosender und den damit vorgegebenen Profilrichtungen auch die Topographie des Geländes sowie die Zugänglichkeit berücksichtigt werden.

Aus der Gesamtheit der am Ort der Altablagerung empfangbaren Radiosender im Frequenzbereich zwischen 10-240kHz lassen sich Vorzugsrichtungen für Profile für 25°N bzw. 115°N bestimmen. Mit dieser Wahl stehen genügend Sender sowohl für die eine als auch die andere Profilrichtung zur Verfügung, darüber hinaus noch Ersatzsender. Die dreieckige Form der Altablagerung, wie sich aus Luftbildern der Jahre 1966-1987 ableiten lässt, gibt keine direkte begünstigte Profilrichtung zu den Deponiekanten vor. Die so gewählten Profile laufen an manchen Stellen nahezu senkrecht oder auch parallel zur erwarteten Deponiekante, anderenorts schneiden sie diese mit mehr als 30° (siehe Abbildung 4.6). Da man mit dem Kölner RMT-Gerät nur die beiden Nebendiagonalelemente bestimmen kann, ist darauf zu achten, dass man die elektrischen und magnetischen Felder senkrecht und parallel zur Deponiekante vermisst. Nur so ist eine zufriedenstellende 2D-Auswertung der Messdaten möglich.

Die Auswahl der Stationen hängt auch von der Topographie und der Geländezugänglichkeit ab. Nach der Auffüllung der Deponie mit einer abschließenden Deckschicht sind zum Schutz vor wilder Müllabladung mehrere Meter hohe Erdwälle rings um das Gelände angeschüttet worden. Im östlichen Bereich ist der Erdwall 6-8m hoch und dient als Lärmschutzwall gegen die dahinter befindliche Autobahn. Die Erdwälle verlaufen zum großen Teil entlang den vermuteten Deponiegrenzen, wenn nicht sogar genau über ihnen. RMT-Stationen unmittelbar am Fuß dieser Erdwälle wie auch solche in deren Flanke liefern verzerrte Messdaten [vgl. *Chouteau und Bouchard*, 1988; *Fischer*, 1989]. Die Einflüsse durch die Topographie wie auch die zu erwartende heterogene Zusammensetzung der Erdwälle erschweren eine Auswertung dieser Messdaten. Deswegen endet am Fuß der Erdwälle die letzte RMT-Messung. Stationen jenseits der breiten Erdwälle schließen sich durch ringsherum verlaufende, geteerte Straßen aus. Im westlichen Bereich der Deponie ist durch fehlende Auffüllung und durch dichten und kräftigen Strauch- und Baumbewuchs eine gleichmäßige Stationsanordnung nicht möglich.

Ein weiterer Aspekt bei den Planungen zur Stationsdichte ist die Größe des Messgebietes. Die Altablagerung ist mit ungefähr 400m West-Ost und 600m Nord-Süd-Erstreckung sehr groß. Eine hohe Stationsdichte würde wochenlange Messungen nach sich ziehen. Dies ist bei einer Vorstellung der Messmethodik für den gewerblichen Einsatz nicht dienlich. Andererseits darf aber das Stationsraster für eine zusammenhängende Modellierung nicht zu grob sein. Daher

Nord-Süd-Sender 25° N	Ost-West-Sender 115° N
23.5 kHz	19.6 kHz
68.9 kHz	60.0 kHz
147.2 kHz	123.7 kHz
234.0 kHz	207.0 kHz

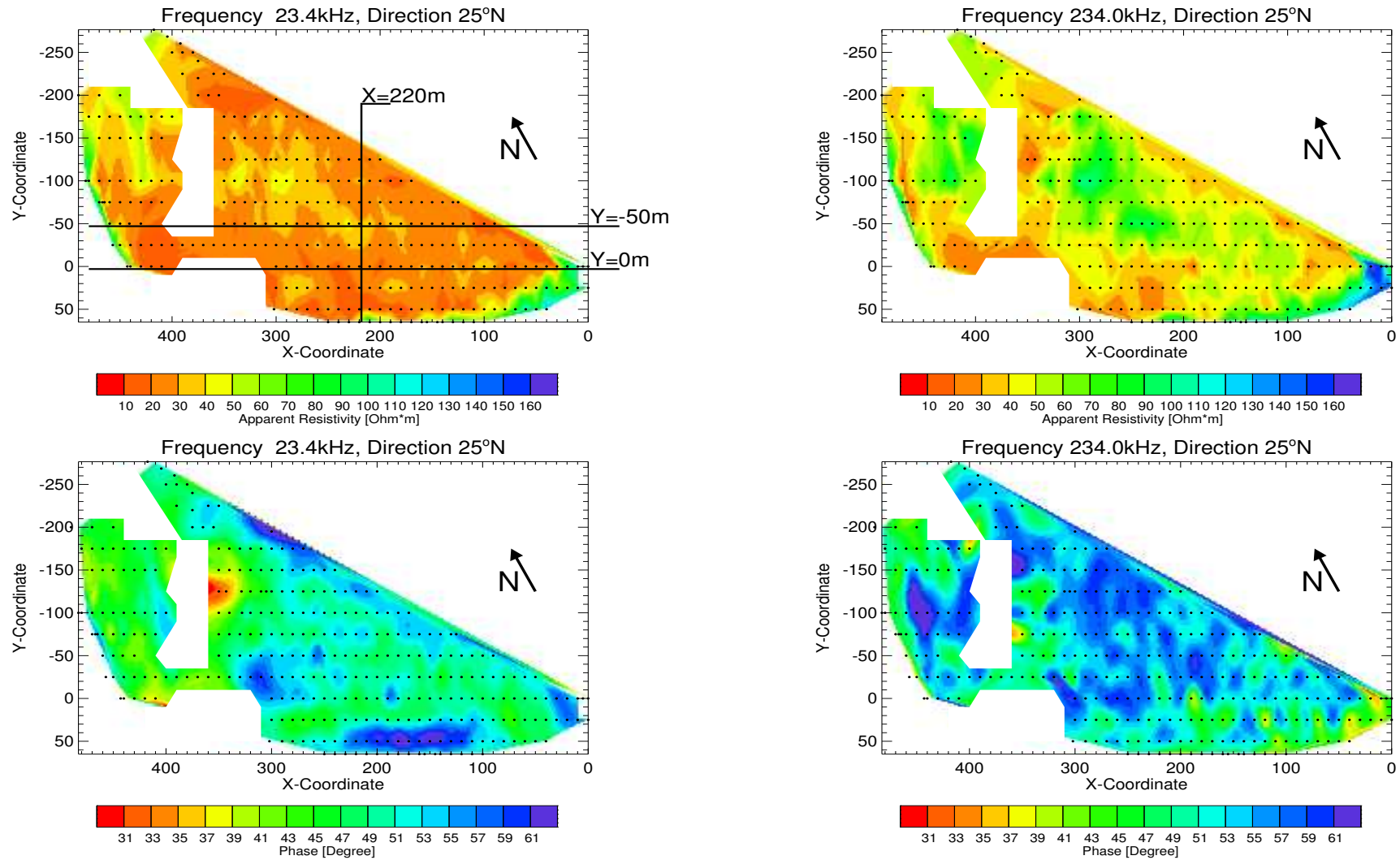
**Tabelle 4.5:** Liste der benutzten Radiofrequenzen für die Erkundung der Altablagerung Longerich.

ist in Profilrichtung West-Ost mit einem Abstand von 10m gemessen worden, quer dazu liegt der Abstand zwischen den parallel verlaufenden Profilen bei 25m.

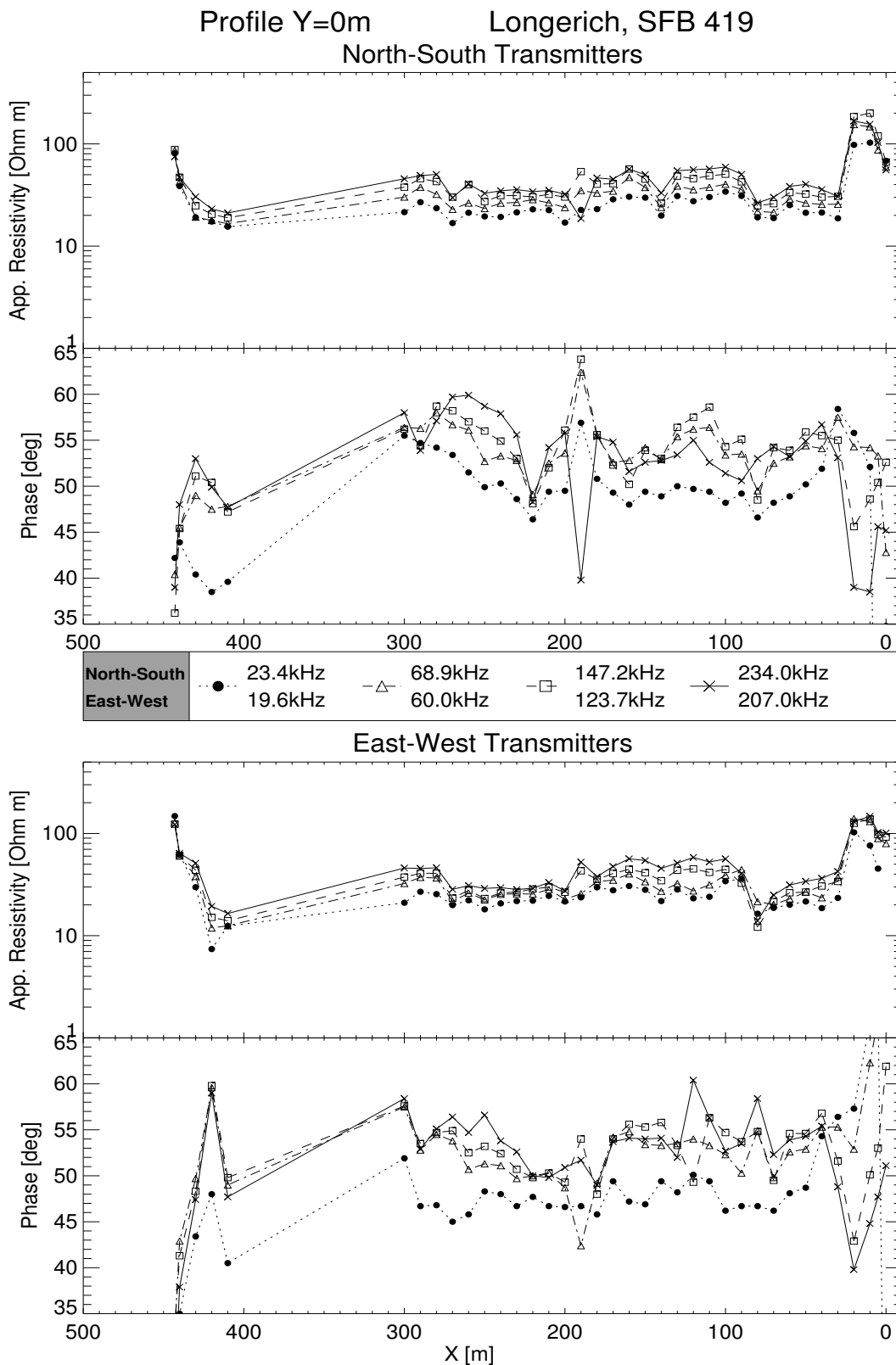
Im Frühjahr 1999 sind an insgesamt 17 Tagen 320 RMT-Stationen mit zwei Polarisationsrichtungen zu je vier Frequenzen (siehe Tabelle 4.5) vermessen worden. Die 320 RMT-Stationen sind in Abbildung 4.6 als schwarze Kreise markiert. Mit der eingezeichneten Grenze der Altablagerung erkennt man dort auch die Lage der einzelnen RMT-Profile (West-Ost- oder Nord-Süd-Richtung) bezüglich der Deponiekante. Des Weiteren fällt auf, dass nur wenige Stationen, vornehmlich im südöstlichen Bereich, überhaupt jenseits der Grenze der Altablagerung positioniert sind.

An fast allen Stationen sind zu den acht Frequenzen die Wertepaare scheinbarer Widerstand und Phase bestimmt worden. An einigen wenigen Stationen sind aufgrund von Sendepausen der VLF-Sender und fehlenden Ersatzsendern keine Daten ermittelt worden. Zu einer festen Frequenz ergibt die lineare Interpolation eines Messparameters zwischen allen Stationen, nach einer Triangulation auf ein gleichmäßiges Raster, eine Karte des scheinbaren Widerstands bzw. der Phase für das gesamte Messgebiet. In der Abbildung 4.8 sind die Verteilungen der scheinbaren Widerstände und Phasen für die niedrigste und höchste Frequenz (23.4kHz und 234.0kHz) der Polarisationsrichtung  $25^\circ\text{N}$  in Farbe flächenmäßig dargestellt. Mit diesen Karten kann man unmittelbar, d.h. ohne eine Verarbeitung der Messdaten, einige Aussagen über die Deponie treffen. Bei der Betrachtung der Widerstandskarte zu Frequenz 23.4kHz (Abb. 4.8, oben links) lässt sich im südöstlichen Messbereich wie auch entlang der westlichen Grenze durch den Übergang von hohen Widerstandswerten zu relativ niedrigen Werten die Deponiekante verfolgen. Aus den bereits erwähnten Gründen ist die Kante nur an wenigen Stellen in den Widerstands- und Phasenkarten sichtbar. Auf der Deponie schwankt der scheinbare Widerstand sowohl bei einer festen Frequenz als auch im Vergleich zwischen den dargestellten Frequenzen. Ein Blick auf die Phase zur Frequenz 234.0kHz zeigt entlang der südlichen Kante (X-Koordinate 100m-200m) eine Erhöhung des Messwertes auf über  $60^\circ$ . Da an dieser Stelle das elektrische Feld senkrecht zur Deponiekante, das magnetische tangential zur Deponiekante verläuft, erkennt man hier den typischen Überschwinger der TM-Mode im 2D-Fall [vgl. *Zacher et al.*, 1996]. Auch hier kann man die Inhomogenität im Deponiebereich erkennen, der mittlere Phasenwert für 23.4kHz liegt bei ca.  $50^\circ$ , oberhalb dem Wert zum homogenen Halbraum. Im direkten Vergleich mit den Widerstands- und Phasenkarten zur höchsten Frequenz 234.0kHz kann man folgende Punkte festhalten: Im Bereich außerhalb wie innerhalb der Deponie nimmt der scheinbare Widerstand leicht zu. Daraus kann man ableiten, dass der spezifische Widerstand des Materials, das näher zur Erdoberfläche gelegen ist, ansteigt, da das elektromagnetische Feld zur Frequenz 234.0kHz weniger tief eindringt als das zur Frequenz 23.4kHz (siehe Skin-Effekt im Theorie-Kapitel 2.4). Dementsprechend steigt auch die Phase im Bereich der Deponie leicht an, außerhalb nimmt sie ab.

Die Variation innerhalb der Deponie kann von unterschiedlich eingelagertem Material, verschieden hoher Bodenfeuchtigkeit, aber auch von unterschiedlichen Mächtigkeiten bei relativ homogenem Material (z.B. von der Abdeckung) herrühren. Diese Variation macht sich besonders in den Widerstandswerten der höheren Frequenzen bemerkbar, da wegen der geringeren Eindringtiefe Bodenschichten unmittelbar unter der Geländeoberkante an Bedeutung gewinnen. Die Unterscheidung, ob es sich um eine heterogene Zusammensetzung oder um variierende Mächtigkeiten der Deckschicht handelt, kann die Inversion der Messdaten erbringen.



**Abbildung 4.8:** RMT-Messdaten: Scheinbarer Widerstand  $\rho_a$  und Phase  $\varphi$  zu zwei ausgesuchten Frequenzen 23.4kHz und 234.0kHz. Beide Sender gehören zur selben Polarisation: Elektrische Feldkomponente in Richtung 25°N und magnetische Komponente in Richtung 115°N.



**Abbildung 4.9:** Scheinbarer Widerstand und Phase entlang des West-Ost-Profiles Y=0m. Die Lage des Profils ist in der Widerstandskarte zur Frequenz 23.4kHz der Abbildung 4.8 markiert.

Zum Abschluss der Vorstellung der RMT-Messdaten werden entlang des Profils  $Y=0\text{m}$  die scheinbaren Widerstände und Phasen zu allen Frequenzen in der Abbildung 4.9 präsentiert. Zwischen Profilmeter  $X=310\text{m}$  und  $X=400\text{m}$  sind keine Daten gemessen worden. Insbesondere in den Widerstandsdaten zu allen Frequenzen erkennt man den Übergang von ungestörter Geologie (scheinbarer Widerstand bis  $200\Omega\text{m}$ ) zur Altablagerung (im Mittel  $40\Omega\text{m}$ ). Die scheinbaren Widerstände nehmen mit fallender Frequenz ab, verlaufen aber parallel zueinander. Die Phasen sind im Vergleich etwas unruhiger und in beiden Polarisierungen setzt sich die Phase zur VLF-Frequenz ( $23.4\text{kHz}$  bzw.  $19.6\text{kHz}$ ) etwas zu niedrigeren Werten hin ab.

Auf der Altablagerung fällt das Verhalten im scheinbaren Widerstand und der Phase bei der Messstation  $X=190\text{m}$  auf. An dieser Stelle ist von den Auffüllungen der Deponie ein  $1.5\text{m}$  hoher Sandhügel übriggeblieben. Zur Zeit der Messung war dieser sehr trocken, womit sich die Sprünge in den Daten erklären lassen. Bei der anschließenden Inversion werden die Daten solcher Stationen entweder aussortiert oder mit entsprechend großem Fehler versehen.

## 4.5 2D-Inversion der RMT-Daten

Die RMT-Daten werden profilweise mit dem 2D-Inversionsalgorithmus von R. Mackie [*Rodi und Mackie*, 2001] ausgewertet. In die Inversion gehen sowohl die scheinbaren Widerstände wie auch die Phasen zu beiden Polarisationsrichtungen ein. Eine 2D-Inversion ist für die Profile, die West-Ost streichen, ebenso möglich, wie für die Profile in Nord-Süd-Richtung.

Zum Messpunktabstand in West-Ost-Richtung ist ein Modellgitter mit  $10\text{m}$  Zellenlänge gewählt worden. Für die Nord-Süd-Profile wurden zwischen den RMT-Stationen ( $25\text{m}$  Abstand) zwei Zellen mit  $12.5\text{m}$  Breite eingefügt. Somit ergibt sich eine vergleichbare Zellenbreite für beide Profilrichtungen. Vorwärtsrechnungen für einen homogenen Halbraum bestätigen die Güte dieser Gitter. Unter Verwendung des NLCG-Algorithmus für die Inversion wird mit der Variation des Regularisierungsparameters über mehrere Größenordnungen ( $1-1000$ ) ein optimaler Wert gesucht. Als günstiger Regularisierungsparameter  $\tau$  stellt sich - wie bereits in den 2D-Modellstudien - ein Wert zwischen  $15$  und  $30$  heraus. Deswegen werden die im Folgenden dargestellten 2D-Modelle stets auf einem Regularisierungsparameter von  $\tau=20$  basieren. Im Anhang B findet sich in Abbildung B.2 für das West-Ost-Profil  $Y=25\text{m}$  eine 2D-Studie unter Benutzung desselben Gitters, aber mit Variation des Regularisierungsparameters von  $1$ ,  $30$ ,  $100$  und  $300$ . Bei dieser 2D-Studie erkennt man, dass mit kleineren  $\tau$  die Anpassung an die Messdaten verbessert wird (kleinerer RMS-Fehler), zugleich aber die Rauigkeit im Modell wächst, d.h. von einer Zelle zur nächsten sind größere Sprünge in den zugeordneten spezifischen Widerständen möglich.

### 4.5.1 Homogener Halbraum als Startmodell

Die Nord-Süd-Profile  $X=50\text{m}$  bis  $X=300\text{m}$  sowie die West-Ost-Profile zwischen  $Y=65\text{m}$  und  $Y=-175\text{m}$  sind mit 2D-Widerstandsmodellen, beginnend mit einem homogenen Halbraum von  $200\Omega\text{m}$ , ausgewertet worden. Der in der Abbildung 4.6 gezeigte graue Bereich der Überdeckung von RMT und IP ist damit in zwei Profilrichtungen vollständig mit 2D-Inversionen bearbeitet worden. Diese 2D-Auswertungen der RMT-Daten dienen unter anderem dazu, geeignete Be-



reiche für die Bohrungen zu finden, die im Anschluss an die Feldmessungen und an die ersten Vorauswertungen durchgeführt werden. Auf dieses Thema wird im nachfolgenden Kapitel 5 noch näher eingegangen. Im Folgenden werden exemplarisch für alle Profile drei herausgenommen und im Detail erklärt. Dabei fällt die Wahl nicht willkürlich, sondern die Profile  $Y=0\text{m}$  und  $Y=-50\text{m}$  sind mit drei Rammkernbohrungen untersucht worden. Profil  $X=220\text{m}$  steht als Stellvertreter für die Nord-Süd-Profile. Es kreuzt die Deponiekante und eine auffällig gut leitende Struktur im Süden der Altablagerung. Zur Einordnung der Profile sei auf die flächenhaften Darstellungen der Widerstands- und Phasendaten in Abbildung 4.8 verwiesen.

Profil  $Y=0\text{m}$  ist eines der interessantesten Profile des Messgebietes. Es bietet nicht nur die Möglichkeit des Modellvergleichs mit den Ergebnissen einer Bohrung, sondern verläuft auch rund  $40\text{m}$  nach Osten über die Deponiekante hinaus. Da der Winkel zwischen Profilrichtung und Deponiekante nahezu  $90^\circ$  ausmacht, sollte eine 2D-Inversion über diese laterale Widerstandsänderung gerechtfertigt sein. Zu erhoffen ist also ein Übergang von dem im Referenzfall aufgezeigten 3-Schichtfall (siehe nochmals Abbildung 4.5) zu dem mächtigen und gut leitenden Deponiekörper. Die Abbildung 4.10 zeigt im oberen Bild das Ergebnis der 2D-Inversion zu Profil  $Y=0\text{m}$ , beginnend mit einem homogenen Halbraum von  $200\Omega\text{m}$  als Startmodell. Auffällig ist im rechten (östlichen) Bereich der Übergang von einem eher schlecht leitenden Medium in ein gut leitendes, den Deponiekörper. Aus dem Startmodell heraus hat sich eindeutig ein bis zu  $20\text{m}$  mächtiger Körper mit spezifischen Widerständen von unter  $25\Omega\text{m}$  im Inneren herausgebildet. Die Lücke in den Messdaten zwischen  $X=300\text{m}$  und  $X=400\text{m}$  ist übergangslos als leitfähiges Medium durch den Inversionsalgorithmus modelliert worden. Die als schwarze Konturlinie eingezeichnete Sensitivitätslinie für  $10^{-4}\text{m}^{-2}$  belegt allerdings, dass der Bereich unterhalb der fehlenden Messstationen deutlich geringere Sensitivität auf die Oberflächendaten hat. Ein Grund für dieses „Auseinanderfließen“ des guten Leiters liegt unter anderem in der Glättungsbedingung von R. Mackies Inversionsprogramm und der Wahl des Regularisierungsparameters.

An der östlichen Deponiekante ( $X=30\text{m}$ ) gibt die Konturlinie für Bereiche außerhalb der Deponie noch eine sensitive Zone bis  $20\text{m}$  Tiefe an. Die niedrigen Widerstände der tertiären Sedimente sind auf jeden Fall angedeutet, wenn auch die Tiefe mit  $15\text{m}$ - $16\text{m}$  etwas zu gering sein dürfte. Die Verbindung zwischen Deponiekörper und modellierten tertiären Sedimenten wird durch die weniger sensitiven Zellen fraglich. Die Deponie selbst wird als eine rund  $18\text{m}$ - $20\text{m}$  mächtige, gut leitende Struktur modelliert. Über den durch die Archivunterlagen erwarteten Deponiegrund in  $12\text{m}$ - $13\text{m}$  Tiefe geht diese Struktur eindeutig hinaus. Es zeigt sich unterhalb der Struktur auch kein weiterer guter Leiter mehr, der an die tertiären Sande anknüpfen würde. Durch ausgewaschene Salze kann zum Beispiel das Grundwasser im Deponieunterbereich und im Kies so leitfähig sein, dass keine Grenze im Widerstand zwischen der Deponie, den Kiessanden und den tertiären Sedimenten gezogen werden kann. Beim jetzigen Stand der Auswertung bleibt deshalb offen, ob der Widerstand unterhalb der Deponie wirklich so ist, wie es das 2D-Modell vorgibt, oder ob 3D-Effekte in den Messdaten eine Trennung zwischen Deponiekörper und tertiären Sedimenten im 2D-Modell verhindern.

Bis in  $3\text{m}$ - $4\text{m}$  Tiefe finden sich im Bereich der Altablagerung spezifische Widerstände zwischen  $50\Omega\text{m}$  und  $100\Omega\text{m}$ . Dieser Bereich entspricht der Deckschicht von  $3\text{m}$  Mächtigkeit, die zur abschließenden Auffüllung über das abgelagerte Material verteilt wurde. Bei Betrachtung des Profilsbereichs  $X=400\text{m}$  bis  $X=460\text{m}$  fällt auf, dass die Deponie nicht so mächtig ist, wie

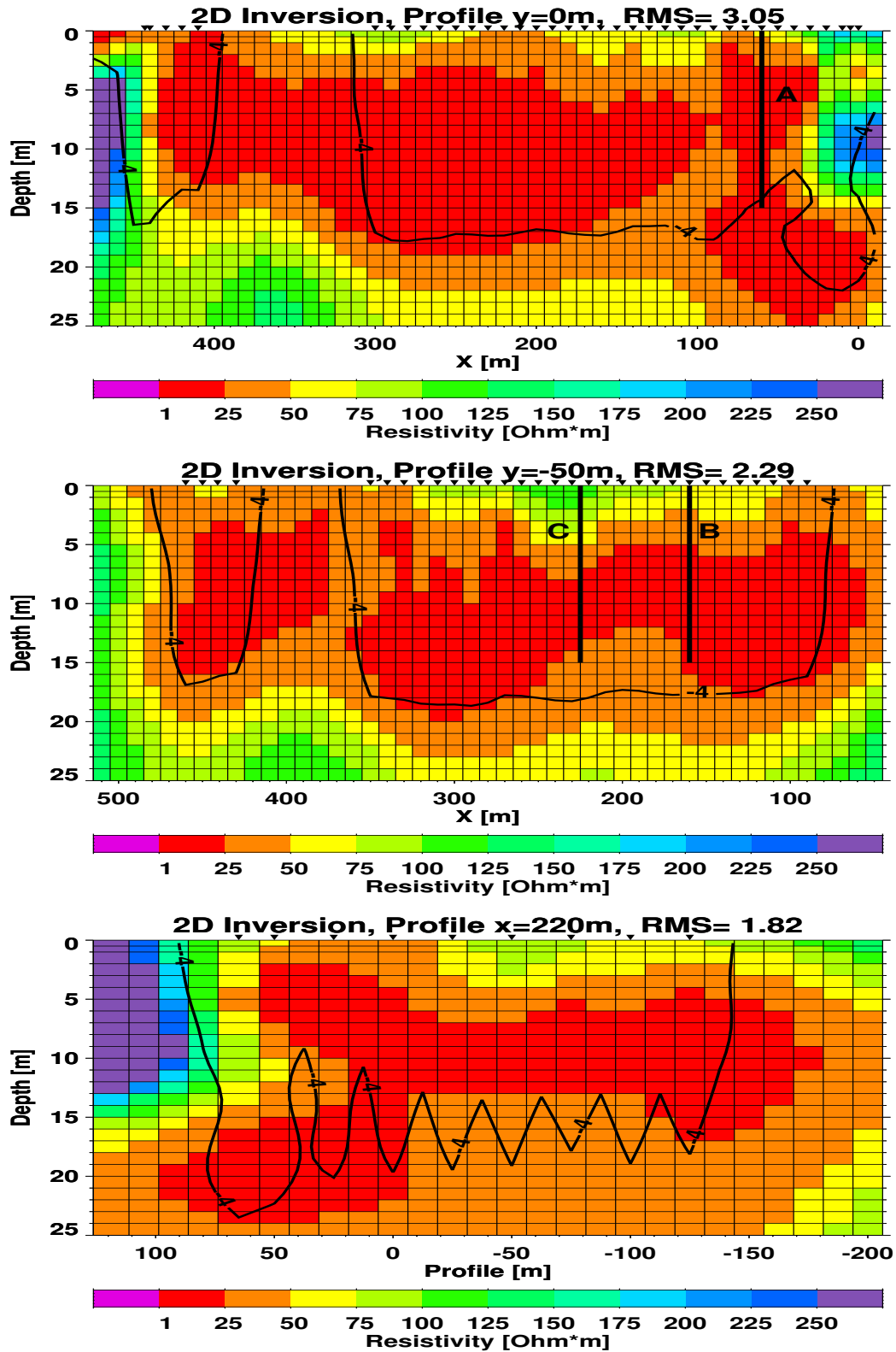


Abbildung 4.10: 2D-Inversionsergebnisse zu den Profilen  $Y=0\text{m}$ ,  $Y=-50\text{m}$  und  $X=220\text{m}$ . Als Startmodell dient ein homogener Halbraum von  $200\Omega\text{m}$ . Die später diskutierten Bohrlöcher sind mit A, B und C markiert.

entlang des übrigen Profils. Hier ist allerdings zu beachten, dass die Messstationen wegen fehlender Auffüllung generell 2-3m tiefer liegen als die des übrigen Profils. Eine nachträgliche Höhenkorrektur im 2D-Modell würde die Unterkanten der gut leitenden Strukturen einander angleichen.

Profil Y=-50m (mittleres Modell in Abbildung 4.10) liegt mit keiner Station außerhalb der Altablagerung. Die Stationen am Profilanfang und Ende stoßen direkt an den Fuß der aufgeschütteten Erdwälle, worunter sich die Deponiegrenze befindet. Der mächtige Deponiekörper zeichnet sich von der Umgebung wieder deutlich mit spezifischen Widerständen von zum Teil unter  $25\Omega\text{m}$  ab. Ähnlich zu Profil Y=0m verläuft auch hier die modellierte Unterkante der Deponie wesentlich tiefer als erwartet. Ferner gibt es im westlichen Bereich ( $X>350\text{m}$ ) wieder einen leichten Versatz des guten Leiters in Richtung Erdoberfläche. Unterschiede zu dem 2D-Modell von Profil Y=0m liegen in der mächtigeren und weniger gut leitenden Deckschicht, speziell im Bereich zwischen  $X=200\text{m}$  und  $X=300\text{m}$ , und der lokal geringmächtigeren Zone gut leitenden Materials zwischen  $X=180\text{m}$  und  $X=200\text{m}$ . Die Linie zur Sensitivität umschließt hier den gut leitenden Bereich bis ca. 18m Tiefe unterhalb der Messstationen.

Mit Profil X=220m ergibt sich nochmals die Möglichkeit, den Übergang zwischen Deponie und Umgebung aufzulösen, da wenigstens die Station Y=65m außerhalb der Deponie liegen sollte. Das 2D-Modell zeigt jedoch, dass die Station wohl genau auf der Deponiekante liegt. Es werden aber Kiesschicht und tertiäre Sedimente außerhalb des Deponiekörpers tendenziell mit den wahren Mächtigkeiten angedeutet. Der Blick auf die Sensitivitätslinie macht aber deutlich, dass die modellierten spezifischen Widerstände für den Bereich  $Y>90\text{m}$  an Aussagekraft verlieren. Unter den Stationen Y=65m und Y=50m beult die Sensitivität zu größeren Tiefen aus, so dass man von einem Erfassen der tertiären Sedimente in den Messdaten ausgehen kann. Die am Anfang des Profils noch angedeutete Schicht der tertiären Sedimente vereinigt sich um so mehr mit dem gut leitenden Deponiekörper, je weiter man nach Norden (negative Y-Richtung) fortschreitet. Die Sensitivitätslinie ist als gezackte Kurve zu verfolgen, da in horizontaler Richtung nur jeder zweiten Gitterzelle eine Station zugeordnet ist. Dieser 'Zick-Zack-Kurs' wird noch durch die starke Überhöhung des Modells in vertikaler Richtung verstärkt. Dieses Verhalten in der Sensitivität erkennt man gut bei den 2D-Inversionsmodellen von MT-Profilen, bei denen üblicherweise mehrere Gitterzellen zwischen den Messstationen liegen [siehe *Schwalenberg, 1997*].

In den 2D-Modellen der Profile Y=0m und X=220m werden durch die Stationen außerhalb der Altablagerung die schlecht leitenden Kiessande und die gut leitenden tertiären Sedimente erkennbar. Letztere verschwinden allerdings, sobald man im Bereich der Deponie ist. Die in den Messdaten der niedrigsten Frequenz enthaltenen Informationen über die leitfähigen Sedimente führen in den 2D-Modellen eher zu einer „Aufblähung“ des Deponiekörpers. Die Sensitivitätslinien zu  $10^{-4}\text{m}^{-2}$  umschließen in allen drei Modellen zum großen Teil den Widerstandsbereich  $\rho<25\Omega\text{m}$  und verlaufen in 17-18m Tiefe. Es scheint, dass die maximale Erkundungstiefe der verwendeten Frequenzen in diesem Tiefenbereich endet. Wie in Kapitel 3 zu den 2D-Modellstudien soll auch hier nochmals gesagt werden, dass die Konturlinie mehr als ein qualitatives denn quantitatives Maß anzusehen ist.

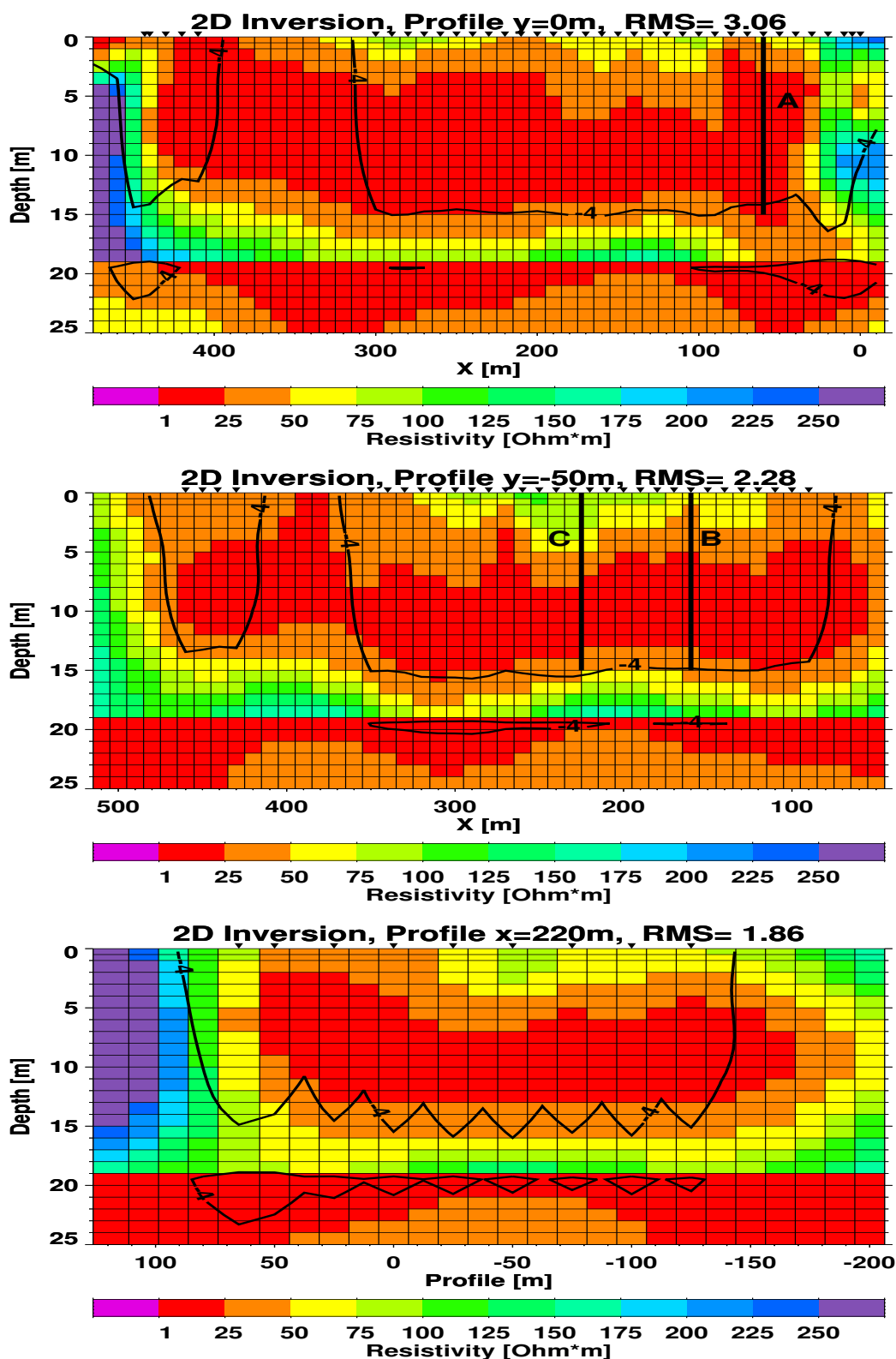
## 4.5.2 2-Schichtfall als Startmodell

Das Ausgangsmodell der 2D- und 3D-Modellstudien mit synthetischen Daten (Abbildung 3.1 bzw. 3.7) stellt in etwa die erwartete geologische Situation der Altablagerung Longerich nach. Insbesondere ist das eindimensionale Hintergrundmodell ein Abbild der Widerstandsverteilung der hier vorliegenden quartären und tertiären Sedimente. Die Modellstudien haben gezeigt, dass die Vorgabe des unteren guten Leiters im Startmodell bessere Inversionsergebnisse liefert. Die Daten zu den gerade diskutierten 2D-Modellen der Profile  $Y=0\text{m}$ ,  $Y=-50\text{m}$  und  $X=220\text{m}$  werden nun mit einem 2-Schichtfall als Startmodell nochmals invertiert. Dabei ist die oberste Schicht im Startmodell 19m mächtig und trägt einen spezifischen Widerstand von  $200\Omega\text{m}$ , darunter besitzt der verbleibende Raum einen spezifischen Widerstand von  $20\Omega\text{m}$ .

Die Erweiterung des homogenen Halbraums als Startmodell mit vorgegebenen Strukturen (a-priori-Modell) macht nur dann Sinn, wenn man sichere Erkenntnisse über diese Strukturen hat, denn die Vorgaben im Startmodell engen den Lösungsraum zum Teil stark ein. Die in diesem Fall vorgegebene zweite Schicht im Startmodell ist durch die geoelektrischen und die RMT-Messungen im Referenzgebiet sowie durch die geologischen Aufschlussbohrungen in der Umgebung der Deponie bestens im spezifischen Widerstand ( $20\text{-}30\Omega\text{m}$ ) und der Tiefe zur Oberkante ( $18\text{-}20\text{m}$ ) belegt. Dieser 2-Schichtfall als Startmodell kann nicht im strengen Sinne ein 'a-priori-Modell' genannt werden, da es der Inversion erlaubt ist, die spezifischen Widerstände der vorgegebenen Zellen zu verändern. Wenn demnach Informationen über die Widerstandsverteilung in diesen Tiefen in den Messdaten vorhanden sind, wird der Inversionsalgorithmus den spezifischen Widerstand in diesen Bereich auch verändern können.

Die Abbildung 4.11 zeigt die Ergebnisse der 2D-Inversionen mit dem 2-Schichtfall als Startmodell für die drei ausgewählten Profile. Die Vorgabe des guten Leiters ab der Tiefe von 19m bewirkt in allen drei Modellen, dass die gut leitende Struktur des Deponiekörpers ( $\rho < 25\Omega\text{m}$ ) an Mächtigkeit verliert. Sind es im Falle des homogenen Halbraums maximale Mächtigkeiten von 15-16m, so sind es jetzt nur noch maximal 12m. Dabei sind die Änderungen im Widerstandsbild zwischen der Erdoberfläche und 10m Tiefe in beiden Modellreihen nur sehr gering. Die Hauptveränderung liegt unterhalb von 10m Tiefe. Der Widerstandsbereich für  $\rho < 25\Omega\text{m}$  endet bei etwa 14-15m und zwischen ihm und dem gut leitenden Untergrund bleibt aus dem Startmodell eine Zone mit erhöhtem spezifischen Widerstand übrig. In diesem Zwischenbereich (Tiefen zwischen 15-19m) ist auch die Sensitivität geringer, wie in allen drei Modellen zu erkennen ist. Dagegen haben die ersten Meter des Untergrunds bei einer leichten Widerstandsänderung noch Einfluss auf die Messdaten an der Erdoberfläche, besonders außerhalb der Deponie. Allgemein hat das Hinzufügen der gut leitenden Sedimente ab 19m Tiefe im Startmodell zu verbesserten 2D-Widerstandsbildern im Sinne der erwarteten geologischen Verhältnisse geführt.

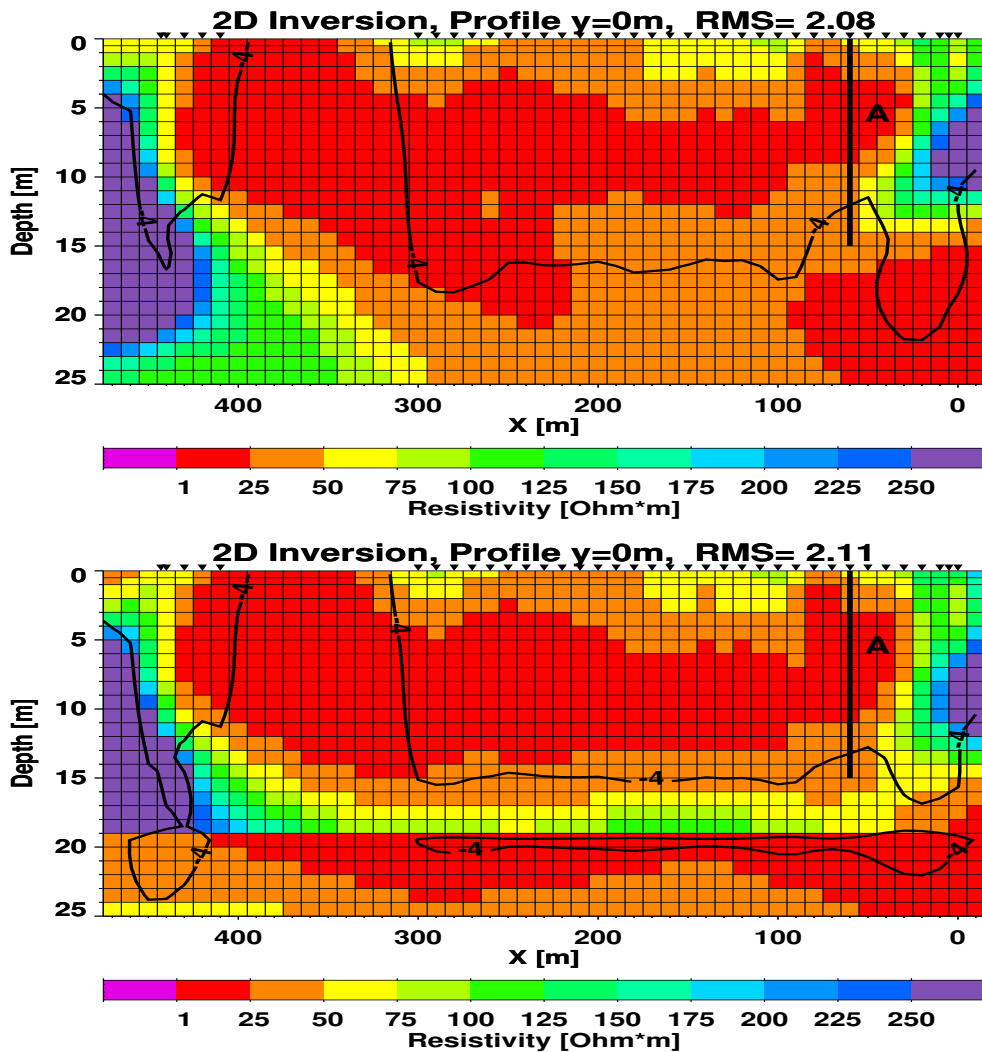
Die Modellstudien haben auch gezeigt, dass durch 3D-Effekte besonders die TE-Mode im 2D-Fall verzerrt ist. Modellierungen ausschließlich mit den Daten der TM-Mode erzielen deutlich bessere Ergebnisse (siehe Modellreihe in Abbildung 3.10), als die der gemeinsamen Inversion von TE- und TM-Mode. Im folgenden Beispiel sollen daher nur die TM-Daten zu Profil  $Y=0\text{m}$  für die 2D-Inversion genutzt werden. Die Abbildung 4.12 zeigt für die zwei bekannten Startmodelle die Inversionsergebnisse. Im Falle des homogenen Halbraums als Startmodell (oberes Bild) verjüngt sich der Bereich der Deponie mit Widerständen kleiner  $25\Omega\text{m}$ . Im Profilabschnitt  $X=0\text{m}$  bis  $X=100\text{m}$  scheint sich eine Trennung von Deponiematerial und tertiären Sedimen-



**Abbildung 4.11:** 2D-Inversionsergebnisse zu den Profilen  $Y=0\text{m}$ ,  $Y=-50\text{m}$  und  $X=220\text{m}$ . Als Startmodell dient ein 2-Schichtfall ( $200\Omega\text{m}$ ,  $20\Omega\text{m}$ ). Die später diskutierten Bohrlöcher sind mit A, B und C markiert.

ten anzudeuten. Durch Hinzufügen der zweiten Schicht im Startmodell bleibt die Deponie auf einen weniger mächtigeren Körper beschränkt, aber ungefähr im selben Maße, wie bei der gemeinsamen Inversion von TE- und TM-Daten zum 2-Schichtfall als Startmodell (Abb. 4.11, Modell oben).

Die 2D-Inversionen zeigen als Hauptstruktur den gut leitenden Deponiekörper. Aus einem homogenen Halbraum wird für alle Profile - auch für die hier nicht vorgestellten - eine mächtige und leitfähige Struktur modelliert. Die erwartete Trennung zwischen Deponiekörper und tertiären Sedimenten durch Kiessande mit erhöhtem spezifischen Widerstand wird in keinem Profil sichtbar, nur in den von den Messdaten erfassten Grenzbereichen der Deponie angedeutet, zum Beispiel bei Profil X=220m. Dies kann daran liegen, dass die Kiessande durch ausgespülte Salze aus der Deponie ins Porenwasser deutlich leitfähiger geworden sind, ebenso aber auch an 3D-Effekten in den Messdaten. Die Inversionen mit dem 2-Schichtfall als Startmodell belegen für alle Profile, dass die Zellen in den Tiefen zwischen 15-19m wesentlich geringere



**Abbildung 4.12:** Widerstandsmodelle der 2D-Inversionen zu Profil Y=0m ausschließlich mit Daten zur TM-Mode (XY-Mode). Modell oben: Homogener Halbraum ( $200\Omega m$ ) als Startmodell, Modell unten: 2-Schichtfall ( $200\Omega m, 20\Omega m$ ) als Startmodell. Die Rammkernbohrung A ist eingezeichnet.

Sensitivitäten besitzen. Hier würden Messdaten zu mehreren Zwischenfrequenzen bei der Widerstandsaufösung helfen. Da zwischen 25kHz und 50kHz allgemein eine Senderlücke besteht, können keine weiteren Daten im Feld gewonnen werden.

Für Tiefen bis 10m zeigen die hier vorgestellten Modellstudien ein verlässliches Bild der Widerstandsverteilung. Die Inversionen mit der TM-Mode allein helfen darüber hinaus, im Randbereich der Deponie die tertiären Sande vom Deponiekörper abzugrenzen, da die Messdaten durch 3D-Effekte verzerrt sind.

Die Deckschicht zeichnet sich in allen 2D-Modellen mit spezifischen Widerständen größer  $50\Omega\text{m}$  ab. Dabei verändert sich die Mächtigkeit nicht, wenn man verschiedene Startmodelle für die Inversion benutzt. Nimmt man den spezifischen Widerstand von  $50\Omega\text{m}$  als untere Grenze für das Deckschichtmaterial, so geht die Mächtigkeit der Deckschicht an einigen Stellen über 3m hinaus.

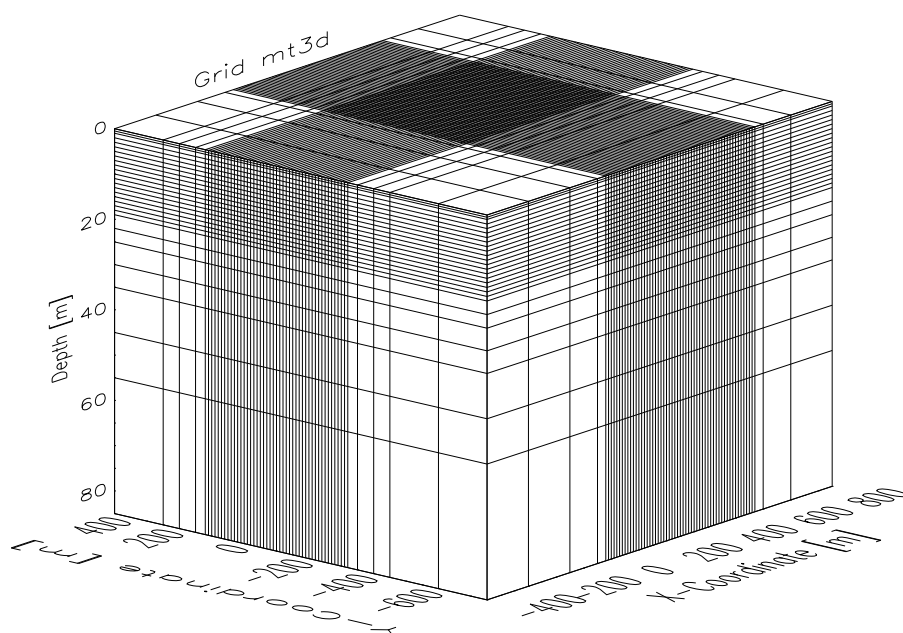
## 4.6 3D-Inversion der RMT-Daten

### 4.6.1 Erste Studien mit dem 3D-Inversionsprogramm

Den letztlich vorgestellten 3D-Inversionsergebnissen zur Altablagerung Longerich sind einige Testläufe zur Wahl der Inversionsparameter und des Modellgitters vorausgegangen. Die Wahl des Regularisierungsparameters in der 3D-Inversion kann aufgrund der langen Rechenzeit nicht so extensiv betrieben werden, wie im 2D-Fall. Viele Inversionen mit unterschiedlichen Regularisierungsparametern, dazu die Läufe für verschiedene Gitter und Startmodelle, sind wegen der begrenzten Rechenzeit auf dem TeraFlop-Rechner nicht durchführbar gewesen.

Zunächst wird aus den 2D-Modellen zu den West-Ost-Profilen ein interpoliertes, dreidimensionales Modell erzeugt. Die bilineare Interpolation wirkt hier besonders in die Richtung quer zu den Profilen, in der es per Definition einer 2D-Widerstandsverteilung keine Änderung geben dürfte. Mit RMT-Daten von einer Altlast in Süddeutschland hat *Zacher et al.* [1996] zum ersten Mal eine Auswertung mit einem solchen interpolierten 3D-Modell nach 2D-Inversionen vorgestellt. Mit dem hier interpolierten Widerstandsmodell werden den Gitterzellen des 3D-Inversionsmodells die Startwiderstände zugewiesen. Das Startmodell ist damit dem Endergebnis sehr nahe. Zwei Aspekte sollen hiermit betrachtet werden. Zum einen wird untersucht, ob der 3D-Inversionsalgorithmus bei der Gittergröße und über 300 Messstationen eines realen Felddatensatzes stabil bleibt. Wenn dies der Fall ist, kann zum anderen mit nur wenigen Iterationen eine Vorauswahl eines geeigneten Regularisierungsparameters getroffen werden.

Das Modellgitter setzt sich aus  $65 \times 57 \times 63 = 233415$  Gitterzellen zusammen. Zur Inversion freigegeben sind aber weniger als die Hälfte. Die Gitterzellen, die den Lufthalbraum bilden, sowie der äußere Ring der Erdschichten werden nicht für die Inversion freigegeben. Dies minimiert somit die Anzahl der Modellparameter auf 100440. Die zur Inversion freigegebenen Zellen bilden in der Darstellung des 3D-Modellgitters in Abbildung 4.13 den zentralen Bereich mit  $10\text{m} \times 10\text{m}$  Gitterzellen in der Horizontalen. Die Zellen dieses zentralen Bereichs werden auf die spezifischen Widerstände der in drei Raumrichtungen interpolierten 2D-Modelle gesetzt. Dabei sind die Daten der 19 nördlichsten Stationen ( $Y < 175\text{m}$ ) nicht berücksichtigt worden, da sie keine Profile für eine sinnvolle Auswertung ergeben (siehe Abbildung 4.6).

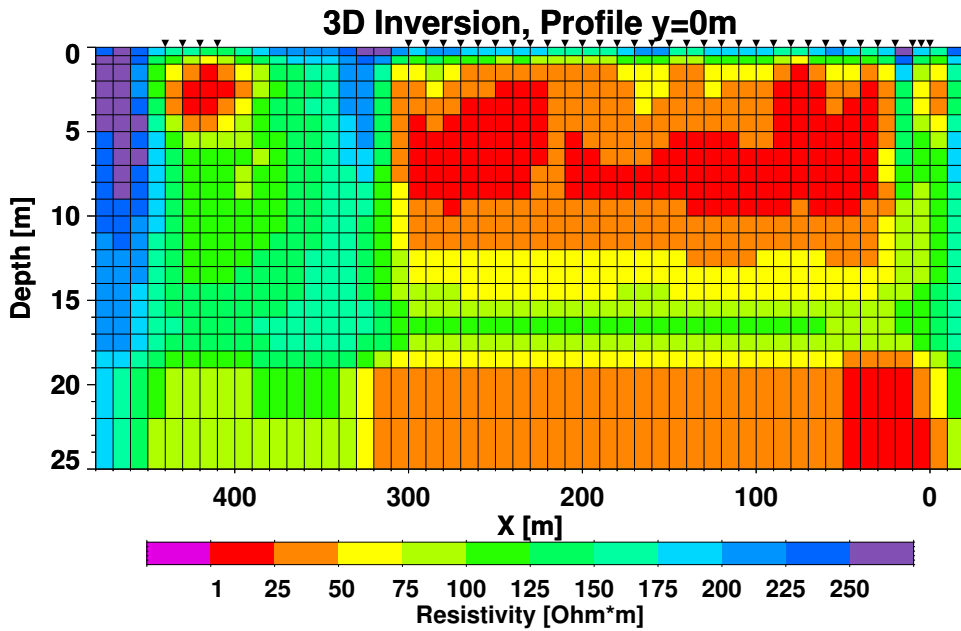


**Abbildung 4.13:** Gitter für die 3D-Modellierung. Nicht dargestellt sind die Zellen für den Lufthalt-  
raum sowie für Tiefen größer 85m.

Für den ersten 3D-Inversionslauf sind die Messdaten der 301 Stationen von scheinbarem Widerstand und Phase in Real- und Imaginärteile der Impedanzen  $Z_{xy}$  und  $Z_{yx}$  transformiert worden. Als Fehler für die Real- und Imaginärteile ist jeweils 5% des Betrages der komplexen Impedanz angenommen worden. Die erste Vorwärtsrechnung erbringt für das aus den 2D-Modellen zusammengesetzten Startmodell einen Fehler in der Anpassung aller Daten von  $\text{RMS}=2.30$ . Mit dem Regularisierungsparameter  $\lambda=10$  werden acht Iterationen gerechnet. Dabei ist erfreulicherweise die Inversion stabil geblieben und der Anpassungsfehler hat sich auf  $\text{RMS}=2.08$  reduziert. Ein anderer Testlauf mit  $\lambda=1$  als Regularisierungsparameter hat nach 17 Iterationen den RMS-Fehler auf unter 1.68 gedrückt, wobei der Fehler in den letzten sieben Iterationen um diesen Wert gependelt ist. Die Inversionen auf einem so großen Gitter und für Felddaten zu 301 Stationen sind mit dem 3D-Inversionsprogramm erfolgreich verlaufen. Auf die Widerstandsmodelle dieser ersten Inversionsläufe wird nicht weiter eingegangen. Im Wesentlichen ist die Reduzierung des RMS-Fehlers darauf zurückzuführen, dass der spezifische Widerstand zwischen den Stationen in beiden horizontalen Richtungen des 3D-Modells frei veränderbar ist. Für die weiteren 3D-Inversionen wird der Regularisierungsparameter von  $\lambda=1$  gewählt, da er die beste Datenanpassung erbringt, auch wenn dadurch rauere Modelle erzielt werden.

Die 4816 Datenpunkte der 301 Messstationen werden nun auf dem gleichen Gitter, aber mit einem homogenen Halbraum ( $200\Omega\text{m}$ ) als Startmodell invertiert. Nach 37 Iterationen hat der Algorithmus den RMS-Fehler von anfangs 22.0 auf 1.98 gesenkt. Die Inversion lief parallel auf 125 CPUs des TeraFlop-Rechners *ASCI-RED* der Sandia National Laboratories, USA. Pro Tag sind so fünf bis sechs Iterationen möglich gewesen ( $\sim 4\text{h}/\text{Iteration}$ ).





**Abbildung 4.14:** Vertikaler Schnitt durch den 3D-Modellraum entlang  $Y=0m$  für die 37. Iteration. Startmodell ist ein homogener Halbraum von  $200\Omega m$ .

In Abbildung 4.14 ist ein vertikaler Querschnitt entlang der Koordinate  $Y=0m$  durch den 3D-Modellraum für die 37. Iteration zu sehen. Besonders auffällig sieht man den gut leitenden Deponiekörper, der bis in eine Tiefe von 10m mit spezifischen Widerständen kleiner  $25\Omega m$  reicht. Unterhalb dieser Struktur steigt der spezifische Widerstand auf über  $120\Omega m$  wieder an und springt deutlich in der Tiefe von 19m auf unter  $50\Omega m$ . Damit ist die gut leitende Schicht der tertiären Sedimente erfasst. Im Gegensatz zur 2D-Inversion mit homogenem Halbraum als Startmodell tritt hier die erwartete Schicht der tertiären Sedimente abgetrennt vom leitfähigen Deponiekörper hervor. Des Weiteren erkennt man modellierte Strukturen ausschließlich unter Messstationen. In Bereichen, die nicht von Messdaten abgedeckt sind, im Beispiel der Abbildung 4.14 ist dies zwischen  $X=300m$  und  $X=400m$  der Fall, verändert sich der spezifische Widerstand einer Zelle nur sehr wenig vom Startmodell. Dies ist unter anderem auf die Glättungsbedingung im 3D-Algorithmus und auf den gewählten Regularisierungsparameter zurückzuführen.

Betrachtet man die Verteilung des Widerstandes mit Blick auf die Zellengröße, so fällt direkt ins Auge, dass der gute Leiter in 20m Tiefe genau mit dem Anwachsen des Gitters in vertikaler Richtung einhergeht. Diese Zellen stellen im Verhältnis zu ihren oberen Nachbarn ein größeres Volumen dar, und eine Veränderung im zugeordneten spezifischen Widerstand bekommt somit mehr Gewicht. Um eine möglichst gleichmäßige Gewichtung aller Zellen im sensitiven Bereich der Messdaten zu erhalten, muss man ein einheitliches Gitter in vertikaler Richtung auswählen oder das Anwachsen in dieser Dimension nur mit einem Faktor von 1.2-1.3 von einer Zelle zur nächsten erlauben. Im hier gezeigten Fall ändert sich die Mächtigkeit von einer Zelle zur nächsten um den Faktor 3.

Auch wenn der Effekt durch größere Gitterzellen in diesem Feldbeispiel genau mit dem erwarteten Sprung im spezifischen Widerstand einhergeht, muss bei der Modellierung gewährleistet sein, dass die Dimensionierung des Gitters die Inversion des spezifischen Widerstands

möglichst unberührt lässt. Daher wird für die 3D-Inversion der Longerich-Daten ein Gitter mit feinerer Dimensionierung in vertikaler Richtung erstellt. Zwischen 1m und 35m Tiefe existieren in diesem neuen Gitter Zellen von gleicher Höhe (1m). Das neue Gitter setzt sich aus  $65 \times 57 \times 75 = 277875$  Zellen zusammen, wovon wiederum rund die Hälfte (140616) Zellen für die Inversion freigegeben sind. Der Regularisierungsparameter  $\lambda$  bleibt weiterhin auf 1.0 gesetzt.

#### 4.6.2 Homogener Halbraum als Startmodell

Mit dem neuen Gitter wird die Inversion unter Verwendung aller Daten zu den 301 Stationen mit einem homogenen Halbraum von  $200\Omega\text{m}$  gestartet. Nach 42 Iterationen ist der RMS-Fehler auf 1.78 gesenkt worden, etwas unterhalb des RMS-Fehlers zum vorangegangenen Modellgitter. In der Abbildung 4.15 werden entsprechend den im vorigen Abschnitt gezeigten 2D-Inversionen gleiche Querschnitte aus dem 3D-Modellraum gezeigt, d.h. entlang der Koordinaten  $Y=0\text{m}$ ,  $Y=-50\text{m}$  und  $X=220\text{m}$ . Es fällt sofort auf, dass durch die Verfeinerung des Gitters in vertikaler Richtung kein guter Leiter mehr ab einer Tiefe von ca. 20m auftritt. Zum Ausgleich wird durch die Inversion die Mächtigkeit des gut leitenden Deponiematerials erhöht. Die Deponie ragt nun mit Widerständen unter  $25\Omega\text{m}$  bis 14m in die Tiefe, was auf allen Schnitten zu erkennen ist.

Der vertikale Querschnitt entlang  $Y=0\text{m}$  (Abbildung 4.15, Bild oben) zeigt unterhalb der Stationen, die sich jenseits der Altablagerung befinden ( $X=0-30\text{m}$ ), in Ansätzen einen zu größeren Tiefen reichenden guten Leiter mit Widerständen unter  $25\Omega\text{m}$ . Dieser scheint aber aus dem mächtigen Deponiekörper hervorzugehen. Die schlecht leitenden Kiessande sind seitlich des Deponiekörpers nur durch eine leichte Erhöhung des spezifischen Widerstands angedeutet. Das Deponiematerial selbst liegt im Wesentlichen zwischen 7m und 13m Tiefe, wobei an der Station  $X=70\text{m}$  und zwischen den Stationen  $X=220\text{m}$  und  $X=250\text{m}$  leitfähiges Material bis nahe der Erdoberfläche im Modell aufsteigt. Am westlichen Ende des Profils wird zu den Daten der Stationen  $X=410\text{m}$  bis  $X=440\text{m}$  nur eine sehr kleine leitfähige Anomalie (Querschnitt etwa  $3\text{m} \times 3\text{m}$ ) recht oberflächennah modelliert, ganz im Gegensatz zum 2D-Modell zu Profil  $Y=0\text{m}$  (siehe Abbildung 4.10, Bild oben). Auf weitere Vergleiche mit 2D-Modellen wird an dieser Stelle nicht eingegangen. Dazu findet sich im Anschluss an die 3D-Inversionen ein eigener Abschnitt.

Der vertikale Querschnitt entlang  $Y=-50\text{m}$  präsentiert das gut leitende Deponiematerial mit spezifischen Widerständen  $\rho < 25\Omega\text{m}$  in vergleichbaren Tiefen zwischen 7m und 14m, zusätzlich mit „Aufstiegszonen“ an vereinzelt Stationen. Der westliche Bereich der Deponie ( $X > 400\text{m}$ ) ist im Gegensatz zu Profil  $Y=0\text{m}$  wesentlich größer und im Schwerpunkt auch tiefer modelliert, und unterhalb des stationslosen Profilsbereichs ( $X=350\text{m}$  bis  $X=430\text{m}$ ) findet sich keine Fortführung der gut leitenden Struktur bis zum östlichen Teil. Der Nord-Süd-Querschnitt durch den 3D-Modellraum bei  $X=220\text{m}$  schneidet wieder die mit Messdaten belegte Deponiekante. In diesem Widerstandsmodell beginnt die Deponie bei etwa  $Y=55\text{m}$ . Für  $Y > 70\text{m}$  deuten sich im oberflächennahen Bereich mit leicht erhöhten spezifischen Widerständen die Kiessande an. Die tieferliegenden, leitfähigeren tertiären Sedimente finden aber keine Andeutung im Modell.

Anhand der Daten zum Profil  $Y=0\text{m}$  soll exemplarisch die Anpassung vorgestellt werden. Bei einem RMS von 1.78 für den gesamten Datensatz (4816 Daten) und bei einem RMS von 1.81 für die Daten des hier ausgewählten Profils  $Y=0\text{m}$  (592 Daten) ist eine sehr gute Datenanpassung erreicht, wobei man den RMS-Wert immer mit Blick auf die benutzten Datenfehler bewerten muss. In der Abbildung 4.16 sind die Real- und Imaginäranteile der Nebendiagonal-

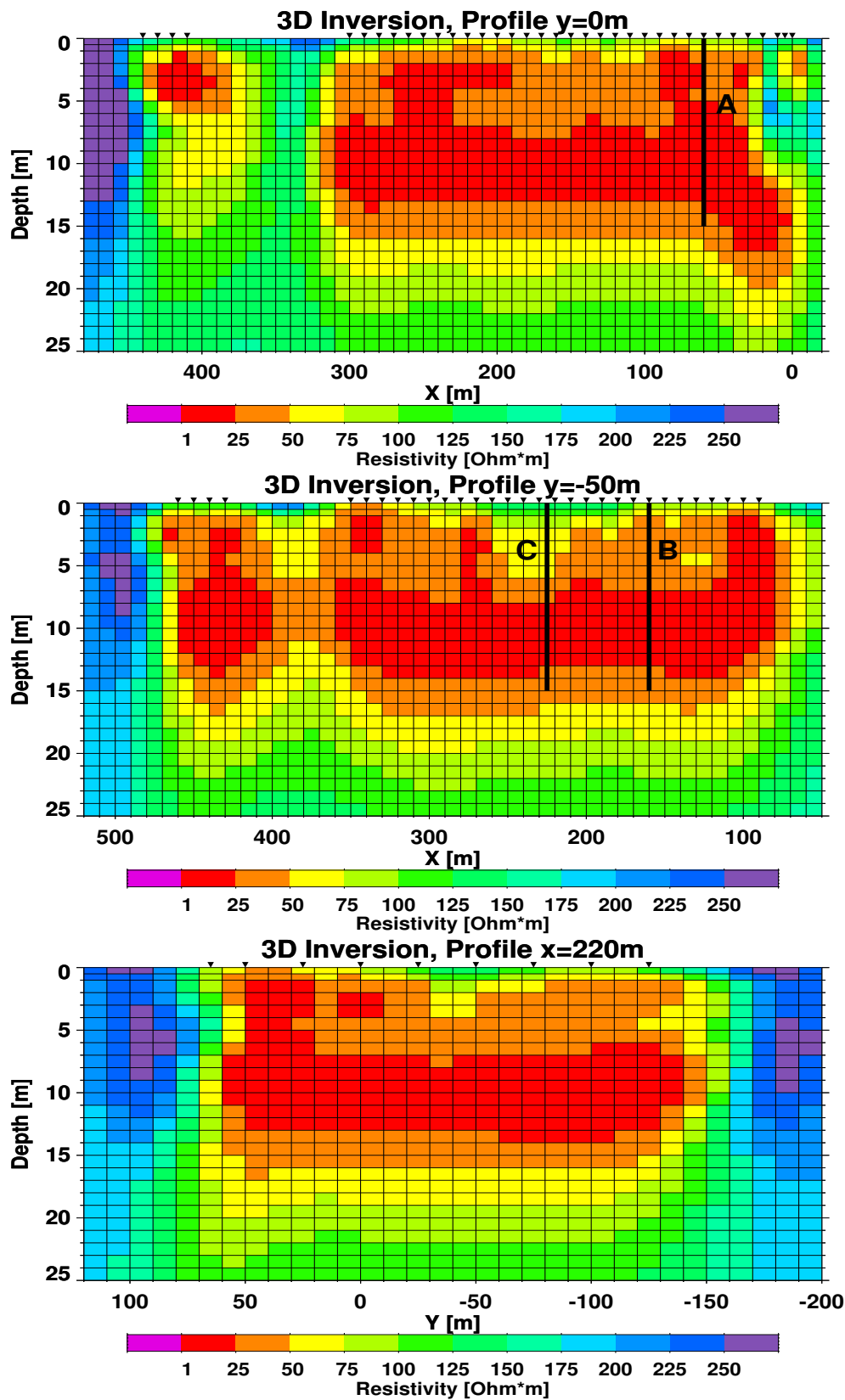
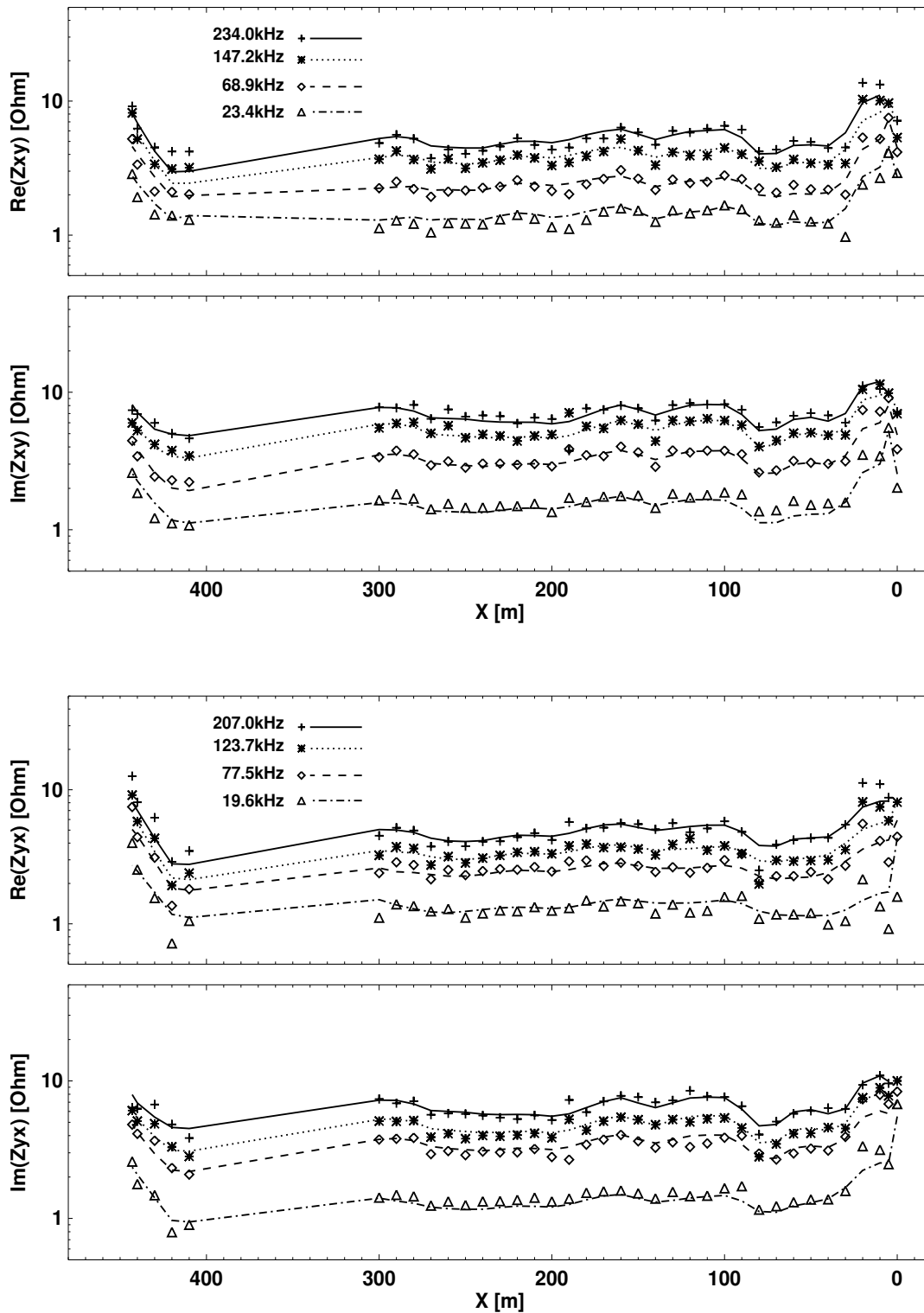
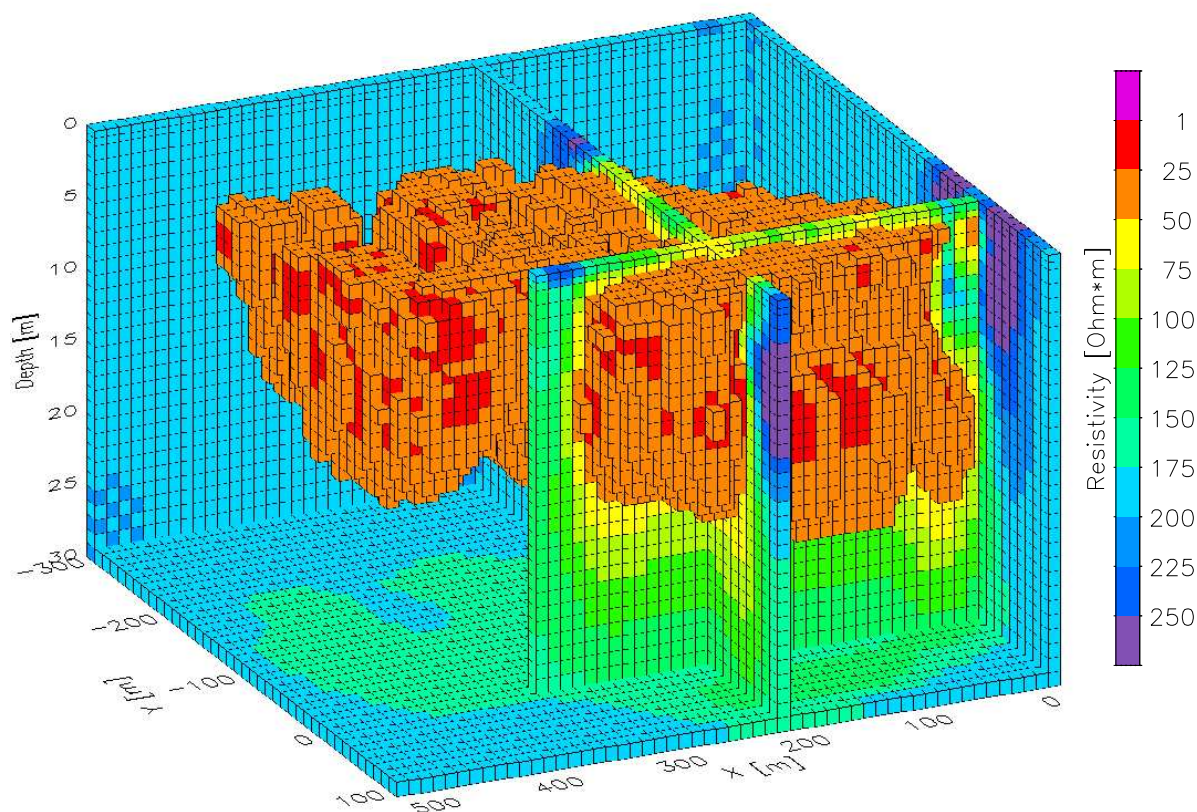


Abbildung 4.15: Vertikale Schnitte durch den 3D-Modellraum entlang der Profile  $Y=0\text{m}$ ,  $Y=-50\text{m}$  und  $X=220\text{m}$ . Startmodell zu dieser Inversion ist ein homogener Halbraum von  $200\Omega\text{m}$ .



**Abbildung 4.16:** Anpassung der Messdaten (Symbole) an die modellierten Daten (Linien) für Profil  $Y=0m$ . Dargestellt sind die Real- und Imaginäranteile der beiden Impedanzsensorkomponenten  $Z_{xy}$  und  $Z_{yx}$ . Für die Daten dieses Profils ist eine Anpassung von  $RMS=1.81$  erzielt worden.



**Abbildung 4.17:** *Dreidimensionale Darstellung des Widerstandsmodells zur Altablagerung Longe-rich. Startmodell für die 3D-Inversion ist ein homogener Halbraum ( $200\Omega\text{m}$ ).*

elemente  $Z_{xy}$  und  $Z_{yx}$  des Impedanztensors als gemessene (Symbole) und modellierte Werte (Linien) dargestellt. Die Anpassung kann in beiden Moden und in allen Frequenzen mit sehr gut beurteilt werden.

Neben den Querschnitten durch den 3D-Modellraum ist auch ein grafisches 3D-Bild möglich. Die Abbildung 4.17 zeigt in einer 3D-Ansicht wichtige Elemente des Inversionsergebnisses. Die Zellen des 3D-Modells sind hierbei entsprechend der spezifischen Widerstandsskala farblich im Raum dargestellt. Neben vier vertikalen und einem horizontalen Querschnitt ist im Tiefenbereich zwischen 0m und 20m jede Zelle mit spezifischem Widerstand kleiner als  $50\Omega\text{m}$  eingezeichnet. Dadurch wird in etwa die Form und das Volumen des Deponiekörpers sichtbar. Hierbei ist zu bedenken, dass nicht das ganze Volumen der Altablagerung modelliert ist, weil einige Bereiche der Deponie - besonders der nördliche Teil - aufgrund fehlender Messstationen nicht berücksichtigt werden. Trotzdem wird bereits in diesem räumlichen Bild der Deponie sichtbar, welches Potential in dieser Darstellungsform und letztlich in der 3D-Modellierung liegt. Beliebige Sektionen können zum Beispiel getrennt nach ihren spezifischen Widerständen hervorgehoben werden; verschiedenste Auf- und Ansichten des 3D-Modells sind darstellbar. Dabei ist nochmals herauszustellen, dass die Daten auf einer wirklichen dreidimensionalen Modellierung beruhen.

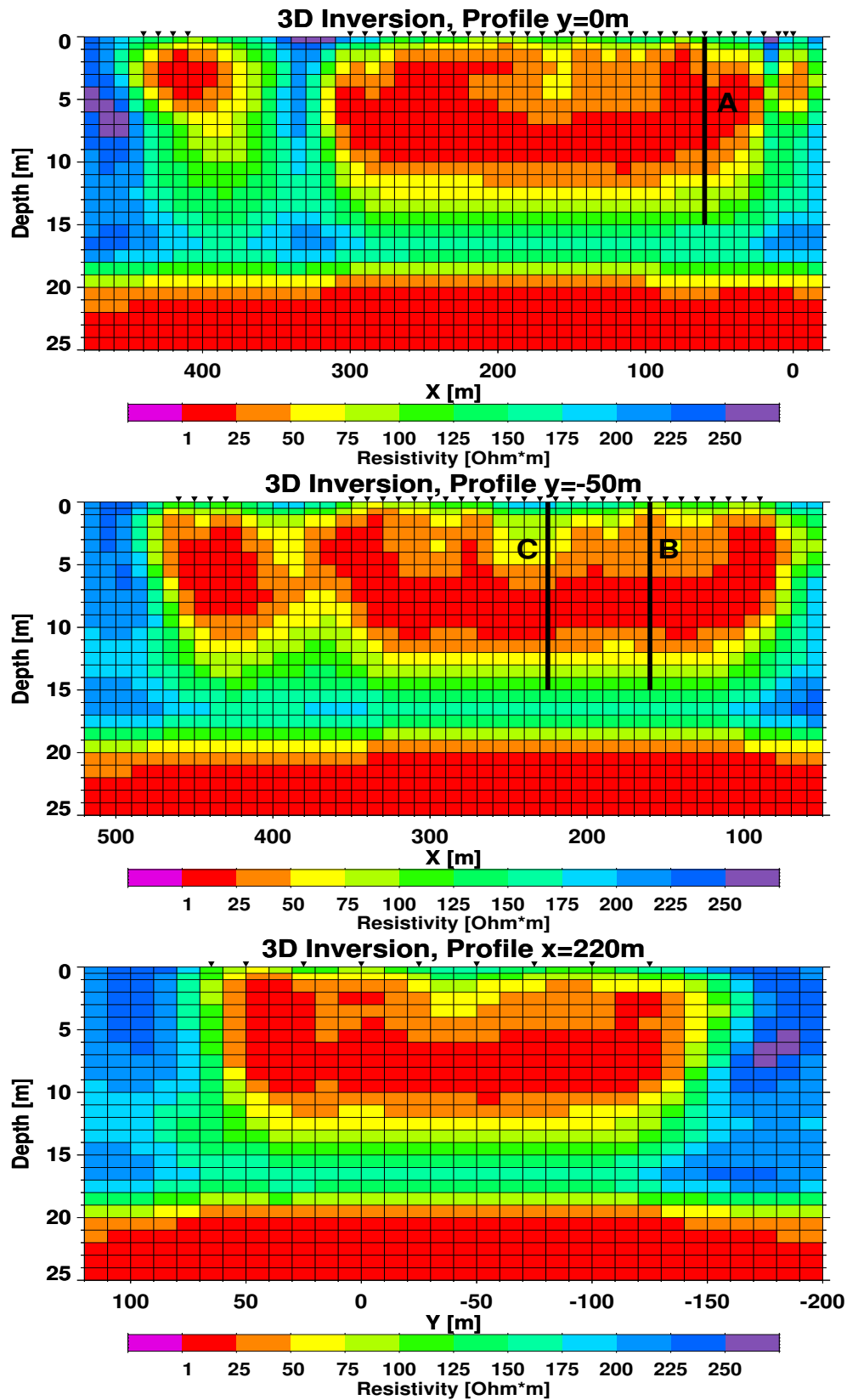


Abbildung 4.18: Vertikale Schnitte durch den 3D-Modellraum entlang der Profile  $Y=0m$ ,  $Y=-50m$  und  $X=220m$ . Startmodell zu dieser Inversion ist der 2-Schichtfall ( $200\Omega m, 20\Omega m$ ).

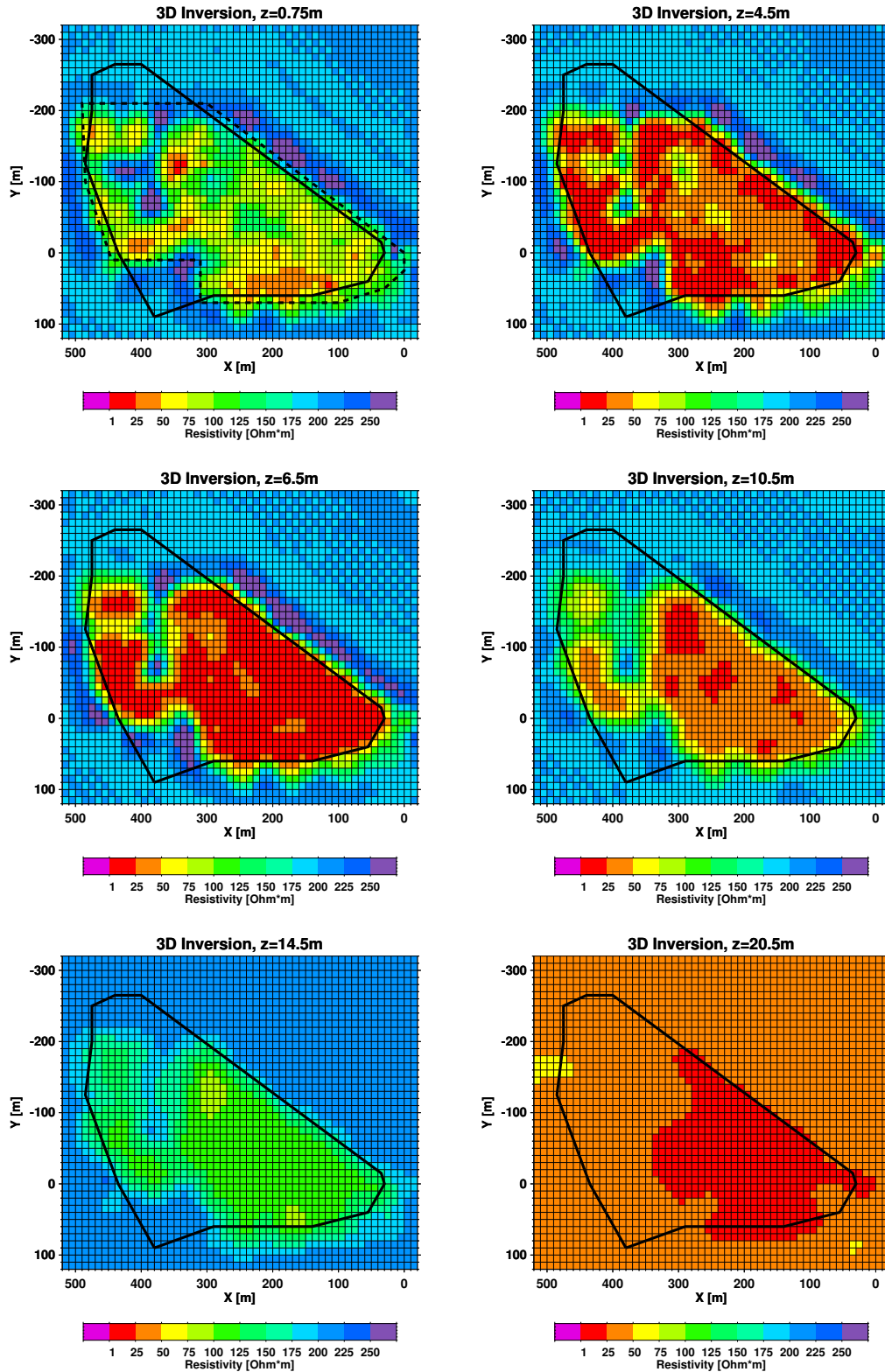
### 4.6.3 2-Schichtfall als Startmodell

Bereits bei den 2D-Inversionen der Longerich-Daten hat sich eine Verbesserung der Ergebnisse durch Hinzufügen der leitfähigen tertiären Sedimente als zweite Schicht im Startmodell gezeigt. Für die 3D-Inversion werden nun die spezifischen Widerstände der Zellen ab 20m Tiefe vom bisherigen Halbraumwert  $200\Omega\text{m}$  auf  $20\Omega\text{m}$  herabgesetzt. In 38 Iterationen ist der RMS-Fehler von anfangs 20.2 auf 1.88 reduziert worden. Für diese Inversion haben 252 CPUs des TeraFlop-Rechners *ASCI-RED* parallel etwa sieben Tage benötigt ( $\sim 6\text{h}/\text{Iteration}$ ). Aus diesem 3D-Modell werden zum Zwecke des Vergleichs wiederum vertikale Querschnitte entlang der Profile  $Y=0\text{m}$ ,  $Y=-50\text{m}$  und  $X=220\text{m}$  erzeugt.

Die gut leitende zweite Schicht im Startmodell führt schon in bekannter Weise zur Reduzierung der Mächtigkeit des Deponiekörpers. Die Zonen mit spezifischen Widerständen kleiner als  $25\Omega\text{m}$  reichen nur noch bis in Tiefen von 10-11m. Dies passt mit den Angaben zur erwarteten Deponieunterkante in 12m Tiefe sehr gut überein. Bis in 10m Tiefe sind nur in kleinen Bereichen Unterschiede zu den Modellläufen mit homogenem Halbraum in den drei ausgesuchten Querschnitten zu erkennen. Der wesentliche Unterschied liegt in der Auftrennung zwischen Deponiekörper und tertiären Sedimenten. Eine Zone erhöhten spezifischen Widerstands bleibt im Zwischenraum aus dem Startmodell erhalten.

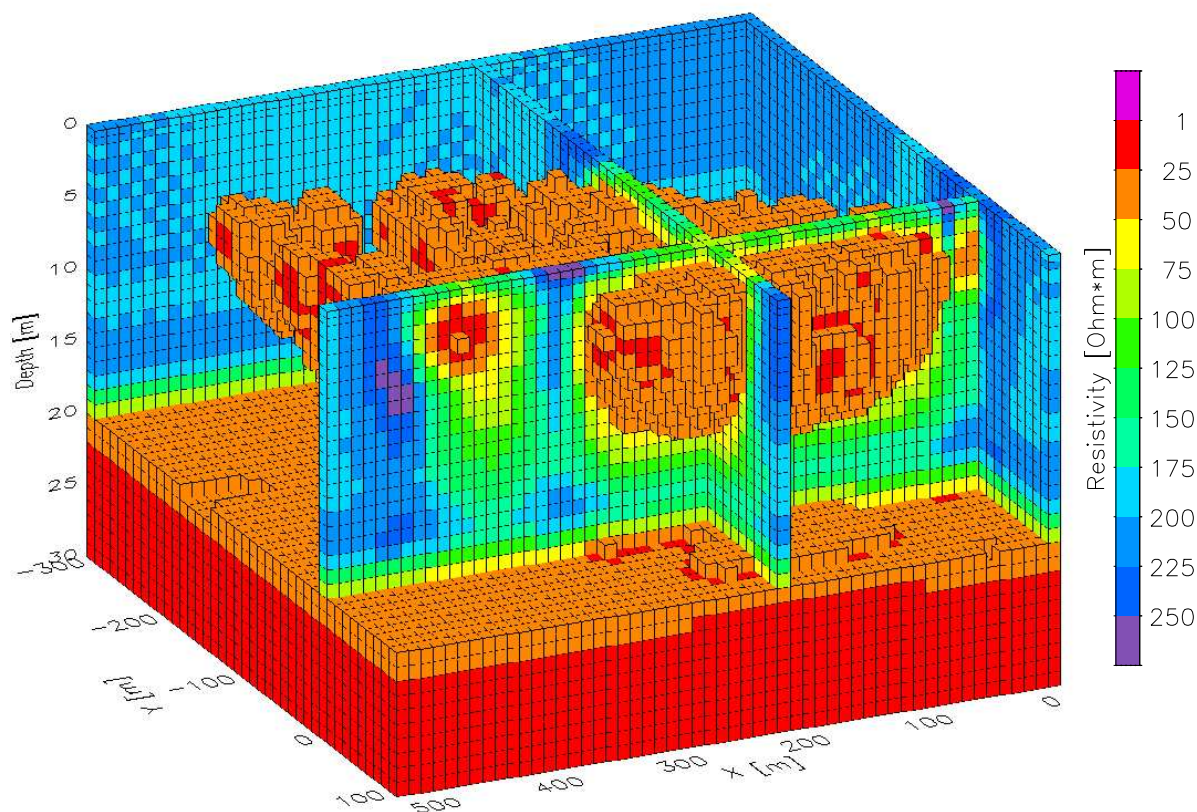
Neben den vertikalen Querschnitten durch das 3D-Modell sind auch horizontale Schnitte möglich. In Abbildung 4.19 sind für sechs verschiedene Tiefen horizontale Schnitte vom zentralen Bereich des 3D-Modellraums dargestellt. Als Hilfslinie zur Interpretation ist der Umriss der Deponie eingezeichnet, wie er sich aus Luftbildern ableiten lässt. Die gestrichelte Linie im Horizontalschnitt der Tiefe 0.75m markiert den Bereich des Modellraums, der mit den 301 RMT-Stationen größtenteils abgedeckt ist. Die Horizontalschnitte zeigen von links oben nach rechts unten einen vertikalen Durchgang durch den Modellraum beginnend bei 0.75m Tiefe (Auffüllung) bis in 20.5m Tiefe (tertiäre Sedimente). Ganz gut erkennt man, dass die geschätzte Deponiegrenze mit den Außenkanten des modellierten, gut leitenden Materials einhergeht. In der Tiefe von 6.5m zeigt der Deponiekörper flächenmäßig die niedrigsten spezifischen Widerstände. In 10.5m Tiefe steigt der spezifische Widerstand leicht an und in 14.5m Tiefe ist die Deponie diesem Modell nach durchschritten.

Zum Abschluss dieser 3D-Inversion wird die Verteilung des spezifischen Widerstands in einem 3D-Bild veranschaulicht. In der Abbildung 4.20 sind über den tertiären Sedimenten ab 20m Tiefe diejenigen Zellen markiert, deren spezifische Widerstände  $50\Omega\text{m}$  unterschreiten. Das Volumen dieser Zellen deutet wieder ungefähr den Deponiekörper an - wohlwissend, dass nicht die ganze Altablagerung in den Messdaten erfasst ist und dass die für die Hervorhebung des Deponiematerials gewählte Grenze im spezifischen Widerstand von  $50\Omega\text{m}$  zunächst willkürlich ist. Für kleinere Grenzwerte verringert sich das dargestellte Volumen des Deponiekörpers entsprechend. In der Tabelle 4.6 sind die Volumina für verschiedene Grenzwerte zusammengestellt. Ergänzend sind dort auch die Werte für das 3D-Modell mit homogenem Halbraum als Startmodell aufgelistet. Für beide Startmodelle nimmt das Volumen des Deponiekörpers um ca. 60% ab, wenn man vom Grenzwert  $\rho < 50\Omega\text{m}$  auf den Grenzwert von  $\rho < 20\Omega\text{m}$  übergeht. Nach den Archivunterlagen werden rund  $970000\text{m}^3$  Deponiematerial geschätzt. Da die Altablagerung flächenmäßig nur zu ca. 70% erkundet worden ist, ist die modellierte Deponie wesentlich zu klein. Unter der Annahme, dass die fehlenden 30% in der flächenmäßigen Erkundung auch dem



**Abbildung 4.19:** Sechs horizontale Schnitte in verschiedenen Tiefen durch den 3D-Modellraum. Als schwarze Konturlinie ist die aus Luftbildern vermutete Außenkante der Deponie eingezeichnet. Im Bild oben links umschließt die gestrichelte Linie den Bereich der 301 Messstationen.





**Abbildung 4.20:** Dreidimensionale Darstellung der Widerstandsmodell zur Altablagerung Longe-Deponie. Startmodell für die 3D-Inversion ist ein 2-Schichtfall ( $200\Omega\text{m}$ ,  $20\Omega\text{m}$ ) gewesen.

modellierten Volumen fehlen und dass man noch die nachträgliche Deckschicht (ca.  $130000\text{m}^3$ ) mit in die Kalkulation einbezieht, so würde das eingelagerte Volumen, das unter dem spezifischen Widerstand von  $50\Omega\text{m}$  liegt, in etwa  $990000\text{m}^3$  ausmachen. Dabei wird von einer vergleichbaren Mächtigkeit der Deponie für den extrapolierten Teil ausgegangen.

In dieser dreidimensionalen Grafik sieht man auch deutlich die Abgrenzung des gut leitenden Deponiekörpers von den ebenso gut leitenden tertiären Sedimenten. Wie sich der spezifische Widerstand in dem Zwischenraum verteilt, kann auch mit den 3D-Modellen nicht gesagt werden. Dass der spezifische Widerstand etwas höher liegt, zeigt sich bereits in den 2D-Modellen.

Grenzwert	3D-Modell homogener Halbraum	3D-Modell 2-Schichtfall
$\rho < 50\Omega\text{m}$	$936400\text{m}^3$	$603600\text{m}^3$
$\rho < 40\Omega\text{m}$	$771300\text{m}^3$	$498700\text{m}^3$
$\rho < 30\Omega\text{m}$	$573700\text{m}^3$	$383200\text{m}^3$
$\rho < 20\Omega\text{m}$	$333600\text{m}^3$	$242200\text{m}^3$

**Tabelle 4.6:** Zusammenstellung der Volumina zu verschiedenen Werten des spezifischen Widerstands als Obergrenze für das Deponiematerial.

## 4.7 Vergleich zwischen 2D- und 3D-Modellierung

Für einen Vergleich zwischen 2D- und 3D-Inversionsergebnissen werden die Inversionsergebnisse zu Profil Y=-25m herangezogen, die bisher noch nicht diskutiert worden sind. Dieses Profil bietet als einziges eine durchgehende Vermessung über die Deponie mit Stationsabständen von 10m, auch wenn die östliche Kante nicht überschritten werden kann (siehe nochmals die Abbildung 4.6). Zum anderen ist es ca. 70-80m von der nahezu parallel verlaufenden südlichen Kante der Deponie entfernt, so dass sich 3D-Effekte nur abgeschwächt in einer 2D-Modellierung zeigen sollten. In Abbildung 4.21 sind das Ergebnis der 2D-Inversion (Modell oben) und das 3D-Inversionsergebnis (Modell in der Mitte) gezeigt. Erkennbar ist, dass in beiden Startmodellen die gut leitende Schicht in der Tiefe vorgegeben ist. Die 2D-Inversion basiert wieder auf einem Regularisierungsparameter von  $\tau = 20$ . Das Ergebnis der 3D-Inversion ist ein Querschnitt aus dem 3D-Modellraum der im letzten Abschnitt diskutierten Modellierung.

2D- wie 3D-Modell zeigen deutlich den gut leitenden Deponiekörper im Anschnitt. Besonders mächtig erscheint er in der 2D-Inversion, denn gerade der Bereich mit spezifischen Widerständen kleiner  $25\Omega\text{m}$  ragt 13m bis 15m in die Tiefe. Die eingezeichnete Sensitivitätslinie für  $10^{-4}\text{m}^{-2}$  verläuft auch in diesen Tiefen und deutet an, dass die Widerstände dieser Modellzellen relativ gut im Sinne der Messdaten aufgelöst sind. Im 3D-Anschnitt endet der Bereich der spezifischen Widerstände kleiner  $25\Omega\text{m}$  aber bereits in maximal 11m.

Das untere Bild in Abbildung 4.21 zeigt als Hintergrund das 2D-Modell in der bekannten Farbskala und diesem überlagert die Konturlinien für die spezifischen Widerstände  $25\Omega\text{m}$  und  $50\Omega\text{m}$  des 3D-Modells. Diese Widerstandswerte umschließen den Farbbereich Orange bzw. Rot der Farbskala. Die Unterkante des Deponiekörpers verschiebt sich im 3D-Modell rund 4-5m nach oben. Erfreulich ist aber der Verlauf der Oberkante des gut leitenden Deponiebereichs. 2D- und 3D-Modell liegen hier sehr schön in Einklang. Der Tiefenbereich bis 10m sollte auch am besten vom Frequenzbereich der Daten abgedeckt sein.

Bei anderen Profilen zeigt sich ebenso eine gute Übereinstimmung für den oberen Deponiebereich (Tiefe bis 10m), wenn auch diese Übereinstimmung in Zonen mit einer Unterbrechung in den Messprofilen nicht mehr gegeben ist. Die Unterkante der Deponie wird in allen 2D-Modellen deutlich tiefer modelliert, als es die entsprechenden Modellschnitte der 3D-Inversion wiedergeben. Mit Rückblick auf die 2D- und 3D-Modellstudien an synthetischen Daten kann man diesen Unterschied durch falsche Interpretation der dreidimensional beeinflussten Messdaten durch 2D-Inversionsalgorithmen erklären.

Im Abschnitt zu den Rammkernbohrungen werden weitere Vergleiche zwischen 2D- und 3D-Modellen zur Sprache kommen, insbesondere in einer Gegenüberstellung des Verlaufs des spezifischen Widerstands mit der Tiefe zwischen 2D-, 3D-Modellierung und den Labormessungen an den Bodenproben.

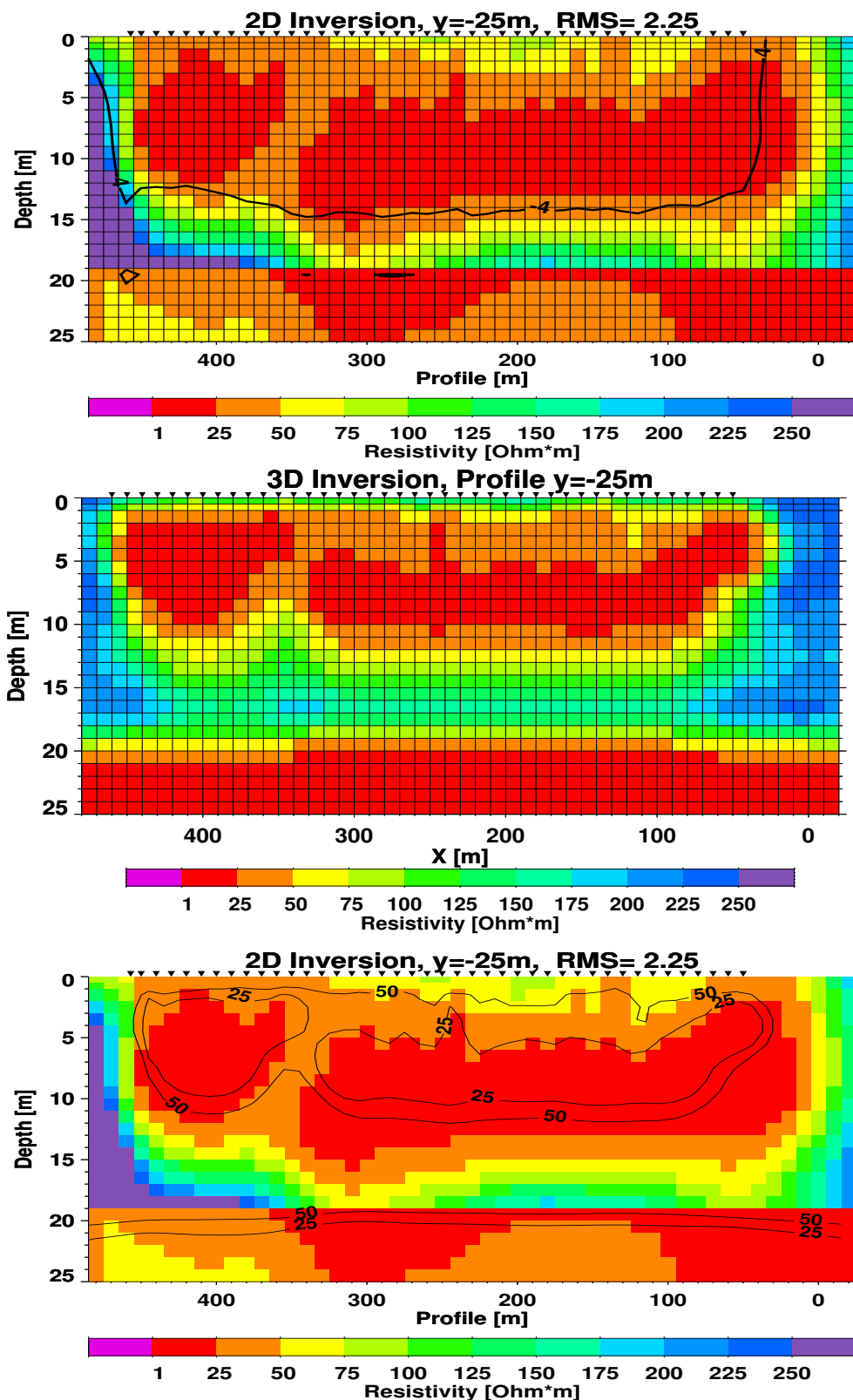


Abbildung 4.21: 2D-Inversion zu Profil  $Y=-25m$  im oberen Bild, in der Mitte die 3D-Inversion und unten die 2D-Inversion mit überlagerten Konturlinien zu  $25\Omega m$  und  $50\Omega m$  des 3D-Modells. Beide Inversionen starten mit dem 2-Schichtfall.

## 4.8 Zusammenfassung

Bei der Auswertung der RMT-Daten zur Altablagerung Longerich ist weltweit zum ersten Mal eine 3D-Inversion von MT-Felddaten im Radiofrequenzbereich gelungen. Die hohe Zahl an Messstationen, die flächenhaft das Gelände abdecken, die gute Datenqualität und, vor allem, der 3D-Inversionsalgorithmus von G. Newman haben zu diesem Erfolg geführt. Die Parallelisierung des Algorithmus zum Einsatz auf großen Parallel-Rechnern erlaubt eine 3D-Inversion auf einem genügend feinen Modellgitter in annehmbarer Rechenzeit.

Mit den Widerstandsbildern der 2D- und 3D-Inversionen erhält man einen umfassenden Überblick über die Widerstandsverteilung im Bereich der Altablagerung. Die 2D-Inversionen zeigen einen sehr mächtigen Deponiekörper, mächtiger, als man ihn den Archivunterlagen nach erwartet. In den 3D-Widerstandsmodellen verringert sich die Mächtigkeit des Deponiekörpers. Aber es gelingt auch mit der 3D-Inversion nicht, die Widerstandsverteilung im Bereich des unteren Deponiekörpers und der Sedimente unterhalb der Deponiesohle eindeutig zu klären.

Die 2D-Widerstandsmodelle sind nach ausführlichen Inversionsstudien mit unterschiedlichen Regularisierungsparametern, Startmodellen und Modellgittern ausgewählt worden. In dieser Ausführlichkeit ist die 3D-Inversion nicht durchführbar. Um eingehende Vergleiche mit den 2D-Inversionsmodellen zu machen, müssen weitere 3D-Inversionen der Messdaten gerechnet werden. Dabei ist zu untersuchen, welchen Einfluss der Regularisierungsparameter, der Datenfehler oder auch die Gitterwahl auf das 3D-Widerstandsmodell haben. Für die hier vorgestellten 3D-Inversionen sind die Größen noch subjektiv gewählt worden.

Die Arbeit hat aber gezeigt, dass jetzt nicht mehr die Messdaten oder der 3D-Algorithmus eine 3D-Inversion verhindern, sondern ausschließlich die Rechenzeit und die Rechnerleistung. Bemerkenswert ist auch, dass allein mit den Daten zu den Nebendiagonalelementen des Impedanzensors die 3D-Inversion ein gutes Widerstandsbild der Altablagerung geliefert hat. Wenn mit neuen RMT-Messgeräten der ganze Impedanztensor bestimmbar ist, kann man mit einer 3D-Inversionsstudie klären, wie viel Information dem Widerstandsmodell durch das Fehlen der Hauptdiagonalelemente während der Inversion von Felddaten verloren geht.

---

## Bodenproben zum Messgebiet Longerich

---

Nach der Vorauswertung der RMT- und IP-Messungen mit mehrdimensionalen Modellen werden auf der Deponie und auf ihrer Umgebung Rammkernsondierungen durchgeführt. Die gewonnenen Bodenproben werden im Labor geologisch, geochemisch und geophysikalisch analysiert. Dabei gilt dem komplexen elektrischen Widerstand im niederfrequenten Bereich, einschließlich der RMT-Frequenzen, besondere Aufmerksamkeit. Die an den Proben gemessenen Widerstände können mit den Modellergebnissen der RMT und IP an den betreffenden Messstationen verglichen werden.

### 5.1 Probengewinnung

#### 5.1.1 Auswahl geeigneter Bohrstellen

Um geeignete Orte für die Bohrungen zu finden, dienen die Vorauswertungen der RMT- und IP-Messungen. Auf Seiten der RMT-Auswertung sind für den frühen Zeitpunkt der Bohrkampagne erste 2D-Widerstandsmodelle herangezogen worden. Die ausführlichen 2D- und 3D-Modellstudien, wie sie im letzten Kapitel erörtert worden sind, sind erst nach den Bohrungen erfolgt.

Das Hauptaugenmerk bei der Auswahl von Bohrstellen liegt auf den 2D-Modellen der RMT, da diese im Anschluss an die Messungen relativ schnell zur Verfügung stehen. Da für die Auswertung der IP-Messungen entsprechende Auswertesoftware noch im Entwicklungsstadium ist und die Messdaten auch einem aufwendigen Processing-Verfahren unterliegen, unterstützen nur die Pseudosektionen entlang den IP-Profilen das Auswahlverfahren. Die Pseudosektionen bieten zumindest ein erstes, wenn auch scheinbares Bild der Verteilung des Widerstands und der Aufladbarkeit. Weitere Angaben zu den IP-Daten und den Auswertungen für die Deponie Longerich finden sich bei *Hönig* [2002].

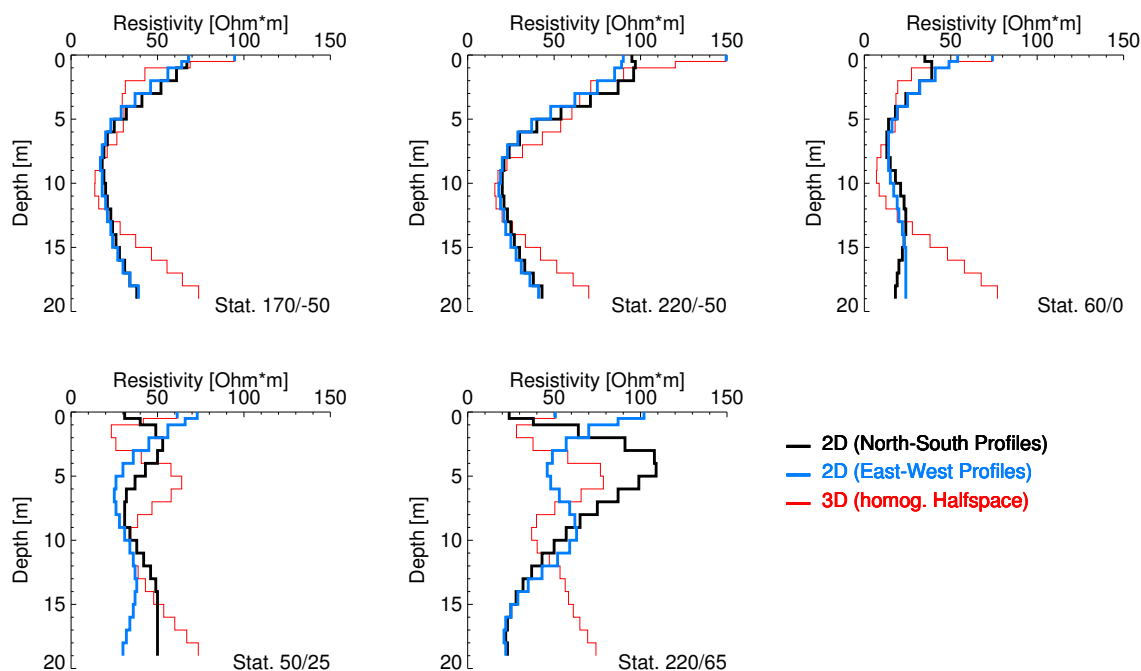
Für die RMT-Auswertung sind im Bereich der Überdeckungen der IP- und RMT- Messkampagne (grauer Bereich in der Messgebietskarte der Abbildung 4.6) alle Stationen herangezogen worden. Entlang den West-Ost und den Nord-Süd streichenden Profilen sind 2D-Inversionen mit R. Mackies 2D-Inversionsprogramm ausgeführt worden. Unter Benutzung eines einheitlichen Modellgitters in vertikaler Richtung sind so für über 188 Stationen 34 zweidimensionale Widerstandsmodelle im Bereich der Altablagerung berechnet worden.

In einem nächsten Schritt werden an allen Stationen, die Kreuzungspunkte von sich schneidenden Nord-Süd- bzw. West-Ost-Profilen sind, die Verläufe des spezifischen Widerstands aus beiden 2D-Modellen gegeneinander aufgetragen. In der Abbildung 5.1 sind in einer Auswahl fünf Stationen dargestellt. Bis zu einer Tiefe von 20m ist der spezifische Widerstand zu beiden Profilrichtungen aufgetragen. Zum Vergleich ist in Rot der Widerstandsverlauf des 3D-Inversionsmodells mit homogenem Halbraum als Startmodell eingezeichnet. Für die Auswahl geeigneter Bohrstellen haben die 3D-Modelle noch nicht zur Verfügung gestanden. Nicht immer stimmen die Widerstandsverläufe zwischen sich schneidenden Profilen überein, wie es in der unteren Reihe der Abbildung 5.1 zu sehen ist. Dies ist besonders im Bereich der Deponiekante der Fall, da hier nur für ein Profil annähernd ein idealer 2D-Widerstandsverlauf zu erwarten ist. Zum Beispiel ist für das West-Ost-Profil  $Y=65\text{m}$  eine 2D-Auswertung der Messdaten von vornherein zum Scheitern verurteilt, da das Profil mehr oder minder der Deponiekante folgt und somit parallel zum Profil ein Widerstandscontrast vorliegt, der nicht mit der 2D-Annahme in Übereinstimmung gebracht werden kann. Für diese Stationen ist also mit 2D-Inversionstechnik nur die Nord-Süd-Profilrichtung sinnvoll, wie auch in der besseren Übereinstimmung mit dem 3D-Inversionsergebnis zu sehen ist.

Die Zusammenstellung aller Widerstandsverläufe hilft bei der Suche nach geeigneten Bohrlokalationen. Auf der Deponie sollen einige Stationen gefunden werden, die einen mit der Tiefe charakteristischen Widerstandsverlauf besitzen, der sich ebenso bei den benachbarten Stationen findet. Damit soll gewährleistet sein, dass die erbohrten Proben einen größeren Bereich des Deponiematerials widerspiegeln. Zu den Vorgaben der 2D-Inversionen der RMT kommen die Vorauswertungen der IP-Messungen. Hier bietet sich mit der Aufladbarkeit ein weiterer Parameter zur Klassifizierung von Material an. So werden auch Bezirke der Deponie für Bohrungen interessant, die sich in den 2D-Widerstandsmodellen der RMT noch gleichen, aber Unterschiede in den Pseudosektionen der Aufladbarkeit zeigen. Im Anhang C finden sich in den Abbildungen C.1 und C.2 die Pseudosektionen der Profile  $Y=0\text{m}$  und  $Y=-50\text{m}$  für die scheinbaren Widerstände und Aufladbarkeiten. Nach Durchsicht der vorläufig ausgewerteten RMT- und IP-Daten sind vier Bereiche U1–U4 im südöstlichen Teil der Deponie, also dem gemeinsam erkundeten Deponiebereich, ausgesucht worden. In der Abbildung 5.2 sind die vier Bezirke auf die Karte des gemessenen scheinbaren Widerstands zur Frequenz 234kHz gezeichnet.

Der Bezirk U1 zeigt in den RMT-Modellen sehr niedrige spezifische Widerstände im Tiefenbereich 0m bis 10m. Der Widerstandsverlauf zu Station ( $X=60\text{m}/Y=0\text{m}$ ) in Abbildung 5.1 gibt dies wieder. In der Pseudosektion der IP von Profil  $Y=0\text{m}$  finden sich in diesem Bereich mittlere scheinbare Aufladbarkeiten von 20-30secV/V (siehe Abbildung C.1 im Anhang C).

Der Bezirk U2 steht für den Großteil der Stationen auf der Deponie. Durchschnittliche spezifische Widerstände und scheinbare Aufladbarkeiten charakterisieren diesen Bezirk.



**Abbildung 5.1:** Darstellung des spezifischen Widerstands mit der Tiefe an fünf ausgesuchten Stationen. Die schwarze Linie entspricht der 2D-Inversion der Nord-Süd-Profile, die blaue Linie der zur Ost-West-Profildrichtung. Zum Vergleich sind in Rot die Widerstandsverläufe zur 3D-Inversion mit homogenem Halbraum als Startmodell eingezeichnet.

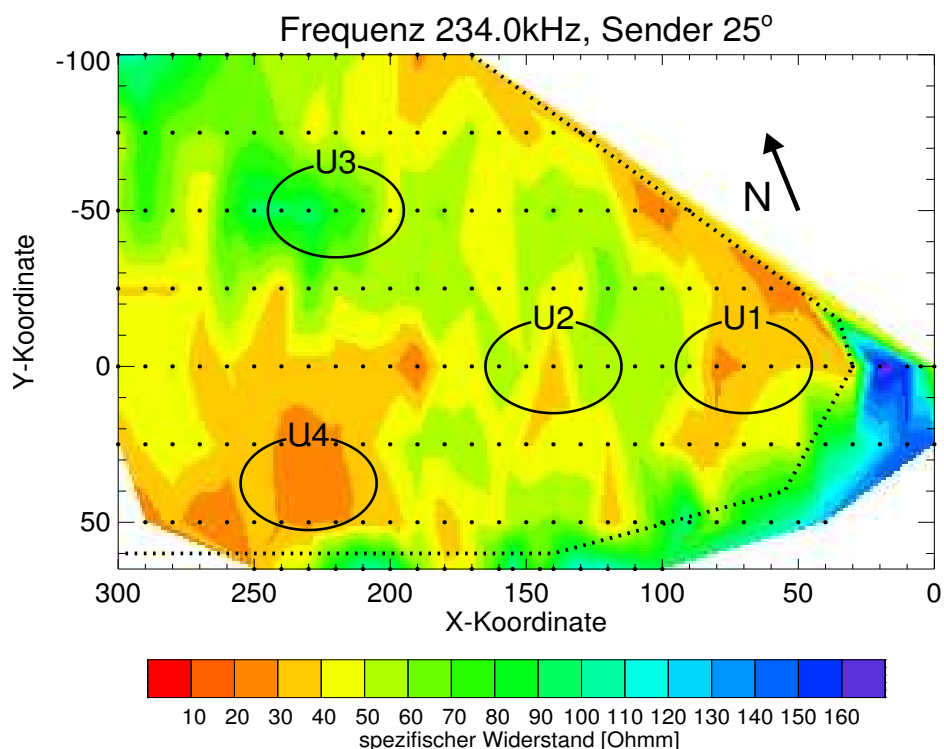
Die RMT-Stationen im Bezirk U3 bilden eine auffällige Anomalie mit erhöhtem scheinbarem Widerstand in den Messdaten. Wenn man sich die Widerstandskarten in Abbildung 4.8 zu verschiedenen Frequenzen ansieht, fällt dieser Bereich um Station (X=220m/Y=-50m) besonders bei der höheren Frequenz 234kHz ins Auge. Der vertikale Verlauf des spezifischen Widerstands nach der 2D-Inversion (siehe Abbildung 5.1) zeigt im oberflächennahen Bereich erhöhte Werte. Die scheinbare Aufladbarkeit ist verhältnismäßig niedrig (5-15secV/V), so dass sich die Kombination aus erhöhtem spezifischen Widerstand und sehr niedriger Aufladbarkeit für eine Bohrung anbietet (siehe Abbildung C.2 im Anhang C).

Bezirk U4 weist in den RMT-Messdaten bereits die geringsten scheinbaren Widerstände des ganzen Messgebietes auf. Da es sich um eine größere Anomalie zu handeln scheint, sollen hier ebenso Bodenproben gewonnen werden. Aufgrund der Randlage könnte der Deponiekörper an dieser Stelle auch weniger mächtig sein, so dass man genügend Probenmaterial der Sedimente unterhalb der Deponie gewinnen würde. Die scheinbaren Aufladbarkeiten sind hier niedrig.

Für Rammkernsondierungen außerhalb der Deponie bietet sich der südöstlich des Messgebiets gelegene Wald an, in dem bereits RMT- und IP-Messungen zu Referenzzwecken ausgeführt worden sind.

### 5.1.2 Rammkernsondierungen und -bohrungen

Zur Durchführung der Sondierungen ist eine Bohrraube als Ausleihe vom Geographischen Institut der Universität zu Köln, Arbeitsgruppe Prof. Brunotte, benutzt worden. Diese Bohrraube



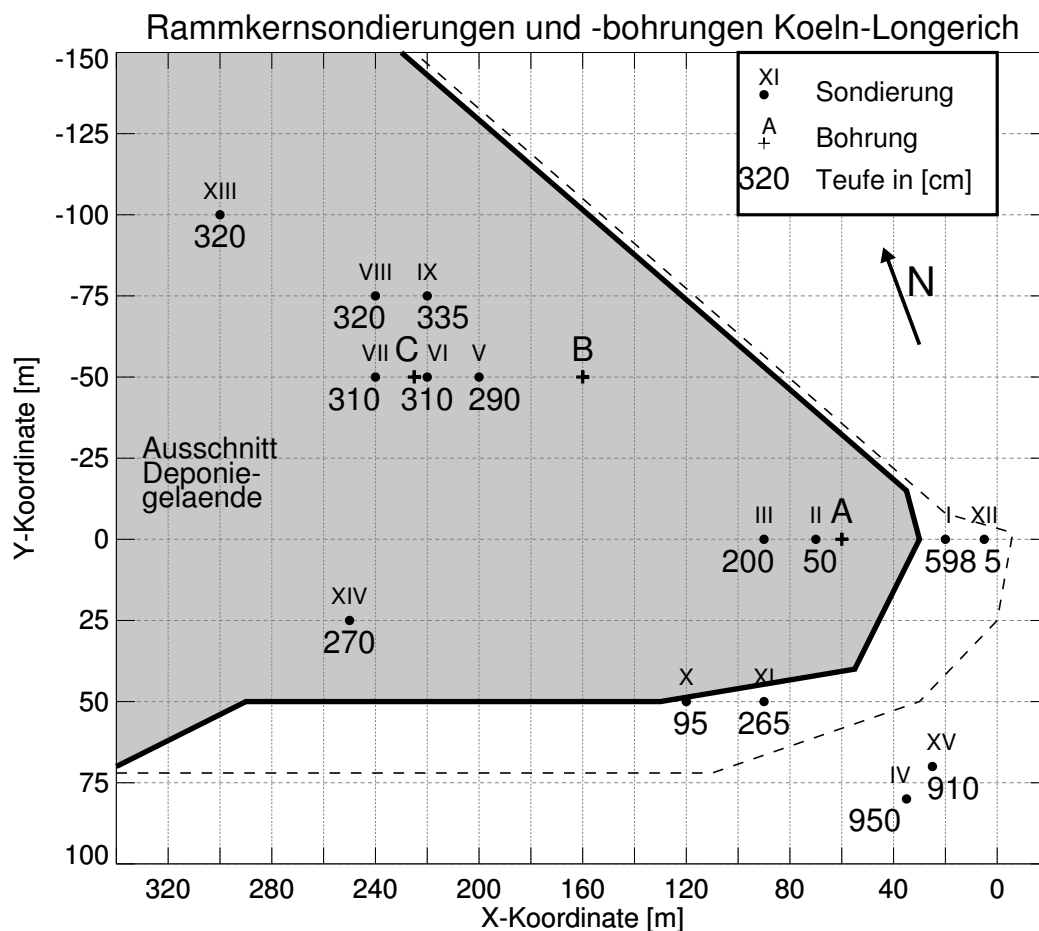
**Abbildung 5.2:** Die nach der Voruntersuchung ausgewählten potentiellen Bohrstellen auf der Deponie: U1, U2, U3 und U4. Der Karte ist der gemessene scheinbare Widerstand zur Frequenz 234.0kHz unterlegt.

mit ausfahrbarem Bohrturm ermöglicht mit Hilfe eines kleinen Presslufthammers das Vortreiben von Sondierungsstangen in den Untergrund. Die Arbeitsgruppe von Prof. Brunotte hat dieses Gerät bereits seit vielen Jahren bei geomorphologischen Untersuchungen im Rheinland und der Kölner Bucht eingesetzt [z.B. Schulz, 1999]. Rammkernsondierungen sind bis in Tiefen von 10-15m unter Geländeoberkante möglich.

Beim Einsatz dieses Bohrgerätes auf der Deponie hat sich jedoch herausgestellt, dass die Schlagleistung des Bohrhammers zu gering ist. An über 10 Stellen in den Bezirken U1-U4 ist die Sondierung mit dem Bohrgerät erfolglos geblieben. In Abbildung 5.3 sind mit römischen Zahlen 15 Messpunkte auf und um die Deponie herum dargestellt. Die Werte an den Sondierungsstellen geben die Erkundungstiefe in Zentimetern an. Auf der Deponie ist es nicht möglich gewesen, mehr als 3m tief zu sondieren, an manchen Stellen noch deutlich weniger. Dabei sind fast immer Asphalt- und Teerreste das letzte erbohrte Material aus 3m Tiefe. Die Schlagkraft des Bohrhammers ist hier zu gering gewesen, um dieses Material zu durchdringen. Die Sondierungen außerhalb der Deponie (IV und XV) sind bis in ca. 10m Tiefe durchgeführt worden. Tiefer ist nicht sondiert worden, da das Bohrloch mit Annäherung an den Grundwasserspiegel immer wieder in sich zusammengefallen ist.

In der Abbildung 5.4 finden sich die Sondierungsprofile an den Punkten IV und XV außerhalb der Deponie. Unter einer Schluffabdeckung von 1-2m Mächtigkeit ist der 17-19m mächtige Kies- und Sandkörper der Niederterrasse des Rheins angebohrt worden. Bis in eine Tiefe von ca. 9.5m sind die Sondierungen vorgedrungen und haben den Kapillarsaum des Grundwasserspiegels erreicht.

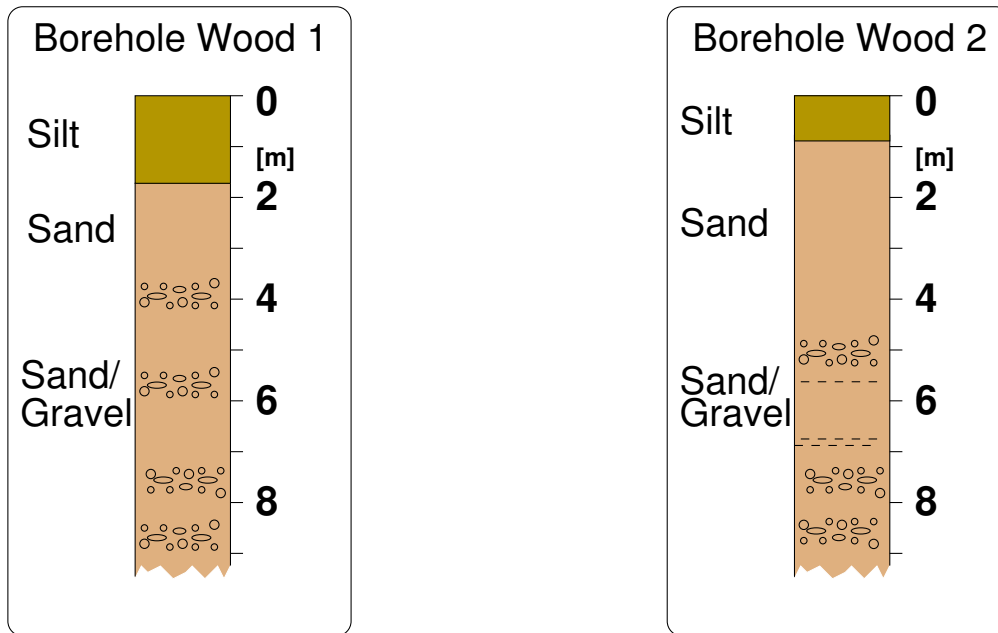




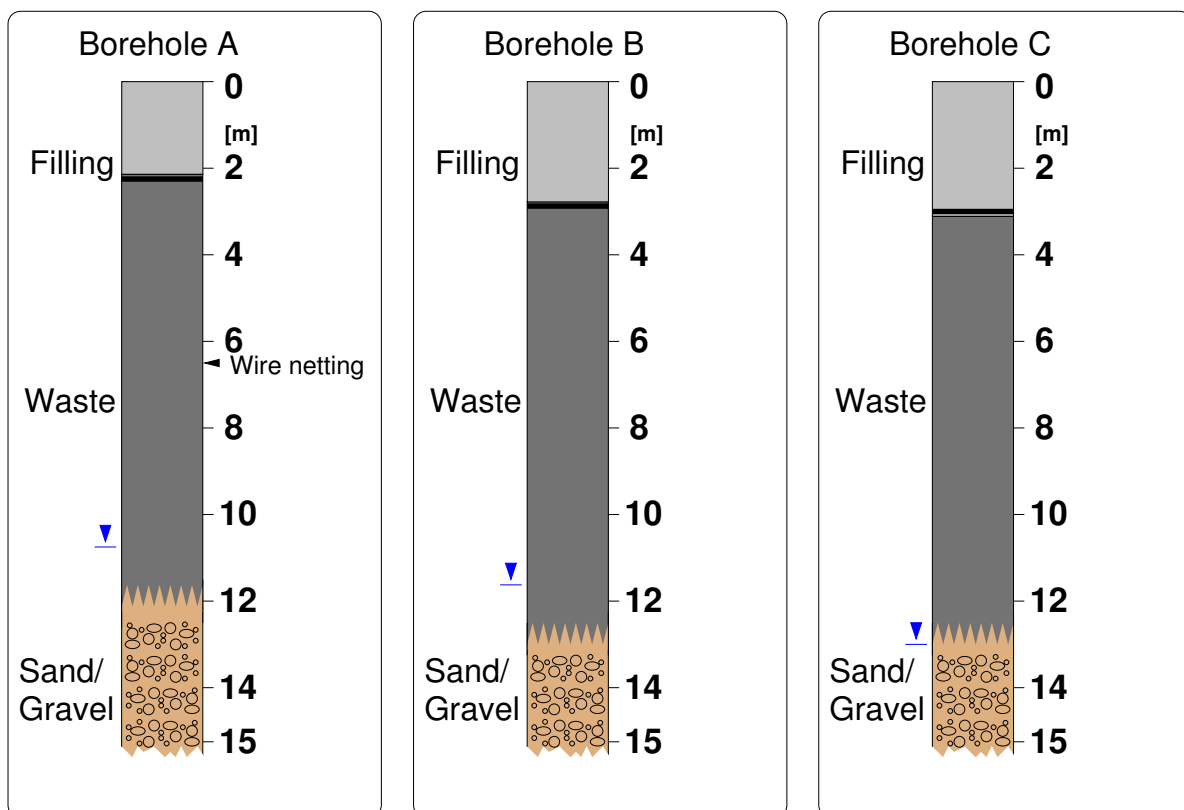
**Abbildung 5.3:** Ausschnitt des Messgebietes Longerich (siehe graue Fläche in Abbildung 4.6). Die Orte der Rammkernsondierungen und -bohrungen sind mit ihren Tiefen in Zentimetern eingetragen.

Um Bodenproben aus allen Tiefen der Deponie zu bekommen, sind Rammkernbohrungen in Auftrag gegeben worden. Da diese Kosten nicht von Projektseite abgedeckt sind, hat das Institut diese übernommen. Die nicht unerheblichen Aufwendungen für Rammkernbohrungen einer Bohrfirma lassen nur wenige Bohrungen zu. Da bis mindestens unterhalb der Deponiesohle gebohrt und gleichzeitig an verschiedenen Punkten Material gewonnen werden soll, beschränken sich die Rammkernbohrungen auf insgesamt drei Punkte mit Tiefen von 15m. In der Abbildung 5.3 sind mit den Bezeichnungen A, B und C die Orte der drei Bohrungen markiert. Aufgrund des sehr schweren Bohrwagens und der zum Teil nassen und weniger verdichteten Deckschicht der Deponie, spielt die Befahrbarkeit des Geländes bei der erneuten Auswahl der Bohrpunkte eine wichtige Rolle. Bohrungen in den Bezirken U2 und U4 scheiden wegen Unbefahrbarkeit mit dem schweren Bohrgerät aus. Proben aus Bezirk U1 werden mit der Bohrung A gewonnen, Proben aus Bezirk U3 mit Bohrung C. Bohrung B liegt nahe eines befestigten Weges auf der Deponie und soll Probenmaterial für durchschnittliche spezifische Widerstände und Aufladbarkeiten - ähnlich U2 - liefern. Mitte Dezember 1999 sind die Bohrungen A, B und C innerhalb von vier Tagen durchgeführt worden.

Mit einer Rammkernsonde von 1m Länge und 10cm Durchmesser wird Deponiematerial meterweise erbohrt. Das Material wird beim Rammvorgang direkt in PVC-Rohre aufgenommen. Nach dem Herausziehen der Sonde werden die beiden Enden des Rohres möglichst luftdicht mit



**Abbildung 5.4:** Sedimentologische Einheiten der Sondierungen außerhalb der Deponie im nahegelegenen Wald. Hauptbestandteil sind die Sande und Kiese der Niederterrasse des Rheins. Die maximale Sondierungstiefe liegt in beiden Fällen bei 9.50m.



**Abbildung 5.5:** Sedimentologische Einheiten der Bohrungen A, B und C. Der Grundwasserspiegel ist mit einem blauen Symbol (▼) gekennzeichnet. An der unterschiedlichen Tiefe zum Grundwasserspiegel erkennt man, dass die Geländeoberkanten der drei Bohrungen auf unterschiedlichem Höhengniveau liegen.

Plastikkappen verschlossen. Auf diese Weise sind insgesamt 45 Probenrohre gewonnen worden, die je nach Deponiematerial mehr oder weniger gefüllt sind. So kann es sein, dass in Tiefen mit groben Bauschutt (z.B. Backsteine) während des Rammvorgangs die Sondenöffnung durch grobe Steine blockiert worden ist und man nach dem Herausziehen der Sonde bemerkt hat, dass das PVC-Rohr zum Teil nur halb voll ist. Beim Erbohren der Sedimente unterhalb der Deponie sind die PVC-Rohre immer voll gefüllt worden.

## 5.2 Sedimentologische Analyse

Die Rammkernsondierungen im Wald bestätigen den lithologischen Aufbau des natürlich gewachsenen Bodens im Stadtgebiet Longerich. Unter einer Humusschicht schließen sich schluff- und silthaltige Auenlehme bis in etwa 1.5m Tiefe an. Darunter ist der Sedimentkörper der Niederterrasse des Rheins erbohrt. Oberflächennah sind es feinkörnige Sande, die mit fortschreitender Tiefe von feinkiesigen Lagen abgelöst werden. Millimeter bis wenige Zentimeter mächtige Tonhorizonte sind hin und wieder zu finden.

Die Rammkernbohrungen liefern in Rohren von 1m Länge Probenmaterial von der Altablagerung. Die Untersuchungen des Inhalts der Rohre führt zur Erstellung der Bohrprofile, wie sie in Abbildung 5.5 zu sehen sind. In allen drei Bohrungen kann man die obersten 2.5-3m dem Auffüllmaterial zuordnen. Die Auffüllung besteht aus sehr viel sandigem Material, welches weitgehend Bauschuttresten zuzuordnen ist. In jeweils drei Meter Tiefe werden in allen drei Bohrungen unterschiedliche Mengen an Asphalt- und Teerresten gefunden. Darunter schließt sich bis in eine Tiefe von 12-13m Deponiematerial an, das zu größten Teilen aus Erdaushub, Bauschutt und organischem Material (kleine Zweige, Holzfasern) besteht. Es werden aber auch vereinzelt Metallreste, Glasscherben, Textilreste und Papier- und Plastikmüll gefunden, welche auf eine Hausmüllentsorgung bei dieser Altablagerung hindeuten. In einer Tiefe von 12-13.5m unter der Geländeoberkante vollzieht sich der Übergang zu den Niederterrassensedimenten. Diese sind mit einem hohen Sandanteil deutlich dunkler und schmutziger gefärbt, als jene der Rammkernsondierungen außerhalb der Deponie.

Ein besonderer Fund ergibt sich bei Bohrung A. In einer Tiefe von 6m hat die Bohrsonde beim Rammvorgang spürbar nachgedeutert. Der Grund dafür ist ein großes Drahtgeflecht im Deponiematerial gewesen, das teilweise beim Nachführen der Verrohrung des Bohrlochs abgetrennt worden ist.

## 5.3 Geochemische Analysen

Zur Identifikation des erbohrten Materials und zu Vergleichszwecken mit den geophysikalischen Erkundungen an der Erdoberfläche sind geochemische Analysen in Zusammenarbeit mit dem Geologischen Institut, dem Institut für Geographie und dem Mineralogischen Institut der Universität zu Köln durchgeführt worden. Diese Kooperationen sind bereits für das Teilprojekt A1 des Sonderforschungsbereichs 419 vorgesehen gewesen oder haben sich im Laufe der Forschungsarbeit durch persönliche Kontakte ergeben. Die Analysen der Proben können eventuell zeigen, ob sich zwischen den Gehalten bestimmter chemischer Substanzen (Schwermetalle, Salze, etc.) in den Bohrproben und den geophysikalischen Parametern der Modelle von

RMT und IP Korrelationen zeigen. Daneben bieten sie die Möglichkeit, den Schadstoffgehalt und die potentielle Gefahr dieser Altablagerung abzuschätzen. Dazu sind neben anorganischen Untersuchungen auch zusätzlich organische Analysen gemacht worden. Letztere werden nur kurz betrachtet.

Da die nachfolgend beschriebenen Analysenmethoden eine entsprechende Aufbereitung des Probenmaterials verlangen, wird zunächst die Probenaufbereitung erläutert.

### 5.3.1 Probenaufbereitung

Die organischen wie anorganischen Analysen bedürfen eines homogenisierten Probenmaterials. Das sehr heterogene Material der Bohrproben mit variablem Durchmesser von Millimetern bis wenigen Zentimetern muss reduziert werden. Dabei ist aber darauf zu achten, dass durch die Homogenisierung keine wesentliche Verfälschung des Probenmaterials eintritt. Man muss sich im Klaren sein, welche Veränderungen durch die Aufbereitung entstehen. Zur Probenaufbereitung von Abfall- und Deponiematerial geben zum Beispiel *Rump und Scholz* [1995] praktische Anleitungen.

Zunächst werden aus den Tiefen 2m, 4m, 6m, 10m, 12m und 14m jeder Bohrung 150-200cm<sup>3</sup> Probenmaterial entnommen. Für die geochemischen Untersuchungen werden keine Mischproben vorbereitet, in der Art etwa, dass man das Material eines Bohrmeters mischt und dann eine repräsentative Probe entnimmt. Die Proben werden anschließend gefriergetrocknet. Dieser Vorgang dauert ein bis mehrere Tage und entzieht den Proben das freie Wasser. Das Auswiegen der Proben vor und nach dem Gefriertrocknen liefert eine Maßzahl für den Gehalt an freiem Wasser jeder Probe. Im Anschluss an das Trocknen sind die Proben gesiebt worden, und zwar mit Sieben der Größe 2mm und 250 $\mu$ m. Aus einer Probe erhält man dann drei Teilmengen (siehe Fotos in Abbildung 5.6).

Der Vorgang der Gefriertrocknung und anschließenden Siebung erleichtert zudem die Einteilung des erbohrten Deponiematerials in Materialklassen. Besonders einfach unterscheiden sich die faserigen organischen Reste (Holzsplitter von einigen Zentimeter Länge bis auf Millimetergröße) von den Bauschutt- und sonstigen Sandresten. So ist auch eine bessere Abschätzung der Mengenverhältnisse (Bauschutt, organische Reste, etc.) möglich. Im unteren Bereich der Bohrung (Proben 12m und 14m) gelingt des Weiteren ein problemloseres Auffinden der Depo- nieunterkante.



**Abbildung 5.6:** Die Gefriertrocknung und anschließende Siebung liefert drei Teilmengen der Proben: Korndurchmesser größer 2mm (links), Durchmesser zwischen 2mm und 250 $\mu$ m (mitte) und Durchmesser kleiner 250 $\mu$ m (rechts).

Für die nachfolgenden geochemischen Analysen ist nur der Siebanteil kleiner  $250\mu\text{m}$  genommen worden. Daraus folgt entsprechend, dass die Schwermetall- bzw. die organischen Analysen auf dem Material basieren, das an dem feinkörnigen Siebgut haften geblieben ist. Diese Probenaufbereitung ist nicht optimal für die Analyse des Deponiematerials.

### 5.3.2 Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA)

Strahlung mit sehr hoher Energie kann aus Atomen mit höherer Kernladungszahl Elektronen aus deren inneren Schalen herausschlagen. Beim Auffüllen der entstandenen Lücke mit einem Elektron aus einer höher gelegenen Schale wird elektromagnetische Strahlung im Röntgenbereich ( $0.6\text{-}120\text{keV}$ ,  $2\text{-}0.01\text{nm}$ ) ausgesandt. Nach dem Moseley-Gesetz hängt die Wellenlänge der emittierten Spektrallinien vom Quadrat der Kernladungszahl  $Z$  ab. Aus diesem Grund besitzt jedes Element ein charakteristisches Röntgenspektrum und die Fluoreszenzstrahlung kann zur quantitativen und qualitativen Bestimmung von Elementen mit  $Z > 6$  genutzt werden.

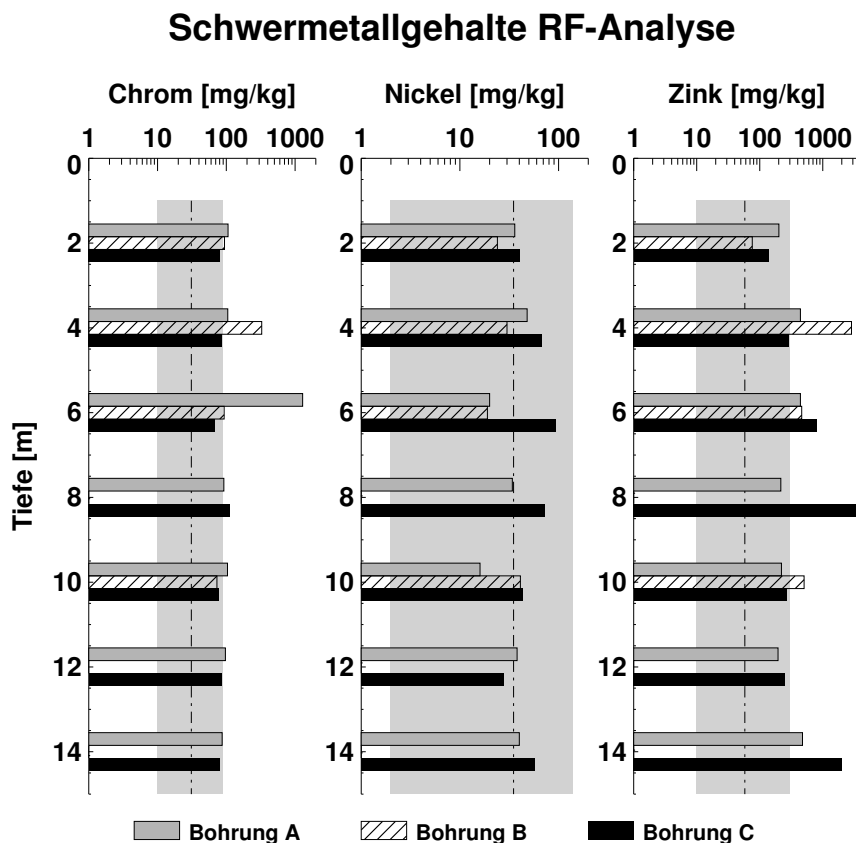
Als energiereiche Strahlung zur Anregung des Fluoreszenzspektrums können Röntgenröhren, Gammastrahlen von Radionukliden oder energiereiche Elektronen- und Ionenstrahlen dienen. Als Detektoren des emittierten Röntgenspektrums stehen Halbleiter-Detektoren (energiedispersive RFA) oder Analysatorkristalle zur Aufspaltung der Wellenlängen (wellenlängendispersive RFA) zur Verfügung.

Die Röntgenfluoreszenz-Analyse arbeitet zerstörungsfrei und eignet sich hervorragend zur Multielementbestimmung. Dabei kann in kurzer Zeit ein hoher Durchsatz an Proben erreicht werden. Allerdings müssen die Proben sorgfältig vorbereitet sein. Um die Streuung an rauen Oberflächen zu vermeiden, werden Gesteine und Minerale vor der Messung sehr fein pulverisiert (Korndurchmesser  $< 50\mu\text{m}$ ) und in Glastabletten eingeschmolzen, um eine homogene Probe mit sehr glatter Oberfläche zu erhalten. Vertiefende Informationen nach dieser kurzen Einführung zur RFA findet man bei *Schwedt* [1996] und *Stoeppler* [1991].

Das gesiebte Probenmaterial zur Deponie Longerich wird in einem Mörser noch feiner zermahlen, auf Korngrößen unter  $50\text{-}60\mu\text{m}$ . Anschließend wird das Pulver über Nacht bei  $1000^\circ\text{C}$  ausgeglüht, wodurch restliches Wasser,  $\text{CO}_2$  und organisches Material verdampft werden. Danach wird  $0.6\text{g}$  Probenmaterial mit  $3.6\text{g}$  Lithiumtetraborat ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) (Verhältnis 1:6) in Platin-Tiegeln bei  $1100^\circ\text{C}$  aufgeschlossen. Die erstarrten Boratglastabletten können anschließend in einem automatisierten Verfahren analysiert werden (Mineralogisches Institut, Universität zu Köln).

Die Analyse der Bodenproben mit RFA ist gemacht worden, um einen schnellen Überblick über die Konzentrationen einzelner Schwermetalle zu erhalten. Genauere Messungen werden im Anschluss daran mit der Atomabsorptions-Spektrometrie durchgeführt. Zur quantitativen Erfassung der Elemente sind Referenzproben zur Kalibrierung notwendig. Da das Labor des Kölner Mineralogischen Instituts im Allgemeinen petrologische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralen durchführt, fehlen Referenzproben zur Bestimmung von Elementen, die bei Umweltanalysen relevant sind (z.B. Blei und Kupfer). Die gesamten Ergebnisse der RF-Analysen finden sich im Anhang C in der Tabelle C.1. Neben den Gehalten der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , ...) sind auch die Spurenelemente angegeben, deren Gehalte im ppm-Bereich der Größenordnung nach durch Referenzproben gesichert sind.

Aus der Liste der analysierten Spurenelemente sind die Gehalte der Schwermetalle Chrom, Nickel und Zink in der Abbildung 5.7 grafisch dargestellt. Um die Schwermetallgehalte in den Bodenproben einordnen zu können, sind als gestrichelte Linien der mittlere Gehalt des betreffenden Schwermetalls in Ackerböden nach *Rump und Scholz* [1995] und mit grauer Fläche die Schwankungsbreite für unbelastete Böden nach *Merian* [1991] zum Vergleich eingezeichnet. Dabei liegen die Schwermetallgehalte für Chrom und Nickel im Schwankungsbereich natürlich gewachsener Böden. Nur die Gehalte an Chrom für die Proben A6 (Bohrung A, Tiefe 6m) und B4 übersteigen die natürliche Schwankungsbreite. Die Zinkgehalte liegen zu fast allen Proben und Tiefen über dem Wert für unbelastete Böden, wobei die Proben B4, C8 und C14 die höchsten Werte zeigen. Wie in der Einleitung beschrieben, ist Zink ein wichtiger Leitparameter für Bauschuttdeponien. Dies kann auch für die Altablagerung Longerich bestätigt werden, da hier große Mengen an Bauschutt abgelagert worden sind. Indirekt gibt es durch die Probenvorbereitung auch Hinweise auf die für Bauschuttdeponien im Allgemeinen hohen Sulfatwerte. Wie im Anhang C in der Tabelle C.1 zu erkennen ist, wird für einige Proben in der Summe weniger als 99-99,5% erreicht. Da Schwefel durch die Aufbereitung und Analyse der Proben nicht erfasst wird, hat eine zusätzliche Untersuchung an unbehandelten Proben messbare Gehalte an Schwefel gezeigt.



**Abbildung 5.7:** Gehalte von Chrom, Nickel und Zink nach der RF-Analyse. Die gestrichelte Linie gibt den mittleren Wert des betreffenden Schwermetalls für Ackerböden nach *Rump und Scholz* [1995] an, der hellgraue Bereich die natürliche Schwankungsbreite für unbelastete Böden nach *Merian* [1991].

### 5.3.3 Atomabsorptions-Spektrometrie (AAS)

Die Resonanzabsorption elektromagnetischer Wellen in Gasen bildet die Grundlage für die Atomabsorptions-Spektroskopie. Hält man in den Strahlengang eines polychromatischen Lichtstrahls atomisiertes Material, so werden bestimmte Wellenlängen absorbiert. Der Betrag der Strahlungsabsorption ist dabei ein Maß für die Menge des untersuchten Materials (Lambert-Beer-Prinzip).

Die Atomisierung des Probenmaterials kann auf einfache Weise mit einer Flamme (Flammen-AAS) erreicht werden. Die heiße Flamme (z.B. Luft-Acetylen-Gemisch) verdampft und zersetzt das Material thermisch, das als feine Tröpfchen in die Flamme gesprüht wird. Diese einfache und billige Technik hat dazu geführt, dass man die Flammen-AAS bereits in den 70er-Jahren standardmäßig als Analyseverfahren eingesetzt hat.

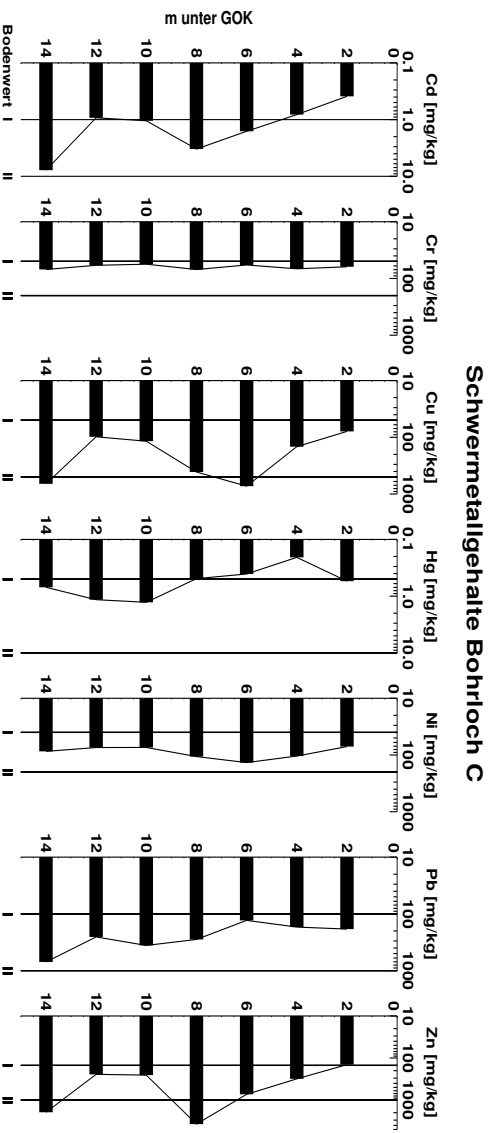
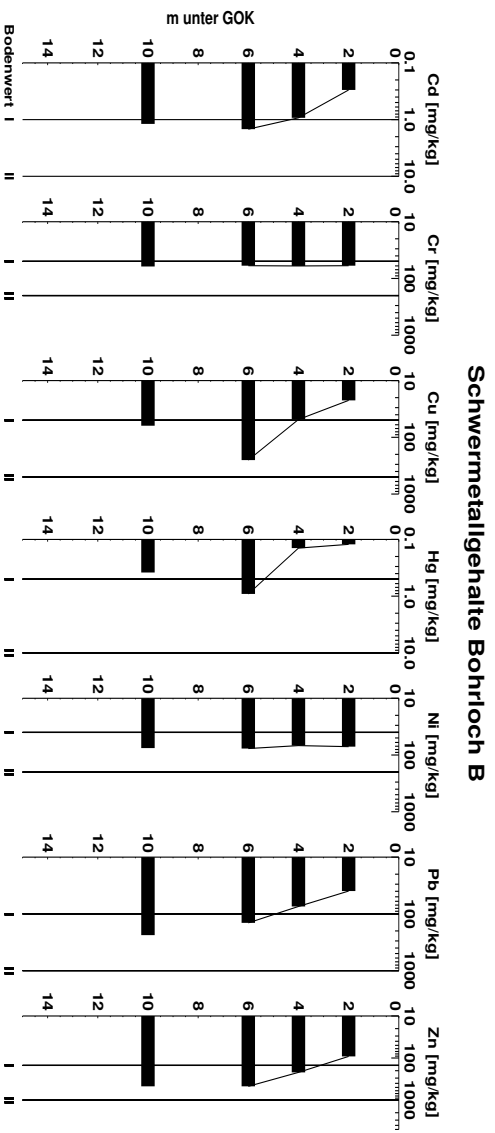
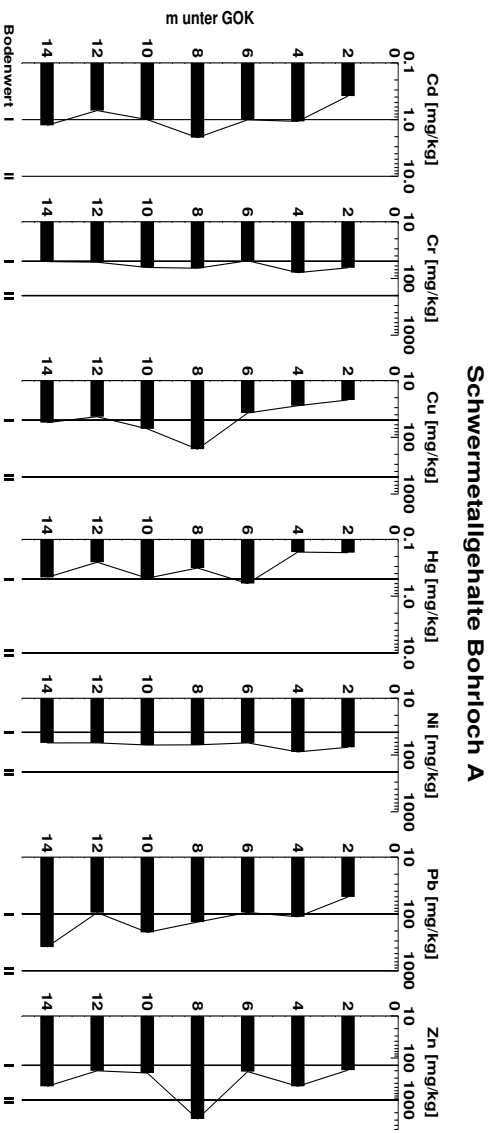
Eine Weiterentwicklung ist der Einsatz eines Graphitrohrofens als Atomisierungseinheit. Dazu wird das Probenmaterial in ein nur wenige Zentimeter großes Graphitrohr gegeben, das bis zu 3000K aufgeheizt werden kann. Verbesserungen in der Messgenauigkeit werden noch durch ein ins Graphitrohr eingeschobenes Schiffchen (L'vov-Plattform) zur Probenaufnahme erzielt. Die Graphitrohrofen-Technik kann die untere Nachweisgrenze für viele Materialien gegenüber der Flammentechnik deutlich senken (2-3 Dekaden). So liegt die Nachweisgrenze für Cadmium mit der Flammen-AAS bei 0.7mg/kg, bei der Graphitrohr-AAS aber bei 0.006mg/kg [Stoeppler, 1991].

Base-Line-Drift, breitbandige Absorption durch Moleküle, Rayleigh-Streuung an Partikeln und Strahlungsinterferenzen haben bei der ersten Generation der AAS-Geräte zu Messfehlern geführt. Technische und methodische Weiterentwicklungen haben diese Fehlerquellen minimiert bzw. ganz ausgeschaltet. Eine Einführung in die Atomabsorptions-Spektrometrie gibt Schwedt [1996]. Methodische und technische Details zur AAS, sowie eine große Literaturliste findet man bei Stoeppler [1991], aus dem auch die Grundlagen zu dieser kurzen Einführung stammen.

Die Schwermetall-Analytik ist im Physisch-geographischen Laboratorium des Geographischen Instituts der Universität zu Köln durchgeführt worden. Untersucht werden die Proben auf Schwermetallgehalte der Elemente Cadmium, Chrom, Kupfer, Quecksilber, Nickel, Blei und Zink. Dazu werden die gesiebten ( $<250\mu\text{m}$ ) Proben mit Königswasser zur Bestimmung des säurelöslichen Anteils dieser Metalle nach DIN 38414 aufgeschlossen. Als Reagenzien für den Aufschluss werden 37%-ige Salzsäure (HCL) und 65%-ige Salpetersäure ( $\text{HNO}_3$ ) benutzt.

Mit der Flammen-AAS sind die Proben auf Schwermetallgehalte von Chrom, Kupfer, Nickel und Zink untersucht worden. Die Schwermetalle Cadmium und Blei sind mit der Graphitrohr-AAS analysiert worden, der Quecksilber-Gehalt wurde mit der Hydrid-Technik untersucht, die bei Quecksilber erst die notwendige Messgenauigkeit erbringt (Nachweisgrenze bei 0.005mg/kg [Stoeppler, 1991]).

Sämtliche Analyseergebnisse sind im Anhang C in der Tabelle C.2 aufgelistet. In grafischer Darstellung finden sich die Schwermetallgehalte für alle untersuchten Proben in der Abbildung 5.8. Wegen zu geringen Mengen an feinkörnigem Siebgut ist von den Proben B8, B12 und B14 nicht genügend Material für alle Untersuchungsmethoden vorhanden gewesen, so dass für die Bohrung B nur die Hälfte des Probenmaterials mit AAS untersucht werden kann.



**Abbildung 5.8:** Ergebnisse der Atomabsorptions-Spektrometrie: Schwermetallgehalte der Proben zu Bohrungen A, B und C. Zum Vergleich sind die Eiskamm-Kloke Werte I und II zu jedem Element angegeben [Eiskamm und Kloke, 1993].



Den Schwermetallgehalten sind als Orientierungswerte die Bodenwerte I und II der Eikmann-Kloke-Liste gegenübergestellt [Eikmann und Kloke, 1993]. Der Bodenwert I steht für den „oberen, geogen oder pedogen bedingten Istwert natürlicher Böden ohne wesentliche - anthropogen bedingte - Einträge“ [S.8]. Dieser Referenzwert für natürliche Böden ist nicht als starre Größe anzusehen, da er zum Teil sehr schwanken kann. So ist jeder Beurteilungsfall als Einzelbetrachtung zu sehen, wie die Autoren hervorheben<sup>1</sup>.

Der Bodenwert II gibt einen Toleranzwert der belasteten Böden an. Gegenüber dem Bodenwert I ist er kein einheitlicher Wert, sondern variiert in Abhängigkeit der beabsichtigten Nutzung von einer niedrigen Toleranzschwelle (z.B. für die Nutzung des Geländes als Kinderspielplatz) bis zu höheren Schwellenwerten (z.B. für Industrie- oder Lagerflächen). In allen Nutzungsfällen markiert der Bodenwert II die obere Grenze, bis zu der die „normale Lebens- und Leistungsqualität auch langfristig nicht negativ beeinträchtigt wird“ [S.8]. Der in der Abbildung 5.8 angegebene Bodenwert II entspricht dem Grenzwert für die Nutzung als Kinderspielplatz (niedrigste Toleranzschwelle).

Die hier untersuchten Proben liegen in ihrem Schwermetallgehalt zum Großteil im Bereich des Bodenwertes I. Der Kupfergehalt der Proben C6 und C14 übersteigt den Bodenwert II. Ebenso liegen die Zinkgehalte der Proben A8, C8 und C14 über dem Bodenwert II. Die hier gezeigten Analysen der Schwermetallgehalte zeigen zwar eine Belastung des Bodens, allerdings keine schwerwiegende. Für eine gründliche Beurteilung der Schadstoffbelastung der Altablagerung können diese Analysen nur bedingt genutzt werden, da die Probengewinnung, -lagerung und -verarbeitung für genauere Schadstoffanalysen nicht optimal gewesen sind.

### 5.3.4 Organische Untersuchungen

Im Geologischen Institut der Universität zu Köln sind die Proben auf Gehalte von PCB<sup>2</sup> und von verschiedenen PAK<sup>3</sup> untersucht worden. Die PCB-Belastung der Proben ist relativ gering, nur die Proben B8 und C8 zeigen eine sehr starke PCB-Belastung (2.8ppm bzw. 7.5ppm). Die Summe der 16 EPA-PAK<sup>4</sup> ist bei den Proben A4, B4, B10, C4 und C8 am höchsten (50-170ppm). Dabei sind die Spitzenwerte für die Proben aus jeweils 4m Tiefe nicht verwunderlich, da in dieser Tiefe in allen Bohrungen deutliche Mengen an Teer- und Asphaltresten erbohrt worden sind.

## 5.4 Geophysikalische Laboruntersuchungen

Die Hauptuntersuchung des gewonnenen Probenmaterials gilt der Bestimmung des frequenzabhängigen Widerstands. Die Widerstandsvermessung liefert nicht nur den Vergleichswert für die Modelle der RMT, sondern dient auch dazu, durch Inversion des frequenzabhängigen Widerstands weitere Kenngrößen für das Probenmaterial auf Grundlage des Cole-Cole-Modells [Cole und Cole, 1941; Pelton et al., 1978] abzuleiten. Im Labor von Prof. U. Yaramanci von

<sup>1</sup>Siehe dazu auch das Sondergutachten 'Altlasten' vom Rat von Sachverständigen für Umweltfragen [1989]. In Absatz 31-32 wird nur auf eine begrenzte Nutzung dieser Referenzwerte hingewiesen.

<sup>2</sup>Polychlorierte Biphenyle

<sup>3</sup>Polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe

<sup>4</sup>Polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK) nach der Liste der US-Umweltbehörde (EPA610)

der Technischen Universität Berlin sind die Bodenproben im Frequenzbereich von  $10^{-1}$ - $10^6$  Hz vermessen worden.

### 5.4.1 Probenvorbereitung

Für die Widerstandsmessungen wird unmittelbar von den luftdicht verschlossenen PVC-Rohren der Rammkernbohrungen vom unteren Ende jedes Bohrmeters eine ungemischte Menge des Bohrguts entnommen. Die Probe wird anschließend in kleine, vorbereitete Probenzylinder abgefüllt. Diese Zylinder haben eine Länge von 60mm und einen Innendurchmesser von 36mm und sind aus Makrolon, einem Werkstoff, der im Vergleich zu Plexiglas weniger empfindlich auf ölhaltige und chemische Verbindungen reagiert [Dr. M. Müller, TU Berlin, persönliche Kommunikation].

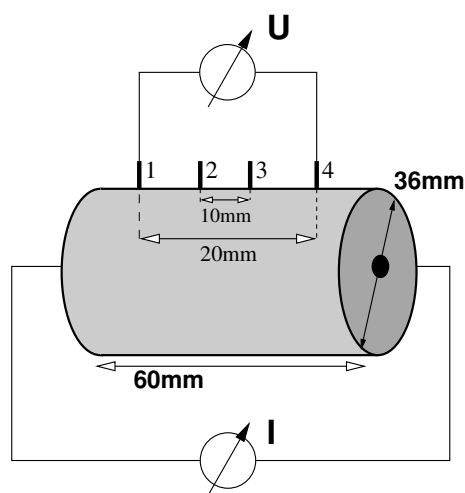
Die Probenzylindergröße ist die Standardgröße für das Berliner Messgerät. Das relativ kleine Probenvolumen bietet nicht genügend Platz, um grobes Bohrmaterial aufzunehmen. Daher wird bei der Verfüllung der Proben auch darauf geachtet, dass zu große Kiesel, Holz- oder Hausmüllreste nicht in die Probe gelangen. Auch werden kleinere, längliche Eisen- oder Drahtreste herausgenommen, da diese sonst aufgrund ihrer hohen metallischen Leitfähigkeit die Widerstandsmessungen verfälschen würden.

Die Probenzylindergröße führt zu einer Trennung des Probenmaterials, womit nicht mehr die Originalzusammensetzung vermessen wird. Hinzu kommt, dass der Rammprozess während der Bohrung selbst, wie auch die anschließende Probenabfüllung das Gefüge des Materials in weiten Teilen zerstören. Die im Probenzylinder befindlichen Materialien sind also ganz neu angeordnet, so wie sie nicht im Originalzustand gewesen sind. Man kann aber trotzdem bei der kleinräumigen Zelle von einer noch brauchbaren Vermessung des frequenzabhängigen Widerstands ausgehen. Solange nicht zuviel Feuchtigkeit verloren geht, sind die Messergebnisse noch repräsentativ. Diese Probleme können ganz umgangen werden, wenn man den komplexen Widerstand des Deponiematerials in situ, also im Bohrloch, vermessen würde. Die Bohrlochwiderstandsmessungen sind aus finanziellen Gründen nicht in Frage gekommen. Doch stellen sie eine sinnvolle Ergänzung und Überprüfung der Erkundungen an der Erdoberfläche dar, wie zum Beispiel die Arbeit über die tomographische Inversion des komplexen Widerstands von Kemna [2000] zeigt.

Zentriert zur Zylindermitte sind entlang einer Linie auf der Längsachse des Probenzylinders vier Löcher gebohrt, die als Öffnungen für die Potentialelektroden dienen. Die Abstände zwischen den Löchern kann der Skizze in Abbildung 5.9 entnommen werden. Für den Transport und die kurzfristige Lagerung werden diese Öffnungen möglichst luftdicht verschlossen.

### 5.4.2 Messungen des frequenzabhängigen Widerstands

Im Labor werden die Schutzkappen von den Zylindern genommen und auf die Öffnungen kreisförmige, in der Größe des Innendurchmessers des Zylinders passende Stromelektroden aufgesetzt und leicht angedrückt. Dieses Andrücken kann gerade bei den wassergesättigten Proben aus Bereichen unterhalb des Grundwasserspiegels zum Austreten von Porenwasser aus den gebohrten Löchern für die Potentialelektroden führen.



**Abbildung 5.9:** Links: Schemazeichnung zur Vermessung des frequenzabhängigen Widerstands der Bodenproben. Rechts: Foto eines gefüllten Probenzylinders.

Die vier gebohrten Löcher entlang der Längsachse bieten vier verschiedene Kombinationen zur Potentialmessung (siehe Abbildung 5.9). Die Messungen werden in den Kombinationen 1-3, 1-4, 2-3 und 2-4 durchgeführt. Mit den unterschiedlichen Geometriefaktoren (Querschnittsfläche des Zylinders dividiert durch Elektrodenabstand) lassen sich aus den gemessenen Potentialen scheinbare Widerstände und Phasen zu jeder Frequenz bestimmen. Pro Dekade sind fünf Frequenzen vermessen worden. PC-gesteuert werden pro Frequenz mehrere Messungen gemacht und anschließend gestapelt. Das Ergebnis dieser Labormessungen sieht man in Abbildung 5.10 an vier ausgesuchten Proben.

Die ausgewählten Messungen repräsentieren verschiedene Bohrungen, Tiefen und Potentialabstände. Im Verlauf des Widerstands ähneln sich die Proben. Eine leichte Abnahme mit steigender Frequenz ist zu beobachten. Die Phasen - in der Einheit Millirad aufgetragen - zeigen schon ein viel variables Bild. Zwischen  $10^3$  Hz und  $10^4$  Hz beginnt sich die Phasenkurve oft zu krümmen. Man kann davon ausgehen, dass hier elektromagnetische Effekte unter anderem durch die Kabelführung dominieren. Untersuchungen von *Bergers* [2002] mit nichtpolarisierbaren Proben in Form von elektrischen Widerstandsschaltungen an dem Berliner Messgerät zeigen, dass ab 1 kHz die Phase von der erwarteten Nulllinie abweicht, insbesondere je höher der Widerstand ist. Zwischen 10 Hz und 100 Hz zeigen die Phasendaten zu den Bodenproben oft ein Minimum, bei einigen auch ein ausgeprägtes Maximum.

Im Januar 2001 sind Proben zu allen Bohrmeteren vermessen worden. Ein Jahr später, im Januar 2002, sind nochmals für ausgewählte Tiefen Proben neu in Messzylinder abgefüllt worden und im Berliner Labor unter den gleichen Bedingungen vermessen worden. Die Nachmessungen an den Proben, ausschließlich aus Tiefen zwischen 12 m und 15 m, soll zum einen zeigen, welche Einflüsse eine erneute Verfüllung auf die Widerstandsmessungen haben. Ein anderer Gesichtspunkt ist die Frage, ob sich der spezifische Widerstand signifikant nach einem Jahr Lagerung geändert hat. Auch wenn die PVC-Rohre möglichst luftdicht verschlossen sind, verliert das Material an Feuchtigkeit.

Die Abbildung 5.11 zeigt für Probenmaterial aus 12 m Tiefe zu Bohrung A und B die scheinbaren Widerstände und Phasen zu den beiden Messreihen. Im Widerstandsverlauf zu Bohrung

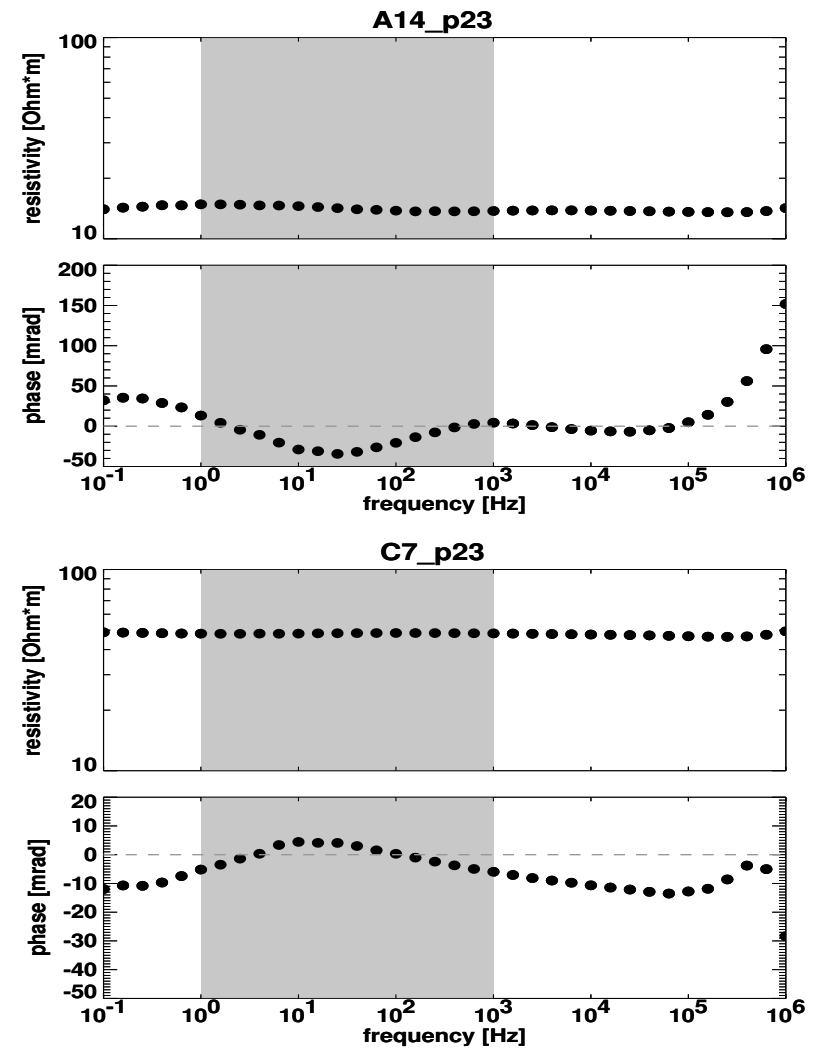
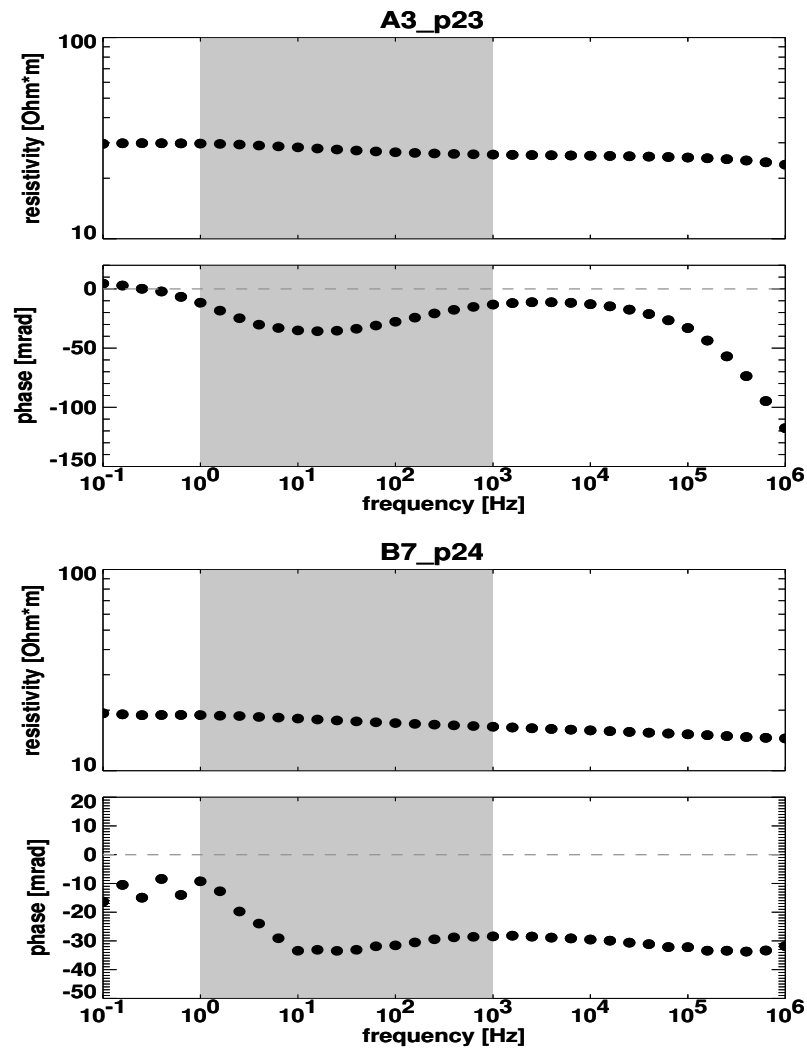
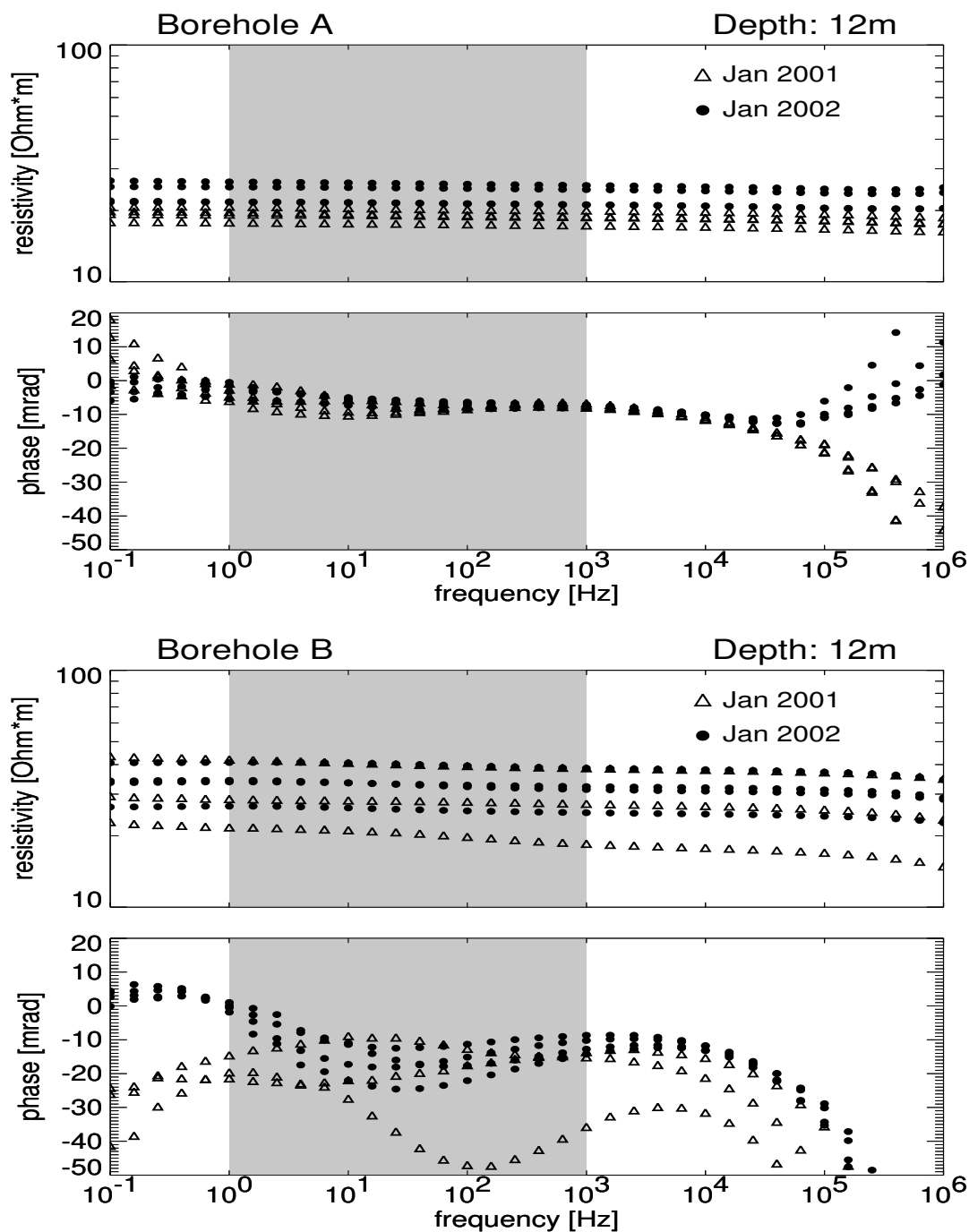


Abbildung 5.10: Verlauf des frequenzabhängigen Widerstands und der Phase für vier ausgesuchte Proben. Die graue Fläche zwischen  $10^0$  Hz und  $10^3$  Hz hebt den Bereich der Daten für die spätere IP-Inversion hervor.



**Abbildung 5.11:** Darstellung der Widerstände und Phasen für die Proben aus jeweils 12m Tiefe zu den Bohrungen A und B. Die Messdaten zu verschiedenen Zeitpunkten sind mit unterschiedlichen Symbolen markiert.

A fällt auf, dass die Proben von Januar 2002 für alle Potentialelektroden-Konfigurationen  $6-8\Omega\text{m}$  über den Vorjahreswerten liegen. In den Phasendaten zeigt sich hingegen eine gute Übereinstimmung zwischen den Messreihen, wenn man vom Bereich größer  $10^4\text{Hz}$  absieht. Hier scheint also ein Verlust an Feuchtigkeit der Unterschied zwischen den Messproben zu sein.

Bei den beiden Proben zu Bohrung B liegen die scheinbaren Widerstände für die Daten von Januar 2002 im breiten Streubereich der Daten zu Januar 2001. Große Unterschiede zeigen sich auch bei den Phasenkurven für Januar 2001, wo sich hingegen für Januar 2002 gleichlaufendere Kurven ergeben. Der Unterschied zwischen diesen beiden Messreihen liegt in der heterogenen Zusammensetzung der Messproben. Je nachdem, wie sich das Material im Raum zwischen den Potentialelektroden verteilt hat, kann es zu größeren Variationen zwischen verschiedenen Konfigurationen kommen. Die Variationen zu einer Probe können größer sein als durch den Feuchtigkeitsverlust.

Mit Blick auf alle Nachmessungen lässt sich zusammenfassen, dass der Feuchtigkeitsverlust über 2 Jahre (Rammkernbohrungen im Dez. 1999 - erste Labormessung Jan. 2001 - zweite Labormessung Jan. 2002) für die Proben im wassergesättigten Bereich nur gering gewesen ist, beziehungsweise zeigt er keine drastischen Veränderungen in den Widerstandsmessungen. Die heterogene Zusammensetzung von feinkörnigem bis grobkörnigem Material führt bei den unterschiedlichen Elektroden-Konfigurationen zu größeren Variationen bei der Widerstandsmessung. Sieht man sich die Phasenverläufe zu einigen Proben an, so macht es keinen Sinn, die vier Messungen aus unterschiedlichen Elektroden-Konfigurationen zu mitteln. Für die Inversion mit einem Cole-Cole-Modell werden daher die Daten als Einzelmessungen einer jeden Konfiguration genommen.

Aus den Labordaten zu den unterschiedlichen Proben lassen sich ohne weitere Datenverarbeitung für 10kHz Widerstandswerte ablesen, die mit den Modellen der 2D- und 3D-Inversionen der RMT-Felddaten verglichen werden können. Dazu später in einem eigenen Abschnitt mehr.

### 5.4.3 Inversion der Daten mit einem Cole-Cole-Modell

In der Arbeit zum Sonderforschungsbereich 419 sind IP-Messungen auf der Deponie durchgeführt worden. Über 2D-Inversionen mit einem Cole-Cole-Modell sollen aus den Messdaten Verteilungen des spezifischen Widerstands, der Aufladbarkeit sowie der Frequenz- und Zeitkonstanten für den Untergrund berechnet werden. Eine Überprüfung dieser 2D-Modelle liefert die Interpretation der Labordaten zu den Bohrproben basierend auf einem Cole-Cole-Modell. Da die IP-Felddaten aufgrund der schlechten Messgeräte-Qualität keine Cole-Cole-Inversionen zugelassen haben [siehe *Hönig*, 2002], folgen an dieser Stelle lediglich die Auswertungen der Labormessungen mit dem Cole-Cole-Modell. Vergleiche mit 2D-Modellen von IP-Felddaten werden in dieser Arbeit nicht erbracht.

Für die Analyse des frequenzabhängigen Widerstands sei nochmals auf das Theorie-Kapitel hingewiesen und auf die Arbeit von *Hönig* [2002]. Das Cole-Cole-Modell bietet für IP-Daten im Frequenzbereich eine Auswertemöglichkeit mit vier Parametern [*Cole und Cole*, 1941; *Pelton et al.*, 1978]:

$$\rho(\omega) = \rho_0 \left( 1 - m \left( 1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right)$$

Als Beispiel findet man in Abbildung 5.12 für den untersuchten Frequenzbereich den Verlauf für Widerstand und Phase zu den in der Abbildung angegebenen vier Cole-Cole-Parametern. Der Widerstand nimmt mit steigender Frequenz ab und hat im Kurvenverlauf an der Stelle den Wendepunkt, an der sich das ausgeprägte Maximum in der Phase zeigt. Um dieses Maximum

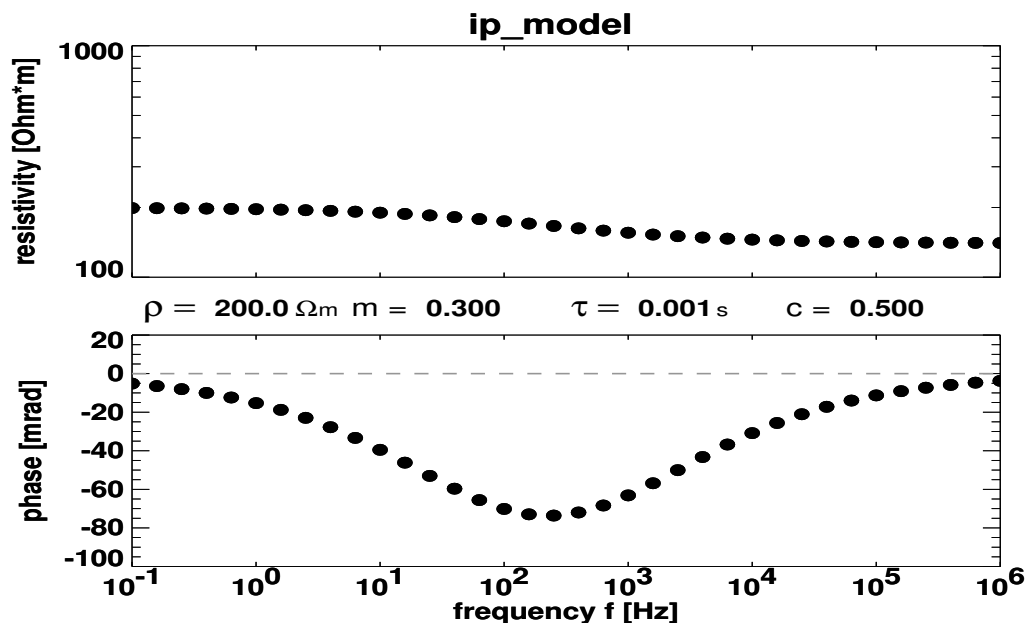


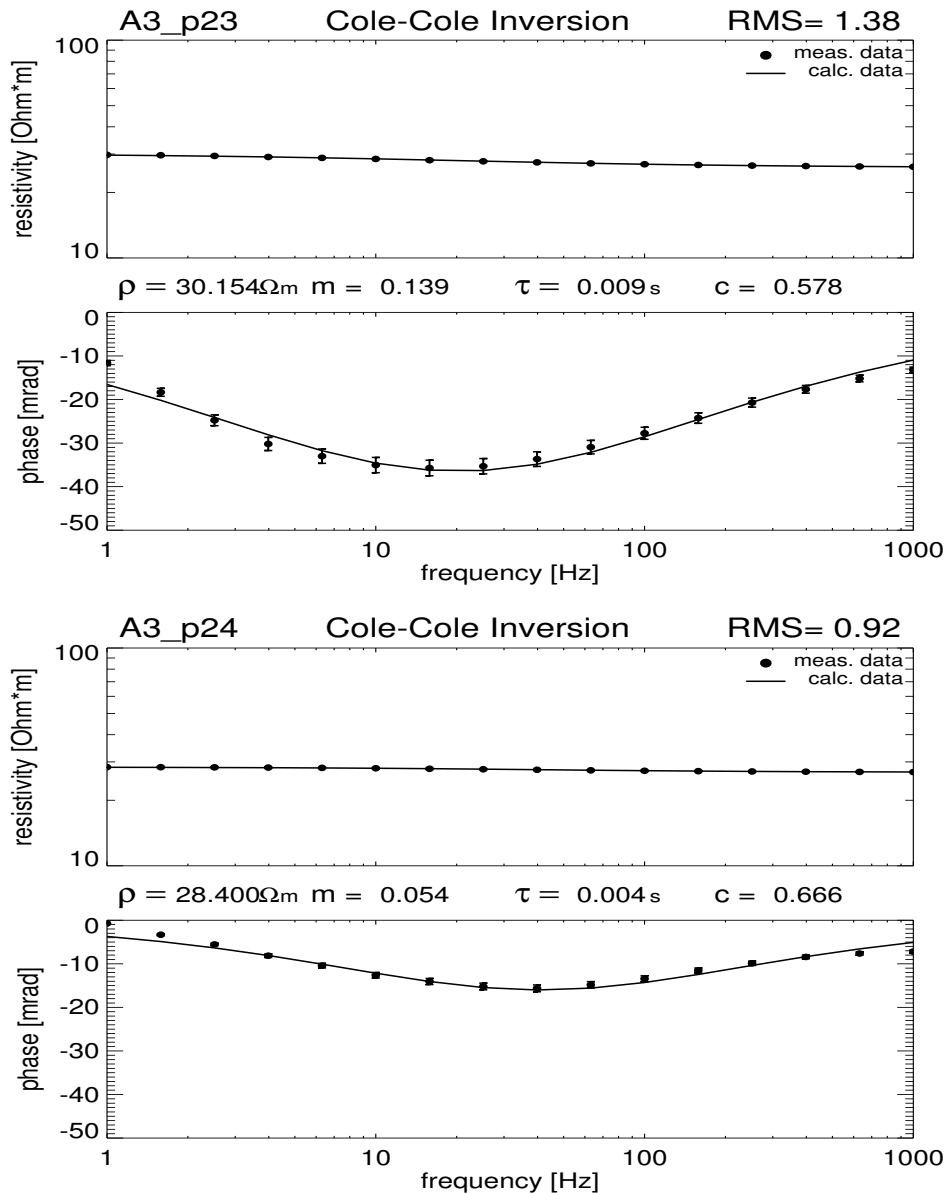
Abbildung 5.12: Verlauf des Widerstands und der Phase für das Cole-Cole-Modell mit den dargestellten Parametern.

herum ist die Phasenkurve symmetrisch und bleibt immer unterhalb der Nulllinie [vgl. *Radic und Weller, 1997*].

Aufbauend auf einem Algorithmus zur Cole-Cole-Inversion aus der Arbeit von M. Hönig ist ein einfaches Inversionsprogramm entstanden, das Frequenzbereichsdaten der IP an ein Cole-Cole-Modell anpasst. Dazu wird, wie im Abschnitt 2.6 des Theoriekapitels beschrieben, ein Least-Square-Fit benutzt. Die Messdaten werden mit einem Fehler versehen, wodurch sich auch die Güte der Anpassung durch einen RMS-Fehler, analog zu den Gleichungen (2.26) und (2.28), bestimmen lässt. Als Fehler wird 0.2% für den Betrag des Widerstands und 5% für die Phase angenommen [*Ute Krüger, TU Berlin, persönliche Kommunikation*].

Für die Inversion der Messdaten ist eine Auswahl getroffen worden. Zunächst sind all diejenigen Daten aussortiert worden, deren Phasenverlauf in keiner Weise an die Phasenkurve im IP-Modell (Abbildung 5.12) erinnert, d.h. ein Maximum zu positiven Phasenwerten. Zudem ist nur der Frequenzbereich zwischen 1Hz und 1kHz ausgewählt worden. Der Bereich unter 1Hz bzw. über 1kHz hat sich in fast allen Messungen als entweder stark verrauscht oder als stark überprägt von elektromagnetischen Effekten gezeigt. Lediglich der in den Abbildungen 5.10 und 5.11 grau unterlegte Frequenzbereich steht so für die Inversion der Messdaten zur Verfügung.

Abbildung 5.13 zeigt, wiederum nur in Auswahl, zwei verschiedene Inversionsergebnisse. Zu der Probe aus drei Meter Tiefe der Bohrung A sind für die Elektrodenkonfiguration 2-3 und 2-4 die modellierten Widerstände und Phasen (Linien) zu den Messdaten (schwarze Kreise) im Frequenzbereich 1Hz-1kHz dargestellt. Mit Fehlern in der Anpassung von  $\text{RMS}=1.38$  bzw.  $\text{RMS}=0.92$  sind gute Übereinstimmungen zwischen gemessenen und berechneten Daten mit dem Cole-Cole-Modell erzielt worden. Dies gilt auch für die anderen Inversionen, da durch die Auswahl der Messdaten bereits Problemfälle aussortiert sind. An dem ausgewählten Beispiel



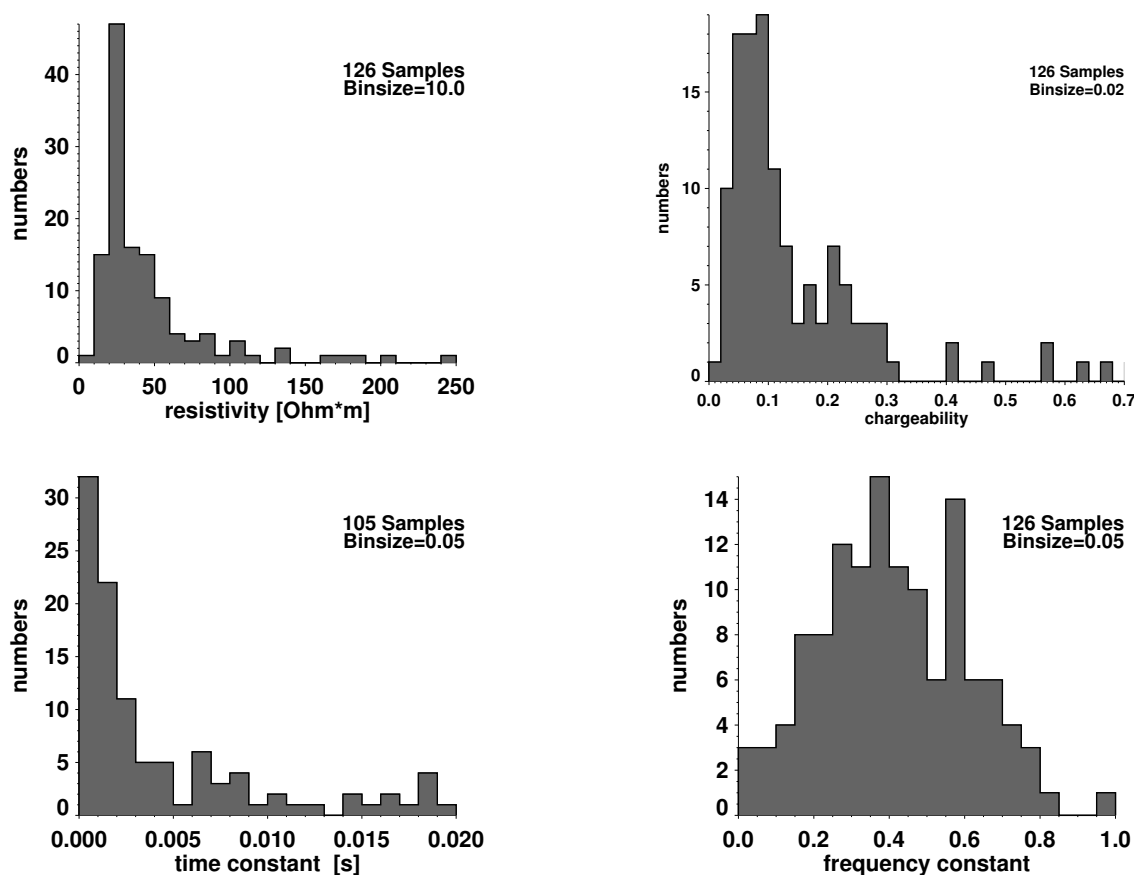
**Abbildung 5.13:** Inversionsergebnisse zur Probe aus 3m Tiefe der Bohrung A für zwei verschiedene Potentialelektrodenabstände (2-3 und 2-4). Die Messfehler sind als Fehlerbalken angegeben.

in Abbildung 5.13 erkennt man nochmals gut, wie unterschiedlich die Labormessungen an einer einzigen Probe sein können. Die dargestellten Messdaten gehören zu ein und derselben Materialprobe (Bohrung A, Tiefe 3m), lediglich eine Potentialelektrode ist von Öffnung 3 in Öffnung 4 umgesetzt worden. Der Unterschied fällt in den Messdaten bereits in der Phasenkurve durch die unterschiedliche Ausprägung des Maximums auf. Die Cole-Cole-Parameter sind in Widerstand und Frequenzkonstante etwa gleich, jedoch gibt es eine Verdopplung der Aufladbarkeit und der Zeitkonstante. Es bestätigt sich also wiederum, wie groß die Schwankungsbreite in den Messdaten für eine einzige Probe ist. Die Größe der Messproben und die heterogene Zusammensetzung des Materials haben hierbei den größten Einfluss.

Insgesamt sind 135 Messreihen invertiert worden. Da aber einige Inversionsmodelle sehr hohe Ausreißer in Aufladbarkeit, Frequenz- und Zeitkonstante besitzen, können nur 126 Pro-

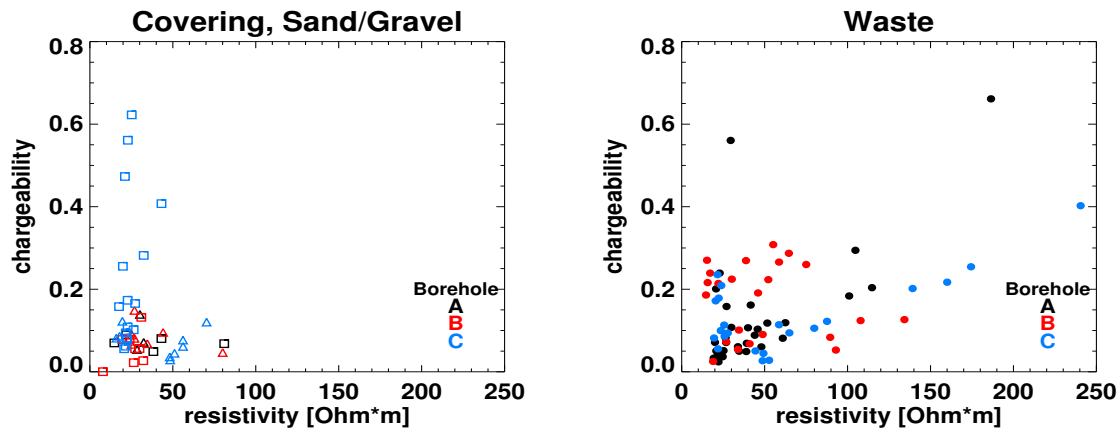


ben für die weiteren Betrachtungen als brauchbar angesehen werden. Zu diesen 126 Proben ist in Abbildung 5.14 die Häufigkeitsverteilung für die vier Parameter gezeigt. Die Ordinaten geben jeweils die Häufigkeit an, wie oft ein Parameter in ein bestimmtes Kästchen fällt. Die Kästchenbreite ist konstant für einen Parameter und in der Abbildung angegeben (binsize). Für ein Drittel der Proben liegt der Widerstand zwischen  $20\Omega\text{m}$  und  $30\Omega\text{m}$ , insgesamt liegt nur ein Fünftel über  $60\Omega\text{m}$ . In der Aufladbarkeit liegt das Maximum zwischen 0.02 und 0.14, ein weiteres, kleineres Maximum um 0.2. In der Häufigkeitsverteilung für die Frequenzkonstante  $\tau$  sind nur 105 Proben in diesem Ausschnitt erfasst, 21 Proben liegen oberhalb von 0.05s. Über die Hälfte der Proben haben Zeitkonstanten niedriger als 3ms, mit dem Großteil unter 1ms. Die Frequenzkonstante zeigt ein deutliches Maximum um 0.4 herum, wobei sich ein Nebenmaximum zwischen 0.55 und 0.6 ergibt.



**Abbildung 5.14:** Häufigkeitsverteilung zu spezifischem Widerstand, Aufladbarkeit, Zeit- und Frequenzkonstante von 126 Proben nach Inversion der Labormessdaten mit einem Cole-Cole-Modell. Die Kästchengröße (binsize) ist zu jedem Parameter angegeben.

Ein Vergleich der Cole-Cole-Parameter untereinander für alle Proben ist nun möglich. Interessant ist die Korrelation zwischen den beiden wichtigsten Parametern, dem Widerstand und der Aufladbarkeit. In den Bildern zu der Abbildung 5.15 sind die Widerstände (Abzisse) gegen die Aufladbarkeiten (Ordinate) der 126 Proben aufgetragen. Mit den sedimentologischen Untersuchungen an den Bohrkernen kann man die Proben nach Materialklassen einteilen. Hierbei sind drei Klassen ausgewählt worden. Die Abdeckung des Deponiematerials bildet die erste Klasse, das Deponiematerial selbst die zweite und die unter den Ablagerungen erbohrten Kies-



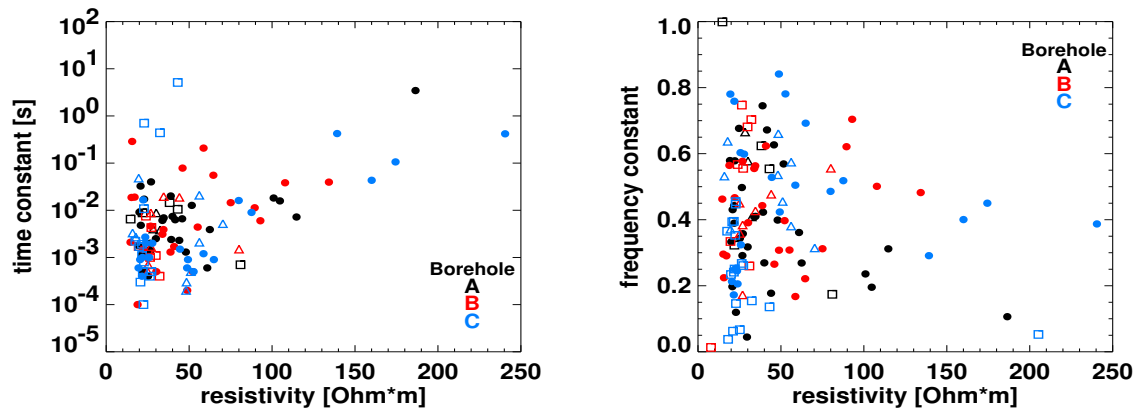
**Abbildung 5.15:** Die spezifischen Widerstände sind gegen die Aufladbarkeiten aufgetragen. Im linken Bild sind nur die Proben der Abdeckschicht ( $\Delta$ ) und der Kies- und Sandschichten ( $\square$ ), im rechten Bild ausschließlich die Deponieproben dargestellt. Die Farben sortieren die Daten nach Bohrungen.

sande der Niederterrasse die dritte Gruppe. Nach diesen Klassen und nach den Bohrungen A, B und C sind die Wertepaare in Abbildung 5.15 sortiert. In der linken Grafik gruppieren sich die Wertepaare zu der Abdeckung und den Sanden und Kiesen im Bereich für kleine Aufladbarkeiten ( $<0.2$ ) und niedrige Widerstände ( $<60\Omega\text{m}$ ). Nur die Proben der Bohrung C unterhalb des Deponiekörpers reihen sich entlang einer Linie zu höheren Aufladbarkeiten.

Das Deponiematerial (rechte Grafik) zeigt eine breite Streuung der Daten. Zwar sammelt sich auch hier der Großteil im Bereich kleiner Aufladbarkeiten ( $<0.15$ ) und niedriger Widerstände ( $<60\Omega\text{m}$ ), doch gibt es auch zwei Äste. Das Deponiematerial zu Bohrung B liegt bei vergleichbaren Widerständen mit den Aufladbarkeiten oberhalb von 0.15. Die zweite Gruppe bilden vornehmlich einige der Deponieproben zu Bohrung C, die sich entlang einer Linie mit wachsenden Widerständen und steigenden Aufladbarkeiten aufreihen.

In der Abbildung 5.16 sind ergänzend noch die Frequenz- und die Zeitkonstanten gegen die spezifischen Widerstände aufgetragen. Zu einigen Proben des Deponiematerials scheinen sich mit wachsendem spezifischen Widerstand die Zeitkonstanten zu erhöhen. Für die Frequenzkonstante zeichnet sich in Korrelation mit dem spezifischen Widerstand eine relativ breitgezogene Datenwolke ab. Unterschiede zwischen Materialklassen sind aber nicht zu erkennen.

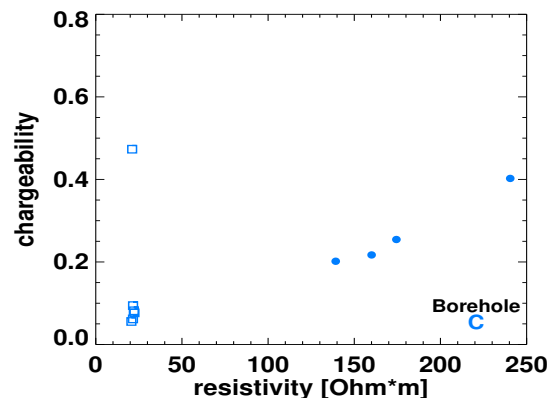
Wie bei den Inversionsergebnissen zum Cole-Cole-Modell bereits erwähnt, können dieselben Proben aufgrund der versetzten Potentialelektroden ganz unterschiedliche Cole-Cole-Parameter erhalten. Das kleine Volumen der Messzelle erzwingt eine hohe Sensitivität für die heterogene Zusammensetzung der Proben. Demzufolge können Inversionsergebnisse zu den vier Potentialelektrodenabständen einer einzigen Probe bereits eine Korrelation zwischen den Cole-Cole-Parametern vortäuschen. Die Abbildung 5.17 stellt für die Proben aus zwei Tiefen der Bohrung C die Korrelation zwischen dem spezifischen Widerstand und der Aufladbarkeit dar. Die blauen Kreise repräsentieren die Daten für die Bodenprobe aus 6m Tiefe. Der scheinbare Gang in den Daten entsteht nur durch den Versatz der Potentialelektroden, der wegen veränderter Ankopplung und kleinsträumiger Anomalien im Probenmaterial zu variierenden Messdaten führt. Dem Schein nach steigt mit dem spezifischen Widerstand auch die Aufladbarkeit. Diese Darstellung ist ein sehr deutliches Beispiel dafür, welche Probleme sich in der Bewertung der



**Abbildung 5.16:** Gegen die spezifischen Widerstände sind im linken Bild die Zeitkonstanten, im rechten Bild die Frequenzkonstanten aufgetragen. Unterschiedliche Symbole markieren die Materialklassen Abdeckung ( $\Delta$ ), Deponie ( $\bullet$ ) und Sand/Kies ( $\square$ ), unterschiedliche Farben die Bohrungen.

Messdaten ergeben. Größtenteils liegen die Cole-Cole-Parameter zu einer Probe relativ nahe beieinander. Die blauen Quadrate zeigen für die Probe aus 15m Tiefe das Verhältnis zwischen den beiden Cole-Cole-Parametern  $\rho$  und  $m$ . Nur einen Ausreißer gibt es, wobei insgesamt sechs Messreihen vom Januar 2001 und Januar 2002 invertiert sind. Hierbei ist anzumerken, dass sich die Probe aus 15m Tiefe aus den Terrassensedimenten des Rheins zusammensetzt, die durch ausgewaschene Deponieinhaltsstoffe verändert sind.

Um fundiertere Erkenntnisse über die Qualität dieser Vermessungen zu erhalten, sind weitergehende Studien erforderlich. An erster Stelle sollte eine größere Messzelle geschaffen werden, die sämtliche Fraktionen des erbohrten Materials aufnehmen kann. Dabei könnte man entsprechend den PVC-Rohren für die Rammkernbohrungen gleichgroße Messzellen mit 10cm Innendurchmesser erstellen, in die das Probenmaterial hineingeschoben wird. Eine direkte Vermessung, wie es etwa bei Eis- oder Festgesteinsbohrkernen der Fall ist, scheitert bei diesen 1m



**Abbildung 5.17:** Verhältnis zwischen den Cole-Cole-Parametern spezifischer Widerstand und Aufladbarkeit für zwei Proben von Bohrung C. Die Daten der Deponieprobe aus 6m Tiefe sind mit Kreisen markiert, die Daten der Kiessandprobe aus 15m Tiefe mit Quadraten. Die Streuung der Daten zur gleichen Probe entsteht durch die veränderten Potentialelektrodenabstände.

langen Deponiebohrkernen, da sie zum größten Teil nicht durchgehend gefüllt sind. Eine weitere Möglichkeit ist die bereits erwähnte Vermessung des komplexen Widerstands im Bohrloch [siehe *Kemna*, 2000].

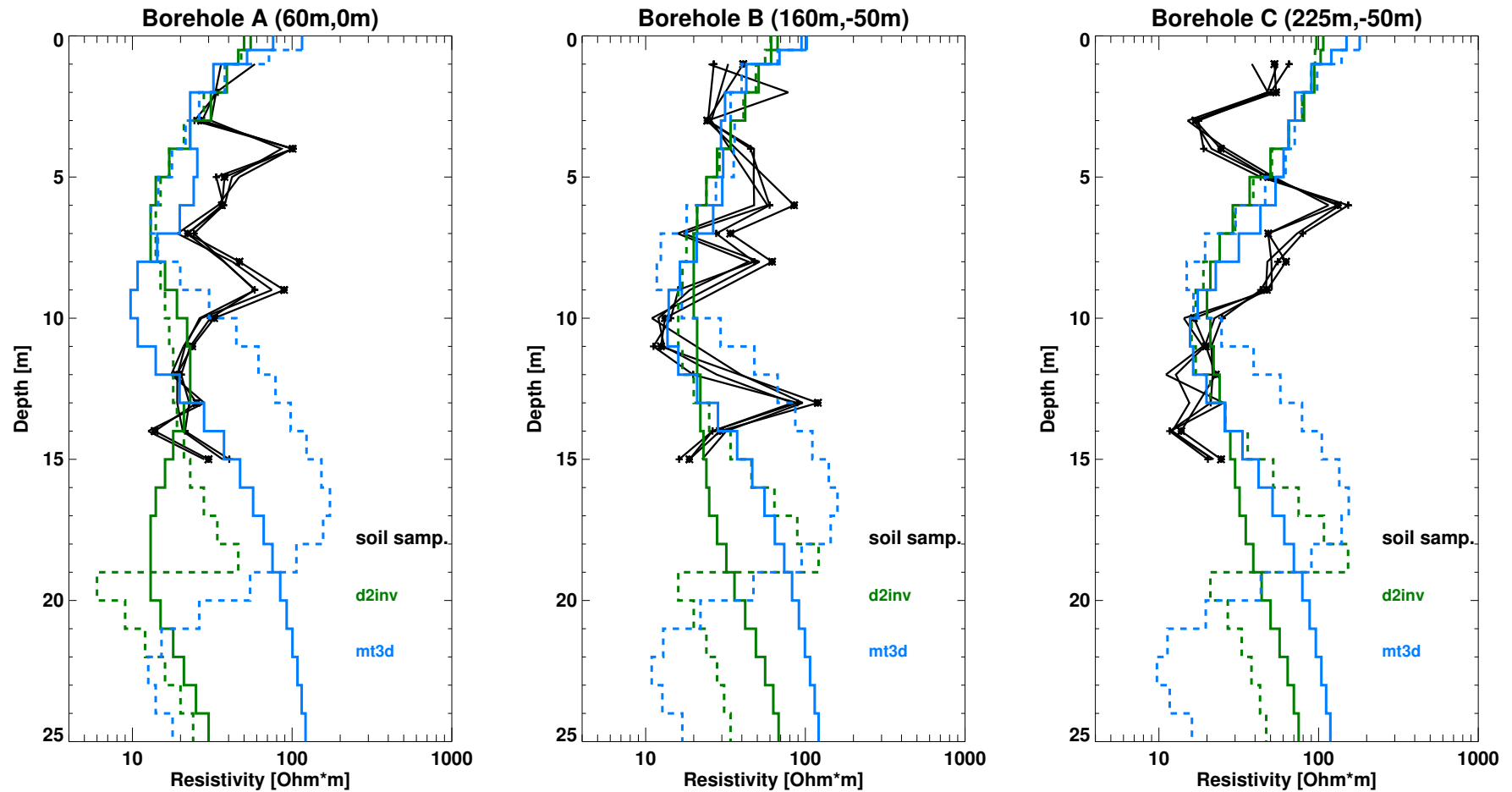
Zwischen den Ergebnissen der geochemischen Analysen und den hier gewonnenen geophysikalischen Parametern der Bodenproben kann man auch Vergleiche anstellen. Eine Untersuchung, ob der Schwergehalt der Proben und der spezifische Widerstand oder die Aufladbarkeit irgendwelche Korrelationen zeigen, muss man auf Grundlage der hier vorgenommenen Methoden ohne Beurteilung stehen lassen. Im Anhang C finden sich in den Grafiken der Abbildung C.3 einige Gegenüberstellungen zwischen Schwermetallgehalten und Cole-Cole-Parametern. Aus diesen Darstellungen Beziehungen abzuleiten, ist nicht möglich. Da die geochemischen wie auch die geophysikalischen Analysen an den Bodenproben einen großen Interpretationsspielraum zulassen, fehlt einer eingehenden Bewertung das nötige Datenfundament.

## 5.5 Vergleich der RMT-Modelle mit den Labormessungen

Aus den Messungen zum komplexen Widerstand der Proben lassen sich Sondierungskurven für den spezifischen Widerstand im Radiofrequenzbereich zusammenstellen. Bei den Auswertungen der Cole-Cole-Parameter sind Daten oberhalb 1kHz nicht berücksichtigt worden, da deren Phasen sehr stark von elektromagnetischen Effekten überlagert sind. Für die Widerstände im Frequenzbereich der RMT-Messungen ( $>10\text{kHz}$ ) zeigen sich keine Verzerrungen in der Kurvenform. Da auch der Unterschied zwischen 10kHz, 100kHz und 1Mhz im Widerstand nur sehr gering ist, wird im Folgenden der im Labor gemessene Widerstand zu 10kHz für Vergleiche mit den RMT-Modellen übernommen.

Da aus den vier Messungen zu unterschiedlichen Potentialelektrodenabständen einer Probe kein Mittelwert gebildet wird, wie weiter oben erläutert, finden sich die Widerstandswerte zu allen vier Messungen einer jeden Probe in den einzelnen Bohrprofilen der Abbildung 5.18 (schwarze Linien). Aus dem parallelen Abstand zwischen den schwarzen Linien kann man in etwa die Variationsbreite der Labormessungen an den kleinen Proben erkennen. Zu jeder Bohrung sind den Laborwerten die Widerstandskurven aus den 2D- und 3D-Inversionen gegenübergestellt. Die grünen Kurven gehören zu den 2D-Widerstandsmodellen, die blauen Linien zu den 3D-Modellen. Dabei zeichnen die durchgezogenen Linien den Widerstandsverlauf zum homogenen Halbraum als Startmodell nach, die gestrichelten Linien zum 2-Schichtfall als Startmodell. Zur besseren Orientierung sind in den 2D- und 3D-Modellen in den Abbildungen 4.10 und 4.11 bzw. 4.15 und 4.18 die Bohrungen A, B und C eingezeichnet. Da Bohrloch C zwischen zwei Gitterzellen in der 2D-Modellierung liegt, ist zum Vergleich von Profil Y=-50m der Widerstandsverlauf zu Profilmeter X=220m genommen worden.

Im gemeinsamen Tiefenbereich (0-15m) überdecken sich die Widerstände der Bohrproben und die Modellergebnisse der RMT-Feldmessungen im Großen und Ganzen sehr gut. Gerade für das Bohrloch B gibt es eine hervorragende Übereinstimmung. Zu etwas auffälligeren Abweichungen kommt es bei den Bohrungen A und C. Im Fall der Bohrung A zeigen die Widerstände der 2D- und 3D-Inversionen zwischen 4-9m Tiefe eine deutliche Zone mit erniedrigtem spezifischen Widerstand ( $<20\Omega\text{m}$ ). In den Widerstandsmessungen der Bodenproben erscheinen dort höhere Werte, zum Teil bis über  $100\Omega\text{m}$ . Die beiden Spitzen zu höheren Widerständen in den



**Abbildung 5.18:** Gegenüberstellung der Widerstandsmessungen an den Bodenproben (schwarze Linien) und den Widerstandsmodellen der 2D- und 3D-Inversionen. Dabei sind die Modelldaten zu Inversionen mit homogenem Halbraum als durchgezogene Linie aufgetragen, diejenigen zu Inversionen mit dem 2-Schichtfall als gestrichelte Linien.

Proben sind einem erhöhten Teer- und Backsteinanteil (4m Tiefe) bzw. Holz- und Plastikresten (9m Tiefe) nach Sichtung des Probenmaterials zuzuordnen. Bei der Bohrung A ist aus 6m Tiefe ein großes Drahtgeflecht zu Tage gefördert worden, das sich um die Rammkernsonde gewickelt hat. Zu vermuten ist, dass sich dieses Drahtgeflecht über einen größeren Bereich erstreckt. Die größere Ausdehnung führt dann bei den RMT- und IP-Messungen zu einer leitfähigen Anomalie, die in den Messdaten und Modellen auch sichtbar ist. Da in den vermessenen Bodenproben dieses Drahtgeflecht nicht enthalten ist, werden zwangsläufig andere, in diesem Fall leicht erhöhte spezifische Widerstände gemessen.

Bei der Bohrung C ist der interessante Fall zu beobachten, dass die RMT-Modelle genau den „Mittelweg“ im Widerstandsverlauf zwischen 1-10m Tiefe gehen. Die S-förmige Kurve der Labordaten besitzt zwischen 1-5m Tiefe merklich niedrigere spezifische Widerstände und zwischen 5-10m höhere spezifische Widerstände, im Vergleich zu den Modelldaten. Den RMT-Modellen fehlt für die ersten 5m die nötige Auflösung in den Messdaten. Hier wären Messungen zu Frequenzen oberhalb von 250kHz notwendig. Um aber einen vergleichbaren integrierten Widerstand über die ersten 10m zu erhalten (Proben  $510\Omega$ , 2D-Modelle ca.  $515\Omega$ , 3D-Modelle ca.  $590\Omega$ ), verfolgt die Widerstandskurve zu den RMT-Modellen zwischen 5-10m Tiefe trotz besserer Auflösung nicht den unteren Teil der S-Kurve zu den Labordaten.

Die Bodenproben zeigen die niedrigsten spezifischen Widerstände in Tiefen größer 10m. Alle Proben unterhalb 10m stammen aus dem Bereich des Grundwasserspiegels und darunter und sind somit fast alle wassergesättigt. Eine Grundwasserprobe aus 12.5m Tiefe zu Bohrung C zeigt einen spezifischen Widerstand von  $1.5\Omega\text{m}$ , was diese niedrigen Werte der Proben erklärt. Dagegen findet sich das Minimum in den Widerständen der RMT-Modelle schon in 8-11m Tiefe, bei Bohrung A aus den bekannten Gründen bereits ab 5m Tiefe. Die unterschiedlichen RMT-Modelle zeigen dabei einen ähnlichen Verlauf. Ein direkter Grund für diese Verschiebung ist nicht unmittelbar ersichtlich. Vielleicht sind die Messdaten zu den niedrigen Frequenzen nicht sensitiv genug.

In den Widerstandswerten der Bodenproben ist eine höhere Dynamik drin als in den Modelldaten. So kann der spezifische Widerstand zwischen benachbarten Proben um bis zu  $60\Omega\text{m}$  springen. Die Kurven der RMT-Modelle zeigen hingegen einen viel glatteren Verlauf und erinnern bei dieser guten Übereinstimmung an eine Tiefpassfilterung der Labordaten. Wenn man die Größenverhältnisse betrachtet, die hinter diesen Messkurven stecken, ist es um so erstaunlicher, wie gut die beiden Datensätze übereinstimmen. Die Laborwerte sind an Proben von jeweils  $61\text{cm}^3$  Volumen (Messzellengröße) bestimmt worden, und dies Bohrmeter für Bohrmeter. Die Gitter in der 2D- und 3D-Modellierung besitzen ebenso eine 1m-Auflösung in vertikaler Richtung. Für den 2D-Fall ist das Volumen der Gitterzellen per Definition unendlich groß, die Querschnittsfläche für den Bereich unterhalb der Messstationen ist  $10\text{m}^2$ . Das 3D-Modellgitter setzt sich im Kernbereich aus  $10\text{m} \times 10\text{m} \times 1\text{m}$  Zellen zusammen. In diese  $100\text{m}^3$  großen Zellen passt die Messzellengröße zu den Bodenproben über 1.6 Millionen mal hinein. Damit ist auch verständlich, warum die RMT-Modelle die relativ glatten Widerstandskurven zeigen.

Wegen den eingeschränkten finanziellen Mitteln für die Bohrkampagne sind nur Tiefen von 15m in allen drei Bohrungen erreicht worden. Mit Blick auf die Aufspaltung der Widerstandskurven unterhalb 15m Tiefe für die verschiedenen RMT-Modelle ist dies bedauernd. Denn gerade für diese Tiefen wäre eine Widerstandsmessung an Bodenproben hilfreich gewesen, um die Qualität der 2D- und 3D-Modellierung zu beurteilen. Bis 15m Tiefe folgen die Wi-

derstandskurven der RMT-Modelle sehr gut den Laborwerten, bis auf eine Ausnahme. Die Widerstandskurven zur 3D-Modellierung mit dem 2-Schichtfall als Startmodell trennt sich ab 10-11m von den Labor- und anderen Modellwerten, und dies für alle drei Bohrungen. Da auch die anderen geophysikalischen Methoden keinen Hinweis über die wirkliche Widerstandsverteilung unterhalb der Deponiesohle geben, bleibt der qualitative Vergleich zwischen den 2D- und 3D-Modellen für diesen Tiefenbereich offen.

## 5.6 Zusammenfassung

Die im Forschungsprojekt angestrebte großflächige Beprobung der Deponie ist wegen der zu geringen Schlagkraft der Bohrraube nicht möglich gewesen. Statt viele Bodenproben an interessanten Stellen der Deponie zu gewinnen, um damit den heterogenen Aufbau der Deponie zu erkunden, sind letztlich nur Bohrungen an drei Orten auf der Deponie durchgeführt worden. Mit diesem erbohrten Probenmaterial ist eine aussagekräftige Charakterisierung des Deponiematerials nur in geringem Umfang möglich.

Die chemischen Analysen sind in Zusammenarbeit mit den im Sonderforschungsbereich 419 beteiligten Instituten durchgeführt worden. Da deren Labore nur wenig Erfahrungen in der Untersuchung von Deponiematerial haben, sind die hier vorgestellten Methoden und Ergebnisse nicht optimal für die Abfalluntersuchung. So wären für die Vergleiche mit den Widerstandsmodellen der RMT und IP Untersuchungen an Poren- und Sickerwässern interessant gewesen, deren Gehalte an gelösten Ionen (z.B. Chloride) ein Maß für die elektrolytische Leitfähigkeit ist. Leider sind diese Messungen in den beteiligten Laboren nicht möglich gewesen. Die Zusammenarbeit mit spezialisierten Umweltlaboren ist im Projekt nicht vorgesehen gewesen.

Die Bestimmung des frequenzabhängigen Widerstands an den Proben liefert gute Resultate, die die Qualität der 2D- und 3D-Modelle der RMT-Messungen eindrucksvoll bestätigen. Die Auswertung der komplexen Widerstandsmessungen mit einem Cole-Cole-Modell erweist sich als schwierig, da die Labormessungen sehr sensitiv auf die heterogene Zusammensetzung des Deponiematerials in den kleinen Probenzylindern reagieren. Hier kann eine Vergrößerung der Messzelle vielleicht zu weniger gestörten Messdaten führen, die sich anschließend auch gut in ein Cole-Cole-Modell übertragen lassen.





---

## Messgebiet Düren

---

### 6.1 Einleitung

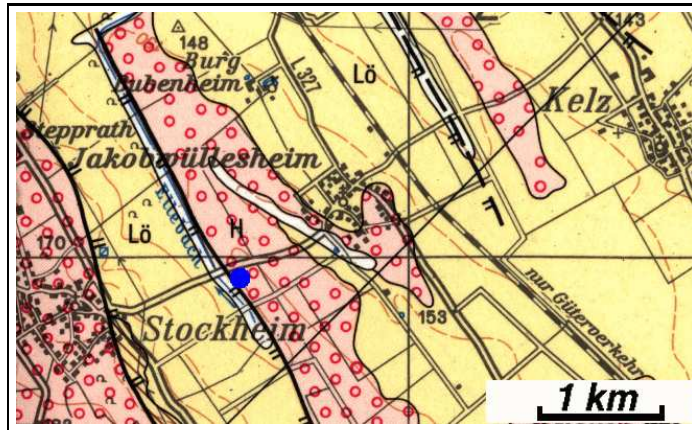
Im Rahmen der Arbeiten zum Sonderforschungsbereich 419 ist eine zweite Altlast erkundet worden. Bei der Auswahl ist darauf geachtet worden, dass die Deponie nicht zu mächtig ist, um mit den Verfahren der RMT und IP bessere Auflösungen im Bereich der Deponieunterkante zu erzielen. Ein weiterer Punkt für die Auswahl betrifft die Fläche der Deponie. Sie soll wesentlich kleiner sein als die Altablagerung Longerich, und es sollen die Grenzen der Deponie vollständig erkundbar sein.

In Zusammenarbeit mit dem Umweltamt des Kreises Düren ist nahe der Ortschaft Jakobwüllesheim eine Altablagerung gefunden worden, die diese Punkte aufweist. Sie ist relativ klein und von allen Seiten vermessbar. Aber es zeigt sich bei den Auswertungen, dass deren Lage für die RMT-Erkundung einige Nachteile mit sich bringt.

Im Bereich der jetzigen abgedeckten und zugewachsenen Deponie ist vormals Sand und Kies abgegraben worden. Die Auffüllung besteht nach Archivunterlagen aus Hausmüll, Bauschutt und Erdaushub mit einem geschätzten Volumen von  $55000\text{m}^3$  auf einer Fläche von ca.  $12000\text{m}^2$ . Mit einer Mächtigkeit zwischen 3-5m ist die Deponie deutlich flacher als die Altablagerung Longerich.

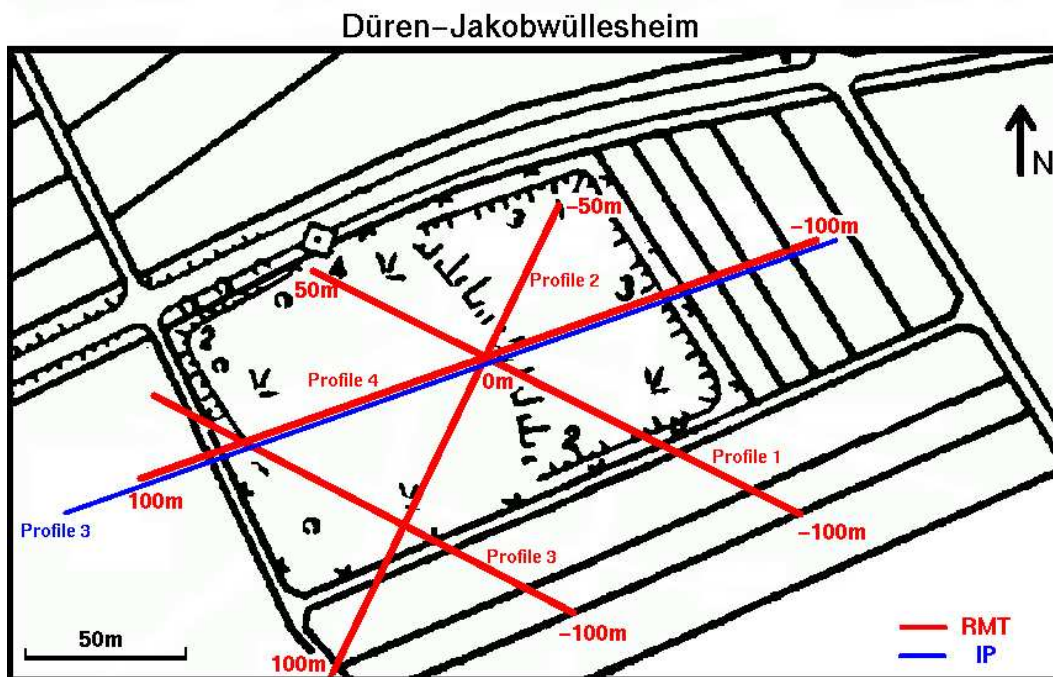
### 6.2 Geologie

Das Messgebiet liegt rund 7km südöstlich der Stadt Düren an der Landstraße L327 zwischen den Orten Stockheim und Jakobwüllesheim. Das Geländenniveau ist rund 160m über NN. Bestimmt wird der lithologische Aufbau durch die Sedimentschichten der Rur und des Rheins. Unter einer 3-4m mächtigen Deckschicht aus Mittel- und Feinkies mit Grobsandfrak-



**Abbildung 6.1:** Ausschnitt aus der Geologischen Karte Nordrhein-Westfalen [Geologisches Landesamt NRW, 1992]. Mit einem blauen Kreis ist der Ort der Deponie markiert.

tionen (Hauptterrasse der Rur) folgen die Sedimente der Hauptterrasse des Rheins mit einer Mächtigkeit von 3-4m und anschließend die sandigen Fein- und Grobkiese (Jülicher Schichten) mit einer Mächtigkeit von ca. 6m. Die Terrassensedimente und Sande der Jülicher Schichten liegen diskordant über einer Wechsellagerung von Kieseloolithschichten und Ton mit Schluffhorizonten (Reuverton), die leicht nach Osten einfallen. Aufgrund der nur mäßig bis geringen Wasserdurchlässigkeit bildet diese Wechsellagerung den ersten Grundwasserstauer. Von der Geländeoberkante bis zum Grundwasserspiegel sind es 14-15m. Die Angaben entstammen den Hydrologischen Karten von Nordrhein-Westfalen, Blatt 5205 Vettweiß [Landesamt für Wasser und Abfall NW, 1989].



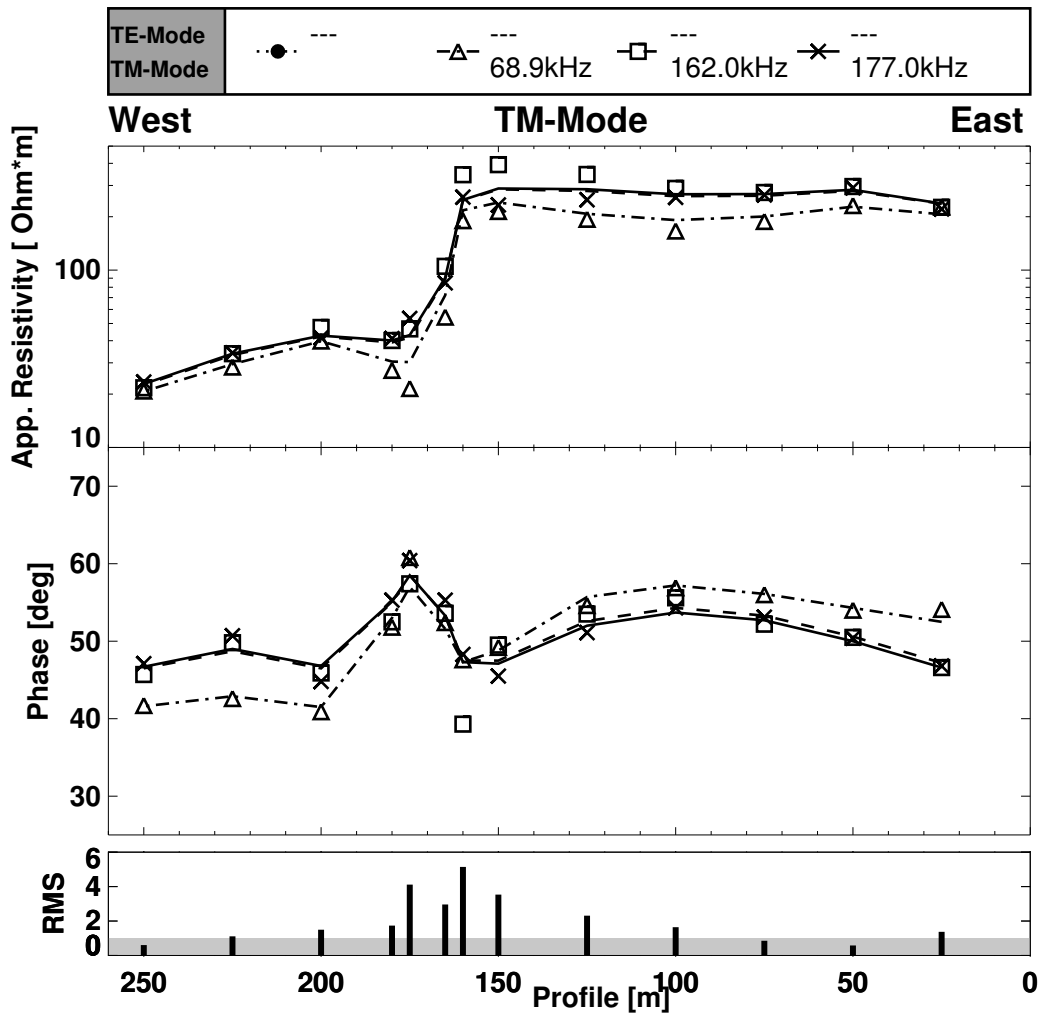
**Abbildung 6.2:** RMT-Profil im Messgebiet Düren. Ausschnitt aus der Deutschen Grundkarte 1:5000, Jakobwüllesheim von 1949. Der dargestellte Bereich der Abgrabung gibt die heutige Grenze der Altablagerung wieder.

Unmittelbar entlang der westlichen Grenze der Deponie verläuft eine langgestreckte, ca. 330°N streichende Verwerfung (siehe Abbildung 6.1). Die Sedimentschichten sind westlich der Verwerfung um bis zu 10m nach unten abgerutscht. Die mit lehmurchsetzte Hochterrasse der Rur und 2-4m mächtige Lößschichten haben im Laufe der Zeit die entstandene Senke aufgefüllt.

Die vorgegebene Streichrichtung der Verwerfung legt für die RMT-Messung Profile nahe, die ungefähr 60° gegen Nord streichen. Zudem erstreckt sich der Deponiekörper mit der längeren Achse nahezu senkrecht zur Verwerfungsebene. Damit würde man dem Idealfall einer 2D-Erkundung nahe kommen. Die vor jeder Messkampagne durchzuführende Sendersuche liefert allerdings denkbar ungünstige Polarisationsrichtungen der einfallenden Radiosignale. Es werden zwar viele und auch leistungsstarke Sender gefunden, diese lassen aber nur Profile zu, die 20° bzw. 110° gegen Nord streichen. Damit ist der ungünstigste Fall für eine 2D-Auswertung der RMT-Daten eingetreten. Sowohl die Grenzen der Deponie wie auch die Ebene der Verwerfung werden von den einfallenden Primärfeldern in Winkeln von 40°-50° geschnitten. Eine 2D-Auswertung der Daten wird unter diesem Aspekt sehr schwierig, da die Algorithmen davon ausgehen, dass die elektrischen und magnetischen Feldkomponenten senkrecht und parallel (TE- und TM-Mode) zur Widerstandsänderung vermessen sind. Die eigentlichen TE- und TM-Daten könnte man durch Drehung des Impedanztensors in die Richtung des Streichens der Struktur herleiten, wie es zum Beispiel in der MT üblich ist [siehe *Swift*, 1971]. Dies bedingt aber die Messung aller Komponenten des Impedanztensors, was jedoch mit dem RMT-Gerät nicht möglich ist.

### 6.3 Referenzprofil

Mit nur drei Frequenzen sind Messungen auf einem 220m langen Profil etwa senkrecht zur Ebene der Verwerfung durchgeführt worden. Dieses Profil liegt 250m südlich der Deponie und ist in der Abbildung 6.2 nicht eingezeichnet. Die verwendeten Frequenzen 68.9kHz, 162kHz und 177kHz bieten zwar keinen breiten Erkundungsbereich mit der Tiefe, sollten aber die Verwerfung eindeutig kartieren können. In der Abbildung 6.3 sind die Daten längs des 220m langen Profils mit Symbolen aufgetragen. Im Verlauf des scheinbaren Widerstands zeichnet sich eindrucksvoll die Stelle der Verwerfung durch einen Sprung von hohen scheinbaren Widerständen ( $>170\Omega\text{m}$ ) zu niedrigen ( $<50\Omega\text{m}$ ) ab. Die Widerstandsdaten zur kleinsten Frequenz 68.9kHz liegen nur leicht unterhalb der Werte der beiden übrigen Frequenzen, östlich der Verwerfung etwas mehr als westlich. Auch die Phasen zu den unterschiedlichen Frequenzen erzeugen im Bereich des Widerstandssprungs einen markanten Überschwinger. Hier fällt auf, dass die Phase zur Frequenz 68.9kHz östlich der Verwerfung oberhalb derer der höheren Frequenzen liegt (Widerstand nimmt mit Tiefe zu) und westlich der Verwerfung merklich unter diesen liegt (Widerstand nimmt mit Tiefe ab). Effektiv sind nur 2 Frequenzen gemessen worden, da die Werte zu 162kHz und 177kHz fast identisch sind. Die Abweichung in den Daten zu diesen beiden Frequenzen in unmittelbarer Umgebung der Verwerfung entsteht durch die unterschiedliche Einstrahlung der elektromagnetischen Felder in Bezug auf die Verwerfungsebene.

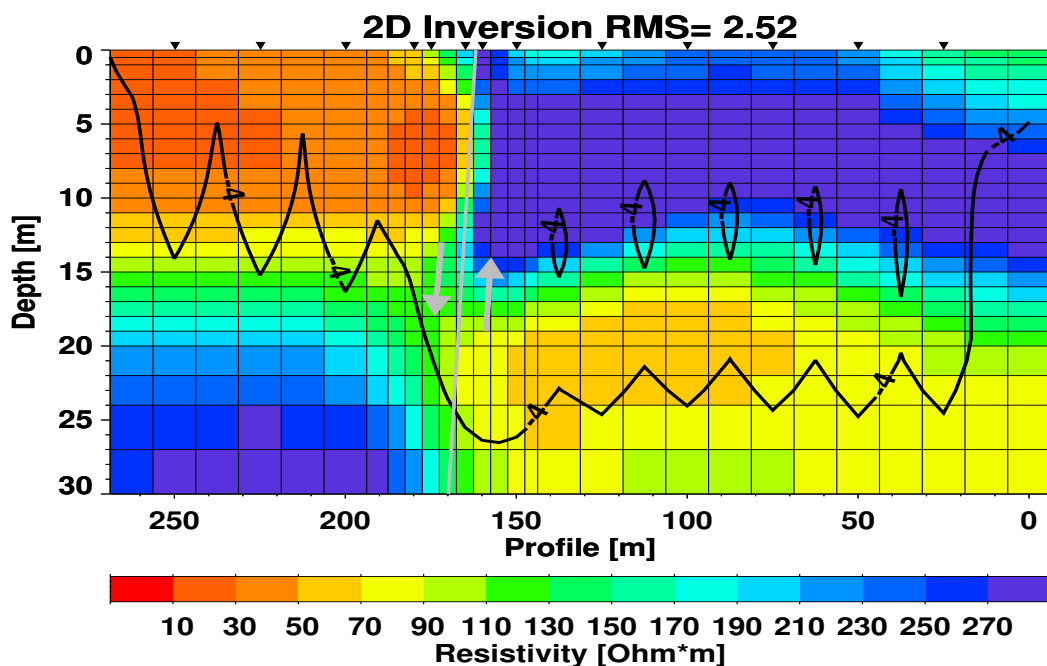


**Abbildung 6.3:** Messdaten (Symbole) zum RMT-Profil südlich der Deponie zur Erkundung der geologischen Verwerfung. Die modellierten Daten zur 2D-Inversion der Abbildung 6.4 sind mit Linien aufgetragen.

### 6.3.1 2D-Inversion zum Referenzprofil

Die Daten zum Referenzprofil werden mit dem 2D-Algorithmus von R. Mackie invertiert. Das elektrische Feld ist in Profilrichtung und damit senkrecht zur Verwerfung gemessen worden. Im idealen 2D-Fall entsprechen diese Messdaten der TM-Mode. Parallel zur Verwerfung stehen keine Radiosender zur Verfügung.

Das Ergebnis einer Inversionsstudie zeigt Abbildung 6.4. Auf den ersten Blick fällt die scharfe Trennung zwischen einem guten und einem schlechten Leiter bei Profilmeter 160 im oberflächennahen Bereich auf. Hier kann man mit Sicherheit die Verwerfungsebene ansetzen. Wie steil die Verwerfung nach Westen einfällt, kann aus dem Inversionsmodell mit effektiv nur zwei Frequenzen nicht geschlossen werden. In der geologischen Karte finden sich auch keine Hinweise dazu [Geologisches Landesamt NRW, 1992]. Östlich der Verwerfung (Profilmeter 0-160) schließt sich unter einem 14-15m mächtigen schlechten Leiter mit spezifischen Widerständen über 400-500Ωm eine leitfähige Schicht an. Der schwarzen Konturlinie der Sensitivität zu  $10^{-4} \text{m}^{-2}$  folgend, dürfte die Grenze zwischen beiden geologischen Schichten erfasst sein, auch wenn nur



**Abbildung 6.4:** 2D-Widerstandsmodell zum RMT-Profil südlich der Deponie zur Erkundung der geologischen Verwerfung. Die Sensitivitätslinie für  $10^{-4} m^{-2}$  ist aufgetragen.

die Daten zur TM-Mode invertiert sind. Der obere schlechte Leiter entspricht den Hauptterrassensedimenten von Rur und Rhein mitsamt den darunter liegenden Sanden der Jülicher Schichten. Der gute Leiter entsteht durch den hohen Ton- und Schluffanteil der tertiären Sedimente, begünstigt durch den von ihnen getragenen Grundwasserspiegel. Der leichte Bauch in der gut leitenden Schicht kann nicht nur durch variierende Mächtigkeiten erklärt werden, sondern auch von der Topographie des Geländes mitbestimmt sein. Denn von West nach Ost schreitet man entlang des Profils über einen kleinen Geländesprung (ca. 2m), der in der 2D-Inversion nicht berücksichtigt wird.

Westlich der Verwerfung hat sich die Leitfähigkeitsverteilung genau umgekehrt. Unter einer 10-12m mächtigen, gut leitenden Deckschicht verbirgt sich eine schlecht leitende Schicht. Die Unterkante der ersten Schicht liegt gerade so im Bereich der Sensitivität  $10^{-4} m^{-2}$ , dürfte allerdings noch einigermaßen erkannt sein. Darunter nimmt der spezifische Widerstand zu. Spezifische Widerstände darf man in dieser Tiefe nicht aus dem Modell ableiten. Zur besseren Auflösung wären hier noch Daten zu einer VLF-Frequenz hilfreich gewesen. Die gut leitende Schicht entspricht dem Löss und den schluffhaltigen Anteilen der Rur-Hauptterrasse. Darunter finden sich Kiese und Sande von Rhein und Rur, die einen erhöhten spezifischen Widerstand besitzen.

Die Anpassung der modellierten Daten an die gemessenen dieser 2D-Inversion findet sich in Abbildung 6.3. Die spezifischen Widerstände werden vom Modell sehr gut wiedergegeben. Lediglich im Bereich der Verwerfung kommt es zu geringen Abweichungen, wie auch die Betrachtung des RMS-Fehlers zu jeder Station als Balkendiagramm verrät. Durch das Modell wird ein Phasenwert zur Frequenz 162kHz nicht angepasst. Dies kann daran liegen, dass das Sendesignal ca.  $15^\circ$  schräger als das Signal zu 177kHz gegen die Verwerfungsebene einfällt.

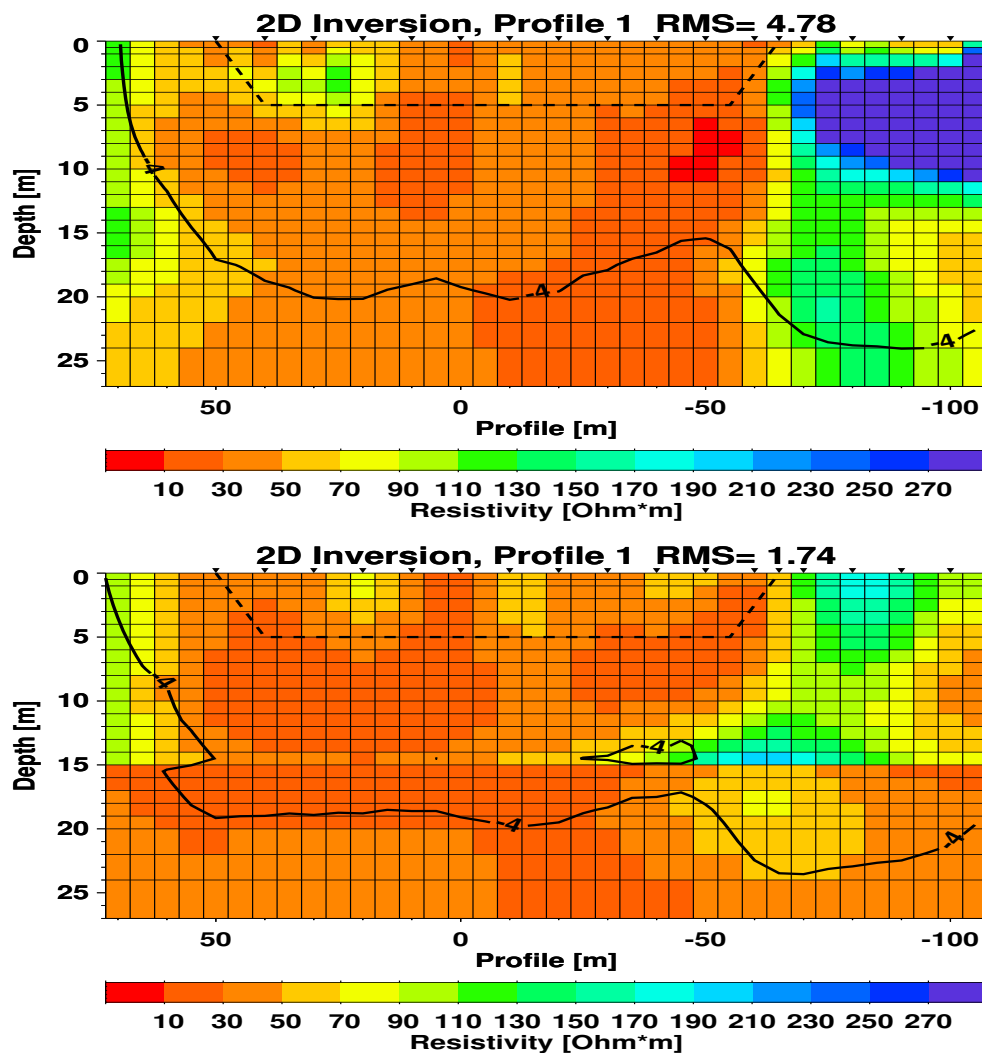
## 6.4 Deponieerkundung mit RMT

In der Abbildung 6.2 sind die RMT-Profile wie auch ein IP-Profil dieser Messkampagne eingezeichnet. Die für eine RMT-Erkundung ungünstige Lage der Profile 1-3 bezüglich der Deponiekante fällt ins Auge. Mit vier Frequenzen ist das Profil 4 vermessen worden, um möglichst senkrecht über die Deponiegrenze zu gehen und um einen Vergleich mit dem 2D-Modell der IP-Messungen [Hönig, 2002] zu ermöglichen.

Wie bereits vorher erwähnt, kann man mit den zur Vermessung zur Verfügung stehenden Sender nur Paare bilden, die  $20^\circ$  bzw  $110^\circ$  gegen Nord polarisiert sind. Damit fallen die elektromagnetischen Wellen zwischen  $40^\circ$  und  $50^\circ$  auf die Grenzen der Deponie wie auch unter ungünstigem Winkel auf die Verwerfung. Neben diesen Schwierigkeiten kommt für eine 2D-Inversion noch die flächenmäßig kleine Deponie hinzu. Bei den Modellstudien zum Einfluss der lateralen Deponiegröße ist sehr deutlich geworden, dass die Daten erheblich durch leitfähige 3D-Körper gestört sind. Die 2D-Inversion dieser Daten bietet keine bis nur geringe Möglichkeiten, die wahre Widerstandsverteilung im Untergrund zu erhalten. Im Folgenden werden die 2D-Inversionsergebnisse zu den Profilen 1, 2 und 3 vorgestellt und diskutiert. Inversionsstudien an den Daten legen für einen optimalen Regularisierungsparameter Werte zwischen 10 und 30 nahe. Daher sind für alle nachfolgenden Betrachtungen die 2D-Modelle zum Regularisierungsparameter  $\tau=20$  genommen worden.

Profil 1 schneidet von Südosten nach Nordwesten den Deponiebereich. Im 2D-Widerstandsmodell mit dem homogenen Halbraum ( $200\Omega\text{m}$ ) als Startmodell (Abbildung 6.5, oben) wird im südöstlichen Bereich des Profils (Profilmeter -65 bis -100) die geologische Schichtung mit schlecht leitenden, quartären Sedimenten über gut leitenden, tertiären Sedimenten aufgelöst. Das in Abbildung 6.4 diskutierte Widerstandsmodell quer zur Verwerfung hat diese Schichtung bereits gezeigt. Bei Profilmeter -60 beginnt im oberflächennahen Bereich ein leitfähiger Körper, der sich mindestens 120m nach Nordosten erstreckt. Die niedrigsten Widerstandswerte für diese Struktur finden sich in 8-11m Tiefe, setzen sich aber deutlich zu größeren Tiefen hin fort. Die Konturlinie zur Sensitivität  $10^{-4}\text{m}^{-2}$  umschließt bis in 20m Tiefe den für die Messdaten sensitiven Bereich des Modells. Für die erwartete Deponiemächtigkeit von 4-5m liegen die leitfähigen Strukturen aber zu tief. Zum Vergleich ist mit gestrichelter Linie im Widerstandsmodell der vermutete Querschnitt der Deponie eingezeichnet. Dabei fällt auf, dass jeweils unterhalb der Kanten zur Deponie Erniedrigungen im spezifischen Widerstand festzustellen sind. Mit den 2D-Modellstudien über einem Untergrund mit dreidimensionaler Widerstandsverteilung (Kapitel 3) haben sich diese Anomalien bei 2D-Inversionen bereits angedeutet. Bei diesen Modellstudien werden die besten Resultate durch Inversion der TM-Mode allein erzielt. In der Abbildung 6.5 sieht man im unteren Bild das 2D-Widerstandsmodell nach Inversion der TM-Mode für einen 2-Schichtfall ( $200\Omega\text{m}/50\Omega\text{m}$ ) als Startmodell. Die leitfähige 2. Schicht im Startmodell soll im Bereich des Deponiekörpers für eine bessere Auflösung der Widerstandsverteilung mit der Tiefe sorgen. Diese Inversion bringt leider keine weiteren Erkenntnisse über die Struktur des Deponiekörpers. Nach wie vor liegen die leitfähigen Zonen unterhalb der vermuteten Deponiesohle. Dies lässt aber nicht den Schluss zu, dass die leitfähigen Anomalien im Modell der Realität entsprechen.

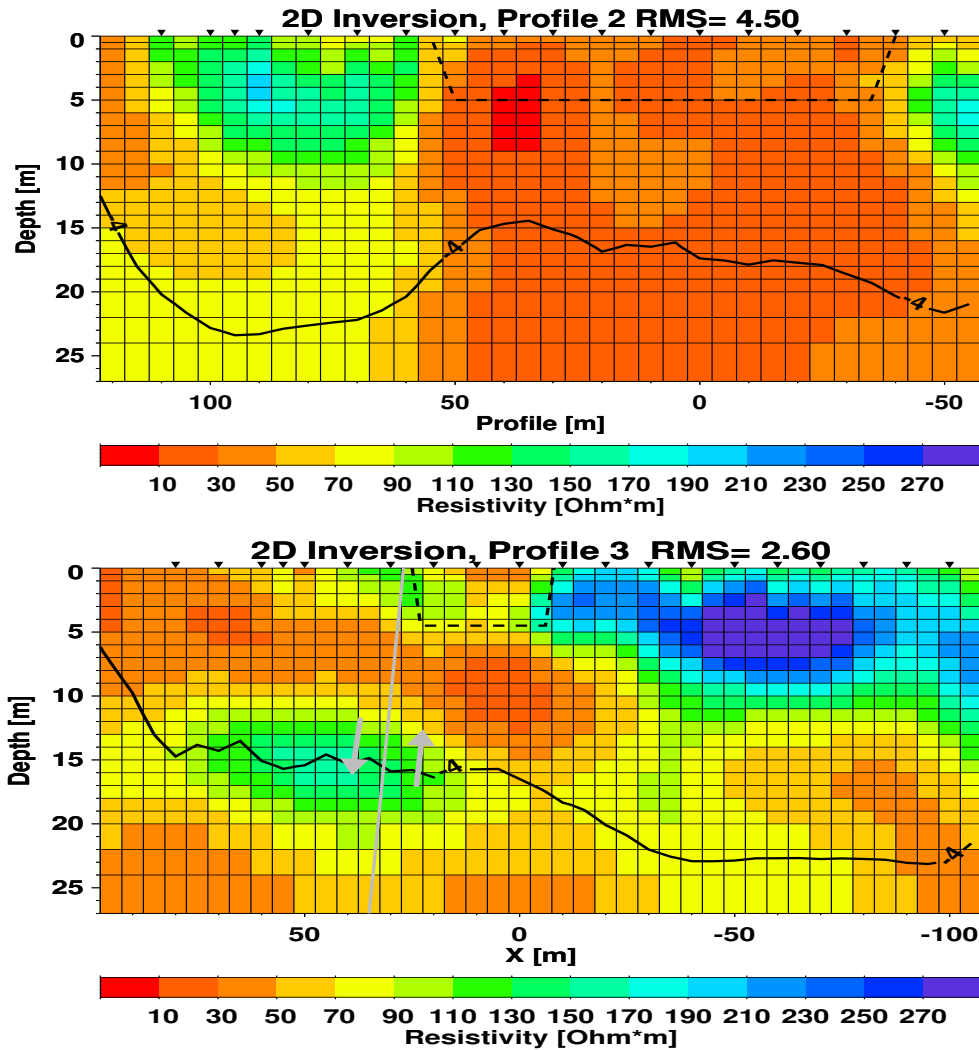
Die 2D-Inversionsmodelle zu den Profilen 2 und 3 zeigen eine ähnliche Widerstandsverteilung (siehe Abbildung 6.6). Die Profile verlaufen auch hier relativ schräg zum Deponiekörper.



**Abbildung 6.5:** 2D-Widerstandsmodelle zu Profil 1. Im oberen Modell dient ein homogener Halbraum als Startmodell für die Inversion mit allen Daten zu beiden Polarisationsrichtungen (TE- und TM-Mode). Für das untere Modell sind nur die Daten zur TM-Mode bei einem 2-Schichtfall als Startmodell invertiert worden. Der vermutete Deponiekörper ist mit gestrichelter Linie hervorgehoben.

Aus dem homogenen Halbraum hat sich in beiden Fällen am Ort der Deponie (gestrichelte Linie) eine leitfähige Struktur entwickelt, deren Schwerpunkt wiederum unter der vermuteten Deponiesohle liegt. Zugleich erkennt man in beiden Bildern die Verwerfung westlich der Deponie. Wie aus der Morphologie vor Ort abgeschätzt werden kann, ist die Ebene der Verwerfung in den 2D-Widerstandsmodellen markiert. Eine so deutliche Grenze zwischen benachbarten Sedimentkörpern, wie es das 2D-Modell zum Referenzprofil (Abbildung 6.4) gezeigt hat, ist hier nicht zu erkennen. Denn auch hier kreuzen die Profile die Verwerfung nahezu in Winkeln von 40-50°. Eine genaue Angabe der Lage der Verwerfung ist somit schwierig. Westlich der Verwerfung ( $X > 50\text{m}$ ) zeigt sich aber deutlich die Lagerung von gut leitenden Sedimenten über schlecht leitenden, gerade im 2D-Modell zu Profil 3. Die Sensitivitätslinie für  $10^{-4}\text{m}^{-2}$  hebt hervor, dass der Widerstandsanstieg ab 10-12m Tiefe in den Daten begründet ist.

In den Modellstudien (Kapitel 2) verlaufen die elektrischen und magnetischen Felder parallel beziehungsweise senkrecht zu den Kanten der Störkörper. Im Fall der Altablagerung Düren

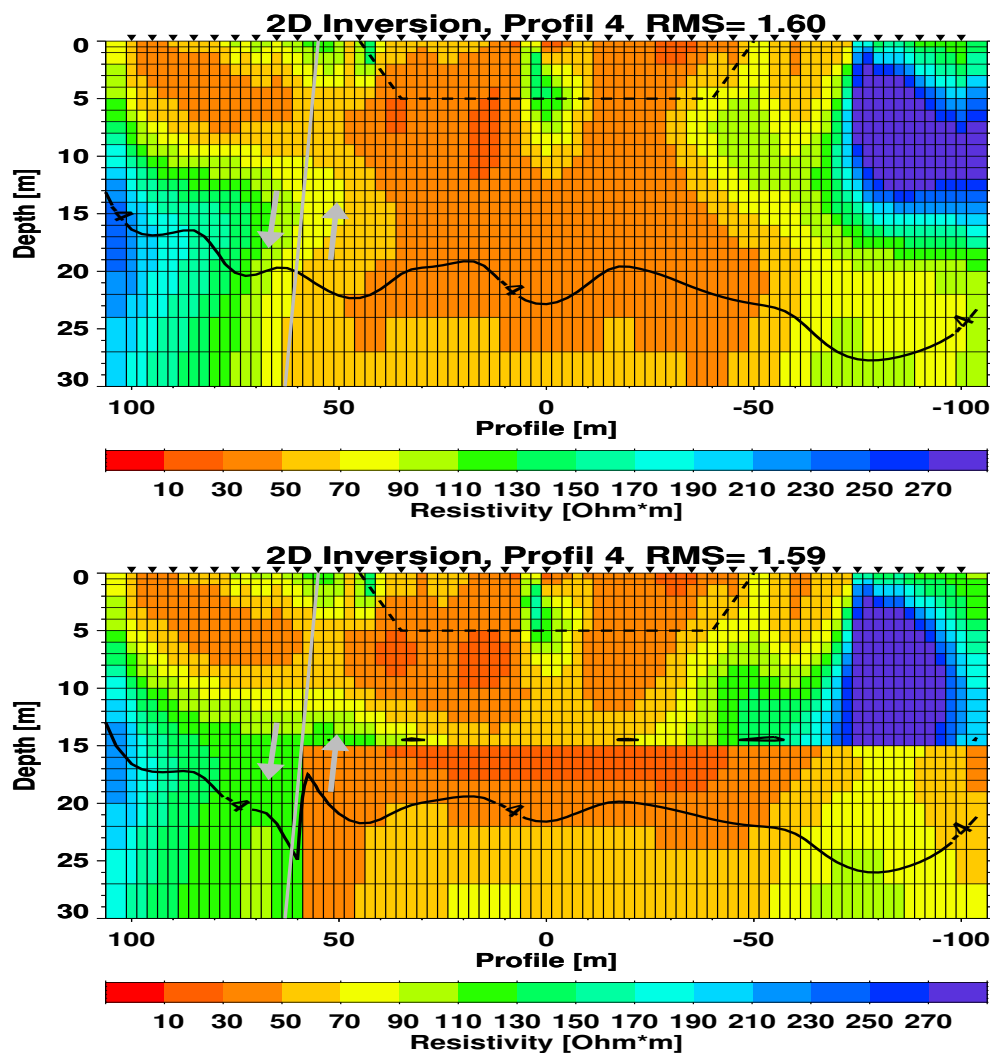


**Abbildung 6.6:** 2D-Widerstandsmodelle der Profile 2 und 3. Startmodell ist in beiden Fällen ein homogener Halbraum ( $200\Omega m$ ). Die Ebene der Verwerfung ist in ihrer ungefähren Lage eingezeichnet, dazu noch der vermutete Querschnitt durch die Deponie (gestrichelte Linie).

kreuzen die elektromagnetischen Felder den Deponiekörper aber nahezu  $45^\circ$ . Das bedeutet, dass die gemessenen Polarisierungen nicht die TE- oder TM-Mode für den 2D-Fall widerspiegeln können. Der Impedanztensor ist in diesem Falle bei einer Messung voll besetzt und nur eine Drehung des Tensors in Richtung auf das Streichen der Deponie könnte einigermaßen unverzerrte Nebendiagonalelemente herbeiführen. Wie bereits erwähnt, lassen sich mit dem RMT-Gerät aber nur die Nebendiagonalelemente bestimmen. Die für eine Drehung des Tensors benötigten Hauptdiagonalelemente bleiben unbestimmt.

Bei der Sendersuche im Messgebiet sind nur wenige Frequenzen gefunden worden, deren Felder den Deponiekörper und die Verwerfung nahezu senkrecht kreuzen. Ein Querprofil von West nach Ost ( $65^\circ N$ ) über die Deponie wird daher mit vier Frequenzen (18.3kHz, 65.8kHz, 177kHz und 243kHz), die zum Teil um bis zu  $30^\circ$  von der Profilrichtung abweichen, vermessen (Profil 4 in Abbildung 6.2). Das elektrische Feld wird in Profilrichtung bestimmt, auch wenn die Senderrichtung für zwei Frequenzen (18.3kHz, 243.0kHz) mehr als  $25^\circ$  davon abweicht. Für die 2D-Inversion werden die Daten zu allen Frequenzen nahezu als TM-Mode angesehen. Wie





**Abbildung 6.7:** 2D-Widerstandsmodelle zur Profil 5. Im oberen Bild startet die Inversion mit einem homogenen Halbraum ( $200\Omega m$ ), im unteren mit einem 2-Schichtfall östlich der Verwerfung.

die Modellstudien in Kapitel 3 gezeigt haben, sind mit der TM-Mode auch geringere 3D-Effekte durch die parallel zum Profil verlaufenden Deponiekanten zu erwarten.

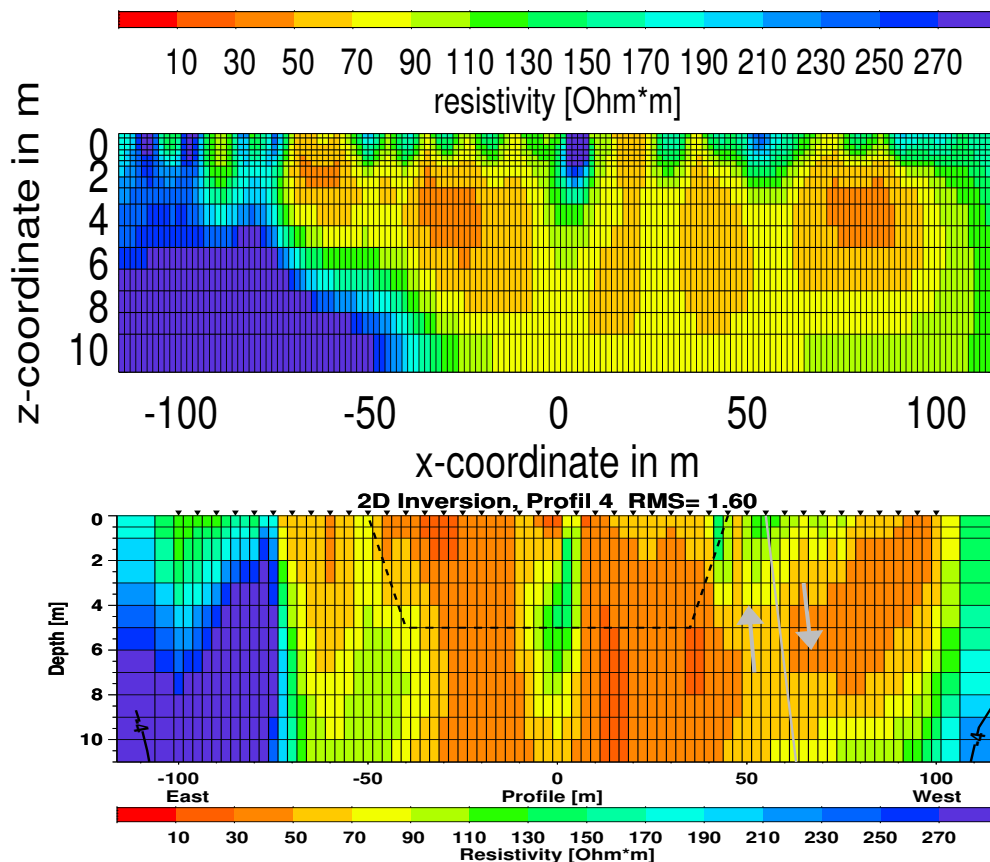
Beim Blick auf die 2D-Modelle zu diesen Daten in Abbildung 6.7 werden aber auch hier unterhalb der flachen Deponie leitfähige Zonen modelliert. Gerade im oberen Bild, das aus der Inversion mit einem homogenen Halbraum hervorgeht, gewinnt man den Eindruck, als wäre leitfähiges Material aus der Deponie in Richtung Grundwasser (ca. 15m Tiefe) ausgewaschen worden. Wie die aufgetragene Konturlinie zu  $10^{-4}m^{-2}$  zeigt, liegen die leitfähigen Anomalien klar im sensitiven Bereich der Messdaten. Im unteren Inversionsbild ist das Startmodell im Bereich östlich der Verwerfung um eine zweite, gut leitende Schicht ergänzt worden. Aber auch dadurch ändert sich nicht die Tiefenerstreckung der leitfähigen Zonen unterhalb der Deponie.

Da die 2D-Widerstandsmodelle zu verschiedenen Profilen mit unterschiedlichen Startmodellen, und selbst bei Inversion der TM-Mode allein, die Bereiche unterhalb der Deponiesohle mit deutlich erhöhtem spezifischen Widerstand angeben, kann man davon ausgehen, dass diese Anomalien nicht gänzlich auf die mangelnde Auflösung des 2D-Algorithmus zurückzuführen sind.

Klarheit darüber kann eine Inversion des kompletten Datensatzes mit einem 3D-Algorithmus bringen. Für diese Arbeiten haben aber keine zusätzlichen Rechenzeiten auf dem Großrechner zur Verfügung gestanden. Eine 3D-Inversionsstudie auf Rechnern mit einer oder wenigen CPUs ist in annehmbarer Zeit nicht durchzuführen.

## 6.5 Vergleich mit dem IP-Profil

Die IP-Messungen im Zeitbereich entlang des RMT-Profiles 4 sind mit einem 2D-Algorithmus unter Verwendung des Cole-Cole-Modells invertiert worden [siehe *Hönig, 2002*]. Die sich aus dieser Inversion ergebende Verteilung des spezifischen Widerstands ist bis in eine Tiefe von 11m im oberen Modell der Abbildung 6.8 dargestellt. Das Widerstandsmodell darunter zeigt für die gleiche Farb- und Widerstandsskala das Ergebnis der 2D-Inversion der RMT-Daten mit einem homogenen Halbraum als Startmodell. Der größere Tiefgang der Anomalien im RMT-Modell ist auf die unterschiedlichen Eindringtiefen der beiden Methoden zurückzuführen. Die IP-Messungen erlauben in der durchgeführten Dipol-Dipol-Anordnung mit fünf Empfängern und jeweils 6m Dipollänge Aussagen über die Widerstandsverteilung bis in ca. 10m Tiefe. Die RMT-Sondierungen gehen darüber hinaus bis in ca. 20m Tiefe.



**Abbildung 6.8:** Vergleich zwischen dem 2D-Modell der IP-Zeitbereichsmessungen [siehe *Hönig, 2002*] und dem 2D-Inversionsmodell der RMT zu Profil 4.

Die leitfähigen Anomalien in beiden Modellen können einander gut zugeordnet werden. Hierbei sind die spezifischen Widerstände im RMT-Modell zumeist 10-15 $\Omega$ m niedriger. Den vermuteten Querschnitt der Deponie gibt das RMT-Modell besser wider, aber in beiden Modellen setzen sich die leitfähigen Anomalien deutlich unterhalb der Deponiesohle fort. Die geologische Verwerfung ist im RMT-Modell an der vermuteten Stelle eingezeichnet. Die IP-Datenauswertung bestätigt diese Lage der Verwerfung mit dem 2D-Modell zur Aufladbarkeit nach der Cole-Cole-Inversion [siehe *Hönig*, 2002].

*Turberg und Barker* [1996] kommen bei Messungen mit RMT und Wenner-Geoelektrik zu einem vergleichenden Resultat, dass nämlich erst die Erniedrigung der Anomalien im 2D-Modell der Geoelektrik-Messungen eine Anpassung an die gemessenen RMT-Daten ermöglicht. Die Autoren schreiben der Mehrdeutigkeit und dem Äquivalenzprinzip geoelektrischer Widerstandsbilder diesen Unterschied zu. Mit den Erkenntnissen der Modellstudien in Kapitel 3 kann man für das RMT-Widerstandsbild in diesem Fall aber auch zu einem anderen Schluss kommen. Da die 2D-Inversion kleinräumige, leitfähige 3D-Körper im Querschnitt zumeist zu tief und im spezifischen Widerstand zu niedrig modelliert, wäre damit eine Erklärungsmöglichkeit gegeben. Denn die Daten der niedrigen Frequenzen sind auf jeden Fall durch die relativ kleine Deponie von den nahen Deponiegrenzen beeinflusst. Auch, wenn wie hier verwendet, die Daten der TM-Mode diesen Effekt weniger deutlich zeigen, ist mit den zum Teil schräg einfallenden Sendern der reine TM-Fall nicht gegeben. Eine Auswertung der Daten mit einer 3D-Inversion kann diese Vermutung erst be- oder entkräften.

## 6.6 Zusammenfassung

Die Anforderungen bei der Suche einer zweiten Altlast für das SFB-419-Projekt an die Dimension der Deponie (geringe Mächtigkeit sowie keine große Fläche) sind mit der Altablagerung nahe Jakobwüllesheim erreicht worden. Leider führen sie nicht zu einer verbesserten Erkundung mit RMT. Als passive EM-Methode ist die Radio-Magnetotellurik von der Lage der zur Verfügung stehenden Sender abhängig, insbesondere dann, wenn das RMT-Messgerät nur die Komponenten  $Z_{xy}$  und  $Z_{yx}$  des Impedanztensors bestimmen kann.

Bei den in diesem Kapitel vorgestellten 2D-Widerstandsmodellen konnten Anomalien nicht einwandfrei 3D-Effekten oder geologischen bzw. schadstoffbelasteten Strukturen im Boden zugeordnet werden. Wenn auch ein zusätzliches Profil mit Sendern nahezu senkrecht zur Deponiekante in den 2D-Modellen unterhalb der Deponiesohle leitfähige Bereiche anzeigt, ist bei einer Bewertung der Gesamtsituation von Deponie und umgebendem Sedimentkörper ausschließlich mit den 2D-Modellen der RMT Vorsicht geboten.

Ein Hinweis darauf, dass die Tendenz in den 2D-Widerstandsmodellen stimmen kann, findet man in den Archivunterlagen. Dort wird berichtet, dass bei Grundwasseruntersuchungen in Jakobwüllesheim (Abstrombereich der Deponie) Kontaminationen festgestellt worden sind. Da die Deponie aber einen trockenen Deponiefuß besitzt, d.h. sie ragt nicht ins Grundwasser hinein, können nur durch Niederschläge und Sickerwässer ausgewaschene Materialien ins Grundwasser gelangen. Daraus lässt sich indirekt eine Kontamination der Sedimente unterhalb der Deponie ableiten. Dies kann zu einer Erhöhung der elektrischen Leitfähigkeit führen, so wie es das obere 2D-Modell in Abbildung 6.7 eindrucksvoll vorgibt und von den IP-Messungen auch unterstützt

wird. Klarheit können seitens der RMT-Auswertung nur vollständige 3D-Auswertungen liefern, die aber durch weitere geophysikalische und hydrologische Untersuchungen auf und im Umfeld der Deponie gestützt werden sollten. Alternativ könnte man auch zu Testzwecken mit neuen RMT-Apparaturen den gesamten RMT-Tensor stationsweise aufzeichnen, wodurch sich aussagekräftigere 2D-Modelle nach der Drehung des Impedanzensors berechnen lassen.

Dieses Feldbeispiel zeigt auf, wie dringend 3D-Inversionen für die Auswertung der flächenhaft vermessenen RMT-Daten benötigt werden. Da die 3D-Inversionen für entsprechend große Gitter sehr rechenzeitintensiv sind, werden auch in naher Zukunft nicht alle RMT-Messkampagnen automatisch eine 3D-Inversion nach sich ziehen können. Jedoch sollte man durch 3D-Vorwärtsmodellierung die erwarteten Effekte kleinräumiger Körper in den RMT-Daten abschätzen können, womit sich dann die 2D-Widerstandsbilder in ihrer Aussagekraft beurteilen lassen.

---

## Zusammenfassung

---

Elektrische und elektromagnetische Verfahren der Angewandten Geophysik werden gerne im Umweltbereich eingesetzt. Die Veränderung des elektrischen Widerstands der Böden oder des Grundwassers durch Einlagerung oder Eintrag von Schadstoffen ist meist so hoch, dass sie sicher mit diesen Methoden gemessen werden kann. Insbesondere hat sich die Radio-Magnetotellurik-Methode im Bereich der Umwelt- und Ingenieurgeophysik durch erfolgreiche Anwendungen etabliert. Wegen ihres schnellen Messfortschritts ermöglicht die RMT-Methode in einem Messgebiet in nur wenigen Tagen eine flächenhafte Kartierung des elektrischen Widerstands. Durch die Nutzung mehrerer Radiofrequenzen erlaubt sie zudem eine Sondierung, d.h. die Auflösung des elektrischen Widerstands mit der Tiefe.

Die Fortschritte, die in der Magnetotellurik im Bereich der Auswertesoftware gemacht werden, können ohne Änderungen für die Auswertung der RMT-Messdaten übernommen werden. So haben in den letzten Jahren die Entwicklungen der 2D-Inversionsalgorithmen für MT-Daten dazu beigetragen, dass es mit der profilweisen 2D-Auswertung der RMT-Daten einen Qualitätssprung in der Interpretation gegeben hat. Anwendungen im Umwelt- und Ingenieurbereich haben im Allgemeinen mit der Variation des elektrischen Widerstands in drei Dimensionen zu tun, da die untersuchten Objekte oder Strukturen von endlicher Ausdehnung in lateraler wie vertikaler Richtung sind. Die Auswertung erfordert demnach dreidimensionale Modellrechnungen zu den Messdaten. Da die Entwicklung effizienter 3D-Inversionsalgorithmen noch in einem frühen Stadium ist, hat man sich bisher mit 2D-Inversionen begnügen müssen oder aufwendige Modellstudien mit einem 3D-Vorwärtsprogramm gemacht.

In dieser Arbeit wird zum ersten Mal eine erfolgreiche 3D-Inversion von (R)MT-Felddaten vorgestellt. In Zusammenarbeit mit Greg Newman ist mit dessen 3D-Inversionsalgorithmus ein dreidimensionales Abbild einer Altlast entstanden. Neben der hohen Qualität der RMT-Messdaten, die mit über 300 Messstationen eine große Fläche zusammenhängend abdecken, bildet vor allem das 3D-Inversionsschema und die Implementierung des Programms auf ei-

nem Parallelrechner den Grundstock für diesen Durchbruch in der (Radio-)Magnetotellurik-Forschung.

Zu Beginn der Arbeit werden ausführliche Modellstudien vorgestellt. Mit dem 2D-Inversionsprogramm von R. Mackie sind Studien mit synthetischen Daten zu einem zweidimensionalen Altlast-Modell durchgeführt worden. Mit dem Gauß-Newton-Algorithmus (GN) sowie mit der Nichtlinear-Konjugierte-Gradienten-Methode (NLCG) werden gleichermaßen gute Auflösungen des Ausgangsmodells erzielt. Die NLCG-Methode bietet sich jedoch durch ihre effizientere Speichernutzung und viel schnellere Inversion für große Modelle an, was gerade bei Studien zu Felddaten vorteilhaft ist. Für die Wahl des Regularisierungsparameters zwischen Datenanpassung und Modellglätte hat sich die Methode der „L-Kurve“ bewährt. Die Modellstudien zeigen, dass die 2D-Inversion von Messdaten zu einer annähernden zweidimensionalen Widerstandsverteilung gute Resultate liefern, die wenig Raum für Fehlinterpretationen lassen.

Die Erweiterung des Studienmodells auf drei Dimensionen ermöglicht mit dem 3D-Vorwärtsalgorithmus von Mackie und Madden die Berechnung der scheinbaren Widerstände und Phasen für die 3D-Widerstandsverteilung. An ausgesuchten Profilen zeigt sich, dass die 2D-Inversion das Ausgangsmodell nur fehlerhaft auflösen kann. Insbesondere werden leitfähige Körper in den 2D-Widerstandsmodellen zu mächtig und mit ihrem Schwerpunkt zu tief modelliert, wenn die Modelldaten von den parallel zum Profil verlaufenden Außenkanten des Körpers beeinflusst sind. In diesen Fällen erlaubt die ausschließliche Benutzung der Daten zur TM-Mode eine 2D-Inversion, die ein weniger verzerrtes Widerstandsbild liefert.

Mit dem 3D-Programm von G. Newman ist der 3D-Modelldatensatz invertiert worden. Für ein sehr großes Modellgitter muss die 3D-Inversion auf einem Parallel-Rechner laufen, um Iterationen in annehmbarer Zeit durchführen zu können. Auch wenn der hohe Rechenzeitbedarf die 3D-Inversionsstudie nur auf wenige Inversionsläufe beschränkt, hat sich doch ein mehr als gutes Inversionsergebnis gezeigt. Besonders erwähnenswert ist, dass die in den 2D-Inversionen erzeugten Anomalien nicht mehr im Widerstandsmodell der 3D-Inversion erscheinen. Die Hauptelemente des Ausgangsmodells sind trotz verrauschter Daten gut aufgelöst worden. Für die Inversion sind nur die Daten der Nebendiagonalen des Impedanztensors eingesetzt worden. Da das Kölner RMT-Messgerät im Feldeinsatz nur diese beiden Komponenten des Impedanztensors liefern kann, ist diese Beschränkung in den Messdaten auch für die Modellstudien gewählt worden. Die Einschränkung in den Daten scheint aber die gute Auflösung des Ausgangsmodells nicht zu beeinflussen. Weitere 3D-Inversionsstudien sind jedoch nötig, um detaillierte Aussagen treffen zu können.

Durch die Erkundung einer Altablagerung im Kölner Stadtgebiet steht ein großer RMT-Felddatensatz von sehr guter Qualität für die 2D- und 3D-Inversionen zur Verfügung. Nach ausführlichen 2D-Inversionsstudien zeigt sich ein Deponiekörper in den Widerstandsbildern, der nach Archivunterlagen viel zu mächtig erscheint. Auch die Erweiterung des Startmodells um eine leitfähige Schicht unterhalb der Deponie bringt keine entscheidende Verbesserung. Aufgrund der Ergebnisse der Modellstudien kann man davon ausgehen, dass 3D-Effekte in den Messdaten die Modellierung einer zu mächtigen Deponie begünstigen können. In den Widerstandsbildern der 3D-Inversion erscheint hingegen eine weniger mächtige Deponie. Durch Hinzufügen einer leitfähigen Schicht im Startmodell erreicht die 3D-modellierte Deponie sogar

genau die erwartete Mächtigkeit. Die 2D- und 3D-Widerstandsmodelle zeigen im Tiefenbereich 0-10m gute Übereinstimmungen, nicht zuletzt, weil dieser Tiefenbereich auch sehr gut mit den Messdaten aufgelöst ist. Da der leitfähige Deponiekörper die einfallende elektromagnetische Strahlung stark dämpft, stehen für größere Tiefen nur noch die Daten der VLF-Frequenz zur Verfügung. Mit dieser einen Frequenz ist eine bessere Auflösung der Widerstandsverteilung im unteren Bereich der Deponie wie auch darunter nur eingeschränkt möglich. Daher liefern auch die Inversionsläufe mit dem 2-Schichtfall die besten Ergebnisse. Letztlich lassen auch die Modelle dieser Inversionen keine genaue Beurteilung der Widerstandsverteilung im Raum zwischen Deponie und tertiären Sedimenten zu.

Durch die Gewinnung von Bodenproben bis in 15m Tiefe auf der Altablagerung und die anschließenden geophysikalischen und geochemischen Analysen stehen Informationen über den Aufbau und die Widerstandsverteilung der Deponie zur Verfügung. Der Vergleich der an den Bodenproben bestimmten Widerstände mit den Ergebnissen der 2D- und 3D-Modellierung bringen zum Teil überraschend gute Übereinstimmungen. Trotz der Schwierigkeiten bei der Bestimmung des elektrischen Widerstands an den Bodenproben, aufgrund der kleinen Messzellen und der heterogenen Zusammensetzung des Probenmaterials, zeigen sich ungefähr deckungsgleiche Widerstandskurven. Die Auswertung der komplexen Widerstandsmessungen mit einem Cole-Cole-Modell ermöglicht eine weitergehende Klassifizierung des Materials. Die Heterogenität des Probenmaterials erfordert einen geeigneten Messaufbau und ein geeignetes Messverfahren, um qualitativ hochwertige Daten zu erhalten. Denn nur mit sehr guten Daten ist eine Cole-Cole-Inversion möglich, damit alle vier Parameter gut aufgelöst werden.

Die RMT-Messungen auf einer zweiten Altablagerung zeigen die Notwendigkeit einer 3D-Modellierung deutlich auf. Da das RMT-Gerät nur die Nebendiagonalelemente des Impedanzensors bestimmt, ist für eine 2D-Auswertung der Daten unbedingt auf die senkrechte und parallele Vermessung der elektromagnetischen Felder bezüglich der Widerstandskontraste zu achten. In diesem Feldbeispiel stehen die Radiosender so ungünstig, dass die Deponiekanten nur in Winkeln von 40-50° vermessen werden können. Da für die notwendige Drehung des Impedanzensors in die Richtung der Außenkanten der Deponie die Hauptdiagonalelemente fehlen, ist nur eine 3D-Modellierung für die Interpretation der Messdaten sinnvoll. Wegen fehlender Rechenkapazität ist eine 3D-Inversion der Daten nicht durchgeführt worden.

## 7.1 Aussicht

Mit den hier gezeigten Modellstudien und der ersten 3D-Inversion von RMT-Felddaten ist ein Tor zu einer ganz neuen Dimension der RMT-Datenauswertung geöffnet worden. Auch wenn mit dieser Arbeit der erste Schritt durch das Tor gemacht ist, beginnt jetzt erst die Forschung.

Die Modellstudien mit den 2D- und 3D-Inversionsalgorithmen sollten vornehmlich vorangetrieben werden. Sie helfen bei der Planung und Interpretation zukünftiger Messkampagnen, und mit Rückblick auch der Auswertung von bereits durchgeführten Messungen. Da die 3D-Inversion immer noch stark von der Leistung der Rechner abhängt und sie somit noch keine alltägliche Auswertemethode wird, kann aber wenigstens die 3D-Vorwärtsmodellierung mit der anschließenden 2D-Inversionsstudie wichtige Erkenntnisse für die Interpretation bringen. Hierbei sollte man die Studien mit anderen 2D-Inversionsalgorithmen ergänzen, um deren Vor- und

Nachteile kennen zu lernen. Nach einer 3D-Vorwärtsmodellierung lässt sich auch der Impedanztensor drehen, um so bewusst von dem idealen 2D-Fall abzuweichen. Eine 2D-Inversionsstudie der gedrehten Nebendiagonalelemente des Impedanztensors könnte so bei der Auswertung der zweiten Altablagerung in dieser Arbeit helfen.

Wenn für eine 3D-Inversion genügend Rechnerleistung zur Verfügung steht, können die hier begonnenen Studien fortgesetzt werden. Darin sollte der Einfluss des Regularisierungsparameters und des gewählten Gitters auf das Inversionsergebnis ausführlich untersucht werden. Ebenso kann die Einbindung der Hauptdiagonalelemente des Impedanztensors die hier noch offen gebliebene Frage klären, wie viel Information durch deren Nichtberücksichtigung verloren geht. Bei einer 3D-Inversion eines Felddatensatzes sind Daten zu einer flächenhaft vermessenen Struktur mit Stationen jenseits aller Außenkanten wünschenswert. Eine solche „Rundum-Vermessung“ liegt bei dem vorgestellten und 3D-invertierten Felddatensatz leider nicht vor.

Da jetzt die 3D-Inversion zu RMT-Daten durchführbar ist, ist die Gewinnung von Datensätzen mit allen Impedanztensorelementen und zu möglichst vielen Frequenzen angestrebt. Mit der jüngsten Generation der RMT-Geräte sind diese Messungen bereits durchführbar. Die 3D-Inversion solcher Datensätze würde die RMT-Methode noch attraktiver für den Einsatz im Ingenieur- und Umweltbereich machen.

Die Qualität der RMT-Modellierung ist durch die Widerstandsmessungen an den Bodenproben aufgezeigt worden. Zur Überprüfung und Kalibrierung der RMT-Modelle sollten auch bei zukünftigen, größeren Forschungsprojekten Bohrungen eingeplant werden. Für diese Vorhaben sollte man bereits in der Antragsphase mit Bohrfirmen zusammenarbeiten. Dieses Vorgehen gilt im Besonderen für die Zusammenarbeit mit Chemie-Laboren, wenn die Bodenproben chemisch analysiert werden sollen.



---

## Literaturverzeichnis

---

- Archie, G. E.**, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Min. Metal. and Petr. Eng.*, 146, 54–62, 1942.
- Atlas Copco ABEM**, *ABEM Terrameter SAS System Instruction Manual*, ABEM Printed Matter No. 93041, Brommar, Sweden, 1979.
- Barker, R.**, Improving the quality of resistivity sounding data in landfill studies, in *Geotechnical and Environmental Geophysics*, herausgegeben von S. Ward, Bd. 2, 245–251, SEG, Tulsa, 1990.
- Bastani, M. und L. B. Pedersen**, Estimation of magnetotelluric transfer functions from radio transmitters, *Geophysics*, 66, 1038–1051, 2001.
- Baum, A.**, Radiomagnetotellurische (RMT-) und Georadar-Messungen zur Erkundung der Reste einer durch Luftbild im Untergrund vermuteten römischen Villa rustica im Worringer Bruch bei Köln, Diplomarbeit, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln, 1998.
- Beamish, D., P. Meldrum und R. Ogilvy**, VLF-R used for waste-site assessment, *Europ. J. Environ. Eng. Geophys.*, 3, 161–178, 1999.
- Bergers, R.**, Untersuchung von oberflächennahen Klärschlämmen mit elektrischen und elektromagnetischen Methoden der Angewandten Geophysik, Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., 2002.
- Bertin, J. und J. Loeb**, *Experimental and theoretical aspects of induced polarization*, Bd. 1, Borntraeger, Berlin, 1976.
- Beyaert, G., G. Chevassu und R. Lagabrielle**, Reconnaissance rapide de projets de tranchées par radio-magnétotellurique, *Bull. liaison Labo. P. et Ch.*, 152, 85–91, 1987.
- Buselli, G., C. Barber, G. B. Davis und R. B. Salama**, Detection of groundwater contamination near waste disposal sites with transient electromagnetic and electrical methods,

- in *Geotechnical and environmental geophysics*, herausgegeben von S. Ward, Bd. 2, 27–39, Society of Exploration Geophysicists, 1990.
- Cagniard, L.**, Basic theory of the Magneto-Telluric Method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 18, 605–635, 1953.
- Chouteau, M. und K. Bouchard**, Two-dimensional terrain correction in magnetotelluric surveys, *Geophysics*, 53, (6), 854–862, 1988.
- Christensen, T. H., R. Cossu und R. Stegmann**, *Landfilling of Waste: leachate*, Elsevier Science Publishers, London, 1992.
- Christensen, T. und P. Kjeldsen**, Basic biochemical processes in landfills, in *Sanitary Landfilling: Process, Technology and Environmental Impact*, herausgegeben von T. Christensen, R. Cossu, und R. Stegmann, 29–49, Academic Press, London, 1989.
- Cole, K. S. und R. H. Cole**, Dispersion and absorption in dielectrics, I. Alternating current characteristics, *J. Chem. Phys.*, 9, 341–351, 1941.
- Dautel, S.**, Untersuchung einer ehemaligen Mülldeponie in Köln-Poll mit Radiomagnetotellurik (RMT), Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., April 1996.
- DeGroot-Hedlin, C. und S. C. Constable**, Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, 55, 1613–1624, 1990.
- De Iaco, R., A. Green und H. Horstmeyer**, An integrated geophysical study of a landfill and its host sediments, *Europ. J. Environ. Eng. Geophys.*, 4, 223–263, 2000.
- Deppermann, K. und J. Homilius**, Interpretation geoelektrischer Sondierungskurven bei tiefliegender Grundwasseroberfläche, *Geol. Jb.*, 83, 563–574, 1965.
- Dias, C. A.**, Developments in a model to describe low-frequency electrical polarization of rocks, *Geophysics*, 65, (2), 437–451, 2000.
- Doll, W., J. Nyquist, L. Beard und T. Gamey**, Airborne geophysical surveying for hazardous waste site characterization on the Oak Ridge Reservation, Tennessee, *Geophysics*, 65, (5), 1372–1387, 2000.
- Donner, F., W. Göthe und G. Porstendorfer**, Ausnutzung von Rundfunkwellen für die geologische Kartierung und Sondierung, *Z. geol. Wiss.*, 6, 161–172, 1978.
- Dümling, H.**, *Ingenieurgeologische Anwendung geoelektrischer IP-Messungen auf Altlasten im Rheinland*, Dissertation, Universität zu Köln, Geologisches Institut, 1989.
- Dupis, A., B. Vincent, F. Gauthier und G. Bossuet**, Application de la radio magnétotellurique aux études préalables au drainage agricole, *Science du Sol*, 29, (3), 231–243, 1991.
- Dupis, A., A. Choquier und G. Boussuet**, La radio magnéto-tellurique: une nouvelle méthode de la géophysique appliquée, *Bull. Soc. geol. France*, 166, 231–242, 1995.
- Eberle, I.**, Der Begriff Altlasten: Genese, Eingrenzung und Anwendungspraxis in den Bundesländern, *Zeitschrift für Angewandte Umweltforschung*, 2, 1989.

- Eckard, M.**, Joint Inversion von Gleichstromgeoelektrik und Transientenelektromagnetik, Diplomarbeit, Institut für Geophysik und Meteorologie an der Universität zu Köln, April 1993.
- Eikmann, T. und A. Kloke**, Nutzungs- und schutzbezogene Orientierungswerte für (Schad-) Stoffe in Böden. - Eikmann-Kloke-Werte, in *Bodenschutz*, herausgegeben von D. Rosenkranz et al., Bd. 14, Erich-Schmidt Verlag, Berlin, 1993.
- Fachgruppe Wasserchemie in der GDCh**, *Chemie und Biologie der Altlasten*, VCH, Weinheim, 1996.
- Farquharson, C. G. und D. W. Oldenburg**, Approximate sensitivities for the electromagnetic inverse problem, *Geophys. J. Int.*, 126, 235–252, 1996.
- Fischer, G.**, A strong topographic valley effect in AMT and VLF-R measurements, *Geophys. J.*, 96, 469–475, 1989.
- Flathe, H.**, Interpretation of geoelectric resistivity measurements for solving hydrogeological problems, *Economic Geology Report*, 26, 580–597, 1967.
- Foster, A. R., M. D. Veatch und S. L. Baird**, Hazardous waste geophysics, *The Leading Edge*, 6, (8), 8–13, 1987.
- Gaidetzka, A.**, Erste Erfahrungen mit der NanoTEM - Apparatur, Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., Juni 2002.
- Geologisches Landesamt NRW**, Ingenieurgeologische Karte 1:25.000, Erläuterungen zu Blatt 5007 Köln, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 1986.
- Geologisches Landesamt NRW**, Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen - 1:100.000, Krefeld, 1992.
- Green, A., E. Lanz, H. Maurer und D. Boerner**, A template for geophysical investigations of small landfills, *The Leading Edge*, 18, 248–254, 1999.
- Greenhouse, J. und D. Slaine**, The use of reconnaissance electromagnetic methods to map contaminant migration, *Ground Water Monit. Rev.*, 3, 47–59, 1983.
- Hansen, P.**, Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve, *SIAM Review*, 34, (4), 561–580, 1992.
- Hansen, P. und D. O’Leary**, The use of the L-curve in the regularization of discrete ill-posed problems, *SIAM J. Sci. Comput.*, 14, (6), 1487–1503, 1993.
- Hollier-Larousse, A., R. Lagabrielle und J. Levillain**, Utilisation de la radiomagnétotellurique pour la reconnaissance en site aquatique, *J. Appl. Geophys.*, 31, 73–84, 1994.
- Hönig, M.**, *Entwicklung und Anwendung von Auswertalgorithmen für die Induzierte Polarisation im Zeitbereich in bis zu drei Dimensionen*, Dissertation, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., 2002.

- Hördt, A.**, Ein Verfahren zur 'Joint Inversion' angewandt auf 'Long Offset Electromagnetics' (LOTEM) und Magnetotellurik (MT), Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., 1989.
- Hördt, A., S. Greinwald, A. Hoheisel, F. M. Neubauer, G. Schaumann und B. Tezkan**, Joint 3D interpretation of Radiomagnetotelluric (RMT) and transient electromagnetic (TEM) data from an industrial waste deposit in Mellendorf, Germany, *Europ. J. Environ. Eng. Geophys.*, 4, 151–170, 1999.
- Hördt, A. und B. Tezkan**, Europäisches Projekt NORISC hat begonnen, *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*, Nr. 1, 2001.
- Jupp, D. L. B. und K. Vozoff**, Stable iterative methods for the inversion of geophysical data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42, 957–976, 1975.
- Keller, G. V. und F. C. Frischknecht**, *Electrical methods in geophysical prospecting*, Pergamon Press, 1966.
- Kemna, A.**, *Tomographic Inversion of Complex resistivity*, Dissertation, Institut für Geophysik, Ruhr-Universität Bochum, 2000.
- Kerndorff, H., R. Schleyer und H. H. Dieter**, Bewertung der Grundwassergefährdung von Altablagerungen, Standardisierte Methoden und Maßstäbe, *WaBoLu-Hefte*, 1, 145, 1993.
- Kissling, O. E.**, *Anwendung und Evaluation verschiedener Methoden im Rahmen der Voruntersuchung belasteter Standorte am Beispiel zweier ehemaliger Deponien im Aaregäu, Kanton Schweiz*, Dissertation, ETH Zürich, 1998.
- K. J. Thomé-Kozmiensky (Hrsg.)**, *Altlasten*, EF-Verl. für Energie u. Umwelttechnik, Berlin, 1989.
- Knödel, K., H. Krummel und G. Lange**, *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten - Geophysik*, Bd. 3, Springer-Verlag, Berlin, 1997.
- Kulenkampff, J.**, *Die komplexe elektrische Leitfähigkeit poröser Gesteine im Frequenzbereich von 10Hz bis 1MHz - Einflüsse von Porenstruktur und Porenfüllung*, Dissertation, Technische Universität Clausthal, 1994.
- Kuth, C., F. M. Neubauer und K.-M. Strack**, Kombinierte Interpretation geophysikalischer Verfahren bei der Altlastenerkundung, in *Altlasten*, herausgegeben von K. J. Thomé-Kozmiensky, EF-Verl. für Energie- u. Umwelttechnik, Berlin, 1989.
- LAGA**, Gefährdungsabschätzung und Sanierungsmöglichkeiten bei Altablagerungen. LAGA-Mitteilung Nr. 5, *Müll- und Abfallbeseitigung (Müll-Handbuch)*, 4/83, 1983.
- Lagabrielle, R.**, Les bases de la radio magnéto-tellurique, *Industrie minière-Mines et Carrières - Les Techniques*, 373–384, 1986.
- Landesamt für Wasser und Abfall NW**, Hydrologische Karten von Nordrhein-Westfalen - Grundriss- und Profilkarte, 5205 Vettweiß, Woeste-Druck, Essen, 1989.

- Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen**, *Umwelt NRW - Daten und Fakten*, LUA NRW, Essen, 2000.
- Lanz, E., H. Maurer und A. G. Green**, Refraction tomography over a buried waste disposal site, *Geophysics*, *63*, 1414–1433, 1998.
- Looser, M. O., A. Parriaux und M. Bensimon**, Landfill underground pollution detection and characterization using inorganic traces, *Water Research*, *33*, (17), 3609–3616, 1999.
- Lowrie, W.**, *Fundamentals of geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge, 1997.
- Luo, Y. und G. Zhang**, Theory and application of Spectral Induced Polarization, in *Geophysical monograph series*, herausgegeben von D. V. Fitterman, J. R. Wait, und M. R. Cooper, *8*, Soc. Expl. Geophys., 1998.
- Mackie, R. L., B. R. Bennett und T. R. Madden**, Long-period magnetotelluric measurements near the central California coast: a land-locked view of the conductivity structure under the Pacific Ocean, *Geophys. J.*, *95*, 181–194, 1988.
- Mackie, R. L., J. T. Smith und T. R. Madden**, Three-dimensional electromagnetic models using finite difference equations: The magnetotelluric example, *Radio Science*, *29*, (4), 923–935, 1994.
- Mackie, R. L. und T. R. Madden**, Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients, *Geophys. J. Int.*, *115*, 215–229, 1993.
- Madden, T. R.**, Transmission systems and network analogies to geophysical forward and inverse problems, technical Report Tech. Report No. 72–3, Dept. of Earth and Planetary Sciences, M.I.T., 1972.
- Madden, R. und R. L. Mackie**, Three-Dimensional Magnetotelluric Modeling and Inversion, *Proceedings of the IEEE*, *77*, (2), 318–333, 1989.
- Marquardt, D. W.**, An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters, *SIAM J.*, *11*, 431–441, 1963.
- Mayer, P.**, Sicherheitstechnische Aspekte bei der Sanierung von Altlasten, *Abfallwirtschafts-Journal*, *1*, 39, 1989.
- McNeill, J. D. und V. Labson**, Geological Mapping Using VLF Radio Fields, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, herausgegeben von M. N. Nabighan, Bd. 2, chapter 7, 521–640, Soc. Expl. Geophys., 1991.
- Mdaghri Alaoui, A., I. Müller und R. Christe**, Prospection géophysique du delta de l'Areuse (Suisse), *Hydrogéologie*, *1*, 47–52, 1993.
- Meju, M. A.**, *Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice*, *6*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 1994.
- Menke, W.**, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press Inc., Orlando, 1984.

- Merian, E.**, *Metals and their compounds in the environment*, VCH Verlagsgesellschaft, Weinheim, 1991.
- Michel, J.**, Datenverarbeitung einer Magnetotellurik-Messung im Odenwald, Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., 1997.
- Monier-Williams, M. E., J. P. Greenhouse, J. M. Mendes und N. Ellert**, Terrain conductivity mapping with topographic corrections at three waste disposal site in Brazil, in *Geotechnical and Environmental Geophysics: Environmental and Groundwater*, herausgegeben von S. Ward, Bd. 2, 41–55, SEG, Tulsa, 1990.
- Müller, I.**, Anisotropic properties of rocks detected with electromagnetic VLF, *Int. Symp. Field Measurements in Geomechanics, Zürich, Spec. Publ.*, 273–282, 1983.
- Newman, G.**, Crosswell electromagnetic inversion using integral and differential equations, *Geophysics*, 60, 899–911, 1995.
- Newman, G. A., G. M. Hoversten und D. L. Alumbaugh**, 3d magnetotelluric modeling and inversion: applications to sub-salt imaging, in *Three-dimensional electromagnetics*, herausgegeben von M. S. Zhdanov und P. E. Wannamaker, Elsevier-Verlag, 2002.
- Newman, G. und D. L. Alumbaugh**, Three-dimensional massively parallel electromagnetic inversion – i. theory, *Geophys. J. Int.*, 128, 345–354, 1997.
- Newman, G. A. und D. L. Alumbaugh**, Electromagnetic modelling and inversion on massively parallel computers, in *Three-Dimensional Electromagnetics*, herausgegeben von M. Oristaglio und B. Spies, 299–321, SEG, 1999.
- Newman, G. A. und D. L. Alumbaugh**, Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients, *Geophys. J. Int.*, 140, 410–424, 2000.
- Newman, G. A. und G. M. Hoversten**, Solution strategies for two- and three-dimensional electromagnetic inverse problems, *Inverse Problems*, 16, 1357–1375, 2000.
- Ogilvy, R. D., P. Meldrum und J. Chambers**, Imaging of industrial waste deposits and buried quarry geometry by 3-d resistivity tomography, *Europ. J. Environ. Eng. Geophys.*, 3, 103–113, 1999.
- Olhoeft, G.**, Direct detection of hydrocarbon and organic chemicals with ground penetrating radar and complex resistivity, in *Proceedings of the NWWA-API Conference on Petroleum Hydrocarbons and Organic Chemicals in Ground Water*, 284–305, Dublin (Ohio), 1986.
- Oristaglio, M. und B. Spies**, *Three-dimensional electromagnetics, Geophysical development series: v. 7*, Soc. Expl. Geophys., Tulsa, 1999.
- Parker, R. L. und K. A. Whaler**, Numerical methods for establishing solutions to the inverse problem of electromagnetic induction, *J. Geophys. Res.*, 86, 9574–9584, 1981.
- Paterson, N. und V. Ronka**, Five years of surveying with the very low frequency-electromagnetics method, *Geoexploration*, 9, 7–26, 1971.

- Pellerin, L. und D. L. Alumbaugh**, Tools for electromagnetic investigation of the shallow subsurface, *The Leading Edge*, 16, (11), 1631–1638, 1997.
- Pelton, W. H., S. H. Ward, P. G. Hallof, W. R. Sill und P. H. Nelson**, Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP, *Geophysics*, 43, (3), 588–609, 1978.
- Polak, E.**, *Computational methods in optimization: A unified approach*, Academic Press, New York, 1971.
- Press, F. und R. Siever**, *Allgemeine Geologie*, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 1995.
- Radic, T. und A. Weller**, Induzierte Polarisation, in *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten — Geophysik*, herausgegeben von K. Knödel, H. Krummel, und G. Lange, Bd. 3, chapter 5, 166–206, Springer, 1997.
- Rat von Sachverständigen für Umweltfragen**, Umweltgutachten 1974, Bundesdrucksache 7/2802 v. 14.11.74, 1974.
- Rat von Sachverständigen für Umweltfragen**, Umweltgutachten 1978, Bundesdrucksache 8/1938 v. 19.09.78, 1978.
- Rat von Sachverständigen für Umweltfragen**, Altlasten - eine Kurzfassung des Sondergutachtens, *Zeitschrift für Angewandte Umweltforschung*, 2, 325–354, 1989.
- Recher, S.**, Untersuchung der Anwendbarkeit der Radiomagnetotellurik-Methode auf die Lokalisierung von kontaminiertem Boden, Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., 1998.
- Richter, D.**, *Ingenieur- und Hydrogeologie*, de Gruyter, Berlin, 1989.
- Roberts, R. L., W. J. Hinze und D. I. Leap**, Application of the gravity method to investigation of a landfill in glaciated midcontinent, USA, in *Geotechnical and Environmental Geophysics: Environmental and Groundwater*, herausgegeben von S. H. Ward, Bd. 2, 253–259, Soc. Expl. Geophys., Tulsa, 1990a.
- Roberts, R. L., W. J. Hinze und D. I. Leap**, Data enhancement procedures on magnetic data from landfill investigations, in *Geotechnical and Environmental Geophysics: Environmental and Groundwater*, herausgegeben von S. H. Ward, Bd. 2, 261–267, Soc. Expl. Geophys., 1990b.
- Rodi, W. und R. L. Mackie**, Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, (1), 174–187, 2001.
- Ross, H., C. Mackelprang und P. Wright**, Dipole-dipole electrical resistivity surveys at waste disposal study sites in Northern Utah, in *Geotechnical and Environmental Geophysics*, herausgegeben von S. Ward, Bd. 2, 145–153, SEG, Tulsa, 1990.
- Rössler, B.**, Beeinflussung des Grundwassers durch Müll- und Schuttablagerungen, *Vom Wasser*, 18, 43–60, 1951.

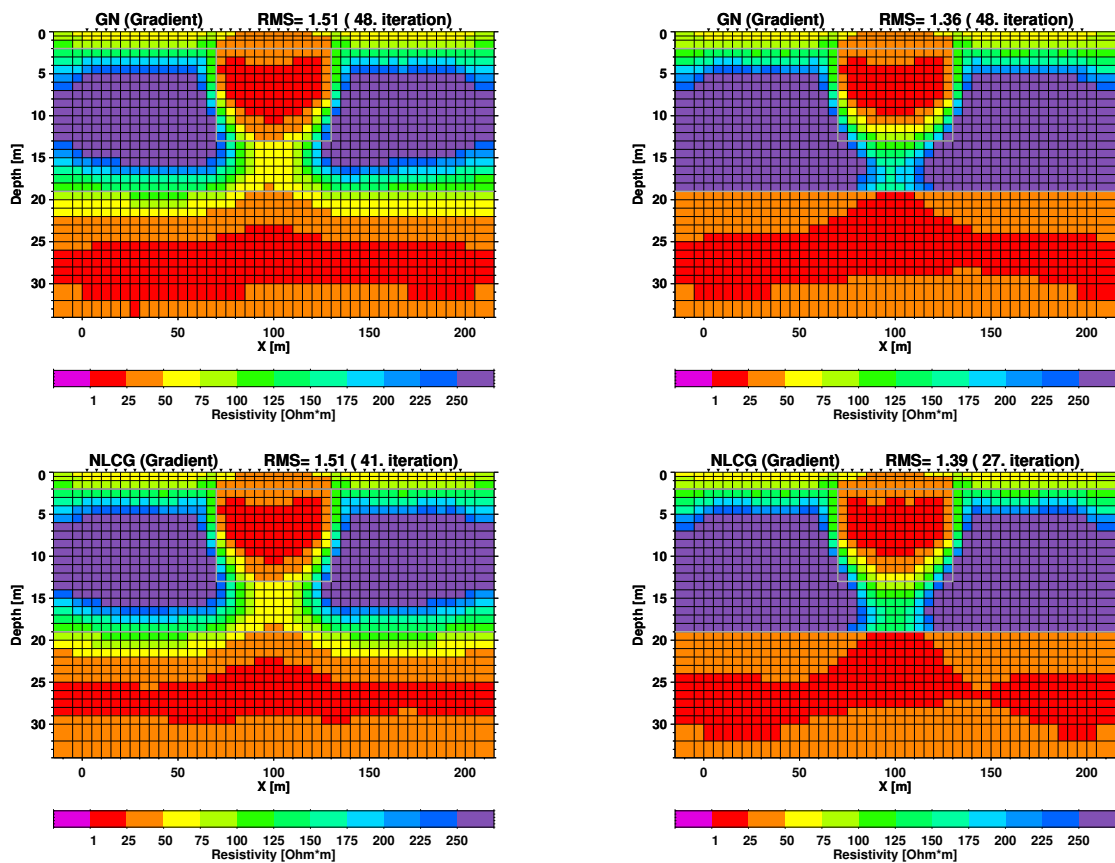
- Rump, H. H. und B. Scholz**, *Untersuchung von Abfällen, Reststoffen und Altlasten: praktische Anleitung für chemische, physikalische und biologische Methoden*, VCH Verlagsgesellschaft, Weinheim, 1995.
- Schiffbauer, K.**, Hohlräumortung im Karst mit Radiomagnetotellurik und Georadar am Beispiel der Wilhelmshöhle im Sauerland, Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., 2001.
- Schmucker, U.**, Erdmagnetische Variationen und die elektrische Leitfähigkeit in tieferen Schichten der Erde, *Mitt. Braunschw. Wiss. Ges., Sonderheft, 4*, 45–102, 1979.
- Schmucker, U. und P. Weidelt**, Electromagnetic Induction in the Earth, in *Lectures Notes, Aarhus*, 1975.
- Schnegg, P. A.**, An Automatic Scheme for 2-D Magnetotelluric Modelling, Based on Low-Order Polynomial Fitting, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 1993.
- Schön, J.**, Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics, in *Handbook of geophysical exploration — Seismic exploration*, herausgegeben von K. Helbig und S. Treitel, Bd. 18, Pergamon Press, 1996.
- Schulz, W.**, Die Lössdeckschichten am Übergang von der Mittel- zur Niederterrassenlandschaft nordwestlich von Köln und ihre Bedeutung für die jungpleistozäne und holozäne Reliefentwicklung, Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität zu Köln, 1999.
- Schulz, R. und B. Tezkan**, Interpretation of resistivity measurements over 2-d structures, *Geophys. Prospect.*, 36, 962–975, 1988.
- Schwalenberg, K.**, Zweidimensionale Modellrechnung und Inversion audiomagnetotellurischer Daten aus der Oberpfalz, Diplomarbeit, Institut für Angewandte Geowissenschaften II, Technische Universität Berlin, Januar 1997.
- Schwalenberg, K.**, *Die Leitfähigkeitsstruktur der Zentralen Anden bei 21° Süd*, Dissertation, Freie Universität Berlin, Geoforschungszentrum Potsdam, 2000.
- Schwalenberg, K. und V. Rath**, Magnetotellurische Sensitivitäten im 2D-Fall, in *Elektromagnetische Tiefenforschung, 17. Kolloquium*, herausgegeben von A. Junge und K. Bahr, DGG, Neustadt a.d. Weinstr., 1998.
- Schwedt, G.**, *Taschenatlas der Analytik*, Bd. 2, Thieme, Stuttgart, 1996.
- Schwinn, W.**, 1-D-Joint-Inversion von RMT- und TEM-Daten, Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., 1999.
- Siripunvaraporn, W. und G. Egbert**, An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data, *Geophysics*, 65, 791–803, 2000.
- Slaine, D. D. et al.**, Mapping overburden stratigraphy at a proposed hazardous waste facility using shallow seismic reflection methods, in *Geotechnical and Environmental Geophysics: Environmental and Groundwater*, herausgegeben von S. H. Ward, Bd. 2, 273–280, Soc. Expl. Geophys., Tulsa, 1990.



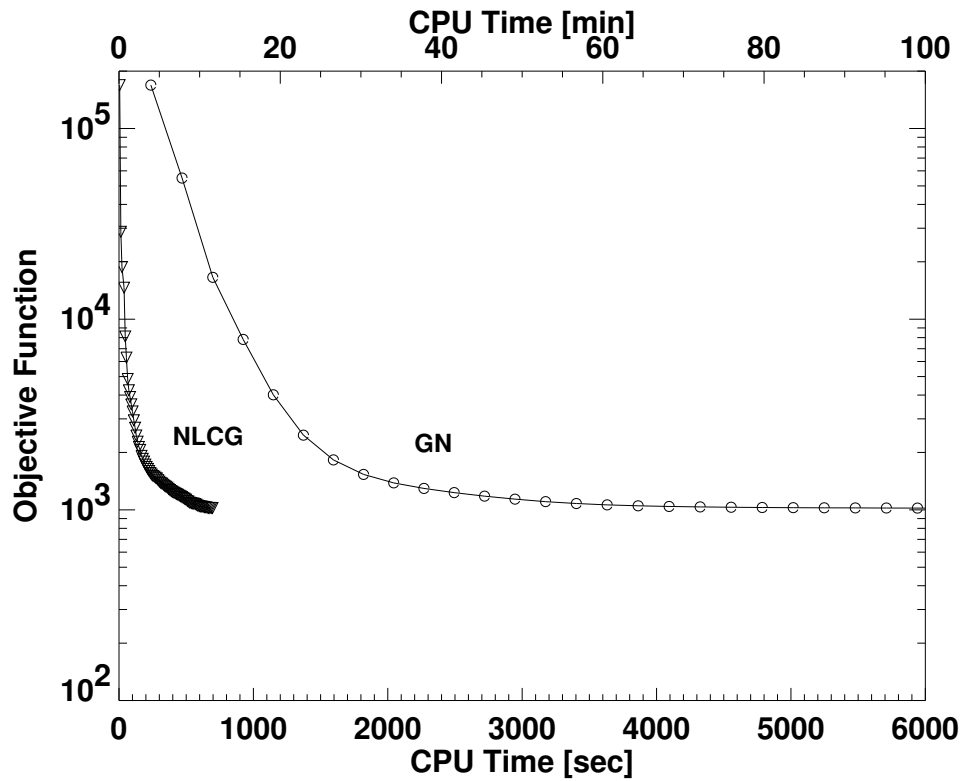
- Smith, J. T. und J. R. Booker**, Rapid Inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data, *J. Geophys. Res.*, *96*, 3905–3922, 1991.
- Spies, B. R.**, Depth of investigation in electromagnetic sounding methods, *Geophysics*, *54*, 872–888, 1989.
- Steuer, A.**, Kombinierte Auswertung von Messungen mit Transientelektromagnetik und Radiomagnetotellurik zur Grundwassererkundung im Becken von Ouarzazate (Marokko), Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., 2002.
- Stiefelhagen, W.**, *Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM): Kontinuierlich messendes Breitband-VLF, erweitert auf hydrologische Problemstellungen*, Dissertation, Universität Neuchatel, Institut für Geologie, 1998.
- Stoeppler, M.**, Analytical chemistry of metals and metal compounds, in *Metals and their compounds in the environment*, herausgegeben von E. Merian, 105–206, VCH, Weinheim, 1991.
- Strunk, A.**, Modellierung von Magnetotellurik-Daten aus dem Odenwald mit dreidimensionalen Leitfähigkeitsmodellen unter Verwendung von Ergebnissen der Long-Offset Transient Electromagnetics, Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., Marz 2001.
- Sumner, J. S.**, *Principles of induced polarization for geophysical exploration*, Elsevier Scientific Pub. Co., Amsterdam, 1976.
- Swift, C. M.**, Theoretical magnetotelluric and turam response from two-dimensional inhomogenities, *Geophysics*, *36*, (1), 38–52, 1971.
- Tarantola, A.**, *Inverse Problem Theory*, Elsevier, 1987.
- Telford, W. M., L. P. Geldart und R. E. Sheriff**, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 2. Auflage, 1990.
- Tezkan, B.**, A review of environmental application of quasi-stationary electromagnetic techniques, *Surveys in Geophys.*, *20*, 279–308, 1999.
- Tezkan, B., S. Dautel und L. Pellerin**, A Radiomagnetotelluric Survey at the Idaho National Engineering Laboratory Cold Test Pit, in *3. EEGS-Meeting*, 383–386, Aarhus, 1997.
- Tezkan, B., A. Hördt und M. Gobashy**, Two-dimensional radiomagnetotelluric investigation of industrial and domestic waste sites in Germany, *J. Appl. Geophys.*, *44*, 237–256, 2000.
- Tikhonov, A. N.**, On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust, *Doklady Akad. Nauk*, *2*, (73), 295–297, 1950.
- Tikhonov, A. N. und V. Y. Arsenin**, *Solutions of Ill-posed Problems*, Wiley, New York, 1977.
- Turberg, P., I. Müller und F. Flury**, Hydrogeological investigation of porous environments by radio magnetotelluric-resistivity (RMT-R 12–240 kHz), *Journal of Applied Geophysics*, *31*, 133–143, 1994.

- Turberg, P. und R. Barker**, Joint application of radio-magnetotelluric and electrical imaging surveys in complex subsurface environments, *First Break*, 14, (3), 105–112, 1996.
- Vallée, M., M. Chouteau und G. Palacky**, Effect of the temporal and spatial variations of the primary signal on VLF total-field surveys, *Geophysics*, 57, (1), 97–105, 1992.
- Veeser, N.**, Untersuchung des Auflösungsvermögens bei Radiomagnetotellurischen Messungen, Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., 1997.
- Vogelsang, D.**, *Geophysik an Atlanten*, Springer, 2. Auflage, 1993.
- Vogelsang, D.**, *Environmental Geophysics: A Practical Guide*, Springer-Verlag, 1995.
- Wait, J. R.**, Propagation of radio waves over stratified ground, *Geophysics*, 18, 416–422, 1953.
- Wait, J. R.**, *Electromagnetic waves in stratified media*, IEEE/OUP, IEEE Press, New York, reissued Auflage, 1996.
- Walach, G.**, Erkundungsmethodische Grundlagen der Risikobewertung von Altlastenverdachtsflächen, *Radex-Rdsch.*, 3/4, 583–597, 1991.
- Wannamaker, P. E.**, Advances in three-dimensional magnetotelluric modeling using integral equations, *Geophysics*, 56, 1716–1728, 1991.
- Wannamaker, P. E., G. W. Hohmann und S. H. Ward**, Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths, *Geophysics*, 49, (9), 1517–1533, 1984.
- Ward, S. H.**, *Geotechnical and Environmental Geophysics: Environmental and Groundwater*, Bd. II, SEG, Tulsa, 1990.
- Ward, S. H. und G. W. Hohmann**, Electromagnetic theory for geophysical applications, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, herausgegeben von M. N. Nabighian, Bd. 1, chapter 4, 131–311, Soc. Expl. Geophys., 1988.
- Zacher, H. G., B. Tezkan, F. M. Neubauer, A. Hördt und I. Müller**, Radiomagnetotellurics: a powerful tool for waste-site exploration, *Europ. J. Environ. Eng. Geophys.*, 1, 139–159, 1996.
- Zacher, G. und R. Ahrweiler**, Speläologische Untersuchungen mit Radiomagnetotellurik RMT, in *Protokoll über das 17. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung*, herausgegeben von A. Junge und K. Bahr, 299–307, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998.
- Zhdanov, M. S. und P. Wannamaker**, *Three-dimensional electromagnetics, Proceedings of the Second International Symposium*, Elsevier-Verlag, 2002.
- Ziebell, M.**, Untersuchung einer Altlast in Köln-Holweide mit Hilfe von RMT und Vergleich der Ergebnisse verschiedener Interpretationssoftware, Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., 1998.
- Zunker, F.**, Das Verhalten des Bodens zum Wasser, in *Handbuch der Bodenlehre: Die physikalische Beschaffenheit des Bodens*, herausgegeben von E. Blanck, Bd. 6, 66–220, Springer-Verlag, 1930.

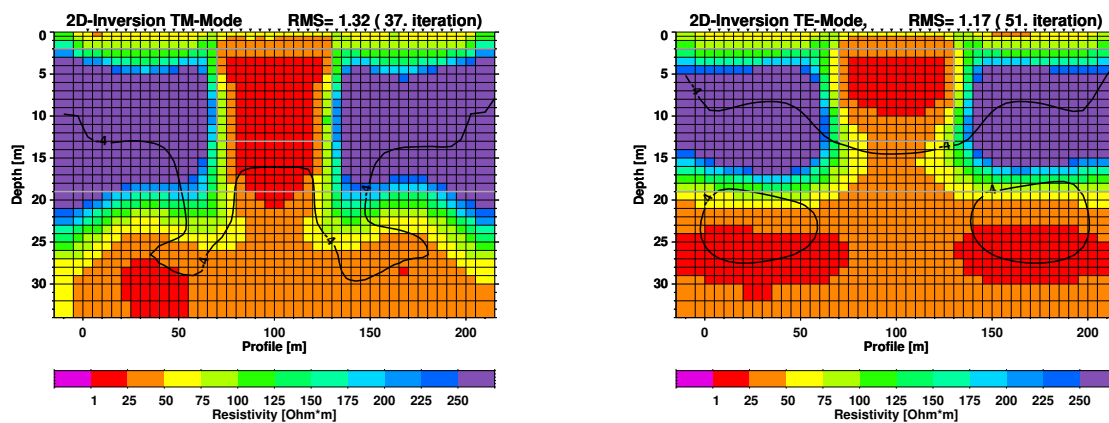
Modellstudien



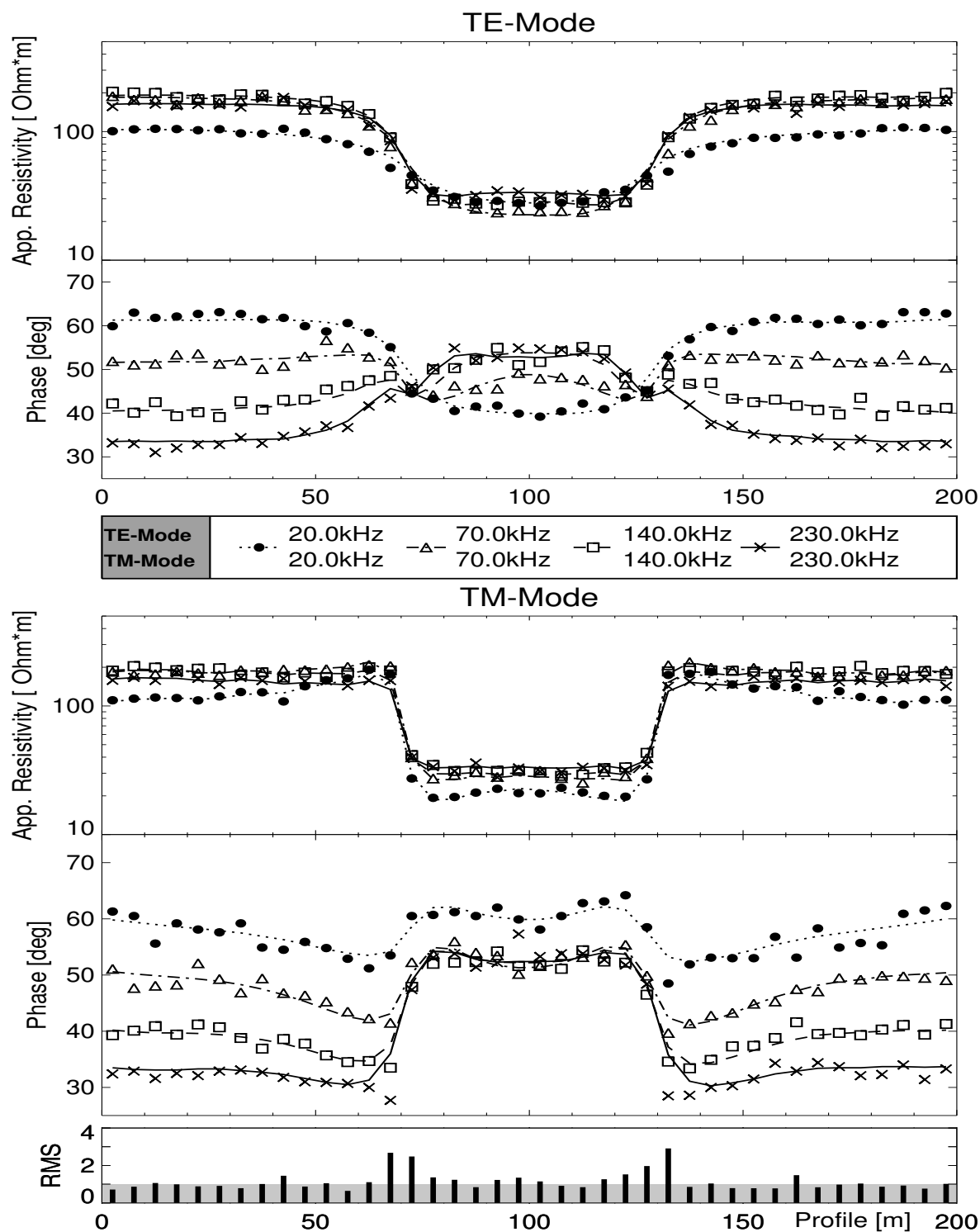
*Abbildung A.1: 2D-Inversionsmodelle unter Verwendung des Gradienten (1. Ableitung) als Operator der Glättungsfunktion  $\Psi_m$  (siehe Gleichung (2.29), Seite 21). Die beiden 2D-Modelle rechts sind Ergebnisse der Inversion mit 2-Schichtfall als Startmodell. Der Regularisierungsparameter ist stets  $\tau = 20$ .*



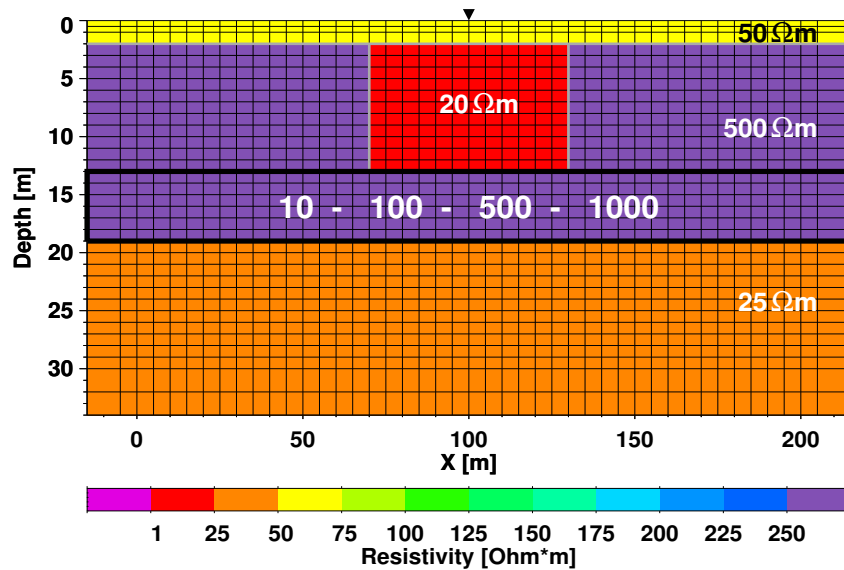
**Abbildung A.2:** Vergleich zwischen den CPU Zeiten für die Algorithmen GN und NLCG. Dargestellt ist der Zeitraum, in dem beide Algorithmen die Kostenfunktion auf 1022 ( $RMS=1.26$ ) gesenkt haben. Auch wenn der GN-Algorithmus dazu nur 24 Inversionen benötigt, ist der NLCG-Algorithmus mit 71 Iterationen in einem Zehntel der GN-Zeit bei  $RMS=1.26$ . Die Rechnungen wurden auf einem Pentium III (800MHz) durchgeführt. Vergleichende Ergebnisse zeigen Rodi und Mackie [2001].



**Abbildung A.3:** Dargestellt sind die 2D-Widerstandsmodelle zu den Inversionen der Einzelmoden (TM und TE). Der Regularisierungsparameter ist in beiden Fällen  $\tau = 20$ . Der Logarithmus der Sensitivität ist in Konturlinien dargestellt.



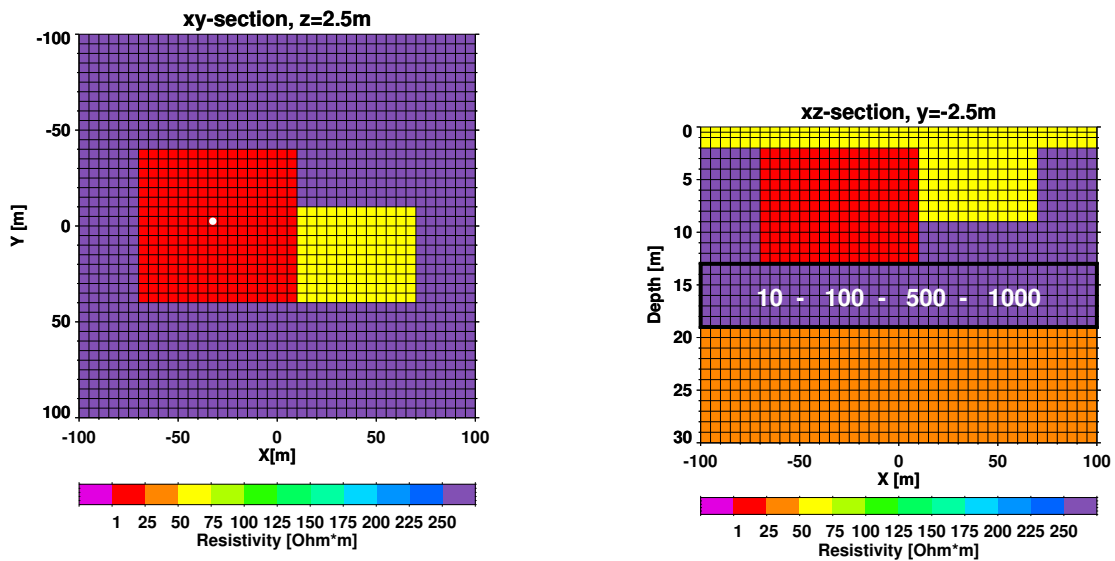
**Abbildung A.4:** Anpassung der berechneten Daten (Linien) an den synthetischen Datensatz (Symbole). Dabei wurde für den scheinbaren Widerstand ein Fehler von  $\ln \rho_a = 0.05$  und für die Phase ein Fehler von  $0.025$  rad angenommen. In der unteren Grafik sind ist der RMS-Fehler für jede Station als Balken angegeben; der grau schattierte Bereich gibt  $RMS \leq 1.0$  an.



**Abbildung A.5:** 2D-Modellstudie über den Einfluss der Veränderung des spezifischen Widerstands der mit Schwarz stark umrandeten Tiefenzone (13m-19m) auf den scheinbaren Widerstand und die Phase für die Station in der Mitte des Profils. Das Modell ist in den anderen Bereichen gleich dem Modell der 2D-Studie in Kapitel 3 (siehe Abbildung 3.1). Jeweils eine 2D-Vorwärtsrechnung mit R. Mackies Programm wird für die vier unterschiedlichen spezifischen Widerstände ausgeführt. In der Tabelle A.1 sind die relativen Differenzen des scheinbaren Widerstands und der Phase für Frequenzen zwischen 10kHz und 70kHz zwischen dem Referenzmodell mit 500Ωm Schichtwiderstand und den Modellen mit 10Ωm, 100Ωm und 1000Ωm aufgelistet.

Frequenz [kHz]	10Ωm				100Ωm				1000Ωm			
	TE		TM		TE		TM		TE		TM	
	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$
10.0	-11.3	6.7	2.8	-10.6	-1.6	0.4	6.4	-9.2	0.2	0.0	-2.8	3.8
20.0	-5.5	10.2	-0.1	-7.1	-1.1	1.0	3.4	-9.2	0.2	-0.1	-2.3	4.1
30.0	-1.1	9.7	-1.4	-4.7	-0.5	1.2	0.6	-8.0	0.1	-0.1	-1.4	4.0
40.0	1.4	7.7	-2.0	-3.1	-0.1	1.1	-1.3	-6.5	0.0	-0.2	-0.6	3.7
50.0	2.8	5.6	-2.2	-1.9	0.1	0.9	-2.4	-4.9	0.0	-0.2	0.2	3.3
60.0	3.3	3.7	-2.0	-1.1	0.3	0.8	-2.9	-3.4	0.0	-0.1	0.9	2.7
70.0	3.3	2.2	-1.8	-0.4	0.4	0.6	-3.0	-2.2	-0.1	-0.1	1.2	2.3

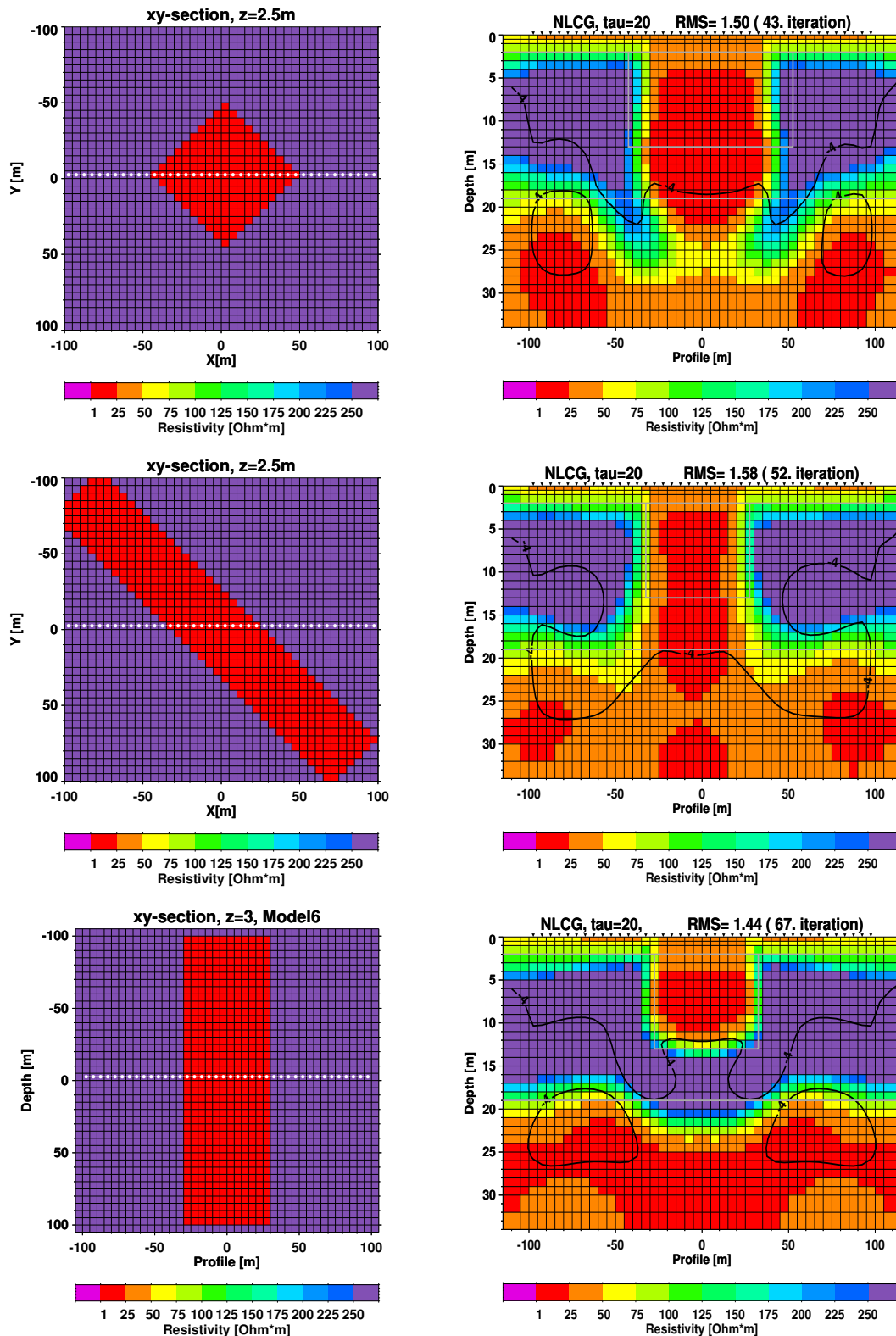
**Tabelle A.1:** Ergebnis der 2D-Modellstudie zu Abbildung A.5. Aufgelistet sind die Differenzen im scheinbaren Widerstand ( $\rho(i) - \rho(500)$ ) und der Phase ( $\phi(i) - \phi(500)$ ) in Ωm bzw. Grad. Unterschiede im Betrag der Phase größer  $1.5^\circ$  werden vom Kölner RMT-Gerät bei einer Feldmessung erfasst. Unterschiede im Widerstand hängen von der Ankopplung der Elektroden ab und die hier berechneten Differenzen dürften zu gering sein, als dass sie bei Feldmessungen unterscheidbar wären. Gerade die Daten zur TM-Mode helfen bei einer Auflösung des Widerstands für die in Abbildung A.5 stark umrandete Tiefenzone. Dazu leisten die Daten zu den Frequenzen zwischen 10-50 kHz den größten Beitrag. Bei Feldmessungen stehen aber keine Frequenzen unterhalb 16kHz bzw. zwischen 25-50kHz zur Verfügung [Bastani und Pedersen, 2001], so dass nur die Daten zu den VLF-Sendern in dem schmalen Frequenzband zwischen 16kHz und 25kHz für die Auflösung des Widerstands sorgen können. Die Auflösung sollte im 2D-Fall für alle vier angenommenen Widerstandswerte möglich sein.



**Abbildung A.6:** 3D-Modellstudie über den Einfluss der Veränderung des spezifischen Widerstands der mit Schwarz stark umrandeten Tiefenzone (13m-19m) auf den scheinbaren Widerstand und die Phase für die Station in der Mitte des linken Störkörpers (weißer Punkt in linkem Bild). Das Modell ist ansonsten gleich dem Modell der 3D-Studie in Kapitel 3 (siehe Abbildung 3.7). Jeweils eine 3D-Vorwärtsrechnung mit Mackies und Maddens Programm [Mackie et al., 1994] wird für die vier unterschiedlichen spezifischen Widerstände ausgeführt. In der Tabelle A.2 sind die relativen Differenzen des scheinbaren Widerstands und der Phase für Frequenzen zwischen 10kHz und 70kHz zwischen dem Referenzmodell mit 500Ωm Schichtwiderstand und den Modellen mit 10Ωm, 100Ωm und 1000Ωm aufgelistet.

Frequenz [kHz]	10Ωm				100Ωm				1000Ωm			
	XY		YX		XY		YX		XY		YX	
	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$	$\Delta\rho$	$\Delta\phi$
10.0	-1.9	-5.0	-0.3	-6.3	4.9	-6.7	5.7	-7.8	-2.8	3.3	-3.1	3.7
20.0	-2.9	-0.4	-2.3	-2.3	1.4	-6.2	2.0	-7.4	-1.7	3.6	-2.1	4.1
30.0	-2.0	1.2	-2.1	-0.3	-0.2	-4.8	-0.5	-6.1	-0.5	3.3	-1.1	3.8
40.0	-1.0	1.7	-1.0	0.1	-1.5	-3.7	-1.4	-5.1	0.1	2.8	0.3	3.0
50.0	-0.6	1.7	-2.6	9.0	-2.1	-2.3	-4.0	5.2	0.9	1.6	-1.3	11.0
60.0	-0.5	1.1	-0.3	1.0	-2.3	-1.4	-2.6	-2.0	0.5	1.8	1.3	3.3
70.0	0.2	0.4	-0.4	1.0	-2.0	-1.3	-2.3	-0.2	0.9	0.6	1.0	2.1

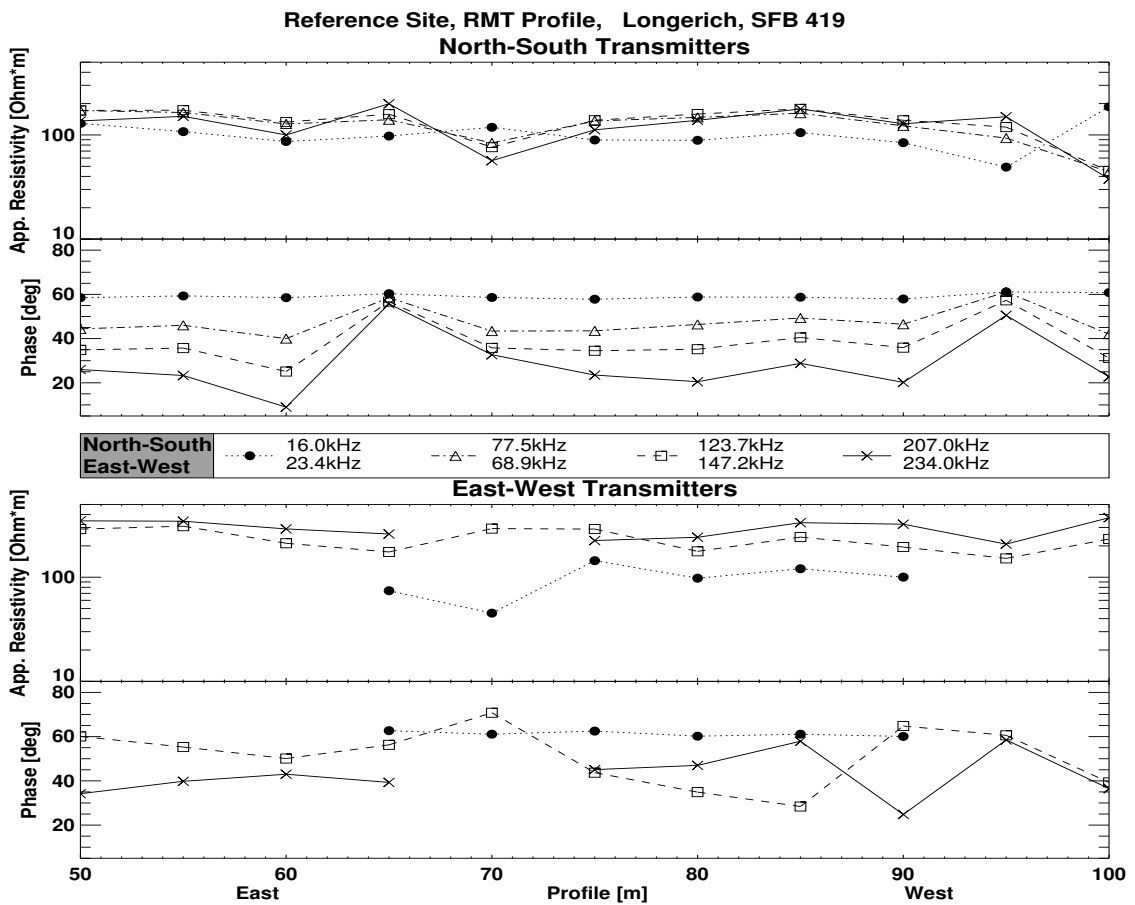
**Tabelle A.2:** Ergebnis der 3D-Modellstudie zu Abbildung A.6. Aufgelistet sind die Differenzen im scheinbaren Widerstand ( $\rho(i) - \rho(500)$ ) und der Phase ( $\phi(i) - \phi(500)$ ) in Ωm bzw. Grad. Unterschiede im Betrag der Phase größer 1.5° werden vom Kölner RMT-Gerät bei einer Feldmessung erfasst. Unterschiede im Widerstand hängen von der Ankopplung der Elektroden ab und die hier berechneten Differenzen dürften zu gering sein, als dass sie bei Feldmessungen unterscheidbar wären. Im Gegensatz zur 2D-Modellstudie in der Abbildung A.5 bzw. in der Tabelle A.1 ist eine Unterscheidung der 500Ωm-Widerstandsschicht von der 10Ωm-Widerstandsschicht in den Messdaten innerhalb deren Fehler nicht möglich. Nur die Daten zur Frequenz 10kHz liefern Phasendifferenzen, die deutlich im Feld messbar wären. Die Phasendifferenzen zur Frequenz 50kHz zeigen für die YX-Mode außergewöhnlich hohe Werte. Ein Grund dafür kann nicht angegeben werden.



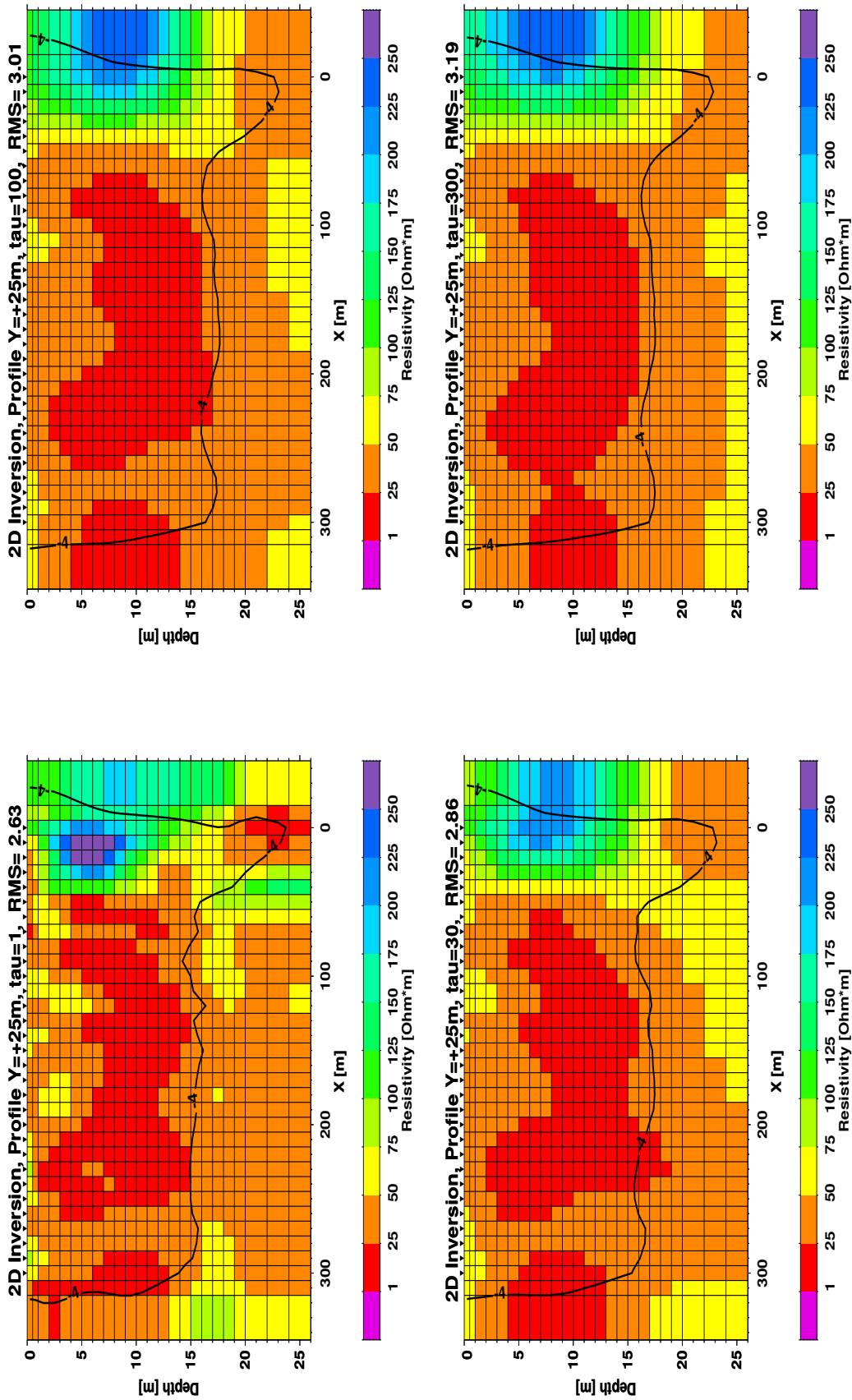
**Abbildung A.7:** In der linken Spalte sind Horizontalschnitte durch drei verschiedene 3D-Modelle für die Tiefe von  $z=2.5\text{m}$  dargestellt. Jedes 3D-Modell besitzt das 1D-Hintergrundmodell, wie es in Kapitel 3 bei den 3D-Modellstudien benutzt wird. Die Modelle unterscheiden sich nur in der Form des leitfähigen ( $20\Omega\text{m}$ ) Störkörpers, der sich jeweils von 2m bis 11m Tiefe erstreckt. Entlang des jeweils in Weiß markierten Profils sind 2D-Inversionen ( $\tau=20$ ) mit den Daten zu beiden Moden gemacht worden, deren Ergebnis in der rechten Spalte zu sehen ist. Die Sensitivität für  $10^{-4}\text{m}^{-2}$  ist als Konturlinie jedem 2D-Widerstandsmodell überlagert.



Messgebiet Longerich

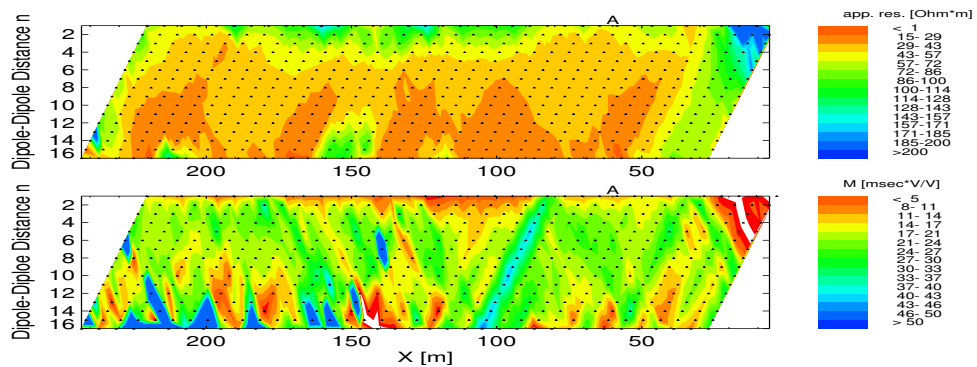


*Abbildung B.1: RMT-Messdaten zum Referenzprofil. Die Daten der West-Ost-Sender (TM-Mode) sind sehr gestört oder nicht messbar gewesen. Auch an zwei Stationen zeigen sich Störungen in den Daten der Nord-Süd-Sender (TE-Mode).*

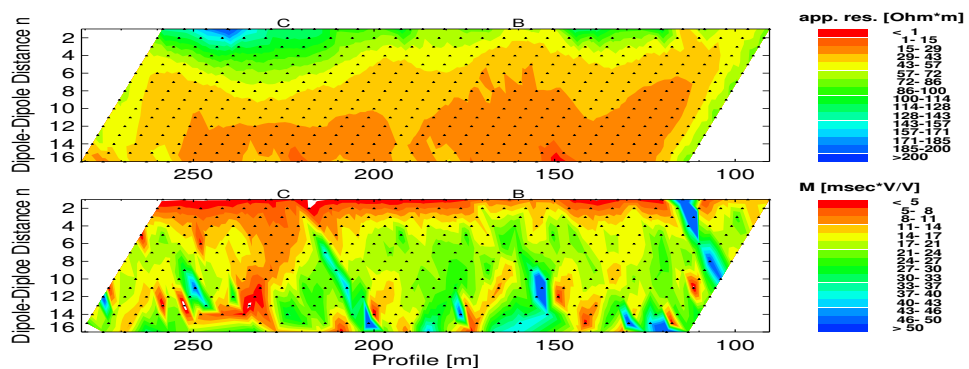


**Abbildung B.2:** 2D-Inversionsstudie zum Profil  $Y=+25m$ . Für vier verschiedene Regularisierungsparameter  $\tau$  sind die Widerstandsmodelle mit der Konturlinie zur Sensitivität  $10^{-4} m^{-2}$  dargestellt. Kleine Werte für  $\tau$  führen zu besseren Datenanpassungen (kleinerer RMS-Fehler), aber dafür zu rauerer Modellen.

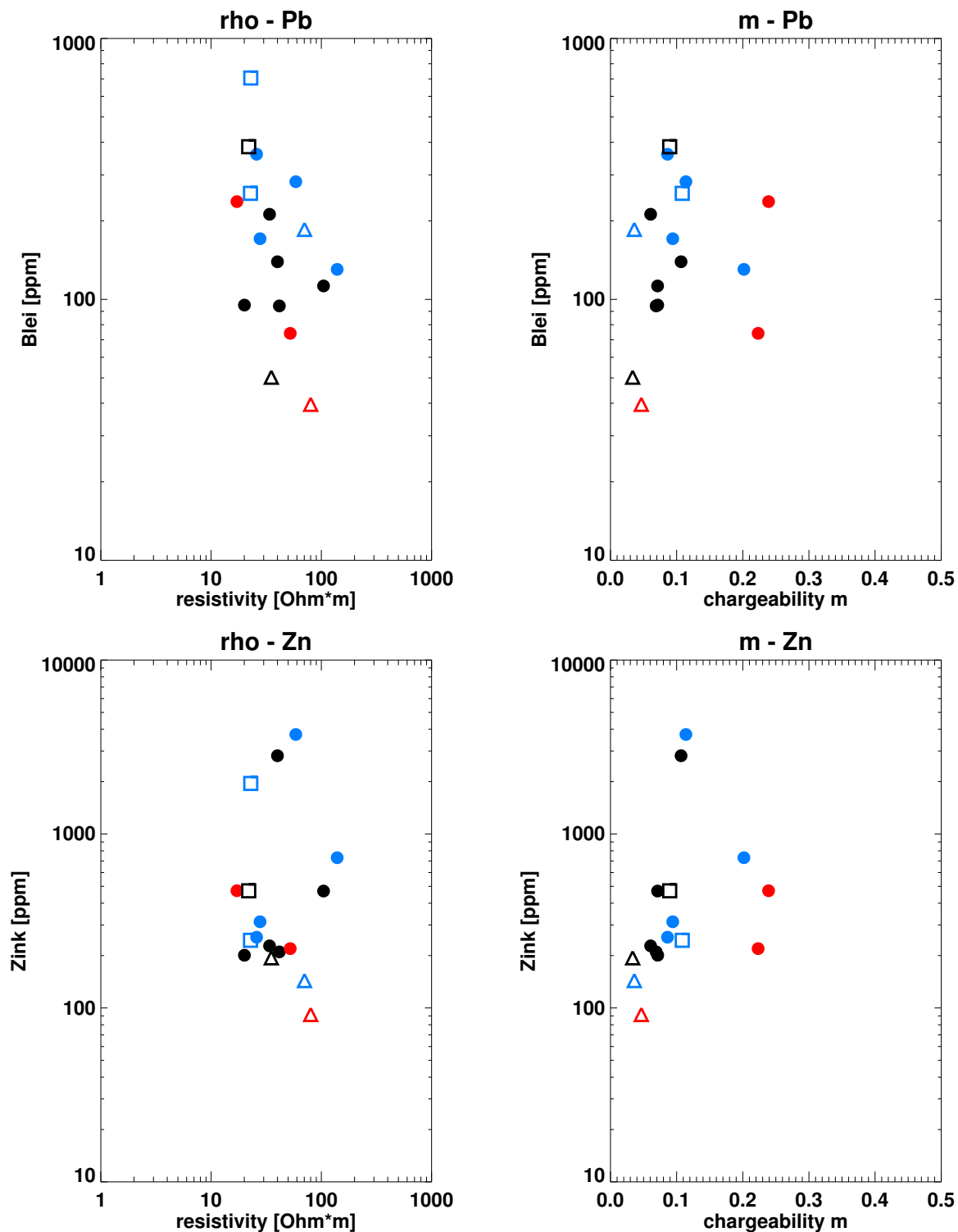
## Bodenproben zum Messgebiet Longerich



**Abbildung C.1:** Pseudosektionen für den scheinbaren Widerstand und die scheinbare Aufladbarkeit  $M$  für Profil  $Y=0m$ . Die Aufladbarkeit  $M$  ist nach Gleichung (2.59) zwischen  $0.45s$  und  $1.1s$  nach dem Abschalten des Stromes bestimmt worden. Mit  $A$  ist die Stelle der Bohrung  $A$  markiert.



**Abbildung C.2:** Pseudosektionen für den scheinbaren Widerstand und die scheinbare Aufladbarkeit  $M$  für Profil  $Y=-50m$ . Sonst wie unter Abb. C.1.



**Abbildung C.3:** Korrelationen zwischen den Schwermetallgehalten Zink und Blei nach der Atomabsorptions-Spektrometrie und den spezifischen Widerständen und Aufladbarkeiten der Cole-Cole-Inversion. Unterschiedlich Symbole markieren die Materialklassen Abdeckung (△), Deponie (●) und Sand/Kies (□). Schwarze Symbole gehören zur Bohrung A, rote zur Bohrung B und blaue zur Bohrung C.

Stoff	Einheit	A2	A4	A6	A8	A10	A12	A14	B2	B4	B6	B10	C2	C4	C6	C8	C10	C12	C14
SiO2	%	73.29	59.93	59.74	74.51	69.56	73.67	69.85	74.20	64.85	60.48	53.46	74.39	69.41	67.30	61.98	71.20	70.22	58.91
TiO2	%	0.63	0.37	0.43	0.65	0.47	0.54	0.48	0.41	0.43	0.44	0.38	0.57	0.38	0.40	0.43	0.48	0.50	0.40
Al2O3	%	9.08	7.21	7.59	8.19	8.85	10.05	9.03	9.01	7.64	7.63	7.17	10.13	8.52	7.82	7.57	8.57	9.14	8.22
Fe2O3	%	3.51	3.17	4.20	3.32	5.21	3.62	3.45	3.06	4.44	4.83	4.06	3.58	3.51	4.13	4.78	3.55	3.70	3.56
MnO	%	0.08	0.09	0.12	0.07	0.11	0.11	0.10	0.09	0.10	0.10	0.16	0.07	0.08	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11
MgO	%	1.06	1.21	1.02	0.80	0.97	1.00	0.98	1.00	0.93	1.13	1.28	0.87	1.36	0.96	0.97	0.89	1.13	1.13
CaO	%	3.47	9.94	10.66	1.71	3.44	2.12	4.95	3.51	5.03	7.32	7.13	1.63	5.02	7.34	6.16	3.41	3.57	10.59
K2O	%	2.26	1.77	1.80	2.04	2.20	2.31	2.17	2.32	1.86	1.83	1.73	2.33	1.94	1.85	1.75	2.13	2.16	1.86
Na	%	1.14	0.96	0.89	1.08	1.17	1.08	1.10	1.14	0.95	1.12	0.89	1.01	1.05	0.81	0.76	1.06	1.11	0.98
P2O5	%	0.17	0.13	0.16	0.15	0.37	0.15	0.18	0.14	0.13	0.22	0.25	0.45	0.33	0.14	0.20	0.48	0.39	0.28
L.O.I.	%	4.93	14.44	11.72	13.86	7.44	4.62	7.35	4.74	1.09	13.52	21.24	4.26	7.61	7.49	13.78	7.80	7.36	13.27
Summe	%	99.81	99.43	98.64	106.56	99.96	99.44	99.87	99.76	87.95	98.85	97.99	99.45	99.40	98.80	99.09	99.85	99.59	99.77
Sc	ppm	10	24	23	8	14	7	14	17	12	22	18	13	13	17	19	11	12	34
V	ppm	73	53	51	66	39	63	68	60	47	45	35	69	36	41	30	39	49	57
Cr	ppm	106	105	1287>	92	104	97	87	94	327	93	73	81	86	68	114	77	85	80
Co	ppm	<5<	11	5	13	13	10	7	13	6	8	16	16	15	7	<5<	19	10	9
Ni	ppm	36	48	20	34	16	38	40	24	30	19	41	40	68	93	73	43	28	57
Zn	ppm	201	441	197	216	221	195	477	76	2853>	463	505	138	290	792>	3343>	265	249	2032>
Ga	ppm	11	13	9	11	9	13	14	6	41	10	11	7	12	14	39	9	8	23
Rb	ppm	87	72	79	76	89	100	99	98	81	76	73	113	83	81	78	97	98	95
Sr	ppm	127	228	238	99	135	115	164	131	147	244	215	122	200	221	187	143	154	206
Y	ppm	30	18	20	32	20	28	24	24	17	16	21	25	22	21	20	23	24	24
Zr	ppm	418	173	224	418	233	301	250	194	197	254	184	290	316	1791>	856>	243	281	209
Nb	ppm	15	13	16	17	13	15	16	10	14	15	14	16	12	13	13	20	20	19
Ba	ppm	435	693	530	493	421	436	713	352	751	551	940	440	437	542	856	466	488	600

**Tabelle C.1:** Ergebnis der quantitativen RFA-Analyse. Die Elemente Mo, Th, Pb, U, La, Ce, Nd und Cu fehlen in der Tabelle, da keine Referenzproben zur quantitativen Bestimmung vorlagen. Das Probenmaterial ist mit A2 bis C14 bezeichnet. Dabei steht der Buchstabe für die betreffende Bohrung (A, B, C) und die Zahl für die Tiefe der Bodenprobe.

Bohrung	Tiefe	Cr	Cu	Ni	Zn	Cd		Hg		Pb	
		mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	s%	mg/kg	s%	mg/kg	s%
A	2	64.837	21.95	73.067	194.014	0.385	3.1	0.171	2.3	50.3	0.2
A	4	78.921	27.72	88.161	469.780	1.074	0.9	0.167	0.6	112.6	0.6
A	6	48.659	37.24	61.072	210.774	1.008	1.9	0.598	0.5	94.4	2.9
A	8	65.934	161.83	66.183	2817.18	2.076	0.5	0.319	1.1	139.4	3.2
A	10	63.913	70.80	66.617	227.384	1.001	1.7	0.482	0.4	211.9	0.3
A	12	51.655	43.25	61.047	200.939	0.692	3.8	0.252	0.5	95.1	0.5
A	14	50.370	55.06	61.234	471.358	1.262	4.2	0.467	0.9	384.6	0.5
B	2	59.553	22.33	71.215	91.5632	0.300	6.4	0.122	0.3	39.6	0.1
B	4	60.185	48.49	68.226	219.298	0.930	3.3	0.142	0.5	74.1	0.5
B	6	59.565	252.10	76.866	471.329	1.474	3.7	0.914	1.1	144.1	1.3
B	10	61.469	62.47	75.462	471.764	1.191	1.1	0.383	2.0	237.0	0.4
C	2	62.251	78.62	70.932	143.601	0.389	4.0	0.544	2.0	185.4	1.1
C	4	67.580	146.18	104.30	312.928	0.815	3.4	0.207	2.9	170.8	0.4
C	6	57.845	725.42	136.04	730.387	1.608	1.9	0.406	1.3	130.3	0.1
C	8	69.504	408.85	106.54	3732.56	3.302	0.7	0.491	0.8	282.5	1.0
C	10	56.040	116.93	73.508	254.973	1.050	0.7	1.282	0.4	360.0	0.2
C	12	58.648	97.91	73.807	244.781	0.930	0.1	1.155	1.7	254.9	1.6
C	14	69.472	659.86	86.155	1952.19	7.787	1.7	0.698	1.0	705.4	0.4

**Tabelle C.2:** Ergebnis der Atomabsorptions-Spektrometrie zur Bestimmung der Schwermetallgehalte. Die Elemente Chrom, Kupfer, Nickel und Zink sind mit der Flammen-AAS bestimmt worden. Der Messfehler liegt für alle Werte unter 5%. Die Elemente Cadmium und Blei sind mit der Graphitrohr-AAS analysiert worden, Quecksilber mit der Hydrid-Technik.

---

# Danksagung

---

Ich danke Prof. F. Neubauer und Prof. B. Tezkan für die Betreuung der Dissertation und für ihre ständige Bereitschaft, Probleme während des Forschungsprojektes zu lösen. Beide Professoren haben großen Anteil daran, dass ich in den letzten 6 Jahren meinen Weg in der Angewandten Geophysik erfolgreich gehen konnte. Herr Neubauer hat darüber hinaus immer für eine unterbrechungsfreie Mitarbeiterstelle gesorgt.

Ein besonderer Dank geht an meinen Projektpartner und Freund Mark Hönig. Mit ihm zusammen habe ich nicht nur viele Stunden bei Messungen auf Altlasten verbracht, sondern auch so manche sportliche Stunde auf Fußball- und Golfplätzen. Er hat wesentlichen Anteil daran, dass die vergangenen vier Jahre meine schönsten Studienjahre geworden sind.

Die weltweit erste erfolgreiche 3D-Inversion von gemessenen (R)MT-Daten habe ich zusammen mit Greg Newman durchführen dürfen. Seinem kompetenten Wissen in der 3D-Modellierung elektromagnetischer Daten ist dieser Erfolg zuzuschreiben. Danke Greg, für die gute Zusammenarbeit.

Der Arbeitsgruppe Angewandte Geophysik danke ich für die fruchtbare Zusammenarbeit in den zurückliegenden Jahren in Seminaren und sonstigen Diskussionsrunden. Stellvertretend für viele gilt der Dank Bülent Tezkan, Andreas Hördt, Tilman Hanstein und Stefan Helwig.

Olaf Koch und Jörn Lange haben in über drei Jahren die Messungen und Auswertungen zum SFB-Projekt begleitet. Für ihre eigenständige Arbeit sei gedankt. Ebenso danke ich den vielen Studenten, Diplomanden und Mitarbeitern des Instituts für ihren Einsatz bei den Feldmessungen zu RMT und IP, im Besonderen R. Bergers, M. Lohmer, O. Bastians und H. Nicolin für ihre Hilfe bei technischen Problemen.

Den vielen Mitarbeitern des Sonderforschungsbereiches 419 danke ich für so manche Blicke über den geophysikalischen „Tellerrand“ hinaus. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die Trägerschaft des Sonderforschungsbereiches gedankt. Dank geht auch an Prof. Brunotte für die Bereitstellung der Bohrraube und an W. Schulz für seine fachmännische Hilfe bei den Rammkernsondierungen sowie an Herrn Kremer vom Umweltamt der Stadt Köln und an Herrn Ziegen vom Umweltamt des Kreises Düren.

Die geochemischen Untersuchungen sind von Annette Regier, Manfred Thönnessen, Roland Zühlke und Michael Klein durchgeführt worden. Die geophysikalischen Laborarbeiten in Berlin führten Ute Krüger und Jeanette Goldbeck unter Leitung von Martin Müller und Prof. Yaramanci durch. Euch allen ein „Herzliches Dankeschön“.

Vielen Dank gebührt Frau Schönwald im Sekretariat, Herrn Käselau und Herrn Nessler. Ebenso den Systembetreuern L. Wennmacher, W. Heibey, N. Schilling und den Korrekturlesern A. Hördt, M. Hönig, J. Recher und C. Recher.

Der größte Dank geht an meine Eltern, Johannes und Anna, und an meine Freundin und Partnerin Sandra Kuhlmann, die alle Verständnis und Geduld nicht nur in den letzten Wochen der Promotion für mich aufbrachten.





Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit - einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen -, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie - abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen - noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde.

Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Prof. F. M. Neubauer betreut worden.

Köln, den 8. November 2002

Stephan Recher

### Teilpublikationen

- G. A. Newman, S. Recher, B. Tezkan, F. M. Neubauer** , *Three dimensional inversion of a scalar radio magnetotelluric field data set*, accepted by Geophysics, July 2002
- S. Recher, M. Höning, B. Tezkan, F. M. Neubauer** , *Alllastenerkundung unter Einsatz von Radiomagnetotellurik, Induzierter Polarisation und Bohrprobenuntersuchungen*, in Sonderband zum 18. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung 2000, DGG, pp. 43-50
- S. Recher, M. Höning, B. Tezkan, F. M. Neubauer** , *Gemeinsame Anwendung von Radiomagnetotellurik und Induzierter Polarisation auf die Alllastenerkundung*, in DGG Sonderband V/2000 zum 6. DGG-Seminar Ingenieur- und Umweltgeophysik 1999, Neustadt a. d. Weinstr., pp. 13-21