
**Detektion eines submarinen Aquifers vor der
Küste Israels mittels mariner Long Offset
Transient-elektromagnetischer Messung**

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität zu Köln

vorgelegt von

Klaus Lippert

aus Augsburg

Köln 2015

Gutachter: Prof. Dr. B. Tezkan
Prof. Dr. A. Hördt

Tag der mündlichen Prüfung: 26.6.2015

Zusammenfassung

Die Bedeutung von submarinen Grundwasserkörpern für das Grundwassermanagement sowie der submarine Abfluss von Grundwasser (SGD) wurden in den letzten Jahren allgemein anerkannt. Das Vorhandensein der Grundwasserkörper bis zu Entfernungen von einigen Metern bis hin zu zweistelligen Kilometerentfernungen wurde weltweit dokumentiert. Der submarine Grundwasserabfluss ist auch im östlichen Mittelmeer, vor der Küste Israels, entdeckt und untersucht worden.

Israels mediterraner Küstenaquifer ist eine der Hauptgrundwasserressourcen des Landes. Als Ergebnis der starken Nutzung verschlechtert sich die Wasserqualität zunehmend. Es ist bekannt, dass sich der Aquifer in vier Subaquifere aufteilt. Die oberen beiden Subaquifere sind von lateralem Eindringen von Meerwasser und von Verschmutzungen von oben betroffen, wohingegen bei den unteren Subaquiferen angenommen wird, dass sie zum Meer hin geblockt sind.

Seit langer Zeit sind geoelektrische und insbesondere geoelektromagnetische Methoden die führenden geophysikalischen Techniken um verschiedene Hydrogeologische Probleme in Bezug auf die Charakterisierung des Salzgehaltes zu lösen. Dies ist dem engen Zusammenhang zwischen Salzgehalt und dem elektrischen Widerstand, der von diesen Methoden gemessen wird, geschuldet. Um das Grundwasser unter dem Meer, zu untersuchen wird die Long Offset Transient-elektromagnetische Methode LOTEM, welche geerdete Dipole als Transmitter und Empfänger nutzt, in mariner Umgebung angewandt.

Die vorliegende Arbeit ist Teil eines Deutsch-Israelischen Gemeinschaftsprojekts, finanziert vom deutschen Bundesministerium für Bildung und Forschung und dem israelischen Ministerium für Wissenschaft, Technik und Weltraum (MOST). Das LOTEM-Messsystem des Instituts für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln kam zum ersten Mal in mariner Umgebung zur Anwendung. Obwohl marine elektromagnetische Zeitbereichsmethoden mit einem horizontalen Sendedipol von der Erdölindustrie und anderen universitären Arbeitsgruppen für ähnliche Untersuchungsobjekte eingesetzt werden, ist, außer vom israelischen Projektpartner Geophysical Institute of Israel, noch keine Anwendung in dieser geringen Wassertiefe bis zu 50 m veröffentlicht worden. Das Hauptziel dieser Arbeit ist die Detektierung des submarinen Aquifers und die Untersuchung seiner lateralen Ausdehnung.

Abstract

The importance of offshore submarine fresh groundwater bodies as well as of submarine groundwater discharge (SGD) became commonly recognized in the recent years for groundwater management. The existence of submarine fresh groundwater bodies extending offshore to distances between a few meters to several tens of kilometers was reported all over the world and SGD was detected and studied also in the eastern Mediterranean, offshore Israel.

The Mediterranean coastal aquifer of Israel is one of the main groundwater resources of the country. It has been exploited heavily and, as a result, the quality of water is gradually deteriorating. It is well known that the aquifer is grouped into four subaquifers, which were managed separately. The upper two sub-aquifers are known to be subjected to lateral seawater intrusion and to pollution from above whereas the lower ones are assumed to be, in places, blocked to the sea.

For a long time, geoelectric and, particularly, geoelectromagnetic methods were leading geophysical techniques in solving various hydrogeological problems related to the characterization of groundwater salinity. This is due to a very close relationship, which exists between the salinity and electrical resistivity measured by the methods. In order to explore fresh groundwater below the sea the Long Offset Electromagnetic (LOTEM) method, which uses grounded lines (electric dipoles) as both transmitter and receiver antennae, is applied in the marine environment.

The presented work is part of a Joint German-Israeli project, funded by the German Federal Ministry of Education and Research (BMBF) and the Israeli Ministry of Science, Technology and Space (MOST). The LOTEM measuring system from the Institute of Geophysics and Meteorology, University of Cologne is applied for the first time in the marine environment. Although marine Time Domain electromagnetic methods with a horizontal transmitter dipole are used by the oil-industry or other university working groups for similar targets, it was never reported, besides by the Israeli project partner Geophysical Institute of Israel, to be applied to such shallow water depths up to a maximum of 50 m. The main goal of this thesis is to detect the submarine aquifer and to examine its lateral dimension.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	ix
Tabellenverzeichnis	xii
1 Einleitung	1
2 Geologie und Zielsetzung	5
2.1 Submariner Austausch von Porenwasser	5
2.2 Geologie der regionalen Aquifere	6
2.3 Wassermanagement Küstenaquifer	7
2.4 Salzwasserintrusion beim Küstenaquifer	8
2.5 Zielsetzung und Einordnung dieser Arbeit	10
3 Die LOTEM-Methode	13
3.1 Methodik	13
3.2 Vorwärtsrechnung	16
3.2.1 Vorwärtsrechnung Geschichteter Vollraum	16
3.2.2 Vorwärtsrechnung Mehrdimensionaler Untergrund	21
3.3 Systemantwort	22
3.4 Inversionsrechnung	23
3.4.1 Kostenfunktion und Beurteilung der Datenanpassung	23
3.4.2 Transformationen	24
3.4.3 Linearisierung und Normalengleichung	25
3.4.4 Singulärwertzerlegung	26
3.4.5 Marquardt-Inversion	27
3.4.6 Occam-Inversion	28
4 1D-Modellierungen mit synthetischen Daten	31
4.1 Qualitative Untersuchung der Auflösung bei marinen Stationen	32
4.2 Quantitative Untersuchung der Auflösung bei marinen Stationen	34
4.2.1 Eigenwertanalyse	34
4.2.2 Back Transformed Singular Values	36
4.3 Inversion synthetischer Daten	38
4.3.1 Occam-Inversion synthetischer Daten	39

4.3.2	Marquardt-Inversion synthetischer Daten	42
4.3.3	Occam-Inversion Kanonisches Modell	44
4.4	Setupfehler	46
4.4.1	Normierungsfehler	47
4.4.2	Fehler des Abstands Sender-Empfänger (Offset)	47
4.4.3	Winkelabweichung und Empfänger abseits der Linie	48
4.4.4	Praxisbeispiel	50
4.4.5	Verwendete CF bei den gemessenen Daten	52
4.4.6	Diskussion	53
4.5	Airwave	53
4.6	Zusammenfassung der 1D-Modellierungen	57
5	2D-Modellierungen mit synthetischen Daten	59
5.1	Aufbau der zweidimensionalen Modelle	59
5.1.1	Meeresboden	60
5.1.2	Küstenform und Form des Targetendes	60
5.1.3	Parameter des 2D-Modells	61
5.2	Gitter SLDMem3t	61
5.2.1	Gitter Test	62
5.2.2	Material Averaging	63
5.3	Energiedichte und Poynting-Vektor	64
5.4	Modellierungen für die Praxis	77
5.4.1	Optimale Dipollänge zur Messung des elektrischen Feldes	77
5.4.2	Qualitative Untersuchung des Auflösungsvermögens von Landstationen	78
5.4.3	Qualitative Untersuchung der Auflösung des marinen Aquiferendes	80
5.4.4	Eindimensionale Auswertung bei zweidimensionalem Untergrund	85
5.4.5	Eindimensionale Auswertung des zweidimensionalen Endmodells	86
5.5	Zusammenfassung der 2D-Modellierungen	88
6	Durchgeführte Messungen	89
7	Datenverarbeitung und -betrachtung	93
7.1	Datenverarbeitung	94
7.1.1	Filterung der periodischen Rauschanteile	94
7.1.2	Entfernung des Gleichspannungsanteils (Leveln)	96
7.1.3	Untersuchung der Maximalamplitude	97
7.1.4	Sortieren in Gruppen (Clusteranalyse)	98
7.1.5	Mittelung der Zeitreihen (Stapelung)	99
7.1.6	Glättung mit zeitlich variablem Hanning-Window	100
7.2	Signal zu Rausch Verhältnis	101
7.2.1	Hintergrundrauschen	101
7.2.2	Verhältnis Signal zu Rauschen	102
7.3	Zusammenfassung Datenverarbeitung	103

8 Eindimensionale Datenanpassung der Felddaten	105
8.1 Occam-Inversion	105
8.2 Marquardt-Inversion	109
8.3 Diskussion der eindimensionalen Datenanpassung	115
9 Zweidimensionale Datenanpassung der Felddaten	117
9.1 Vorgehensweise Hedgehog-Inversion	118
9.2 Hedgehog-Inversion mariner Felddaten	118
9.3 Eingrenzung der Aquiferkante	122
9.4 Betrachtung ausgewählter Datensätze	125
9.4.1 Mariner Empfänger mit Sender parallel zur Küste: BroadSide Hy	125
9.4.2 Landempfänger mit Sender parallel zur Küste	127
9.4.3 Marine Empfänger mit Sender senkrecht zur Küste	127
9.4.4 Landempfänger mit Sender senkrecht zur Küste	129
9.5 Diskussion der zweidimensionalen Datenanpassung	129
10 Schlussbemerkungen	131
Literaturverzeichnis	134
A Eigenwertanalysen Joint-Datensätze	143
B Setup und Nomenklatur	145
C Gittertest SLDMem3t	149
D Datenanpassung mit 1D-Untergrundmodellen	153
E 2D-Untergrundmodelle der Hedgehog-Inversion	159
F 2D-Datenanpassung: Sender parallel zur Küste	163
G 2D-Datenanpassung: Sender senkrecht zur Küste	171

Abbildungsverzeichnis

2.1	Submarine Grundwasserbewegungen	5
2.2	Aquifere Israels und der Region	7
2.3	Hydrogeologischer Schnitt Küstenaquifer	8
2.4	Spezifische Widerstände der unteren Subaquifere aus SHOTEM-Messungen	9
2.5	Onshore SHOTEM-Profil senkrecht zur Küste	9
3.1	Skizze der elektromagnetischen Felder eines marinen Senders	14
3.2	Stromfunktion bei 50 % Duty-Cycle und Beispiele Empfängersignal. . .	15
3.3	Illustration der TE- und TM-Mode	18
3.4	Geometrie der Vorwärtsrechnung des geschichteten Vollraums.	19
3.5	Yee-Zelle	21
4.1	1D-Modell zur Untersuchung der Auflösung des Aquifers	32
4.2	Untersuchung der Auflösung, Parametervariation des 1D-Modells	33
4.3	Eigenwertanalysen der einzelnen Komponenten	34
4.4	BTSV des Aquiferwiderstands für verschiedene Offsets	38
4.5	BroadSide Hz: Datenanpassung für Datensätze mit untersch. Datenfehlern	39
4.6	InLine Ex: Datenanpassung für Datensätze mit untersch. Datenfehlern	39
4.7	BroadSide Ex: 1D-Inversion synth. Daten mit versch. Datenfehlern. . .	40
4.8	InLine Ex: 1D-Inversion synth. Daten mit versch. Datenfehlern.	40
4.9	BroadSide Hz: 1D-Inversion synth. Daten mit versch. Datenfehlern. . .	40
4.10	Occam-Inversion synth. 1D-Daten für untersch. Wassertiefen, 400 m Offset	41
4.11	Occam-Inversion synth. 1D-Daten für untersch. Wassertiefen, 800 m Offset	41
4.12	Marquardt-Inversionen des Modells "Target" mit versch. Startmodellen	43
4.13	Marquardt-Inversionen des Modells "No Target" mit versch. Startmodellen	43
4.14	Importances der Widerstände in Targettiefe	43
4.15	Kanonisches Untergrundmodell	44
4.16	Joint-Inversion synth. Daten des Kanonischen Modells im Frequenzbereich	44
4.17	Einzel-Inversion synth. Daten des Kanonischen Modells im Zeitbereich .	45
4.18	Joint-Inversion synth. Daten des Kanonischen Modells im Zeitbereich .	45
4.19	Beispiel Offsetfehler InLine Ex	47
4.20	Kalibrationsfaktor und RMS-Fehler für Daten mit Offsetfehler	48
4.21	Beispiel Positionierungsfehler durch Drehung InLine Ex	48

4.22	BroadSide Ex: Kalibrationsfaktor und RMS-Fehler für Daten abseits der Ideallinie und Winkelfehler	49
4.23	InLine Ex: Kalibrationsfaktor und RMS-Fehler für Daten abseits der Ideallinie und Winkelfehler	49
4.24	Beispiel Abweichung von der Ideallinie BroadSide Hz	50
4.25	Praxisbeispiel: Inversionen von Daten mit und ohne Positionierungsfehler	51
4.26	Kalibrationsfaktoren aller 1D-Inversionen (Kap. 8)	52
4.27	Kalibrationsfaktoren des Endmodells der 2D-Datenanpassung (Kap. 9)	52
4.28	1D-Modelle zur Berechnung der Airwave	54
4.29	Airwave BroadSide	55
4.30	Airwave InLine	56
5.1	Beispiel des modellierten Meeresbodens	60
5.2	Modell Ghyben-Herzberg (scharfe Grenzfläche zw. Süß- und Salzwasser)	60
5.3	Veränderbare Parameter des verwendeten 2D-Modells	61
5.4	SLDMem3t Gittertest Tx 1250 E-Feld	62
5.5	Geometrie zur Berechnung von mittleren Leitfähigkeiten durch SLDMem3t	63
5.6	Untergrundmodell, Sender parallel zur Küste in 700 m Entfernung . . .	63
5.7	Material Averaging des Modells in Abb. 5.6	63
5.8	Untergrundmodell, Sender parallel zur Küste in 2850 m Entfernung . .	64
5.9	Material Averaging des Modells in Abb. 5.8	64
5.10	2D-Modelle zur Berechnung von Poyntingvektor, Energiedichte	65
5.11	Poyntingvektor, Energiedichte: Aufbau der Abb. 5.12 bis 5.17	65
5.12	- 14 Poynting-Vektor, Energiedichte: Sender senkrecht Küste, t = 1,3 ms, 11 ms und 120 ms	69
5.15	- 17 Poynting-Vektor, Energiedichte: Sender parallel Küste t = 1,3 ms, 11 ms und 120 ms	74
5.18	Optimale Länge Empfangsdipol	77
5.19	2D-Modell zur Untersuchung der Auflösung von Landempfängern	78
5.20	Untersuchung der Auflösung, Parametervariation des 2D-Modells	79
5.21	2D-Modelle zur Untersuchung der Auflösung der Aquiferkante	81
5.22	BroadSide Ex: Untersuchung der Auflösung der Aquiferkante	83
5.23	BroadSide Hz: Untersuchung der Auflösung der Aquiferkante	84
5.24	Vergleich von 2D-Daten mit 1D-Daten für verschiedene Wassertiefen . .	85
5.25	BroadSide Ex: 1D-Inversion von synthetischen Daten des 2D-Endmodells	86
5.26	InLine Ex: 1D-Inversion von synthetischen Daten des 2D-Endmodells .	87
6.1	Messsetup einer Landmessung aus dem Jahr 2008	89
6.2	Inversionsergebnis Landmessung BroadSide Hz aus dem Jahr 2008 . . .	90
6.3	Datenanpassung der Marquardt-Inversion des Modells in Abb. 6.2	90
6.4	Marines Messsetup Tx 700, parallel zur Küste	90
6.5	Sender- und Empfängerpositionen der Messkampagnen 2009 und 2011 .	91

6.6	Insitu CDT	91
7.1	Ablaufdiagramm des durchgeführten Datenprocessings	93
7.2	Powerspektrum der gemessenen Daten aus dem Messgebiet Bat Yam	94
7.3	Spektren drei gleicher Konfigurationen in untersch. Küstenabstand	95
7.4	Beispiel der kumulativen Leistung anhand Datensatz 15	96
7.5	Anteil des 50 Hz Rauschens an der gemessenen spektralen Leistung	97
7.6	Gemessene Maximalamplituden bei gleichem Sendesignal	98
7.7	Clusteranalyse am Beispiel von Datensatz Nr. 41	99
7.8	QQ-Diagramm am Beispiel von Datensatz Nr. 1	100
7.9	Datenfehler der gemessenen Offshore E-Felder	101
7.10	Bestimmung Noiselevel am Beispiel von Datensatz 19	102
7.11	Alle Noiselevel des Messgebiets BatYam	103
7.12 - 17	Beispiele Noiselevel: BroadSide Ex (Datensatz 19), InLine Ex (21), BroadSide Hz (4, 46), BroadSide Hy (9), InLine Hy (18)	104
8.1	BroadSide Ex: Ergebnisse Einzelinversion	106
8.2	InLine Ex: Ergebnisse Einzelinversion	107
8.3	Occam-Inversion: Modellparameter des Aquifers	108
8.4	BroadSide Hz: Ergebnisse Einzelinversion	109
8.5	Marquardt-Inversion: Modellparameter des Aquifers	111
8.6	Validierung Marquardt-Inversion: χ -Werte des Endmodells und des je- weiligen Gegenmodells	111
8.7	BroadSide Ex: Residuen des Endmodells der Inversion	112
8.8	BroadSide Ex: Residuen des Gegenmodells	112
8.9	InLine Ex: Residuen des Endmodells der Inversion	113
8.10	InLine Ex: Residuen des Gegenmodells	113
8.11	BroadSide Hz: Residuen des Endmodells der Inversion	114
8.12	BroadSide Hz: Residuen des Gegenmodells	114
8.13 - 18	Beispiele Datenanpassung End- und Gegenmodell: BroadSide Ex (Datensatz 19, 43), InLine Ex (10, 54), BroadSide Hz (4, 22)	114
9.1	Mittlere χ -Werte der Offshore Daten, sortiert nach $\rho_{Aquifer}$	119
9.2	2D-Modell für die Auswahl F in Tab. 9.2	121
9.3	Variation Position der Aquiferkante, Tx 2850 u. 4050 m Küstenentfernung	122
9.4	Variation Position der Aquiferkante, Tx 2850 m Küstenentfernung, Teil 2	124
9.5	Offshore BroadSide Hy (Nr. 29): Datenanpassung für verschiedene 2D- Modelle.	125
9.6 - 7	Beispiele 2D-Anpassung: BroadSide Hy (Nr. 9) und Hz (Nr. 5)	127
9.8 - 10	Beispiele 2D-Anpassung: BroadSide Ex (Nr. 24), InLine Ex (Nr. 48) und Hy (Nr. 38)	127
9.11 - 12	Beispiele 2D-Anpassung: InLine Ex (Nr. 11) und Hz (Nr. 13)	129
10.1	Gegenüberstellung der 1D-Occam- und 2D-Inversionsergebnisse	132

A.1 - 8	Eigenwertanalysen Joint-Datensätze	143
B.1	Überblick über die Sender- und Empfängerpositionen	145
C.1 - 11	SLDMem3t Gittertests	149
D.1 - 18	1D-Datenanpassung Occam- und Marquardt-Inversion	153
E.1 - 6	2D-Modelle für die Auswahl A-F in Tab. 9.2 bzw. E.1	160
F.1	2D-Endmodell. Identisch mit Abb. 9.2.	163
F.2 - 27	2D-Datenanpassung der Daten mit Sender parallel zur Küste. . .	164
G.1 - 15	2D-Datenanpassung der Daten mit Sender senkrecht zur Küste. .	171

Tabellenverzeichnis

4.1	Aufgelöste Modellparameter der Eigenwertanalysen	37
4.2	Abweichung BroadSide Hz von der Ideallinie: CF und RMS	50
8.1	Importances der Marquardt-Inversion der Felddaten	110
9.1	Abgedeckter Modellraum	119
9.2	Auswahlmodelle der 2D-Datenanpassung	120
9.3	2D-Modellparameter der Datenanpassung für die marine BroadSide Hy Komponente, Datensatz Nr. 23	126
B.1	Gemessene Daten Messgebiet Bat Yam	147
E.1	Auswahlmodelle der 2D-Datenanpassung. Identisch mit Tab. 9.2	159

Kapitel 1

Einleitung

Der Fokus der vorliegenden Arbeit ist die Untersuchung des marinen Aquifers unter den Meeressedimenten im Flachwasserbereich vor der Küste Israels. Neben den geophysikalischen Messungen und der Anpassung der Daten mit ein- und zweidimensionalen Untergrundmodellen werden dazu begleitende synthetische Modellierungen durchgeführt, ebenfalls mit in- und zweidimensionalen Untergrundmodellen. Diese synthetische Modellierungen waren sowohl für die Messplanung und für die geologische Interpretation, als auch für das geophysikalische Verständnis der Vorgänge im Untergrund im küstennahen Bereich essentiell.

Das Vorhandensein eines Grundwasserkörpers in Küstenentfernungen von einigen Metern bis hin zu zweistelligen Kilometerbeträgen wurde weltweit beobachtet und dokumentiert, sowie mit hydrogeologischen Modellierungen theoretisch bestätigt. Die vorliegende Arbeit widmet sich der Detektion und der lateralen Ausdehnung des israelischen Küstenaquifers mittels geophysikalischer elektromagnetischer Messungen im Zeitbereich. Geoelektrische und insbesondere elektromagnetische Methoden eignen sich, aufgrund des engen Zusammenhangs zwischen Salzgehalt und dem elektrischen Widerstand, besonders gut diese hydrogeologische Fragestellung zu bearbeiten. Um dieses Grundwasser unter dem Meer, zu untersuchen wird die Long Offset Transientelektromagnetische Methode (LOTEM), welche horizontale geerdete Dipole als Transmitter nutzt, in mariner Umgebung angewandt. In der vorliegenden Arbeit wird ein Profil senkrecht zur Küste bis in eine Entfernung von ca. 5 km ausgewertet und interpretiert. Diese Datensätze wurden in zwei Messkampagnen gewonnen.

Die Bedeutung des submarinen Abfluss von Grundwasser (SGD) für das Grundwassermanagement ist auch im Falle des israelischen Küstenaquifers sehr groß. Die Wasserqualität dieser wichtigen Grundwasserresource des Landes verschlechtert sich als Ergebnis der starken Nutzung zunehmend. Dieser Aquifer teilt sich in vier Subaquifere auf: Die oberen beiden Subaquifere sind von lateralem Eindringen von Meerwasser und von Verschmutzungen von oben betroffen, wohingegen bei den unteren Subaquifere angenommen wird, dass sie zum Teil zum Meer hin geblockt sind und somit kein submariner Abfluss von Grundwasser erfolgt.

Die vorliegende Arbeit ist Teil eines Deutsch-Israelischen Gemeinschaftsprojekts¹, finanziert vom deutschen Bundesministerium für Bildung und Forschung und dem israelischen Ministerium für Wissenschaft, Technik und Weltraum (MOST). Das LOTEM-Messsystem des Instituts für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln kam

¹BMBF-Förderkennzeichen 02WT0987

zum ersten Mal in mariner Umgebung zur Anwendung. Sowohl das Untersuchungsobjekt, eine elektrisch schlechtleitende Schicht unter gutleitenden Meeressedimenten, als auch die marine Verwendung eines horizontalen Sendedipols, sind geophysikalisch keine Neuerungen und ähnliche Fragestellungen wurden von der Erdölindustrie und anderen universitären Arbeitsgruppen bereits behandelt. Es erfolgte jedoch, mit Ausnahme durch den israelischen Projektpartner, bisher keine Anwendung im stark mehrdimensionalen küstennahen Bereich und im Flachwasser bis zu 50 m Wassertiefe. Die Messung und Datenanpassung mit Setups über die Küstenlinie hinweg, also Sender marin positioniert und Empfänger auf dem Land stehend, stellte ebenso eine Herausforderung dar.

Die vorliegende Arbeit lässt sich in drei große Abschnitte unterteilen:

1. Im ersten Teil werden die Grundlagen für diese Arbeit gegeben: Zunächst werden in **Kapitel 2** die Geologie und die Wichtigkeit des untersuchten Aquifers zur Frischwasserversorgung Israels behandelt. Außerdem werden die Arbeit wissenschaftlich eingeordnet und geologische Fragestellungen formuliert. Anschließend werden in **Kapitel 3** die Grundlagen der LOTEM-Methode, der Vorwärtsrechnungen für ein- und mehrdimensionale Leitfähigkeitsverteilungen im Untergrund und der Inversion gegeben.

2. Im zweiten großen Abschnitt erfolgen Modellierungen mit synthetischen Daten: sowohl mit geschichteten eindimensionalen Untergrundmodellen (Kap. 4) als auch mit zweidimensionalen Untergrundmodellen der gesamten Küste (Kap. 5).

Mit einfachen geschichteten Untergrundmodellen wird in **Kapitel 4** zuerst das Messverfahren in Bezug auf die Detektierbarkeit des Aquifers mit marinen Empfängern qualitativ (Kap. 4.1) und quantitativ (Kap. 4.2) untersucht. Auf die korrekte Interpretierbarkeit von Messdaten wird anschließend in Unterkapitel 4.3, mittels Inversionen synthetischer Daten, eingegangen. Die Behandlung von Fehlern bei der Positionierung des Messsystems und deren Korrektur mit zeitlich konstantem Faktor folgt in Unterkapitel 4.4. Den Abschluss der eindimensionalen Modellierungen bilden Untersuchungen zum Einfluss der Airwave auf Messdaten in sehr flachem Wasser in Unterkapitel 4.5.

Die Modellierung mit zweidimensionalen Untergrundmodellen in **Kapitel 5** beginnt mit der Vorstellung des Küstenmodells (Kap. 5.1) und einer genaueren Betrachtung der verwendeten Finite-Differenzen Gitter inkl. Visualisierung des Material Averaging durch das Programm `SLDMem3t` in Unterkapitel 5.2. In Unterkapitel 5.3 wird die Energieverteilung im zweidimensionalen Untergrundmodell mittels der Energiedichte und des Poynting-Vektors dargestellt und der eines geschichteten Untergrundes gegenübergestellt. Abschließend werden in Unterkapitel 5.4 praxisnahe Fragen behandelt: die Detektierbarkeit des Aquifers mittels Landempfänger, die Auflösung der Aquiferkante und die optimale Wassertiefe einer 1D-Inversion bei offensichtlich schrägem Untergrund.

3. Der dritte Teil der Arbeit beinhaltet die realen Felddaten: Die durchgeführten Messungen werden in **Kapitel 6** vorgestellt und das verwendete Messsystem mit bestehenden Systemen verglichen.

Es folgt die Datenverarbeitung – von Rohdaten zu invertierbaren Transienten – in **Kapitel 7**. Die periodischen und aperiodischen Störungen in den Daten werden hier näher untersucht und es wird für jeden Datensatz das Signal-zu-Rausch-Verhältnis festgelegt.

Kapitel 8 und **Kapitel 9** beinhalten die Anpassungen der Felddaten mit ein- und

zweidimensionalen Untergrundmodellen und deren geologische Interpretationen. Dabei kommen im eindimensionalen Fall iterative Least-Square Ansätze, genauer Occam- und Marquardt-Inversionen, zum Einsatz. Davon unabhängig erfolgt die zweidimensionale Datenanpassung mit dem Brute-Force Ansatz der Hedgehog-Inversion. In beiden Kapiteln wird Bezug auf die geologischen Fragestellungen genommen.

In den Schlussbemerkungen in **Kapitel 10** werden, neben der Zusammenfassung der wissenschaftlichen Erkenntnisse dieser Arbeit, die geologischen Fragestellungen aufgegriffen und abschließend beantwortet.

Einleitende Hinweise

Zu Beginn einige einleitende Hinweise:

1. Der englische Abstract ist in großen Teilen dem BMBF-Forschungsantrag entnommen. Dessen Titel und Förderkennzeichen sind in Kapitel 2.5 genannt.
2. Wird in dieser Arbeit von Widerstand gesprochen, so ist physikalisch richtig der spezifische elektrische Widerstand gemeint.
3. Für die einzelnen Messkomponenten werden die Buchstaben E_x , E_y , ... verwendet. Streng genommen handelt es sich um Indizes, z.B. E_x , E_y , ... , welche die Richtung angeben. Der Sender gibt dabei immer die x-Richtung vor.
4. Wenn die Magnetfelder mit H_x , H_y , H_z bezeichnet werden, so ist damit die zeitliche Ableitung, also $\partial H_x/\partial t$, $\partial H_y/\partial t$ und $\partial H_z/\partial t$ gemeint. Als physikalische Größe wird die in der Empfangsspule induzierte Spannung U_{ind} verwendet.

Kapitel 2

Geologie und Zielsetzung

Dieses Kapitel führt an die gestellte geologische Fragestellung heran und beschreibt die Motivation für die Messungen der vorliegenden Arbeit. Dazu wird zuerst das Phänomen des Submarinen Austauschs von Porenwasser erläutert (Kap. 2.1). Anschließend folgt die Beschreibung der Geologie der Aquifere des Landes Israel und der Region (Kap. 2.2) sowie der wichtigen Bedeutung für die Trinkwasserversorgung speziell des untersuchten Aquifers (Kap. 2.3). Im darauf folgenden Unterkapitel 2.4 werden die bereits vorhandenen, zum Thema passenden, transientelektromagnetischen Landmessungen besprochen. Nach diesen einleitenden Unterkapiteln wird schließlich die vorliegende Arbeit geophysikalisch eingeordnet und die geologische Fragestellung formuliert (Kap. 2.5).

2.1 Submariner Austausch von Porenwasser

Kontinentales Grundwasser fließt nicht nur über Flüsse in die Meere ab, sondern auch über Aquifere, die direkten permeablen Kontakt zum Meer haben. Im Gegenzug dringt Meerwasser durch Konvektion oder den Tidenhub in den Aquifer ein: "Submarine Groundwater Discharge" bzw. - "Recharge". In Abbildung 2.1 sind diese Vorgänge am Beispiel einer Küste mit zwei Aquiferen skizziert. Dieser Wasseraustausch tritt nicht

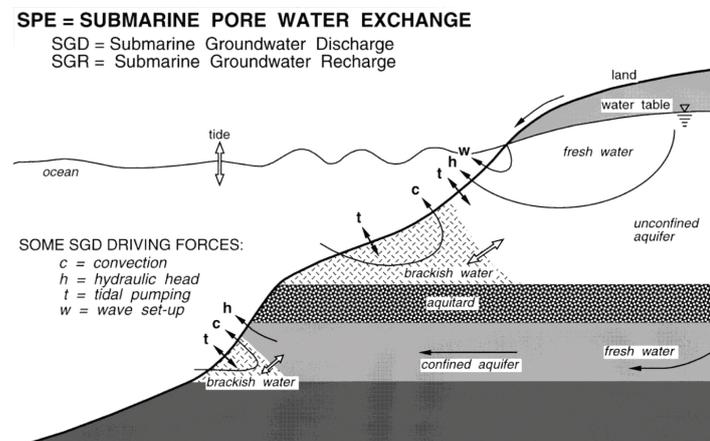


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung der submarinen Grundwasserbewegungen ([Burnett et al., 2003]).

nur an der Küste selbst auf, tiefere Aquifere können sich kilometerweit unter dem Ozean erstrecken und erst dort ggf. ihr Grundwasser ins Meer entlassen.

Schon in der Antike wurde diese Phänomen beobachtet¹. Wissenschaftlich fand der submarine Austausch von Porenwasser allerdings erst spät, nach einem Artikel von [Johannes, 1980], Beachtung. Er erkannte, dass der Austausch in einigen Fällen sehr wohl sowohl volumenmäßig als auch für die chemische Zusammensetzung eines Aquifers wichtig ist. Es gibt verschiedene Ansätze (on- und offshore) um den submarinen Porenwasseraustausch abzuschätzen. Einige Beispiele der letzten Jahre:

- Direkte Messungen mit sogenannten "seepage metern", die den Durchfluss von Grundwasser am Meeresboden messen (z.B. in Japan von [Tangiguchi and Iwakawa, 2004]).
- Infrarotmessungen aus der Luft: Beispielsweise konnten vor der Küste des Libanon submarine Quellen durch die Temperaturdifferenz zwischen dem relativ kalten Grundwasser und dem wärmeren Meerwasser nachgewiesen werden ([Shaban et al., 2005]).
- Tracer-Messungen mit natürlichen oder künstlichen Isotopen, z.B. in Israel um Salzwasserintrusion zu detektieren ([Weinstein et al., 2006] oder [Yechieli et al., 2009]) oder zur Charakterisierung einer submarinen Quelle vor Florida/USA ([Swazenski et al., 2001]).
- Unterschiedlich komplexe Modellierungen: von einfachen analytischen Lösungen (siehe z.B. [Bear et al., 1999]) bis hin zu komplexen numerischen Modellierungen (z.B. [Kooi and Groen, 2001] oder [Bear et al., 1999]), bei denen Durchmischung durch Konvektion berücksichtigt wird.

Einfachere Modelle beschreiben den Übergang zwischen dem Süß- und Salzwasser entweder als Übergangszone mit einem Salzgehaltgradienten oder als klare Trennfläche. In Kapitel 5.1.2 wird auf die Modelle mit scharfer Grenzfläche detailliert eingegangen, da diese eine Grundlage der in dieser Arbeit vorgestellten Modellierungen bilden. Explizit zu erwähnen sind noch die Ergebnisse von [Kooi and Groen, 2001], die mit ihren Modellierungen eine submarine Ausbreitung des Grundwassers bis in eine Entfernung von mehreren Kilometern zur Küste erklären.

- Elektromagnetische Messungen sind, aufgrund der engen Beziehung zwischen dem Salzgehalt von Wasser und dessen elektrischer Leitfähigkeit, hervorragend geeignet um in Aquifere eindringendes Salzwasser zu detektieren. Das erste Mal wurde von einer solchen Messung aus dem Jahr 1987 durch [Goldman et al., 1988] berichtet. Weitere Beispiele sind aus North Carolina/USA ([Land et al., 2004]), in Verbindung mit Gravimetrie in Spanien ([Duque et al., 2008]) oder in Verbindung mit der Nuclear Magnetic Resonance Methode in Israel ([Goldman et al., 1994]).

2.2 Geologie der regionalen Aquifere

In Abbildung 2.2 ist die Lage der Wasserreservoirs der Region zu sehen. Im Folgenden wird kurz auf die Geologie jedes Reservoirs eingegangen. Die Informationen sind [Kanfi

¹Laut [Kohout, 1966] wurde schon von dem römischen Geographen Strabo (63 BC bis 21 AD) eine Süßwasserquelle 2,5 Meilen vor der Küste erwähnt. Dieses Trinkwasser wurde mit Schiffen von der Nähe der Insel Arafus zur Stadt Latakia im heutigen Syrien transportiert.

et al., 1983], [Shamir et al., 1984], [Goldman et al., 1991], [Melloul and Azmon, 1997], [Melloul and Collin, 2000] und [Weinstein et al., 2006] entnommen.

- Der See von Genezareth² ist der größte oberflächliche Grundwasserspeicher der Region. Hier beginnt der "National Water Carrier": ein Kanal- und Leitungssystem, das erst zur Küste und dann dazu parallel nach Süden bis zur Negev-Wüste verläuft.
- Der Aquifer rund um den Berg Carmel, nahe der Stadt Haifa, besteht aus carbonathaltigen Sedimenten und wurde in der späten Kreidezeit³ gebildet.
- "Mountain Aquifer": Diese Hauptwasserquelle in der Region ist aufgrund ihrer verschiedenen Abflussrichtungen unterteilt in drei Gebiete - den Westlichen, den Östlichen und den Nördlichen Aquifer. Diese Aquifere bestehen hauptsächlich aus verkarstem Kalkstein und Dolomit.
- Der im Pleistozän gebildete *Küstenaquifer* erstreckt sich vom Berg Carmel im Norden bis zur Stadt Rafa (Gaza) im Süden. Die lithologische Abfolge besteht aus einer Wechsellagerung von Sand und kalkhaltigem Sandstein (Kurkar) im Wechsel mit Schichten aus rotem Lehm (Hamra) und Ton. In Küstennähe (bis ca. 4 km landeinwärts) unterteilen Schichten aus Lehm und Ton den Aquifer in vier Subaquifere. Die gesamte Abfolge überdeckt die wasserundurchlässigen Tone der Saqiye Gruppe aus dem Pliozän. Ein typischer hydrogeologischer Schnitt ist in Abbildung 2.3 dargestellt. Der im Profil keilförmige Aquifer ist an der Küste max. 180 m dick, dünnt gegen Osten aus und endet dann am Fuß der Samaria- bzw. Judäa Berge.

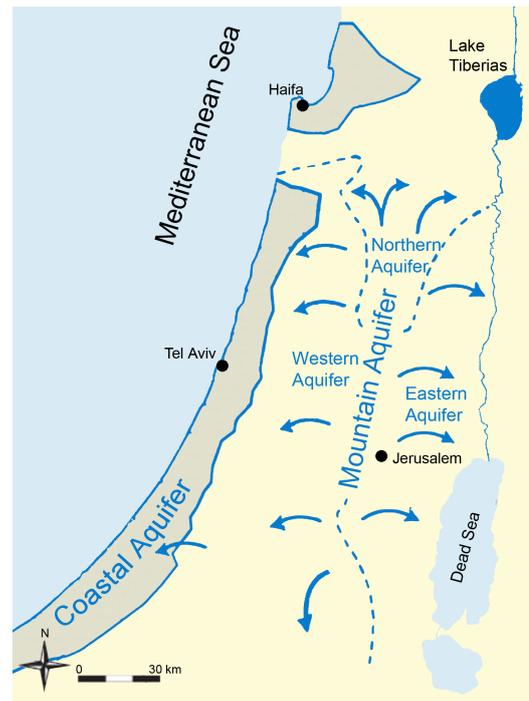


Abbildung 2.2: Aquifere der Region (verändert nach: [UNEP-GRID Geneva, 2002])

2.3 Wassermanagement Küstenaquifer

Der Anteil des Küstenaquifers zur Wasserversorgung des Landes machte in den 1980er Jahren ca. 25% aus (z.B. [Kanfi et al., 1983]). Diese entscheidende Bedeutung macht dessen Management auch zehn Jahre später noch zu einer Kernaufgabe der israelischen Wasserpolitik ([Nativ and Weisbrod, 1994]).

So wurde bereits im Jahr 1954 ein ausgedehntes Monitoring-System installiert⁴: Der Küstenaquifer wurde in 2 km breite Rechtecke unterteilt und bis zum Jahr 1961

²Der See von Genezareth wird auch See von Tiberias, See Kinnereth oder See von Galiläa genannt.

³genauer im Cenomanischen Zeitalter (von 93,9 bis 100,5 Mio Jahre vor heute)

⁴wie z.B. von [Nativ and Weisbrod, 1994] beschrieben

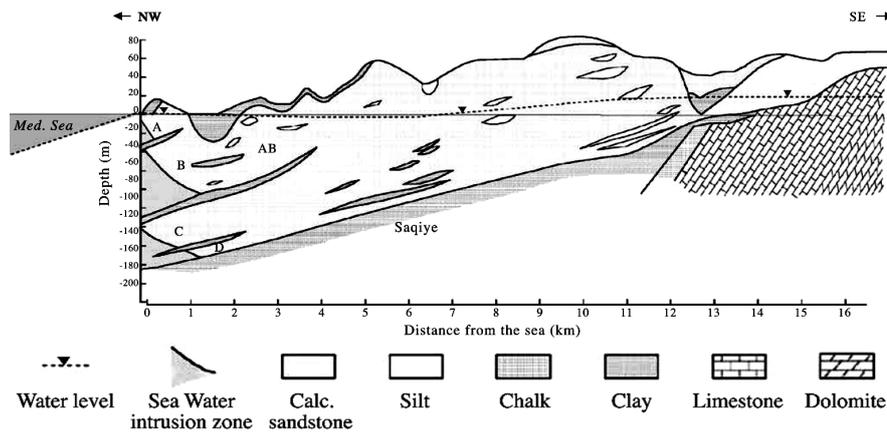


Abbildung 2.3: Typischer hydrogeologischer Schnitt durch den mediterranen Küstenaquifer ([Kafri and Goldman, 2005]).

mit 460 Beobachtungs-Bohrungen versehen. Dabei reichten die Bohrungen bis in eine Tiefe von 30m bis 180m, also in beide Subaquifere. 60 dieser Bohrungen befinden sich entlang der Küste und sollen Meerwasserintrusion beobachten. Obwohl die geologische Aufteilung in Subaquifere gut dokumentiert war, wurde der Küstenaquifer wie ein zusammenhängendes Reservoir behandelt ([Shamir et al., 1984]). Nach drei aufeinanderfolgenden Dürre Jahren wurde das Wassermanagement zwischen 1991 und 1993 verbessert und u.a. der westliche Teil des Küstenaquifers in Folge dessen als mehrschichtiger Aquifer betrachtet ([Nativ and Weisbrod, 1994]).

Das Grundwasser im Küstenaquifer erneuert sich auf natürliche Weise durch Regen und durch den Zufluss aus dem westlichen Teil des Mountain Aquifer. Zusätzlich wird der Aquifer künstlich aufgefüllt, hauptsächlich durch importiertes Wasser aus dem See von Genezareth über das Leitungssystem des National Water Carrier ([Shamir et al., 1984]). Im Idealfall fließt mehr oder genau soviel Wasser in den Aquifer, wie durch Brunnen aus ihm entnommen wird. Wird zuviel Wasser im küstennahen Bereich entnommen, verschiebt sich die Süß-/Salzwassergrenze landeinwärts und es kommt zur Versalzung des Aquifers. Voraussetzung ist natürlich eine permeable Verbindung zum Meer.

2.4 Salzwasserintrusion beim Küstenaquifer

Eine wichtige Frage beim Management des Küstenaquifers ist, ob eine permeable Verbindung mit dem Meer besteht. Diese Frage wurde per Beobachtung an Bohrungen untersucht, außerdem offshore durch insitu Isotopen- und Salzgehaltmessungen ([Weinstein et al., 2006]) und onshore durch SHOTEM-Messungen ([Goldman et al., 1991]). Es gilt als gesichert, dass die oberen beiden Subaquifere A und B (vgl. Abb. 2.3) vom submarinen Porenwasseraustausch betroffen sind.

Die zahlreichen SHOTEM-Messungen wurden dabei nahe vorhandenen Beobachtungsbohrungen durchgeführt und zeigten eine so gute Übereinstimmung, dass sie teilweise sogar die Beobachtungen an den Bohrungen ersetzen könnten. So wird einem salzwassergesättigten Aquifer ein spezifischer Widerstand zwischen 1,1 und 2,9 Ωm zugeordnet, Werte größer als 2,5 Ωm deuten auf Brackwasser hin und Frischwasser besitzt Werte größer als 10 Ωm ([Goldman et al., 1991]).

Eine weitere Studie mit SHOTEM-Ergebnissen ([Kafri and Goldman, 2006]) befasste sich mit der Frage nach der Salzwasserintrusion bei den beiden tieferen Subaquifere C und D (vgl. Abb. 2.3). Bei dieser Studie wurden die Inversionsergebnisse außerdem mit insitu Leitfähigkeitsmessungen kalibriert.

In Abbildung 2.5 sind die zusammengesetzten 1D-Inversionsergebnisse eines Profils senkrecht zur Küste zu sehen. Deutlich sieht man die beiden Subaquifere und beim oberen auch die Salzwasserintrusion. In Abbildung 2.4 sind die Widerstände der tieferen Subaquifere für küstennahe Messungen farblich dargestellt. Bei hohen Widerständen gehen die Autoren davon aus, dass der Aquifer impermeabel vom Meer abgegrenzt ist und somit keine Salzwasserintrusion stattfindet. Entlang der Küste scheint der untere Subaquifer manchmal in Teilen von Salzwasserintrusion betroffen zu sein. Auffällig ist jedoch die von den Autoren genannte *Palmahin Störung*: Ein mehr als 20 km langer Bereich zwischen den Städten Ashdod und Bat Yam zeigt durchgehend hohe Widerstände und es wird angenommen, dass die Subaquifere C und D dort vom Meer abgegrenzt sind. Außerdem wäre denkbar, dass der untere Subaquifer sich unter dem Meeresboden erstreckt, wie es weltweit beobachtet wird (siehe Kap. 2.1). An diesem Punkt setzen die Fragestellungen dieser Arbeit an, die in Unterkapitel 2.5 vorgestellt werden.



Abbildung 2.4: Widerstände der unteren beiden Subaquifere (C und D in Abb. 2.3) aus SHOTEM-Messungen (verändert aus: [Kafri and Goldman, 2006]). Das LOTEM-Messprofil ist ebenso (freihand) skizziert.

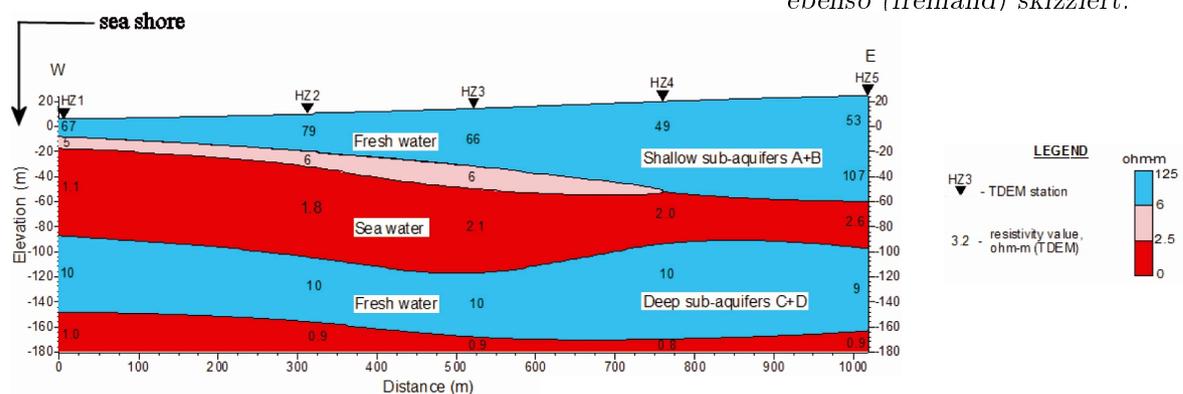


Abbildung 2.5: Onshore SHOTEM-Profil senkrecht zur Küste. Zusammengesetzte 1D-Inversionsergebnisse ([Goldman et al., 2005]).

2.5 Zielsetzung und Einordnung dieser Arbeit

Die vorliegende Dissertation wurde mit den Daten und im Rahmen des BMBF-Projekts "Detection of fresh groundwater bodies within the Mediterranean submarine aquifers offshore Israel using marine geoelectric methods"⁵ angefertigt. Dessen Ziel war es, die vermutete Ausdehnung der unteren Subaquifere C und D (vgl. Abb. 2.3) unter dem Mittelmeer zu bestätigen bzw. zu untersuchen.

Dabei kam die LOTEK-Ausrüstung des Instituts für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln zum Einsatz und musste, da dies die erste marine Messung des Instituts war, an die neue Umgebung angepasst werden. Diese Umbauten/Neuentwicklungen⁶ sind nicht Gegenstand dieser Arbeit, wurden aber in den Zwischenberichten des Projekts ausführlich beschrieben. Das gleiche gilt für die Machbarkeits-/Testmessungen in Köln (2008) und in Wilhelmshaven (2009) oder vor Ort in Israel (2008) sowie für die technischen und organisatorischen Überlegungen zum marinen Messsetup.

Diese Arbeit befasst sich mit der Datenverarbeitung/-aufbereitung, der Auswertung und Interpretation der gemessenen marinen Datensätze nahe der Stadt Bat Yam, sowie synthetischen Modellierungen, unterstützend zur geologischen Interpretation. Das Ziel ist es, mit den Ergebnissen folgende geologische Fragen zu beantworten:

1. Erstreckt sich der israelische Küstenaquifer im Bereich der Palmahin Störung unter dem Mittelmeer oder endet dieser an der Küstenlinie?
2. Wie groß ist ggf. die Ausdehnung des Aquifers in Ost-West Richtung?
3. Welche Geometrie weist das marine Ende des Aquifers auf?

In den 1980er Jahren kamen marine elektromagnetische Verfahren im akademischen Bereich zur Untersuchung der ozeanischen Lithosphäre auf. Ab den späten 1990er Jahren wurden erste marine elektromagnetische Messungen zur Exploration von Kohlenwasserstoffen industriell eingesetzt ([Constable and Srnka, 2007]). Gute Zusammenfassungen dazu bieten die Veröffentlichungen von [Baba, 2005], [Edwards, 2005], [Key, 2012] und [Strack, 2014].

Geophysikalisch betrachtet ist diese Art von Target, eine elektrisch schlecht leitende Schicht unter einem guten elektrischen Leiter, nicht neu, sondern gleicht der Problemstellung bei marinen elektromagnetischen Verfahren zur Erdölexploration. Der Unterschied bei dieser Arbeit liegt in der viel geringeren Wassertiefe, der Nähe zur Küste, der geringeren Mächtigkeit der Sedimente über dem Zielobjekt und natürlich in dessen Natur: Frischwasser. In der Literatur wird meist mit dem "Kanonischen Widerstandsmodell" (vgl. Abb. 4.15) gearbeitet. Dieses Standardmodell für marine EM-Modellierungen weist eine Wassertiefe und Sedimentüberdeckung von jeweils 1000 m auf. Wenn in der Literatur von flachem Wasser gesprochen wird, bezieht sich dies

⁵BMBF-Förderkennzeichen 02WT0987, Laufzeit: 2008-2012

⁶Umbauten/Neuentwicklungen, die im Rahmen dieses Projekts von der Elektronikwerkstatt des Instituts durchgeführt wurden: wasserdichtes Gehäuse für die Magnetfeldspulen, GPS-basierte Taktgeber zur Synchronisation von Sender- und Empfängerstationen, wasserdichte Sendekabel, Kühlsystem für den Sender NT-20 (Zonge International), Testmessungen, Bau von analogen Filterschaltungen und Anbindung an die Institutssoftware für den Empfänger SUMMIT-M VIPA, Test der neuen SUMMIT-Repeater (beide DMT GmbH & Co. KG), Testmessungen und Anbindung an die Institutssoftware für den Empfänger KMS-820 (KMS Technologies), Aufbau, Material- und Funktionstests zweier verschiedener Formen der Sendelektroden

meist auf eine minimale Wassertiefe von 100 m (vgl. z.B. [Weiss, 2007]), wohingegen die Wassertiefe bei der vorliegenden Arbeit nicht größer als 50 m ist.

In der Literatur werden bisher nur reine marine oder reine Landmessungen beschrieben. Bei der vorliegenden Arbeit befinden sich, bei einigen Messstationen, die Empfänger auf dem Land und der zugehörige Sender im Meer. Die geophysikalische Rechtfertigung für dieses Vorgehen findet sich in Form einer Auflösungsanalyse in Kapitel 5.4.2.

Im gleichen Zeitraum wie die LOTEM-Messungen fanden weitere offshore Messungen im gleichen Messgebiet statt ([Goldman et al., 2011]). Das von den israelischen Projektpartnern eingesetzte Messsystem (SHOTEM) verwendet ursprünglich einen induktiv angekoppelten Sender, wie er auch schon in mariner Umgebung auf dem See von Genezareth eingesetzt wurde ([Goldman et al., 2004]) oder auch auf einem Eifelmaar ([Tezkan et al., 2008], [Mollidor et al., 2013]). Doch bei dieser Messung wurde ein galvanisch angekoppelter horizontaler Dipol als Sender verwendet. Bis auf die kleineren Offsets und das ausschließliche Messen der vertikalen magnetischen Komponente unterscheidet sich diese Messung also nicht von der in dieser Arbeit vorgestellten. [Goldman et al., 2011] konnte somit auch bereits die erste der oben genannten geologischen Fragestellungen beantworten und nachweisen, dass der Aquifer sich unter dem Meer erstreckt und nicht an der Küste endet.

Kapitel 3

Die LOTE_M-Methode

In diesem Kapitel wird die Long-Offset Transient Elektromagnetische Methode (LOTE_M) vorgestellt. Diese wurde am Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln mehrfach erfolgreich zur Tiefenerkundung von geologischen Strukturen an Land verwendet. Einige Beispiele sind:

- Messungen zur Unterstützung des Kontinental Tiefbohrprogramms (KTB) der Bundesrepublik [Strack et al., 1990],
- Untersuchung der Dead-Sea Störungszone in Israel und Jordanien [Martin, 2009],
- Untersuchungen an Vulkanen: am Vesuv/Italien [Hördt and Müller, 2000], am Merapi/Indonesien [Commer et al., 2005] und an Schlammvulkanen in Aserbaidschan [Haroon, 2012].

Im ersten Abschnitt dieses Kapitels (Kap. 3.1) werden die Messmethode in mariner Umgebung und deren Konfigurationen vorgestellt. Die wissenschaftliche Einordnung der Methode in mariner Umgebung erfolgte bereits in Kapitel 2.5.

In der Geophysik gibt es zwei Problemstellungen, welche den Zusammenhang des Untergrundes mit physikalischen Daten beschreiben:

1. Vorwärtsrechnung: Bei gegebenem Untergrund wird berechnet, welche Daten an der Oberfläche gemessen werden müssten. Dies wird für synthetische Modellierungen und für den Inversionsprozess benötigt.
2. Inversion: Bei gegebenen Daten wird mittels iterativem Prozess ein Untergrundmodell gefunden, welches die gemessenen Daten ausreichend erklärt.

In den folgenden beiden Unterkapiteln (3.2.1 und 3.2.2) wird nun die Physik der Vorwärtsrechnungen für ein- und mehrdimensionale Untergrundmodelle beschrieben. Der Einfluss des Messsystems auf die Daten wird in Kapitel 3.3 erläutert.

Anhand eines eindimensionalen Untergrundes wird die Mathematik des Optimierungsproblems der Datenanpassung, der Inversionsrechnung, besprochen. Dies erfolgt in Kapitel 3.4.

Somit werden die theoretischen Grundlagen für die darauffolgenden Kapitel mit synthetischen Modellierungen und Datenanpassung der gemessenen Daten gegeben.

3.1 Methodik

Die Entstehungsgeschichte der LOTE_M-Methode wird ausführlich von [Strack, 1992] beschrieben. Die Methode kommt ursprünglich für sehr tiefliegende Zielobjekte zum Ein-

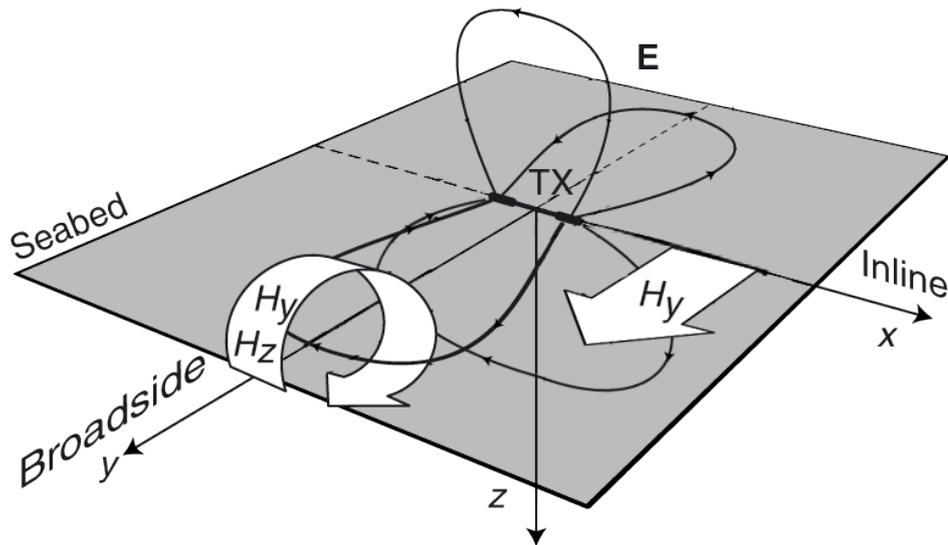


Abbildung 3.1: Skizze der elektrischen (\mathbf{E}) und magnetischen (\mathbf{H}) Felder eines idealisierten Senders auf dem Meeresboden [verändert aus: [Weiss and Constable, 2006]].

satz. Bei der vorliegenden Arbeit wird das zu untersuchende Ziel in dafür relativ geringer Tiefe von 100 bis 200 m erwartet.

Grundsätzlich besteht das Messsystem aus einem galvanisch angekoppelten Dipol, der als Sender dient und einer oder mehrerer Empfängereinheiten. Dabei werden elektrische Felder mit einem Empfangsdipol und magnetische Felder mit einer Empfangsspule gemessen. Der Abstand zwischen Sender und Empfänger (Offset) variiert bei Landmessungen zwischen mehreren hundert Metern und einigen Kilometern. Die Offsets bei der vorliegenden Arbeit betragen meist 400 oder 800 m.

Im Sprachgebrauch wird bei den magnetischen Feldkomponenten oft von H_x , H_y oder H_z gesprochen. Gemeint sind hier jedoch die zeitlichen Ableitungen der Magnetfeldkomponenten: $\partial H_{x,y,z}/\partial t$.

Abbildung 3.1 zeigt einen idealisierten Sender auf dem Meeresboden. Dargestellt sind die Stromlinien des elektrischen Feldes und die Richtungen einzelner magnetischer Feldkomponenten. Der Sender (Tx) definiert dabei die x-Achse des Koordinatensystems. Es gibt zwei bevorzugte Messpositionen, auf denen die Empfänger positioniert werden. Sie werden in den folgenden Kapiteln auch Messkonfigurationen genannt. Sie lauten:

1. InLine: x-Achse in Abbildung 3.1.
Die Empfänger sind auf einer Linie mit dem Sendedipol.
2. BroadSide: y-Achse in Abbildung 3.1.
Die Empfänger sind auf einer Linie in der Mitte des Sendedipols, senkrecht zu diesem.

Als Ideallinien werden die beiden horizontalen Achsen des Koordinatensystems bezeichnet. Abweichungen davon beim Positionieren der Empfänger haben leicht abweichende Messergebnisse zur Folge. Dies wird in Kapitel 4.4 anhand von Modellierungen mit synthetischen Daten genauer untersucht.

Der Sender liegt bei den Messungen dieser Arbeit immer auf dem Meeresboden. Die Empfänger liegen entweder ebenfalls auf dem Meeresboden oder auf dem Land. Diese unterschiedlichen Positionen werden in dieser Arbeit als 'marine Empfänger' mit den zugehörigen 'Offshore-Daten' bezeichnet bzw. als 'Land Empfänger' und deren

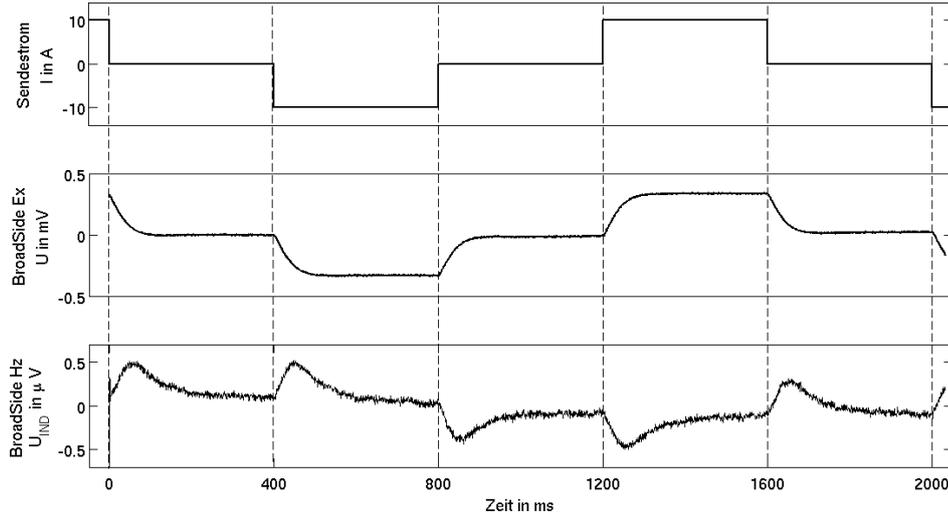


Abbildung 3.2: Skizze der Stromfunktion des Senders bei 50 % Duty-Cycle (Oben) und zwei Zeitreihen der Empfänger BroadSide Ex (Mitte) und BroadSide Hz (Unten). Dargestellt sind ausgewählte Zeitreihen der Datensätze Nr. 20 und 22 (vgl. Tab. B.1). Das 50 Hz Rauschen wurde herausgefiltert.

'Onshore-Daten'.

Der Sender wurde bei den hier vorgestellten Messungen mit einem alternierenden Gleichstrom von ca. 10 A gespeist. In Abbildung 3.2 ist das Stromsignal skizziert. Diese Form des Signals wird als 50 % Duty-Cycle bezeichnet. Ebenfalls in dieser Abbildung sind Beispiele des Empfangssignals für das elektrische und für das magnetische Feld skizziert.

Man unterscheidet zwischen Ein- und Ausschaltvorgängen. Als Ausschaltvorgang wird das Abschalten des Stroms im Sender bezeichnet. Somit fällt der Sendestrom vom negativen bzw. positiven Wert auf Null. Bei einem Einschaltvorgang wird Strom in den Sender eingespeist und das Sendestromsignal steigt von Null auf den negativen bzw. positiven Wert.

Während der Stromeinspeisung in den Sender nähert sich das elektrische Feld einem Gleichstromlevel an. Ein- und Ausschaltvorgänge lassen sich wie folgt ineinander überführen:

$$f^{\text{Ausschaltvorgang}} = f^{\text{Gleichstrom}} - f^{\text{Einschaltvorgang}} \quad (3.1)$$

Das Ein- bzw. Ausschalten des Stroms im Sender hat kein ideales, instantanes Ab- bzw. Ansteigen des Stromsignals zur Folge. Dieses Verhalten wird mittels der Systemantwort berücksichtigt (vgl. Kap. 3.3). Es werden zwar mehrere Schaltvorgänge aufgezeichnet, in dieser Arbeit finden jedoch nur Ausschaltvorgänge Verwendung. Technisch bedingt ist der reale Ausschaltvorgang schneller und sauberer als der reale Einschaltvorgang, weil er näher an einem idealen Schaltvorgang und somit günstiger ist.

Um die zum Messziel passende Zeit zwischen den Schaltvorgängen und somit die Aufzeichnungszeit, also die Länge des Transienten abzuschätzen, wird die Gleichung für die Diffusionstiefe δ_{TD} ([Nabighian and Macnae, 1991]) nach der Zeit umgeformt. Diese lautet:

$$\delta_{TD} = \sqrt{\frac{2t}{\sigma\mu}} \quad (3.2)$$

Hierbei ist σ die spezifische Leitfähigkeit und μ die magnetische Permeabilität des Untergrundes. Setzt man für δ_{TD} die Tiefe des Messziels ein, so erhält man die Zeit

t nach dem Abschaltvorgang, bei der das Amplitudenmaximum des Signals in dieser Tiefe liegt, also die Zeit, bei der hauptsächlich die Information aus dieser Tiefe gemessen wird. Bei der Messkampagne im Jahr 2009 lag die Zeit zwischen zwei Schaltvorgängen bei 200 ms, im Jahr 2011 betrug diese 400 ms.

Wird in dieser Arbeit vom Widerstand ρ gesprochen, so ist die physikalische Größe des spezifischen elektrischen Widerstands gemeint.

[Strack, 1992] führt zwei Widerstandstransformierte ein, die 'early-' und die 'late-time'-Näherung. Diese wird bei Transient Elektromagnetischen Daten oft auf das magnetische Feld angewandt und damit eine Inversion durchgeführt. In der vorliegenden Arbeit werden diese Transformationen nicht verwendet, es wird mit den in den Spulen induzierten Spannungen gearbeitet.

3.2 Vorwärtsrechnung

In diesem Kapitel wird die erste der in der Kapiteleinleitung vorgestellten Problemstellungen behandelt: die Vorwärtsrechnung. Mit deren Hilfe wird für einen bekannten Untergrund berechnet, was an der Oberfläche oder in einer beliebigen Tiefe gemessen werden müsste. [Börner, 2010] gibt einen Überblick über die aktuellen Verfahren der elektromagnetischen Vorwärtsrechnung und [Weidelt, 2000] nennt die drei Techniken, die Felder im Zeitbereich zu erhalten:

1. Berechnung des Signals im Frequenzbereich und anschließende Transformation (Fourier) in den Zeitbereich.
Dieses Vorgehen wird bei der eindimensionalen Leitfähigkeitsverteilung im folgenden Unterkapitel 3.2.1 angewandt. Bei komplexen dreidimensionalen Untergrundmodellen benötigt dieses Verfahren allerdings einen großen Rechenaufwand und wird z.B von [Li and Key, 2007] verwendet.
2. Zeitschrittverfahren (FDTD).
Ausgehend von Startwerten zum Schaltzeitpunkt $t = 0$ werden die Startwerte der elektromagnetischen Felder in kleinen Zeitschritten fortgesetzt. Diese Methode ist nur für kleine Zeitschritte stabil und benötigt deshalb lange Rechenzeiten für Transienten über mehrere Dekaden.
3. Spectral Lanczos Decomposition Methode (SLDM).
Diese Methode wurde von [Druskin and Knizhnerman, 1988] entwickelt, das in dieser Arbeit verwendete Programm `SLDMem3t` stammt von den Autoren. Die Maxwell-Gleichungen werden mittels Lanczos-Algorithmus im Krylov-Unterraum gelöst. Dieses Verfahren wird in Unterkapitel 3.2.2 kurz vorgestellt.

Bei der Transient Elektromagnetik können die Verschiebungsströme in den Maxwell-Gleichungen vernachlässigt werden, da diese Methoden mit dem Prinzip der Diffusion physikalisch beschrieben werden. Im Folgenden wird der Term für die Verschiebungsströme vernachlässigt.

Es folgt nun erst die Vorwärtsrechnung für geschichtete Vollräume (Kap. 3.2.1) und anschließend für dreidimensionale Leitfähigkeitsverteilungen (Kap. 3.2.2).

3.2.1 Vorwärtsrechnung Geschichteter Vollraum

In diesem Abschnitt wird nun die Vorwärtsrechnung für einen geschichteten, also eindimensionalen Vollraum besprochen. Die Methode, den Untergrund in Schichten mit ver-

schiedenen Schichtdicken und Leitfähigkeiten einzuteilen, wird in der Geophysik oft angewendet. Man unterscheidet hierbei zwischen der Lösung für geschichtete Halbräume mit Sender und Empfänger auf der Erdoberfläche und der Lösung für geschichtete Vollräume, bei der auch oberhalb von Sender und Empfänger leitfähiges Material existiert. Die Lösungen für geschichtete Halbräume werden z.B. von [Weidelt, 1986] oder [Ward and Hohmann, 1988] beschrieben. Marines LOTEM benötigt Lösungsansätze für Vollräume. Die Vorwärtsrechnungen hierfür werden z.B. in [Chave and Cox, 1982], [Cheesman et al., 1990], [Scholl and Edwards, 2007], [Weidelt, 2007] und in [Streich and Becken, 2011] behandelt.

Dieser Abschnitt orientiert sich am Artikel von [Chave and Cox, 1982]. Die Gleichungen 3.3 bis 3.26 sind dort entnommen.

Man geht von den Maxwell-Gleichungen im Frequenzbereich aus:

$$\text{Gauss} \quad \nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (3.3)$$

$$\text{Faraday} \quad \nabla \times \mathbf{E} + i\omega\mathbf{B} = 0, \quad (3.4)$$

$$\text{Ampere} \quad \nabla \times \mathbf{B} - \mu\sigma\mathbf{E} = \mu\mathbf{J}^0. \quad (3.5)$$

Hierbei sind (in SI-Einheiten):

\mathbf{E}	das induzierte elektrische Feld in $[V/m]$, wobei das komplette elektrische Feld $\mathbf{E} + (\mathbf{J}^0/\sigma)$ ist.
σ	die spezifische elektrische Leitfähigkeit in $[S/m]$,
\mathbf{B}	die magnetische Induktion in $[T]$ ($= [Vs/m^2]$),
μ	die magnetische Permeabilität in $[N/A^2]$,
\mathbf{J}^0	die (externe) Stromdichte der Stromquelle in $[A/m^2]$ und
$\omega = 2\pi f$	die Kreisfrequenz zur Frequenz f in $[Hz]$.

Außerdem gelten die Materialgleichungen (Gl. 3.6 und 3.7) sowie das Ohmsche Gesetz (Gl. 3.8). \mathbf{D} ist dabei die elektrische Flussdichte in $[As/m^2]$ und \mathbf{H} ist die magnetische Feldstärke in $[A/m]$.

$$\mathbf{D} = \epsilon\mathbf{E} \quad (3.6) \quad \mathbf{B} = \mu\mathbf{H} \quad (3.7) \quad \mathbf{J} = \sigma\mathbf{E} \quad (3.8)$$

Da magnetisierbares Material außerhalb von Erzkörpern sehr selten vorkommt, wird die Permeabilität von Vakuum verwendet: $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} N/A^2$.

In einem homogenen Medium kann jedes divergenzfreie Vektorfeld bezüglich einer Richtung in zwei skalare Moden unterteilt werden. Als Richtung wird die vertikale Achse (z-Achse) verwendet. Die beiden Moden sind in Abbildung 3.3 illustriert und lauten:

1. TE-Mode (Abb. 3.3 links): Die transversal elektrische Mode zeichnet sich durch horizontale Stromsysteme aus. Die Stromsysteme der einzelnen Schichten sind untereinander durch Induktion verknüpft.
2. TM-Mode (Abb. 3.3 rechts): Bei der transversal magnetischen Mode fließen die Stromsysteme vertikal durch die Schichtgrenzen hindurch.

Für einen geschichteten Untergrund werden nun die TE- und TM-Mode im Wellenzahl-Frequenzbereich als Summe von Exponentialfunktionen, den Partialwellen, beschrieben.

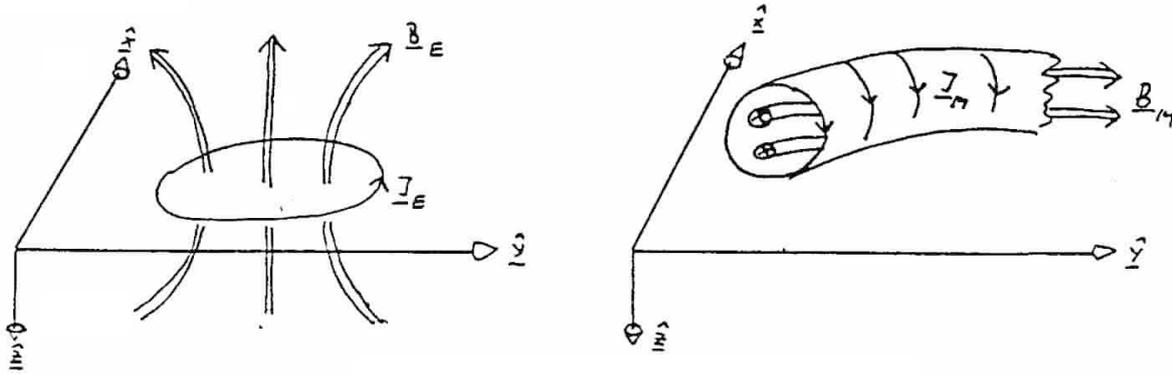


Abbildung 3.3: Illustration der TE- (links) und TM-Mode (rechts) [aus: [Weidelt, 1986]].

Ein galvanisch angekoppelter horizontaler Dipol ruft sowohl TE- als auch TM-Mode hervor. Im Folgenden beschreibt Ψ die TE-Mode und Π die TM-Mode.

Durch das Aufteilen in diese zwei Moden ergibt sich für Gleichung 3.3:

$$\mathbf{B} = \nabla \times \left(\underbrace{\Pi}_{\text{TM-Mode}} z \right) + \nabla \times \nabla \times \left(\underbrace{\Psi}_{\text{TE-Mode}} z \right). \quad (3.9)$$

Auch der Quellterm \mathbf{J}^0 lässt sich mit TE- und TM-Mode darstellen:

$$\mathbf{J}^0 = \underbrace{J_z^0 z + \nabla_h T}_{\text{Quelle TM-Mode}} + \underbrace{\nabla \times (\Upsilon z)}_{\text{Quelle TE-Mode}}. \quad (3.10)$$

Die Indizes h und z beschreiben horizontale bzw. vertikale Anteile. Die Funktionen T und Υ in Gleichung 3.10 erfüllen jeweils die Poisson-Gleichung:

$$\nabla_h^2 T = \nabla_h \cdot \mathbf{J}_h^0 \quad (3.11) \quad \text{und} \quad \nabla_h^2 \Upsilon = -(\nabla_h \times \mathbf{J}_h^0) \cdot z \quad (3.12)$$

Das Einsetzen der Gleichungen 3.9 und 3.10 in Gleichungen 3.4 und 3.5 ergibt jeweils eine Differentialgleichung für die TE- und TM-Mode:

$$\text{TE-Mode:} \quad \nabla_h^2 \Psi - i\omega\mu\sigma\Psi = -\mu\Upsilon \quad (3.13)$$

$$\text{TM-Mode:} \quad \nabla_h^2 \Pi + \sigma\partial_z(\partial_z\Pi/\sigma) - i\omega\mu\sigma\Pi = -\mu J_z^0 + \mu\sigma\partial_z(T/\sigma) \quad (3.14)$$

Das elektrische Feld lässt sich ebenfalls mit getrennten TE- und TM-Anteilen darstellen:

$$\mathbf{E} = \frac{1}{\mu\sigma} \nabla \times \nabla \times (\Pi z) - \frac{1}{\sigma} (J_z^0 z + \nabla_h T) - i\omega \nabla \times (\Psi z) \quad (3.15)$$

Ein ausgedehnter Dipol der Länge l und dem Strom I wird mittels Superposition aus einzelnen Punktquellen berechnet¹. Somit besitzen diese jeweils das Dipolmoment $p = l \cdot I$. Im Folgenden wird nur das Feld einer Punktquelle betrachtet.

In Abbildung 3.4 ist die Geometrie skizziert, welche für die folgenden Berechnungen gilt. Es wird ein Zylinderkoordinatensystem gewählt. Der Punktseher liegt in Höhe

¹Für alle 1D-Berechnungen wurden in dieser Arbeit 20 Punktquellen verwendet.

z' über dem Meeresboden ($z=0$), in Entfernung r' vom Koordinatenursprung. Seine Orientierung schließt mit der y -Achse einen Winkel von ϕ' ein. Der Empfänger befindet sich in Höhe z über dem Meeresboden in einer Entfernung r vom Sender. Seine Orientierung schließt den Winkel ϕ mit der y -Achse ein.

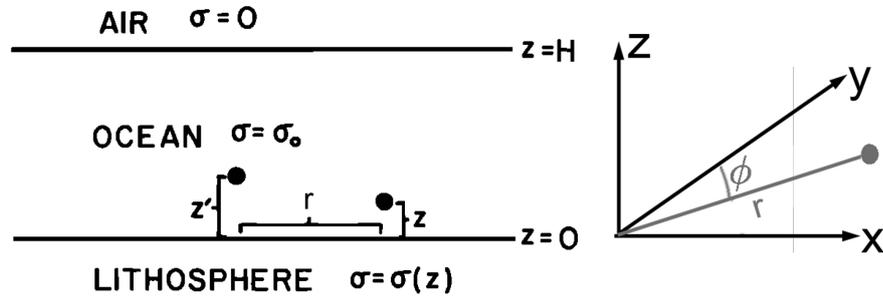


Abbildung 3.4: Geometrie für die Berechnungen der Vorwärtsrechnung des geschichteten Vollraums. Die Quelle befindet sich in Höhe z' über dem Meeresboden bei $z=0$. Der Empfänger befindet sich in der horizontalen Entfernung r in Höhe z . Das Meer hat eine Leitfähigkeit von σ_0 bei einer Tiefe H , die Leitfähigkeit des Untergrundes $\sigma(z)$ ändert sich nur mit der Tiefe. [verändert aus: [Chave and Cox, 1982]].

Die Lösungen der Differentialgleichungen 3.13 und 3.14 lauten:

$$\Psi(r, z, \omega) = a \cdot \partial_y \int_0^\infty dk J_0(k\zeta) \frac{1}{k\beta_0} \left[\frac{R_{TE}^L}{Z} e^{-\beta_0(z+z')} + \frac{R_{TE}^U}{Z} e^{-\beta_0 H} e^{\beta_0(z+z')} + \frac{\Gamma}{Z} \right] \quad (3.16)$$

und

$$\Pi(r, z, \omega) = a \cdot \partial_x \int_0^\infty dk J_0(k\zeta) \frac{1}{k} \left[\frac{R_{TM}^L}{\Delta} e^{-\beta_0(z+z')} - \frac{R_{TM}^U}{\Delta} e^{-\beta_0 H} e^{\beta_0(z+z')} \mp \frac{E}{\Delta} \right].$$

wobei - für $z > z'$ und + für $z < z'$ bei * steht.

(3.17)

Die Information des Dipolmoments befindet sich im Vorfaktor a :

$$a = \frac{\mu \cdot p}{4\pi} \quad (3.18)$$

Die verschiedenen Schichtleitfähigkeiten gehen mittels β in die Gleichungen ein. β_0 ist hierbei die Schicht mit Leitfähigkeit σ_0 , in der sich der Sender befindet. Der Parameter k bezeichnet die Wellenzahl.

$$\beta(z) = \sqrt{k^2 + i\omega\mu\sigma(z)} \quad (3.19)$$

Die Geometrie (Position und Winkel zur y -Achse von Sender und Empfänger) wird mit ζ berücksichtigt:

$$\zeta = \sqrt{r^2 + r'^2 - 2rr' \cos(\phi - \phi')} \quad (3.20)$$

Die weiteren Faktoren für die TE-Mode lauten:

$$\begin{aligned} \Gamma &= e^{-\beta_0|z-z'|} + R_{TE}^U \cdot R_{TE}^L \cdot e^{-2\beta_0 H} \cdot e^{-\beta_0|z-z'|} \\ Z &= 1 - R_{TE}^U \cdot R_{TE}^L \cdot e^{-2\beta_0 H} \end{aligned} \quad (3.21)$$

Und für die TM-Mode:

$$\begin{aligned} E &= e^{-\beta_0|z-z'|} - R_{TM}^U \cdot R_{TM}^L \cdot e^{-2\beta_0 H} \cdot e^{\beta_0|z-z'|} \\ \Delta &= 1 - R_{TM}^U \cdot R_{TM}^L \cdot e^{-2\beta_0 H} \end{aligned} \quad (3.22)$$

Mit R_{TE} und R_{TM} (in Gl. 3.16, 3.17, 3.21 und 3.22) werden die Reflexionskoeffizienten der TE- und TM-Mode bezeichnet. Diese werden jeweils noch in $R^U = R^{Upper}$ und $R^L = R^{Lower}$ unterteilt. Gemeint ist damit Folgendes:

Ausgehend vom oberen Halbraum (Luft) und vom unteren abschließenden Halbraum werden die Reflexionskoeffizienten des kompletten Modells einmal nach unten (R^{Lower}) und einmal nach oben (R^{Upper}) zusammengefasst (Gl. 3.23 und 3.24). Dazu werden die Impedanzen eingeführt, die ebenfalls von den abschließenden Halbräumen einmal nach unten und einmal nach oben rekursiv berechnet werden. Diese Rekursionsformeln können auch als fortlaufende Brüche dargestellt werden (Gl. 3.25 und 3.26).

TE-Mode	TM-Mode
$R_{TE}^L \text{ bzw. } R_{TE}^U = \frac{\beta_0 \Lambda - 1}{\beta_0 \Lambda + 1} \quad (3.23)$	$R_{TM}^L \text{ bzw. } R_{TM}^U = \frac{\beta_0 K \sigma_0 - 1}{\beta_0 K \sigma_0 + 1} \quad (3.24)$
$\Lambda = Q_1 + \frac{q_1^2 - Q_1^2}{Q_1 + Q_2 + \frac{q_2^2 - Q_2^2}{\vdots}} \quad (3.25)$ <p style="text-align: center;"> $\frac{\vdots}{Q_{N-1} + Q_N}$ mit $q_j = 1/\beta_j$ und $Q_j = \coth(\beta_j h_j)/\beta_j$ </p>	$K = R_1 + \frac{r_1^2 - R_1^2}{R_1 + R_2 + \frac{r_2^2 - R_2^2}{\vdots}} \quad (3.26)$ <p style="text-align: center;"> $\frac{\vdots}{R_{N-1} + R_N}$ mit $r_j = \sigma_j \beta_j$ und $R_j = \sigma \cdot \coth(\beta_j h_j)/\beta_j$ </p>
wobei $j = 1$ die erste Schicht über/unter der Senderschicht ist und N die jeweilige Anzahl der Schichten über/unter der Senderschicht.	

Die Rekursionsformeln für den Bereich oberhalb und unterhalb des Senders unterscheiden sich in ihrer jeweils ersten Schicht: Für den Bereich oberhalb des Senders ist die erste Schicht ein Lufthalbraum mit $\sigma = 0$. Im Programm MARTIN wird für den Luftwiderstand ein Wert von $\rho_{Luft} = 10^8 \Omega m$ verwendet ([Scholl and Edwards, 2007]). Für den Bereich unterhalb des Senders wird ein homogener Halbraum mit konstanter Leitfähigkeit σ_N verwendet.

Nachdem die Beiträge der TE- und TM-Mode wie beschrieben berechnet wurden, erhält man für die gegebene Geometrie das gesuchte magnetische und elektrische Feld durch Einsetzen in Gleichungen 3.9 und 3.15.

Die beschriebenen Berechnungen erfolgten alle im Frequenzbereich. Bei der LOTEM-Methode werden jedoch abklingende Transienten betrachtet, also im Zeitbereich gearbeitet. Demnach müssen die Felder für verschiedene Frequenzen berechnet und anschließend mittels Hankel-Transformationen in den Zeitbereich transformiert werden. Für das Programm MARTIN verweisen [Scholl and Edwards, 2007] hierfür auf [Johansen and Sorensen, 1979].

3.2.2 Vorwärtsrechnung Mehrdimensionaler Untergrund

Nachdem im vorangegangenen Kapitel die Vorwärtsrechnung für geschichtete Untergrundmodelle vorgestellt wurde, folgt nun die Vorwärtsrechnung im Zeitbereich für einen dreidimensionalen Halbraum mit beliebiger Leitfähigkeitsverteilung. In dieser Arbeit wird hierzu das Programm `SLDMem3t` von [Druskin and Knizhnerman, 1988] verwendet, welches auf der Spectral Lanczos Decomposition Methode (SLDM) beruht. Nähere Ausführungen zur Theorie des SLDM-Algorithmus finden sich im Artikel der Programmautoren, bei [Hördt, 1992] und bei [Weidelt, 2000].

Es wird wieder von den Maxwell-Gleichungen ausgegangen. Im Zeitbereich lauten die Gleichungen 3.4 und 3.5:

$$\text{Faraday} \quad \nabla \times \mathbf{E} + \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{B} = 0, \quad (3.27)$$

$$\text{Ampere} \quad \nabla \times \mathbf{B} - \mu\sigma\mathbf{E} = \mu\mathbf{J}^0. \quad (3.28)$$

\mathbf{J}^0 bezeichnet die externe Stromquelle vor dem Abschaltvorgang zur Zeit $t = 0$ s. Für Zeiten $t > 0$ ist deren Wert Null. Aus diesen beiden Gleichungen kann man, mit dem Ohmschen Gesetz (Gl. 3.8) und dem Zusammenhang zwischen magnetischer Induktion und Feldstärke (Gl. 3.7), drei der Feldgrößen eliminieren und erhält so eine parabolische partielle Differentialgleichung 2. Ordnung, die Induktionsgleichung [Weidelt, 1986]:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} + \mu\sigma \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{J}^0 \quad (3.29)$$

Diese Gleichung wird nun mittels Finite-Differenzen-Methode (FD) gelöst. Der Operator $\nabla \times \nabla \times$ wird mittels des Differenzenquotienten diskretisiert. Die beiden räumlich diskretisierten Größen sind \mathbf{E} und σ [Hördt, 1992].

Die elektrischen Feldkomponenten werden auf den Kanten einer Yee-Zelle ([Yee, 1966]) berechnet. Diese ist in Abbildung 3.5 dargestellt. Nach der Berechnung der elektrischen Komponenten wird die zeitliche Ableitung der magnetischen Feldkomponenten durch Rotation der elektrischen Komponenten berechnet. Somit erfolgt die Ermittlung des Wertes auf einer Seitenfläche der Yee-Zelle.

Das verwendete FD-Gitter wird in Kapitel 5.2 genauer beschrieben und gegen eine eindimensionale Lösung getestet.

Im Programm `SLDMem3t` ist das zu berechnende Modell zunächst unabhängig von der Diskretisierung des FD-Ansatzes. Das Modell wird vom Programm bezüglich des Volumens gemittelt (engl. Material Averaging) und somit auf das FD-Gitter interpoliert. Darauf wird in Kapitel 5.2.2 genauer eingegangen und diese Vorgehensweise beispielhaft an einem Küstenmodell gezeigt.

Durch die genannte Diskretisierung wird aus \mathbf{E} somit $\tilde{\mathbf{E}}$ und aus σ wird $\tilde{\sigma}$. Das ursprüngliche System von Differentialgleichungen (Gl. 3.29) lautet nun:

$$\mathbf{A}\tilde{\mathbf{E}} + \tilde{\sigma} \frac{\partial}{\partial t} \tilde{\mathbf{E}} = 0, \quad \text{für } t > 0 \quad (3.30)$$

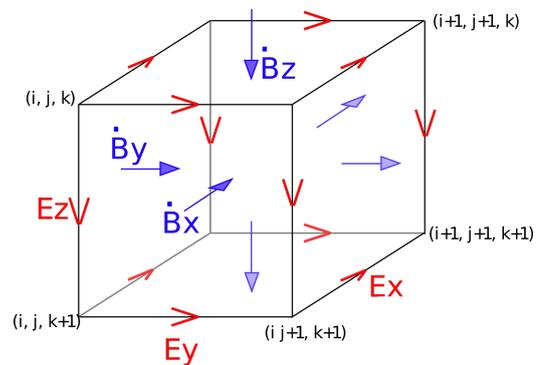


Abbildung 3.5: Yee-Zelle zur Diskretisierung der elektromagnetischen Felder [nach: [Martin, 2009]].

Die Systemmatrix $\mathbf{A}_{n \times n}$ ist nicht negativ, n wird durch die Anzahl der Gitterpunkte in x -, y - und z -Richtung bestimmt.

Durch folgende Beziehungen wird das System von Differentialgleichungen normalisiert:

$$\tilde{\mathbf{A}} = \tilde{\sigma}^{-1/2} \mathbf{A} \tilde{\sigma}^{-1/2} \quad (3.31) \quad \mathbf{u} = \tilde{\sigma}^{1/2} \tilde{\mathbf{E}} \quad (3.32)$$

Hierbei bezeichnet \mathbf{u} den Lösungsvektor. Aus Gleichung 3.30 wird somit:

$$\tilde{\mathbf{A}}\mathbf{u} + \frac{\partial}{\partial t}\mathbf{u} = 0 \quad (3.33)$$

Durch zeitliche Diskretisierung wird Gleichung 3.33 gelöst. Die Matrix $\tilde{\mathbf{A}}$ spannt den Krylov-Raum auf und die Lösungen sind Elemente dessen. Durch den iterativen Lanczos-Algorithmus werden die Eigenvektoren von $\tilde{\mathbf{A}}$ und somit eine Basis des Krylov-Raums bestimmt. Die Parameter zur Kontrolle des Lanczos-Algorithmus werden z.B. von [Martin, 2009] genauer beschrieben. Die gesuchten Lösungen \mathbf{u} von Gleichung 3.33 werden anschließend durch Linearkombination der Krylov-Basisvektoren bestimmt.

3.3 Systemantwort

Die durch die in den vorigen beiden Unterkapiteln vorgestellte Vorwärtsrechnung berechneten Transienten können nicht direkt mit den gemessenen Daten verglichen werden.

Real gemessene Daten setzen sich immer aus der Erd- und der Systemantwort zusammen. Die Systemantwort (engl. system response) ist hierbei ein System-, also technisch bedingter Anteil. Die Systemantworten für diese Arbeit wurden durch eine Landmessung an der Küstenlinie mit sehr kurzem Offset gewonnen. Erd- und Bodenantwort sind im Zeitbereich durch eine Faltung verknüpft:

$$\text{Gemessenes Signal} = \text{Bodenantwort} \otimes \text{Systemantwort} \quad (3.34)$$

Diese Systemresponse muss berücksichtigt werden: Entweder wird diese durch Dekonvolution mit den gemessenen Daten entfernt. Oder sie wird durch Konvolution der Vorwärtsdaten zu diesen hinzugefügt. Bei einem vertikalen magnetischen Sender (geophysikal. Methode TEM) gleicht sie einer einfachen linearen Rampenfunktion. Dies macht eine parametrisierte Dekonvolution möglich ([Lange, 2003]). Bei dem hier vorliegenden horizontalen Dipol als Sender ist eine Dekonvolution numerisch instabil ([Martin, 2009]), deshalb wird jedes Mal eine Faltung der Vorwärtsdaten mit der Systemantwort vor dem Vergleich mit den gemessenen Daten durchgeführt. Dies geschieht sowohl im Inversionsprogramm MARTIN bei der 1D-Datenanpassung in Kapitel 8 als auch in Kapitel 9 bei der 2D-Datenanpassung.

Ist die Aufzeichnungslänge kurz, so ist der Transient bei dem nächsten Schaltvorgang des Senders noch nicht auf Null abgeklungen und der Transient beeinflusst den nächsten oder sogar übernächsten Transienten. Dies ist bei den in dieser Arbeit gemessenen elektrischen Felder der Fall. Diese Periozität wurde von [Scholl, 2001] genauer untersucht. Im Programm MARTIN werden der Transient der Vorwärtsrechnung und auch die Systemantwort deshalb auf eine komplette Schaltperiode verlängert. Faltet man nun diese beiden Zeitreihen, so wird dem Einfluss eines Transienten auf die nachfolgenden Transienten Rechnung getragen.

3.4 Inversionsrechnung

Im vorigen Unterkapitel wurde die Vorwärtsrechnung für ein- und zweidimensionale Untergrundmodelle vorgestellt. Somit kann aus einem angenommenen Untergrundmodell ein Datensatz erstellt werden, wie er dort gemessen werden würde. Die gegenteilige Richtung, die Suche nach einem Untergrundmodell, welches die gemessenen Daten erklärt, wird als Inversion bezeichnet.

Sind zu viele Daten zu den Parametern des Modells vorhanden, spricht man von überbestimmten Problemen. Diese werden üblicherweise mit der Methode der kleinsten Fehlerquadrate (engl. Least-Square) gelöst. Im gegenteiligen Fall, bei unterbestimmten Problemen, sind mehr Modellparameter als Daten gegeben. In beiden Fällen existiert keine exakte, eindeutige Lösung des Problems. In der Geophysik hat man es mit gemischt-bestimmten Problemen zu tun: Einige Modellparameter sind über- und einige unterbestimmt. Auch hier wird die Least-Square-Methode verwendet.

In diesem Unterkapitel wird diese Inversionsrechnung für geschichtete, also eindimensionale Untergrundmodelle, vorgestellt. Eine detaillierte Beschreibung der Inversionstheorie findet sich in [Menke, 1984], [Meju, 1994] und [Zhdanov, 2002].

3.4.1 Kostenfunktion und Beurteilung der Datenanpassung

In dieser Arbeit sind die gemessenen Daten Spannungswerte für jeden Zeitpunkt: einmal die Potentialdifferenz zwischen den Elektroden des Empfangsdipols für das elektrische Feld und zum anderen als induzierte Spannung in den Empfangsspulen für das magnetische Feld. Somit erhält man den Datenvektor \mathbf{d} der Länge N (Gl. 3.35).

Die Parameter eines geschichteten Untergrundmodells bestehend aus K Schichten sind die $K-1$ Schichtdicken h_k sowie die K spezifischen Widerstände ρ_k der Schichten. Somit ergibt sich der Modellvektor \mathbf{m} mit $M = 2K - 1$ Einträgen in Gleichung 3.36. Ein weiterer Modellparameter ist ein zeitlich konstanter Kalibrationsfaktor (CF). Dieser wird in der Inversion als ein weiterer Parameter verwendet und an den Modellvektor angehängt: $m' = [m^T, CF]^T$. Bei dieser Besprechung der Inversion wird er allerdings außer Acht gelassen.

Der Vorwärtsoperator $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ liefert, wie bereits beschrieben, für ein bekanntes Untergrundmodell die Daten, die gemessen werden müssten, siehe Gleichung 3.37.

$$\mathbf{d} = \begin{pmatrix} d_1 \\ \vdots \\ d_N \end{pmatrix} \quad (3.35) \quad \mathbf{m} = \begin{pmatrix} \rho_1 \\ \vdots \\ \rho_K \\ h_1 \\ \vdots \\ h_{K-1} \end{pmatrix} \quad (3.36) \quad \mathbf{f}(\mathbf{m}) = \begin{pmatrix} f_1(\mathbf{m}) \\ \vdots \\ f_N(\mathbf{m}) \end{pmatrix} \quad (3.37)$$

Kostenfunktion

Im idealen Fall, also dem korrekten Untergrundmodell, sind die so berechneten Daten gleich den gemessenen Daten: $\mathbf{f}(\mathbf{m}) = \mathbf{d}$. Im genau-bestimmten Fall, also wenn es für jeden Datenpunkt einen Modellparameter gibt und der Vorwärtsoperator $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ linear von dem Modell \mathbf{m} abhängt, ist die Lösung einfach $\mathbf{m} = \mathbf{f}(\mathbf{m})^{-1}\mathbf{d}$.

Für gemischt-bestimmte geophysikalische Daten wird mittels der Methode der kleinsten Fehlerquadrate (Least-Square) ein Modell gesucht, welches die Kostenfunktion q minimiert:

$$q = [\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})]^T [\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})] . \quad (3.38)$$

Des Weiteren wird eine Wichtungsmatrix \mathbf{W} auf die gemessenen Daten \mathbf{d} und berechneten Daten $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ angewandt:

$$\begin{aligned} q &= [\mathbf{W}\mathbf{d} - \mathbf{W}\mathbf{f}(\mathbf{m})]^T [\mathbf{W}\mathbf{d} - \mathbf{W}\mathbf{f}(\mathbf{m})] = \\ &= [\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})]^T \mathbf{W}^2 [\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})] . \end{aligned} \quad (3.39)$$

Die Wichtungsmatrix

$$\mathbf{W} = \text{diag} \left(\frac{1}{\sigma_1}, \dots, \frac{1}{\sigma_N} \right) \quad (3.40)$$

bezieht den Datenfehler durch die Varianz σ ein.

Datenanpassung

Das Maß für die Datenanpassung ist somit der Wert χ , der für eine perfekte Datenanpassung innerhalb der Fehlergrenzen den Wert 1 annimmt:

$$\chi = \sqrt{\frac{q}{N}} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{[d_i - f_i(\mathbf{m})]^2}{\sigma_i^2}} . \quad (3.41)$$

Ein anderes Maß für die Beurteilung der Datenanpassung ist der Root-Mean-Square Fehler (RMS), der im Idealfall den Wert 0 annimmt. Dieser wird in dieser Arbeit in der Inversion nicht verwendet, jedoch bei den Modellierungen zur Beurteilung eingesetzt.

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{[d_i - f_i(\mathbf{m})]^2}{d_i^2}} \quad (3.42)$$

Bei elektromagnetischen Daten hängt der Vorwärtsoperator $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ in nicht-linearer Weise von Modell \mathbf{m} ab. Aus diesem Grund werden Modell- und Datentransformationen durchgeführt und das Least-Square-Problem wird mittels iterativen Prozess gelöst. Dies wird im Folgenden vorgestellt.

3.4.2 Transformationen

Die Modellparameter \mathbf{m} werden logarithmisch transformiert, weil somit die Abhängigkeit von $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ von \mathbf{m} eher ein lineares Verhalten zeigt ([Jupp and Vozoff, 1975]). Somit wird aus \mathbf{m} der transformierte Modellvektor \mathbf{m}' :

$$\mathbf{m} = (\rho_1, \dots, \rho_k, h_1, \dots, h_{k-1})^T \rightarrow \mathbf{m}' = (\ln \rho_1, \dots, \ln \rho_k, \ln h_1, \dots, \ln h_{k-1})^T . \quad (3.43)$$

Im Folgenden wird für den Modellvektor weiterhin \mathbf{m} verwendet.

Normalerweise wird auch auf den Datenvektor \mathbf{d} eine logarithmische Transformation angewandt. Dies ist bei marinen LÖTEM-Daten jedoch nicht möglich, weil die Transienten des elektrischen Feldes in der BroadSide Konfiguration einen Vorzeichenwechsel

enthalten. Darum wird im Programm MARTIN für den Datenvektor \mathbf{d} eine Area Sinus Hyperbolicus (arsinh) Transformation verwendet ([Scholl and Edwards, 2007]). Für die einzelnen Datenpunkte gilt:

$$d'_i = \operatorname{arsinh} d_i/s = \ln(d_i/s + \sqrt{(d_i/s)^2 + 1}) . \quad (3.44)$$

Dabei ist der Skalierungsfaktor s mit 1% vom maximalen Absolutwert des Transienten festgelegt. [Scholl, 2001] führte diese Transformation ein und untersucht verschiedene Skalierungsfaktoren. Die Transformation zeigt ein logarithmisches Verhalten, wenn der Wert d_i viel größer als der Skalierungsfaktor s oder viel kleiner als $-s$ ist. Ansonsten zeigt die Transformation eher ein lineares Verhalten. Im Folgenden wird für den Datenvektor weiterhin \mathbf{d} verwendet.

3.4.3 Linearisierung und Normalengleichung

Wie oben bereits erwähnt ist das Ziel dieses Optimierungsproblems ein Modell \mathbf{m} zu finden, mit welchem die Kostenfunktion q minimiert wird, also:

$$\frac{\partial q(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}} \stackrel{!}{=} 0 . \quad (3.45)$$

Linearisierung

Bei geophysikalischen Inversionsproblemen wird der nicht-lineare Vorwärtsoperator linearisiert und die Kostenfunktion schrittweise in einem iterativen Prozess minimiert. Dabei wird von einem Startmodell \mathbf{m}_0 ausgegangen. Der Index gibt die Nummer des Iterationsschrittes an. Es wird eine Modellverbesserung (engl. model-update) $\Delta \mathbf{m} = \mathbf{m}_1 - \mathbf{m}_0$ gesucht, mit der das verbesserte Modell die Kostenfunktion q minimiert.

$$\begin{aligned} \frac{\partial q(\mathbf{m}_0 + \Delta \mathbf{m})}{\partial \Delta \mathbf{m}} \stackrel{!}{=} 0 \\ \frac{\partial}{\partial \Delta \mathbf{m}} [\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}_0 + \Delta \mathbf{m})]^T \mathbf{W}^2 [\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}_0 + \Delta \mathbf{m})] \stackrel{!}{=} 0 \end{aligned} \quad (3.46)$$

Das nicht-lineare $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ wird durch den ersten Term einer Taylorentwicklung angenähert, dadurch linearisiert. Für kleine Modelländerungen $\Delta \mathbf{m}$ kann also $\mathbf{f}(\mathbf{m}_0 + \Delta \mathbf{m})$ wie folgt ausgedrückt werden:

$$\mathbf{f}(\mathbf{m})|_{m=m_0} = \mathbf{f}(\mathbf{m}_0) + \mathbf{J}|_{m=m_0} \Delta \mathbf{m} . \quad (3.47)$$

Hierbei ist \mathbf{J} die Jacobi- oder auch Sensitivitätsmatrix der partiellen Ableitungen. Sie beschreibt, wie sich Modelländerungen m_j auf die berechneten Daten $f_i(\mathbf{m})$ auswirken.

$$J_{i,j} = \left. \frac{\partial f_i(\mathbf{m})}{\partial m_j} \right|_{m=m_0} , \text{ mit } i = 1, \dots, N \text{ und } j = 1, \dots, M . \quad (3.48)$$

Normalengleichung

Somit wird Gleichung 3.46 zu:

$$\frac{\partial}{\partial \Delta \mathbf{m}} [\mathbf{W} \mathbf{d} - \mathbf{W}(\mathbf{f}(\mathbf{m}_0) + \mathbf{J} \Delta \mathbf{m})]^T [\mathbf{W} \mathbf{d} - \mathbf{W}(\mathbf{f}(\mathbf{m}_0) + \mathbf{J} \Delta \mathbf{m})] \stackrel{!}{=} 0 . \quad (3.49)$$

Substituiert man $\Delta \mathbf{d} = \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}_0)$ und formt um, wird daraus:

$$\frac{\partial}{\partial \Delta \mathbf{m}} (\mathbf{W} \Delta \mathbf{d} - \mathbf{W} \mathbf{J} \Delta \mathbf{m})^T (\mathbf{W} \Delta \mathbf{d} - \mathbf{W} \mathbf{J} \Delta \mathbf{m}) = 0 . \quad (3.50)$$

Mit $\mathbf{W} = \mathbf{W}^T$ folgt:

$$\frac{\partial}{\partial \Delta \mathbf{m}} (\Delta \mathbf{d}^T \mathbf{W}^2 \Delta \mathbf{d} - \Delta \mathbf{d}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{J} \Delta \mathbf{m} - \Delta \mathbf{m}^T \mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \Delta \mathbf{d} + \Delta \mathbf{m}^T \mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{J} \Delta \mathbf{m}) = 0 . \quad (3.51)$$

Weiteres Umformen führt zu:

$$2 \cdot \mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \Delta \mathbf{d} - 2 \cdot \mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{J} \Delta \mathbf{m} = 0 . \quad (3.52)$$

Woraus sich dann die sogenannte "Normalengleichung" ergibt:

$$\mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{J} \Delta \mathbf{m} = \mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \Delta \mathbf{d} . \quad (3.53)$$

Deren Lösung für die Modellverbesserung $\Delta \mathbf{m}$, die sogenannte unbeschränkte (engl. unconstrained) Least-Square-Lösung, ist:

$$\Delta \mathbf{m} = (\mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \Delta \mathbf{d} . \quad (3.54)$$

Dieses neue Modell $\mathbf{m}_1 = \mathbf{m}_0 + \Delta \mathbf{m}$ wird normalerweise die Kostenfunktion noch nicht minimieren, so dass das Modell als Startmodell eines neuen Iterationsschrittes dient. Die Modellverbesserung für den n-ten Iterationsschritt ist somit:

$$\begin{aligned} \Delta \mathbf{m}_n &= (\mathbf{J}_{n-1}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{J}_{n-1})^{-1} \mathbf{J}_{n-1}^T \mathbf{W}^2 \Delta \mathbf{d}_{n-1} , \\ &\text{mit } \mathbf{J}_{n-1} = \mathbf{J}|_{\mathbf{m}=\mathbf{m}_{n-1}} \text{ und } \Delta \mathbf{d} = \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}_{n-1}) . \end{aligned} \quad (3.55)$$

Bei der unbeschränkten Least-Square Lösung tritt das Problem auf, dass keine Inverse von $\mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{J}$ existiert, weil der Ausdruck singulär ist. Oder der Ausdruck ist nahezu singulär und die Modellverbesserung $\Delta \mathbf{m}$ wird deswegen sehr große Werte aufweisen und die Lösung divergieren. Daher wird die Normalengleichung beschränkt, was nun vorgestellt wird.

3.4.4 Singulärwertzerlegung

Um die Inverse einer Matrix zu finden, wird oft die Singulärwertzerlegung (engl. Singular Value Decomposition, Abk. SVD) nach [Lanczos, 1958] verwendet. Eine genauere Beschreibung findet sich z.B. in [Zhdanov, 2002].

Eine Matrix $\mathbf{A}_{N \times M}$ kann in das Produkt aus drei Matrizen zerlegt werden:

$$\mathbf{A} = \mathbf{U} \mathbf{S} \mathbf{V}^T . \quad (3.56)$$

Dabei sind $\mathbf{U}_{N \times N}$ und $\mathbf{V}_{M \times M}$ orthonormale Matrizen. $\mathbf{S}_{N \times M}$ ist eine Diagonalmatrix mit der Größe nach geordneten Singulärwerten s_i . Diese Singulärwerte sind die Wurzeln der Eigenwerte von $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$.

Die inverse Matrix \mathbf{A}^{-1} berechnet sich als

$$\mathbf{A}^{-1} = \mathbf{V} \mathbf{S}^{-1} \mathbf{U}^T , \quad (3.57)$$

wobei $\mathbf{S}^{-1} = \text{diag}(1/s_i)$ ist.

3.4.5 Marquardt-Inversion

Eine Möglichkeit die Normalgleichung zu beschränken, um die Divergenz der Lösung zu verhindern, wurde von [Levenberg, 1944] eingeführt und durch [Marquardt, 1963] populär. Gleichung 3.55 wurde um einen Dämpfungsterm $\beta\mathbf{I}$ mit der Einheitsmatrix \mathbf{I} und dem Dämpfungsfaktor β erweitert:

$$\Delta\mathbf{m}_n = (\mathbf{J}_{n-1}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{J}_{n-1} + \beta\mathbf{I})^{-1} \mathbf{J}_{n-1}^T \mathbf{W}^2 \Delta\mathbf{d}_{n-1} . \quad (3.58)$$

Wird die SVD auf die gewichtete Jacobimatrix \mathbf{WJ} angewendet, so enthalten die Spalten der Matrix \mathbf{U} die orthonormalen Eigenvektoren des Datenraums. \mathbf{U} gibt an, wie sich die Änderung eines Datenpunktes auf das Modell auswirkt.

Die Spalten der Matrix \mathbf{V} sind die Eigenvektoren des Parameterraums. Sie beschreibt die Transformation der Modellparameter zu linear unabhängigen Parameterkombinationen. Die Matrix \mathbf{V} wird in Kapitel 4.2.1 für die Eigenwertanalyse verwendet.

Als Modellverbesserung $\Delta\mathbf{m}$ durch Anwendung der SVD auf Gleichung 3.58 ergibt sich (z.B. [Lines and Treitel, 1984]):

$$\Delta\mathbf{m}_n = \mathbf{VTS}^{-1}\mathbf{U}^T\mathbf{W}\Delta\mathbf{d}_{n-1} . \quad (3.59)$$

Die Matrix \mathbf{T} ist dabei eine Diagonalmatrix mit den Dämpfungsfaktoren β :

$$\mathbf{T} = \text{diag} \left(\frac{s_1^4}{s_1^4 + \beta^4}, \dots, \frac{s_N^4}{s_N^4 + \beta^4} \right) . \quad (3.60)$$

Durch die Multiplikation dieser Dämpfungsmatrix \mathbf{T} mit \mathbf{S}^{-1} werden die kleinen Singulärwerte gedämpft und somit die Berechnung der Inversen stabilisiert. Der Faktor β heißt "Schwelle für den relativen Spektralwert", engl. "relative singular value treshold". Damit werden unwichtige Parameterkombinationen mit einem kleinen Singulärwert kaum verändert in der Inversion. Ein typischer Wert ist 0,1. Somit werden nur Singulärwerte größer 10% des Maximalwerts als bedeutend eingestuft. β wird im Laufe des Inversionsprozesses verkleinert.

Diese Beschränkung von $\Delta\mathbf{m}$ kann dazu führen, dass sich die Datenanpassung zwischen zwei Iterationsschritten nicht mehr nennenswert verbessert. Dies wird als ein weiteres Abbruchkriterium verwendet.

Ein weiterer Nachteil ist die starke Abhängigkeit des Inversionsergebnisses von dem Startmodell. So wird anstatt des gesuchten globalen Minimums der Kostenfunktion q leicht ein lokales Minimum gefunden. Diese Abhängigkeit vom Startmodell wird in Kapitel 4.3.2 für den in dieser Arbeit zu erwartenden Untergrund kurz untersucht.

Neben der Eigenwertanalyse der V-Matrix ermöglicht die SVD der gewichteten Jacobimatrix \mathbf{WJ} noch zwei weitere Untersuchungen zur Auflösung bzw. Einschätzung des Inversionsergebnisses (z.B. [Hördt, 1992]):

1. Importances

Die Diagonalmatrix

$$\mathbf{R} = \mathbf{VTV}^T \quad (3.61)$$

enthält die Dämpfungsfaktoren der Modellparameter. Diese (engl.) Importances geben die Auflösung der einzelnen Modellparameter wieder. Die Werte liegen zwischen 0 (schlechte Auflösung) und 1 (gute Auflösung). Die Importances werden

in Kapitel 4.3.2 bei der Untersuchung mit synthetischen Daten zur Wahl des Startmodells und in Kapitel 8.2 bei den real gemessenen Daten zur Abschätzung der Auflösung der Modellparameter verwendet.

2. Back Transformed Singular Values (BTSV)

Die Diagonalmatrix

$$\mathbf{Q} = \mathbf{V}\mathbf{S}\mathbf{V}^T \quad (3.62)$$

enthält die zurücktransformierten Singulärwerte, engl. "back transformed singular values" (BTSV). Sie enthält Werte zwischen 0 und 1 für jeden Modellparameter und gibt deren Auflösung an. Der Vorteil von \mathbf{Q} gegenüber den Importances \mathbf{R} ist die Unabhängigkeit vom Dämpfungsparameter, der vom Anwender gewählt wird und der sich während des Inversionsprozesses ändert. Die zurücktransformierten Singulärwerte werden in Kapitel 4.2.2 verwendet um die Auflösung des Aquiferwiderstandes verschiedener Messkonfigurationen miteinander zu vergleichen.

Äquivalente Modelle

Wie bei Betrachtung der \mathbf{V} -Matrix zu sehen ist, werden nicht einzelne Modellparameter aufgelöst, sondern Parameterkombinationen aus diesen. Daraus ergeben sich äquivalente Modelle, die eine gleich gute Datenanpassung aufweisen. Vor allem bei dünnen Schichten tritt dieses Problem auf. [Spies and Frischknecht, 1991] finden empirisch folgende Parameterkombinationen aus Schichtdicke h und Widerstand ρ , welche nur zusammen aufgelöst werden:

$$\begin{aligned} \sqrt{h}/\rho &= \text{konstant für dünne gutleitende Schichten und} \\ h^2\rho &= \text{konstant für dünne schlechtleitende Schichten.} \end{aligned}$$

Im Programm MARTIN werden die äquivalenten Modelle mittels eines Monte-Carlo Ansatzes berechnet. Dies geschieht wie im Programm EMUPLUS und wird von [Scholl, 2001] beschrieben. Dazu werden die Modellparameter des Endmodells der Inversion zufällig um einen gewissen Prozentsatz verändert. Alle so gefundenen Modelle, deren Datenanpassung innerhalb eines vorgegebenen χ -Wertes liegen, gelten als äquivalent. Die so gefundenen äquivalenten Modelle werden in Kapitel 8.2 bei der Diskussion der Endmodelle der realen Daten verwendet.

3.4.6 Occam-Inversion

In dieser Arbeit wurde eine weiterer Inversionsstrategie verwendet: die sogenannte Occam- oder "smooth model"-Inversion ([Constable et al., 1987]). Bei diesem Inversionstyp wird der Untergrund in eine große Anzahl K Schichten unterteilt. Im Fall von LOTEM-Daten sind dies zwischen 20 und 40 Schichten ([Scholl, 2005]). Deren Dicken sind dabei unveränderlich vorgegeben und werden zu größeren Tiefen hin vergrößert. Der Modellvektor \mathbf{m}^* besteht also nur aus den spezifischen Schichtwiderständen ρ_1, \dots, ρ_K . Das Modell wird durch Zusatzbedingungen geglättet. [Constable et al., 1987] führte dazu zwei Glättungskriterien ein, die beide die sogenannte Rauigkeit (engl. roughness) des Modells beschreiben.

Mit $\mathbf{R}_{K \times K} = \begin{pmatrix} 0 & \dots & 0 \\ -1 & 1 & & \\ & -1 & 1 & \vdots \\ & & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & & & -1 & 1 \end{pmatrix}$ sind diese beiden Glättungskriterien:

1. Aufsummierte Widerstandsdifferenzen zwischen benachbarten Schichten

$$R_1 = \sum_{k=2}^K (\rho_k - \rho_{k-1})^2 \quad (3.63)$$

oder

$$R_1 = \mathbf{m}^{*T} \mathbf{R}^T \mathbf{R} \mathbf{m}^* . \quad (3.64)$$

2. Aufsummierte Änderung der Widerstandsdifferenzen zwischen benachbarten Schichten

$$R_2 = \sum_{k=2}^{K-1} (\rho_{k+1} - 2\rho_k + \rho_{k-1})^2 \quad (3.65)$$

oder

$$R_2 = \mathbf{m}^{*T} (\mathbf{R}^2)^T \mathbf{R}^2 \mathbf{m}^* . \quad (3.66)$$

Die ursprüngliche Kostenfunktion (Gl. 3.38) wird erweitert und es ergibt sich als neue Kostenfunktion q^* :

$$q^* = [\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}^*)]^T [\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}^*)] + \lambda \mathbf{m}^{*T} \mathbf{P}^T \mathbf{P} \mathbf{m}^* . \quad (3.67)$$

Hierbei steht \mathbf{P} für eine der beiden Regularisierungen, also $\mathbf{P} = \mathbf{R}$ oder $\mathbf{P} = \mathbf{R}^2$.

Mit dem Parameter λ kann zwischen Rauigkeit des Modells und Datenanpassung abgestimmt werden. Ein kleines λ ergibt einen kleinen Datenfehler bei größerer Rauigkeit des Modells. Ein ausreichend großes λ verhindert, dass der komplette Ausdruck $\mathbf{J}\mathbf{W}^2\mathbf{J} + \lambda\mathbf{P}^T\mathbf{P}$ singulär wird. Der verwendete Inversionsalgorithmus MARTIN startet mit einem großen λ , welches bei jedem Iterationsschritt verkleinert wird. Der genaue Wert wird in jedem Iterationsschritt mittels eines Linesearch Algorithmus so optimiert, dass das glatteste Modell mit der besten Datenanpassung als Startmodell der nächsten Iteration dient. Eine weitere Methode zur Bestimmung eines optimalen λ ist das sogenannte L-Curve Kriterium ([Hansen and O'Leary, 1993]).

Nun wird, wie in den Kapiteln 3.4.1 und 3.4.3, die Wichtungsmatrix \mathbf{W} eingeführt und mittels Taylorentwicklung linearisiert. Man erhält für die Modelländerung $\Delta\mathbf{m}^*$ der i -ten Iteration mit \mathbf{J}_{n-1} und $\Delta\mathbf{d}$ analog Gleichung 3.55:

$$\Delta\mathbf{m}_n^* = (\mathbf{J}_{n-1}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{J}_{n-1} + \lambda \mathbf{P}^T \mathbf{P})^{-1} \cdot (\mathbf{J}_{n-1}^T \mathbf{W}^2 \Delta\mathbf{d}_{n-1} - \lambda \mathbf{P}^T \mathbf{P} \mathbf{m}_{n-1}^*) . \quad (3.68)$$

Die Verwendung beider Regularisierungen bietet die Möglichkeit, die Erkundungstiefe abzuschätzen. Ab einer gewissen Tiefe ist das Endmodell nur noch von den mathematischen Regularisierungen beeinflusst und nicht mehr von den physikalischen Daten. Die beiden Endmodelle zeigen in der Tiefe ein unterschiedliches Verhalten: Die Regularisierung R_1 minimiert den Gradienten zwischen den Schichtwiderständen und resultiert in einem konstanten Widerstand. Die Regularisierung R_2 hingegen hat eine konstante Widerstandsänderung zwischen den Schichten zum Ziel und resultiert in einem ansteigenden Widerstand in der Tiefe.

Der große Vorteil der Occam-Inversionsstrategie ist die Unabhängigkeit des Ergebnisses vom Startmodell: Es wird immer mit einem homogenen Halbraum begonnen.

Kapitel 4

1D-Modellierungen mit synthetischen Daten

Die geophysikalische Methode der Elektromagnetik wird seit dem Ende der 1990er Jahre dazu verwendet, schlechtleitende, erdölführende Schichten im marinen Untergrund zu detektieren. Das hierfür in der Literatur verwendete Standarduntergrundmodell ist das "kanonische Widerstandsmodell" nach [Constable and Weiss, 2006]. Es ist in Abbildung 4.15 gezeigt. Für flaches Wasser finden sich in der Literatur nur minimale Wassertiefen von 100 m (vgl. z.B. [Weiss, 2007]). In Küstennähe vor Israel wird diese Wassertiefe mit maximal 50 m deutlich unterschritten. Daher werden in diesem Kapitel Modellierungen mit eindimensionalen Untergrundmodellen für diesen speziellen Fall behandelt. Die Berechnungen wurden alle mit dem Programm MARTIN von C. Scholl ([Scholl and Edwards, 2007]) durchgeführt. Der horizontale Sender hatte dabei immer eine Länge von 400 m und wurde für die Berechnung in 20 Einzeldipole unterteilt. Der eingespeiste Strom betrug 10 A.

Zunächst wird in Kapitel 4.1 qualitativ untersucht, ob die eingesetzte Messmethode geeignet ist den Aquifer zu detektieren. Hierzu wurde ein Modell aus den bereits bekannten onshore SHOTEM-Ergebnissen ([Goldman et al., 2005], Abb. 2.5) abgeleitet und dessen Parameter variiert. Diese Berechnungen fanden vor der ersten LOTEM-Messung statt.

Bei der Inversion der gemessenen elektrischen Daten traten Unstimmigkeiten in Bezug auf den Widerstand des Aquifers auf. Um diese unterschiedlichen Inversionsergebnisse der BroadSide- und InLine-Komponenten zu erklären (Occam-Inversion, siehe Kap. 8.1), werden Eigenwertanalysen (Kap. 4.2) und anschließend Inversionen mit synthetischen Daten (Kap. 4.3) durchgeführt. Unter anderem wird hier der Einfluss der Datenfehler auf die Inversion untersucht. Dazu wurde ein Modell aus den Inversionsergebnissen (Kap. 8.1) abgeleitet.

Bei den für diese Arbeit durchgeführten Messungen kam es zu Positionierungsfehlern. Diese sind in Kapitel 6 näher erläutert. In Unterkapitel 4.4 werden die unterschiedlichen Positionierungsfehler für jede der gemessenen Komponenten systematisch untersucht. Als Modell wurde hier ein homogener Halbraum gewählt. Eine Untersuchung der Airwave wird in Kapitel 4.5 ausgeführt. Grundlage hierfür bildet wieder das aus den Inversionsergebnissen (Kap. 8) abgeleitete Modell. Abschließend werden die Modellierungsergebnisse in Kapitel 4.6 zusammengefasst und diskutiert.

4.1 Qualitative Untersuchung der Auflösung bei marinen Stationen

Die durchgeführten Messungen verfolgten das Ziel, die schlechtleitende Schicht unter den gutleitenden Meeressedimenten zu detektieren und somit die beiden Fälle

- Schicht vorhanden (= "Target") und
- Schicht nicht vorhanden (= "No Target")

zu unterscheiden. Um diese grundsätzliche Machbarkeit einer Messung unter den gegebenen Bedingungen zu überprüfen, wurden vor der ersten Messung die Parameter eines Dreischichtfalls variiert und die Ergebnisse anschließend qualitativ bewertet. Dieses Untergrundmodell wurde aus den vorhandenen onshore SHOTEM-Ergebnissen ([Goldman et al., 2005], Abb. 2.5) abgeleitet.

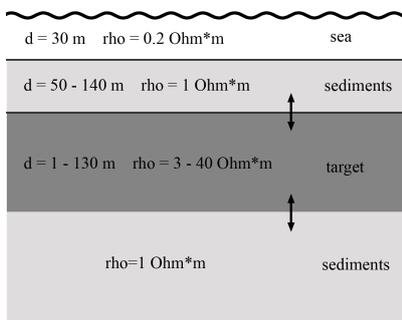


Abbildung 4.1: 1D-Modell für die Parametervariation. Variiert werden die Mächtigkeiten der 1. und 2. Schicht sowie der Widerstand der 2. Schicht.

Das verwendete eindimensionale Untergrundmodell ist in Abbildung 4.1 dargestellt. Hierbei stellen die erste und dritte Schicht jeweils Meeressedimente ($\rho_{Sediment} = 1 \Omega m$) dar. Aufgrund der erwarteten Wassertiefe von 10 m bis 50 m wird beispielhaft eine Wassertiefe von 30 m mit $\rho_{H_2O} = 0,2 \Omega m$ modelliert. Variiert wurden Widerstand, Oberkante und Mächtigkeit der zweiten Schicht. Diese Widerstandsvariation beinhaltet sowohl den Fall eines vorhandenen Aquifers ($\rho \geq 10 \Omega m$, "Target") als auch dessen Abwesenheit ($\rho = 1 \Omega m$, "No Target"). Werden die entsprechenden Parameter nicht variiert, so gelten diese Werte:

- Mächtigkeit zweite Schicht = 100 m
- Tiefe Oberkante Aquifer unter Meeresspiegel = 100 m, d.h. Mächtigkeit erste Schicht = 70 m
- $\rho_{Aquifer} = 10 \Omega m$

Da immer nur ein Parameter variiert wird, ist das Gezeigte nur ein Ausschnitt des Modellraums, was für eine Machbarkeitsabschätzung allerdings ausreichend ist. Es werden Einschaltvorgänge betrachtet und jeweils der Quotient der Transienten mit denen eines homogenen Halbraums mit $\rho = 1 \Omega m$ gebildet. Für einen Offset von 400 m sind diese in Abb. 4.2 dargestellt. Weitere Offsets wurden ebenfalls im Zuge der Messplanung untersucht, werden jedoch hier nicht gezeigt. Die Ergebnisse sind vergleichbar. Als Schwellenwert für den Quotienten, bei dem eine Unterscheidung der Transienten mit und ohne schlechtleitende Schicht durch die Inversion möglich und somit eine Messung sinnvoll ist, wird eine Abweichung von 10 % gewählt¹. Diese beiden Werte des Quotienten (0,9 und 1,1) sind in der Abbildung als gestrichelte Linie eingezeichnet.

Es folgt nun die qualitative Beschreibung der Modellierungen (Abb. 4.2):

- Bei den elektrischen Komponenten ist sofort zu sehen, dass die Abweichung zum Halbraum den kompletten Transienten beeinflusst.
- Bei der InLine Ex Komponente (Abb. 4.2 linke Spalte) gibt es erst ab einer Mächtigkeit von 10 m die geforderte Abweichung über den Großteil des Transienten. Auch bei einer Tiefe der Oberkante von 140 m ist die geforderte Abweichung nicht erfüllt. Außerdem ist zu sehen, dass die Abweichungen ab einer Mächtigkeit

¹Erfahrungswerte, persönliche Kommunikation T. Hanstein, C. Scholl

von 30 m und bei Widerständen größer $6 \Omega m$ quasi identisch sind. Also wird davon ausgegangen, dass die Targetmächtigkeit nicht aufgelöst werden kann und bei hohen Widerständen keine Unterscheidung der Untergrundmodelle erfolgt.

- Bei der BroadSide Ex Komponente (Abb. 4.2 mittlere Spalte) liegt die Abweichung zum homogenen Halbraum (außer bei dünnen Schichten kleiner 10 m) über den geforderten 10 %. Des Weiteren liegt eine Unterscheidung auch hoher Widerstände, der Schichtoberkante und -mächtigkeit im Bereich des Möglichen.
- Bei der vertikalen Magnetfeldkomponente BroadSide Hz (Abb. 4.2 rechte Spalte) unterscheiden sich die Transienten nicht - wie bei den elektrischen Komponenten - über den gesamten Zeitbereich, sondern innerhalb zweier Zeitfenster. Bei der Variation der Mächtigkeit und der Tiefe der Oberkante werden die Zeitfenster mit den deutlichen Unterschieden der Transienten mit abnehmender Mächtigkeit und zunehmender Tiefe kleiner. Da in der Regel nur 10 Datenpunkte pro Dekade angepasst werden, kann es vorkommen, dass somit nur wenige Datenpunkte die geforderte Abweichung von 10 % erfüllen, was eine Inversion erschwert. Eine Targetmächtigkeit von 30 m erfüllt zu frühen Zeiten das Abweichungskriterium von 10 %, zu späten Zeiten nicht. Mächtigkeiten größer 30 m erfüllen das Kriterium im kompletten untersuchten Zeitbereich. Die Oberkante sollte also nicht tiefer als 95 m liegen und die Schicht nicht dünner als 50 m sein, da sonst nur sehr wenige Datenpunkte für die Unterscheidung zur Verfügung stehen. Beim Widerstand ergeben Werte größer als $6 \Omega m$ gleiche Quotienten, was eine genauere Unterscheidung ausgeschlossen erscheinen lässt.

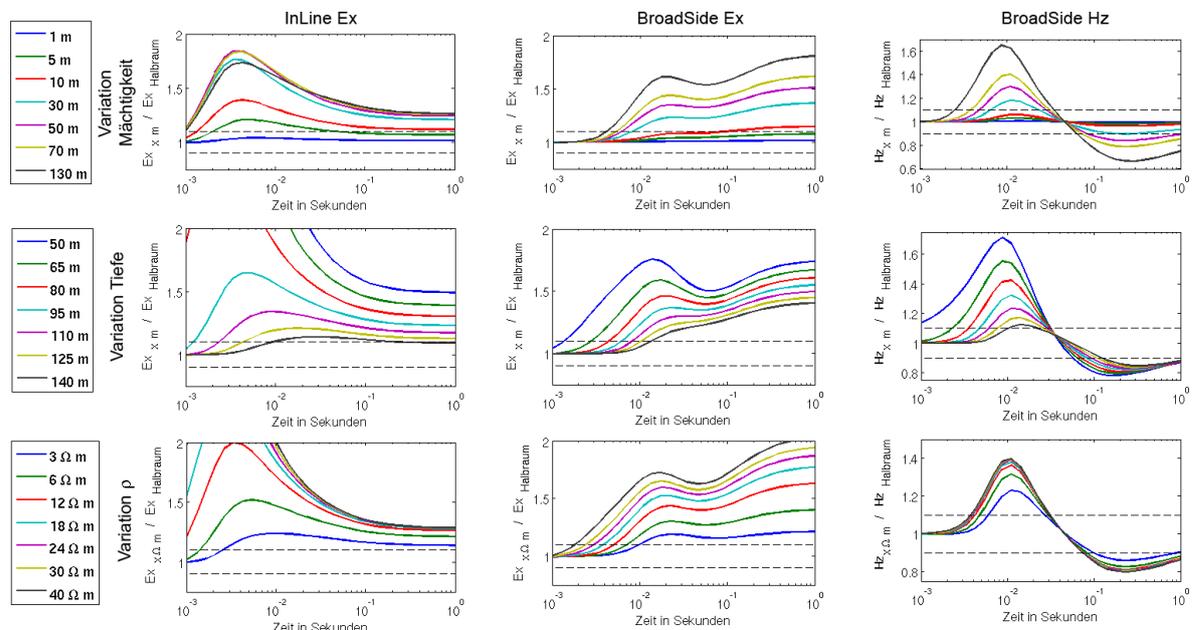


Abbildung 4.2: Parametervariation bei Einschaltvorgängen, Wassertiefe 30 m, Offset 400 m. Die variierten Parameter sind zeilenweise angeordnet, die verschiedenen Komponenten spaltenweise. Dargestellt ist der Quotient aus dem Transienten der Parametervariation und dem Transienten eines homogenen Halbraums mit $\rho = 1 \Omega m$. Der Schwellenwert von 10 % ist als gestrichelte Linie eingezeichnet.

4.2 Quantitative Untersuchung der Auflösung bei marinen Stationen

In diesem Unterkapitel wird die Auflösung der Modellparameter quantitativ untersucht: Zuerst erfolgt eine Eigenwertanalyse (Kap. 4.2.1) einzelner Komponenten und die Eigenwertanalyse von mehreren Komponenten zusammen. Anschließend (Kap. 4.2.2) wird die Auflösung des Targetwiderstandes der verschiedenen Komponenten mittels der "Back Transformed Singular Values" miteinander verglichen.

4.2.1 Eigenwertanalyse

Um die Auflösung einzelner Modellparameter quantitativ zu untersuchen, wird die V-Matrix aus der SVD der gewichteten Jacobimatrix untersucht (vgl. Kap. 3.4.4). Diese Art von Untersuchung wird oft für Machbarkeitsstudien (z.B. [Scholl and Edwards, 2007]) oder in der Messplanung (z.B. [Hördt, 1992]) verwendet. Die V-Matrix enthält die voneinander unabhängig aufgelösten Eigenparameter (EP), die aus den Parameterkombinationen der physikalischen Modellparameter (ρ , Mächtigkeiten) zusammengesetzt sind. Es wird dabei stets mit den log-transformierten Parametern gearbeitet.

Als Untergrundmodell wird erneut ein Dreischichtfall verwendet. Das Modell leitet sich aus den Ergebnissen der 1D-Inversion der realen Daten ab: $\rho_{1,2,3} = 1, 100, 1 \Omega m$ mit $d_1 = 70 m$ und $d_2 = 100 m$, die Wassertiefe beträgt $30 m$ mit $\rho_{H_2O} = 0,2 \Omega m$.

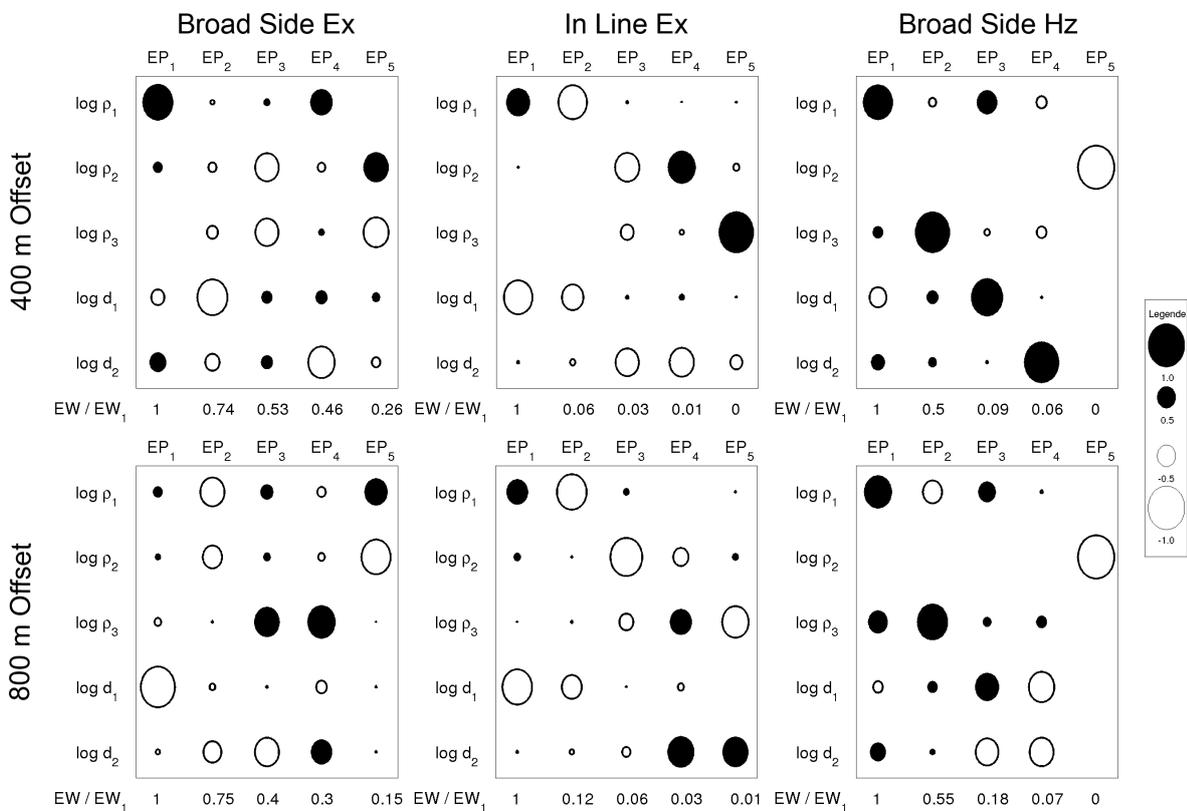


Abbildung 4.3: Eigenwertanalysen der einzelnen Komponenten über einem Dreischichtfall bei einer Wassertiefe von 30 m. Dargestellt sind zwei unterschiedliche Offsets (Zeilen) für verschiedene Komponenten (Spalten). Unter jeder Darstellung sind außerdem die auf den größten Eigenwert normierten Eigenwerte (EW/EW_1) angegeben.

In Abb. 4.3 sind die Eigenwertanalysen für einzelne Komponenten gezeigt. Die Zahlenwerte sind durch Kreise dargestellt. Somit setzt sich z.B. der erste EP der InLine Ex Konfiguration für 400 m Offset (Abb. 4.3 Mitte Oben, erste Spalte) wie folgt aus den Modellparametern zusammen:

$$EP_1 = 0,61 \cdot \log(\rho_1) + 0,04 \cdot \log(\rho_2) - 0,01 \cdot \log(\rho_3) - 0,79 \cdot \log(d_1) - 0,07 \cdot \log(d_2)$$

Nur die Modellparameterkombination ρ_1/d_1 trägt zum EP bei, die Beiträge der anderen Modellparameter sind zu gering.

Außerdem sind die Eigenwerte (EW) aus der S-Matrix der SVD (vgl. Kap. 3.4.4) unter der jeweiligen Spalte in Abbildung 4.3 dargestellt. Die EW sind ein Maß für die Wichtung des EP. Abhängig vom Signal-Rausch-Verhältnis können nur EP größer einem bestimmten Wert aufgelöst werden. Da die EW der verschiedenen Komponenten zahlenmäßig nicht vergleichbar sind, werden diese auf den größten EW normiert. Bei einem EW von 3 % zum größten EW wird für diese Untersuchung davon ausgegangen, dass dieser Parameter bzw. diese Parameterkombination nicht aufgelöst wird. Dieser Grenzwert deckt sich mit dem prozentualen Wert, den z.B. [Scholl and Edwards, 2007] verwenden.

In Tabelle 4.1 sind die aufgelösten Modellparameter für die jeweilige Konfiguration angegeben. Dazu wurde jeweils der Modellparameter bzw. die beiden Modellparameter mit dem größten Beitrag zum EP aus der Abbildung 4.3 entnommen. Da es sich um eine subjektive Auswahl handelt, sind nur Parameterkombinationen aus maximal zwei Modellparametern angegeben. Kombinationen aus mehr Parametern sind schwierig zu interpretieren und deshalb in Tabelle 4.1 mit einem Fragezeichen versehen. Die Modellparameter des Targets (ρ_2 und d_2) sind dabei farbig hervorgehoben. Eigenparameter, deren EW kleiner als 3 % des größten EW sind, wurden freigelassen.

Eine schlechte Auflösung des Targetwiderstands ρ_2 bedeutet nicht zwingend, dass die generelle Schichtfolge guter - schlechter - guter Leiter nicht gefunden wird und somit der Aquifer nicht detektiert wird, sondern lediglich, dass ρ_2 nicht korrekt wiedergegeben wird. In Kapitel 4.3.1 wird dies verdeutlicht, dort werden synthetische Datensätze invertiert.

Es folgt nun die Beschreibung für die einzelnen Komponenten:

- Bei allen untersuchten Komponenten weisen die Parameter der 1. Schicht, also die überdeckenden Meeressedimente (ρ_1 und d_1) die größten EW auf. Im ersten Eigenparameter sind auch nur diese beiden Modellparameter vorhanden.
- BroadSide Ex: Alle EP werden aufgelöst. Z.B. beträgt bei 400 m Offset der kleinste EW noch 1/4 des größten EW (vgl. Abb. 4.3 Links oben). Die Modellparameter ρ_2 und d_2 sind in verschiedenen Kombinationen ausreichend vorhanden.
- InLine Ex: Bei dieser Komponente dominiert klar der erste EP: Der zweite EW bei 400 m Offset beträgt nur noch 6 % des größten EW (vgl. Abb. 4.3 Mitte oben). Bei 400 m Offset kommt keiner der gesuchten Modellparameter (ρ_2 und d_2) in den EP vor, bei 800 m Offset nur ρ_2 , allerdings mit sehr kleinem EW.
- BroadSide Hz: Für das verwendete Modell kommt nur die Targetdicke d_2 in den akzeptablen EP vor. Für beide Offsets dominiert der Targetwiderstand ρ_2 klar den kleinsten EP, doch dessen EW beträgt weniger als 1 % des größten EW und ist somit zu vernachlässigen.

Die Unterschiede in den Wassertiefen der einzelnen Sender und Empfänger sind im küstennahen Bereich sehr groß. Für reale Daten eines Senders und eines Empfängers kann eine mittlere Wassertiefe gewählt werden (siehe Kap. 5.4.4), für einen Sender und mehrere Empfänger führte dieses Vorgehen jedoch nicht zum Erfolg. Obwohl in dieser

Arbeit deswegen auf die Durchführung von Joint-Inversionen der realen Daten verzichtet wird, werden nun verschiedene Kombinationen von Komponenten untersucht. Ziel ist es, eine gute Kombination von Komponenten zu finden, um damit beide Targetparameter ρ_2 und d_2 gut aufzulösen. Die Eigenwertanalysen, die hierfür verwendet werden und Grundlage der Tabelle 4.1 bilden, sind in Anhang A gezeigt.

- InLine Ex (400 + 800) und InLine Ex (400 + 800 + 1200): Werden nur InLine Ex Komponenten zusammen betrachtet, kommt der Modellparameter d_2 nicht in einem repräsentativen EP vor. Die Joint-Inversion verschiedener Offsets bringt ρ_2 jedoch in einen EP mit größeren EW als die Single-Inversion der einzelnen Offsets.
- BroadSide Ex (400 + 800): Die Joint-Inversion der beiden Offsets dieser Konfiguration ergibt jeweils einen EP für die gesuchten Modellparameter ρ_2 und d_2 . In der EW-Analyse der einzelnen Komponenten kamen diese Parameter nur als Kombination in den EP vor. Nachteilig bei dieser Joint-Inversion ist, dass der Modellparameter ρ_3 in keinem akzeptablen EP (d.h. $EW / EW_1 > 0,03$) zu finden ist.
- BroadSide Ex 800 + BroadSide Hz 800 und BroadSide Ex (400 + 800) + BroadSide Hz 800: Das Verhalten der Single-Inversion von Hz prägt diese Komponenten-Kombination. Es wird von den Targetparametern nur d_2 aufgelöst, bei Hinzunahme von BroadSide Ex 400 m Offset noch ρ_2 im kleinsten EP.
- BroadSide Ex 400 + InLine Ex 400: Die beiden gesuchten Modellparameter ρ_2 und d_2 werden nur in einem EP als Kombination abgebildet.
- BroadSide Ex (400 + 800) + InLine Ex 400: Bei Hinzunahme von BroadSide Ex 400 m Offset sind die gesuchten Modellparameter in drei EP enthalten, jedoch nur in Kombination mit anderen Modellparametern. Außerdem bestehen diese Kombinationen immer aus mindestens drei Modellparametern.
- BroadSide Ex (400 + 800) + InLine Ex 400 + BroadSide Hz 800: Diese Kombination wäre ein maximaler Datensatz zu einer Senderposition, wie real gemessen wurde. Die Joint-Inversion enthält in den beiden kleinsten EP die gesuchten Modellparameter in unterschiedlichen Kombinationen. Ansonsten tritt d_2 nur noch einmal in Kombination mit zwei anderen Modellparametern auf.

Zusammenfassend lässt sich also sagen, dass die BroadSide Ex Komponente die geeignetste Einzelkomponente zur Auflösung der Targetparameter ist. Bei InLine Ex fehlt in den Eigenparametern hierfür die Targetmächtigkeit d_2 , bei BroadSide Hz der Targetwiderstand ρ_2 . Außerdem besitzt nur BroadSide Ex ausreichend große EW, so dass alle EP aufgelöst werden.

Bei der Joint-Inversion erscheinen die Kombinationen aus BroadSide Ex mit verschiedenen Offsets oder die Kombination aus BroadSide Ex und der Hz Komponente vielversprechend, weil dort die Targetparameter ρ_2 und d_2 jeweils alleine in einem einzelnen EP erfasst werden. Die InLine Ex muss immer mit mindestens zwei anderen Datensätzen (nicht InLine Ex) kombiniert werden, um die Targetparameter aufzulösen.

4.2.2 Back Transformed Singular Values

Die Eigenwertuntersuchungen geben einen guten Einblick in die Auflösbarkeit der einzelnen Modellparameter. Aufgrund der unterschiedlich großen Eigenwerte bei den Komponenten können diese nicht direkt miteinander verglichen werden. Für diesen Vergleich werden nun die so genannten "Back Transformed Singular Values" (BTSV) betrachtet.

Tabelle 4.1: Aufgelöste Modellparameter bei der Eigenwertanalyse für einzelne Datensätze und verschiedene Joint-Inversionen. Die zugehörigen Eigenwertanalysen finden sich in Abb. 4.3 und in Anhang A. Die Konfiguration BroadSide wird mit BS abgekürzt, InLine mit IL.

Komponente(n) und Offset (in Meter)	EP1	EP2	EP3	EP4	EP5
BS Ex 400	ρ_1	$\frac{1}{d_1}$	$\frac{1}{\rho_2 \cdot \rho_3}$	$\frac{\rho_1}{d_2}$	$\frac{\rho_2}{\rho_3}$
BS Ex 800	$\frac{1}{d_1}$?	$\frac{\rho_3}{d_2}$	$\rho_3 \cdot d_2$	$\frac{\rho_1}{\rho_2}$
IL Ex 400	$\frac{\rho_1}{d_1}$	$\frac{1}{\rho_1 \cdot d_1}$			
IL Ex 800	$\frac{\rho_1}{d_1}$	$\frac{1}{\rho_1 \cdot d_1}$	$\frac{1}{\rho_2}$		
BS Hz 400	ρ_1	ρ_3	$\rho_1 \cdot d_1$	d_2	
BS Hz 800	$\rho_1 \cdot d_1$	$\frac{\rho_3}{\rho_1}$	$\frac{d_1}{d_2}$	$\frac{1}{d_1 \cdot d_2}$	
IL Ex (400 + 800)	$\frac{\rho_1}{d_1}$?	ρ_2		
IL Ex (400 + 800 + 1200)	$\frac{\rho_1}{d_1}$	$\frac{\rho_2}{\rho_1}$?		
BS Ex (400 + 800)	$\frac{\rho_1}{d_1}$	$\frac{1}{\rho_1 \cdot d_1}$	$\frac{1}{d_2}$	ρ_2	
BS Ex 800 + BS Hz 800	$\frac{\rho_1}{d_1}$	$\frac{1}{\rho_3}$	$\rho_1 \cdot d_1$	d_2	
BS Ex (400 + 800) + BS Hz 800	$\frac{\rho_1}{d_1}$	$\frac{1}{\rho_3}$	$\rho_1 \cdot d_1$	d_2	ρ_2
BS Ex 400 + IL Ex 400	$\frac{\rho_1}{d_1}$	$\frac{1}{\rho_1 \cdot d_1}$	$\frac{1}{\rho_2 \cdot d_2}$		
BS Ex (400 + 800) + IL Ex 400	$\frac{\rho_1}{d_1}$?	?	?	
BS Ex (400 + 800) + IL Ex 400 + BS Hz 800	$\frac{\rho_1}{d_1}$?	?	$\rho_2 \cdot d_2$	$\frac{\rho_2}{d_2}$

Diese werden ebenfalls aus der SVD der gewichteten Jacobimatrix berechnet (siehe Kap. 3.4.5, Gl. 3.62). Erstmals bei LOTEM wurden die BTSV von [Hördt, 1992] zur Abschätzung der Auflösung eines Anisotropie-Wertes verwendet.

In Abbildung 4.4 sind die BTSV-Werte des Aquiferwiderstandes für zwei verschiedene Modelle und für verschiedene Offsets gezeigt: auf der linken Seite für einen Aquiferwiderstand $\rho_2 = 100 \Omega m$, rechts für $10 \Omega m$. Während die Auflösung des hohen Widerstands ρ_2 (Abb. 4.4 links) bei BroadSide Ex mit dem Offset zunimmt, bleibt das Auflösungsvermögen bei InLine Ex im Vergleich dazu konstant niedrig und bei BroadSide Hz konstant schlecht (fast Null). Der geringere Aquiferwiderstand ($\rho_2 = 10 \Omega m$) des zweiten Modells (Abb. 4.4 rechts) wird von allen Komponenten besser aufgelöst. Die InLine Ex Komponente hat ein Minimum des BTSV-Wertes bei 400 bis 500 m Offset und der Wert nimmt anschließend mit dem Offset zu. Der BTSV-Wert der BroadSide Ex Komponente ist durchgehend besser als beim Modell mit hohem Widerstand und besitzt ein Maximum zwischen 600 m und 800 m Offset. Die BroadSide Hz

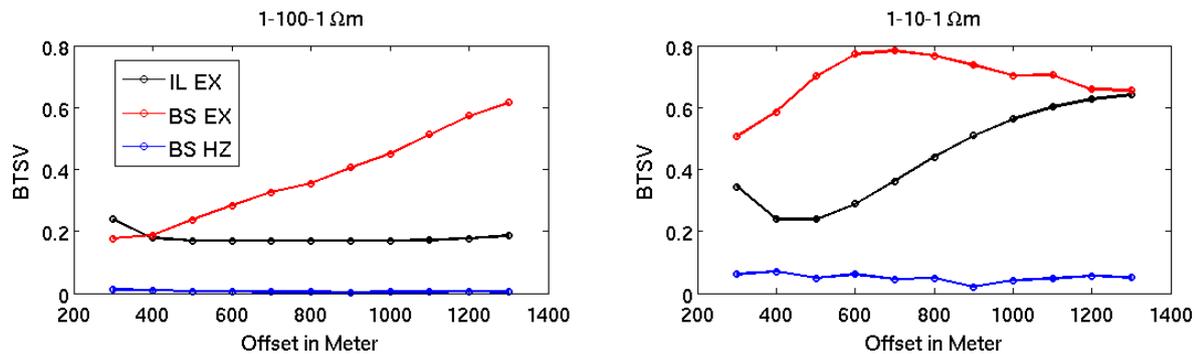


Abbildung 4.4: BTVS des Aquiferwiderstands für verschiedene Offsets bei einer Wassertiefe von 30 m. Modelliert wurden zwei verschiedene Dreischichtfälle, jeweils mit einer schlechtleitenden Schicht, aber unterschiedlichem Widerstand: 10 Ωm (links) und 100 Ωm (rechts).

Komponente zeigt für einen geringeren Aquiferwiderstand ρ_2 zwar eine bessere Widerstandsauflösung, diese ist jedoch im Vergleich mit den beiden anderen Komponenten weiterhin schlecht.

Ein geringerer Widerstand ρ_2 wird von den elektrischen Komponenten besser aufgelöst, wobei die BroadSide Konfiguration hier klar im Vorteil ist. Die magnetische Vertikal-komponente ermöglicht praktisch keine Auflösung des Wertes von ρ_2 .

4.3 Inversion synthetischer Daten

Bei der Inversion der gemessenen Daten (Kap. 8.1) treten Unstimmigkeiten im Ergebnis der Occam-Inversion auf: Bei der BroadSide Ex Komponente zeigt sich der Aquifer sehr hochohmig mit ca. 80 Ωm , während der Widerstand bei den Endmodellen der InLine Ex Komponente nur max. 10 Ωm beträgt. Um diese Unstimmigkeit genauer zu untersuchen und zu erklären, werden nun Inversionen mit synthetischen Daten durchgeführt.

Als synthetisches Untergrundmodell wird in diesem Unterkapitel der gleiche Dreischichtfall verwendet, der auch bei der quantitativen Untersuchung der Auflösung (Kap. 4.2.1) verwendet wurde: $\rho_{1,2,3} = 1, 100, 1 \Omega m$, die Schichtgrenzen liegen stets bei 100 und 200 m unter der Wasseroberfläche. Die Aquifermächtigkeit bleibt konstant ($d_2 = 100 m$). Als Wassertiefe werden Werte zwischen 10 und 50 m gewählt. Somit verringert sich also die Mächtigkeit der ersten (Sediment-) Schicht mit steigender Wassertiefe: $d_{H_2O} = 10$ bis $50 m \Rightarrow d_1 = 100 - d_{H_2O}$. Die Offsets entsprechen den Offsets der realen Messungen.

Es folgt zunächst die Occam-Inversion synthetischer Daten (Kap. 4.3.1), wobei hier auch der Einfluss der Datenfehler untersucht wird. Im Anschluss (Kap. 4.3.2) werden die gleichen synthetischen Datensätze mittels Marquardt-Inversion interpretiert, wobei zusätzlich ein homogener Halbraum als Untergrundmodell verwendet wird. Hier erfolgt die Untersuchung des Einflusses des Startmodells auf die Inversion. Abschließend (Kap. 4.3.3) wird noch einmal eine Occam-Inversion synthetischer Daten gezeigt, hier mit dem "Kanonischen Untergrundmodell".

4.3.1 Occam-Inversion synthetischer Daten

In einem ersten Schritt wird der Einfluss der Datenfehler auf die Occam-Inversion untersucht. Genauer gesagt der Einfluss der Standardabweichung (STD) aus der Stapelung bei der Datenverarbeitung (Kap.7.1.5). Dazu wird während der Inversion die Datenanpassung mittels χ (Gl. 3.41) bewertet. Die synthetischen Daten wurden nicht verrauscht, aber mit verschiedenen STD versehen. Somit wurde ein "bester Fall" mit fast perfekten Daten bis hin zu "schlechten", verrauschten Daten simuliert. Im Unterschied zu den realen Daten wurde dabei für jeden Datenpunkt innerhalb eines Transienten der gleiche Fehlerwert angenommen. Bei realen Daten nimmt die STD zu späten Zeiten zu, was z.B. in Abbildung 7.9 zu sehen ist.

Üblicherweise werden synthetische Daten mit gleichverteiltem Rauschen versehen und anschließend invertiert (z.B. [Hördt, 1992] oder [Scholl and Edwards, 2007]). Hier soll allerdings nur der Einfluss der STD untersucht werden. Im Folgenden wird exemplarisch das Beispiel mit einer Wassertiefe von 40 m für die Occam-Inversion (Roughness 1) näher erläutert.

Die Ergebnisse lassen sich folgendermaßen beschreiben:

- Die Inversion der BroadSide Ex Komponente (Abb. 4.7) findet für beide untersuchten Offsets die gesuchte Schicht und gibt auch den Widerstand realistisch wieder. Selbst für einen großen Datenfehler von 6 % (Offset 400 m) bzw. 7 % (Offset 800 m) wird die gesuchte schlechtleitende Schicht gefunden und der Widerstandswert gut wiedergegeben. Nur bei Daten mit sehr kleinem Fehler wird keine perfekte Datenanpassung ($\chi = 1$) erreicht.
- Die InLine Ex Komponente (400 m Offset) (Abb. 4.8) löst den Widerstand der gesuchten Schicht sehr schlecht auf, unterschätzt ihn im "besten Fall" (d.h. 0,1 % Datenfehler) um den Faktor 5. Bereits bei einem Fehler von 1 % wird die gesuchte Schicht nicht mehr gefunden. In Abb. 4.6 sind hierzu die beiden Datenanpassungen der Datensätze mit $STD = 0,1\%$ und 1% dargestellt. Zwei perfekte Datenanpassungen mit jeweils $\chi = 1$, die aber zu unterschiedlichen Modellen gehören: mit und ohne schlechtleitender Schicht (vgl. Abb 4.8). Das Startmodell der Occam-Inversion ist ein homogener Halbraum. Die schlechtleitende Schicht bildet sich, im Vergleich zur BroadSide Ex Komponente, erst nach vielen Iterationen aus. Je größer die STD der Daten, desto früher ist das Abbruchkriterium $\chi = 1$ erreicht und die schlechtleitende Schicht entweder mit zu geringem Widerstand wiedergegeben oder überhaupt nicht gefunden. Bei 800 m Offset wird die gesuchte Schicht überhaupt nicht gefunden.
- Bei der BroadSide Hz Komponente (Abb. 4.9)

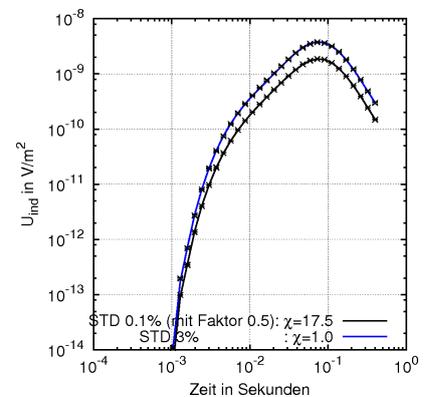


Abbildung 4.5: BroadSide Hz: Datenanpassung für Datensätze mit unterschiedlichen Datenfehlern (vgl. Abb. 4.9 - 800 m Offset). Zur besseren Darstellung wurde ein Faktor verwendet.

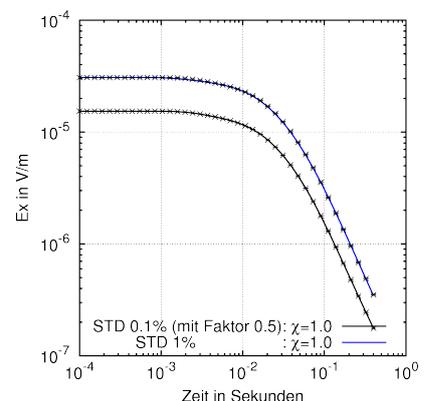


Abbildung 4.6: InLine Ex: Datenanpassung für Datensätze mit unterschiedlichen Datenfehlern (vgl. Abb. 4.8 - 400 m Offset). Zur besseren Darstellung wurde ein Faktor verwendet.

wird bei einem Offset von 400 m die gesuchte Schicht nicht gefunden: Es bilden sich im Endmodell zwei schlechter leitende Schichten, über und unter der gesuchten Schicht. Bei 800 m Offset wird der gesuchte Widerstand wieder deutlich unterschätzt. Nur bei sehr guten Daten ($STD = 0,1\%$) ergibt sich ein Wert um die $10\ \Omega m$, bei größeren Datenfehlern ist der Widerstandswert $< 10\ \Omega m$. Die Inversion dieser Komponente findet auch bei größeren Datenfehlern (z.B. 3%) die gesuchte Schicht. Für Datensätze mit kleiner STD werden trotz guter optischer Datenanpassung keine χ -Werte von 1 erreicht, was durch die sehr kleinen Datenwerte zu frühen Zeiten bedingt ist (vgl. Abb. 4.5).

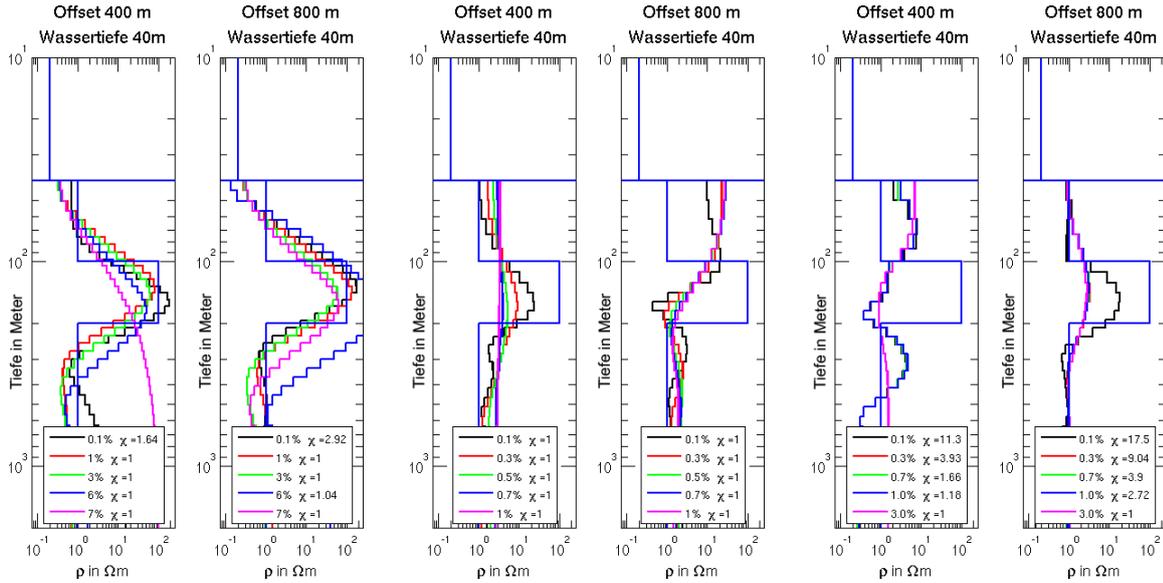


Abbildung 4.7: Broad-Side Ex: 1D-Inversion synth. Daten mit versch. Datenfehlern.

Abbildung 4.8: InLine Ex: 1D-Inversion synth. Daten mit versch. Datenfehlern.

Abbildung 4.9: Broad-Side Hz: 1D-Inversion synth. Daten mit versch. Datenfehlern.

Nun folgen die Inversionen synthetischer Daten für alle Wassertiefen. Bei der Inversion von realen Daten wird üblicherweise ein Fehler von 1% als kleinster möglicher Wert verwendet. Für BroadSide Ex und Hz wird im Folgenden daher ein Fehler von 1% auf alle Datenpunkte angenommen. Da das Inversionsergebnis der InLine Ex Komponente sehr abhängig von den Datenfehlern ist, wird hier ein Fehler von $0,3\%$ auf alle Datenpunkte angenommen. In Abb. 4.10 und 4.11 sind die Inversionsergebnisse der synthetischen Daten für Wassertiefen zwischen 10 und 50 m und beide real gemessenen Offsets gezeigt. Das Ergebnis ist:

- Die BroadSide Ex Komponente findet bei beiden untersuchten Offsets und allen Wassertiefen die gesuchte Schicht, der Widerstand wird gut wiedergegeben.
- Bei der InLine Ex Komponente wird die gesuchte Schicht für den kleinen Offset (400 m) aufgelöst, für 800 m Offset nur für eine sehr geringe Wassertiefe von 10 m. Der Widerstand wird immer deutlich unterschätzt.
- Bei der BroadSide Hz Komponente wird, außer für kleinen Offset bei 30 und 40 m Wassertiefe, die gesuchte Schicht gefunden. Der Widerstand wird jedoch deutlich unterschätzt.

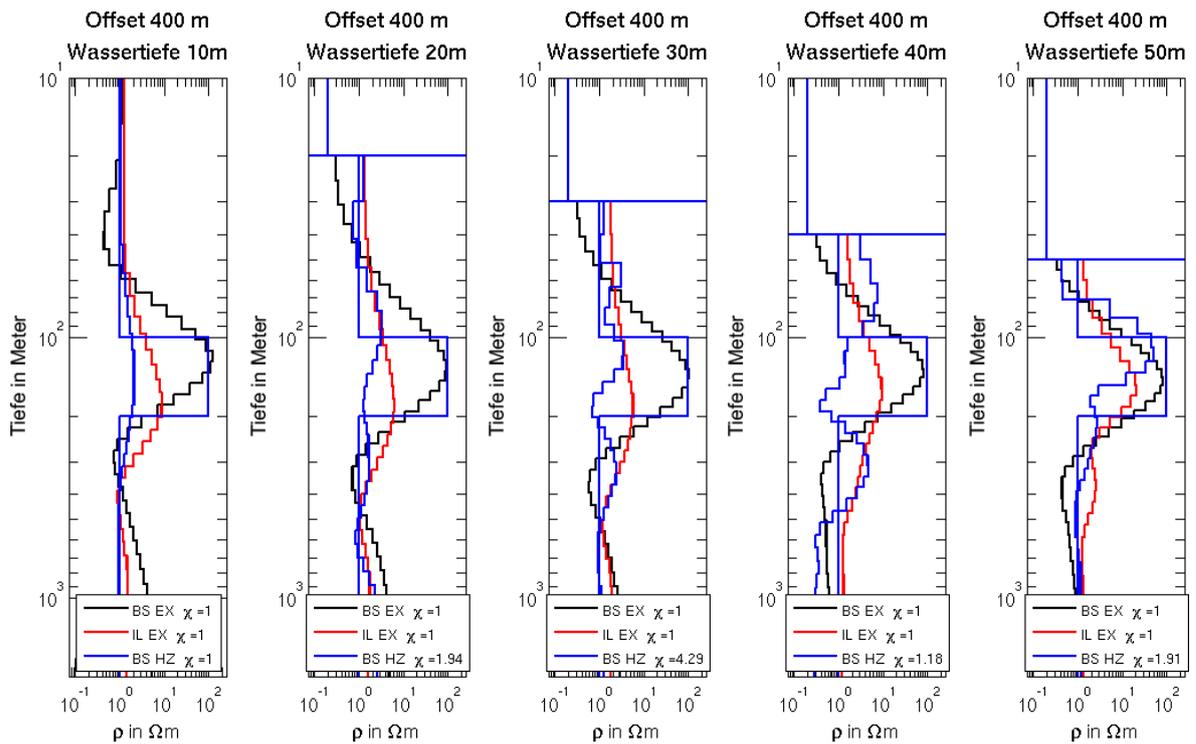


Abbildung 4.10: Endmodelle der Occam 1D-Inversion (Roughness 1) synthetischer 1D-Daten für unterschiedliche Wassertiefen. Der Offset beträgt 400 m. Der zugrundeliegende Dreischichtfall und die Wassertiefe sind ebenfalls in Blau eingezeichnet.

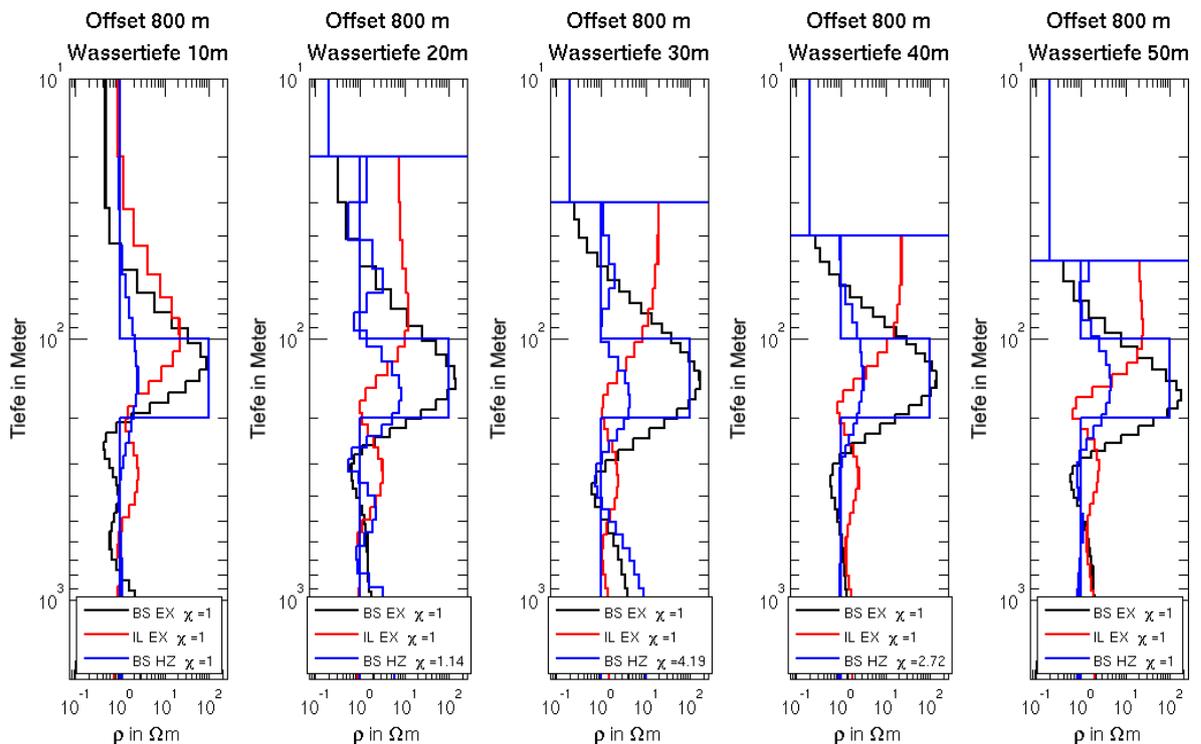


Abbildung 4.11: Endmodelle der Occam 1D-Inversion (Roughness 1) synthetischer 1D-Daten für unterschiedliche Wassertiefen. Der Offset beträgt 800 m. Der zugrundeliegende Dreischichtfall und die Wassertiefe sind ebenfalls in Blau eingezeichnet.

Zusammenfassend lässt sich also festhalten: Bei der Occam-Inversion wird der Widerstand einer hochohmigen Schicht, bei den gegebenen Wassertiefen und Offsets, nur von der BroadSide Ex Komponente korrekt angegeben. Der Inversionscode unterschätzt bei InLine Ex und BroadSide Hz den Widerstand deutlich. Bei der InLine Ex Komponente wird außerdem nur für sehr kleine Datenfehler das korrekte Modell gefunden.

4.3.2 Marquardt-Inversion synthetischer Daten

Der Einfluss des Startmodells auf die Marquardt-Inversion wird nun genauer untersucht. Beispielhaft werden ein Offset von 400 m und eine Wassertiefe von 40 m gewählt. Es wurden synthetische Daten für zwei verschiedene Untergrundmodelle erzeugt: einmal der gleiche Dreischichtfall wie bei der Occam-Inversion aus dem vorigen Unterkapitel (Kap. 4.3.1). Dieses Modell wird als "Target" bezeichnet. Außerdem wird ein homogener Halbraum mit $\rho = 1 \Omega m$ verwendet. Dieser wird mit "No Target" bezeichnet. Als Datenfehler wurden, abgeleitet aus den Ergebnissen der Occam-Inversionen, mittlere Werte gewählt: 0,5 % für InLine Ex und für BroadSide Ex und Hz jeweils 3 % Datenfehler für jeden Datenpunkt des Transienten.

Die beiden Datensätze für jede Konfiguration wurden nun mit verschiedenen Startmodellen invertiert. Die Schichtgrenzen der Startmodelle entsprechen den Schichtgrenzen des synthetischen Modells: bei 100 und 200 m Tiefe unter der Meeresoberfläche. Nur der Widerstand der schlechtleitenden Schicht (ρ_2) wird bei den Startmodellen variiert. Es folgen Beschreibung und Interpretation der Ergebnisse (Abb. 4.12 und 4.13) unter Einbeziehung der Importance (Abb. 4.14) für die jeweilige Schicht in Targettiefe.

- Synthetisches Modell "Target" (Abb. 4.12): Die Abhängigkeit der End- von den Startmodellen ist deutlich erkennbar. Nur beim Startmodell mit $\rho = 1 \Omega m$ bei BroadSide Ex findet der Inversionscode die Leitfähigkeitsabfolge (guter - schlechter - guter Leiter) nicht. Die erreichten χ -Werte sind, bis auf dieses Startmodell, durchwegs gut. Obwohl die Widerstände der Targetschicht klar vom Startmodell abhängig sind, zeigen die Importances (Abb. 4.14) für BroadSide Ex immer eine mittlere Auflösung, für die anderen beiden Komponenten eine schlechte Auflösung. Dies kann zu Fehlinterpretationen führen.
- Synthetisches Modell "No Target" (Abb. 4.13): Nur bei der BroadSide Ex Komponente wird ein korrektes Endmodell gefunden, nämlich ein homogener Halbraum. Die Importances (Abb. 4.14) zeigen eine gute Auflösung des Widerstands. Bei der InLine Ex Komponente gibt der Inversionscode im Endmodell eine nicht vorhandene, dünne, schlechtleitende Schicht an, die aber aufgrund ihrer schlechten Importance als Artefakt zu interpretieren ist. Das Gleiche gilt für die BroadSide Hz Komponente.

Zusammenfassend lässt sich also feststellen: Die Marquardt-Inversion ist für das untersuchte Beispiel für alle Komponenten so stark abhängig vom Startmodell, dass eine korrekte Widerstandsbestimmung der schlechtleitenden Schicht nicht möglich ist. Bei BroadSide Hz und InLine Ex besteht die Gefahr, dass es bei der Interpretation unter Einbeziehung der Importances zu einer falschen Aussage über das Vorhandensein des Aquifers kommt: So würde ein tatsächlich vorhandener hochohmiger Aquifer aufgrund der schlechten Importancewerte als nicht vorhanden eingestuft. Bei einem homogenen Halbraum tritt eine schlechtleitende Schicht im Endmodell auf. Dieses Artefakt würde jedoch wegen seiner niedrigen Importancewerte als solches erkannt werden und somit würde korrekt ein Halbraum interpretiert.

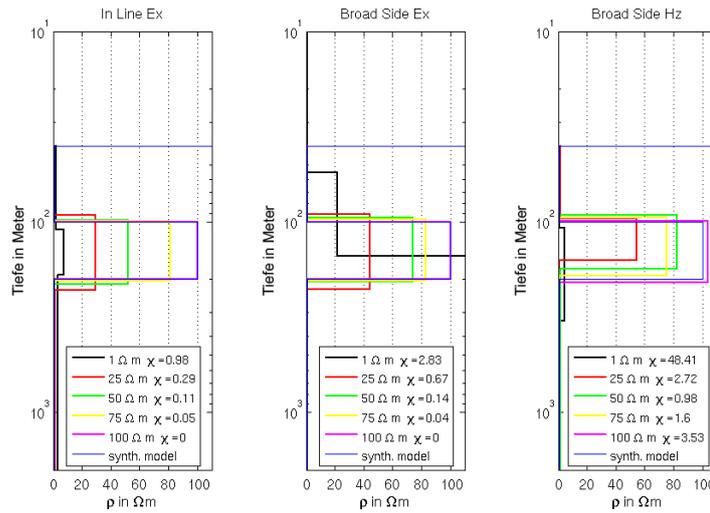


Abbildung 4.12: Marquardt-Inversionen des synthetischen Modells "Target" mit verschiedenen Startmodellen. In der Legende sind die jeweiligen Widerstände des schlechten Leiters (ρ_2) des Startmodells angegeben.

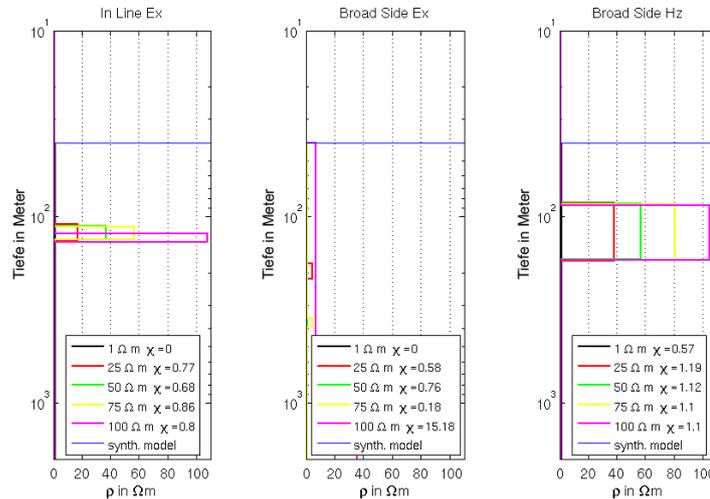


Abbildung 4.13: Marquardt-Inversionen des synthetischen Modells "No Target" mit verschiedenen Startmodellen. In der Legende sind die jeweiligen Widerstände des schlechten Leiters (ρ_2) des Startmodells angegeben.

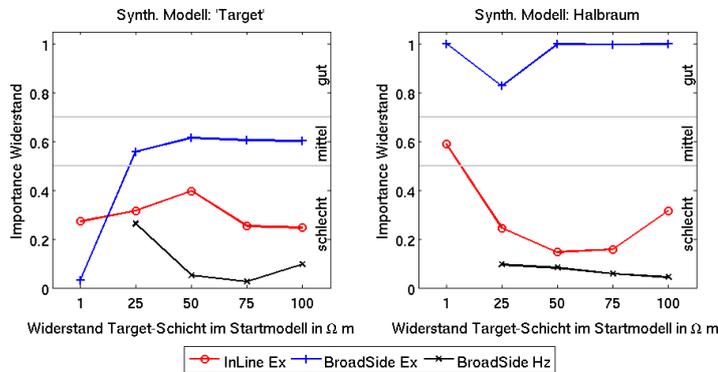


Abbildung 4.14: Importances der Widerstände in Targettiefe: links für das synthetische Modell "Target" (Endmodelle der Inversion in Abb. 4.12), rechts für das synthetische Modell "No Target" (Endmodelle der Inversion in Abb. 4.13). Die Importancewerte sind eingeteilt in schlechte, mittlere und gute Wiedergabe des Wertes.

4.3.3 Occam-Inversion Kanonisches Modell

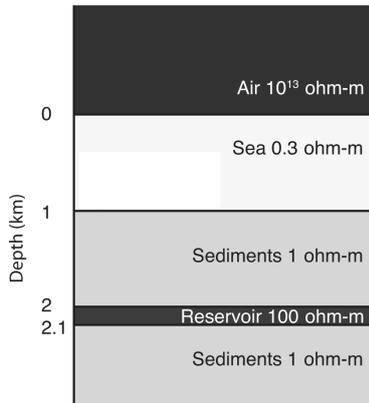


Abbildung 4.15: Kanonisches Untergrundmodell von [Key, 2009]: Eine 100 m dicke Schicht mit 100 Ωm eingebettet in Sedimente mit 1 Ωm beginnt 1 km unter dem Meeresboden.

In den vorigen beiden Unterkapiteln wurden synthetische Daten aus dem erwarteten Untergrundmodell im Messgebiet erzeugt und invertiert. In der Literatur wird bei marinen EM-Anwendungen häufig ein Standardmodell, das "Kanonische Untergrundmodell" untersucht. Dieses ist in Abbildung 4.15, welche [Key, 2009] entnommen ist, dargestellt. [Key, 2009] erzeugt daraus synthetische Daten im Frequenzbereich für zwei Frequenzen und verrauscht diese. Der Sender schwebt im Wasser, 25 m über dem Meeresboden, die Empfänger liegen auf Grund. Invertiert werden nun Daten verschiedener Offsets zwischen 0 m und 20 km in Schritten von 50 m, also 401 Datensätze pro Frequenz. Die Ergebnisse dieser Joint-Inversionen von [Key, 2009] sind in Abbildung 4.16 zu sehen. Beide elektrischen Komponenten finden die hochohmige Schicht, der Widerstand wird jedoch unterschätzt. Die BroadSide Hz Komponente kann den gesuchten schlechten Leiter nicht auflösen.

In diesem Unterkapitel werden synthetische Transient-Daten aus dem Kanonischen Untergrundmodell mittels Occam-Inversion angepasst. Der betrachtete Zeitbereich liegt sehr großzügig zwischen $t = 10^{-2} s$ und $t = 10^2 s$, um auch bei großen Offsets einen Einfluss der schlechtleitenden Schicht im Transienten zu haben. Im Gegensatz zur Modellierung von [Key, 2009] werden die synthetischen Daten nicht verrauscht, es wird jedoch ein Mindestfehler von 1 % in der Inversion verwendet. In Abbildung 4.17 sind die Ergebnisse der Inversionen für die jeweiligen Offsets zu sehen. BroadSide Hz findet die gesuchte Schicht nicht. Die elektrischen Komponenten unterschätzen den Widerstand von 100 Ωm deutlich mit einem Wert von max. 20 Ωm . Nur für bestimmte Offsets wird der schlechte Leiter in der korrekten Tiefe gefunden: bei BroadSide im Bereich von 2,5 km bis 4 km, bei InLine nur im Bereich von 2,5 km bis ca. 3,5 km.

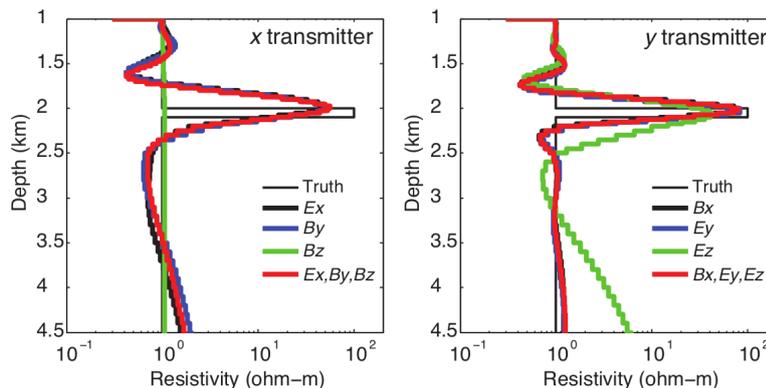


Abbildung 4.16: Inversion synthetischer Daten des Kanonischen Modells, Ausschnitt aus [Key, 2009] (Figure 7). Gezeigt sind die Ergebnisse der Joint-Inversion von Frequenzbereichdaten für die Frequenzen 0,1 und 1 Hz. Näheres zum Setup siehe im Text. Die Nomenklatur von [Key, 2009] unterscheidet sich von der in dieser Arbeit: BroadSide Ex und Hz finden sich links, InLine Ex befindet sich rechts, bei [Key, 2009] ist dies jedoch die Ey Komponente.

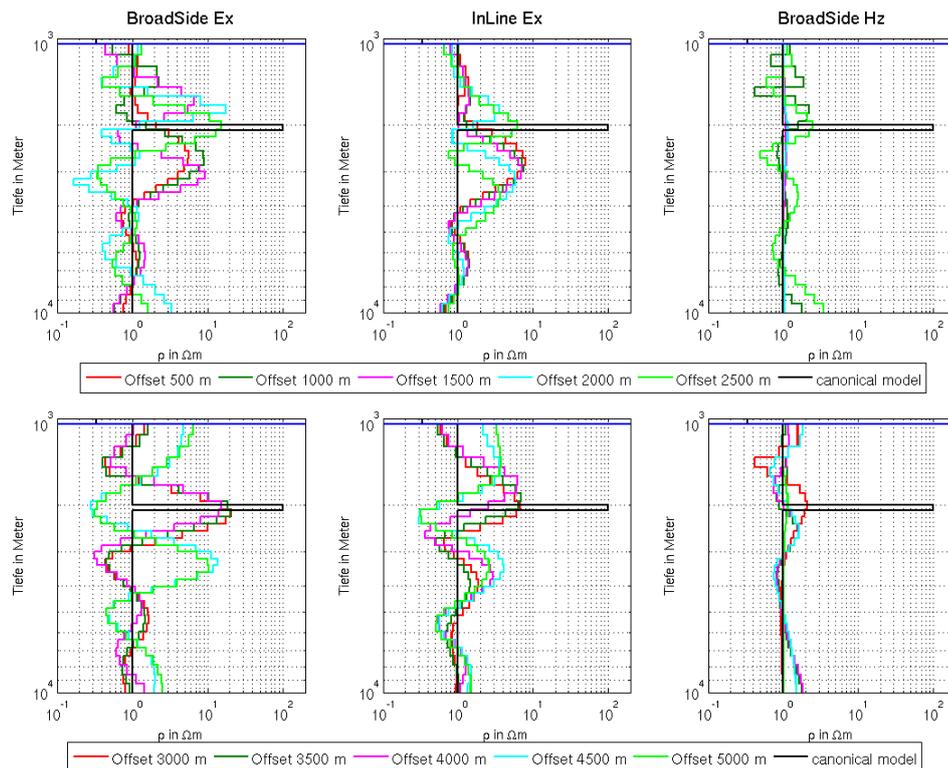


Abbildung 4.17: Inversionen synthetischer Transienten des Kanonischen Modells, Einzel-Inversionen für verschiedene Offsets. In der linken Spalte sind die Ergebnisse der BroadSide Ex Komponente gezeigt, in der Mitte die der InLine Ex Komponente und in der rechten Spalte die der BroadSide Hz Komponente.

In Abbildung 4.18 sind die Ergebnisse der Joint-Inversionen jeder Komponente für jeweils alle Offsets dargestellt. Die BroadSide Hz Komponente findet zwar eine etwas schlechtleitende Schicht, doch der Unterschied zu den umgebenden Sedimenten (ca. 1,2 zu 1 Ωm) ist viel zu gering um bei echten fehlerbehafteten Daten von einer Detektierbarkeit zu sprechen. Für diese Komponente wurden zwei verschiedene Datensatzgruppen erzeugt. Bei den elektrischen Komponenten finden sowohl InLine als auch BroadSide den gesuchten schlechten Leiter und auch der Widerstand wird nur noch gering unterschätzt. Somit decken sich alle Ergebnisse der Joint-Inversion mit den Ergebnissen der synthetischen Frequenzbereichsdaten von [Key, 2009].

Zusammenfassend lässt sich somit sagen, dass für Zeitbereichsdaten der elektrischen Felder verschiedene Offsets zusammen invertiert werden müssen um bei dem Kanonischen Untergrundmodell keinen vollständig falschen Widerstand wiederzugeben.

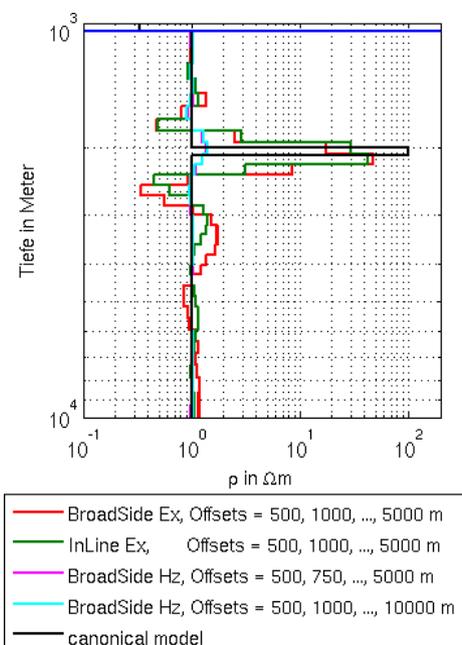


Abbildung 4.18: Joint-Inversionen synthetischer Transienten des Kanonischen Modells für verschiedene Offsets.

4.4 Setupfehler

Die korrekte Positionierung des Senders und der Empfänger ist sehr wichtig für eine korrekte Auswertung der Daten. Bei den für LOTEM ungewöhnlich kleinen Sender- und Empfängerlängen und kleinen Offsets wirken sich schon kleine Positionsabweichungen sehr stark auf die gemessenen Daten aus. Außerdem ist die Positionierung bei marinen Messungen viel schwieriger als bei Messungen auf Land. Darauf wird in Kapitel 6 genauer eingegangen.

Bei gezogenen Messsystemen werden der Sender und meist auch die Empfänger hinter dem Schiff an einem langen Kabel oder Seil geschleppt. Beispiele dafür sind das System der BGR² oder das System der University of Toronto³. So sind die exakten Offsets und Dipolstrecken bekannt und bleiben während der gesamten Messung konstant. Auch eine Abweichung von der Ideallinie oder eine Winkelabweichung bei der InLine Konfiguration ist nahezu ausgeschlossen.

Neben exakter Positionierung bzw. Positionsmessung bei Zeitbereichsmessungen wird in der Literatur ein weiteres Verfahren genannt: [Swidinsky and Edwards, 2013] zeigen, dass bei bekannter Senderposition die späten Zeiten ausschließlich von dem Wasserwiderstand und der Empfängerposition abhängen, unabhängig von der Dimensionalität des Untergrunds. Bei ihrer Studie sind die Gegebenheiten (ρ_{H_2O} , Wassertiefe, Offsets) so angelegt, dass das Signal durch das Wasser immer später am Empfänger ankommt als das Signal durch den Meeresboden. Die Autoren verwenden eine zweistufige Inversion: Zuerst werden die späten Zeiten mittels eines einzigen Inversionparameters, nämlich den der Position, invertiert und danach folgt eine Inversion des gesamten Transienten, zusammen mit diesen Positionsinformationen. Inwiefern dieses Verfahren für die vorliegenden geringen Wassertiefen übertragbar ist, wird in dieser Arbeit nicht geprüft. Im verwendeten Inversionsprogramm MARTIN ist eine Inversion auf die Position nicht implementiert.

Standardmäßig wird bei der Inversion von LOTEM Daten⁴ ein zusätzlicher Inversionsparameter neben den Widerständen und Schichtdicken verwendet: ein zeitlich konstanter Faktor (engl. Calibration Faktor, im Folgenden CF). Dieser soll den so genannten "transmitter overprint" ausgleichen, der durch lokale Untergrundstörungen in Sendernähe hervorgerufen wird ([Strack, 1992] und [Newman, 1989]). [Hördt and Scholl, 2004] zeigten jedoch, dass solche Untergrundstörungen nur in Spezialfällen einen zeitunabhängigen Faktor hervorrufen. Bei den vorliegenden Messdaten wird versucht, zusätzlich zu diesem "transmitter overprint", auch Positionierungsfehler durch den zeitunabhängigen CF aufzufangen. Der Einfluss falscher Positionierung auf die Daten und die Anpassung mit einem zeitlich konstantem CF werden im Folgenden untersucht.

Als Modell wird dazu ein homogener Halbraum mit $\rho = 1 \Omega m$ und eine Wassertiefe von 30 m mit $\rho_{H_2O} = 0,2 \Omega m$ verwendet. Bei den elektrischen Feldern werden Einschaltvorgänge modelliert, um den Vorzeichenwechsel des Ausschaltvorgangs bei der BroadSide Komponente zu umgehen, der einen Vergleich mittels RMS-Fehler erschwert. Es gibt dabei immer einen Soll- und einen Ist-Transienten, wobei der Soll-Transient die korrekte Position darstellt und die Position des Ist-Transienten variiert wird. Mittels

²Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, Deutschland. Siehe [Schwalenberg and Engels, 2011]

³University of Toronto, Department of Physics, Toronto, Kanada. Siehe z.B. [Schwalenberg et al., 2005]

⁴so auch im Inversionsprogramm MARTIN

eines einfachen Linesearch-Algorithmus wird ein zeitlich konstanter CF ermittelt, bei dem der kleinste RMS-Fehler zwischen Soll- und Ist-Transienten erreicht wird. Es gilt also: $Ist\text{-Transient} \cdot CF = Soll\text{-Transient}$, so dass der RMS-Fehler minimal wird.

Zunächst werden jedoch zeitlich konstante Faktoren, die durch Normierungsfehler entstehen, angesprochen (Kap. 4.4.1), danach folgt die Anpassung zeitlich nicht-konstanter Faktoren durch einen CF (Kap. 4.4.2 und 4.4.3) und in Kapitel 4.4.4 wird ein praxisnahes Beispiel gezeigt. In Kapitel 4.4.6 wird die Vorgehensweise dieses Kapitels abschließend kritisch betrachtet und diskutiert.

4.4.1 Normierungsfehler

Normierungsfehler Sender

Die gemessenen Daten werden auf das Dipolmoment des verwendeten Senders normiert: Dipolmoment $p = \text{Strom } (I) \cdot \text{Länge } l$. Das Kabel zwischen den Sendelektroden besitzt zwar eine fixe Länge, aber die Senderlänge wird durch die Elektrodenpositionen festgelegt. Somit führt ein Fehler von z.B. 10 m bei der Senderlänge ($I \cdot L = 10 \text{ A} \cdot 410 \text{ m}$ (Ist-Wert)) bei einem Soll-Wert von $I \cdot L = 10 \text{ A} \cdot 400 \text{ m}$ zu einem zeitlich unabhängigen Faktor von $CF = Soll/Ist = 0.98$.

Normierungsfehler Empfänger elektrisches Feld

Die mit den Elektroden gemessene Potentialdifferenz wird mit der Empfängerlänge normiert um das E-Feld in der Mitte zwischen den Elektroden zu erhalten. Bei der verwendeten Dipollänge von $L_{Soll} = 100 \text{ m}$ führt ein Positionierungsfehler von 10 m ($L_{Ist} = 110 \text{ m}$) zu einem zeitlich unabhängigen Faktor durch falsches Normieren von $CF = Soll/Ist = 0.91$. Kleine Normierungsfehler durch sich bewegende E-Feld Strecken bei unruhiger See können auch durch angemessenes Prozessieren nicht behoben werden. Ein Beispiel dazu findet sich in Kapitel 7.1.3.

4.4.2 Fehler des Abstands Sender-Empfänger (Offset)

Durch Fehler bei der Entfernung zwischen Sender- und Empfängerposition, dem Offset, entsteht ein zeitlich nicht konstanter Faktor. In Abbildung 4.19 ist beispielsweise für die InLine Ex Komponente der Quotient aus dem Transienten für 400 m Offset (Soll-Wert) und einem Transienten mit 20 m Abweichung davon, also 420 m Offset, zu sehen (Ist-Wert). In Abbildung 4.20 sind links für alle Komponenten (jeweils 400 m und 800 m Offset) die mittels Linesearch gefundenen Kalibrationsfaktoren zu sehen. Rechts sind die zugehörigen RMS-Fehler dargestellt.

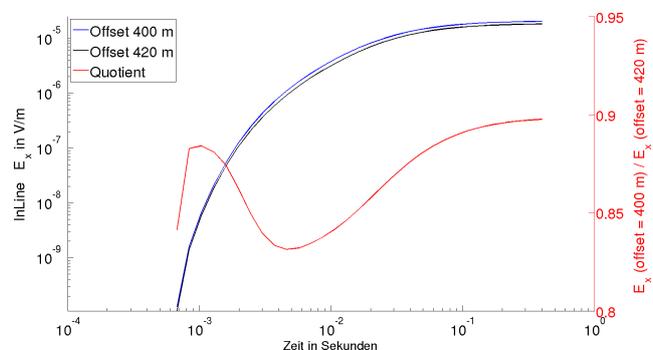


Abbildung 4.19: InLine Ex: Transienten mit 400 m und 420 m Offset und der Quotient aus beiden. Das Datenbeispiel ist in Abb. 4.20 eingezeichnet.

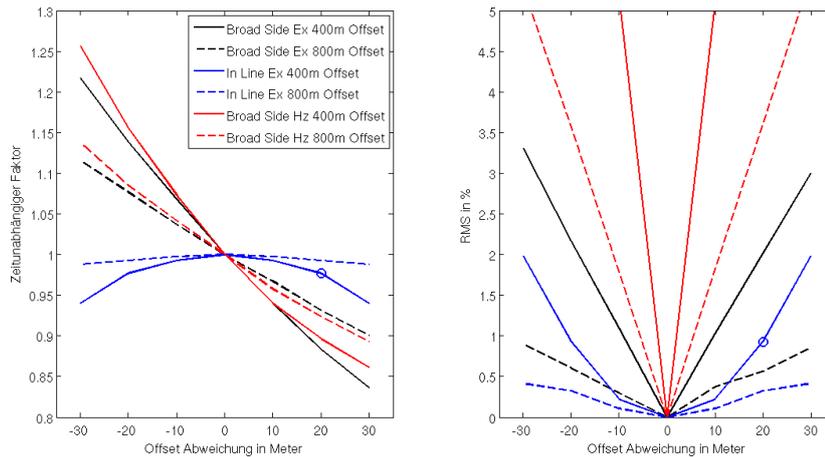


Abbildung 4.20: Kalibrationsfaktor und dessen RMS-Fehler für Daten mit Offsetfehler. Das Datenbeispiel aus Abb. 4.19 ist als blauer Kreis hervorgehoben.

Mit zunehmendem Offset nähert sich der CF dem Wert 1 und der zugehörige RMS-Fehler wird kleiner. Die BroadSide Hz Komponente kann am schlechtesten mit einem zeitlich konstanten Faktor angepasst werden: Schon bei einer Abweichung im Offset von 5 m bei 400 m Offset kann der Transient nur bis auf einen RMS-Fehler von 2 % durch einen konstanten Faktor angepasst werden. Bei der BroadSide Ex Komponente ergibt sich bei einem Offset von 400 m der gleiche RMS-Fehler erst bei ca. 15 m Abweichung und bei der InLine Komponente erst bei 30 m Abweichung. Bei 800 m Offset ist bei beiden elektrischen Komponenten ein Offsetfehler gut durch einen konstanten Faktor ausgleichbar (RMS < 1 %).

4.4.3 Winkelabweichung und Empfänger abseits der Linie

Bei einem eindimensionalen Untergrund gibt es auf der Ideallinie keine elektrischen Felder senkrecht zur Senderrichtung (welche die x-Koordinate vorgibt): $E_y = 0$. Die Ideallinie wird in Kapitel 3 in Abbildung 3.1 eingeführt. Genau auf der Ideallinie ergibt sich bei der Drehung der E-Feld-Strecke ein zeitlich konstanter Faktor auf die Daten: $E_{gemessen} = \cos(\alpha) \cdot E_x$. Bei bekanntem Winkel können der Empfänger virtuell gedreht und die Daten mittels eines einfachen Faktors ausgewertet werden. In Abbildung 4.21 ist das für die InLine-Komponente E_x (bei 400 m Offset) für eine Drehung von 15° gezeigt: Dargestellt ist der Quotient der einzelnen Datenpunkte aus dem Transienten für eine Drehung von $\alpha = 15^\circ$ und dem Transienten ohne Drehung ($\alpha = 0^\circ$). Es ergibt sich ein zeitlich konstanter Faktor mit dem Wert $\cos(\alpha)$. Abseits der idealen Linie ist $E_y \neq 0$ und dieser Faktor ist zeitlich nicht mehr konstant. In Abbildung 4.21 wird dies für eine Abweichung von 10 m von der Ideallinie verdeutlicht.

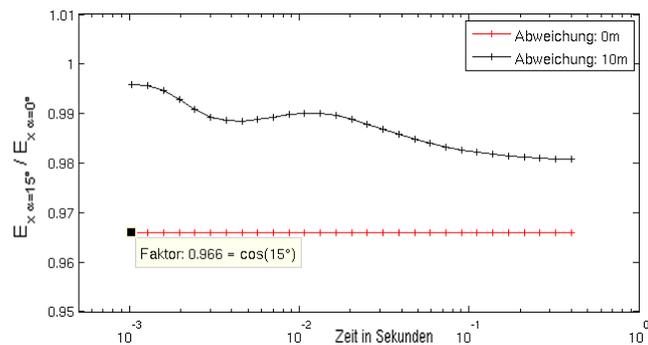


Abbildung 4.21: Vergleich des durch Drehung (15°) verursachten Faktors für einen Empfänger auf der Ideallinie und 10 m daneben.

Bei der Inversion werden die Daten als ideal gemessen angenommen: also $\alpha = 0^\circ$ und genau auf der Ideallinie. Im Folgenden werden Transienten abseits der Ideallinie und mit einer Winkelabweichung mit diesem Idealfall verglichen. In Abbildung 4.22 und 4.23 ist jeweils links der so ermittelte Kalibrationsfaktor dargestellt und rechts der daraus resultierende RMS-Fehler. Die Daten ohne Abweichung von der Ideallinie können mit dem oben genannten Faktor $\cos(\alpha)$ mit einem sehr kleinen RMS-Fehler angepasst werden. Bei den Daten mit Abweichung von der Ideallinie weicht der Kalibrationsfaktor vom \cos -Verhalten ab und der resultierende RMS-Fehler nimmt mit größerer Winkelabweichung und größerer Abweichung von der Ideallinie zu. Die BroadSide-Daten sind besser mit einem konstanten Faktor anzupassen (kleinerer RMS-Fehler) als die InLine-Daten. Beispielsweise kann eine Abweichung von 10 m und 15° bei der BroadSide Konfiguration bei 400 m Offset bis auf 0,2 % angepasst werden, bei der InLine Konfiguration nur bis 1 %.

Bei den elektrischen Komponenten reagiert die InLine Konfiguration also empfindlicher auf Positionierungsfehler abseits der Ideallinie als die BroadSide Konfiguration.

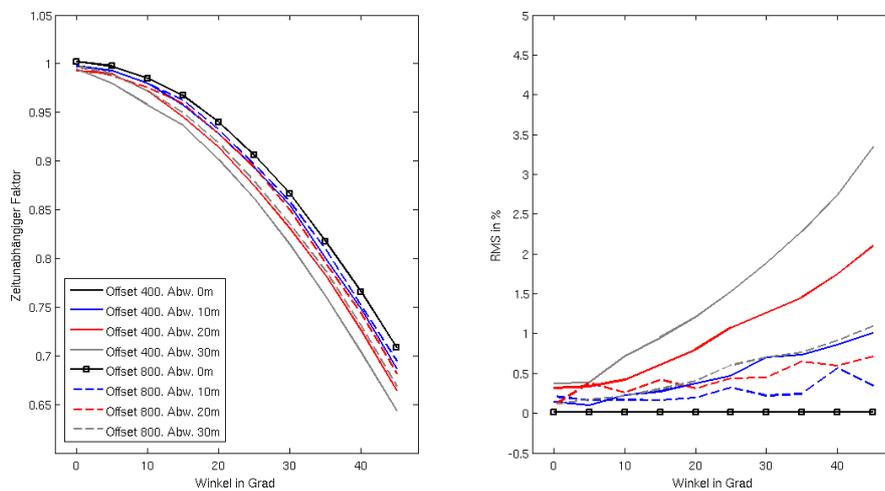


Abbildung 4.22: BroadSide Ex: Kalibrationsfaktor und dessen RMS-Fehler für Daten abseits der Ideallinie und Winkelfehler.

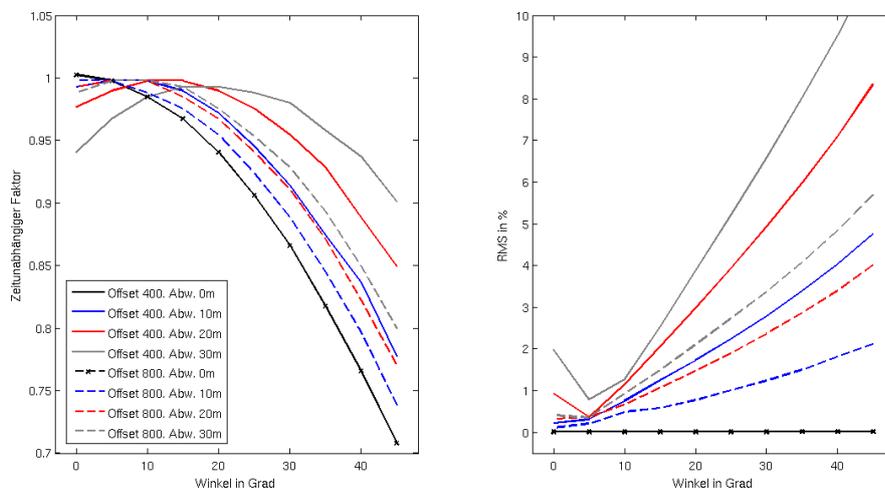


Abbildung 4.23: InLine Ex: Kalibrationsfaktor und dessen RMS-Fehler für Daten abseits der Ideallinie und Winkelfehler.

Die magnetischen Feldspulen wurden bei den durchgeführten Messungen von Tauchern positioniert. Somit wird eine Winkelabweichung ausgeschlossen. In Abbildung 4.24 ist der Vergleich des durch Abweichung von der Ideallinie verursachten Faktors auf die induzierte Spannung bei dem vertikalen Magnetfeld gezeigt. Die Zeitabhängigkeit des Quotienten Soll/Ist ist selbst bei kleinen Offsets minimal. In Tabelle 4.2 sind die zeitunabhängigen Faktoren und der resultierende RMS-Fehler angegeben.

Die BroadSide Hz Komponente ist also unempfindlich gegen Positionierungsfehler abseits der Ideallinie.

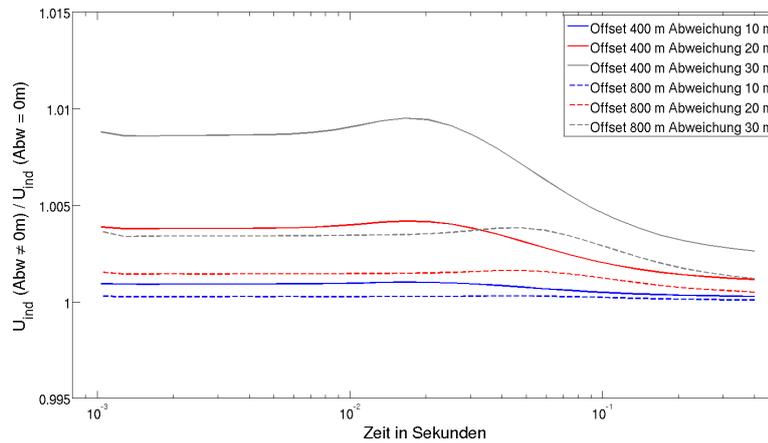


Abbildung 4.24: Vergleich des durch Abweichung von der Ideallinie verursachten Faktors auf die induzierte Spannung bei dem vertikalen Magnetfeld. BroadSide Konfiguration.

Tabelle 4.2: Abweichung BroadSide Hz von der Ideallinie. Zeitunabhängiger Kalibrationsfaktor (CF) und resultierender RMS-Fehler.

Abweichung von Ideallinie	Offset 400 m		Offset 800 m	
	CF	RMS in %	CF	RMS in %
10 m	0,998	0,16	0,998	0,21
20 m	0,998	0,13	0,998	0,11
30 m	0,993	0,23	0,998	0,10

4.4.4 Praxisbeispiel

Die Auswirkungen auf die Daten bei fehlerhafter Positionierung wurden einzeln systematisch untersucht. Das Zusammenspiel der einzelnen Fehler wird nun an einem Beispiel gezeigt. Dabei werden für jede Komponente zwei Datensätze erzeugt, mit Rauschen versehen und mittels Occam-Inversion (Roughness 1) invertiert. Das synthetische Modell ist wieder der bereits aus Kapitel 4.3.1 bekannte Dreischichtfall mit einer Wassertiefe von 30 m. Als Offset wurden 400 m gewählt. Bei den Inversionen der synthetischen Daten der BroadSide Hz Komponente wurde der schlechte Leiter bei diesem Offset und dieser Wassertiefe nicht detektiert (Abb. 4.10). Daher wurde hierfür ein Offset von 800 m gewählt. Es werden folgende Datensätze erzeugt:

1. Soll: Tx 400 m, Offset 400 m bzw. 800 m, 100 m E-Feldlänge, genau auf der Ideallinie.
2. Ist: Tx 410 m, Offset 410 m bzw. 810 m, 110 m E-Feldlänge, 5 m neben der Ideallinie und 5° Winkelabweichung.

Die minimale STD beträgt, wie auch für reale Daten üblich, 1 %. Nur bei der InLine Ex Komponente wurde wegen der starken Abhängigkeit von den Fehlerwerten (siehe Kap. 4.3.1) ein kleinerer Minimalwert (0,5 %) verwendet. Invertiert wurden beide Datensätze mit den Positionsangaben des Soll-Datensatzes. Die Endmodelle der Inversionen sind in Abbildung 4.25 dargestellt. Bei den elektrischen Komponenten wird eine perfekte Anpassung von $\chi = 1$ erreicht, bei der magnetischen Komponente ein etwas schlechterer Wert.

Bei der BroadSide Ex Komponente beträgt der CF weiterhin 1, der Positionierungsfehler zeigt sich in einem kleinen Unterschied im Endmodell: Die Schicht mit dem größten Widerstand liegt beim Ist-Datensatz etwas höher als beim Soll-Datensatz. Auch der Widerstand ist etwas geringer.

Bei der InLine Ex Komponente ergibt sich für die Soll- und Ist-Daten jeweils ein CF von 0,8. Die Endmodelle sind gleich, beide Datensätze sind mit $\chi = 1$ gut angepasst.

Der größte Unterschied in den Endmodellen ergibt sich bei der BroadSide Hz Komponente: Der Datensatz mit dem Positionierungsfehler (Ist) gibt den Widerstand realistischer (in diesem Fall größer) wieder, als der Datensatz mit korrekter Position (Soll). Wieder zeigt sich der Positionierungsfehler nicht im CF, sondern im Endmodell. Aus diesem einen Beispiel lässt sich aber keine allgemeine Aussage ableiten.

Trotz Positionierungsfehler gibt das Inversionsergebnis dieses Praxisbeispiels den gesuchten schlechten Leiter korrekt wieder. Die Positionsfehler wirken sich auf das Endmodell aus, nicht jedoch auf den eigenständigen Inversionsparameter "Kalibrationsfaktor".

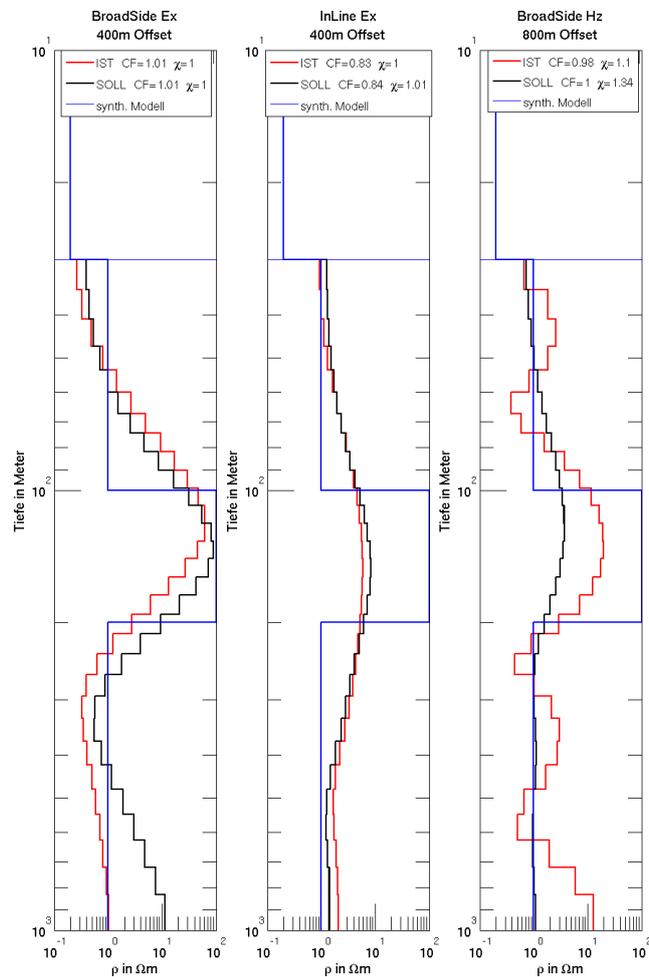


Abbildung 4.25: Praxisbeispiel: Inversionen von Daten mit (rot) und ohne (schwarz) Positionierungsfehler. Der zugrundeliegende Dreischichtfall und die Wassertiefe sind in Blau eingezeichnet.

4.4.5 Verwendete CF bei den gemessenen Daten

Wie im Praxisbeispiel im vorigen Unterkapitel deutlich geworden ist, zeigen sich Positionsfehler nicht in einem größeren Kalibrationsfaktor (CF), sondern in einem leicht veränderten Endmodell. Im 1D-Inversionsprogramm MARTIN wird der CF als eigenständiger Modellparameter bestimmt. In Kapitel 9.2 wird ein CF mittels Line-Search Algorithmus bestimmt. Es folgt nun die Betrachtung der durch diese beiden unterschiedlichen Vorgehensweisen ermittelten CF.

Abbildung 4.26 zeigt die in Kapitel 8 bei der eindimensionalen Inversion ermittelten Kalibrationsfaktoren (CF). Die unterschiedlichen Inversionsstrategien (Marquardt und Occam) führen zu ähnlichen CF. Bei der BroadSide Ex Komponente liegen diese nahe dem Wert 1. Im Vergleich dazu werden bei der InLine Ex und der BroadSide Hz Komponente höhere Werte ermittelt. Besonders die CF-Werte der Empfängerstation bei 1100 m der InLine Ex Komponente besitzen Werte größer 2. Die Unterschiede in den Wassertiefen des Senders und des Empfängers sind an dieser Stelle besonders groß und die Sender- und Empfängerdipole sind bei diesen Datensätzen senkrecht zur Küste, schräg auf dem Meeresboden.

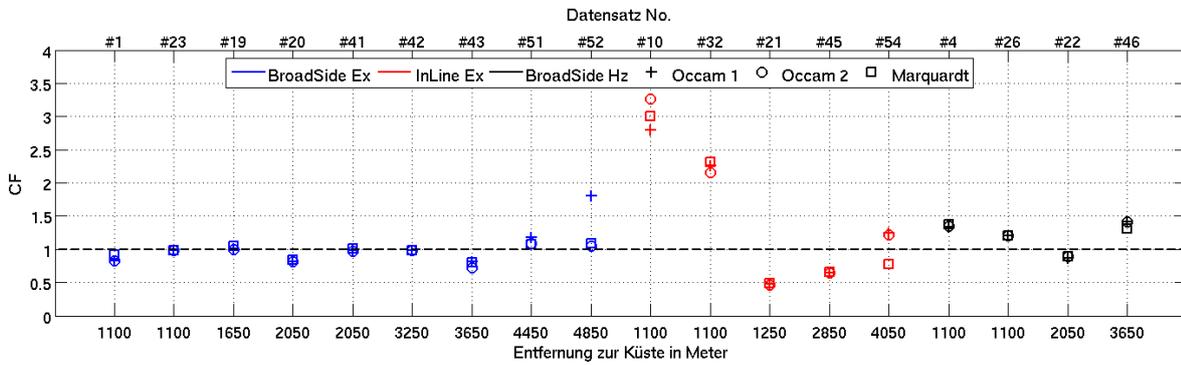


Abbildung 4.26: Kalibrationsfaktoren (CF) aller 1D-Inversionen aus Kap. 8. Die CF sind ein eigenständiger Inversionsparameter im Programm MARTIN.

Die mittel Line-Search Algorithmus ermittelten CF der zweidimensionalen Datenanpassung des Endmodells aus Kapitel 9.2 sind in Abbildung 4.27 dargestellt. Es

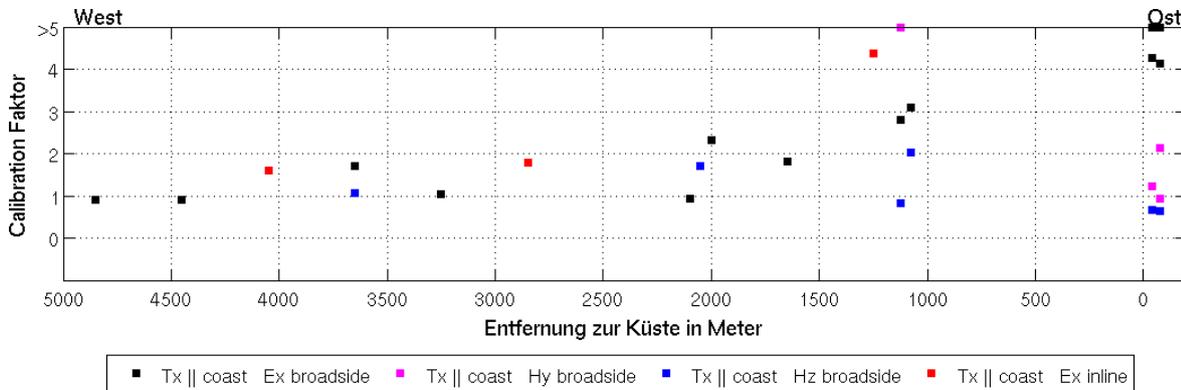


Abbildung 4.27: Verwendete Kalibrationsfaktoren (CF) bei der 2D-Datenanpassung (Kap. 9.1). Die CF sind mittels Linesearch Algorithmus gefunden. Diese Vorgehensweise wird in Kap. 4.4 untersucht und diskutiert. Die Abb. ist identisch mit dem mittleren Teil von Abb. 9.2

werden nur CF von Datensätzen mit dem Sender parallel zur Küste gezeigt. Viele Datensätze zeigen deutlich höhere Werte des CF, im Vergleich zu den CF der 1D-Inversion. Vor allem bei der Hy Komponente in 1100 m Küstenentfernung und bei zwei der elektrischen Felder auf dem Land werden sehr unglaublich hohe Werte ermittelt.

4.4.6 Diskussion

Die untersuchte Vorgehensweise des Ausgleichs von Positionsfehlern durch das Versetzen der Vorwärtsdaten mit einem zeitlich konstanten Kalibrationsfaktor spiegelt nicht die Situation wieder, die sich bei einer Inversion ergibt: Der CF wird dort als ein weiterer Inversionsparameter verwendet. Im Praxisbeispiel (Kap. 4.4.4) zeigen sich die Positionierungsfehler in einem leicht veränderten Endmodell und nicht in einem größeren CF. Die hier untersuchte Vorgehensweise entspricht der in Kapitel 9 für die 2D-Datenanpassung verwendeten. Im vorigen Unterkapitel (4.4.5) wurden die CF aus der 1D-Inversion mit denen aus der 2D-Vorwärtsrechnung verglichen.

Weitere interessante Fragestellungen, die sich auf falsche Angaben der Gegebenheiten beziehen, wie z.B. eine falsche Wassertiefe, sind denkbar. Das Verhalten der 1D-Inversion bei schräger Sender- und/oder Empfängerstrecke zeigt sich in den Endmodellen der Inversionen in Kapitel 8 und in den verwendeten CF (Kap. 4.4.5), wird aber in dieser Arbeit nicht systematisch untersucht.

Dennoch liefert dieses Kapitel einen guten Überblick darüber, wie sich Positionierungsfehler auf die Daten auswirken und welche Komponente stärker davon betroffen ist.

4.5 Airwave

In mariner Umgebung sind die Ausbreitungswege der Energie zwischen Sender und Empfänger ([Weidelt, 2007]):

- direkter Weg, also durch das Meerwasser
- entlang der Grenzschicht Meerwasser - Luft, die "Airwave"
- durch den Untergrund

Die "Airwave" gehört zu den Hauptüberlegungen bei marinen Messungen in flachem Wasser. Beispiele für Veröffentlichungen dazu sind:

- [Weidelt, 2007] untersucht mittels des Poynting-Vektors die beiden relevanten "geführten Ausbreitungswege" der Energie, wobei einer davon die Airwave ist. Der andere Ausbreitungsweg, durch einen schlechten Leiter, wird für das vorliegende zweidimensionale Küstenmodell in Kapitel 5.3 untersucht.
- [Weiss, 2007] untersucht die Airwave anhand des Kanonischen Untergrundmodells mittels Modellierungen.
- [Hunziker et al., 2011] untersuchen den Einfluss der Airwave im Zeitbereich bei einer Wassertiefe von minimal 150 m.

Im Folgenden wird nun der Einfluss dieser drei Ausbreitungswege auf gemessene Daten untersucht. Die Unterschiede einzelner Einschaltvorgänge des elektrischen Feldes zeigen sich deutlich bei der Betrachtung der Impulsantworten. Diese erhält man durch zeitliche Ableitung der Transienten (z.B. [Edwards, 1997]). Die vorgestellten Modellierungen folgen in der Vorgehensweise der von [Weiss, 2007]. Es wurde nicht das Kanonische Untergrundmodell verwendet, sondern ein an das Messgebiet angepasstes

Modell.

Es wurde also eine schlechtleitende Schicht modelliert: beginnend in 100 m Tiefe unter dem Meeresspiegel, 100 m dick mit einem Widerstand von $100 \Omega m$. Dies wurde für unterschiedliche Wassertiefen und somit auch unterschiedlicher Mächtigkeit der 1. Schicht (vgl. Abb. 4.28) durchgeführt. Im Einzelnen wurden folgende vier aufeinander aufbauenden Modelle benutzt:

1. Modell A: $0,2 \Omega m$ Vollraum: Meerwasser (Abb. 4.28 A). In Abbildung 4.29 und 4.30 blau dargestellt.
2. Modell B: $0,2 \Omega m$ und $1 \Omega m$ Doppel-Halbraum: Meerwasser + Sediment (Abb. 4.28 B). In Abbildung 4.29 und 4.30 grau dargestellt.
3. Modell C: Hinzufügen einer Luft-Schicht (Abb. 4.28 C). Der Vollraum und der Doppel-Halbraum wurde mit einer Wassertiefe von 10 km modelliert, die Airwave somit ausgeschlossen. Eine Luftschicht hinzufügen bedeutet, dass die Modelle nun die richtige Wassertiefe aufweisen. In Abbildung 4.29 und 4.30 schwarz dargestellt.
4. Modell D: Hinzufügen des Targets: $100 \Omega m$, 100 m Tiefe unter Meeresspiegel, 100 m Dicke (Abb. 4.28 D). In Abbildung 4.29 und 4.30 rot dargestellt.

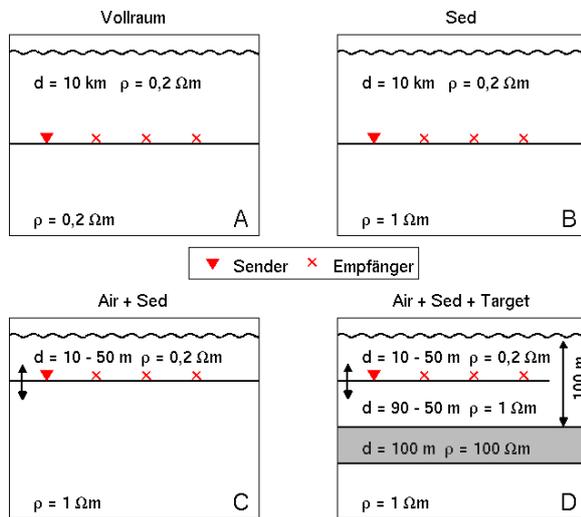


Abbildung 4.28: 1D-Modelle mit (C, D) und ohne (A, B) Luft-Halbraum. Die schlechtleitende Targetschicht ist in Teilabb. D in Grau hervorgehoben.

Halbraum), nur von der Sender-Empfänger Entfernung abhängig. Die Grenze zu frühen Zeiten hingegen wird nicht immer durch die Airwave gebildet: Bei kleinen Wassertiefen kommt die Airwave klar als erstes am Empfänger an. Mit steigender Wassertiefe verschiebt sich dieser Zeitpunkt zu späten Zeiten. Zusätzlich verschiebt sich die Target-Signatur mit steigender Wassertiefe (und somit kleiner werdender Mächtigkeit der Sedimentschicht) hin zu frühen Zeiten.

Diese beiden Effekte haben zur Folge, dass die Airwave bei einer bestimmten Wassertiefe zur gleichen Zeit am Empfänger eintrifft wie die Target-Signatur und diese dann schließlich bei tieferem Wasser "überholt". Somit wird ab dieser Wassertiefe die Grenze des Beobachtungsfensters zu frühen Zeiten von der Target-Signatur festgelegt.

Wie in den Abbildungen 4.29 und 4.30 (jeweils a - c) erkennbar, sind die maximalen Amplituden des Modells mit Target (und Airwave) (Abb. 4.28 c) bei allen simulierten Modellen größer als die Amplituden der Modelle nur mit Sedimenten und Airwave (Abb. 4.28 b).

[Weiss, 2007] beschreibt ein Beobachtungsfenster, welches zu späten Zeiten von der Signatur des Seewassers (Vollraum) begrenzt wird. Die Grenze zu frühen Zeiten bilden die Signaturen der Airwave. Innerhalb dieses Bereiches überlagert die Airwave nicht die Signatur des Targets.

Auch bei der hier vorgestellten Modellierung bildet die Signatur des Seewassers die Grenze zu späten Zeiten. Sie ist, wie auch die Signatur der Sedimente (Doppel-

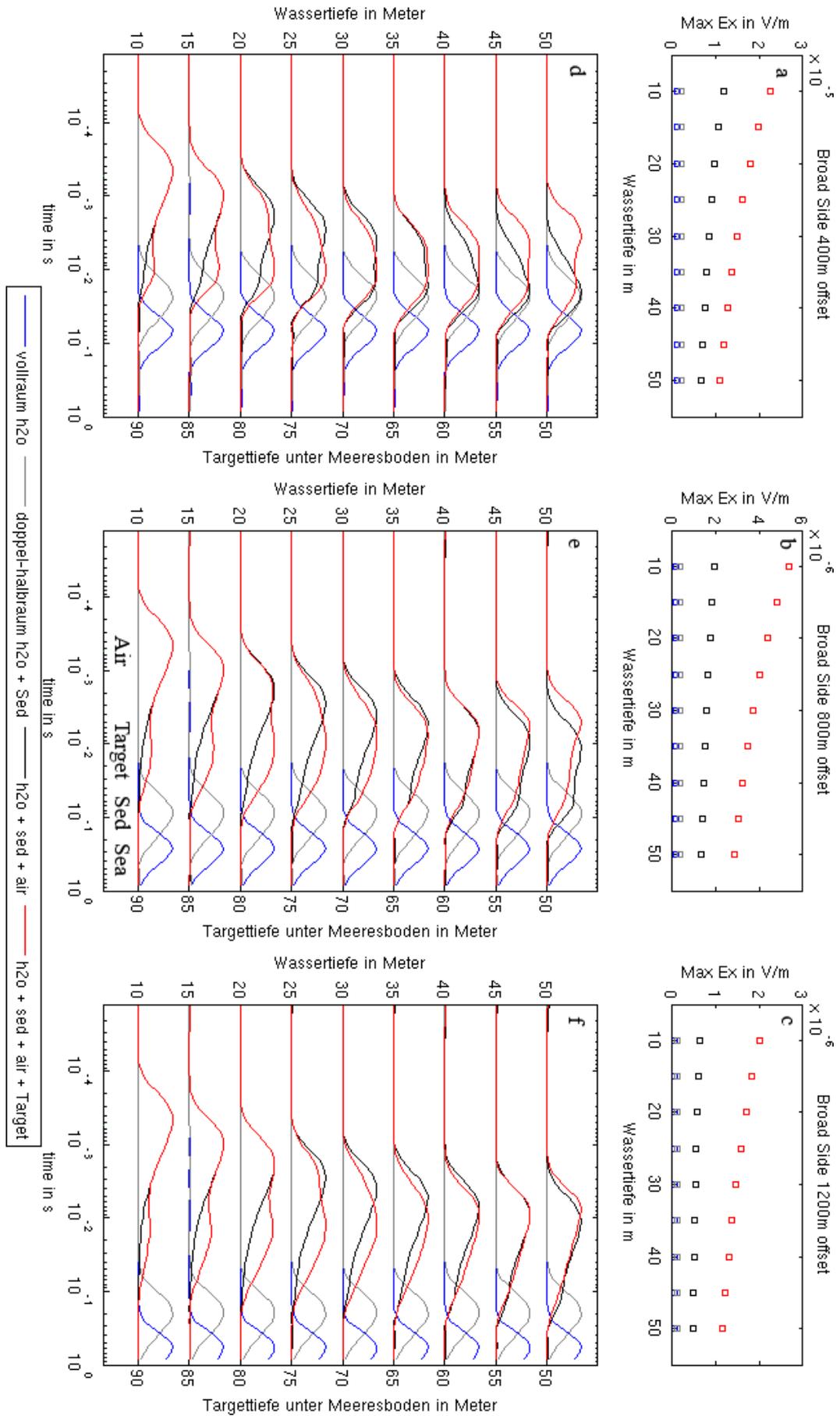


Abbildung 4.29: BroadSide Konfiguration: maximale Amplituden E_c (oben, a - c) und normierte Impulsantworten (unten, d - f) der Modelle aus 4.28. Die Signaturen der einzelnen Modelle sind in Teilabb. e beschriftet.

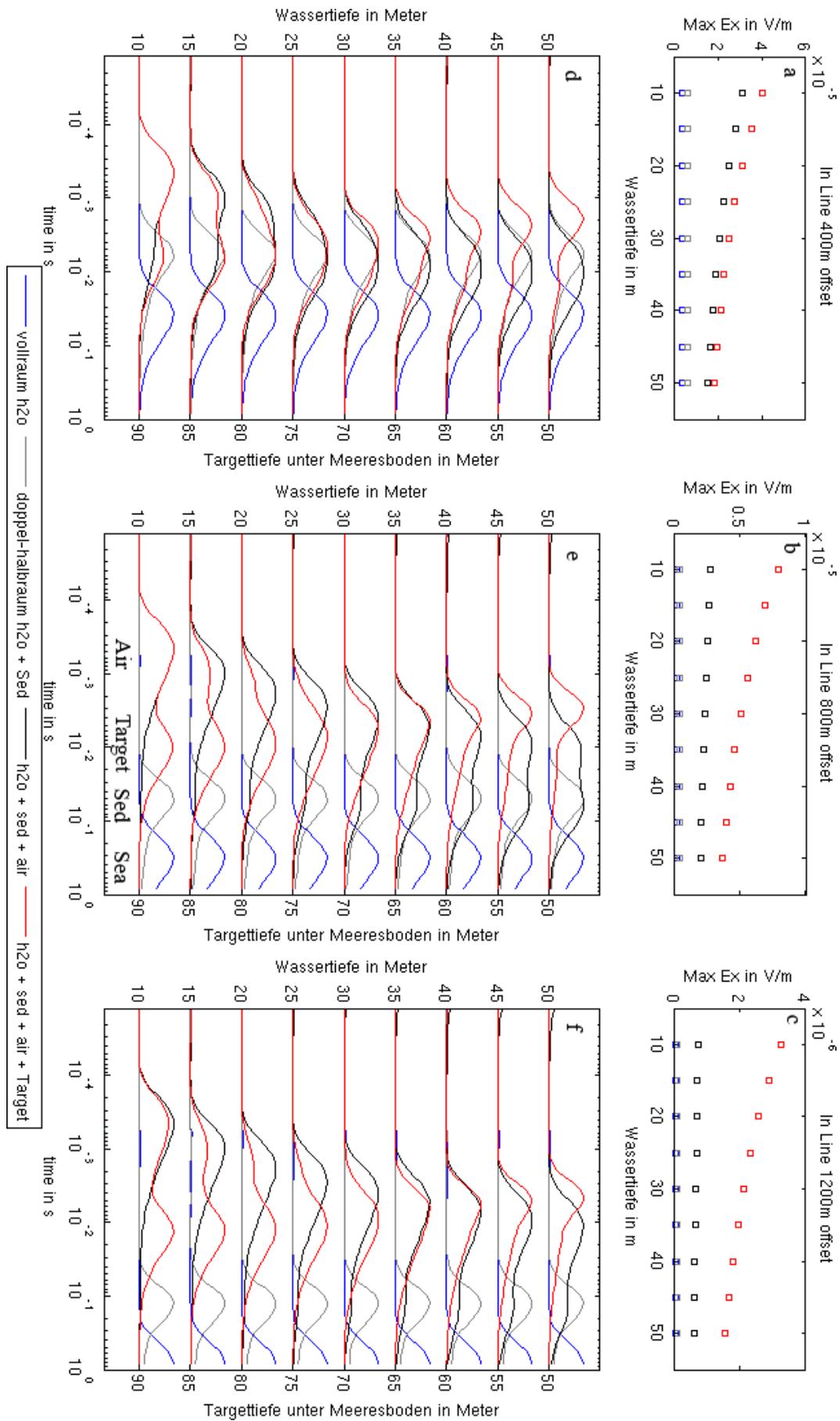


Abbildung 4.30: InLine Konfiguration: maximale Amplituden Ex (oben, a - c) und normierte Impulsantworten (unten, d - f) der Modelle aus 4.28. Die Signaturen der einzelnen Modelle sind in Teilabb. e beschriftet.

Die Wassertiefe, bei der Airwave und Target-Signatur zur gleichen Zeit am Empfänger ankommen, verschiebt sich mit größerem Sender-Empfänger-Abstand hin zu größeren Wassertiefen: für die BroadSide Konfiguration vgl. Abb. 4.29d 35 m Wassertiefe, Abb. 4.29e 40 m Wassertiefe und Abb. 4.29f 45 m Wassertiefe. Für die InLine Konfiguration sind dies entsprechend Abb. 4.30d 25 m Wassertiefe, Abb. 4.30e 35 m Wassertiefe und Abb. 4.30f 40 m Wassertiefe. Ein gutes Beispiel, bei dem die Signaturen mit und ohne Target die gleiche Form haben, ist Abb. 4.30f bei 45 m Wassertiefe. Die maximalen Amplituden (Abb. 4.30c) unterscheiden sich jedoch deutlich.

[Weiss, 2007] kommt zu dem Schluss, dass die Auswertung der Daten problematisch sein könnte, wenn die Airwave zur gleichen Zeit am Empfänger eintrifft wie die Targetsignatur. Seine Modellierungen zeigen jedoch ein viel größeres Amplitudenverhältnis (ca. 1:100) zwischen der elektrischen Amplitude der Airwave und der des Targets. Bei den hier untersuchten Wassertiefen beträgt dieses Verhältnis weniger als 1:10 und die Inversionen mit synthetischen Datensätzen in Kapitel 4.3 erfolgte problemlos.

4.6 Zusammenfassung der 1D-Modellierungen

Isoliert betrachtet lässt die qualitative Analyse (Kap. 4.1) die Auflösung bzw. Detektierbarkeit des Aquifers durch die untersuchten Komponenten erkennen. Das zugrundeliegende Modell ($\rho_{Aquifer} = 10 \Omega m$) wurde aus bereits bekannten Ergebnissen elektromagnetischer Landmessungen abgeleitet.

Aufgrund der unterschiedlichen Occam-Inversionsergebnisse (Kap. 8.1) im Aquiferwiderstand wurde die Auflösung mit einem angepassten Modell ($\rho_{Aquifer} = 100 \Omega m$) quantitativ untersucht. Die Eigenwertanalyse (Kap. 4.2.1) zeigt einen klaren Vorteil in der Auflösung der Targetparameter für die BroadSide Ex Komponente. Ein direkter Vergleich für den Targetwiderstand der gemessenen Komponenten erfolgt in Kapitel 4.2.2: Hier wird die viel bessere Auflösung der BroadSide Ex für dieses Modell ($\rho_{Aquifer} = 100 \Omega m$) klar deutlich. Auch für das Modell der qualitativen Analyse ($\rho_{Aquifer} = 10 \Omega m$) ist eine bessere Auflösung durch diese Komponente erkennbar.

Das Occam-Inversionsergebnis der realen Daten kann mittels Inversion synthetischer Daten gut reproduziert werden (Kap. 4.3.1). Eine $100 \Omega m$ Targetschicht wird nur von der BroadSide Ex Komponente korrekt wiedergegeben, die anderen Komponenten unterschätzen den Widerstand deutlich. Die InLine Ex Komponente ist außerdem nur für sehr kleine Datenfehler im Hinblick auf die Detektierbarkeit des Aquifers zufriedenstellend invertierbar.

Trotz dieser Einschränkung ist der Aquifer für diese Wassertiefe mit dieser Inversionsmethode gut nachweisbar.

Für das Kanonische Untergrundmodell wird in Kapitel 4.3.3 gezeigt, dass nur die Joint-Inversion vieler Datensätze der BroadSide Ex Komponente den Targetwiderstand korrekt wiedergibt. Einzelinversionen dieser Komponente unterschätzen den Widerstand deutlich. Die anderen Komponenten geben den Widerstand in keinem der untersuchten Fälle korrekt wieder.

Die Marquardt-Inversion (Kap. 4.3.2) ist, wie erwartet, sehr abhängig vom Startmodell. Nur die BroadSide Ex Komponente ermöglicht, unter Einbeziehung der Importances, eine eindeutige geologische Interpretation.

Wie sich Positionsfehler bei der marinen Messung auf die Daten auswirken, wurde in Kapitel 4.4 mit Hilfe eines Kalibrationsfaktors untersucht. Ob sich Positionsfehler bei der Inversion in falschen Endmodellen widerspiegeln oder ob die Fehler durch den Kalibrationsfaktor aufgefangen werden, war allerdings nicht Gegenstand dieses Kapitels. Die Ergebnisse geben keiner Komponente einen Vorzug: Während BroadSide Hz auf Offsetfehler schlecht reagiert, ist diese Komponente unempfindlich gegen Positionsfehler abseits der Ideallinie. Bei den elektrischen Komponenten ist bei den Offsetfehlern die InLine Komponente unempfindlicher, wohingegen abseits der Ideallinie BroadSide die robustere Komponente ist.

Die Modellierung der Airwave in Kapitel 4.5 zeigt bei sehr flachem Wasser wie es auch im Messgebiet vorliegt einen viel geringeren Einfluss auf die Messdaten, als es in der Literatur für tieferes Wasser beschrieben wird. Die synthetischen Daten waren, trotz teilweiser Überlagerung der Targetsignatur mit der Airwave, invertier- und korrekt interpretierbar.

Kapitel 5

2D-Modellierungen mit synthetischen Daten

Die Modellierungen des vorigen Kapitels wurden mit einfachen, geschichteten Untergrundmodellen durchgeführt. Die Situation an der Küste ist jedoch klar mehrdimensional, darum erfolgen nun Modellierungen mit dem Programm `SLDMem3t` ([Druskin and Knizhnermann, 1988]), welches mittels der "Spectral Lanczos Decomposition Methode" die elektromagnetischen Felder für mehrdimensionale Untergrundmodelle im Zeitbereich berechnet. Das Programm wurde bereits für viele Modellierungen galvanisch angekoppelter Zeitbereichsmethoden verwendet: sowohl auf Land (z.B. [Hördt, 1992], [Commer et al., 2006]) als auch für den marinen Fall in tiefem Wasser (z.B. [Scholl and Edwards, 2007], [Swidinsky and Edwards, 2013]) sowie im küstennahen Bereich ([Goldman et al., 2011]). Die Theorie von `SLDMem3t` wurde in Kapitel 3.2.2 vorgestellt. Nun wird in diesem Kapitel das Finite Differenzen Gitter verifiziert und die Modellinterpolation anhand des Küstenmodells untersucht.

Zuerst wird der Aufbau der Modelle in Unterkapitel 5.1 besprochen. Die verwendeten Gitter und die von `SLDMem3t` durchgeführte Modellinterpolation (Material Averaging) werden in Unterkapitel 5.2 behandelt. In Unterkapitel 5.3 folgt die genauere Untersuchung des Küstenmodells anhand der Verteilung der Energiedichte und des Poynting-Vektors, bevor praxisbezogene Modellierungen erfolgen. Diese sind die optimale Länge der Empfangsdipole (Kap. 5.4.1), das Auflösungsvermögen von Landempfängern (Kap. 5.4.2) und der Aquiferkantenform (5.4.3), sowie die Fragen wie zweidimensionale Daten am besten mit eindimensionalen Modellen interpretiert werden (Kap. 5.4.4).

5.1 Aufbau der zweidimensionalen Modelle

Für die Modellierungen wurde ein Paket von `MATLAB` Skripten erstellt, die ein feinschichtiges 2D-Modell erzeugen. Damit konnten die wichtigen Modellparameter sehr einfach variiert werden, was unterschiedliche Modellierungen ermöglichte. Den Aufbau dieser Modelle behandelt dieses Unterkapitel. Zunächst erfolgt die Vorstellung der festen Gegebenheiten wie Meeresboden (Kap. 5.1.1) und Form des Aquiferendes (Kap. 5.1.2), bevor die veränderbaren Parameter des Modells erläutert werden (Kap. 5.1.3). Das mit `SLDMem3t` gerechnete Modell ist grundsätzlich ein 3D-Modell, aber die Modellblöcke wurden in der Richtung parallel zur Küste von -50 km bis +50 km fortgeführt. Dies entspricht somit einem zweidimensionalen Leitfähigkeitsmodell.

5.1.1 Meeresboden

Für die Modellierung des Meeresbodens wurden Tiefenwerte aus der vorhandenen Seekarte (Abb. 6.5) verwendet und dazwischen linear interpoliert. Diese Abschätzung ist sehr ungenau und wie sich nach der Datenanpassung der gemessenen Daten (Kap. 9.1) herausstellte, wurde die Wassertiefe hiermit etwas unterschätzt. Für die Senderpositionen wurde immer ein ebenes Stück Meeresboden erzeugt. Für Sender senkrecht zur Küste musste also ein mind. 400m langes Plateau erstellt werden und somit wurde mehr verändert als für Sender parallel zur Küste.

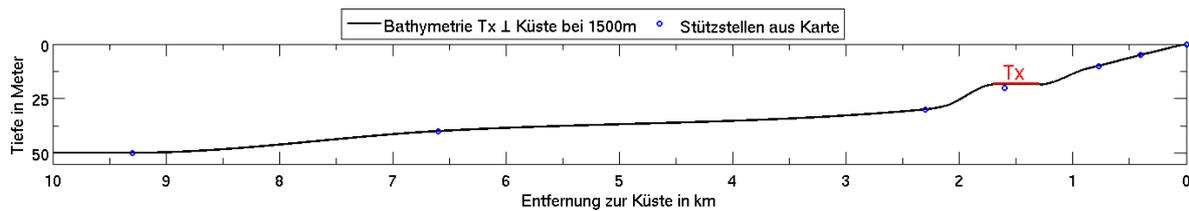


Abbildung 5.1: Beispiel des modellierten Meeresbodens für einen Sender senkrecht zur Küste in 1500 m Entfernung. Die Stützstellen auf der bathymetrischen Karte (Abb. 6.5) sind eingezeichnet.

In Abb. 5.1 ist als Beispiel die verwendete Bathymetrie für eine Senderposition (senkrecht zur Küste mit 1500 m Abstand) dargestellt. Ein schräger Sender oder eine schräge E-Feldstrecke wird in allen hier vorgestellten Modellierungen nicht berücksichtigt. Modellierungen diesbezüglich, auch mit dem Finite Differenzen Programm SLDMem3t, sind z.B. von [Bücker, 2008] durchgeführt worden. [Li and Constable, 2007] behandeln den Einfluss der Bathymetrie mit einem Finite Elemente Programm.

5.1.2 Küstenform und Form des Targetendes

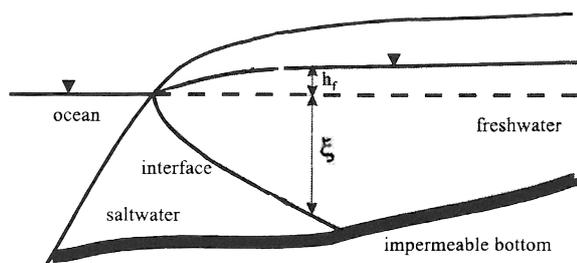


Abbildung 5.2: Analytisches Modell von Ghyben-Herzberg mit scharfer Grenzfläche zwischen Süß- und Salzwasser. [verändert aus: [Bear et al., 1999]]

Die einfachste analytische Lösung, die Grenzfläche zwischen Süß- und Salzwasser zu beschreiben, ergibt sich nach Ghyben und Herzberg (siehe [Bear et al., 1999]). Unter der Annahme, dass es sich um stehendes Salzwasser handelt, ergibt sich für die Grenzfläche folgende Tiefe unter dem Meeresspiegel (vgl. Abb. 5.2): $\xi = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} \cdot h_f$, wobei ρ_f und ρ_s die Dichte von Süß- und Salzwasser ist und h_f die Höhe des Grundwasserspiegels zum Meeresspiegel. Der Grundwasserspiegel wurde

für die Modellierungen als linear ansteigend zum Landesinneren mit einer Steigung von $6,7 \cdot 10^{-3}$ angenommen. Das entspricht 20 m Anstieg auf 3 km. Als Dichte für das Meerwasser wird $\rho_s = 1.0271 \frac{kg}{m^3}$ verwendet (vgl. Abb. 6.6). Für das Wasser im Aquifer wird eine Dichte von $\rho_f = 1.016 \frac{kg}{m^3}$ festgelegt, was keinem reinen Wasser, sondern in etwa Brackwasser entspricht. Für das seeseitige Ende des gesuchten Aquifers findet die gleiche Form wie für die Küste Verwendung.

Ob die Form des Targetendes mit den verwendeten Methoden bestimmt werden kann, wird in Kapitel 5.4.3 genauer untersucht.

5.1.3 Parameter des 2D-Modells

In Abbildung 5.3 ist eine Skizze des 2D-Modells, mit dem alle zweidimensionalen Modellierungen durchgeführt wurden, dargestellt. Die Bathymetrie und das Aquiferende wurden bereits in den vorigen Unterkapiteln (Kap. 5.1.1 und 5.1.2) besprochen. Diese beiden Parameter sind fest. Die Küste wird mit einem einheitlichen Block vereinfacht, dessen Widerstand ebenfalls fest ist. Der Wasserwiderstand ist nicht tiefenabhängig und wird mit $0,2 \Omega m$ festgelegt. Er stützt sich auf die durchgeführte insitu Messung (siehe Abb. 6.6).

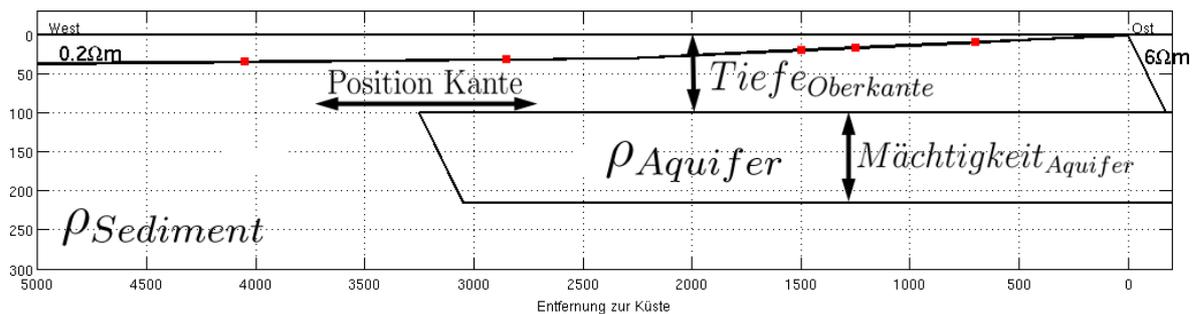


Abbildung 5.3: Veränderbare Parameter des verwendeten 2D-Modells. Die Senderpositionen sind rot eingezeichnet. Die horizontalen Bereiche um die Sender (siehe Kap. 5.1.1) sind nicht dargestellt.

Die verbleibenden Modellparameter können mit den MATLAB-Skripten einfach variiert werden:

- Widerstand Sediment
- Mächtigkeit und Widerstand des Aquifers
- Tiefe der Oberkante des Aquifers: Hierbei ist die Tiefe unter der Wasseroberfläche gemeint.
- Position der Aquiferkante: Mittels dieses Parameters erfolgt die Variation der lateralen Ausdehnung des Aquifers. Es wird die obere (westliche) Ecke des Aquifers als Position verwendet.

5.2 Gitter SLDMem3t

Das verwendete Programm `SLDMem3t` berechnet die elektrischen und magnetischen Feldkomponenten auf Basis eines Finiten Differenzen (FD) Gitters. Wie bei jedem FD-Verfahren sind die korrekten Berechnungen der Felder abhängig von der richtigen Wahl dieses Gitters.

[Martin, 2009] stellt einen automatischen Gittergenerator vor. Der kleinste und größte Gitterabstand ist dabei abhängig von den verwendeten Modellleitfähigkeiten und dem gewünschten Zeitintervall. [Martin, 2009] untersucht verschiedene Arten das Gitter zu erstellen und die optimale Anzahl der Gitterlinien in jede Dimension. Mit diesem Gittergenerator wurden die verwendeten Gitter erzeugt, die Anzahl der Gitterlinien beträgt in jeder Dimension ca. 80.

Die Feldwerte werden von `SLDMem3t` zwischen Gitterpunkten auf Gitterlinien (elektrisches Feld) oder in der Mitte der Gitterzellen (magnetisches Feld) berechnet. Um die Felder an den korrekten Empfängerpositionen zu erhalten, wurden einzelne vertikale

und horizontale Gitterlinien eingefügt, wie es von [Hördt, 1992] vorgeschlagen wird. Dieses Vorgehen wurde anhand von 1D-Untergrundmodellen verifiziert.

Jedes Gitter wurde vor der Verwendung mittels eines Vergleichs mit MARTIN überprüft. Dies wird in Unterkapitel 5.2.1 vorgestellt. SLDMem3t interpoliert das Modell auf das jeweilige Gitter, das sogenannte "Material Averaging". Welche Auswirkungen diese Interpolation auf das ursprüngliche Modell hat, wird in Unterkapitel 5.2.2 illustriert.

5.2.1 Gitter Test

Um die verwendeten Gitter zu testen, wurden Transienten von SLDMem3t mit denen von MARTIN verglichen. Dabei wurde ein eindimensionaler Dreischichtfall gewählt: $\rho_{1,2,3} = 1, 10, 1 \Omega m$. Die Oberkante der zweiten Schicht befindet sich immer in einer Tiefe von 100 m unter dem Meeresspiegel und die Schicht ist 100 m dick. Die Wassertiefen variieren demnach und entsprechen den Tiefen der Sender (vgl. Tabelle B.1). Die Empfänger befinden sich für den Gittertest immer in der gleichen Tiefe wie die Sender. Es wurden 30 Zeitpunkte zwischen $5 \cdot 10^{-4}$ s bis $5 \cdot 10^{-1}$ s berechnet, also 10 Stützstellen pro Dekade. In Abbildung 5.4 finden sich für ein Beispiel oben die berechneten Transienten und unten der Quotient der beiden Lösungen. Diese Abweichungen, wurden sowohl in Abschnitt 5.4.4 und 5.4.5 als Standardabweichung für den jeweiligen Datenpunkt bei der Berechnung des χ -Werts verwendet, als auch bei der zweidimensionalen Interpretation in Kapitel 9.1 in die Standardabweichung der gemessenen Daten einbezogen. Die Gittertests für die anderen Senderpositionen sind in Anhang C gezeigt. Die Gittertests zeigen für alle verwendete Gitter einen gute Übereinstimmung zur Lösung von MARTIN. Nur Bereiche um einen Vorzeichenwechsel weichen erwartungsgemäß mehr von der Vergleichslösung ab.

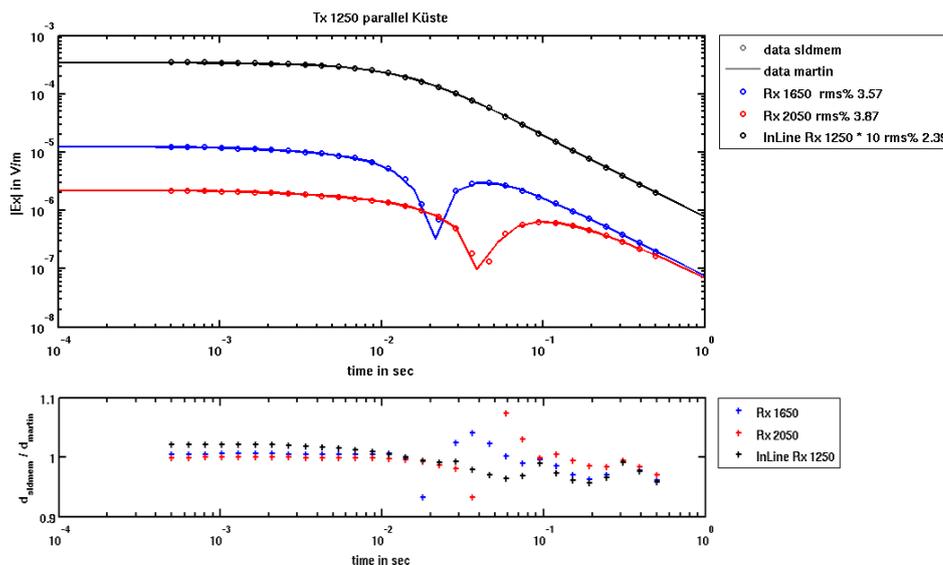


Abbildung 5.4: SLDMem3t Gittertest für die Stationen mit dem Sender bei 1250 m, Tx parallel zur Küste: E-Feld. Die Daten der Empfängerposition 1250 m sind für die Darstellung mit 10 multipliziert. Die horizontalen Koordinaten der dargestellten Datensätze entsprechen den Nummern 19, 20 und 21 in Tabelle B.1

5.2.2 Material Averaging

Bei dem Programm SLDMem3t ist das Modell zunächst unabhängig von dem verwendeten Finite Differenzen (FD) Gitter. Um die elektrischen und magnetischen Feldkomponenten zu berechnen, benötigt SLDMem3t jedoch den Wert der Leitfähigkeit in der Mitte jeder Gitterzelle. Daher erfolgt eine Interpolation des Modellgitters auf das FD-Gitter. In Abbildung 5.5 ist das Schema zweidimensional skizziert: Um das elektrische Feld in j -Richtung auf dem Gitterkreuz (\otimes in Abb. 5.5) zu berechnen, werden die Leitfähigkeiten der vier angrenzenden Zellen benötigt. Aus deren Zellenmitten ergibt sich ein Gebiet, für das die mittlere Leitfähigkeit, gewichtet nach der Fläche, berechnet wird. In SLDMem3t geschieht das für jede Raumrichtung separat. Es stellt sich die Frage, inwieweit das feine Modell in die Berechnungen von SLDMem3t eingeht.

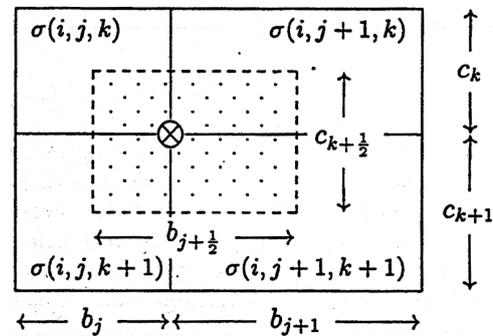


Abbildung 5.5: Geometrie zur Berechnung von mittleren Leitfähigkeiten für einen Stromfluss von links nach rechts. Das gemittelte Gebiet ist gepunktet [aus: [Weidelt, 2000]].

Betrachtet werden Sender parallel zur Küste, was somit auch die x -Richtung vorgibt: in die Zeichenebene hinein. Bei der Interpolation der Leitfähigkeiten für die E_x -Komponente ergeben sich die gleichen Werte wie im feinen MATLAB-Modell, weil sich das Modell in dieser Richtung quasi unendlich weit ausdehnt. Als Beispiel für eine Modelländerung durch die Interpolation wird nun das E_y -Feld betrachtet. In den Abbildungen 5.6 bis 5.8 ist für zwei Senderpositionen diese Interpolation dargestellt. In größerer Entfernung vom Sender wird das ursprüngliche Modell durch das Material Averaging nicht genau wiedergegeben. Jedoch bleiben vom ursprünglichen Modell die Schräge der Küste bei küstennahen Sendelokationen (Abb. 5.6 und 5.7) und die Targetkante bei küsternen Sendelokationen (Abb. 5.8 und 5.9) ausreichend erhalten und diese Strukturen fließen somit in die Berechnungen von SLDMem3t mit ein.

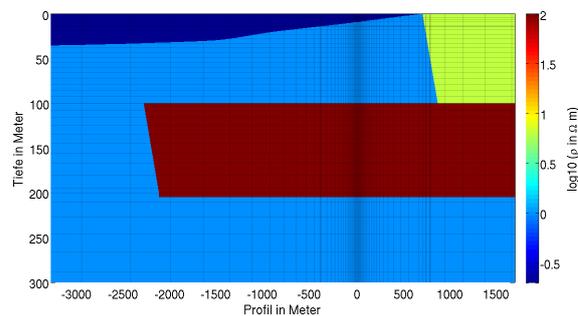


Abbildung 5.6: Feines Untergrundmodell, Sender parallel zur Küste in 700 m Entfernung. Der Sender liegt auf dem Meeresboden senkrecht zur Zeichenebene und gibt die x -Richtung vor.

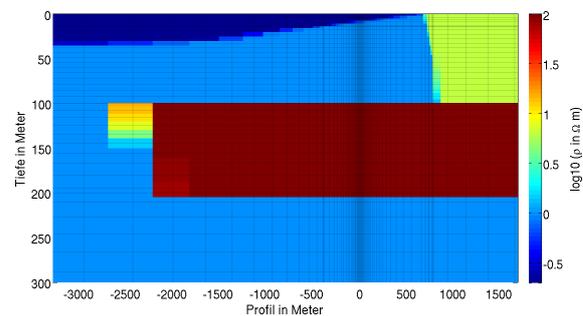


Abbildung 5.7: Untergrundmodell mit Material Averaging für die E_y -Komponente durch SLDMem3t des Modells in Abb. 5.6.

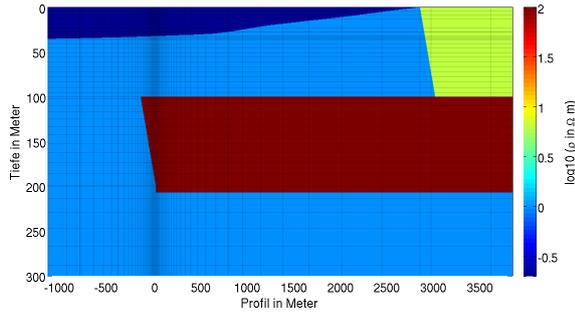


Abbildung 5.8: Feines Untergrundmodell, Sender parallel zur Küste in 2850 m Entfernung. Der Sender liegt auf dem Meeresboden senkrecht zur Zeichenebene und gibt die x -Richtung vor.

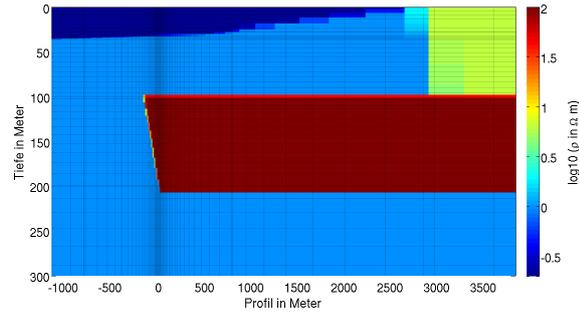


Abbildung 5.9: Untergrundmodell mit Material Averaging für die E_y -Komponente durch `SLDMem3t` des Modells in Abb. 5.8.

5.3 Energiedichte und Poynting-Vektor

Um ein besseres Verständnis der physikalischen Vorgänge im Untergrund zu erlangen, wurden das elektrische und das magnetische Feld für verschiedene Modelle auf einem ganzen Profilschnitt, senkrecht zur Küste, berechnet. Aus diesen beiden elektromagnetischen Feldkomponenten wurden die Energiedichte und der Poyntingvektor (oder auch Energiestromdichte) berechnet. Diese beiden Größen werden anhand drei ausgewählter Zeitpunkte diskutiert.

Die Berechnungen fanden für den üblichen Zeitbereich statt (siehe Kap. 5.2.1). Es wurden Einschaltvorgänge simuliert. Die jeweiligen Komponenten (x , y , z - Richtung) des elektrischen Feldes und der zeitlichen Ableitung des magnetischen Feldes wurden auf gemeinsame Gitterpunkte interpoliert. Aus der zeitlichen Ableitung des magnetischen Feldes wurde per kumulativer Integration der Wert des magnetischen Feldes berechnet. Da der modellierte Zeitbereich erst bei $t = 5 \cdot 10^{-4} \text{s}$ beginnt, tritt hierbei ein gewisser Fehler im Wert auf, der aber außer Acht gelassen wird. Für die Energiedichte wurden die elektrischen und magnetischen Felder auf ein gemeinsames regelmäßiges Gitter mit einem Gitterabstand von 25 m, für den Poynting-Vektor auf ein Gitter mit horizontalem Gitterabstand von 100 m interpoliert.

Die Energiedichte elektromagnetischer Wellen berechnet sich wie folgt ([Weidelt, 2007]):

$$u = \frac{1}{2} \cdot (\mathbf{E} \cdot \mathbf{D} + \mathbf{H} \cdot \mathbf{B}) , \quad (5.1)$$

$$\text{mit der Einheit: } \frac{\text{Energie}}{\text{Volumen}} = \frac{\text{J}}{\text{m}^3} .$$

Der Poynting-Vektor (Energiestromdichte) ergibt sich aus:

$$\mathbf{S} = \mathbf{E} \times \mathbf{H} , \quad (5.2)$$

$$\text{mit der Einheit: } \frac{\text{Energie}}{\text{Fläche} \cdot \text{Zeit}} = \frac{\text{Leistung}}{\text{Fläche}} = \frac{\text{J}}{\text{m}^2 \cdot \text{s}} = \frac{\text{W}}{\text{m}^2} .$$

Abbildung 5.10 zeigt die vier verwendeten Modelle: einen homogenen Halbraum, einen Dreischichtfall und das komplette Küstenmodell, einmal mit und einmal ohne

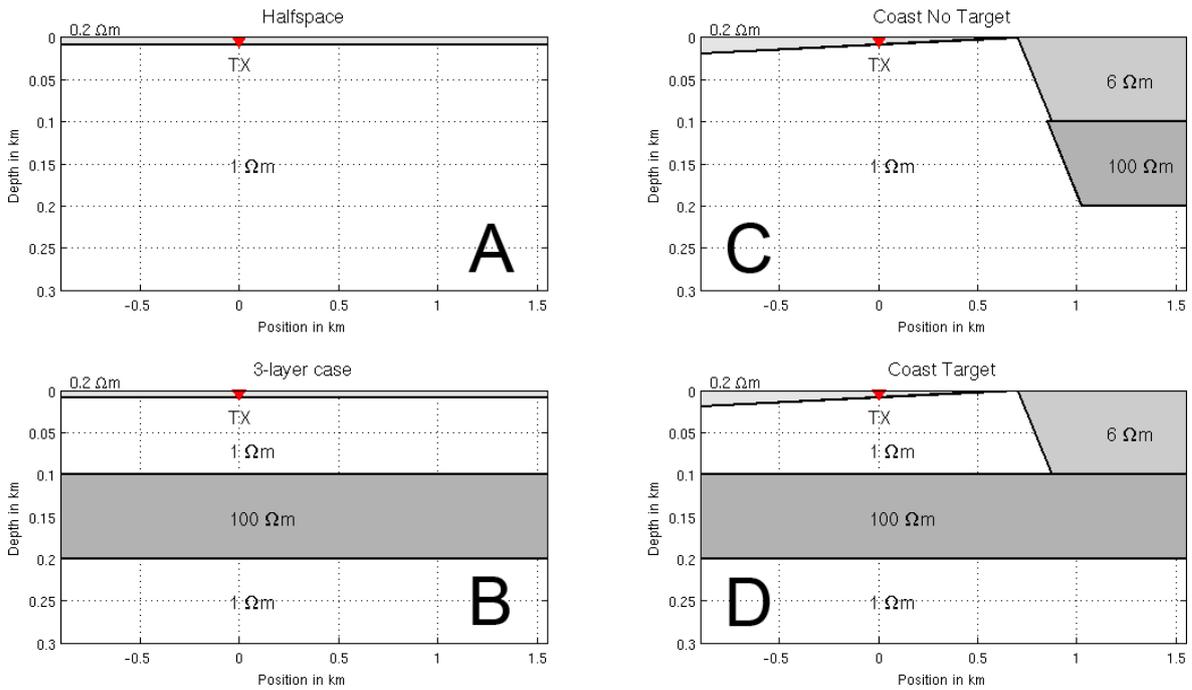


Abbildung 5.10: Für die Visualisierung der elektromagnetischen Felder verwendete Modelle: (A) homogener Halbraum, (B) Dreischichtfall, Küstenmodell mit (D) und ohne (C) Aquifer unter dem Meeresboden.

Aquifer unter dem Meeresboden. Es wurde jeweils ein Sender mit Dipollänge 400 m senkrecht und parallel zur Küste modelliert, im Abstand von 700 m. Die Wassertiefe bei den eindimensionalen Modellen (Abb. 5.10 (A) und (B)) entspricht der Sendertiefe in den zweidimensionalen Modellen (Abb. 5.10 (C) und (D)).

Im Folgenden werden nun für die beiden Sender jeweils drei Zeitpunkte dargestellt und besprochen: zu frühen, mittleren und späten Zeiten im berechneten Zeitbereich: $t \sim 1, 11$ und 120 ms. In den Abbildungen 5.12 bis 5.14 ist das Modell mit dem Sender senkrecht zur Küste zu sehen. Die Abbildungen 5.15 bis 5.17 zeigen das Modell mit dem Sender parallel zur Küste. Um die Situation besser diskutieren zu können, sind auch die relativen Differenzen der Energiedichten zwischen folgenden Modellen dargestellt:

- 1D: mit (B in 5.10) und ohne (A) schlechtleitende Schicht in Teilabbildung AB
- 2D: mit (D in 5.10) und ohne (C) schlechtleitende Schicht in Teilabbildung CD
- 1D (A in 5.10) und 2D (C) ohne schlechtleitende Schicht in Teilabbildung AC
- 1D (B in 5.10) und 2D (D) mit schlechtleitende Schicht in Teilabbildung BD

Der Aufbau der Abbildungen 5.12 bis 5.17 ist in Abbildung 5.11 skizziert: Die vier Teilabbildungen links oben zeigen als farblichen Iso-Plot die log-Werte der Energiedichte zu den Modellen aus Abbildung 5.10. Die zugrundeliegenden Modelle sind noch einmal eingezeichnet. Zusätzlich ist jeweils der Poynting-Vektor dargestellt: Die Länge der Pfeile sind hierbei im-

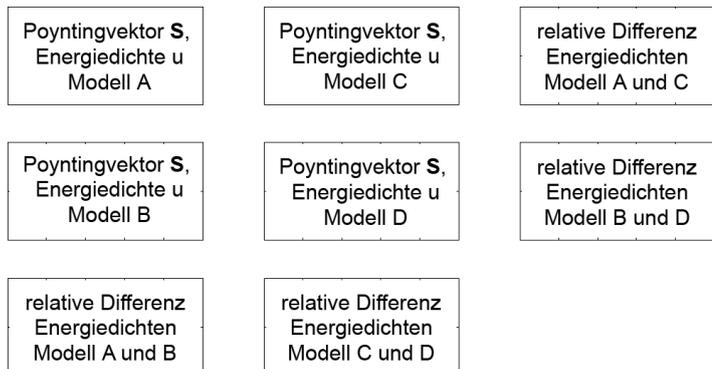


Abbildung 5.11: Aufbau der Abbildungen 5.12 bis 5.17. Die Modelle sind in Abb. 5.10 zu sehen.

mer gleich, die Grau-Skala gibt

dessen log-Wert an. Es wird jeweils der dekadische Logarithmus verwendet. Die Positionen der relativen Differenzen ergeben sich aus Abbildung 5.11. Für eine bessere Darstellung wurden nur Werte größer 10^{-16} betrachtet.

Beim Vergleich der beiden Modelle mit und ohne schlechtleitende Schicht (letzte Zeile in Abb. 5.11) ist dargestellt:

$$\frac{\text{Energiedichte mit schlechtleitender Schicht} - \text{Energiedichte ohne schlechtleitende Schicht}}{\text{Energiedichte mit schlechtleitender Schicht}}$$

Ein Wert von Null bedeutet: Die Energiedichte beider Modelle sind gleich. Ein Wert von +0,5 bedeutet somit, dass die Energiedichte mit schlechtleitender Schicht doppelt so groß ist wie ohne diese Schicht. Ein Wert von -0,5 bedeutet, sie ist halb so groß. Mit diesen beiden Teilabbildungen wird - getrennt für ein- und zweidimensionale Modelle - der Einfluss des schlechten Leiters diskutiert.

In der rechten Spalte (AC, BD) der Abbildungen ist die relative Differenz der Energiedichten aus jeweils dem ein- und dem zweidimensionalen Modell dargestellt:

$$\frac{\text{Energiedichte 1D-Modell} - \text{Energiedichte 2D-Modell}}{\text{Energiedichte 1D-Modell}}$$

Auch hier bedeutet ein Wert von Null wieder, dass die Energiedichten für den ein- und zweidimensionalen Untergrund gleich sind. Bei einem Wert von 0,5 ist somit die Energiedichte des eindimensionalen Modells doppelt so groß wie die Energiedichte des zweidimensionalen Modells und bei -0,5 halb so groß.

Mit diesen Teilabbildungen kann nun der Einfluss der Dimensionalität diskutiert werden.

Sender in der Zeichenebene (senkrecht zur Küste)

- Schon zu **frühen Zeiten** ($t = 1,3 \text{ ms}$ in **Abb. 5.12**) zeigt sich deutlich, wie die schlechtleitende Schicht als bevorzugte Ausbreitungsrichtung der elektromagnetischen Welle fungiert. Der Poynting-Vektor ist im schlechten Leiter horizontal gerichtet und sein Wert deutlich höher als in entsprechender Tiefe bei dem Modell ohne schlechtleitende Schicht (Abb. B, D).

Dieses Phänomen einer bevorzugten Ausbreitungsrichtung durch eine schlechtleitende Schicht, den sogenannten "guided waves", wird von [Weidelt, 2007] beschrieben und für den 1D-Fall im Frequenzbereich dargestellt. [Weidelt, 2007] verwendet dafür das Kanonische Widerstandsmodell.

Die relativen Differenzen der Energiedichten der ein- und zweidimensionalen Modelle (Abb. AB, CD) gleichen sich. Oberhalb des schlechten Leiters gleicht sich der Energiefluss der beiden Modelltypen (Abb. B, D): Der Poynting-Vektor zeigt, außer an den Dipolenden des Senders, nach unten. Bei den zweidimensionalen Modellen (Abb. C, D) hat sich die Energiedichte bereits in den Küstenbereich ausgebreitet. Bei dem Modell mit schlechtem Leiter (Abb. C) zeigt der Poynting-Vektor einen leichten Rückfluss durch den schlechten Leiter in Richtung Sendedipol.

In den relativen Differenzen zwischen den 1D- und 2D-Modellen (Abb. AC, BD) zeigt sich diese Ausbreitung im Küstenbereich deutlich. Auch der Einfluss des schrägen Meeresbodens wird hier deutlich. Die Energiedichte unterscheidet sich zu diesem Zeitpunkt bis in eine Tiefe von ca. 50 m: Vom Sendedipol in Richtung

Küste (aufsteigendes Gefälle) ist diese bei dem 2D-Modell größer als bei dem 1D-Modell. In Richtung offenes Meer (absteigendes Gefälle) ist diese kleiner als bei dem 1D-Modell.

- Die schlechtleitende Schicht fungiert auch zu **mittleren Zeiten** ($t = 11 \text{ ms}$) in **Abb. 5.13** als Energieleiter. Der Poynting-Vektor ist im schlechten Leiter stark ausgeprägt (Abb. B, D). Unterhalb des schlechten Leiters wird die Energie nach unten transportiert, auch in Bereichen, in denen dies ohne die schlechtleitende Schicht nicht geschieht (vgl. Abb. A und C). Bei den Modellen ohne schlechtleitende Schicht (A, C) zeichnet sich der Abstrahlkegel des Sendedipols in den Abbildungen deutlich ab.

Die relativen Differenzen zwischen den Modellen mit und ohne schlechtleitender Schicht zeigen sowohl für den ein- (Abb. AB) als auch für den zweidimensionalen (Abb. CD) Fall deutlich die Deformierung der Energiedichtevertellung durch den schlechten Leiter: Von der Oberfläche bis in eine Tiefe von ca. 50 m ist mehr Energiedichte bei dem Modell ohne schlechten Leiter vorhanden. Ab dieser Tiefe ist bei dem Modell mit schlechtem Leiter mehr Energie im Untergrund vorhanden. Direkt unter dem Sendedipol bildet sich ein Bereich in Tiefe des schlechten Leiters aus, in der die Energiedichte in dem Modell ohne schlechten Leiter größer ist.

Die relativen Differenzen der Energiedichte für den ein- (Abb. AB) und zweidimensionalen (Abb. CD) Fall gleichen sich bis auf die Küstenregion: Dort wird bei dem zweidimensionalen Modell die Energieausbreitung gehemmt und somit weist das Modell ohne schlechten Leiter dort eine größere Energiedichte auf (vgl. Abb. CD).

Die relative Differenz zwischen ein- und zweidimensionalem Modell ohne schlechten Leiter (Abb. AC) zeigt deutlich die größere Ausbreitung der Energiedichte auf der Küstenseite des Sendedipols. Die hemmende Wirkung der Küstenstruktur auf die Energieausbreitung bei dem Modell mit schlechtem Leiter (Abb. BD) ist in den relativen Differenzen zwischen dem ein- und zweidimensionalen Modell zu sehen: Bei dem 1D-Modell ist die Energiedichte im Küstenbereich ab ca. 50 m Tiefe größer. Im Oberflächennahen Bereich tritt weiterhin bei dem 2D-Modell mehr Energiedichte im Küstenblock auf. Bei den relativen Differenzen zwischen den ein- und zweidimensionalen Modellen ist im Fall ohne schlechten Leiter (Abb. AC) in Richtung offenes Meer wieder eine größere Energiedichte im zweidimensionalen Fall vorhanden. Dieser Bereich, hervorgerufen durch die Schräge des Meeresbodens, verkleinert sich jedoch deutlich durch die schlechtleitende Schicht auf einen etwa 200 m kleinen, sehr dünnen Bereich direkt unter der Meeresoberfläche bei Profilposition - 0,4 km.

- Zu **späten Zeiten** ($t = 119 \text{ ms}$ in **Abb. 5.14**) setzt sich die Entwicklung fort. Der Poynting-Vektor zeigt im schlechten Leiter weiter mit einem relativ großen Wert horizontal vom Sendedipol weg (Abb. B, D). Unterhalb des schlechten Leiters zeigt der Vektor radial vom Sender weg. In den Modellen ohne schlechtleitende Schicht (Abb. A, C) ergibt sich diese radiale Richtung nicht, die Energie wird in die Bereiche zwischen den Abstrahlkegeln transportiert. Da dort ein kleiner Wert für die Energiedichte vorliegt, wird die abgestrahlte Energie nach dem Energieerhaltungssatz vermehrt für die Arbeit zur Bewegung der Ladungsträger verwendet.

Direkt unter dem Sendedipol ist die Energiedichte ohne schlechten Leiter größer,

was deutlich in den relativen Differenzen der 1D- und 2D-Modelle (Abb. AB, CD) zu sehen ist. Die gehemmte Energieausbreitung durch die Küstenstruktur bei vorhandenem schlechten Leiter tritt klar hervor: In dem Modell ohne schlechten Leiter ist dort die Energiedichte größer (vgl. Abb. C mit D).

Auch beim Vergleich der Energiedichten der ein- und zweidimensionalen Modelle mit schlechtem Leiter (Abb. BD) wird dies noch einmal deutlich: Der Bereich mit größerer Energiedichte des 1D-Falls hat sich im Vergleich zum zuvor betrachteten Zeitpunkt (Abb. 5.13) deutlich vergrößert. Ohne den schlechten Leiter (Abb. AC) setzt sich die Entwicklung aus den mittleren Zeiten ebenfalls fort. Die Ausnahmen sind jedoch die Oberfläche und ein oberflächennaher Bereich an Land: Dort ist die relative Differenz der Energiedichten gleich Null. Der kleine Bereich, in welchem das 1D-Modell am und direkt unter dem Meeresboden mehr Energie aufweist (vgl. Abb. BD), etwa 400 m seewärts vom Dipolmittelpunkt, bleibt in seiner lateralen Ausdehnung bestehen, in z-Richtung nimmt seine Größe unwesentlich ab.

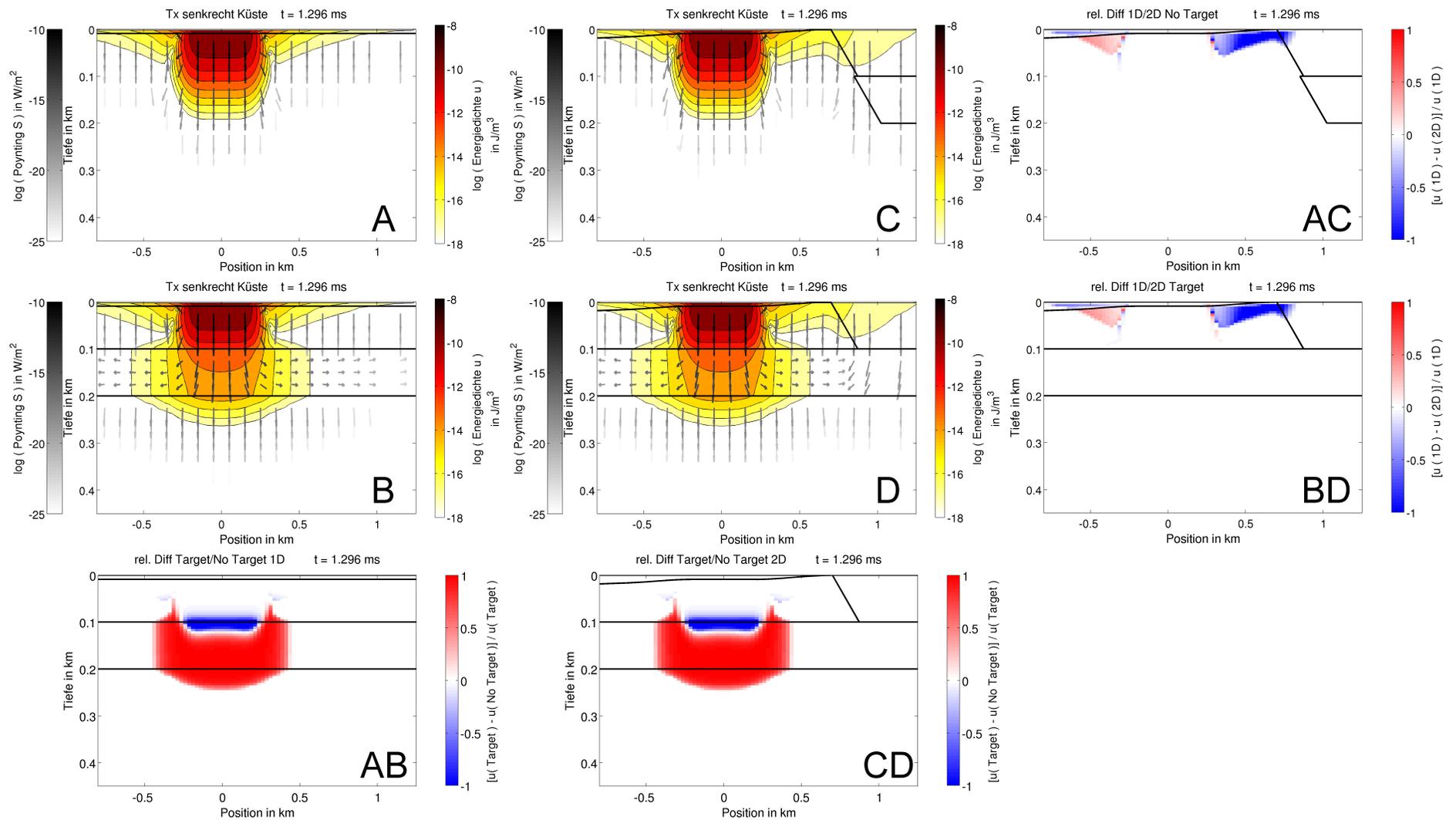


Abbildung 5.12: Poynting-Vektor und Energiedichte (A - D) für die Modelle aus Abb. 5.10 zum Zeitpunkt $t = 1,3$ ms. Der Sender liegt auf dem Meeresboden, senkrecht zur Küste in 700 m Entfernung. Weiter sind die relativen Differenzen der Energiedichte dargestellt (AB, CD, AC und BD). Der Aufbau dieser Abbildung ist in Abb. 5.11 und im Text beschrieben.

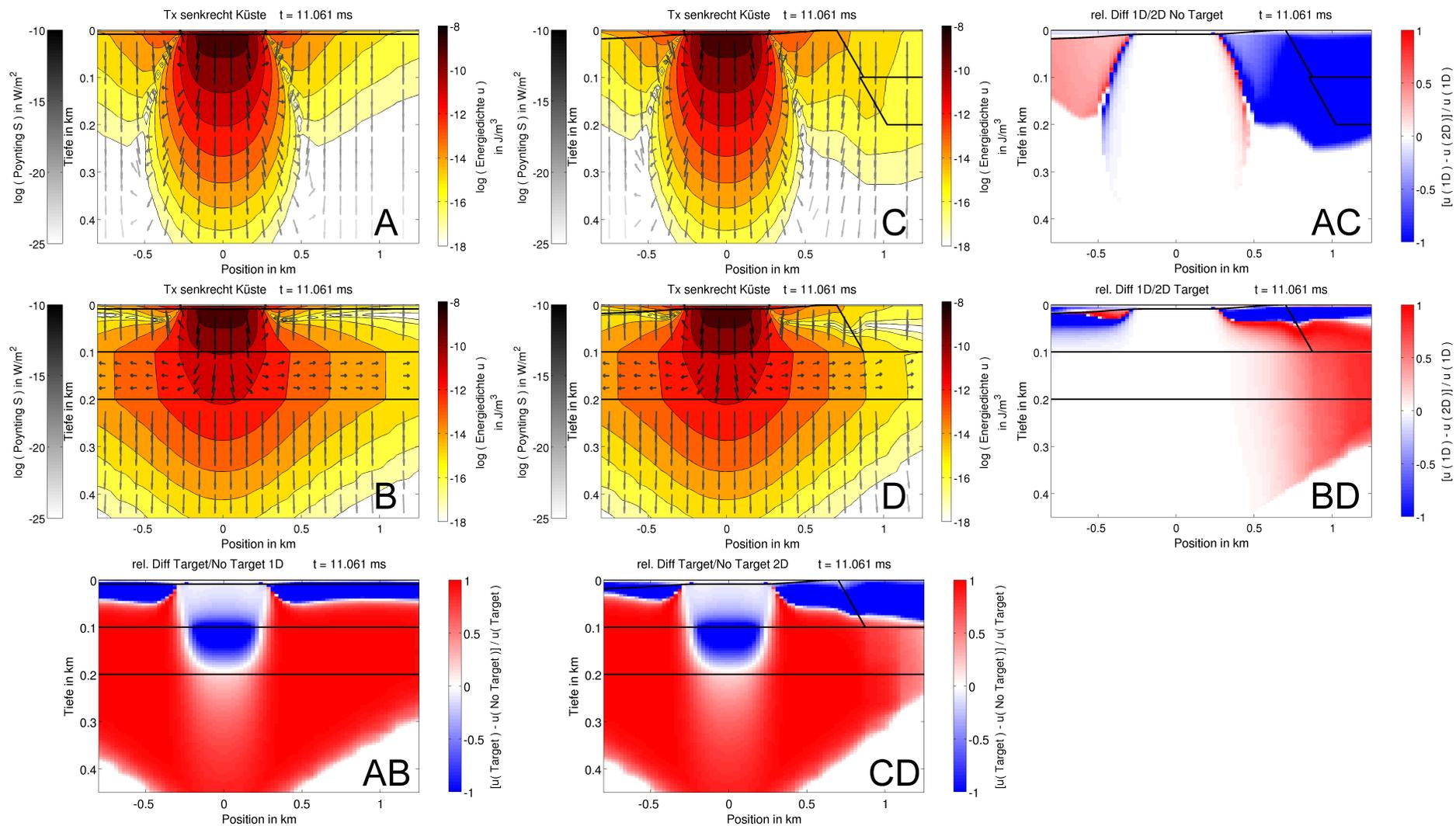


Abbildung 5.13: Poynting-Vektor und Energiedichte (A - D) für die Modelle aus Abb. 5.10 zum Zeitpunkt $t = 11$ ms. Der Sender liegt auf dem Meeresboden, senkrecht zur Küste in 700 m Entfernung. Weiter sind die relativen Differenzen der Energiedichte dargestellt (AB, CD, AC und BD). Der Aufbau dieser Abbildung ist in Abb. 5.11 und im Text beschrieben.

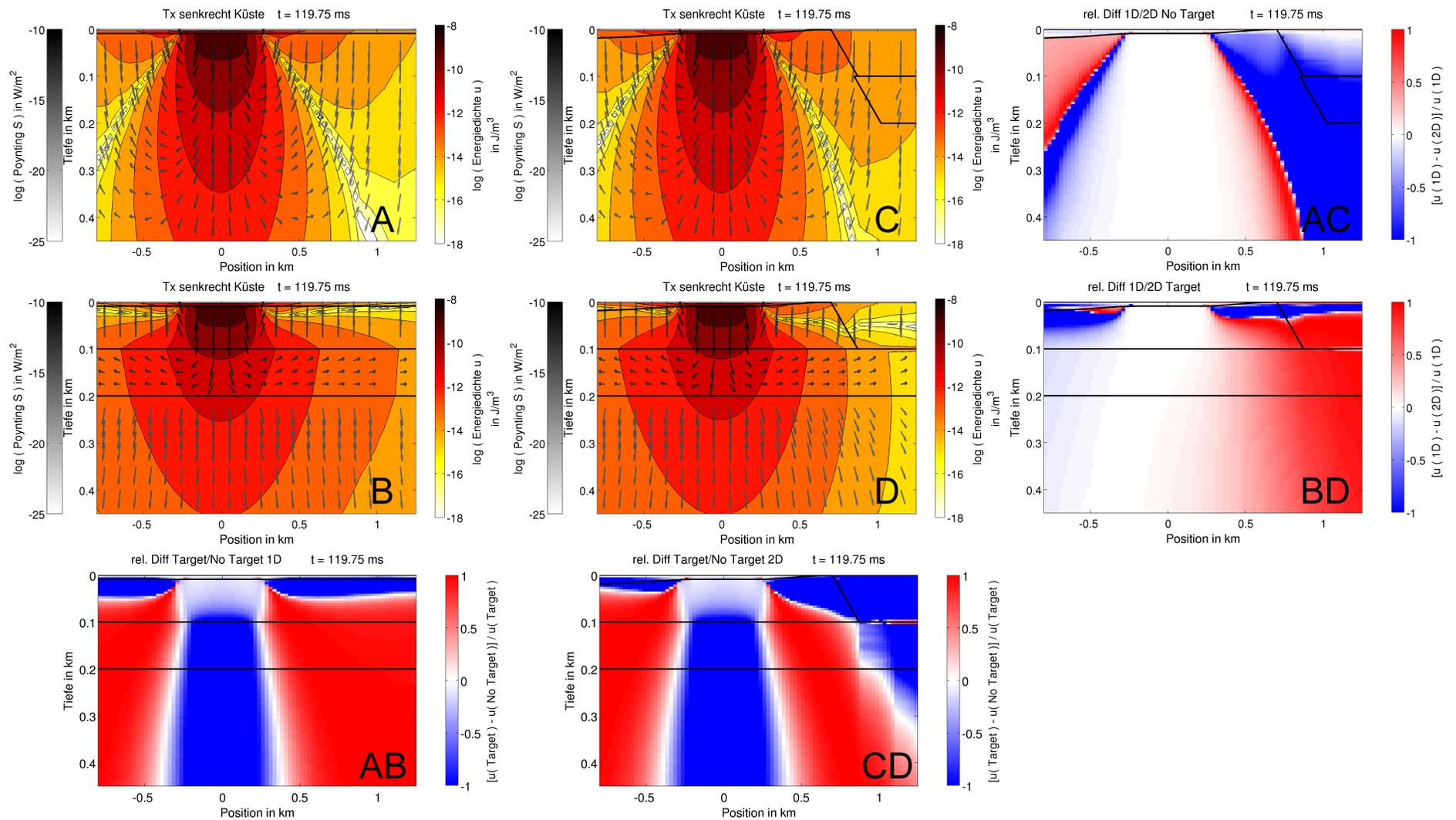


Abbildung 5.14: Poynting-Vektor und Energiedichte (A - D) für die Modelle aus Abb. 5.10 zum Zeitpunkt $t = 120$ ms. Der Sender liegt auf dem Meeresboden, senkrecht zur Küste in 700 m Entfernung. Weiter sind die relativen Differenzen der Energiedichte dargestellt (AB, CD, AC und BD). Der Aufbau dieser Abbildung ist in Abb. 5.11 und im Text beschrieben.

Sender senkrecht zur Zeichenebene (parallel zur Küste)

- Zu **frühen Zeiten** ($t = 1,3 \text{ ms}$ in **Abb. 5.15**) zeigt sich wieder die richtungsweisende Eigenschaft der schlechtleitenden Schicht (Abb. B, D). Dieses schnellere Ausbreiten der Energiedichte ist allerdings nicht so ausgeprägt wie bei dem Sender in der Zeichenebene zum selben Zeitpunkt (vgl. Abb. 5.12 B, D). Die Poynting-Vektoren sind im schlechten Leiter nicht horizontal gerichtet (Abb. B, D), was mit den Berechnungen von [Weidelt, 2007] übereinstimmt.

Die relativen Differenzen der Energiedichten gleichen sich für den ein- (Abb. AB) und zweidimensionalen (Abb. CD) Fall.

Die relative Differenz zwischen den ein- und zweidimensionalen Modellen mit schlechtem (Abb. BD) und ohne schlechten Leiter (Abb. AC) gleichen sich zu diesem frühen Zeitpunkt noch. Es ist zu beachten, dass die Energiedichten in Abb. C und D für einen größeren Wertebereich dargestellt sind und die Werte für die Berechnung der relativen Differenz nach unten begrenzt wurden. Genau wie bei dem Sender senkrecht zur Küste (vgl. Abb. 5.12) ist in diesem Fall auch mehr Energie in der Küste gespeichert. Auch der Einfluss der Bathymetrie wird wieder deutlich.

- Zu **mittleren Zeiten** ($t = 11 \text{ ms}$ in **Abb. 5.16**) wird die Energiedichteverteilung durch den schlechten Leiter deformiert, was sich deutlich in den relativen Differenzen zeigt (Abb. AB, CD): Oberhalb des schlechten Leiters ist bei dessen Vorhandensein weniger Energie vorhanden. Im schlechten Leiter und unterhalb davon ist mehr Energie in diesem Bereich vorhanden. Direkt neben dem Sendedipol und bis zur Oberkante des schlechten Leiters gleichen sich die Energiedichten im Wert. In der Tiefe des schlechten Leiters bildet sich ein Bereich aus, in dem ohne ihn eine größere Energiedichte vorhanden ist. Der Energiefluss (Poynting) im schlechten Leiter ist weiterhin nicht horizontal gerichtet (Abb. B, D). Bei vorhandener Küste (Abb. D) bildet sich kurz oberhalb des schlechten Leiters ein Bereich aus, in den sowohl die Poynting-Vektoren aus Richtung des Sendedipols zeigen, als auch ein Rückfluss von der Küstenseite durch den schlechten Leiter stattfindet.

Im zweidimensionalen Fall (Abb. CD) hemmt die Küste, bei vorhandenem schlechten Leiter, wieder die Ausbreitung der Energiedichte im schlechten Leiter und darunter. An der Oberfläche im Bereich der Küstenlinie unterscheiden sich die Werte der beiden Modelle nicht.

Bei der Betrachtung der relativen Differenzen zwischen ein- und zweidimensionalen Modellen zeigt sich der Einfluss der Küste deutlich: Der schräge Meeresboden und die schlechter leitende Küste hat, ohne den schlechten Leiter in der Tiefe, auf der kompletten Küstenseite des Senders eine größere Energiedichte zur Folge (Abb. AC). Bei vorhandenem schlechten Leiter wird die Ausbreitung gehemmt und es entsteht ein Bereich unter der Küstenlinie, auf Tiefe des schlechten Leiters, der im 2D-Fall im Vergleich zum 1D-Fall (Abb. BD), weniger Energie enthält.

- Zum **späten Zeitpunkt** ($t = 119 \text{ ms}$ in **Abb. 5.17**) ist sowohl bei den ein- als auch bei den zweidimensionalen Modellen weniger Energie im Untergrund vorhanden, wenn ein schlechter Leiter in der Tiefe existiert (Abb. AB, CD). Die Küstenstruktur verstärkt diesen Effekt, die Unsymmetrie ist gut zu sehen (Abb. CD).

Die Poynting-Vektoren oberhalb und im schlechten Leiter sind nahezu horizontal

gerichtet (Abb. B, D). Der Energiefluss in den oberen Sedimenten wird von dem Küstenblock bereits davor nach unten abgelenkt (Abb. D). Im Küstenblock und darunter ist der Poynting-Vektor nach unten gerichtet.

Die relativen Differenzen der Energiedichte zwischen ein- und zweidimensionalen Modellen zeigen wieder, dass ohne den schlechten Leiter mehr Energie in der Küste vorherrscht (Abb. AC). An der Landoberfläche und im sonstigen Modell sind keine deutlichen Unterschiede zu erkennen.

Bei vorhandenem schlechten Leiter (Abb. BD) gibt es zu diesem Zeitpunkt kleinere Werte der Energiedichte sowohl an der Landoberfläche als auch unter der Küstenschräge, bei Position ca. + 0,8 km. Dort ist das Maximum zu finden, der Bereich dehnt sich aber bis zu einer Entfernung vom Sendedipol von 200 m aus. Seeseitig des Dipols ist etwas mehr Energie im Untergrund bei dem 2D-Modell vorhanden (Abb. BD).

Zusammenfassung

In diesem Unterkapitel wurde das zweidimensionale Küstenmodell mittels der Energiedichte und des Poynting-Vektors untersucht. Es wurde eindimensionalen Modellen gegenübergestellt und die Unterschiede aufgezeigt.

Bei beiden Orientierungen des Senders zeigt sich ein ähnliches Bild: Aufgrund der Schräge des Meeresbodens wird im zweidimensionalen Fall mehr von der eingespeisten Energie in Richtung der Küste transportiert als im eindimensionalen Fall. Der Küstenblock begünstigt dort zusätzlich eine Ausbreitung in tiefere Bereiche des Modells. Die schlechtleitende Schicht fungiert als bevorzugtes Ausbreitungsmedium, das Phänomen der "guided waves" ([Weidelt, 2007]) ist deutlich zu sehen. Im Zusammenspiel mit dem Küstenblock wird die Energieausbreitung im schlechten Leiter unter der Küste jedoch gehemmt. Bei einem Sender senkrecht zur Küste betrifft dies, auch bis zu späten Zeitpunkten, den gesamten Untergrund in Richtung Küste. Bei einem Sender parallel zur Küste beschränkt sich dieser Bereich eher auf ein Gebiet unter der Küstenlinie.

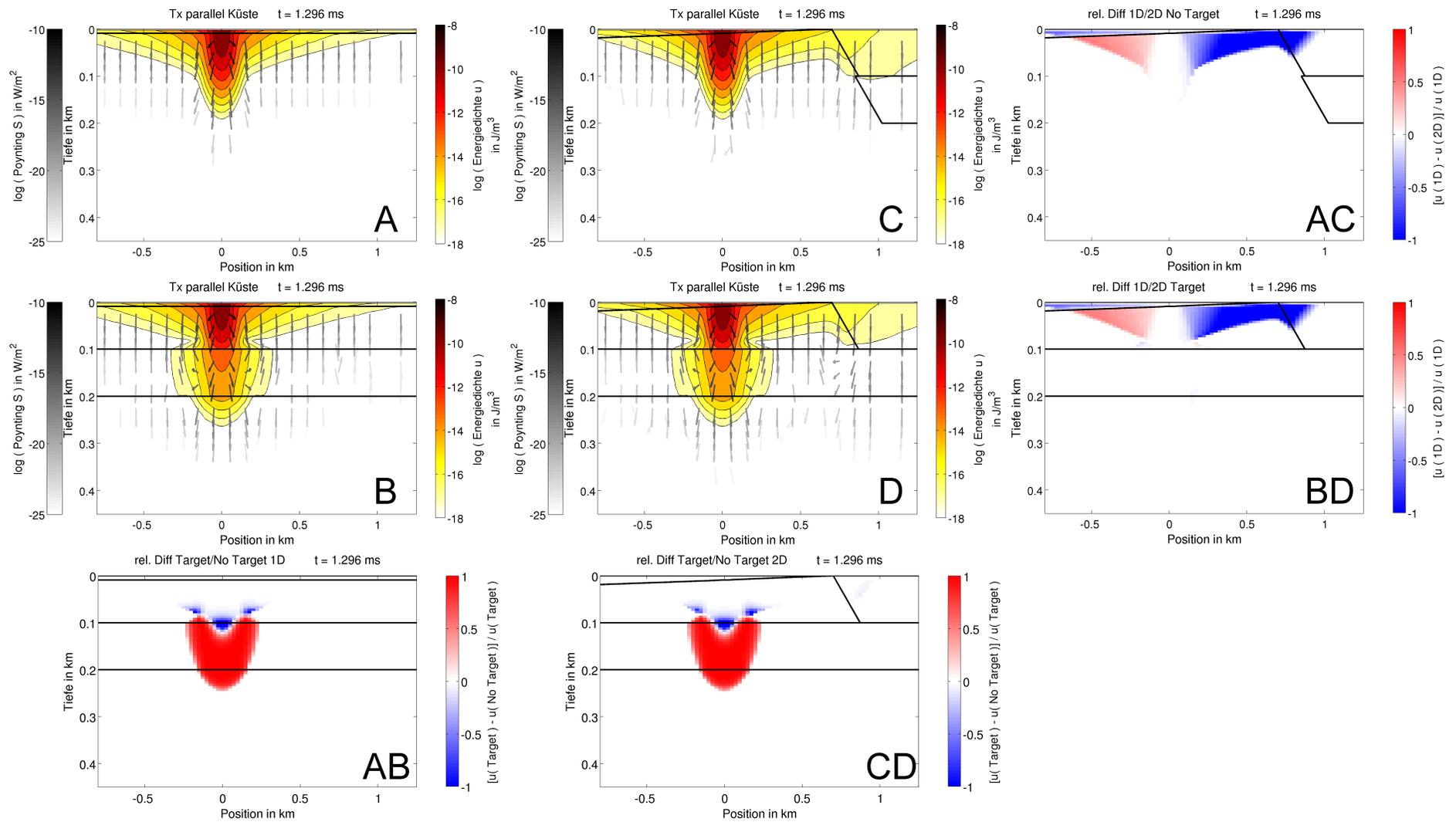


Abbildung 5.15: Poynting-Vektor und Energiedichte (A - D) für die Modelle aus Abb. 5.10 zum Zeitpunkt $t = 1,3$ ms. Der Sender liegt auf dem Meeresboden, parallel zur Küste in 700 m Entfernung. Weiter sind die relativen Differenzen der Energiedichte dargestellt (AB, CD, AC und BD). Der Aufbau dieser Abbildung ist in Abb. 5.11 und im Text beschrieben.

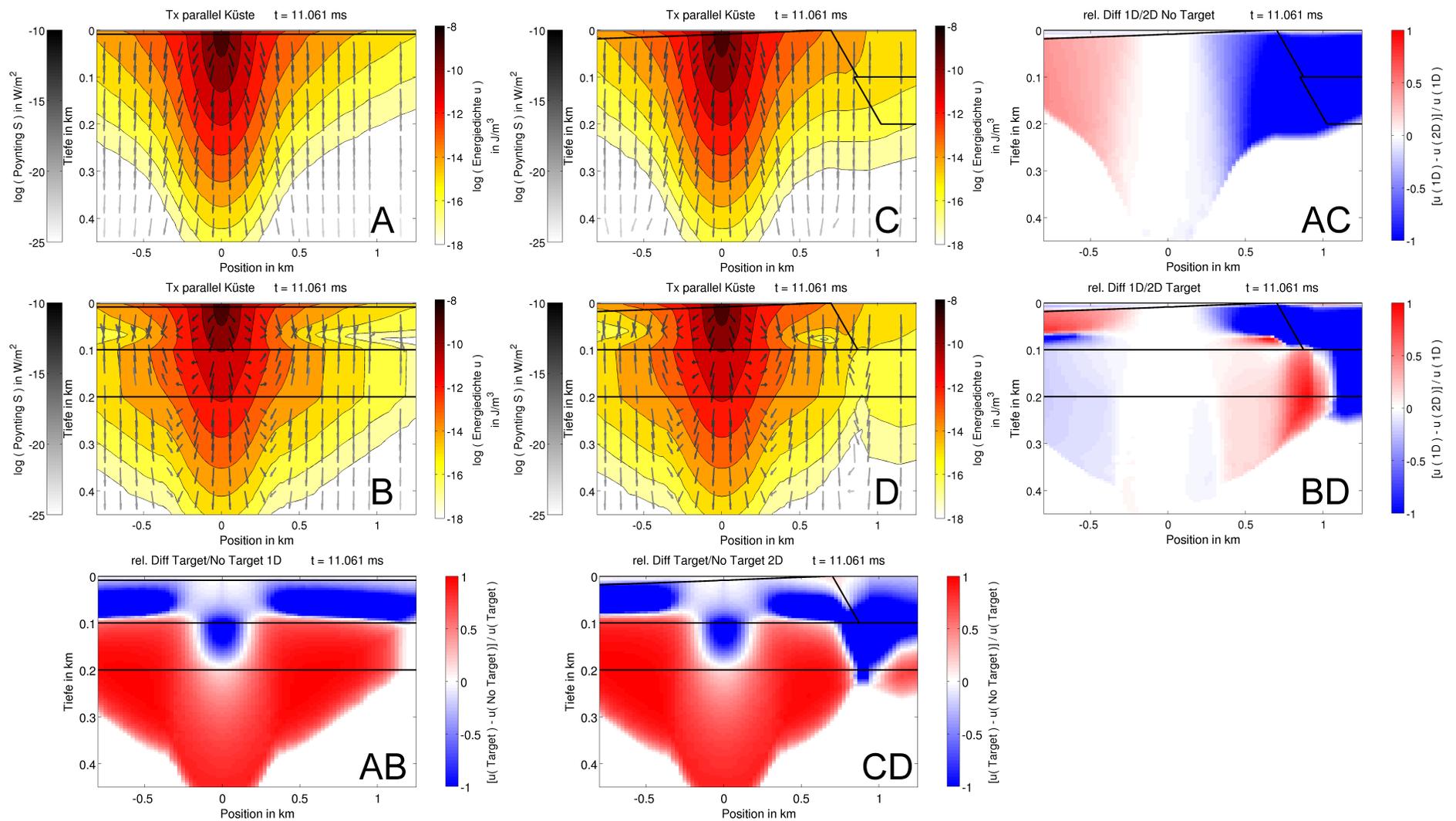


Abbildung 5.16: Poynting-Vektor und Energiedichte (A - D) für die Modelle aus Abb. 5.10 zum Zeitpunkt $t = 11$ ms. Der Sender liegt auf dem Meeresboden, parallel zur Küste in 700 m Entfernung. Weiter sind die relativen Differenzen der Energiedichte dargestellt (AB, CD, AC und BD). Der Aufbau dieser Abbildung ist in Abb. 5.11 und im Text beschrieben.

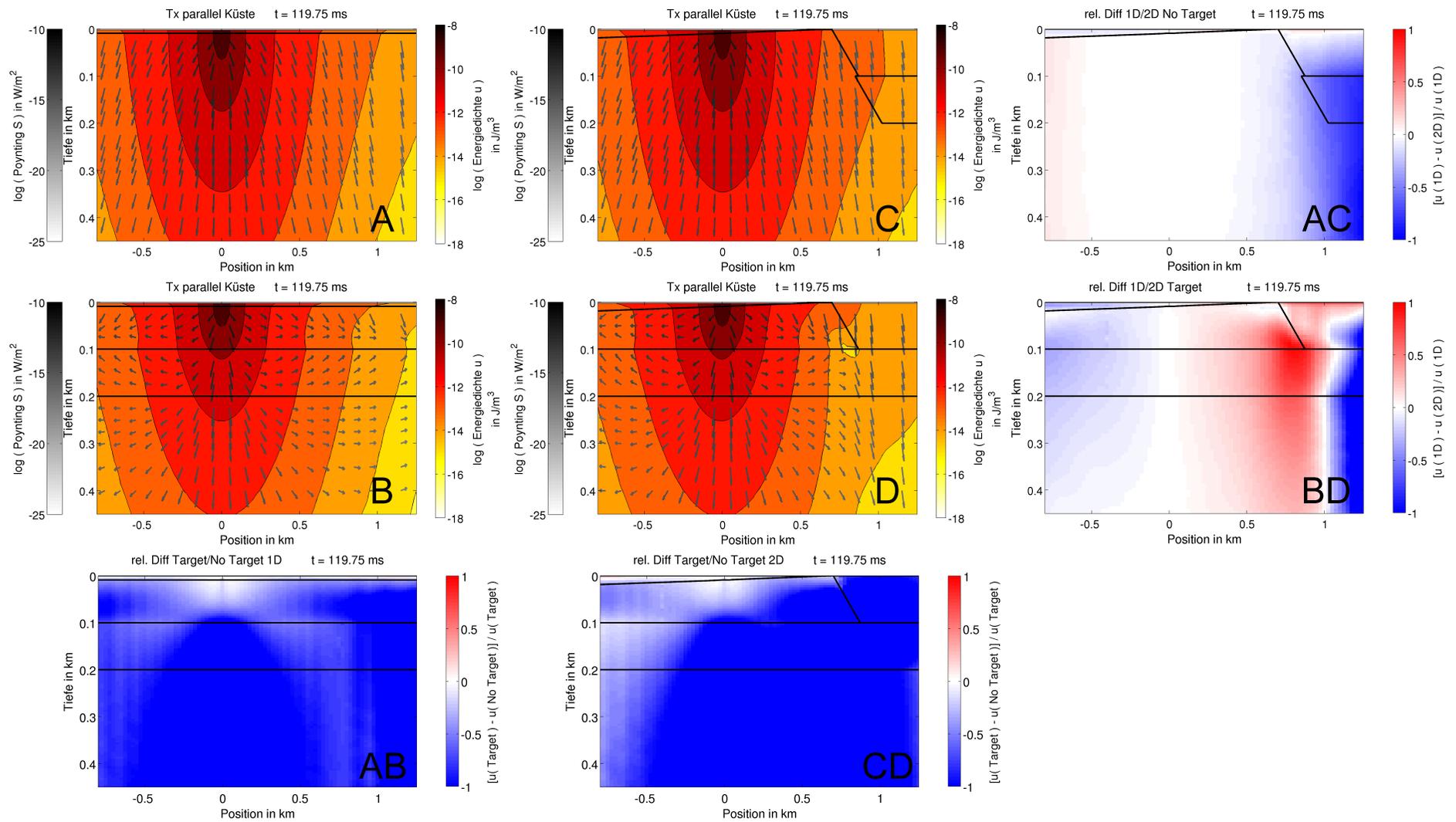


Abbildung 5.17: Poynting-Vektor und Energiedichte (A - D) für die Modelle aus Abb. 5.10 zum Zeitpunkt $t = 120$ ms. Der Sender liegt auf dem Meeresboden, parallel zur Küste in 700 m Entfernung. Weiter sind die relativen Differenzen der Energiedichte dargestellt (AB, CD, AC und BD). Der Aufbau dieser Abbildung ist in Abb. 5.11 und im Text beschrieben.

5.4 Modellierungen für die Praxis

Die im vorigen Unterkapitel vorgestellten zweidimensionalen Modellierungen behandelten geophysikalische Grundlagen des Küstenmodells: Mit Hilfe der Energieverteilung wurde die Zweidimensionalität untersucht.

Neben diesen eher theoretischen Modellierungen wurden zusätzlich für die Messplanung und -durchführung relevante praxisorientierte Fragen modelliert. Diese werden im Folgenden vorgestellt. So wurde zuerst die Dipollänge für die Messung der horizontalen E-Felder festgelegt (Kap. 5.4.1). Die Frage, ob es geophysikalisch sinnvoll ist auch Empfänger auf dem Land zu positionieren, wird in Unterkapitel 5.4.2 qualitativ untersucht. Eine der Zielsetzungen dieser Arbeit ist die Frage nach der Form der Aquiferkante am seeseitigen Ende (vgl. Kap. 2.5). Ob dies mit der durchgeführten Messmethode zu beantworten ist, wird in Abschnitt 5.4.3 diskutiert. Unterkapitel 5.4.4 behandelt die Fragen, ob und wie die gemessenen Daten mittels 1D-Inversion interpretierbar sind. Abschließend wird das zweidimensionale Endmodell aus Kapitel 9 mit diesen Erkenntnissen mittels eindimensionaler Inversion ausgewertet, was somit eine Simulation der Vorgehensweise in Kapitel 8 darstellt.

5.4.1 Optimale Dipollänge zur Messung des elektrischen Feldes

Für die Messung des elektrischen Feldes werden Dipole verwendet: Die gemessene Potentialdifferenz wird durch den Abstand geteilt und somit das E-Feld in der Mitte des Dipols bestimmt.

Einerseits ist eine lange Elektrodenstrecke wünschenswert, weil somit die gemessene Spannung größer ist und kleinere Spannungswerte nach dem Normieren auf die Strecke noch aufgelöst werden können. Andererseits sind die Offsets bei dieser Messung sehr gering, so dass sichergestellt ist, dass ein zu langer Dipol das Messergebnis nicht verfälscht.

Berechnet werden nun verschiedene Empfängerlängen und zwar durch:

1. Berechnung der Ex Felder auf der Symmetrieachse multipliziert mit der Dipollänge des Empfängers
2. Aufsummierung der einzelnen Teilspannungen ($Ex \cdot$ jeweilige Länge der Gitterzelle)

In Abbildung 5.18 ist für die BroadSide Ex Konfiguration die Empfängerlänge gegen den RMS-Fehler aus diesen beiden Spannungen aufgetragen. Wie zu erwarten war, können bei einem größerem Offset (800 m) längere E-Feld Auslagen verwendet werden ohne dass das berechnete E-Feld stark abweicht. Für die Messungen wurde eine E-Feldlänge von 100 m gewählt, womit die Abweichungen unter 1 % RMS liegen.

Im Vorfeld der Messung wurden nur Messkonfigurationen modelliert, bei denen der Sender zwischen Empfänger und Küste liegt. Der Empfänger liegt also tiefer als

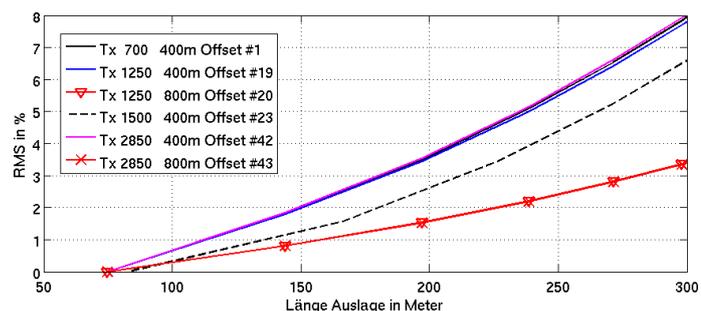


Abbildung 5.18: Modellierung: Abweichungen vom tatsächlichen Ex-Wert durch verschiedene Dipolauslagen. BroadSide Ex Konfiguration. Die Datensatznummern in der Legende entsprechen den Messkonfigurationen in Tab. B.1.

der Sender, es geht quasi bergab. Tatsächlich wurden jedoch auch Konfigurationen gemessen, bei denen der Empfänger höher liegt als der Sender. Das wurde nachträglich für das Beispiel des Datensatzes Nr. 23 modelliert und somit die verwendete Dipollänge gerechtfertigt. In Abbildung 5.18 ist diese nachträgliche Modellierung als schwarzgestrichelte Linie dargestellt.

5.4.2 Qualitative Untersuchung des Auflösungsvermögens von Landstationen

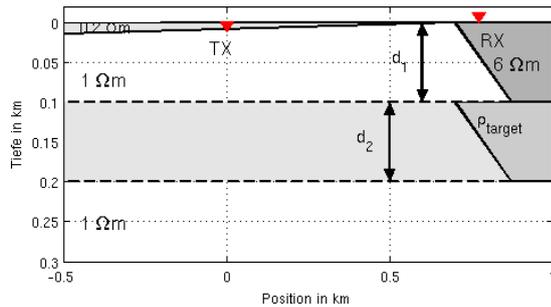


Abbildung 5.19: Parametervariation bei Einschaltvorgängen, Beschreibung des 2D-Modells.

Der Betrieb einer Empfangsstation auf Land ist - im Vergleich zu marinen Empfängern - viel weniger aufwändig. Eine weitere praktische Frage ist somit, ob Empfänger nahe der Küstenlinie die Detektion des Aquifers unter dem Meer ermöglichen, also ob ein Landempfänger aus geophysikalischer Sicht sinnvoll ist.

Für die Beantwortung dieser Frage wird nun eine qualitative Analyse, ähnlich der in Kapitel 4.1 vorgestellten, durchgeführt. Dazu werden jeweils zwei Modelle miteinander verglichen (Abb. 5.19): Der Aquifer erstreckt sich unter dem Meer und der Aquifer

endet unter der Küstenlinie. Folgende Parameter des Modells werden jeweils einzeln variiert:

- Oberkante des Aquifers (d_1)
- Dicke des Aquifers (d_2)
- Widerstand des Aquifers (ρ_{target})

Wird einer dieser Parameter nicht variiert, gelten die Werte (siehe Abb. 5.19):

$$\rho_{target} = 10 \Omega m \quad d_1 = 100 \text{ m} \quad d_2 = 100 \text{ m} \quad .$$

Neben den Komponenten, die bei einem eindimensionalen Untergrund auftreten, wurden auch Komponenten untersucht, die nur bei zweidimensionaler Verteilung auftreten. So wurden zusätzlich noch die Hy Komponente in der BroadSide Position und die Hy und Hz Komponenten in der InLine Position untersucht. Wie in Kapitel 4.1 wurden wieder Einschaltvorgänge bei den elektrischen Feldern verglichen. In Abbildung 5.20 sind jeweils die Quotienten der beiden Transienten gezeigt:

$$\frac{\text{Transient (Modell mit Aquifer unter dem Meer)}}{\text{Transient (Modell mit Aquifer, welcher an der Küstenlinie endet)}}$$

In den Zeilen der Abbildung sind die verschiedenen Parametervariationen und in den Spalten die verschiedenen Komponenten gezeigt. Der in Kapitel 4.1 gewählte Schwellenwert von 10 % ist ebenfalls eingezeichnet und wird zur Bewertung des Detektierungsvermögens des Aquifers verwendet.

Es folgt nun die qualitative Beschreibung der Modellierungen (Abb. 5.20):

- Zunächst fällt auf, dass bei der Variation der Schichtmächtigkeit bei allen Komponenten nicht zwischen dünnen Schichten unterschieden werden kann: Mächtigkeiten von 3, 10 und 30 m besitzen den gleichen Quotienten.

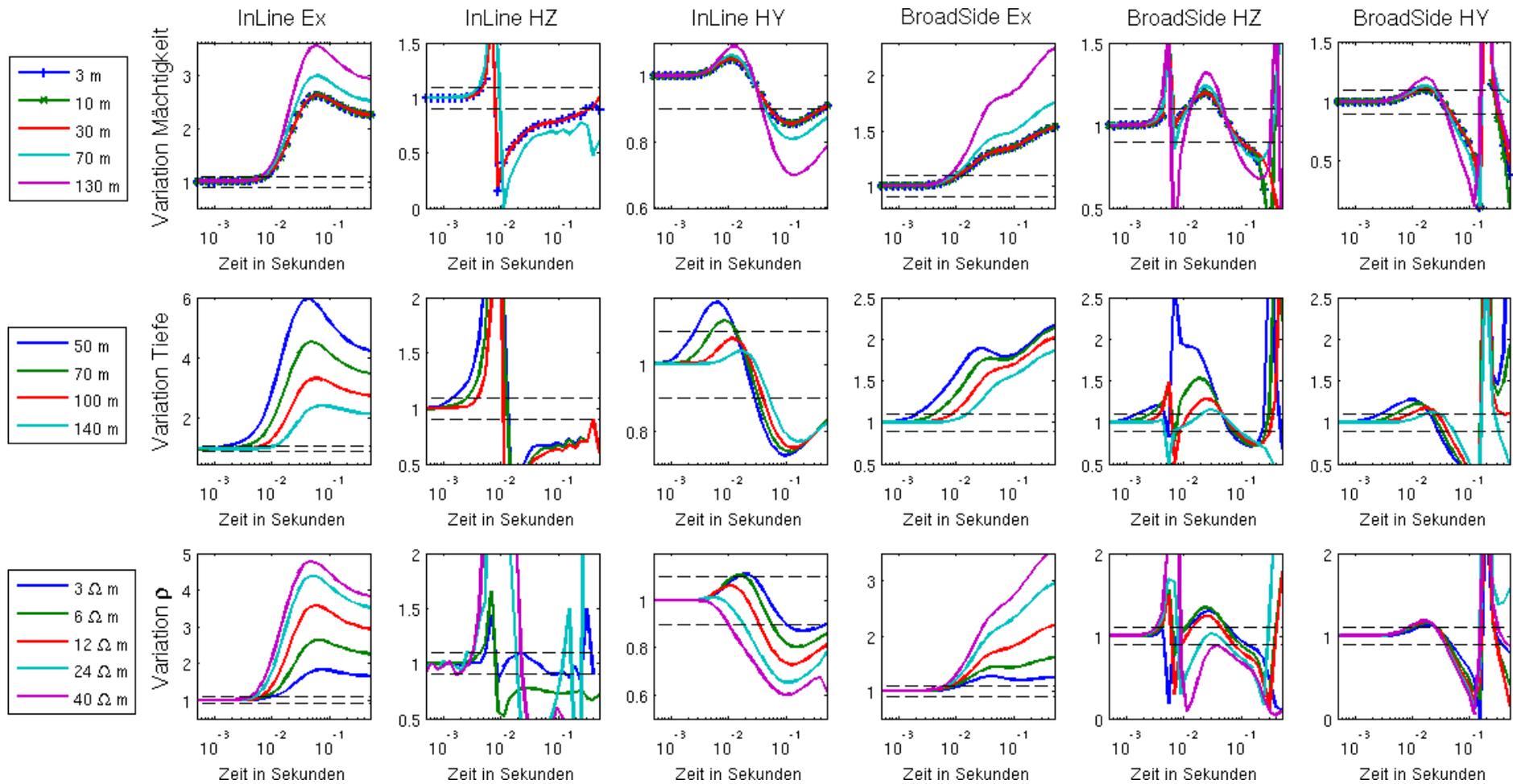


Abbildung 5.20: Parametervariation bei Einschaltvorgängen, 2D-Modell. Dargestellt sind die Quotienten der Transienten zu denen eines Referenzmodells, siehe Text. Jede Spalte zeigt eine Komponente, jede Zeile eine Parametervariation.

- Bei den elektrischen Feldern (E_x) tritt die Abweichung in den Transienten ab $t = 10^{-2}$ s auf, außer bei der Variation der Tiefe, die Einfluss auf diesen Zeitpunkt hat. In den Modellierungen in Kapitel 4.1 wird der komplette Transient beeinflusst. Das späte Einsetzen ist der größeren Entfernung Sender-Empfänger geschuldet. Der Unterschied in den Transienten ist vor allem bei der InLine Position größer als bei den 1D-Modellen (vgl. Abb. 4.2) .
- Die InLine Hy Komponente zeigt ab $t = 4 \cdot 10^{-2}$ s selbst bei einer sehr dünnen Aquiferschicht einen Quotienten über dem Schwellenwert. Ab 30 m Mächtigkeit sollte diese auch unterscheidbar sein. Bei der Tiefenvariation sind die Unterschiede in den Transienten ebenfalls ab diesem Zeitpunkt eher klein. Für eine Schicht mit geringer Tiefe (50 und 70 m) liegt der Quotient vor diesem Zeitpunkt ebenfalls über dem Schwellenwert und die Variation der Tiefe erzeugt einen größeren Unterschied, was für eine Unterscheidbarkeit spricht.
- Bei der BroadSide Hy Komponente besitzen die Transienten zu späten Zeiten einen Vorzeichenwechsel, was die Darstellung und Interpretation mittels Quotienten erschwert. Zu frühen Zeiten besteht zwar bei allen Parametervariationen ein Unterschied in den Transienten, doch dieser besteht nur in wenige Datenpunkten und sein Wert ist nicht viel größer als der Schwellenwert. Die Detektierbarkeit und Unterscheidung der Parameter scheint mit dieser Komponente nicht möglich.
- Die Transienten der vertikalen Magnetfelder (Hz) sind für beide Positionen geprägt von einem Vorzeichenwechsel bei ca. $t = 10^{-2}$ s, was die Interpretation mittels Quotient erschwert. Bei der BroadSide Position unterscheiden sich vor allem die Bereiche nach dem Vorzeichenwechsel in einigen Datenpunkten, so dass hiermit eine Detektierbarkeit gegeben ist. Die Unterschiede bei den einzelnen Variationen sind jedoch bis auf die Tiefenvariation zu gering, um die Parameterwerte zu unterscheiden. Dieser Zeitbereich ist bei der InLine Position deutlich ausgeprägter.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass Empfänger auf Land sinnvoll sind. Die Quotienten liegen über dem gewählten Schwellenwert, was auf eine Detektierbarkeit schließen lässt. Auch eine Unterscheidung der Parameterwerte erscheint vor allem bei den elektrischen Feldern und der InLine Hy Komponente möglich. Die vertikalen Magnetfelder sind geprägt von Vorzeichenwechseln, was die Interpretation erschwert. Auch hier zeigt die InLine Position im Vergleich zur BroadSide Position Vorteile, weil sich größere Zeitbereiche der Quotienten über dem gewähltem Schwellenwert befinden.

5.4.3 Qualitative Untersuchung der Auflösung des marinen Aquiferendes

Eine der in Kapitel 2.5 formulierten geologischen Fragen bezieht sich auf die Form des Aquiferendes. Diese lässt Rückschlüsse über eine vorhandene oder fehlende permeable Verbindung zu. Eine schräge Form des Aquiferendes deutet auf eine Grenzfläche hin, wie sie bei Salzwasserintrusion entsteht (vgl. Kap. 5.1.2). Ein senkrecht Ende deutet auf eine lithologische Grenze hin, die meist wasserundurchlässig ist.

Abbildung 5.21 zeigt drei Untergrundmodelle, die sich in der Schräge ihrer Aquiferkanten unterscheiden. Der Kantentyp 1 wird gleichgesetzt mit einer nicht-permeablen Verbindung. Die beiden anderen Kantentypen kann man mit verschieden weitem Eindringen des Salzwassers in den Aquifer interpretieren oder auch mit der unterschiedlichen Durchmischung des Aquifer- und Meerwassers und einem damit verbundenen

mittleren Dichtewert, welcher für die Form der Grenzfläche verantwortlich ist. Die Schrägen des Aquiferendes aller anderen Modellierungen dieser Arbeit sind identisch und liegen zwischen Kantentyp 1 und 2 in Abbildung 5.21.

Neben der Schräge wurde auch die Position der Kante lateral varriert: Die linke obere Ecke des Aquifers liegt dabei zwischen - 200 m und + 200 m vom Sender entfernt. Der Sender liegt immer bei $x = 0$ m auf dem Meeresgrund. Die Empfänger liegen stets zwischen Sender und Küste, ebenfalls auf dem Meeresgrund. Der Abstand zum Sender (Offset) beträgt zwischen 45 m und 215 m.

Die übrigen Modellparameter sind:

- $\rho_{\text{Aquifer}} = 100 \Omega m$
- $\rho_{\text{Sediment}} = 1 \Omega m$
- $\text{Tiefe Oberkante Aquifer} = 100 \text{ m}$
- $\text{Mächtigkeit Aquifer} = 100 \text{ m}$

Diese qualitative Untersuchung wird anhand der Ex und Hz Komponente der BroadSide Konfiguration durchgeführt, bei den elektrischen Feldern wurden Einschaltvorgänge verglichen. Dargestellt sind die Quotienten der Transienten jeweils zum Transienten des Kantentyps 2:

$$\frac{\text{Transient (Kantentyp 1)}}{\text{Transient (Kantentyp 2)}} \quad \text{und} \quad \frac{\text{Transient (Kantentyp 3)}}{\text{Transient (Kantentyp 2)}}$$

Abbildungen 5.22 und 5.23 zeigen diese Quotienten der Transienten. Dabei ist auf der linken Seite immer der Quotient mit Kantentyp 1, die rechte Spalte zeigt die Quotienten mit Kantentyp 3, jeweils für verschiedene Offsets. Jede Zeile stellt eine andere Kantenposition dar, von oben nach unten gesehen wandert die Aquiferkante von rechts (Ost, Küste) kommend unter dem Messsetup hindurch nach links (West), in Richtung offenes Meer. Als Schwellenwert für die Auflösung der Kantenform gelten wieder die in Kapitel 4.1 gewählten 10 % Unterschied in den Transienten.

Die Modellierung führt zu folgenden Ergebnissen:

- Mit den elektrischen Feldern kann Kantentyp 3 nicht von Typ 2 unterschieden werden, die Quotienten liegen allesamt unter dem Schwellenwert von 10 % (Abb. 5.22 A1, B1, C1, D1). Die Kantenschräge wird somit nicht aufgelöst.

Die Unterscheidung zwischen einer vertikalen Kantenform (Kantentyp 1) und einer schrägen Form (Kantentyp 2) ist für einzelne Setups und Kantenpositionen möglich:

Für den Fall, dass die Aquiferkante zwischen Sender und Küste oder unter dem Sender liegt (Abb. 5.22 B2, C2), benötigt man Offsets größer ca. 200 m um diese beiden Kantentypen unterscheiden zu können. Bei den untersuchten Offsets gilt

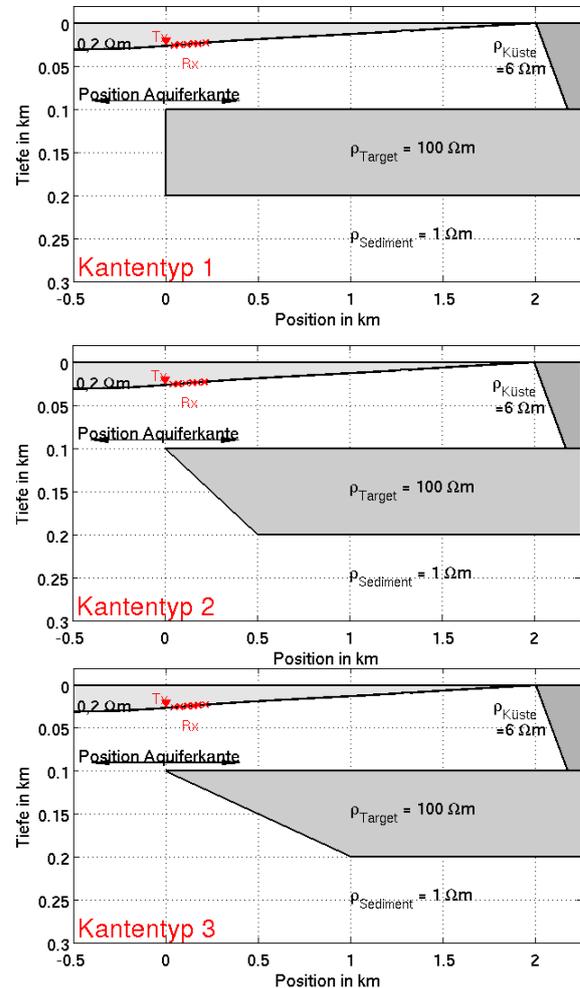


Abbildung 5.21: 2D-Modelle zur Untersuchung der Auflösung der Aquiferkante.

dies aber nur, wenn die Aquiferkante nicht zu weit vom Sender entfernt liegt (vgl. Abb. 5.22 A2).

Liegt die Aquiferkante seeseitig des Senders, so genügen schon kleine Offsets ab ca. 100 m für die Unterscheidung zwischen Kantentyp 1 und 2 (Abb. 5.22 D2).

- Bei der vertikalen magnetischen Komponente liegen die Quotienten der Transienten der beiden schrägen Kantentypen (Typ 3 und 2) zu späten Zeiten über dem Schwellenwert von 10 % (Abb. 5.23 A1, B1, C1, D1). Im Gegensatz zu der untersuchten elektrischen Komponente sind die kleinen Offsets bis ca. 80 m günstiger als die großen Offsets. Je nach Kantenposition wird der Zeitbereich, in welchem der Quotient über dem Schwellenwert liegt, größer: Weit entfernt vom Sender auf der Küstenseite (Teilabb. A1) beginnt der Transient ab 100 bis 200 ms über dem Schwellenwert zu liegen. Liegt die Aquiferkante seeseitig des Senders (Teilabb. D1), vergrößert sich dieser Zeitbereich und beginnt zwischen 50 und 80 ms. Die Unterscheidung von Kantentyp 1 und 2 erscheint aufgrund des Schwellenwertkriteriums gegeben: Liegt die Aquiferkante zwischen Sender und Küste, erfüllen die kleinen Offsets bis 80 m dieses Kriterium (Teilabb. A2, B2, C2). Liegt die Aquiferkante seeseitig des Senders (Teilabb. D2), so erfüllen alle untersuchten Offsets dieses Kriterium.

Zusammenfassend lässt sich also feststellen dass sich mit der in dieser Arbeit verwendeten Messmethode mit einem horizontalen Sendedipol (in der BroadSide Konfiguration) unter gewissen Vorraussetzungen die Frage nach der Form des Aquiferendes beantworten ließe:

- Mit LOTEM-typischen großen Offsets lässt sich mit dem elektrischen Feld nur zwischen einer vertikalen Kante (Typ 1 in Abb. 5.21) und einer gewissen Schräge unterscheiden (Kantentyp 3 oder 2), die Art der schrägen Kante hingegen kann nicht aufgelöst werden.
- Die vertikale magnetische Komponente hingegen würde eine Unterscheidung zwischen allen Kantentypen zulassen, allerdings nur bei LOTEM-untypischen kleinen Offsets.

Diese Aussagen gelten nur unter der Vorraussetzung, dass die Aquiferkante und die Senderposition wie in der hier vorgestellten Untersuchung liegen. In der Praxis müsste hierfür die Position der Aquiferkante bereits stark eingegrenzt sein, um die korrekte Sender-Empfänger-Positionen festzulegen.

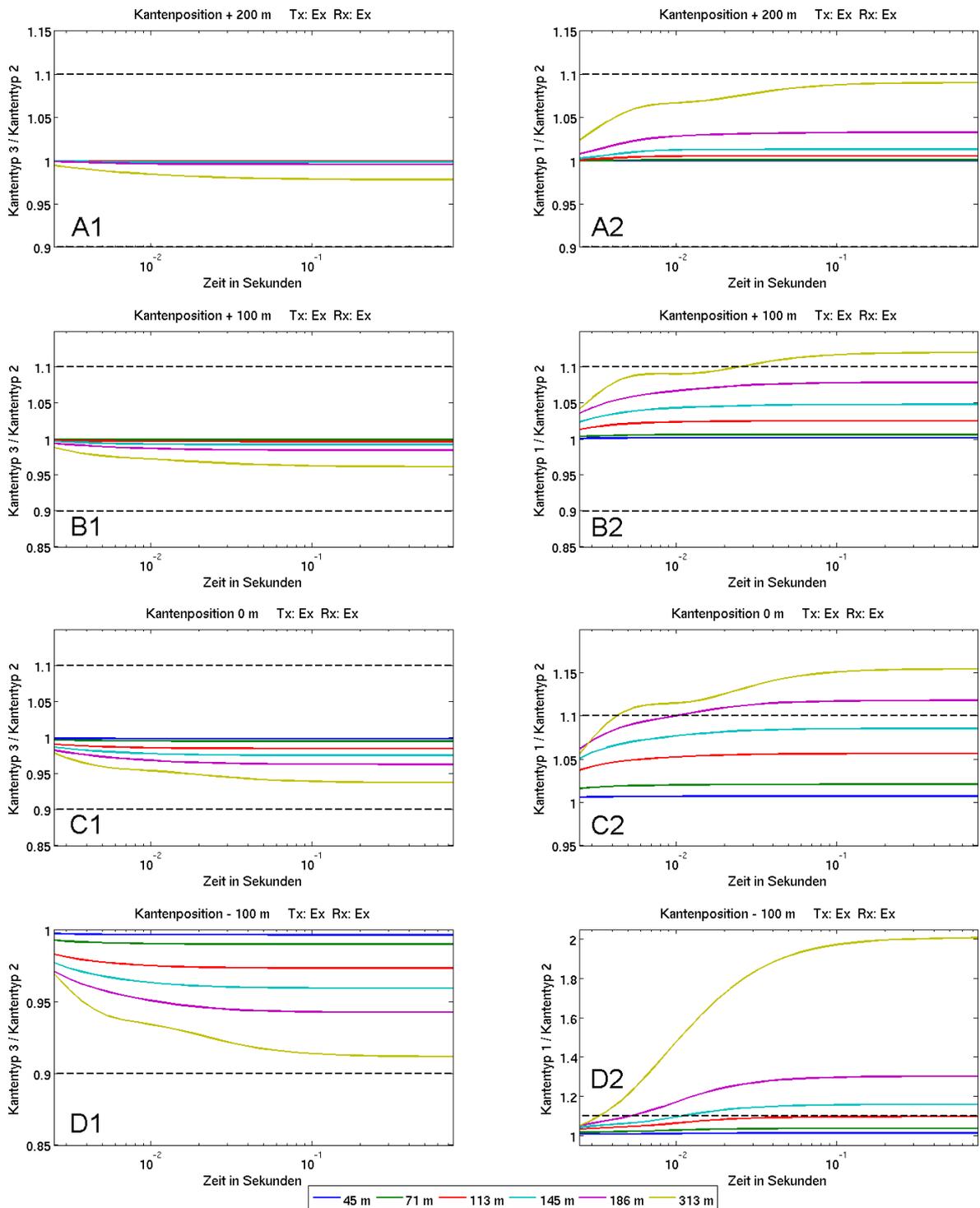


Abbildung 5.22: Untersuchung der Auflösung der Targetkante bei Einschaltvorgängen der Ex Komponente in der BroadSide Konfiguration. Dargestellt sind die Quotienten der Transienten, jeweils für verschiedene Offsets. Linke Spalte: Vergleich Kantentyp 3 und 2. Rechte Spalte: Vergleich Kantentyp 1 und 2. In jeder Zeile ist eine andere Kantenposition gezeigt: A bei Profilmeter + 200, B bei +100 m, C bei 0 m (genau unter dem Sender) und D bei -100 m. Die zugrundeliegenden Modelle sind in Abb. 5.21 dargestellt.

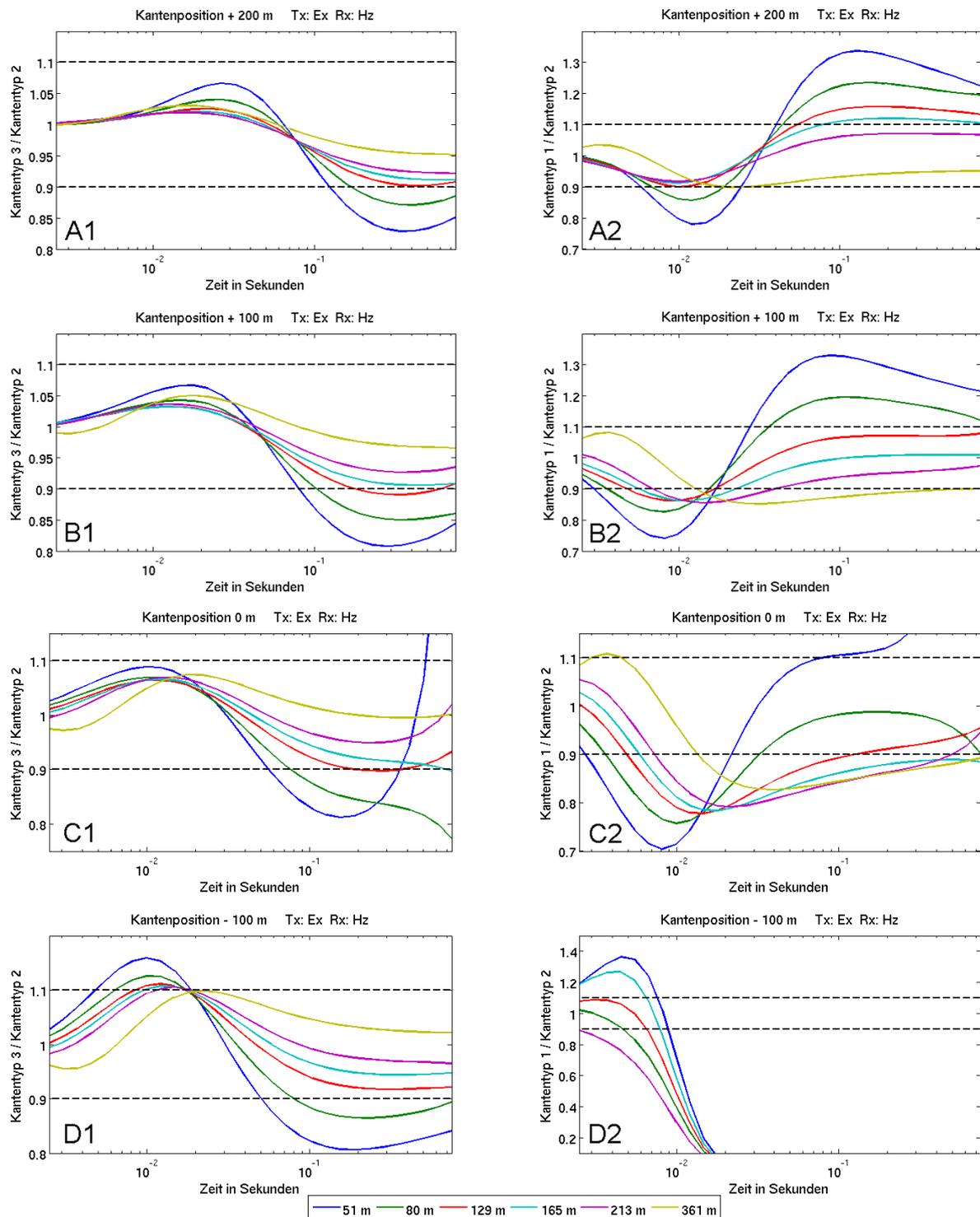


Abbildung 5.23: Untersuchung der Auflösung der Targetkante der Hz Komponente in der BroadSide Konfiguration. Dargestellt sind die Quotienten der Transienten, jeweils für verschiedene Offsets. Linke Spalte: Vergleich Kantentyp 3 und 2. Rechte Spalte: Vergleich Kantentyp 1 und 2. In jeder Zeile ist eine andere Kantenposition gezeigt: A bei Profilmeter + 200, B bei +100 m, C bei 0 m (genau unter dem Sender) und D bei -100 m. Die zugrundeliegenden Modelle sind in Abb. 5.21 dargestellt.

5.4.4 Eindimensionale Auswertung bei zweidimensionalem Untergrund

Die Daten dieser Arbeit sind über einem offensichtlich zweidimensionalen Untergrund gemessen worden. Es muss also geklärt werden, ob und wie diese mit einem eindimensionalen Untergrundmodell interpretiert werden können.

[Scholl, 2005] untersuchte für verschiedene Untergrundmodelle bereits diese Fragestellung. Dafür untersuchte der Autor abtauchende und verschwindene Schichten, Faults und verschieden eingebettete Blöcke. Behandelt wurden Landmessungen mit Sendern und Empfängern auf der horizontalen Erdoberfläche. Wie erwartet waren die Beeinträchtigungen in den Endmodellen nahe der lateralen Änderungen am größten. Liegt diese Änderung unter der Senderposition, war es trotzdem - auch bei kleinen Offsets - möglich, ungestörte Modelle zu berechnen.

[Li and Constable, 2007] untersuchten für marine Messungen im Frequenzbereich bei Wassertiefen ab 400 m den Einfluss der Bathymetrie auf die Daten. Der Sender liegt bei diesen Modellierungen nicht auf dem Meeresboden. Die Autoren stellen fest, dass der Einfluss der Bathymetrie auf Frequenzbereichsdaten von vielen Faktoren abhängt: Sendefrequenz, Sedimentwiderstand, Wassertiefe und Offset.

Im vorliegenden Fall liegt die Mehrdimensionalität sowohl in der Bathymetrie und in der Küste als auch im Aquiferende. Die Sender- und Empfängerpositionen liegen außerdem meist in unterschiedlicher Wassertiefe: T_{Tx} und T_{Rx} .

Im Folgenden soll die praktische Frage untersucht werden, welche Wassertiefe für die 1D-Inversion verwendet werden soll. Dazu wurden verschiedene 1D-Modelle mit dem 2D-Modell aus Kapitel 5.1 verglichen. Diese Vorwärtsdaten einer Sender-Empfänger-Kombination wurden nun mit 1D-Daten für Wassertiefen, die zwischen T_{Tx} und T_{Rx} liegen¹, verglichen. Die Vorwärtsdaten des 2D-Modells besitzen dabei die Fehlerwerte aus dem Gittertest in Kapitel 5.2.1. Aus diesen beiden Datensätzen wird jeweils der χ -Wert berechnet.

Modelliert wurde eine schlechtleitende Schicht ($\rho = 100 \Omega m$) in 100 m Tiefe unter der Meeresoberfläche mit einer Mächtigkeit von 100 m. Diese Schicht durchzog das komplette Modell.

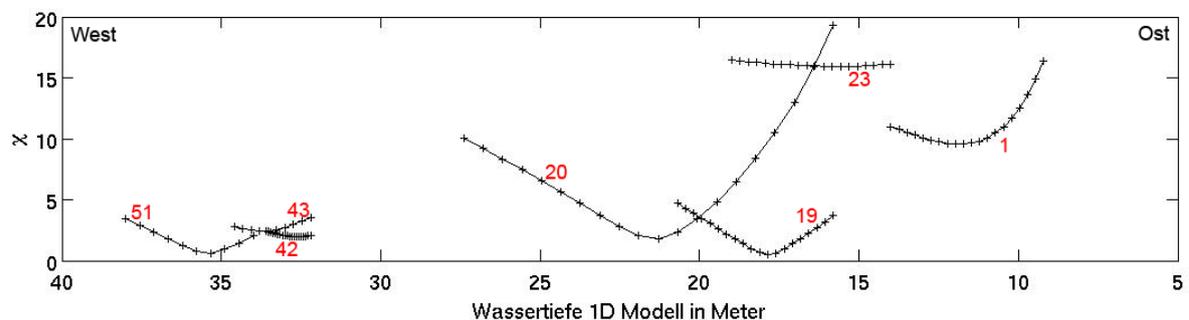


Abbildung 5.24: Vergleich von 2D-Daten mit 1D-Daten für verschiedene Wassertiefen für ausgewählte Sender- und Empfängerpositionen der BroadSide Ex Konfiguration. Die Datensatznummern beziehen sich auf Tab. B.1. Dort sind auch die Wassertiefen für die Sender und Empfänger im 2D-Modell angegeben.

¹und jeweils ein wenig darüber hinaus

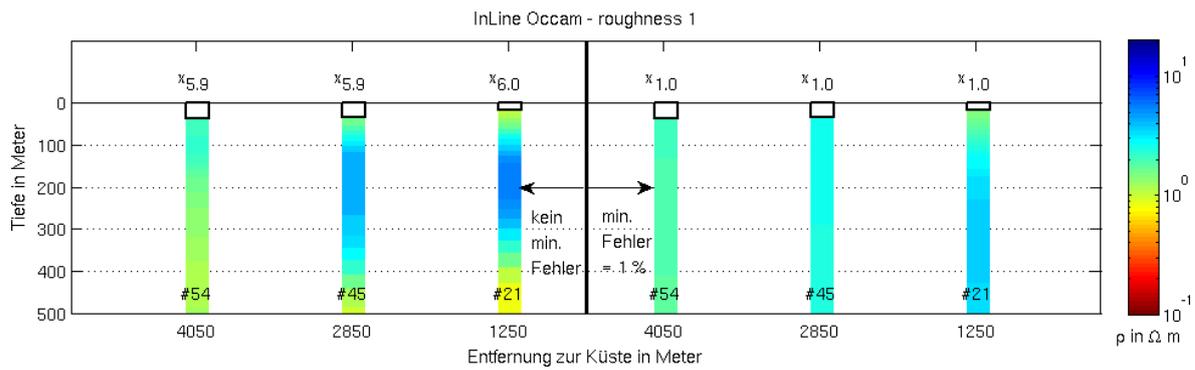


Abbildung 5.26: 1D-Inversion von synthetischen Daten des 2D-Endmodells (Kap. 9, Abb. 9.2) der InLine Ex Komponente. Der Sender liegt parallel zur Küste auf dem Meeresboden. Die angegebenen Datensatznummern würden den realen Daten aus Tab. B.1 entsprechen. Invertiert wurde mit einer mittleren Wassertiefe der Sender- und Empfänger-tiefe. Dargestellt ist auf der linken Seite die Inversion ohne Mindestdatenfehler und auf der rechten Seite die Inversion mit einem Mindestfehler von 1 %.

ebenfalls eingezeichnet. Mittels mittlerer Wassertiefe lässt sich mit der BroadSide Ex Komponente der Aquifer gut detektieren und auch seine laterale Ausdehnung eingrenzen.

Die Occam-Inversion der InLine Ex Komponente ist in Abbildung 5.26 dargestellt. Der Einfluss des Datenfehlers auf die Occam-Inversion dieser Komponente, der schon in Kapitel 4.3.1 untersucht wurde, zeigt sich deutlich: Auf der rechten Seite ist die Inversion mit einem Mindestdatenfehler von 1 % durchgeführt. Die schlechtleitende Schicht wird trotz perfekter Datenanpassung ($\chi = 1$) nicht detektiert. Auf der linken Seite wurde die Inversion ohne Mindestdatenfehler durchgeführt: Die schlechtleitende Schicht wird detektiert, eine Abschätzung der lateralen Ausdehnung ist möglich. Der Schichtwiderstand wird jedoch deutlich unterschätzt.

5.5 Zusammenfassung der 2D-Modellierungen

Zu Beginn dieses Kapitels wurden die Grundlagen für alle mehrdimensionalen Modellierungen in dieser Arbeit besprochen: Der Aufbau der Modelle wurde gezeigt und die korrekte Berechnung der Felder mit `SLDMem3t` getestet. Die Interpolation des ursprünglichen Modells und somit dessen Veränderung durch `SLDMem3t` wurde illustriert.

Es wurde einer der drei primären Ausbreitungswege von elektromagnetischen Wellen in mariner Umgebung genauer untersucht. Neben der bereits betrachteten "Airwave" (Kap. 4.5) wurde in diesem Kapitel mittels Energieverteilung und dem Poynting-Vektor das Phänomen der "guided waves" in schlechten Leitern illustriert. Das Zusammenspiel zwischen schrägem Meeresboden und der Küste sowie die Unterschiede zu einem reinen eindimensionalen Untergrund wurden aufgezeigt. Die hemmende Wirkung der Küste auf die Energieausbreitung im schlechten Leiter wurde deutlich.

Die hier vorgestellten praxisbezogenen Modellierungen erwiesen sich für die Messplanung und die Dateninterpretation als extrem hilfreich:

- Die optimale Länge der Empfänger dipole für die elektrischen Felder wurde ermittelt.
- Mit landbasierten Empfängern ist die Detektion des Aquifers unter dem Meeresboden ebenfalls möglich.
- Die Auflösung der Form des Aquiferendes ist nur unter günstigen Voraussetzungen wie Offset und genauer Position der Aquiferkante in Bezug auf den Sender möglich.
- Die beste Wassertiefe für eine eindimensionale Auswertung der Daten bei offensichtlich zweidimensionalem Untergrund wurde ermittelt. Abschließend wurde dieses Vorgehen an dem Endmodell aus Kapitel 9 getestet, was eine Simulation der realen Messung und deren eindimensionale Interpretation darstellt.

Kapitel 6

Durchgeführte Messungen

Dieses Kapitel stellt die durchgeführten Messungen vor, diskutiert die im Rahmen der Messungen aufgetretenen Schwierigkeiten und vergleicht das Messsystem kurz mit anderen marinen Messsystemen.

Im Laufe der vorliegenden Arbeit wurden insgesamt drei Messkampagnen in Israel durchgeführt. Dabei kann die erste Messung im Jahr 2008 als Machbarkeitsstudie gewertet werden. Es wurden erste Erfahrungen im marinen Bereich gesammelt und die an marine Messungen angepasste Ausrüstung unter realen Bedingungen getestet. Die Erfahrungen dieser ersten Messung flossen in die Weiterentwicklung der Geräte und in die Planung des Messablaufs ein, so dass die beiden folgenden Messkampagnen in den Jahren 2009 und 2011 sehr produktiv abliefen.

Die erste Messkampagne im Jahr 2008 erfolgte im Süden der von [Kafri and Goldman, 2006] entdeckten Palmahin Störungszone (siehe Kap. 2.4), etwas nördlich der Stadt Ashdod. Der Autor der vorliegenden Arbeit nahm an dieser Messung nicht teil. Es wird an dieser Stelle nur das Inversionsergebnis der Landmessung gezeigt, alle Daten wurden auf der EMTF-Tagung ([von Papen and Tezkan, 2009]) vorgestellt. Abbildung 6.1 zeigt ein Satellitenbild des Messaufbaus: Der 380 m lange Sender liegt dabei genau auf der Küstenlinie, der Empfänger liegt in der BroadSide Konfiguration in 200 m Entfernung auf dem Strand. In Abbildung 6.2 sind die Endmodelle der Inversionen¹ gezeigt. Die Occam-Modelle finden beide einen schlechten Leiter ($\rho \sim 10 \Omega m$) in ca. 100 m Tiefe. Diese Schicht stellt den unteren Subaquifer dar, der bereits mittels SHOTEM-Messungen von [Goldman et al., 2005] detektiert wurde (Abb. 2.5). Der obere Subaquifer zeigt sich in nur einer der beiden Occam-Inversionen zwischen 10 und 30 m Tiefe. Als Startmodell für die Marquardt-Inversion wurde ein Fünfschichtfall gewählt, so dass der obere Subaquifer detektiert werden könnte. Im Endmodell der Inversion zeigt sich dieser jedoch nicht. Die Widerstandswerte des tieferen Subaquifers werden bei dem Modell mit der besten Anpassung (rot in Abb. 6.2) sehr hoch wiedergegeben, jedoch existieren viele äquivalente Modelle, bei denen sich der Wert mit dem Wert der Occam-Inversion und den Werten von [Goldman et al., 2005] deckt. In Abbildung 6.3 ist die zugehörige



Abbildung 6.1: Messsetup einer Landmessung aus dem Jahr 2008 [GoogleMaps]. Die dazugehörigen Endmodelle der Inversion sind in Abb. 6.2 dargestellt, die Datenanpassung in Abb. 6.3.

¹1D-Inversion durchgeführt mit dem Programm EMUPLUS

Datenanpassung gezeigt. Somit wurde das Ergebnis von [Goldman et al., 2005] mittels LOTEM bestätigt.

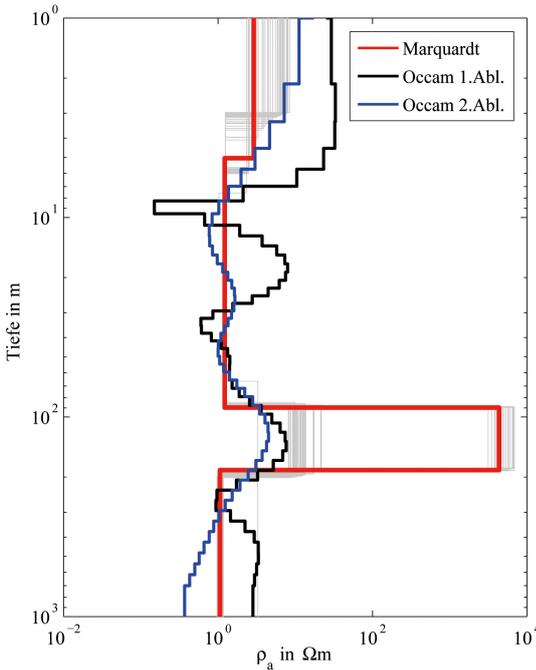


Abbildung 6.2: Endmodelle der Inversion der BroadSide Hz Komponente aus dem Jahr 2008. Das Messsetup ist in Abb. 6.1 gezeigt. Das Marquardtmodell mit dem besten χ -Wert ist in Rot eingezeichnet, äquivalente Modelle in Grau.

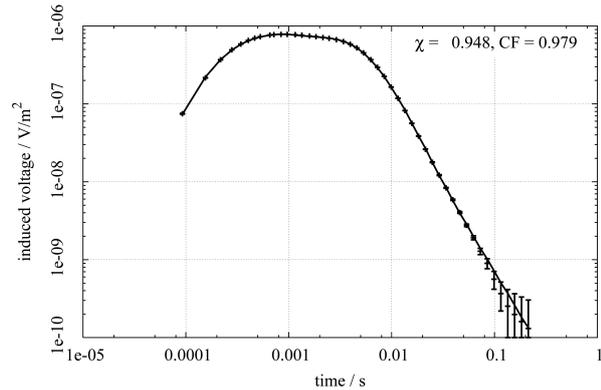


Abbildung 6.3: Datenanpassung der Marquardt-Inversion des Modells in Abb. 6.2.

Die zweite Messkampagne im Jahr 2009 begann im gleichen Messgebiet wie im Jahr 2008 nördlich der Stadt Ashdod. Aufgrund einer Militärübung und einer militärischen Sperrzone musste das Messgebiet jedoch schnell gewechselt werden. Es wurde nun im Norden der Palmahin Störungszone, südlich der Stadt Bat Yam, begonnen auf einem neuen Profil zu messen. Bei der dritten Messung im Jahr 2011 wurde dieses Profil vervollständigt. In dieser Arbeit werden die Daten dieses Profils im nördlichen Bereich der Palmahin Störungszone vorgestellt und interpretiert.

In Abbildung 6.5 sind alle Sender- und Empfängerpositionen in eine Seekarte eingetragen. In Abbildung 6.4 ist, als ein Beispiel aus dem Jahr 2009, das Messsetup für

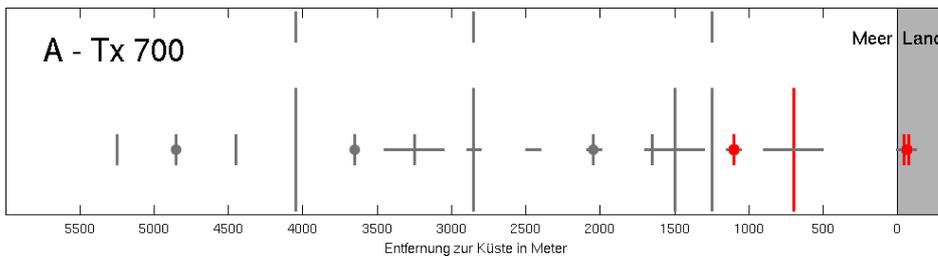


Abbildung 6.4: Überblick über die Sender- und Empfängerpositionen eines Setups aus dem Jahr 2009. In Rot eingezeichnet sind jeweils die 400 m Sende- und die 100 m Empfangsdipole für das elektrische Feld. Die Punkte markieren die Positionen der Magnetfeldempfänger.

einen Sender in 700 m Entfernung und parallel zur Küste gezeigt. Eine Darstellung der restlichen Messtage finden sich in Anhang B (Abb. B.1). Hierbei gehören die Teilabbildungen A, B, D, E zur Messkampagne 2009, die übrigen zu der Kampagne im Jahr 2011. In Tabelle B.1 sind die Messlokationen detailliert aufgeführt und mit den für diese Arbeit geltenden Datensatznummern versehen.

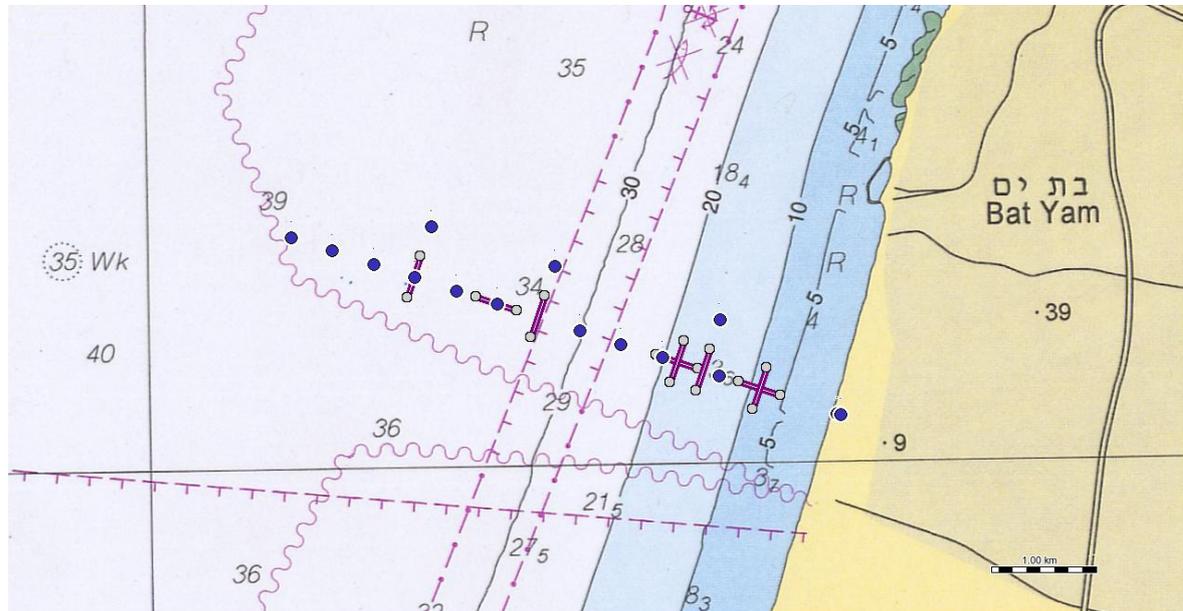


Abbildung 6.5: Marines Messsetup der Jahre 2009 und 2011 südlich der Stadt Bat Yam. Die Senderpositionen sind als violette Linien mit grauen Endpunkten, die Empfängerpositionen als blaue Punkte eingezeichnet. Das gemessene Profil liegt senkrecht zur Küstenlinie.

In der Seekarte (Abb. 6.5) ist eine Ankerverbotszone in ca. 2,5 km Entfernung zur Küste zu sehen. Dort verläuft eine Pipeline. Der Aufbau des Senders war dort nicht erlaubt, ein Empfangsdipol für das elektrische Feld konnte jedoch in diesem Bereich betrieben werden. Im Bereich der Pipeline konnten keine besonderen Störungen an den Daten beobachtet werden: In Kapitel 7 werden die Daten sowohl auf periodische als auch aperiodische Störungen untersucht.

Ein großer Unterschied zwischen marinen Messungen und Landmessungen ist die exakte Positionierung der Elektroden der Empfangs- und Sendedipole. Bei den durchgeführten Messkampagnen erfolgte die Positionierung mittels normalen Handheld-GPS-Geräten von einem Schlauchboot aus. Die Elektroden für die elektrischen Felder wurden von dort hinabgelassen und deren Position auf dem Meeresboden konnte nicht mehr kontrolliert werden. So ist der Einfluss von Strömungen auf die herabsinkenden Elektroden nicht prüfbar, wird aber als gering eingeschätzt. Weiterhin war nicht an jedem Messtag ruhige See, die Arbeiten wurden bis zu einer mittleren Wellenhöhe von 1 m durchgeführt. Das exakte

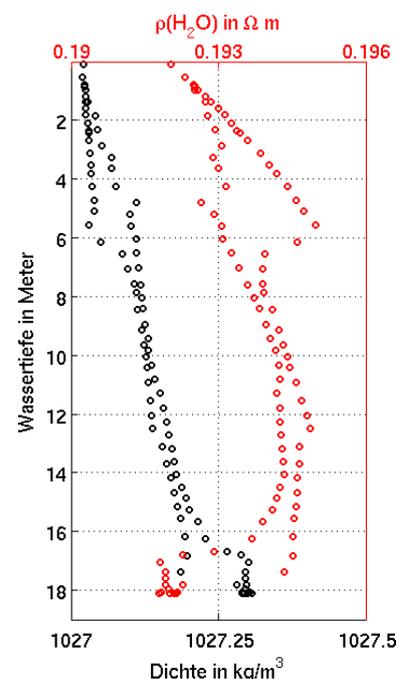


Abbildung 6.6: In situ Messungen der Dichte und des Widerstandes des Meerwassers.

Anfahren der Positionen und vor allem das Halten dieser Position beim Herablassen der Elektroden gestaltete sich an manchen Messtagen aus diesen Gründen sehr schwierig. Das Problem der falschen Positionierung wird in Kapitel 4.4 betrachtet, Datenbeispiele für bewegte Elektroden finden sich in Kapitel 7.1.3.

Die Positionierung der Magnetfeldspulen wurde im Jahr 2009 von Tauchern durchgeführt, so dass eine exakte vertikale und horizontale Ausrichtung der Spulen als gewährleistet gilt. Es wurden die institutseigenen TEM/3-Spulen² mit einer effektiven Fläche von 10.000 m^2 verwendet. Die Magnetfeldspulen der Kampagne im Jahr 2011 waren flache Spulen, eine korrekte horizontale Ausrichtung wird angenommen. Diese besitzen nur eine effektive Spulenfläche von 100 m^2 und sind eine Eigenentwicklung des Projektpartners Geophysical Institute of Israel. Die schlechtere Datenqualität der flachen Spulen zeigt sich in Kapitel 7.2.2 bei der Festlegung des Signal Rausch Verhältnisses (z.B. Abb. 7.14 und 7.15). Am dritten Messtag der Kampagne im Jahr 2011 kam es zu einem Defekt am Anschluss dieser Spule, der leider nicht rechtzeitig bemerkt wurde. Der Datensatz Nr. 46 (siehe Tabelle B.1) dieses Tages wird verwendet, Datensatz Nr. 55 ist unbrauchbar.

Während der Messkampagne im Jahr 2009 wurde eine CDT-Sonde³ an einer Stelle herabgelassen. Die so gewonnenen insitu Daten des Salzgehaltes, der Temperatur und der Dichte wurden mit den Programmcodes von [Fofonoff and Millard, 1988] in Widerstandswerte umgerechnet. In Abbildung 6.6 sind die Dichte und der Wasserwiderstand dargestellt. Beide Werte werden als konstant angenommen. Für alle Modellierungen in dieser Arbeit wurde ein Wasserwiderstand von $0,2\ \Omega m$ verwendet. Die Dichteinformation findet bei der 2D-Modellierung in Kapitel 5.1.2 Anwendung.

²ZONGE international, Tucson/USA.

³CDT: Conductivity, Depth, Temperature. SEACAT Profiler SBE 19plus der Firma Sea-Bird Electronics, Inc., USA.

Kapitel 7

Datenverarbeitung und -betrachtung

Die mit den verschiedenen Aufzeichnungseinheiten¹ gemessenen Zeitreihen müssen zunächst aufbereitet werden, um anschließend eine Inversion durchführen zu können. Diese Datenverarbeitung (engl. Processing) ist nötig um z.B. gestörte Zeitreihen aus den Rohdaten zu entfernen oder periodisches Rauschen herauszufiltern. Die einzelnen Roh-Zeitserien liegen meist unter dem Rauschniveau des Messgebiets. Nur die Mittelung von vielen Wiederholungsmessungen ermöglicht es, invertierbare Transienten mit gleichverteilten Datenpunkten zu erhalten.

In diesem Kapitel wird das Processing beschrieben, welches mit dem Programm `seggy_pro` durchgeführt wurde. Die Verarbeitungsschritte sind z.T. schon bei [Strack, 1992] und [Helwig, 2000] beschrieben und werden im Rahmen der vorliegenden Arbeit an die gemessenen Datensätze angepasst. Die hier vorgestellte Datenverarbeitung folgt dem von [Scholl, 2001] entwickeltem Standardablauf für LOTEM-Daten. In Abbildung 7.1 ist der Ablauf der durchgeführten Datenverarbeitung, beginnend mit den aufgezeichneten Rohdaten bis hin zu den invertierbaren Transienten, dargestellt.

Kapitel 7.1 stellt die einzelnen Bearbeitungsschritte vor und geht auf Besonderheiten der vorliegenden Daten ein. Die Datenqualität wird bestimmt vom Verhältnis der Signal- zur Rauschamplitude, welches in Kapitel 7.2 im Detail analysiert wird. Der Einfluss der Pipeline in der Ankerverbotszone wird in Kapitel 7.1.1 (periodische Störungen) und 7.2.1 (aperiodische Störungen) genauer untersucht.

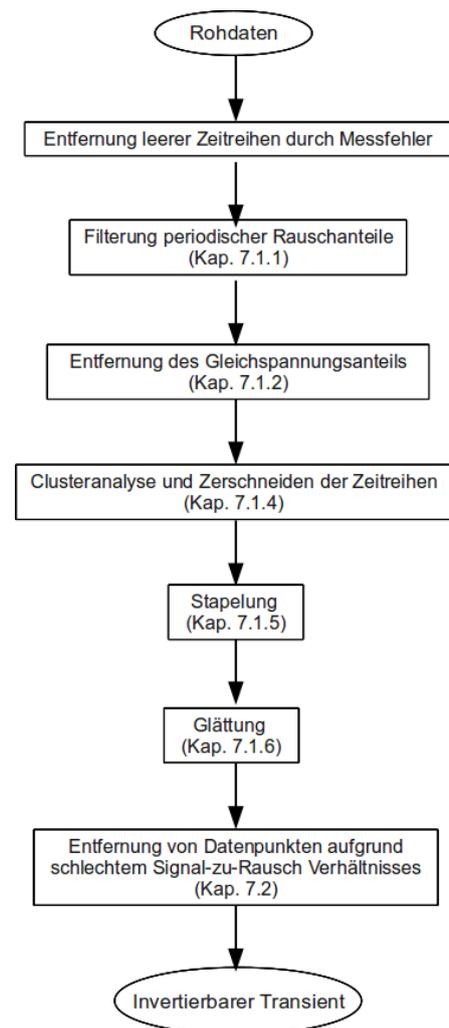


Abbildung 7.1: Ablaufdiagramm des durchgeführten Datenprocessings: von den aufgezeichneten Rohdaten zu den invertierbaren Transienten.

¹Summit, Summit USB, Teamex. Welcher Datensatz von welchem Gerät aufgezeichnet wurde, kann der Tabelle B.1 entnommen werden.

7.1 Datenverarbeitung

In diesem Unterkapitel wird auf die einzelnen Datenverarbeitungsschritte eingegangen und Besonderheiten des durchgeführten Processings werden ausgeführt und anhand von Datenbeispielen erläutert. Für die Bedienung der verwendeten Software `segy_pro` und eine ausführliche Darstellung der einzelnen Bearbeitungsschritte sei auf [Helwig, 2000] und [Scholl, 2001] verwiesen. Ziel der Datenverarbeitung ist es, periodische und aperiodische Störungen aus den Rohdaten zu entfernen und Zeitreihen mit gleichverteilten Datenpunkten zu erhalten.

Dieses Kapitel bezieht sich auf die Bearbeitung der Daten aus den Messkampagnen 2009 und 2011. Das Processing der Daten aus dem Jahr 2008 wurde in [von Papen and Tezkan, 2009] vorgestellt.

Insbesondere soll auf periodisches Rauschen und die Abhängigkeit von der Küstenentfernung eingegangen werden (Kap. 7.1.1), sowie auf das nicht-standardmäßige Zerschneiden großer Zeitreihen (Kap. 7.1.4). Die Unterkapitel geben die Reihenfolge der Bearbeitungsschritte wieder (vgl. Abb. 7.1).

7.1.1 Filterung der periodischen Rauschanteile

Um die aufgezeichneten Zeitreihen auf ihre periodischen Störungen zu untersuchen, wurde jeweils ein Powerspektrum erstellt (Abb. 7.2). Die Spektren sind anhand ihrer Entfernung zur Küste ("Position" in Abb. 7.2) und anhand der Komponente sortiert. Horizontale elektrische (E_H) und horizontale und vertikale magnetische Komponenten (H_H und H_V) sind separat dargestellt.

Bei den horizontalen Komponenten wurde die Orientierung (parallel oder senkrecht) zur Küste nicht unterschieden, die Zuordnung lässt sich anhand der Datensatznummer

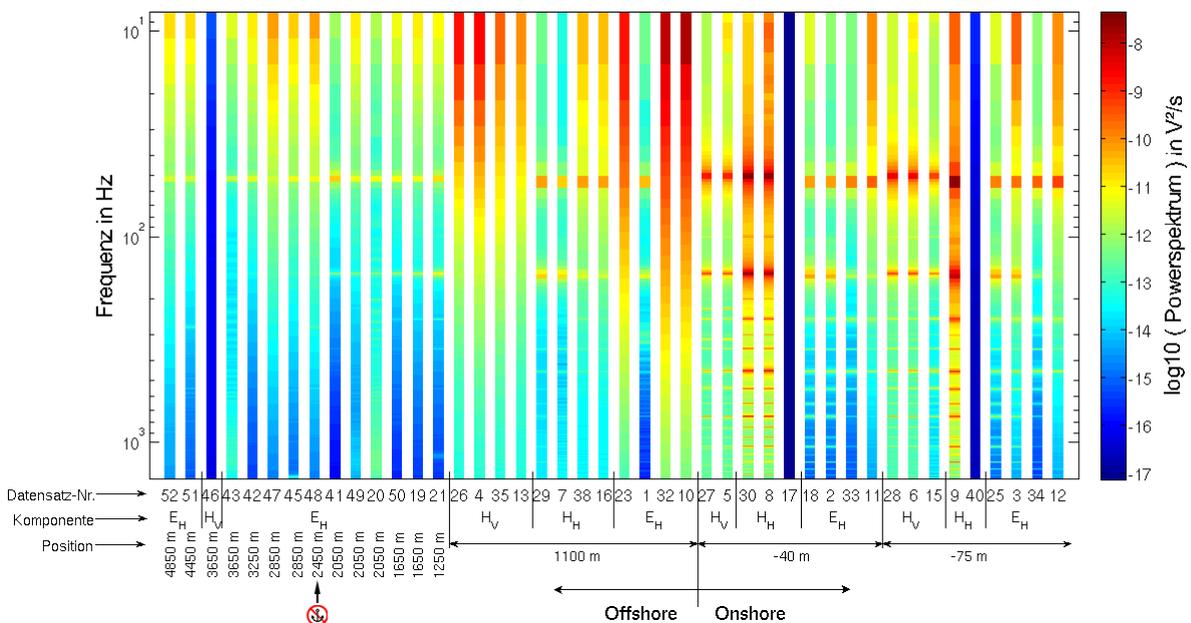


Abbildung 7.2: Powerspektrum der gemessenen Daten aus dem Messgebiet Bat Yam. Die Spektren sind sortiert nach der Entfernung zur Küste ("Position") und nach der Komponente. Die Datensatznummer bezieht sich auf Tab. B.1. Die Messstation in der Anker-verbotszone ist markiert.

aus Tabelle B.1 entnehmen. Es ist keine Abhängigkeit zwischen der Orientierung der horizontalen Komponenten und den gemessenen periodischen Störungen erkennbar.

Deutlich ist zu sehen, dass nur ein anthropogenes 50 Hz Störsignal vorhanden ist, welches aus der Wechselstromfrequenz der Stromnetze resultiert. In den Onshore-Daten zeigt sich dieses Signal ebenfalls sehr ausgeprägt bei seinen ungeraden Multiplen (150 Hz, 250 Hz, ...). Bei den Offshore-Daten sind, in Abhängigkeit von der Entfernung zur Küste, diese Multiple schwächer ausgeprägt und fallen bei großer Entfernung zur Küste schließlich ganz weg. Sehr deutlich ist dies bei den vertikalen Magnetfeldern, die offshore kein 50 Hz Signal aufweisen.

Periodische Störungen einer bekannten Frequenz sind mittels segmentierten, optimierten Lockin-Filter ([Hanstein, 1996]) einfach zu entfernen.

Anteil des 50 Hz Rauschens zur Gesamtleistung des Signals

In Abbildung 7.3 sind als Beispiel die Powerspektren der InLine Ex Komponenten mit dem Sender parallel zur Küste dargestellt. In Küstennähe (Entfernung 1250 m) zeigt sich das periodische Rauschen deutlich bei 50 Hz und dessen ungerade Multiplen. Bei zunehmender Entfernung (2850 und 4050 m) verschwinden die Multiplen und der 50 Hz-Peak wird kleiner.

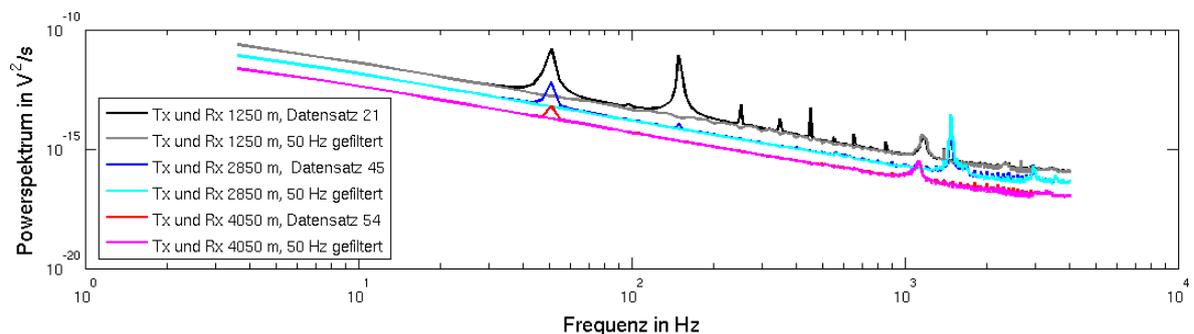


Abbildung 7.3: Powerspektren drei gleicher Messkonfigurationen in unterschiedlichen Abständen zur Küste. InLine Ex Konfiguration mit Sender und Empfänger, beide parallel zur Küste mit einem Offset von 400 m. Zur besseren Darstellung wurde auf die Position 2850 der Faktor 10 und auf die Position 4050 der Faktor 100 angewandt. Die Datensatznummer bezieht sich auf Tab. B.1. Dargestellt sind zudem die mittels Lockin-Filter bereinigten Spektren.

Um die Abnahme des 50 Hz-Rauschens quantitativ darzustellen, wird nun der Anteil dieses periodischen Rauschens zur Gesamtenergie des gemessenen Signals untersucht: Betrachtet werden die elektrischen Feldkomponenten der Messung aus dem Jahr 2011.

Das Integral über das Powerspektrum P entspricht der spektralen Leistung W , also der im Signal enthaltenen Energie im Frequenzbereich f_1 bis f_2 [Buttkus, 1991]:

$$W = \int_{f_1}^{f_2} P df \quad (7.1)$$

In Abbildung 7.4 ist als Beispiel die kumulative spektrale Leistung als Funktion der Frequenz f aufgetragen:

$$W_c(f) = \int_{f_0}^f P df \quad (7.2)$$

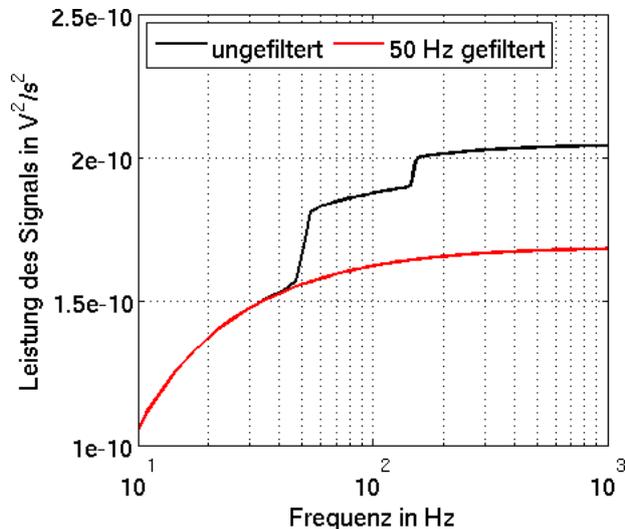


Abbildung 7.4: Beispiel der kumulativen Leistung anhand Datensatz 15 (siehe Tab. B.1): BroadSide Ex, 400 m Offset. Deutlich sind die Beiträge von 50 Hz und der ersten ungeraden Multiplere bei 150 Hz zu sehen. Die rote Linie stellt die kumulative Leistung des gefilterten Signals dar.

Der Energieeintrag des 50 Hz Rauschens und der ersten ungeraden Multiplere ist deutlich am starken Anstieg von $W_c(f)$ bei $f = 50$ und 150 Hz zu erkennen. Der Einfluss des periodischen Rauschens kann mittels Filterung vollständig entfernt werden, wie durch die rote Linie in Abbildung 7.4 gezeigt wird.

Um den Einfluss des 50 Hz Rauschens auf das gesamte gemessene Signal als Funktion des Abstands zur Küste zu analysieren, wird nun der Quotient aus der Leistung des gefilterten Signals und der Leistung des ungefilterten Signals betrachtet. Die Leistung wurde jeweils im Bereich 10 Hz bis 1 kHz berechnet. In Abbildung 7.4 entspricht dies dem Quotienten der letzten beiden Werte bei $f = 1$ kHz.

In Abbildung 7.5 ist der Anteil des 50 Hz Rauschens gegen die Entfernung zur Küste aufgetragen. Die verschiedenen Messkonfigurationen, dargestellt durch unterschiedliche Farben, unterscheiden sich deutlich voneinander. Ein größerer Offset entspricht auch einem größeren Anteil des Rauschens am Gesamtsignal, was bei dem Vergleich der BroadSide Ex Konfiguration für 400 m und 800 m Offset sichtbar ist. Der Anteil des 50 Hz Rauschens nimmt jedoch bei allen Konfigurationen mit der Entfernung zur Küste deutlich ab. Die Ankerverbotszone ist in der Abbildung eingezeichnet. Dort ist zwar kein Wert vorhanden, aber in unmittelbarer Nähe dieses Gebiets (Datensatz 20 und 45) ist kein Einfluss auf den Anteil des 50 Hz Rauschens am Gesamtsignal erkennbar.

7.1.2 Entfernung des Gleichspannungsanteils (Leveln)

Die aufgezeichneten Zeitreihen sind von einem Gleichspannungsanteil überlagert, der auf elektrische Eigenpotentiale oder auf die verwendete Messtechnik zurückzuführen ist. Die numerische Festlegung des Gleichspannungsanteils findet sich bei [Helwig, 2000] und [Scholl, 2001]: Der Gleichspannungsanteil U_{DC} berechnet sich im Intervall $[i_1, i_2]$ für eine Zeitreihe mit den Datenpunkten d_i wie folgt:

$$U_{DC} = \frac{1}{i_2 - i_1 + 1} \sum_{i=i_1}^{i_2} d_i \quad (7.3)$$

Diese Spannung wird von jedem Datenpunkt subtrahiert um Schaltvorgänge mit korrektem Null-Niveau zu erhalten.

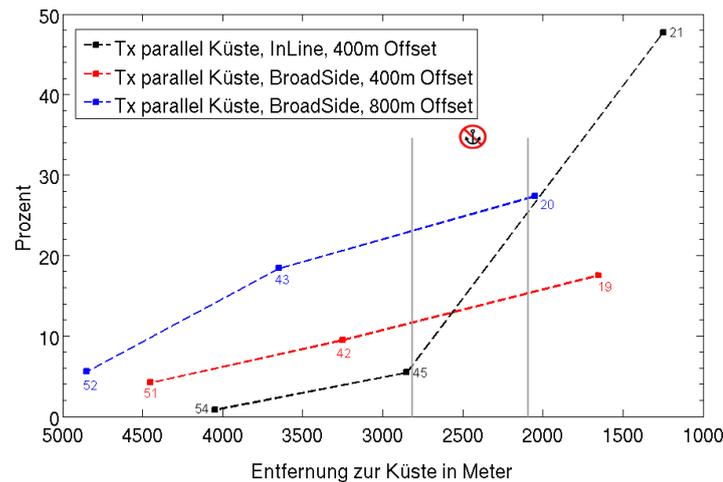


Abbildung 7.5: Anteil des 50 Hz Rauschens an der gesamten gemessenen spektralen Leistung, ermittelt im Bereich 1 Hz bis 1 kHz. Die Werte sind an der entsprechenden Empfängerposition eingezeichnet. Die angegebenen Datensatznummern beziehen sich auf Tab. B.1. Die Ankerverbotszone ist zur Orientierung ebenfalls eingezeichnet.

Wird nur ein einzelner Schaltvorgang aufgezeichnet, so wird bei einem Einschaltvorgang, ein Bereich vor dem Schaltvorgang als Bezugsniveau gewählt. [Scholl, 2001] untersucht, welche Auswirkungen diese Bereichsauswahl auf den fertigen Transienten hat. Bei Ausschaltvorgängen können die späten Zeitpunkte, unter der Annahme, dass der Transient dort bereits ausreichend abgeklungen ist, als Nullniveau gewählt werden. Die Entfernung eines falschen Gleichspannungsanteils führt zu einer Verschiebung des Vorzeichenwechsels im Transienten ([Hördt, 1992]) und im Fall eines eindimensionalen Untergrunds zu falschen Widerstandswerten im Inversionsergebnis ([Osman, 1995]).

Um eine korrekte Berechnung des Gleichspannungsanteils zu ermöglichen, auch wenn der Transient noch nicht ausreichend abgeklungen ist, wurde bei dieser Arbeit jeweils etwas mehr als $5/4$ einer Schaltperiode aufgezeichnet. Das Leveln über eine komplette Schaltperiode erlaubt die Bestimmung des korrekten Nullniveaus. Im Datenbeispiel in Abbildung 7.7 entspricht dies dem Leveln über den Zeitbereich von 0 bis 1600 ms.

7.1.3 Untersuchung der Maximalamplitude

Nachdem die Elektroden auf den Meeresboden herabgelassen wurden, kann deren Lage nicht mehr kontrolliert werden. Erst beim Prozessieren der Daten zeigt sich, ob z.B. die Meeresströmung die Empfängerauslage bewegt hat. Es wird nun untersucht, ob sich die Messelektroden im Laufe eines Messtages bewegt haben.

Segy_pro bietet die Möglichkeit das Verhalten der maximalen Amplituden genauer zu analysieren. Ursprünglich wird damit das Verhalten des Senders, genauer des Sendestroms, untersucht. Die Datensätze werden gefiltert (50 Hz) und der Gleichspannungsanteil entfernt. Nun werden sämtliche Schaltvorgänge einer Zeitreihe gestapelt und anschließend werden die Werte der 20 Datenpunkte nach dem Schaltvorgang gemittelt (vgl. [Scholl, 2001]). Diese Werte stellen nun den zeitlichen Verlauf der gemessenen maximalen Amplituden dar.

Die Elektroden des Senders sind schwer und liegen flach auf dem Meeresboden. Der Sender ist stromgeregelt und wurde vom Schiff aus fortlaufend kontrolliert. Somit kann von einem konstanten Strom ausgegangen werden. Der Grund für schwankende gemessene Maximalamplituden muss auf Empfängerseite liegen, z.B. durch sich bewegende Messelektroden.

Abbildung 7.6 zeigt beispielhaft jeweils die ersten 500 Maximalamplituden für drei verschiedene Datensätze eines einzelnen Messtages. Es wurde das gleiche Sendesignal aufgezeichnet, somit müssen die Unterschiede auf der Empfängerseite entstanden sein. Bei den beiden BroadSide Datensätzen ist keine signifikante Veränderung über die Zeit erkennbar (Datensatz 42 mit 400 m Offset und Datensatz 43 mit 800 m Offset). Bei dem InLine Datensatz (Nummer 45) sind mehrere lineare Trends erkennbar. Diese Trends konnten nicht entfernt werden und verschlechtern die Datenqualität.

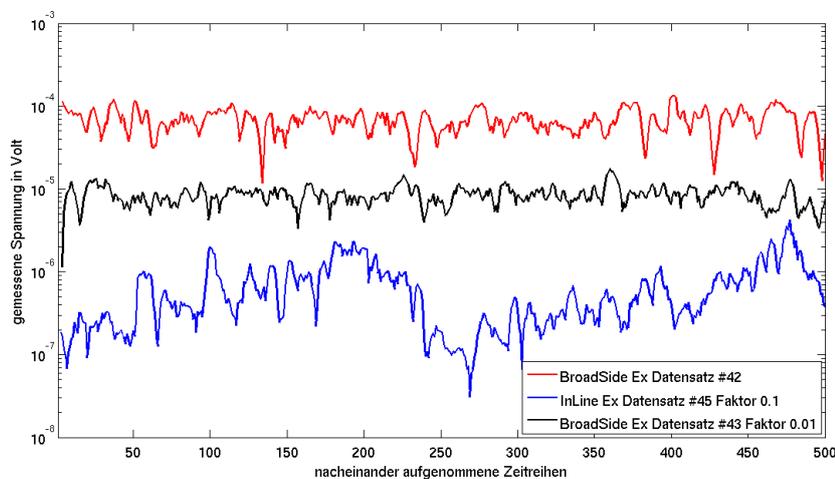


Abbildung 7.6: Bewegung der Elektrode während der Messung. Gemessene Maximalamplituden bei gleichem Sendesignal chronologisch dargestellt. Für die bessere Darstellung wurde ein Faktor angewandt, siehe Legende.

7.1.4 Sortieren in Gruppen (Clusteranalyse)

Da die große Anzahl einzelner Zeitreihen nicht manuell gesichtet und sortiert werden kann, wird auf jeden Datensatz ein Sortier-/Clusteralgorithmus, genauer ein *Sift and Shift* Verfahren angewandt ([Helwig, 2000]). Die Zeitreihen werden dabei innerhalb eines bestimmten Zeitbereichs miteinander verglichen und aufgrund ihrer Ähnlichkeit einzelnen Gruppen (engl. Cluster) zugeordnet. Der Zeitbereich, in dem die Zeitreihen verglichen werden, kann dabei frei gewählt werden. Die Zeitreihen dieser Arbeit wurden im Zeitbereich einer vollen Periode verglichen. Technisch bedingt ergeben sich vier verwendbare Gruppen, die anhand ihres Verhaltens zu Beginn der gemessenen Zeitreihe benannt werden und in Abbildung 7.7 dargestellt sind:

1. Ausschalten vom positiven Gleichstromwert auf Null (Schwarze Linie)
2. Ausschalten vom negativen Gleichstromwert auf Null (Magenta Linie)
3. Einschalten von Null auf den positiven Gleichstromwert (Blaue Linie)
4. Einschalten von Null auf den negativen Gleichstromwert (Rote Linie)

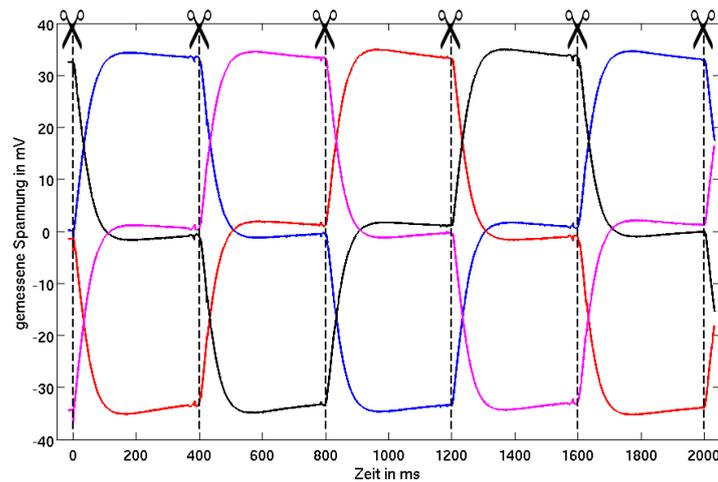


Abbildung 7.7: Clusteranalyse am Beispiel von Datensatz Nr. 41: BroadSide Ex, 800 m Offset. Gezeigt sind die vier verwertbaren Cluster. Die Zeitpunkte, an welchen die Zeitreihen zerschnitten werden, sind eingezeichnet.

Neben den in Abbildung 7.7 dargestellten Gruppen können mittels der Clusteranalyse auch leere Zeitreihen und stark gestörte Zeitreihen identifiziert und somit von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen werden.

Aus diesen vier Gruppen werden die einzelnen Ausschaltvorgänge ausgeschnitten und ggf. auf die Form eines Ausschaltvorgangs vom positiven Gleichstromwert auf Null gebracht. Dies ist in Abbildung 7.7 durch vertikale gestrichelte schwarze Linien dargestellt, welche den Beginn bzw. das Ende eines einzelnen Transienten markieren. Beispielhaft für eine Gruppe von Zeitreihen aus einem Datensatz von 2011 (schwarz in Abb. 7.7) sind dies:

- Zerschneiden bei 0 ms, 400 ms, 800 ms, 1200 ms und 1600 ms. Bei Datensätzen aus dem Jahr 2009 wären das die Vielfachen der Schaltzeit von 200 ms.
- Die Bereiche 0 ms - 400 ms und 1600 ms - 2000 ms können direkt verwendet werden.
- Der Bereich 800 ms - 1200 ms wird mit -1 multipliziert und dann verwendet.

7.1.5 Mittelung der Zeitreihen (Stapelung)

Die gefilterten und geschnittenen einzelnen Transienten werden nun zu einem einzelnen invertierbaren Transienten gemittelt. Dazu werden für jeden Zeitpunkt des Transienten die entsprechenden Zeitpunkte aller Zeitreihen arithmetisch gemittelt und die Standardabweichung berechnet.

Im Idealfall sind die Werte des Transienten für jeden Zeitpunkt normalverteilt. Zur Kontrolle dieser Normalverteilung wird das Quantildiagramm (auch Quantile-Quantile-Diagramm genannt, kurz QQ-Diagramm) verwendet (siehe z.B. [Schlittgen, 2012]). Mit diesem lassen sich die Häufigkeitsverteilungen von Werten zweier Datensätze gut miteinander vergleichen. Da eine Normalverteilung für jeden Datenpunkt angestrebt wird, werden mit dem QQ-Diagramm die Häufigkeitsverteilungen jedes Zeitpunktes der einzelnen Zeitreihen mit einer theoretischen Normalverteilung verglichen. Bei normalverteilten Daten ergibt sich dabei eine Gerade. Eine Herleitung und genauere Beschreibung

der Anwendung auf LOTEM-Daten finden sich bei [Helwig, 2000]. In der verwendeten Software `seggy_pro` existiert die Möglichkeit das QQ-Diagramm so zu normieren, dass eine Winkelhalbierende dem idealen Fall der Normalverteilung entspricht. Diese Möglichkeit wurde in der vorliegenden Arbeit gewählt.

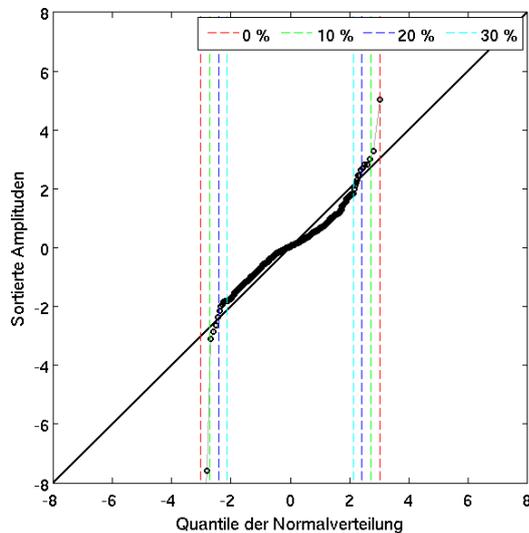


Abbildung 7.8: QQ-Diagramm des Datensatzes Nr. 1. Außerdem eingezeichnet sind die Grenzwerte, die einer selektiven Stapelung mit 10, 20 und 30 % Ausschluss entsprechen.

In Abbildung 7.8 ist das QQ-Diagramm des Datensatzes Nr. 1 (vgl. Tab. B.1) dargestellt. Bei den größten und kleinsten Werten weichen die Verteilungen deutlich von der Normalverteilung ab. Um nur normalverteilte Datenwerte für die Mittelwertbildung zu verwenden, wird ein gewisser Prozentsatz der größten und kleinsten Werte von der Stapelung ausgeschlossen. Dieses Vorgehen ist bekannt als selektives Stapeln ([Hanstein et al., 1986]). Im Beispiel von Abbildung 7.8 sind jeweils die prozentualen Werte des größten und kleinsten Datenwertes eingezeichnet. Für diesen Datensatz wurden 15 % dieser größten und kleinsten Werte von der Mittelung ausgeschlossen, um nur normalverteilte Datenwerte der einzelnen Transienten zu verwenden. [Scholl, 2001] untersucht das selektive Stapeln genauer anhand synthetischer und gemessener Datensätze und gibt an, dass oft bis zu 30 % der größten und kleinsten Datenwerte von der Mittelung ausgeschlossen werden.

Für K Einzelmessungen wird der Datenfehler δd_n eines Datenpunkts mit dem mittleren Datenwert \bar{d}_n wie folgt berechnet:

$$\delta d_n = \sqrt{\frac{1}{K} \sum_{i=1}^K (d_i - \bar{d}_n)^2} \quad \text{mit} \quad \bar{d}_n = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K d_i . \quad (7.4)$$

In Abbildung 7.9 sind die Standardabweichungen (STD) aus der selektiven Stapelung aller marin gemessenen E-Felder gezeigt. Bis zu mittleren Zeiten von etwa $t = 10^{-2}$ s sind die STD, die dem Fehler der Mesung entsprechen, sehr klein, nämlich $\text{STD} < 1\%$. Hervorgehoben sind STD der InLine Ex Komponente, die durchgehend größer als 1 % sind. Darauf wurde in Kapitel 4.3 bei der Inversion synthetischer Datensätze genauer eingegangen und zudem ist es bedeutsam bei der Inversion der realen Daten in Kapitel 8.

7.1.6 Glättung mit zeitlich variablem Hanning-Window

Den letzten Schritt der Datenverarbeitung stellt die Glättung des Transienten dar. Dazu wird ein gewichteter Mittelwert über einem gleitenden Zeitfenster (Hanning-Fenster) gebildet. Durch unterschiedliche Wichtungen wird der Transient zu frühen Zeiten schwach und zu späten Zeiten stark geglättet ([Hanstein et al., 1986]).

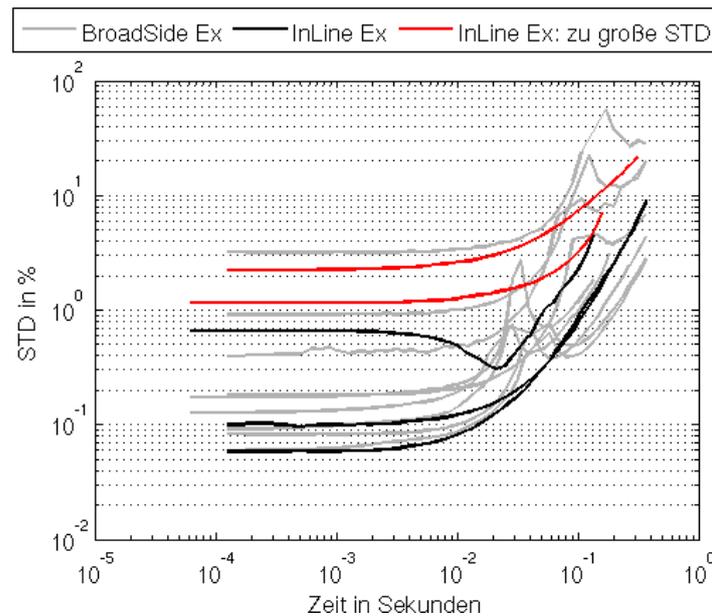


Abbildung 7.9: Datenfehler (STD) der gemessenen Offshore E-Felder. Hervorgehoben sind die InLine Datensätze, bei denen die STD zu groß für eine korrekte Inversion ist. Dies wird mit synthetischen Modellierungen begründet, vgl. Kap. 4.3.

7.2 Signal zu Rausch Verhältnis

Jede elektromagnetische Messung ist von dem sogenannten Hintergrundrauschen überlagert. Dieses nichtperiodische Rauschen setzt sich zusammen aus dem geologischen Rauschen, dem Instrumentenrauschen und weiteren künstlichen und natürlichen Quellen ([Strack, 1992]).

Der wichtigste Aspekt guter Datenqualität ist ein Verhältnis von der Signalamplitude zu der Amplitude des Hintergrundrauschens von viel größer Eins. Somit gilt für das Signal zu Rausch Verhältnis (engl. Signal to Noise, abgekürzt S/N oder SNR): $\text{SNR} \gg 1$. Bei Messungen im Zeitbereich wird durch die Mittelung (Stapelung) der Einzelmessungen das Verhältnis Signal zu Rauschen verbessert, der Transient also "aus dem Rauschen heraus gehoben". Diese Verbesserung erfolgt proportional zu \sqrt{N} , wobei N die Anzahl der Einzelmessungen ist.

Im Folgenden wird nun zuerst das Rauschlevel für jeden Datensatz ermittelt (Kap. 7.2.1) und anschließend das Signal zu Rausch Verhältnis individuell bestimmt. Anhand dessen werden ggf. Datenpunkte entfernt und somit von der Inversion ausgeschlossen (Kap. 7.2.2).

7.2.1 Hintergrundrauschen

An jeder Empfängerposition wurde das Hintergrundrauschen in Abwesenheit eines Sendesignals gemessen. Abbildung 7.10 stellt beispielhaft alle Zeitreihen für eine dieser Messungen dar: Es wurde nur das periodische 50 Hz Störsignal entfernt und die Zeitreihe auf die gesamte Aufzeichnungslänge gelevelt, sonst sind die Zeitreihen unbearbeitet. Anschließend wurde eine obere einhüllende Kurve festgelegt, die einem maximalen

Rauschlevel (auch Noiselevel genannt) entspricht.

Alternativ kann das Noiselevel auch durch die Stapelung der Noisemessungen ermittelt werden. Diese arithmetisch gemittelte Zeitreihe ist ebenfalls eingezeichnet. Mit der Festlegung des Noiselevels aus gemittelten Zeitreihen ist der Wert um fast eine Dekade kleiner im Vergleich zu einer oberen Einhüllenden.

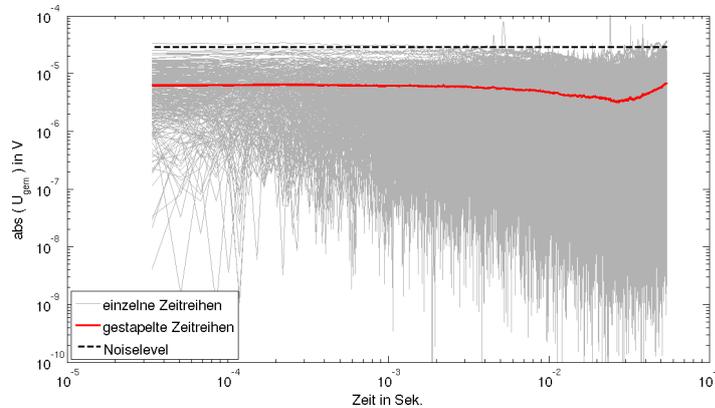


Abbildung 7.10: Bestimmung des Noise Levels. Dargestellt ist der Absolutbetrag der gemessenen Spannung einer 100 m langen E-Feld Auslage (Noise-Messung zum Datensatz Nr. 19).

In Abbildung 7.11 sind die Noiselevel aller Rauschmessungen, ermittelt aus der oberen Einhüllenden, in Abhängigkeit ihrer Entfernung zur Küste, der gemessenen Komponente und des Messtages dargestellt. Gezeigt sich nicht-normierte Werte, die weit gestreut in einem Bereich zwischen etwa 10^{-5} und 10^{-3} Volt liegen. Die Noiselevel der E-Felder sind vergleichbar, weil alle Empfangsdipole die gleiche Länge von 100 m aufweisen. Bei den Noiseleveln der magnetischen Komponente zeigt sich die unterschiedliche Spulenfläche der verwendeten Spulen. Deutlich wird dies z.B. bei dem Wert der TEM/3 Spule vom 11.11.2009 bei 1100 m Entfernung zur Küste im Vergleich zur Spule des GII vom 24.5.2011 bei 3650 m Entfernung zur Küste: Die beiden Noiselevel unterscheiden sich um den Faktor 100, was dem Verhältnis der Spulenflächen entspricht (10000 m^2 zu 100 m^2).

Die Ankerverbotszone zeigt sich nicht in diesem aperiodischen Rauschen. Es ist keine weitere Korrelation zu erkennen, weder in Bezug auf die unterschiedlichen Messtage noch in Bezug auf die Entfernung zur Küste.

7.2.2 Verhältnis Signal zu Rauschen

Unter Annahme einer Normalverteilung verbessert sich das SNR durch das Stapeln von N Zeitreihen um einen Faktor von \sqrt{N} . Um die gemessenen Daten nach diesem Kriterium zu bewerten wird im Folgenden das Niveau des Hintergrundrauschens aus dem vorigen Unterkapitel 7.2.1 zu den Daten geplottet und dann, je nach Anzahl N der verwendeten Zeitreihen (engl. stacks), durch den Faktor \sqrt{N} geteilt. Somit ergibt sich das Niveau eines SNR-Levels = 1. Nur Daten oberhalb dieses Levels werden in die Inversion einbezogen.

In den Abbildungen 7.12 bis 7.17 sind als Beispiel tatsächlich gemessene, nicht normierte Spannungswerte und die dazugehörigen Noise-Messungen (1 stack) sowie die Rauschlevel für die jeweilige stack-Anzahl (SNR = 1) gezeigt. In Anhang D, F und G

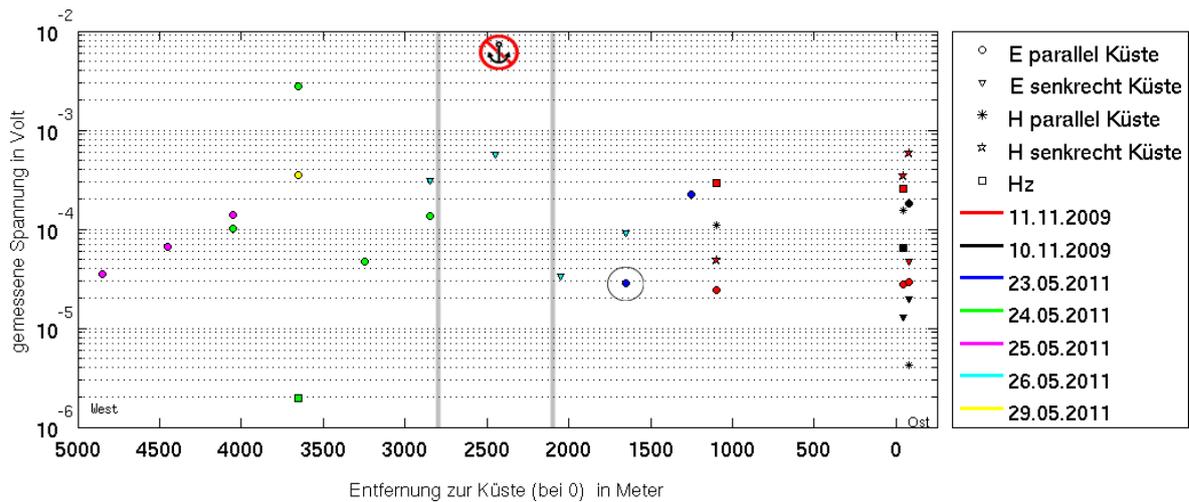


Abbildung 7.11: Noiselevel des Messgebiets Bat Yam. Die Messtage sind farblich kodiert, die Komponenten durch unterschiedliche Symbole dargestellt. Die Werte sind jeweils an der Position der Empfänger geplottet. Dargestellt sind tatsächlich gemessene Spannungen, ohne Normierung auf Empfängerlänge oder -fläche. Das Datenbeispiel aus Abb. 7.10 ist mit einem Kreis hervorgehoben. Die Ankerverbotszone bei 2500 m ist zur Orientierung ebenfalls eingezeichnet.

sind die Rauschlevel ebenfalls in die Datenanpassungen eingezeichnet.

Die folgenden charakteristischen Merkmale wurden festgestellt:

- Alle elektrischen Felder (Datenbeispiel in Abb. 7.12 und 7.13) sind deutlich über dem Rauschlevel. Entsprechend lassen sich hier die kompletten Transienten invertieren.
- Die vertikalen Magnetfelder wurden mit zwei verschiedenen Spulentypen gemessen: Im Jahr 2009 betrug dabei die effektive Spulenfläche 10000 m^2 , die gemessene induzierte Spannung liegt zu frühen Zeiten (bis $t \sim 1 \text{ ms}$ beim Datenbeispiel Abb. 7.14) unter dem Rauschniveau und der Datensatz wurde deshalb für die Inversion dort abgeschnitten. Für die Messungen im Jahr 2011, mit einer Spule mit effektiver Spulenfläche von 100 m^2 (Datenbeispiel Abb. 7.15), mussten weitere Datenpunkte abgeschnitten werden, so dass zu wenige Datenpunkte für eine Inversion übrig blieben. Dies wird in Kapitel 8.2 genauer diskutiert.
- Die horizontalen Magnetfelder (Datenbeispiel Abb. 7.16 und 7.17) konnten trotz zum Teil vieler Wiederholungsmessungen nicht alle über das Rauschlevel gebracht werden.

7.3 Zusammenfassung Datenverarbeitung

Die detaillierte Betrachtung der gemessenen Daten erbrachte folgende Erkenntnisse:

Die periodischen Rauschanteile bestehen aus lediglich einer Frequenz (50 Hz) und deren Multiplen. Der Anteil der Rauschleistung dieser Störung zur gesamten Signalleistung nimmt kontinuierlich mit der Entfernung zur Küste ab. Diese periodischen Störungen lassen sich allerdings problemlos mittels segmentiertem Lockin-Filter aus den Daten entfernen.

Der Einfluss der Ankerverbotszone und der dort verlegten Pipeline (vgl. Karte in Abb. 6.5) zeigt sich weder in den periodischen noch in den aperiodischen Störungen.

Die Daten der elektrischen Felder weisen alle eine gute Datenqualität auf und besitzen nach dem Stapeln ein Signal zu Rausch Verhältnis deutlich größer 1. Die STD der BroadSide Konfiguration sind alle ausreichend gering, so dass eine, in Bezug auf die Detektierbarkeit des Aquifers, sinnvolle Inversion möglich ist. Dies ist das Ergebnis der Modellierungen aus Kapitel 4.3. Die Daten der InLine Konfiguration weisen zwar auch vergleichbar kleine Werte für die STD auf, aber wie in Kapitel 4.3 gezeigt, sind diese zu groß für eine eindeutige Detektierbarkeit des Aquifers mittels Inversion. Dafür wären deutlich mehr Wiederholungsmessungen nötig.

Das Signal zu Rausch Verhältnis der magnetischen Felder ist zu frühen Zeiten zu gering (kleiner 1), was sich auf die für die Inversion zur Verfügung stehenden Datenpunkte auswirkt. Vor allem bei der im Jahr 2011 verwendeten Spule mit einer kleinen effektiven Spulenfläche musste deswegen mehr als die Hälfte der Datenpunkte zu frühen Zeiten entfernt werden.

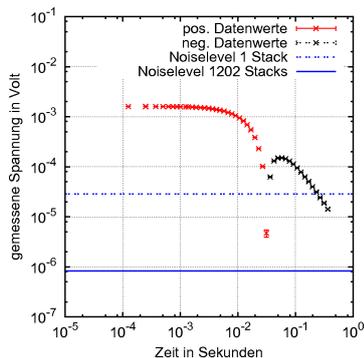


Abbildung 7.12: Broad-Side Ex: Datensatz Nr. 19 inkl. Rauschlevel.

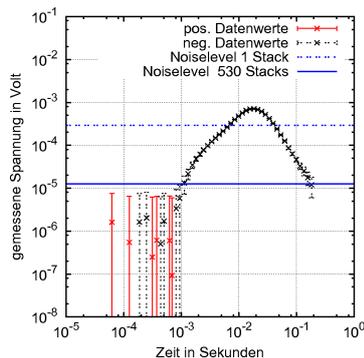


Abbildung 7.14: Broad-Side Hz: Datensatz Nr. 4 inkl. Rauschlevel.

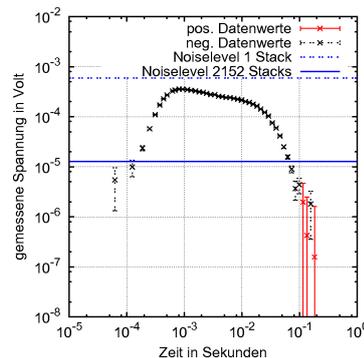


Abbildung 7.16: Broad-Side Hy: Datensatz Nr. 9 inkl. Rauschlevel.

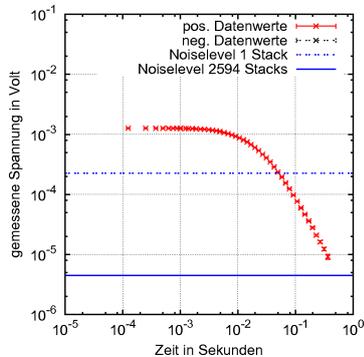


Abbildung 7.13: InLine Ex: Datensatz Nr. 21 inkl. Rauschlevel.

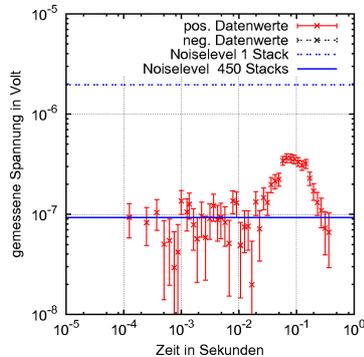


Abbildung 7.15: Broad-Side Hz: Datensatz Nr. 46 inkl. Rauschlevel.

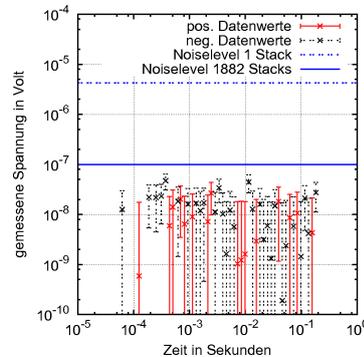


Abbildung 7.17: InLine Hy: Datensatz Nr. 18 inkl. Rauschlevel.

Kapitel 8

Eindimensionale Datenanpassung der Felddaten

In diesem Kapitel erfolgt die Datenanpassung der Felddaten mit eindimensionalen, also geschichteten, Untergrundmodellen. Zuerst werden in Kapitel 8.1 die durchgeführten Occam-Inversionen besprochen. Aus diesen Ergebnissen werden Startmodelle abgeleitet, die in Kapitel 8.2 für die Marquardt-Inversion verwendet werden. Deren Ergebnisse werden interpretiert und anschließend mittels Vorwärtsrechnung validiert. Abschließend folgt eine kurze Zusammenfassung aller vorherigen Ergebnisse in Kapitel 8.3. Die Datenanpassungen und Endmodelle aller Inversionen sind in Anhang D zusammengefasst.

Da Sender und Empfänger in unterschiedlicher Wassertiefe liegen, wurde mit einer festen mittleren Wassertiefe invertiert. Diese Vorgehensweise wurde in Kapitel 5.4.4 untersucht. Bei der BroadSide Konfiguration wurden die einzelnen Datenpunkte mit einem Mindestfehler von 1 % versehen. Aufgrund der Erkenntnisse aus Kapitel 4.3.1 wurde bei den InLine-Daten kein Mindestfehler, sondern die Standardabweichung aus der Datenverarbeitung (Kap. 7) verwendet. Die Systemantwort wird im verwendeten Programm MARTIN als Faltung mit den Vorwärtsdaten miteinbezogen. Bei den elektrischen Feldern wird hierbei die Periodizität des Signals berücksichtigt, wie in Kapitel 3.3 besprochen.

8.1 Occam-Inversion

Es werden nun die Occam-Inversionen mit beiden Regularisierungen (vgl. Kap. 3.4.6) vorgestellt, mit Hilfe der synthetischen Modellierungen aus Kapitel 4.3.1 diskutiert und geologisch interpretiert. Die Position der Aquiferkante wird aus diesen Ergebnissen abgeleitet. Für die Beschreibungen in diesem Kapitel werden die in Kapitel 6 eingeführten Datensatznummern verwendet, die in Tabelle B.1 zusammengefasst sind.

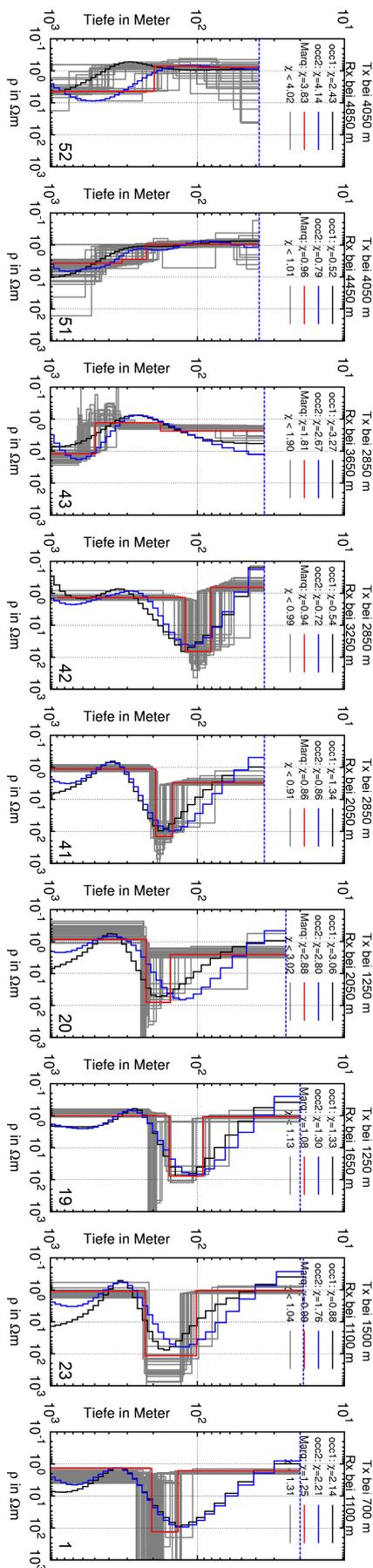


Abbildung 8.1: BroadSide Ex: Ergebnisse Einzelinversion.

Occam-Inversion BroadSide Ex

Bei der Occam-Inversion der BroadSide Ex Komponente (Abb. 8.1) ergibt sich folgendes Bild:

Von der Küste kommend (Datensatz 1) zeigt sich klar ein schlechter Leiter ($\rho \sim 80 - 100 \Omega m$) in etwa 100 - 170 m Tiefe bis zu Datensatz 42 in einer Küstenentfernung von 3250 m. Zur Tiefenabschätzung wird die Tiefe der Schicht mit dem größten Widerstand gewählt. Die beiden Modellparameter dieser Schicht sind in Abbildung 8.5 dargestellt. Diese Schicht kann eindeutig dem gesuchten Aquifer zugeordnet werden.

Ab dieser Position (Datensatz 42), mit steigender Entfernung zur Küste, zeigen die Modelle der Datensätze 43, 51 und 52 klar keine schlechtleitende Schicht. Die Datenanpassungen sind durchweg gut. Die Kalibrationsfaktoren liegen in vertretbarem Rahmen (vgl. Abb. 4.26).

Bei der Senderposition bei 2850 m Entfernung zur Küste zeigt der Empfänger mit 400 m Offset (Datensatz 42) den gesuchten schlechten Leiter, der Empfänger mit 800 m Offset (Datensatz 43) jedoch keinen schlechten Leiter. [Scholl, 2005] zeigt in seiner Arbeit, dass zweidimensionale Strukturen wie die vorliegende, wenn diese nicht in Sendernähe im Untergrund sind, trotzdem korrekt mittels eindimensionaler Inversion interpretiert werden können. Somit können diese beiden Empfangsstationen trotz gleicher Senderposition durchaus land- und seeseitig der Aquiferkante liegen.

Occam-Inversion InLine Ex

Bis zu einer Küstenentfernung des Empfängers von 2850 m (Datensatz 45) zeigen die Occam-Inversionen der InLine Ex Komponente (Abb. 8.2) einen schlechten Leiter in einer Tiefe von ca. 175 - 225 m.

Für die Datensätze 10 und 32, bei denen der Sender senkrecht zur Küste, schräg auf dem Meeresboden lag, zeigt die Inversion mit Roughness 1 den schlechten Leiter in größerer Tiefe als die Inversionen mit Roughness 2. Der Widerstand des Aquifers bei diesen beiden Datensätze ist größer als bei den Datensätzen 21 und 45, bei denen der Sender parallel zur Küste lag: In Küstennähe (Datensätze 10 und 32) wird ein Widerstand von $\rho \sim 10 \Omega m$ erreicht, bei den Datensätzen 21 und 45 lediglich ein Widerstand von $\rho \sim 3 \Omega m$.

Die Widerstände der beiden Regularisierungen sind jeweils gleich, die Ausnahme ist Datensatz 32.

Diese Widerstandswerte für den Aquifer weichen deutlich von den Werten der BroadSide Ex Inversion ab. Mit den Ergebnissen der Modellierungen aus Kapitel 4.3.1 ist dieses Verhalten jedoch gut erklärbar: Bei einer schlechtleitenden Schicht unterschätzt die Inversion der InLine Komponente den Widerstand sehr deutlich. Die beiden Modellparameter des Aquifers sind wiederum in Abbildung 8.5 noch einmal dargestellt.

Datensatz 54 zeigt bei einer Entfernung von 4050 m klar keinen schlechten Leiter in der Tiefe - was konsistent mit den BroadSide Ex Ergebnissen ist. Es ist also kein Aquifer vorhanden.

Die Datenanpassungen sind bei den küstennahen Datensätzen mit den Sendern senkrecht zur Küste (Datensätze 10 und 32) vertretbar. Trotz schiefer Sender- und Empfängerstrecke kommt die eindimensionale Inversion zu einem geologisch sinnvollen Ergebnis. Die Kalibrationsfaktoren (Abb. 4.26) sind hier sehr groß. Bei den Positionen mit Sender parallel zur Küste (Datensätze 21, 45 und 54) sind die Datenanpassungen gut. Die Kalibrationsfaktoren liegen in vertretbarem Rahmen (vgl. Abb. 4.26).

Zur Senderposition in 3250 m Küstenentfernung mit Sender senkrecht zur Küste konnte leider keiner der vorhandenen Datensätze invertiert werden. Die Datensätze 48, 49 und 50 besitzen zu große Datenfehler (durchgehend $> 1\%$) für eine sinnvolle Inversion (wie in Kap. 4.3.1 mit synthetischen Daten gezeigt). Alle Datenfehler sind in Abbildung 7.9 gezeigt, die Datenfehler dieser Datensätze sind dort farbig hervorgehoben.

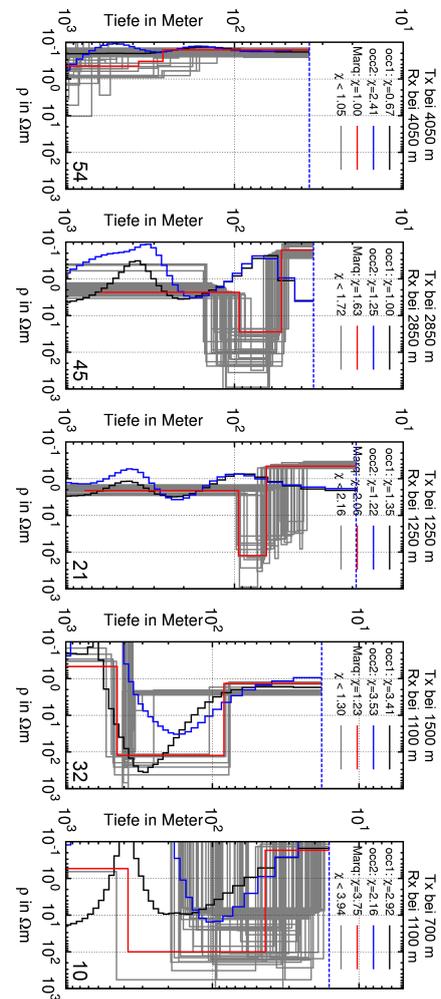


Abbildung 8.2: InLine Ex: Ergebnisse Einzelinversion.

Occam-Inversion BroadSide Hz

Die Daten der BroadSide Hz Konfiguration wurden mit zwei unterschiedlichen Spulentypen gemessen: Datensätze 4 und 26 mit einer Spulenfläche von 10000 m^2 und Datensätze 22 und 46 mit einer Spulenfläche von 100 m^2 . Bei ersteren mussten wegen des schlechten Signal-zu-Rausch-Verhältnisses alle Datenpunkte vor $t = 10^{-3} \text{ s}$ abgeschnitten werden; bei den beiden letzteren war dies eine oder eineinhalb Dekaden früher notwendig. Weiterhin sind die Datenfehler bei der kleineren Spule sehr groß. Datenbeispiele finden sich in Kapitel 7.2.2 (vgl. Abb. 7.14 und 7.15). So bleiben bei den Datensätzen 22 und 46 zu wenige Datenpunkte übrig, um das Inversionsergebnis in die Interpretation einfließen zu lassen.

Der Vollständigkeit halber sind alle Inversionsergebnisse in Abbildung 8.4 gezeigt, Datensätze 22 und 46 jedoch durchgestrichen. Die Datenanpassungen finden sich in Anhang D.

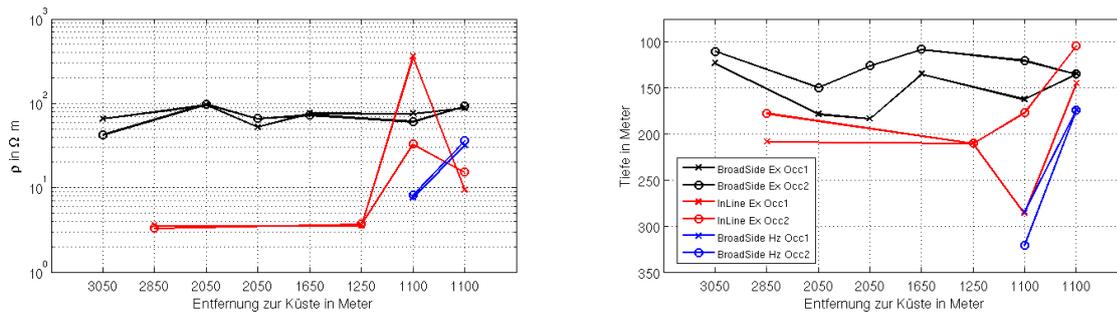


Abbildung 8.3: Occam-Inversion: Modellparameter des Aquifers. Es sind immer der größte Widerstand und die mittlere Tiefe dieser Schicht angegeben.

Die beiden übriggebliebenen Datensätze 4 und 26 zeigen einen schlechten Leiter mit Widerständen von ca. 30 und 8 Ωm . Im Vergleich zur BroadSide Ex Komponente ist dieser sehr gering. Bei den synthetischen Modellierungen in Kapitel 4.3.1 konnte der Aquifer für diesen Offset (400 m) nur für geringe Wassertiefen erfolgreich detektiert werden (siehe Abb. 4.10 mit 10 und 20 m Wassertiefe). Auch bei den Datensätzen 4 und 26 sind die Wassertiefen kleiner als 20 m. Der sehr geringe Widerstand im Vergleich zur BroadSide Ex Konfiguration ist mit diesen Modellierungen ebenfalls gut erklärbar. Der schlechte Leiter liegt bei diesen Endmodellen etwas tiefer als bei den BroadSide Ex Ergebnissen.

Diskussion Occam-Inversion

Der Aquifer wird mittels eindimensionaler Occam-Inversion gut detektiert: Er erstreckt sich von der Küste bis in eine Entfernung von mindestens 3250 m. Die Abwesenheit des Aquifers ab einer Entfernung von 3650 m zeigt sich bei allen invertierten Komponenten deutlich im Ergebnis.

Als landseitig der Aquiferkante werden im Folgenden Empfängerpositionen mit weniger oder gleich 3250 m Entfernung zur Küste bezeichnet. Seeseitig der Aquiferkante bedeutet demzufolge eine Entfernung von mehr als 3250 m.

Die unterschiedlichen Aquifer-Widerstände der einzelnen Komponenten lassen sich bei Sendern parallel zur Küste durch die synthetischen Inversionen aus Kapitel 4.3.1 gut erklären. Die Tiefen des Aquifers werden für die Komponenten jeweils etwas unterschiedlich angegeben, wobei die BroadSide Ex den Aquifer in geringerer Tiefe interpretiert als die anderen beiden Komponenten.

Die eindimensionale Inversion der Daten stößt bei schrägen Sender- und Empfängerstrecken an ihre Grenzen, was sich in stark unterschiedlichen Ergebnissen der beiden Regularisierungen zeigt.

8.2 Marquardt-Inversion

Aus den Occam-Inversionen der BroadSide Ex Komponente wurden zwei verschiedene Startmodelle abgeleitet, einmal landseitig und einmal seeseitig des Aquiferendes:

- So wurden die Daten landseitig mit einem Startmodell von $\rho_{1,2,3} = 1, 100, 1 \Omega m$ und Schichtgrenzen unter der Meeresoberfläche von 100 und 200 m invertiert.
- Seeseitig wurde der gleiche Dreischichtfall verwendet, der Aquiferwiderstand ρ_2 beträgt jedoch $1 \Omega m$. Im Grunde handelt es sich also um einen homogenen Halbraum, allerdings mit drei Schichten.

In den Abbildungen 8.1, 8.2 und 8.4 sind jeweils die Ergebnisse mit dem besten χ -Wert in Rot eingezeichnet und äquivalente Modelle, welche vom besten χ -Wert um 10 % abweichen, in Grau gekennzeichnet.

Abschließend werden die Ergebnisse mit Hilfe der Importance bewertet und anschließend mittels Vorwärtsrechnung validiert.

Marquardt-Inversion BroadSide Ex

Die Endmodelle der Marquardt-Inversion der BroadSide Ex Komponente geben landseitig der Targetkante (3250 m) den Aquifer mit ähnlichen Widerständen ($\rho \sim 80 \Omega m$) und in vergleichbaren Tiefen wie die Occam-Inversionen wieder.

Bei den Datensätzen 1, 19 und 20 gibt es sehr viele Äquivalenzmodelle mit einer sehr dünnen, sehr hochohmigen ($> 1000 \Omega m$) Schicht, welche auf Höhe der Aquiferunterkante oder etwas darunter liegen. Die Äquivalenzmodelle zeigen jedoch alle einen schlechten Leiter in der Tiefe.

Alle Modelle, die sich seeseitig der Aquiferkante befinden (Datensätze 43, 51 und 52), zeigen klar keinen schlechten Leiter in der Tiefe.

Die Sedimente der ersten und dritten Schicht weisen einen mittleren bis guten Wert für die Importance des Widerstands und der Schichtdicke auf (Tab. 8.1). Die Widerstände liegen zwischen 0,8 und $2 \Omega m$.

Die Oberkante des Aquifers (zweite Schicht) liegt, je nach Lage im Profil, zwischen 90 und 150 m. Als Ausnahmen können die Datensätze 43 und 52 angesehen werden, beide liegen seeseitig der Aquiferkante. Diese beiden Stationen haben einen schlechteren Importancewert.

Der Widerstand der Targetschicht (ρ_2) besitzt, bis auf die küstennahen Stationen (Nr. 1 und 23), einen mittleren Importancewert. Bei den Inversionen der synthetischen Daten in Kapitel 4.3.2 wird gezeigt, dass, unabhängig vom Startmodell¹ eine schlechtleitende Schicht mittels

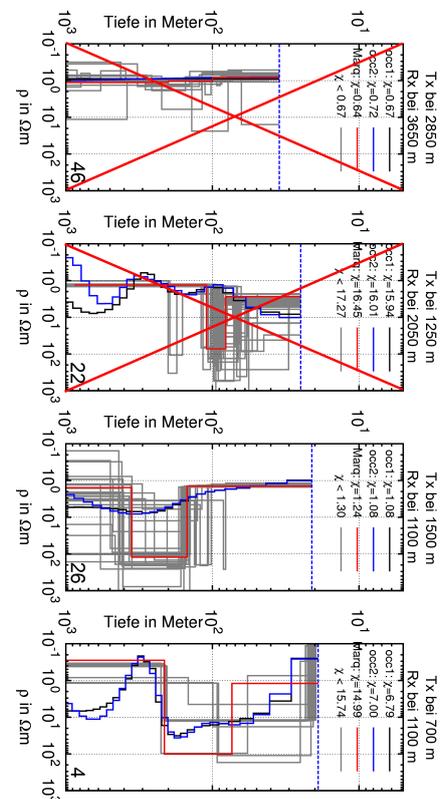


Abbildung 8.4: BroadSide Hz: Ergebnisse Einzelinversion. Die Datensätze 22 und 46 werden von der Interpretation ausgenommen, siehe Text.

¹Allerdings muss die Schichtfolge guter - schlechter - guter Leiter als Startmodell eingehalten werden.

BroadSide Ex Modellen wiedergegeben. Bei Datensatz 4 sind alle Modellparameter, außer des Aquiferwiderstandes ρ_2 , gut aufgelöst (vgl. Tab. 8.1). Es ergeben sich viele Äquivalenzmodelle mit einer sehr mächtigen Targetschicht bis sehr dicht unter dem Meeresboden. Bei Datensatz 26 hat nur der Widerstand der ersten Schicht einen guten Importancewert.

Wie bei den Inversionen der synthetischen Daten in Kapitel 4.3.2 gezeigt wurde, ist der Targetwiderstand sehr stark vom Startmodell abhängig und eine Validierung mittels Importances bei dieser Komponente nicht möglich.

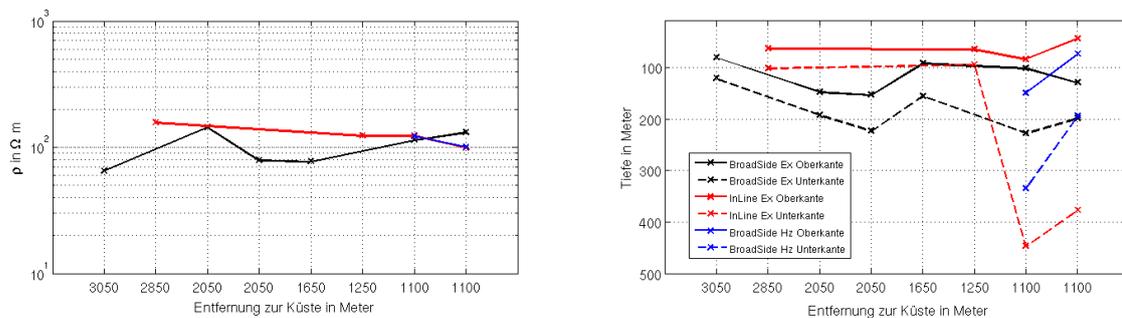


Abbildung 8.5: Marquardt-Inversion: Modellparameter des Aquifers (2. Schicht).

Validierung der Ergebnisse mittels Vorwärtsrechnung

Es wird nun eine Validierung der Inversionsergebnisse mittels Vorwärtsrechnung durchgeführt. Dazu wird die Vorwärtsrechnung des Endmodells der Inversion mit der Vorwärtsrechnung des jeweiligen Gegenmodell verglichen:

Als Gegenmodell wird hier das gegenteilige Startmodell bezeichnet. Wurde z.B. als Startmodell ein Dreischichtfall mit schlechtleitender Targetschicht verwendet, so wird im Gegenmodell dieser Schichtwiderstand (ρ_2) durch den Widerstand der ersten Schicht (ρ_1) ersetzt. War das Startmodell ein homogener Halbraum, so wird für das Gegenmodell eine schlechtleitende ($\rho_2 = 80 \Omega m$), 80 m mächtige Schicht, beginnend in 100 m Tiefe unter dem Meeresspiegel, eingefügt.

In Abbildung 8.6 sind die χ -Werte für das Endmodell und das Gegenmodell gegen den Abstand zur Küste geplottet. Das Gegenmodell besitzt dabei stets eine deutlich schlechtere Datenanpassung als das Endmodell der Inversion. Die Ausnahme bilden

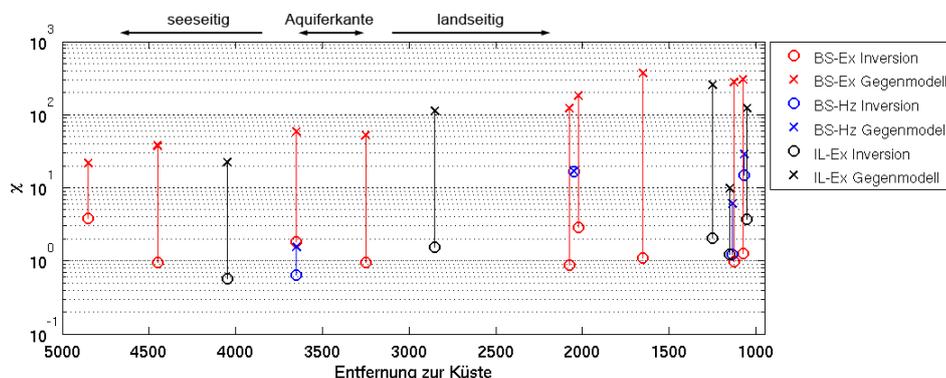


Abbildung 8.6: χ -Werte des Endmodells der Marquardt-Inversion und des jeweiligen Gegenmodells. Das Gegenmodell wird im Text erklärt.

die Datensätze Nr. 22 und 46 der BroadSide Hz Komponente, bei denen kein großer Unterschied in den χ -Werten zu sehen ist. Diese beiden Datensätze bestehen nur aus wenigen Datenpunkten (vgl. Kap. 7.2.2) und sind damit nicht für eine geologische Interpretation geeignet. Die Endmodelle der Inversion aller anderen Datensätze sind somit mit dem Gegenmodell durch Vorwärtsrechnung verifiziert.

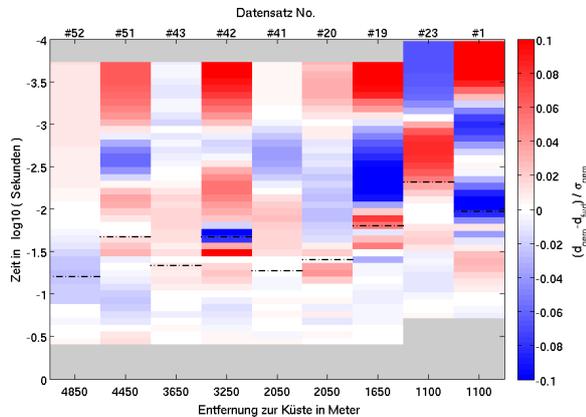


Abbildung 8.7: BroadSide Ex: Residuen des Endmodells der Inversion. Die Vorzeichenwechsel sind eingezeichnet (gestrichelt). Sie sind deckungsgleich für gemessene und berechnete Daten.

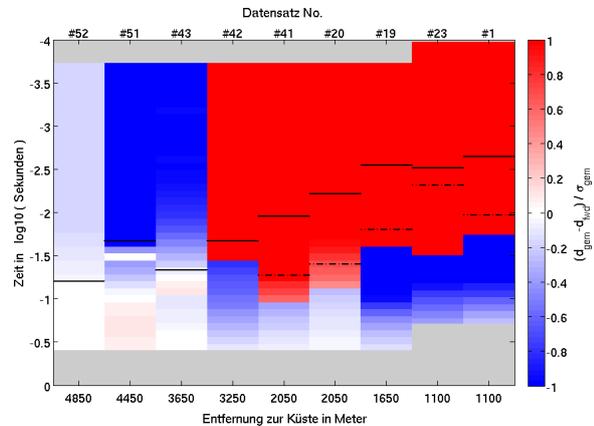


Abbildung 8.8: BroadSide Ex: Residuen des Gegenmodells. Die Vorzeichenwechsel sind eingezeichnet. Sie unterscheiden sich z.T. für gemessene (gestrichelt) und berechnete (durchgezogen) Daten.

Im Folgenden werden die Residuen der Vorwärtsrechnungen von End- und Gegenmodell genauer betrachtet:

- In Abbildung 8.7 sind die Residuen des Endmodells für die BroadSide Ex Konfiguration gezeigt, in Abbildung 8.8 die Residuen für das jeweilige Gegenmodell. Zu beachten sind die unterschiedlichen Farbskalen.

Bei den Endmodellen in Abbildung 8.7 fällt auf, dass bei Daten, bei denen der Empfänger höher als der Sender lag (Nr. 23 und 41), die Vorwärtsdaten zu frühen Zeiten größer als die gemessenen Daten sind. Bei den anderen Datensätzen sind die Vorwärtsdaten kleiner zu frühen Zeiten. Die Datensätze Nr. 41, 43 und 52 sind Daten mit 800 m Offset mit relativ flacher Bathymetrie und besitzen kleinere Werte für die Residuen. Sie sind somit besser angepasst. Alle Endmodelle passen die späten Zeiten sehr gut an. Bei den Residuen der Gegenmodelle in Abbildung 8.8 zeigen sich viel größere Abweichungen zu den gemessenen Daten. Schon der Gleichstromwert weicht deutlich von den gemessenen Daten ab. Datenbeispiele sind in den Abbildungen 8.13 und 8.16 zu sehen. Seeseitig der Aquiferkante (Nr. 43, 51 und 52) sind zu frühen Zeiten die Vorwärtsdaten größer als die gemessenen Daten. Landseitig sind die gemessenen Daten zu frühen Zeiten größer. Auch für die späten Zeiten gibt es Unterschiede land- und seeseitig der Aquiferkante. Seeseitig sind die Daten nach dem Vorzeichenwechsel gut angepasst, landseitig nicht.

Außerdem sind in den Abbildungen 8.7 und 8.8 die Zeitpunkte des Vorzeichenwechsels markiert. Der Unterschied im Offset ist gut ersichtlich: Die Datensätze 20, 41, 43 und 52 sind Daten mit 800 m Offset, der Vorzeichenwechsel tritt später als bei Daten mit 400 m Offset ein. Bei den Datensätzen 1 und 23, beide mit 400m Offset, ist ebenfalls ein deutlicher Unterschied zu sehen. Bei Datensatz 1

befand sich der Empfänger zwischen Sender und Küste. Somit lag der Empfänger höher als der Sender. Bei Nr. 23 befand sich der Sender zwischen Empfänger und Küste. Somit lag der Empfänger tiefer als der Sender.

Die Datensätze lassen sich anhand des Zeitpunktes des Vorzeichenwechsels wieder in zwei Gruppen unterteilen: landseitig und seeseitig der Aquiferkante bei 3250 m. Landseitig verschiebt sich der Vorzeichenwechsel im Vergleich von End- und Gegenmodell. Nur bei Datensatz 42, welcher eigentlich als landseitig der Aquiferkante angesehen wird, ist dieses Verhalten nicht zu beobachten. Somit ist die zeitliche Position des Vorzeichenwechsels ein gutes Unterscheidungsmerkmal zur Detektion einer schlechtleitende Schicht. Dies spiegelt sich auch in den großen χ -Werten des Gegenmodells bei diesen Datensätzen wieder (vgl. Abb.8.6).

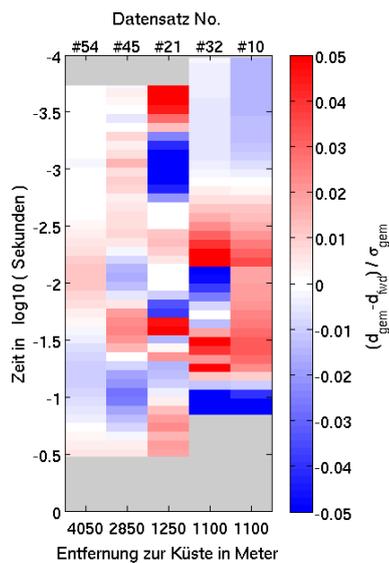


Abbildung 8.9: InLine Ex: Residuen des Endmodells der Inversion.

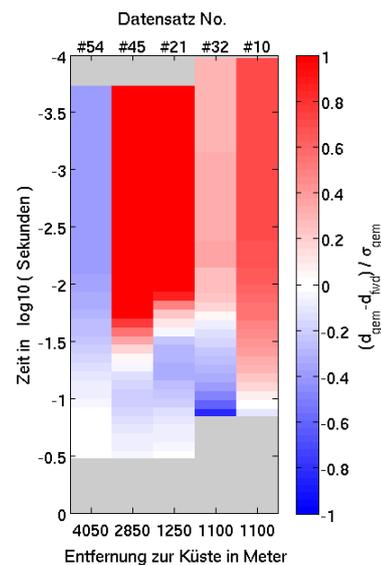


Abbildung 8.10: InLine Ex: Residuen des Gegenmodells.

- Die Residuen der End- und Gegenmodelle für die InLine Ex Konfiguration sind in den Abbildungen 8.9 und 8.10 dargestellt. Auch hier sind wieder die beiden unterschiedlichen Farbskalen zu beachten. Bei den Datensätzen 10 und 32 liegen die Sender- und Empfängerstrecken senkrecht zur Küste und sind somit nicht horizontal. Die Residuen sind bei allen Datensätzen für das Gegenmodell deutlich größer als die des Endmodells. Die Inversionsergebnisse gelten somit als verifiziert. Wie bei der BroadSide Ex Konfiguration sind die Vorwärtsdaten der Gegenmodelle seeseitig der Aquiferkante (Nr. 54) zu frühen Zeiten größer als die gemessenen Daten (z.B. Abb. 8.18). Landseitig sind die gemessenen Daten zu frühen Zeiten größer (z.B. Abb. 8.15).
- Für die BroadSide Hz Konfiguration sind die Residuen in den Abbildungen 8.11 und 8.12 gezeigt. Die Farbskalen sind identisch, der Wertebereich ist klein. Bei den Datensätzen 4 und 26 ist beim Gegenmodell ein deutlicher Unterschied bis $t = 10^{-1,5}s (\sim 32 \text{ ms})$ zu sehen: Dort sind die Vorwärtsdaten des Gegenmodells deutlich kleiner als die gemessenen Daten. Bei den Datensätzen 22 und 46 sind zwar die Residuen für das Endmodell für viele Zeitbereiche Null und für das Gegenmodell etwas größer. Hierbei sind aber auch die großen Datenfehler zu beachten, die in die Berechnung des Residuums einfließen. Also erfolgt keine Interpretation dieser beiden Datensätze. Die Inversionsergebnisse der Datensätze 4 und 26 sind verifiziert.

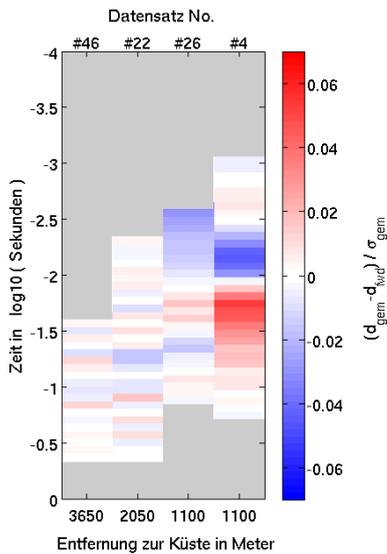


Abbildung 8.11: BroadSide Hz: Residuen des Endmodells der Inversion.

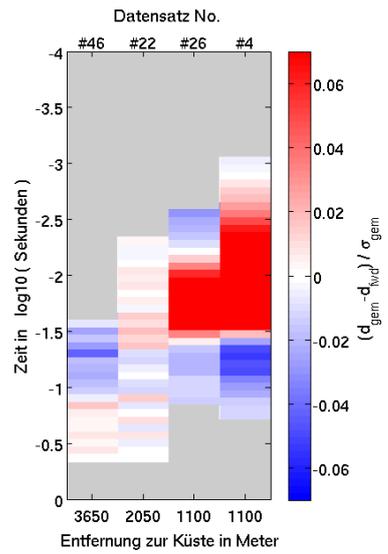


Abbildung 8.12: BroadSide Hz: Residuen des Gegenmodells.

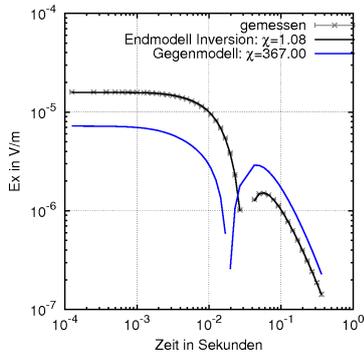


Abbildung 8.13: BroadSide Ex: Datenanpassung End- und Gegenmodell für Datensatz 19. Landseitig der Aquiferkante.

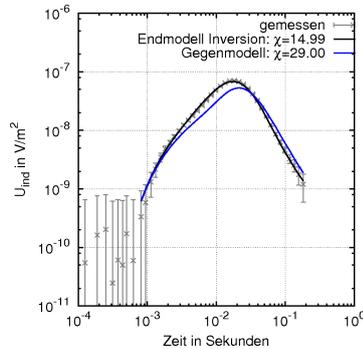


Abbildung 8.14: BroadSide Hz: Datenanpassung End- und Gegenmodell für Datensatz 4. Landseitig der Aquiferkante.

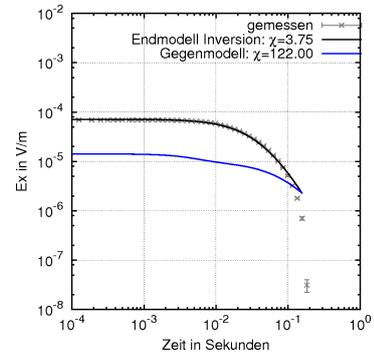


Abbildung 8.15: InLine Ex: Datenanpassung End- und Gegenmodell für Datensatz 10. Landseitig der Aquiferkante.

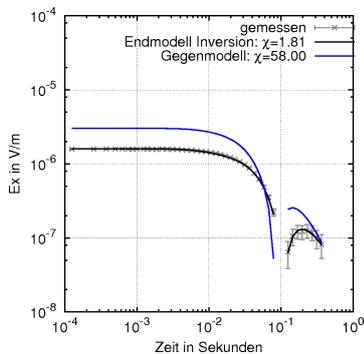


Abbildung 8.16: BroadSide Ex: Datenanpassung End- und Gegenmodell für Datensatz 43. Seeseitig der Aquiferkante.

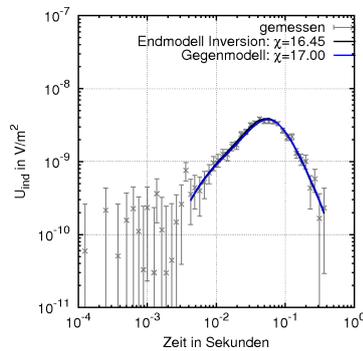


Abbildung 8.17: BroadSide Hz: Datenanpassung End- und Gegenmodell für Datensatz 22. Landseitig der Aquiferkante.

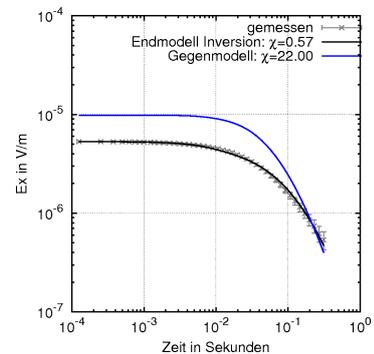


Abbildung 8.18: InLine Ex: Datenanpassung End- und Gegenmodell für Datensatz 54. Seeseitig der Aquiferkante.

Diskussion Marquardt-Inversion

Die Marquardt-Inversion ist bekannterweise sehr abhängig von dem verwendeten Startmodell. Der Unterschied im Aquiferwiderstand der beiden elektrischen Komponenten, wie bei der Occam-Inversion, konnte bei der Marquardt-Inversion bei gleichem Startmodell nicht beobachtet werden. Die bei elektromagnetischen Methoden immer gemeinsam aufgelöste Kombination aus der Schichtmächtigkeit und der Leitfähigkeit begründet viele äquivalente Modelle. Vor allem bei den InLine Ex und BroadSide Hz Komponenten ist deswegen keine genauere Abgrenzung der Ober- und Unterkante des Aquifers möglich. Nicht bei allen gemessenen Komponenten kann das Inversionsergebnis mittels Importance auf die Richtigkeit überprüft werden. Daher wurden die Ergebnisse zusätzlich mittels Vorwärtsrechnung validiert. Die große Datenabweichung zum jeweiligen Gegenmodell begründet bei allen Komponenten das Endmodell der Inversion. Selbst bei den Komponenten InLine Ex und BroadSide Hz, bei denen die Interpretation mittels Importance schwierig ist, konnte so das Endmodell überprüft werden. Die zeitliche Verschiebung des Vorzeichenwechsels bei der BroadSide Ex Komponente lieferte eine zusätzliche, wichtige Information über die Lage der Aquiferkante. Diese deckt sich mit dem Ergebnis der Occam-Inversion: Diese findet die Aquiferkante zwischen 3250 und 3650 m Entfernung zur Küste, mittels Marquardt-Inversion kann diese auf einen Bereich nahe 3250 m Küstenentfernung eingegrenzt werden.

8.3 Diskussion der eindimensionalen Datenanpassung

Sowohl mittels Occam- als auch mittels Marquardt-Inversion lassen sich die gemessenen Daten gut anpassen und geologisch interpretieren. Trotz der offensichtlichen 2D-Struktur des Untergrundes ist eine 1D-Inversion möglich und liefert ein konsistentes Ergebnis. Nur die Datensätze mit Sender- und Empfängerstrecke senkrecht zur Küste und somit schrägem Meeresboden weichen davon etwas ab, sind aber für die reine Detektion des Aquifers ebenfalls geeignet. Bei den Occam-Inversionen lassen sich die unterschiedlichen Aquifer-Widerstände für die einzelnen Komponenten durch die synthetischen Modellierungen aus Kapitel 4.3.1 gut erklären. Somit besitzt dieser einen Widerstand von ca. $80 \Omega m$. Bei der Marquardt-Inversion ist der Widerstand im Endmodell stark vom Startmodell abhängig und die Beurteilung dessen Auflösung mittels der Importance zum Teil schwierig. Dieses Verhalten wurde ebenfalls bereits mittels Modellierungen in Kapitel 4.3.2 gezeigt. Das Vorhandensein des Aquifers wurde mittels Vorwärtsrechnungen eindeutig verifiziert. Das Problem der äquivalenten Modelle erschwert bei den durchgeführten Single-Inversionen die genaue Eingrenzung von Ober- und Unterkante des Aquifers. Am wenigsten mehrdeutig sind hier die Daten der BroadSide Ex Komponente, womit der Aquifer in 100 m unter dem Meeresspiegel beginnt und eine Mächtigkeit von ebenfalls 100 m besitzt. Die Schicht zeigt sich allerdings nicht immer auf gleicher Tiefe verlaufend. Das Aquiferende konnte mit beiden Inversionsstrategien eindeutig nachgewiesen werden und befindet sich zwischen 3250 m und 3650 m Entfernung zur Küste. Die Marquardt-Ergebnisse weisen auf eine Aquiferkante nahe 3250 m Küstenentfernung hin. Somit sind zwei der in Kapitel 2.5 gestellten Ziele mittels 1D-Inversion erreicht: Der Aquifer wurde eindeutig nachgewiesen und die Position der Aquiferkante stark eingeschränkt.

Kapitel 9

Zweidimensionale Datenanpassung der Felddaten

Die Einzelinterpretation der marinen Datensätze mit geschichtetem Untergrund wäre bereits ausreichend um die gesuchte schlechtleitende Schicht, den Aquifer, zu detektieren und grob einzugrenzen (vgl. Kap. 8). Im küstennahen Bereich sind hierbei die Datenanpassungen jedoch wegen der starken Bathymetrie und somit zum Teil schrägen Sender- und Empfängerstrecken schwierig. Die Datensätze, bei denen der Sender im Meer und der Empfänger an Land liegt, können nicht mit einem eindimensionalen Untergrund interpretiert werden. Ebenso wurden Komponenten gemessen, die im eindimensionalen Fall nicht vorhanden sind, bei den realen Messungen jedoch ein klares Signal zeigen, wie z.B. InLine Hz. In diesem Kapitel werden die Messdaten daher mit zweidimensionalen Untergrundmodellen angepasst.

Zwar wurden bereits zweidimensionale Inversionen von LOTEM-Daten durchgeführt, jedoch wurde dies mit dem institutseigenen Programm *SINV* bisher nicht für den marinen Fall getestet und untersucht. Mehrdimensionale Inversionen von Landdaten werden beschrieben von [Scholl et al., 2003], [Commer et al., 2006] und [Martin, 2009]. Der hohe Leitfähigkeitskontrast zwischen Meerwasser und schlechtleitendem Aquifer erschwert die automatische Inversion von marinen Daten. Auch ist die automatische mehrdimensionale Inversion noch nicht "straight-forward", wie es bei anderen geophysikalischen Messmethoden der Fall ist. Die Berechnung der Jacobimatrix ist für den mehrdimensionalen Fall sehr zeitintensiv. Im Programm *SINV* ([Martin, 2009]) wird daher die Rechenzeit optimiert: Anstatt die Jacobimatrix per Pertubationsmethode zu berechnen, werden eindimensionale Sensitivitäten verwendet. Dies basiert auf einer 1D-Vorwärtsrechnung, welche für den marinen Fall nicht implementiert ist.

In dieser Arbeit wurde deshalb die sogenannte Hedgehog-Inversion angewandt: Hierbei wird der Parameter-Raum systematisch abgetastet, für jedes Modell eine Vorwärtsrechnung durchgeführt und das "beste" Modell in Hinsicht auf die Datenanpassung (χ -Wert) bestimmt. Abschnitt 9.1 beschreibt die Vorgehensweise der Hedgehog-Methode ausführlich und Unterkapitel 9.2 stellt die dazu nötigen Parametervariationen des aus Kapitel 5.1 bekannten 2D-Modells vor. Die Position des Aquiferendes wird in Unterkapitel 9.3 systematisch untersucht und somit versucht das Aquiferende genauer einzugrenzen, als es mit den eindimensionalen Inversionen (Kap. 8) möglich war. Abschnitt 9.4 stellt anhand von Beispielen die Datenanpassungen von klaren 2D-Daten, wie z.B. die der Landempfänger, vor. Abschließend (Kap. 9.5) erfolgt eine kurze Zusammenfassung und Diskussion dieses Kapitels.

9.1 Vorgehensweise Hedgehog-Inversion

Die Vorgehensweise bei der zweidimensionalen Datenanpassung mittels Vorwärtsrechnungen (Hedgehog-Inversion) ist wie folgt:

1. Durch Variation der Modellparameter wird ein Satz von Modellen erstellt. Im folgenden Kapitel 9.2 wird die Parametervariation für die zweidimensionalen Modelle besprochen.
2. Berechnung der elektrischen und magnetischen Felder an den Empfängerpositionen mit `SLDMem3t`. Hierbei wird für jedes Modell und jede Senderposition jeweils eine Vorwärtsrechnung durchgeführt. Die umfangreichen Berechnungen wurden ausgeführt auf dem CHEOPS-HPCluster des RRZK der Universität zu Köln.
3. Konvolution der synthetischen Transienten mit der Systemantwort: als Impulsantwort bei den magnetischen Feldern (mit dem institutseigenen Programm `MAXPROC`) und unter Berücksichtigung der Periodizität bei den elektrischen Feldern. Für die Konvolution der elektrischen Felder wurden die entsprechenden Programmteile aus `MARTIN` entnommen.
4. Interpolation der synthetischen Transienten auf die tatsächlich gemessenen Zeitpunkte.
5. Entfernen jeweils eines Datenpunkts direkt vor und nach einem Vorzeichenwechsel. Vorzeichenwechsel sind sehr schwer exakt anzupassen. Die gängige Praxis ist das Entfernen von Datenpunkten davor und danach¹.
6. Ermittlung des Gesamtfehlerwertes δd_i^* eines Datenpunktes. Diese werden aus den Fehlerwerten der gemessenen Daten $\delta d_{i,gem}$ aus der Datenverarbeitung (Kap. 7.1.5) und aus den Fehlerwerten $\delta d_{i,sldmem}$ der Gittertests von `SLDMem3t` (Kap. 5.2.1) mittels Gaußscher Fehlerfortpflanzung berechnet. Es gilt:

$$\delta d_i^* = \sqrt{\delta d_{i,gem}^2 + \delta d_{i,sldmem}^2} . \quad (9.1)$$

Dieses Vorgehen wurde bereits von z.B. [Yogeshwar, 2014] bei der Inversion von TEM-Daten verwendet.

7. Mittels einfachem Line-Search Algorithmus wird der zeitlich konstante Kalibrationsfaktor (CF) gesucht, bei dem der χ -Wert zwischen `SLDMem3t`- und gemessenen Daten minimal ist:

$$d_{gem} = CF \cdot d_{SLDMem3t} . \quad (9.2)$$

8. Das "beste" Modell wird anhand des kleinsten mittleren χ -Wertes mehrerer Datensätze bestimmt. Welche Datensätze im Einzelnen zusammengefasst werden, wird im Folgenden besprochen.

9.2 Hedgehog-Inversion mariner Felddaten

Im Folgenden wird die Anwendung der Hedgehog-Methode vorgestellt. Ziel ist es, Modelle mit guter Datenanpassung für die Offshore Daten, deren Sender parallel zur Küste lagen, zu finden.

In Tabelle 9.1 sind die Parameter des bekannten zweidimensionalen Modells (siehe Kap. 5.1.3, Abb. 5.3) aufgelistet, die variiert werden.

¹vgl. der Befehl `CUSR` in `EMUPLUS` und `MARTIN`

Tabelle 9.1: Abgedeckter Modellraum für die 2D-Datenanpassung der Offshore Daten mit Sender parallel zur Küste.

Modellparameter	Werte	Einheit
ρ Sediment	1 2 2,5 3 3,5 4 4,5 5 5,5 6	Ωm
ρ Aquifer	1 5 25 50 75 100 125 150 200 500	Ωm
Tiefe Oberkante Aquifer	70 85 100 115 130	m
Mächtigkeit Aquifer	70 85 100 115 130	m
Position der Aquiferkante	2750 3000 3250 3500 3750 4000 4250	m
Anzahl Modelle pro Tx-Position	17500	

Auch der Fall "Kein Aquifer vorhanden" (mit $\rho_{Aquifer} = 1 \Omega m$) ist in den Modellen berücksichtigt und diese Herangehensweise ist somit unabhängig von den Endmodellen der 1D-Inversionen. Da für jede mögliche Parameterkombination ein Modell erzeugt und dessen elektromagnetische Felder berechnet werden, ist deren Anzahl sehr groß. Der Modellraum kann deshalb nur in groben Schritten abgetastet werden. Es wurde für jede der fünf Senderpositionen mit dem Sender parallel zur Küste der komplette Satz an 17500 Modellen vorwärtsgerechnet. Nach der Erzeugung der Modelle und Berechnung der elektromagnetischen Komponenten wird weiter wie im vorigen Kapitel 9.1 verfahren.

Es werden 16 marine Datensätze mit Sender parallel zur Küste in die Hedgehog-Inversion einbezogen: 4 vertikale magnetische Felder und 12 elektrische Felder. Von den elektrischen Felder sind 9 Datensätze in der BroadSide und 3 in der InLine Konfiguration. Der Datensatz der BroadSide Hy Konfiguration wird von der Inversion ausgeschlossen, weil er einen doppelten Vorzeichenwechsel aufweist. Dieser Datensatz wird später (Kap. 9.4.1) detailliert betrachtet.

Abbildung 9.1 zeigt die mittleren χ -Werte aus allen marinen Datensätzen für die gerechneten Modelle, aufgetragen gegen den Aquiferwiderstand. Deutlich ist zu sehen, dass alle Modelle mit einem Widerstand von 1 oder 5 Ωm einen mittleren χ -Wert > 11 aufweisen. Für Widerstände von 25 Ωm oder mehr existieren Modelle mit einem Wert ≤ 8 . Der Unterschied ist so deutlich, dass der Fall "Kein Aquifer vorhanden" als ausgeschlossen gilt. Das Vorhandensein des Aquifers ist somit mittels der 2D-Vorwärtsrechnung nachgewiesen.

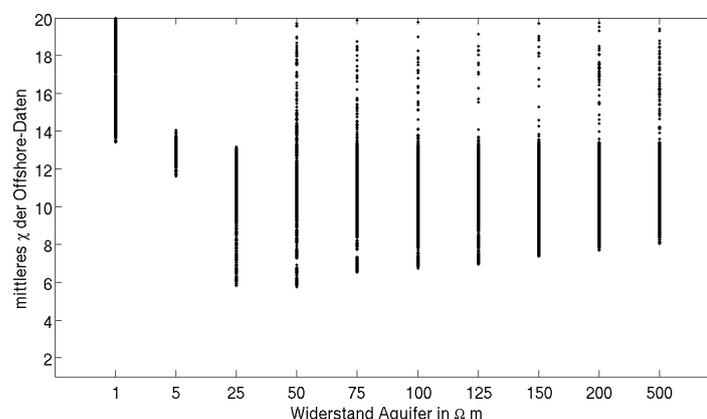


Abbildung 9.1: Mittlere χ -Werte der Offshore Daten, sortiert nach dem Widerstand des Aquifers.

Diese große Zahl der gerechneten Modelle kann nun auf verschiedene Weise sortiert werden, um das "beste Modell" zu finden. Da die Küste durch einen einfachen Block dargestellt wird, werden hier nur die Offshore-Datensätze für die Sortierung in Betracht gezogen. Als bestes Modell wird das Modell mit dem kleinsten mittleren χ -Wert der Datenauswahl verwendet. Der genutzte Kalibrationsfaktor wird nicht in die Sortierung einbezogen.

Im Folgenden werden nun die einzelnen Sortierungen betrachtet. Tabelle 9.2 zeigt die zugehörigen Modellparameter. Wird von Offshore Daten gesprochen, so sind marine Empfängerstationen gemeint, der Begriff Onshore Daten bezeichnet die Landempfänger.

Als Datenauswahl werden einmal nur die BroadSide Ex Daten verwendet (Auswahl A). Des Weiteren werden Senderpositionen einzeln betrachtet (Auswahl C und D) oder zusammengefasst (Auswahl B und E). Dabei werden jedoch alle gemessenen Komponenten einbezogen. Schließlich gibt es noch die Auswahl, bei der alle Offshore Daten betrachtet werden (Auswahl F). Des Weiteren sind in Tabelle 9.2 die mittleren χ -Werte der ausgewählten Datensätze sowie die mittleren χ -Werte aller Offshore- und Onshoredatensätze angegeben.

Für die Modelle mit dem besten mittleren χ -Wert der einzelnen Datenauswahlen lässt sich feststellen: Der Sedimentwiderstand beträgt in allen ausgewählten Modellen $1 \Omega m$. Bei jeder der vorgestellten Auswahlmöglichkeiten hat ein Modell mit einem schlechtleitenden Aquifer den besten mittleren χ -Wert. Wird das Modell D, welches die küstenfernste Senderposition am besten anpasst, außer Acht gelassen, so zeigen alle Modelle den schlechten Leiter in einer Tiefe von 115 - 130 m unter dem Meeresspiegel mit einer Mächtigkeit von ebenfalls 115 - 130 m. Das Modell der Auswahl D unterscheidet sich in der Mächtigkeit des schlechten Leiters und weist hier einen geringeren Wert von 70 m auf.

Werden jeweils alle Daten zu den Sendepositionen betrachtet (Auswahl B-E in Tab.

Tabelle 9.2: Modellparameter der 2D-Datenanpassung durch unterschiedliche Auswahl der Offshore Daten (A-F).

Modellparameter (siehe Abb. 5.3)	Datenauswahl					
	Broad Side Ex	Tx 700 1250 1500	Tx 2850	Tx 4050	Tx 2850 4050	alle Offshore Daten
	A	B	C	D	E	F
ρ Sediment [in Ωm]	1	1	1	1	1	1
ρ Aquifer [in Ωm]	50	50	25	500	25	50
Tiefe Oberkante Aquifer [in Meter]	115	115	130	130	130	115
Mächtigkeit Aquifer [in Meter]	115	130	130	70	130	130
Position der Aquiferkante [in Meter]	4250	4000	3750	4250	4250	4250
mittleres χ der Datenauswahl	5,6	3,8	3,2	8,1	5,6	5,8
mittleres χ aller Offshore Empfänger	5,8	5,9	7,3	11,6	7,0	5,8
mittleres χ aller Onshore Empfänger	9,6	9,4	15	57,8	15,1	9,5

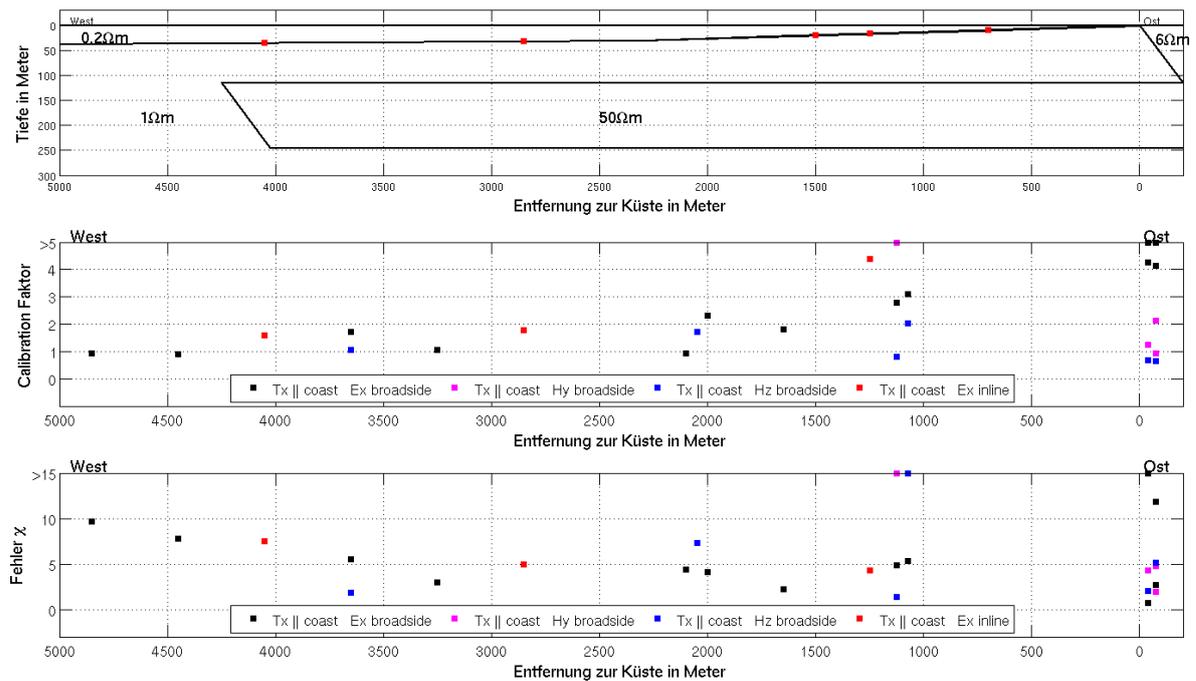


Abbildung 9.2: Modell mit eingezeichneten Senderpositionen (Oben), Kalibrationsfaktoren (Mitte) und χ -Werte (Unten) des zweidimensionalen Modells für die Datenauswahl "alle Offshore Datensätze" (Auswahl F in Tab. 9.2).

9.2), so ergibt sich für die küstennahen Positionen (Auswahl B) ein Aquiferwiderstand von 50 Ωm und für die küstenfernen Positionen (Auswahl C und E) ein geringerer Wert von 25 Ωm .

Auswahl D bezieht sich ebenfalls auf einen küstenfernen Sender, der Aquiferwiderstand ist um den Faktor 10 größer, jedoch sind die mittleren χ -Werte, sowohl aller Offshore und besonders aller Onshore Daten sehr schlecht. Somit wird dieses Modell verworfen. Das Modell mit dem besten mittleren χ -Wert für alle Offshore Daten (Auswahl F) deckt sich fast mit dem Modell mit dem besten mittleren χ -Wert, wenn nur die BroadSide Ex Daten betrachtet werden (Auswahl A). Nur die Aquifermächtigkeit unterscheidet sich leicht.

Abbildung 9.2 zeigt das Modell der Auswahl F, welches den besten mittleren χ -Wert für alle Offshore Daten aufweist. Dieses Modell stellt das Endmodell der 2D-Hedgehog-Inversion dar. Weiter sind in der Abbildung die verwendeten Kalibrationsfaktoren und die χ -Werte dargestellt. So werden alle Offshore Daten, bis auf zwei Magnetikdatensätze, mit einem χ -Wert < 10 angepasst. Auf einen der beiden Magnetikdatensätze, Hy in der BroadSide Konfiguration, wird später (Kap. 9.4.1) detailliert eingegangen. Das Endmodell passt auch die Landempfänger, obwohl diese nicht bei der Berechnung des mittleren χ -Wert verwendet wurden, bis auf zwei elektrische Feldkomponenten, mit χ -Werten ≤ 5 an. Anhang F zeigt die Datenanpassungen dieses Modells. Analoge Abbildungen für die restlichen Datenauswahlen aus Tabelle 9.2 befinden sich in Anhang E.

Der Aquifer wurde durch die 1D-Inversion (Kap. 8) bei der Empfängerposition in 3250 m Entfernung zur Küste nachgewiesen, bei 3650 m zeigt das 1D-Ergebnis keinen schlechten Leiter mehr in der Tiefe. Bei allen 2D-Endmodellen (Auswahl A-F) liegt die Aquiferkante jedoch weiter seewärts, zwischen 3750 und 4250 m, wobei

eine Küstenentfernung von 4250 m die Grenze des untersuchten Modellraums darstellt. Zu beachten ist hierbei, dass die Kantenposition die obere Ecke der schlechtleitenden Schicht darstellt (vgl. Kap 5.1.2) und dieser erste Teil sicher zu dünn ist, um ihn aufzulösen. Die Position der Targetkante wird im anschließenden Unterkapitel (9.3) genauer untersucht.

9.3 Eingrenzung der Aquiferkante

Mittels der 1D-Inversionsergebnisse konnte in Kapitel 8 die laterale Ausdehnung des schlechtleitenden Aquifers auf den Bereich zwischen 3250 m und 3650 m Entfernung zur Küste eingegrenzt werden. Eine genauere Eingrenzung war aufgrund der Messpositionen nicht möglich. Bei der Senderposition 4050 m liegt das komplette Setup seewärts der Kante (Datensätze 51 - 55). Bei der Senderposition 2850 m liegt eine BroadSide Empfängerposition landwärts (Datensatz 42) und eine BroadSide Position seewärts der Kante (Datensatz 43).

Die Endmodelle aus Kapitel 9.2 zeigen die Aquiferkante bei einer größeren Entfernung: 3750 bis 4250 m. Zum Einen bezeichnet der Modellparameter der Kantenposition die obere Ecke des Aquifers und dieser verdickt sich erst im Laufe von etwa 200 m auf seine volle Mächtigkeit (vgl. Abb. 5.3). Zum Anderen ist der Modellraum für den Kantenparameter in Kapitel 9.2 sehr grobschrittig abgedeckt (vgl. Tab. 9.1). Daher wird in diesem Unterkapitel die Position der Aquiferkante mittels 2D-Modellierungen für diese beiden Senderpositionen genauer untersucht.

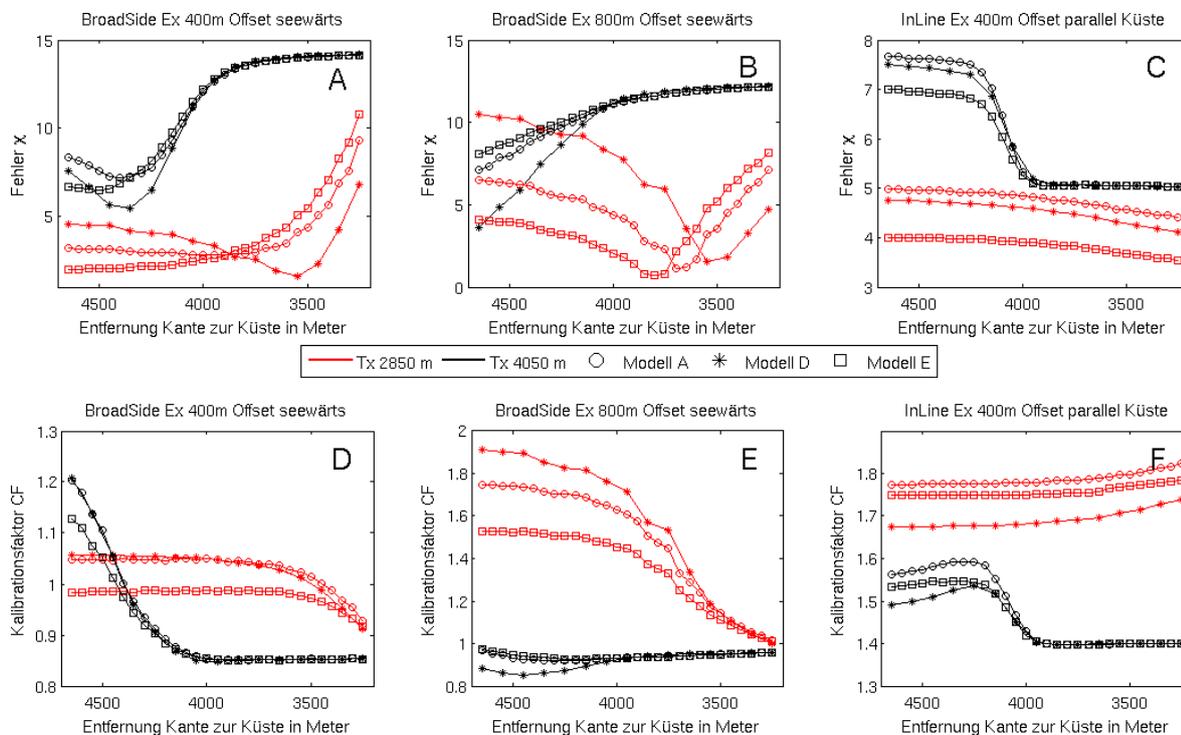


Abbildung 9.3: Variation Position der Aquiferkante für zwei Senderpositionen (2850 m und 4050 m) und verschiedene Modelle aus Tabelle 9.2: Fehlerwerte χ und Kalibrationsfaktoren für die Datensätze 42, 51 (Bild A + D), 43, 52 (Bild B + E) und 45, 54 (Bild C + F).

Modelliert wurden drei verschiedene Endmodelle aus Tabelle 9.2. Im Einzelnen sind diese:

- Modell A mit der besten mittleren Datenanpassung aller Offshore BroadSide Ex Datensätze,
- Modell E mit der besten mittleren Anpassung aller Daten der Senderpositionen 2850 und 4050 m und
- Modell D mit der besten mittleren Anpassung aller Daten der Senderposition 4050 m.

Nur die Position der Aquiferkante wurde variiert (vgl. Abb. 5.3). In Abbildung 9.3 und 9.4 sind die Fehlerwerte der Anpassung und die verwendeten Kalibrationsfaktoren dargestellt. Im Folgenden werden nun die Datenanpassungen für die gemessenen Komponenten erläutert.

- Bei der InLine Ex Komponente für die Senderposition 2850 m zeigen die Fehlerwerte nur einen geringen Abfall für alle drei Modelle hin zu einer küstennäheren Kante (Abb. 9.3 C). Gleichzeitig nehmen die CF jedoch leicht zu (Abb. 9.3 F). Daraus lässt sich keine Information über die Kantenposition ableiten. Bei der Senderposition 4050 m steigen die χ -Werte (Abb. 9.3 C) und die CF (Abb. 9.3 F) deutlich an, sobald sich der schlechte Leiter unter der Senderposition befindet. Dies ist ein deutliches Indiz für dessen Nicht-Vorhandensein ab 4050 m. Für Entfernungen kleiner der Senderposition bei 4050 m kann keine Aussage getroffen werden.
- Die BroadSide Ex Komponente zeigt bei einem Offset von 400 m bei der Senderposition 4050 m eine starke Verbesserung der Fehlerwerte χ , sobald sich der schlechte Leiter unter dem Sender seewärts hinwegbewegt (Abb. 9.3 A). Für Entfernungen der Aquiferkante kleiner der Senderposition 4050 m kann keine Aussage getroffen werden. Die Endmodelle mit Aquiferwiderstand $50 \Omega m$ oder größer (Modelle A und D) zeigen ein deutliches Minimum bei ca. 4400 m Entfernung. Gleichzeitig nehmen die CF aller drei Modelle ab der Senderposition 4050 m zu (Abb. 9.3 D) und erreichen beim Minimum der χ -Werte (ca. 4400 m) den optimalen Wert 1. Bei der Senderposition 2850 m nimmt der χ -Wert bei zunehmender Kantenentfernung ab und bleibt dann konstant (Abb. 9.3 A). Dieser Datensatz wird also mit einem schlechten Leiter unter dem Empfänger besser angepasst. Wegen der schrägen Aquiferkante wird z.B. bei Modell A erst ab einer Kantenposition von ca. 3700 m ein konstanter χ -Wert erreicht. Bei dem Modell mit dem großen Aquiferwiderstand (Modell D) ergibt sich sogar ein deutliches Minimum im Fehlerwert χ bei einer Kantenentfernung von ca. 3500 m. Die Werte für den CF steigen für zunehmende Kantenentfernung an und sind ab ca. 3700 m Entfernung konstant nahe dem Wert 1. Die beiden Ergebnisse für das Modell D widersprechen sich also für die beiden Senderpositionen und geben die Aquiferkante in unterschiedlichen Entfernungen wieder. Modell D wurde jedoch im vorigen Unterkapitel 9.2 aufgrund der hohen mittleren χ -Werte der Off- und vor allem der Onshore Daten als Endergebnis ausgeschlossen.
- Für einen Offset von 800 m zeigt die BroadSide Ex Komponente bei dem Datensatz mit Sender bei 4050 m einen kleineren Fehlerwert χ , wenn sich eine schlechtleitende Schicht im Untergrund befindet, also ab einer Kantenposition von größer 4050 m (Abb. 9.3 B). Modell D mit dem größten Aquiferwiderstand hat hierbei den größten Abfall des χ -Wertes. Der Kalibrationsfaktor bleibt hingegen fast kon-

stant beim optimalen Wert von 1 (Abb. 9.3 E). Der Abfall des χ -Wertes steht deutlich im Gegensatz zum Ergebnis der Senderposition 2850 m: Es zeigt sich ein deutliches Minimum im Fehlerwert χ , je nach Modell zwischen 3500 m und 3800 m Entfernung. Dabei hat das Modell D mit dem größten Aquiferwiderstand das Minimum bei der kleinsten Entfernung. Der Kalibrationsfaktor nimmt mit größerer Entfernung stetig zu.

- Für die Senderposition bei 2850 m gibt es noch zwei weitere Datensätze: einmal die Komponente BroadSide Ex mit 800 m Offset, aber in Richtung Küste. Das Aquiferende sollte diesen Datensatz nicht beeinflussen. Trotzdem sind Variationen in den Fehlerwerten χ erkennbar (Abb. 9.4): Modell A und E deuten auf ein Küstennahes Aquiferende hin, bei Modell E jedoch erhöht sich der χ -Wert bei einer Entfernung kleiner ca. 4000 m. Nur bei Modell D ist der verwendete Kalibrationsfaktor stark abhängig von der Kantenposition. Der andere Datensatz ist die BroadSide Hz Komponente: Der Fehler χ ist unabhängig von der Kantenposition, der Kalibrationsfaktor zeigt jedoch für alle drei Modelle ein Maximum bei einer Kantenposition von ca. 3700 m Entfernung. Die Position dieses Maximums deckt sich gut mit der Kantenposition der BroadSide Ex Komponente für die Senderposition 2850 m in Abbildung 9.3 B.

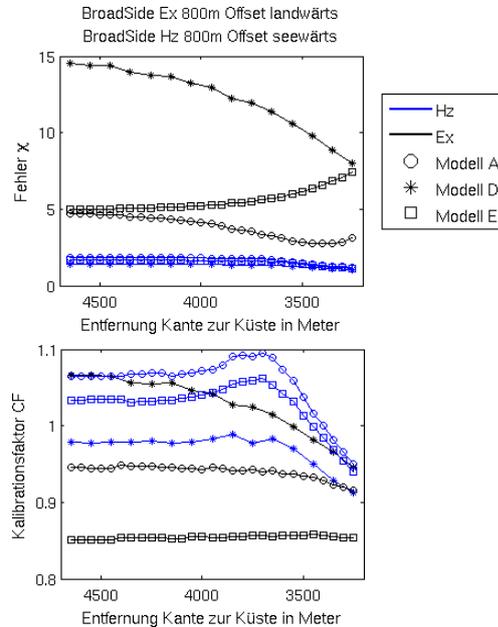


Abbildung 9.4: Variation Position der Aquiferkante für die Senderposition 2850 m und verschiedene Modelle aus Tabelle 9.2. Fehlerwerte χ (oben) und Kalibrationsfaktoren (unten) für die Datensätze 41 und 46.

Mittels der in diesem Abschnitt vorgestellten Modellierungen der beiden Senderpositionen bei 2850 m und 4050 m Küstenentfernung kann die Aquiferkante genauer als mittels der 1D-Inversionen eingegrenzt werden. Lässt man die Modellauswahl D wegen des hohen mittleren χ -Wert außer Acht, so ergibt sich die Kante bei ca. 3500 m bis 3800 m Küstenentfernung, je nach untersuchtem Modell. Es kann hier von äquivalenten Endmodellen gesprochen werden.

9.4 Betrachtung ausgewählter Datensätze

In diesem Abschnitt werden die Datenanpassungen ausgewählter Datensätze durch das Endmodell der Hedgehog-Inversion (Auswahl F in Tab. 9.2) genauer besprochen. Alle vorgestellten Datensätze wurden nicht bei der Berechnung der mittleren χ -Werte einbezogen. Zuerst wird die marine BroadSide Hy Komponente betrachtet (Kap. 9.4.1). Es folgen die Anpassungen für Landempfänger mit dem Sender parallel (Kap. 9.4.2) und senkrecht (Kap. 9.4.4) zur Küste.

Bei zwei der magnetischen Datensätze (Nr. 14 und 35) wurde vom Programm SLDMem3t keine korrekte Lösung gefunden: Die induzierte Spannung ist fast konstant über den gesamten Zeitbereich, wohingegen die gemessenen Daten ein klares Signal zeigen. Diese beiden Datensätze (Abb. G.13 und G.15) sind, zusammen mit allen Datenanpassungen, in den Anhängen F und G gezeigt.

9.4.1 Mariner Empfänger mit Sender parallel zur Küste: Broad-Side Hy

Von den beiden gemessenen Hy-Komponenten in der BroadSide Position (Datensätze 7 und 29) war nur ein Datensatz auswertbar, bei dem anderen trat ein unbekannter Fehler bei der Messung auf. Im vorangegangenen Abschnitt wurde diese eine Komponente (Nr. 29) bei der Modellauswahl nicht betrachtet. Ein doppelter Vorzeichenwechsel erschwerte die dortige Vorgehensweise. Im Folgenden wird dementsprechend die 2D-Anpassung dieses Datensatzes besprochen und auf aufgetretene Probleme eingegangen. Der gemessenen Datensatz und die Anpassung durch verschiedene zweidimensionale Modelle ist in Abbildung 9.5 dargestellt. Die Modellparameter der besprochenen Modelle finden sich in Tabelle 9.3.

Das bisherige Auswahlverfahren mittels bestem bzw. bestem mittleren χ -Wert findet keine Modelle, die einen doppelten Vorzeichenwechsel hervorrufen. Die zwei Modelle mit den besten χ -Werten für nur diesen einen Datensatz (G und H in Tab. 9.3) besitzen einen höheren Sedimentwiderstand als die Modelle in Tabelle 9.2. Die Position der Aquiferkante spielt hierbei keine Rolle, die χ -Werte unterscheiden sich für diesen Datensatz bei unterschiedlicher Kantenposition erst in der zweiten Nachkommastelle. Der kleine χ -Wert lässt sich durch die gute Datenanpassung zu frühen Zeiten des verwendeten Transienten erklären. Die ermittelten Kalibrationsfaktoren (CF) sind unrealistisch groß. Der mittlere χ -Wert der Onshore Daten ist allerdings bei diesen beiden Modellen nicht vertretbar hoch.

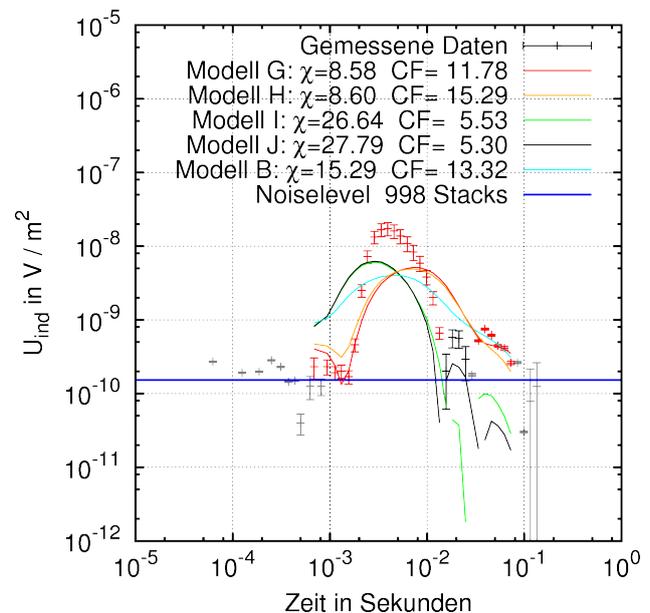


Abbildung 9.5: Offshore BroadSide Hy (Datensatz 29) mit Sender parallel zur Küste: Datenanpassung für verschiedene 2D-Modelle.

Tabelle 9.3: Modellparameter der 2D-Datenanpassung für die marine BroadSide Hy Komponente, Datensatz Nr. 23. Die Modelle sind für die Beschreibung im Text mit Buchstaben benannt (G-J).

Modellparameter (siehe Abb. 5.3)	Modell bestes χ			
	Berücksichtigung der Vorzeichenwechsel:			
	ohne		mit	
	G	H	I	J
ρ Sediment [in Ωm]	5	6	1	1
ρ Aquifer [in Ωm]	25	50	150	150
Tiefe Oberkante Aquifer [in Meter]	85	115	85	85
Mächtigkeit Aquifer [in Meter]	130	130	115	130
Position der Aquiferkante [in Meter]	3750	3750	2750	4000
χ Datensatz Nr. 23	8,58	8,6	26,6	27,8
mittleres χ aller Offshore Empfänger	11,6	11,3	9,3	8,0
mittleres χ aller Onshore Empfänger	256	246	247	258

Es wurde nun das Modell mit dem kleinsten χ -Wert gesucht, das zwei Vorzeichenwechsel besitzt und diese beiden außerdem jeweils maximal einen Datenpunkt neben den Vorzeichenwechseln der gemessenen Daten liegen. Nachdem nur Modelle mit dieser Voraussetzung betrachtet werden, ergibt die Suche nach dem Modell mit dem besten χ -Wert die Modelle I und J in Tabelle 9.3. Der Aquiferwiderstand liegt bei 150 Ωm in vergleichbarer Tiefe (115 m) und mit vergleichbarer Mächtigkeit (115 bzw. 130 m) zu allen anderen Endmodellen. Die χ -Werte für diesen Datensatz liegen höher als bei den Modellen G und H, die CF sind mit einem Wert von ca. 5 aber ebenfalls zu groß. Auch der mittlere χ -Wert der Onshore Daten ist bei diesen beiden Modellen wieder unvertretbar hoch.

Die marine Hy Komponente in der BroadSide Konfiguration ist mittels Hedgehog-Inversion nicht zufriedenstellend anzupassen. Schon kleine Modelländerungen haben einen großen Einfluss auf die Position der Vorzeichenwechsel. Der Modellraum wurde hierfür nicht fein genug abgetastet.

9.4.2 Landempfänger mit Sender parallel zur Küste

Obwohl die Landempfänger nicht in die Datenauswahl einbezogen wurden, zeigt das Endmodell (Auswahl F in Tab. 9.2) eine gute Datenanpassung für die Landempfänger (vgl. Abb. 9.2). Jeweils ein Beispiel für jede gemessene Komponente ist in den Abbildungen 9.6 bis 9.8 gezeigt.

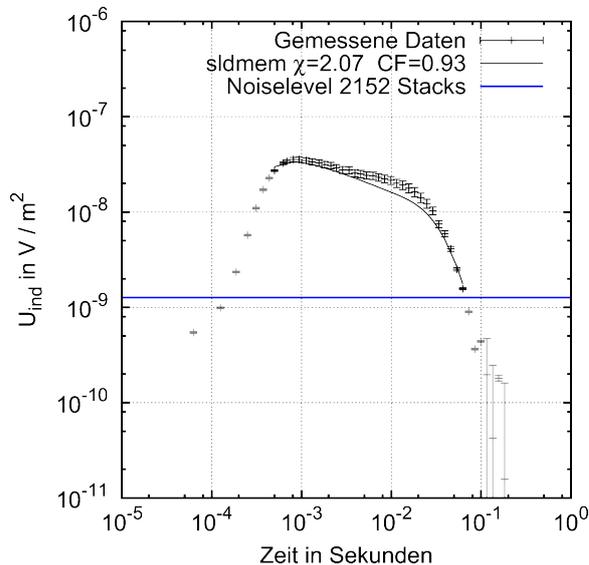


Abbildung 9.6: 2D-Datenanpassung Modell F (Tab. 9.2); Tx 700 m Rx -75 m; BroadSide Hy; Datensatznr. 9 (Tab. B.1)

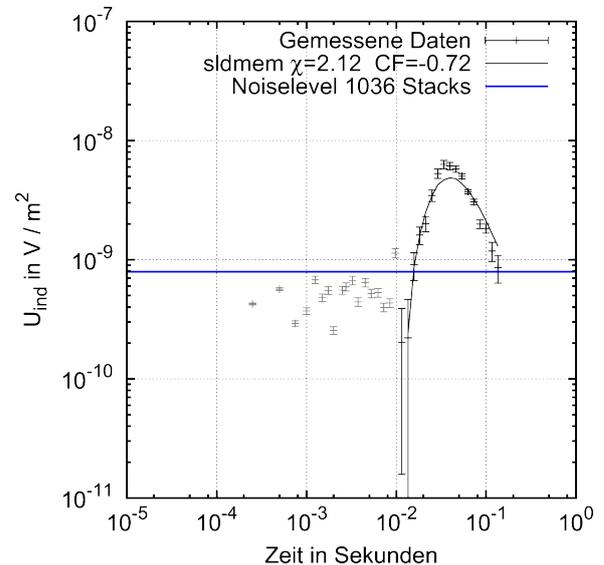


Abbildung 9.7: 2D-Datenanpassung Modell F (Tab. 9.2); Tx 700 m Rx -40 m; BroadSide Hz; Datensatznr. 5 (Tab. B.1)

9.4.3 Marine Empfänger mit Sender senkrecht zur Küste

Die Daten mit dem Sender senkrecht zur Küste flossen nicht in die Hedgehog-Inversion ein. Abbildung 9.9 zeigt die Datenanpassung des Endmodells der Hedgehog-Inversion für eine marine Sender-Empfänger Kombination. Die Anpassung beträgt $\chi=1$, was für eine perfekte Datenanpassung spricht. Aus den 1D-Modellierungen von synthetischen Daten (vgl. Kap. 4.3.1) ist jedoch bekannt, dass InLine Ex Daten nur mit sehr kleinen Datenfehlern korrekt interpretiert werden können. Vor allem die Daten der Senderposition bei einer Küstenentfernung von 3250 m weisen dafür zu große Fehlerwerte auf. Aus diesem Grund wurde keine 1D-Inversion mit diesen Datensätzen in Kapitel 8 durchgeführt. Mittels den Daten dieser Senderposition und dieser Komponente kann der Aquifer nicht detektiert werden.

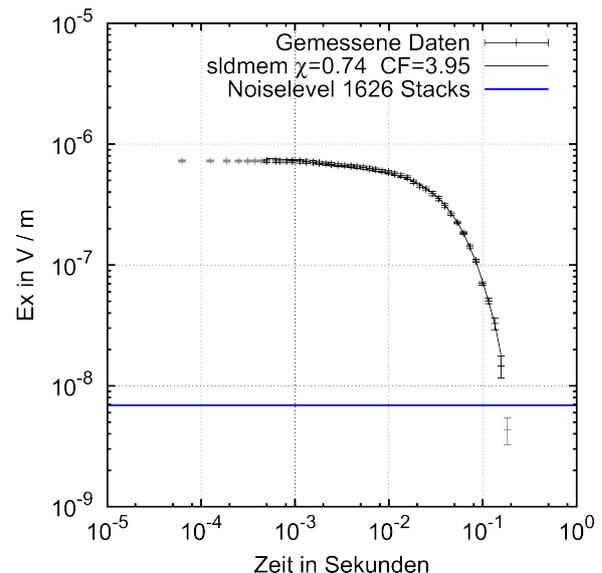


Abbildung 9.8: 2D-Datenanpassung Modell F (Tab. 9.2); Tx 1500 m Rx -40 m; BroadSide Ex; Datensatznr. 24 (Tab. B.1)

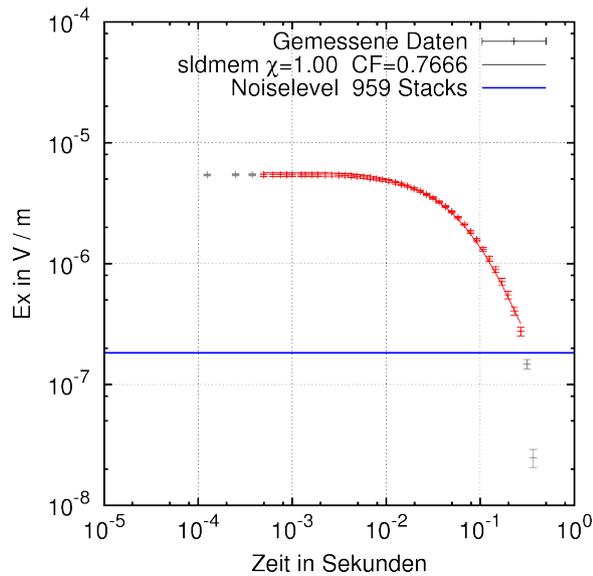


Abbildung 9.9: 2D-Datenanpassung Modell F (Tab. 9.2); Tx 3250 m Rx 2450 m; InLine Ex; Datensatznr. 48 (Tab. B.1)

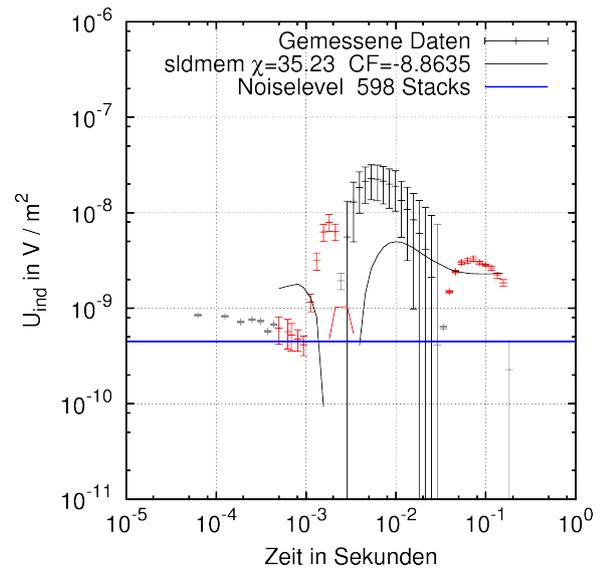


Abbildung 9.10: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1500 m Rx 1100 m; InLine Hy; Datensatznr. 38 (Tab. B.1)

Nachdem in Abschnitt 9.4.1 die marine BroadSide Hy Komponente genauer betrachtet wurde, wird nun kurz die marine InLine Hy Komponente gezeigt. Die Datenanpassung des Endmodells (Auswahl F in Tab. 9.2) ist in Abbildung 9.10 dargestellt. Sowohl die gemessenen als auch die berechneten Daten weisen einen doppelten Vorzeichenwechsel auf, der χ -Wert und der CF sind allerdings beide zu hoch. Es ist bestenfalls von einer qualitativen Datenanpassung zu sprechen. Auch diese Komponente kann nicht mittels der durchgeführten Hedgehog-Inversion angepasst werden.

9.4.4 Landempfänger mit Sender senkrecht zur Küste

Die Abbildungen 9.11 und 9.12 zeigen die Anpassungen zweier Beispieldaten von Landempfängern. Sender senkrecht zur Küste wurden bei der Hedgehog-Inversion außer Acht gelassen. Das 2D-Endmodell ergibt eine Datenanpassung für die InLine Hz Komponente, welche im Falle eines geschichteten Untergrundes nicht auftritt.

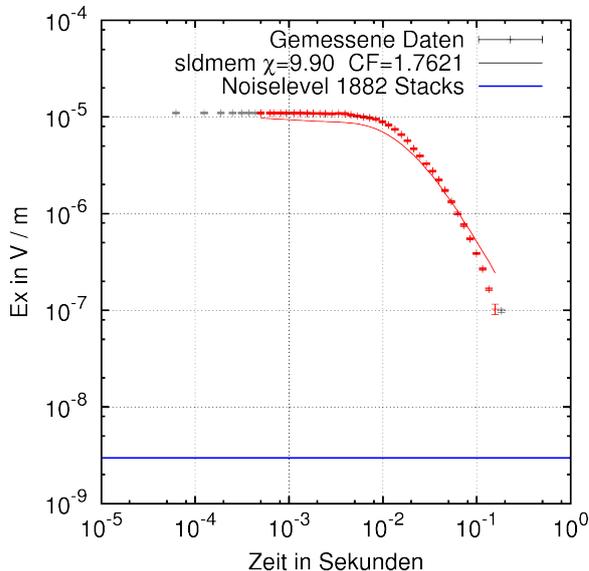


Abbildung 9.11: 2D-Datenanpassung Modell F (Tab. 9.2); Tx 700 m Rx -40 m; InLine Ex; Datensatznr. 11 (Tab. B.1)

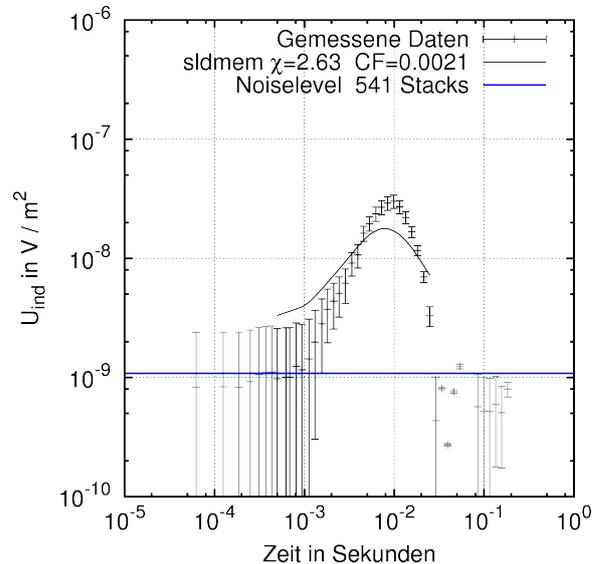


Abbildung 9.12: 2D-Datenanpassung Modells F (Tab. 9.2); Tx 700 m Rx 1100 m; InLine Hz; Datensatznr. 13 (Tab. B.1)

9.5 Diskussion der zweidimensionalen Datenanpassung

Ein iteratives Least-Square-Inversionsverfahren, wie es für die eindimensionale Datenanpassung verwendet wurde, ist immer im Vorteil gegenüber der in diesem Kapitel durchgeführten Brute-Force Methode des Abtastens des Modellraums mittels Vorwärtsrechnungen (Hedgehog-Inversion). Durch kleine Modelländerungen kann bei iterativen Verfahren eine gute Datenanpassung (kleiner χ -Wert) erzielt werden. Die Datenanpassungen der Hedgehog-Inversion der marinen Datensätze weisen nicht so kleine χ -Werte auf, wie es bei der eindimensionalen Inversion der Fall ist. Das Modell ist außerdem relativ einfach aufgebaut: Eine horizontale Schicht mit konstanter Mächtigkeit in konstanter Tiefe ist geologisch gesehen nicht das wahrscheinlichste Untergrundmodell. Eine perfekte Datenanpassung für alle Datensätze war mit diesem einfachen Modell nicht zu erwarten. Das Endergebnis kann als gutes Startmodell für eine mehrdimensionale Least-Square-Inversion verwendet werden, womit diese unabhängig von eindimensionalen Inversionsmodellen und der darin enthaltenen Mittelung der Wassertiefe wäre.

Trotz des relativ grobschrittigen Abtastens konnte der Aquifer klar detektiert (vgl. Abb.9.1) werden. Die Parametervariation des Modells war dabei so gewählt, dass auch die Möglichkeit keines Aquifers unter dem Meer darin vorhanden ist. Somit ist die durchgeführte Hedgehog-Inversion unabhängig von der 1D-Inversion aus Kapitel 8. Für das Endmodell (Auswahl F in Tab. 9.2) gilt: Die mittlere Datenanpassung aller marinen Datensätze ist in einem vertretbaren Bereich ($\chi=5,8$), die Landempfänger werden mit einem mittleren χ -Wert von 9,5 angepasst.

In Abschnitt 9.3 wurde die Aquiferkante genauer eingegrenzt: Sie befindet sich zwischen 3500 m und 3800 m Entfernung zur Küste, je nach untersuchtem Modell. Diese Modelle werden als äquivalente Endmodelle betrachtet.

Der Untergrund ist wegen der Schräge des Meeresbodens und wegen des Küstenkörpers klar mehrdimensional aufgebaut. Obwohl die Suche nach dem "besten Modell" mit dem kleinsten mittleren χ -Wert die Landempfänger und die Daten mit den Sendern senkrecht zur Küste nicht berücksichtigt, passt das Endmodell Auswahl F in Tab. 9.2) die Daten der Landempfänger oder z.B. die InLine Hz Komponente ebenfalls gut an.

Im folgenden Kapitel 10 wird das Ergebnis dieses Kapitel dem Ergebnis der 1D-Inversionen gegenübergestellt (Abb. 10.1). Eine gute Übereinstimmung der Endmodelle der beiden Inversionsstrategien ist erkennbar.

Kapitel 10

Schlussbemerkungen

In dieser Arbeit wurden marine LOTEM-Daten mit ein- und zweidimensionalen Untergrundmodellen interpretiert. Die Daten wurden sowohl auf Land als auch auf dem Meeresgrund im küstennahen Flachwasserbereich vor Israel, genauer im Bereich der Palmahin Störung gemessen. Diese wird von [Kafri and Goldman, 2006] als Küstenabschnitt beschrieben, in welchem der untere Subaquifer Leitfähigkeiten von Frischwasser aufweist. Das Ziel der Messung war die Detektion dieses vermuteten, elektrisch schlechtleitenden Aquifers unter den Meeressedimenten und die Eingrenzung seiner lateralen Ost-West-Ausdehnung. Auf die Geologie und die Wichtigkeit dieses Aquifers für die Wasserversorgung Israels wurden zu Beginn dieser Arbeit eingegangen.

Für die Interpretation der gemessenen Daten wurden zwei voneinander unabhängige Inversionsansätze verfolgt: zum Einen eindimensionale Occam- und Marquardt-Inversionen und zum Anderen eine zweidimensionale Hedgehog-Inversion. Diese beiden Vorgehensweisen detektieren unabhängig voneinander den schlechtleitenden Aquifer unter den Meeressedimenten. Der Aquifer weist einen Widerstand von ca. $80 \Omega m$ bei der 1D- bzw. $50 \Omega m$ bei der 2D-Interpretation auf. Die Aquiferkante konnte mit den eindimensionalen Inversionen grob auf eine Entfernung von 3250 bis 3650 m zur Küste abgeschätzt und mit zweidimensionalen Modellierungen auf ca. 3600 m Küstenentfernung eingegrenzt werden. Mit dieser Information ist eine Volumenabschätzung des im Aquifer enthaltenen Wassers möglich, was eine wertvolle Information für das Wassermanagement darstellt. Abbildung 10.1 zeigt die beschriebenen Endmodelle.

Neben den marinen Datensätzen, für welche eine eindimensionale Inversion für die Frage nach dem Vorhandensein des Aquifers ausreichend ist, konnten auch die auf Land gemessenen Datensätze mit der zweidimensionalen Hedgehog-Inversion angepasst werden. Dieses Messsetup mit marinem Sender und Landempfängern wurde so in der Literatur noch nicht beschrieben. Wie Modellierungen zeigen, wäre die alleinige Detektion einer submarinen schlechtleitenden Schicht mit diesem Messaufbau ebenfalls möglich, was die Durchführung der Messungen deutlich vereinfachen würde.

Die zu Beginn dieser Arbeit gestellte Frage nach der Form des Aquiferendes konnte nicht beantwortet werden. Die Modellierungen zeigen, dass diese Frage in gewissem Maße beantwortbar wäre, Voraussetzung dafür ist jedoch ein ungefähr bekanntes Aquiferende. Dieses war bei den durchgeführten Messungen nicht bekannt, so dass eine weitere Messkampagne zur Beantwortung dieser Frage – mit Kenntnis des ungefähren Aquiferendes – notwendig ist.

Der verwendete Ansatz der Hedgehog-Inversion ist wegen des nur grob abgetasteten Modellraums nicht in der Lage, so gute Datenanpassungen zu liefern wie eine

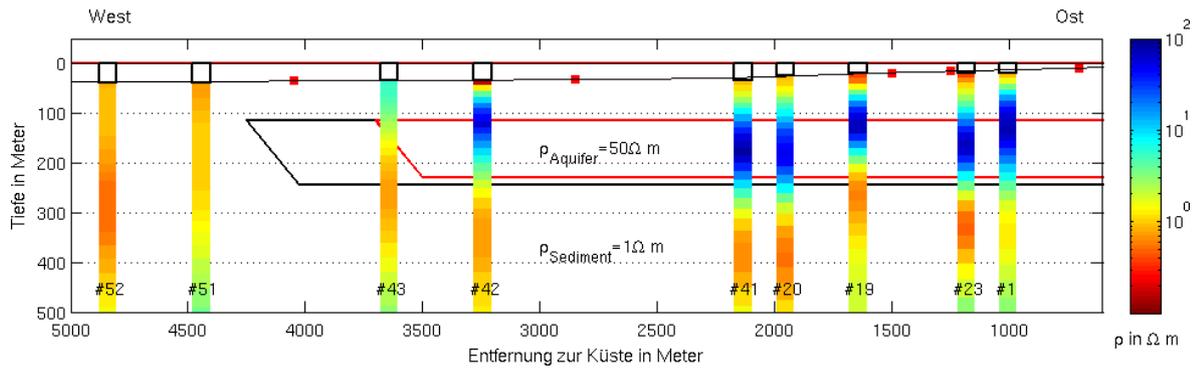


Abbildung 10.1: Gegenüberstellung der 1D-Occam- und 2D-Inversionsergebnisse: Dargestellt sind die Occam-Ergebnisse der 1D-Inversion der BroadSide Ex Konfiguration mit Sender parallel zur Küste. Weiter gezeigt in Schwarz ist das Endmodell (Auswahl F in Tab. 9.2) der Hedgehog-Inversion, welches alle Offshore Daten am besten anpasst und das äquivalente Modell in Rot, welches die Offshore BroadSide Ex Daten am besten anpasst. Beim letzteren ist die genaue Aquiferkantenposition aus Kapitel 9.3 verwendet. Die Senderpositionen sind auf dem Meeresboden eingezeichnet. Die 1D-Endmodelle sind unter den zugehörigen Empfängerpositionen eingezeichnet, die eingezeichneten Datensatznummern beziehen sich auf Tab. B.1.

iterative Least-Square-Inversion. Dennoch konnten akzeptable Datenanpassungen erzielt werden und mit dem Endmodell als Startmodell kann nun eine mehrdimensionale Inversion durchgeführt werden, die unabhängig von eindimensionalen Inversionen wäre. Vor allem im Küstenbereich erfolgt bei der eindimensionalen Inversion eine beachtliche Mittelung der Wassertiefe.

Der Flachwasserbereich bis 50 m Wassertiefe ist bisher in der Literatur wenig beschrieben. Ein wichtiger Aspekt bei marinen Messungen ist die Überlagerung der Information des untersuchten Objekts durch die Airwave. Deshalb wurden dazu eindimensionale Modellierungen durchgeführt. Diese und die Inversionen mit synthetischen Daten zeigen keine Beeinflussung der Messungen durch die Airwave. Die Mehrdimensionalität des Untersuchungsgebietes und somit das Zusammenspiel zwischen schrägem Meeresboden und Küstenblock wurde mittels zweidimensionaler Modellierungen des Poynting-Vektors untersucht. Die Hemmung der Energieausbreitung durch die schlechtleitende Schicht, hervorgerufen durch die Küste, wurde dabei deutlich.

Zahlreiche ein- und zweidimensionale Modellierungen zur Auflösung der schlechtleitenden Aquiferschicht für marine Empfänger und Landempfänger wurden durchgeführt, mit dem Ergebnis des Vorzugs der Senderorientierung parallel zur Küste und allgemein der BroadSide Ex Komponente. Dies bestätigte sich bei den durchgeführten Inversionen mit synthetischen Datensätzen für Untergrundmodelle mit geringen Wassertiefen, wie sie im Messgebiet auftreten, sowie für das Standardmodell der Literatur, das Kanonische Untergrundmodell: Nur die BroadSide Ex Komponente ermöglicht bei der Occam Einzel-Inversionen die Wiedergabe des korrekten Widerstandwertes. Joint-Inversionen von Daten mit verschiedenen Offsets sind in Küstennähe wegen der Schräge des Meeresbodens schwer durchführbar.

Diese Erkenntnisse halfen bei der korrekten geologischen Interpretation der Inversion der Messdaten.

Die erschwerten Bedingungen bei marinen Messungen und die damit verbundenen Positionierungsfehler wurden im Detail modelliert. Praxisnahe Modellierungen halfen bei

der Messplanung und bei der Durchführung der eindimensionalen Inversion der Daten bei offensichtlich zweidimensionaler Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund. Die Auswirkungen einer bewegten Messelektrode wurde anhand von Felddaten gezeigt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die durchgeführten marinen Messungen, die Inversion der Messdaten und die geologische Interpretation als Erfolg zu werten sind und die gestellten geologischen Fragen beantwortet wurden. Die durchgeführten Modellierungen unterstützen die Auswertung und Interpretation und tragen zum physikalischen Verständnis von Transient elektromagnetischen Messungen im Flachwasserbereich in Küstennähe bei.

Literaturverzeichnis

- [Abdalla et al., 2010] Abdalla, O., Ali, M., Al-Higgi, K., Al-Zidi, H., El-Hussain, I., and Al-Hinai, S. (2010). Rate of seawater intrusion estimated by geophysical methods in an arid area: Al Khabourah, Oman. *Hydrogeology Journal*, Vol. 18(6): S. 1437–1445.
- [Amundsen et al., 2006] Amundsen, L., Laseth, L., Mittet, R., Ellingsgrud, S., and Ursin, B. (2006). Decomposition of electromagnetic fields into upgoing and downgoing components. *Geophysics*, Vol. 71(5): S. G211–G223.
- [Arad, 1983] Arad, A. (1983). A Summary of the artesian coastal basin of Guyana. *Journal of Hydrology*, Vol. 63(3-4): S. 299–313.
- [Baba, 2005] Baba, K. (2005). Electrical Structure in marine Tectonic Settings. *Surveys in Geophysics*, Vol. 26(6): S. 701–731.
- [Bear et al., 1999] Bear, J., Cheng, A.-D., Sorek, S., Ouazar, D., and Herrera, I. (1999). *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers - Concepts, Methods and Practices*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- [Brown et al., 2012] Brown, V., Hoversten, M., Key, K., and Chen, J. (2012). Resolution of reservoir scale electrical anisotropy from marine CSEM data. *Geophysics*, Vol. 77(2): S. E147–E158.
- [Burnett et al., 2003] Burnett, W., Bokuniewicz, H., Huettel, M., Moore, W., and Taniguchi, M. (2003). Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry*, Vol. 66(1-2): S. 3–33.
- [Buttkus, 1991] Buttkus, B. (1991). *Spektralanalyse und Filtertheorie in der angewandten Geophysik*. Springer-Verlag, Berlin.
- [Börner, 2010] Börner, R. (2010). Numerical Modelling in Geo-Electromagnetics: Advances and Challenges. *Surveys in Geophysics*, Vol. 31(2): S. 225–245.
- [Bücker, 2008] Bücker, M. (2008). *Nummerische Simulation des Einflusses von Bathymetrie auf marine transient elektromagnetische Messungen in der Kohlenwasserstoffexploration*. Bachelor thesis, University of Braunschweig.
- [Bücker and Hördt, 2009] Bücker, M. and Hördt, A. (2009). Numerische Simulation des Einflusses von Bathymetrie auf marine transient elektromagnetische Messungen in der Kohlenwasserstoffexploration. Vortrag. *Kolloquium des DGG-Arbeitskreises Elektromagnetische Tiefenforschung, Potsdam, Germany*.
- [Chave and Cox, 1982] Chave, A. and Cox, C. (1982). Controlled Electromagnetic Sources for Measuring electrical Conductivity beneath the oceans. 1. Forward Problem and Model Study. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87(B7): S. 5327–5338.

- [Cheesman et al., 1990] Cheesman, S., Edwards, R., and Law, L. (1990). A test of a short-baseline sea-floor transient electromagnetic system. *Geophysical Journal International*, Vol. 103(2): S. 431–437.
- [Commer et al., 2006] Commer, M., Helwig, S., Hördt, A., Scholl, C., and Tezkan, B. (2006). New results on the resistivity structure of Merapi Volcano (Indonesia), derived from three-dimensional restricted inversion of long-offset transient electromagnetic data. *Geophysical Journal International*, Vol. 167(3): S. 1172–1187.
- [Commer et al., 2005] Commer, M., Helwig, S., Hördt, A., and Tezkan, B. (2005). Interpretation of long-offset transient electromagnetic data from Mount Merapi, Indonesia, using a three-dimensional optimization approach. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110(B3).
- [Connell and Key, 2013] Connell, D. and Key, K. (2013). A numerical comparison of time and frequency-domain marine electromagnetic methods for hydrocarbon exploration in shallow water. *Geophysical Prospecting*, Vol. 61(1): S. 187–199.
- [Constable, 2006] Constable, S. (2006). Marine electromagnetic methods - A new tool for offshore exploration. *The Leading Edge*, Vol. 25(4): S. 438–444.
- [Constable et al., 1987] Constable, S., Parker, R., and Constable, C. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, Vol. 52(3): S. 289–300.
- [Constable and Srnka, 2007] Constable, S. and Srnka, L. (2007). Special Section - Marine Controlled-Source Electromagnetic Methods, An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration. *Geophysics*, Vol. 72(2): S. WA3–WA12.
- [Constable and Weiss, 2006] Constable, S. C. and Weiss, C. J. (2006). Mapping thin resistors (and hydrocarbons) with marine EM methods: Insights from 1D modeling. *Geophysics*, Vol. 71(2): S. G43–G51.
- [Danielsen et al., 2003] Danielsen, J., Auken, E., Jorgensen, F., Sondergaard, V., and Sorensen, K. (2003). The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 53(4): S. 181–198.
- [Druskin and Knizhnerman, 1988] Druskin, V. L. and Knizhnerman, L. A. (1988). Spectral differential-difference method for the numeric solution of three-dimensional nonstationary problems of electric prospecting. *Izvestiya Earth Physics*, Vol. 24(8): S. 641–648.
- [Druskin and Knizhnermann, 1988] Druskin, V. L. and Knizhnermann, L. A. (1988). A spectral semi-discrete method for the numerical solution of 3D nonstationary problems in electrical prospecting. *Physics of the Solid Earth*, Vol. 24(8): S. 641–648.
- [Druskin and Knizhnermann, 1994] Druskin, V. L. and Knizhnermann, L. A. (1994). Spectral approach to solving threedimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains. *Radio Science*, Vol. 29(4): S. 937–953.
- [Druskin et al., 1999] Druskin, V. L., Knizhnermann, L. A., and Lee, P. (1999). New spectral Lanczos decomposition method for induction modeling in arbitrary 3-D geometry. *Geophysics*, Vol. 64(3): S. 701–706.

- [Duque et al., 2008] Duque, C., Calvache, M., Pedrera, A., and W. Martin-Rosales, M. L.-C. (2008). Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Spain). *Journal of Hydrology*, Vol. 349(3-4): S. 536–547.
- [Edwards, 1997] Edwards, R. N. (1997). On the resource evaluation of marine gas hydrate deposits using the sea-floor transient electric dipole-dipole method. *Geophysics*, Vol. 62(1): S. 63–74.
- [Edwards, 2005] Edwards, R. N. (2005). Marine controlled source electromagnetics: principles, methodologies, future commercial applications. *Surveys in Geophysics*, Vol. 26(6): S. 675–700.
- [Fließbach, 2000] Fließbach, T. (2000). *Elektrodynamik - Lehrbuch zur Theoretischen Physik, Band 2., 3. Auflage*. Spektrum Akademischer Verlag.
- [Fofonoff and Millard, 1988] Fofonoff, N. and Millard, R. (1988). *Anhang D in: Unesco technical papers on marine science Bd. 54: The acquisition, calibration and analysis of CTD data*. Unesco, Paris, France.
- [Gallardo and Marui, 2006] Gallardo, A. and Marui, A. (2006). Submarine groundwater discharge: an outlook of recent advances and current knowledge. *Geo-Marine Letters*, Vol. 26(2): S. 102–113.
- [Goldman et al., 1988] Goldman, M., Arad, A., Kafri, U., Gilad, D., and Melloul, A. (1988). Detection of freshwater / seawater interface by the time domain electromagnetic (TDEM) method in Israel. *in: W. de Breuck and L. Walschot (Editors), Proc. 10th SWIM, Ghent*.
- [Goldman et al., 1991] Goldman, M., Gilad, D., Ronen, A., and Melloul, A. (1991). Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method. *Geoexploration*, Vol. 28(2): S. 153–174.
- [Goldman et al., 2004] Goldman, M., Gvirtzman, H., and Hurwitz, S. (2004). Mapping saline groundwater beneath the Sea of Galilee and its vicinity using time domain electromagnetics (TDEM) geophysical technique. *Israel Journal of Earth Science*, Vol. 53: S. 187–197.
- [Goldman et al., 2005] Goldman, M., Gvirtzman, H., Meju, M., and Shtivelman, V. (2005). *Hydrogeophysical case studies at the regional scale. in: Hydrogeophysics*. Springer-Verlag, Dordrecht, Netherlands.
- [Goldman et al., 2003] Goldman, M., Kafri, U., and Yechieli, Y. (2003). Application of the time domain electromagnetic (TDEM) method for studying groundwater salinity in different coastal aquifers of Israel. *In: J. A. Lopez-Geta, J. de Dios Gomes, J. A. de la Orden, G. Ramos, and L. Rodriguez, Editors, Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean countries, pages 45–56. The Institute of Geology and Mineralogy of Spain (IGME)*.
- [Goldman et al., 2011] Goldman, M., Levi, E., Tezkan, B., and Yogeshwar, P. (2011). The 2D coastal effect on marine time domain electromagnetic measurements using broadside dBz/dt of an electrical transmitter dipole. *Geophysics*, Vol. 76(2): S. F101–F109.

- [Goldman et al., 1994] Goldman, M., Rabinovich, B., Rabinovich, M., Gilad, D., Gev, I., and Schirov, M. (1994). Application of the integrated NMR-TDEM method in groundwater exploration in Israel. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 31(1-4): S. 27–52.
- [Hansen and O’Leary, 1993] Hansen, P. and O’Leary, P. (1993). The use of the L-curve in the regularization of discrete ill-posed problems. *SIAM Journal of Scientific Computing*, Vol. 14(6): S. 1487–1503.
- [Hanstein, 1996] Hanstein, T. (1996). Digitale Optimalfilter für LOTEM Daten. *Dt. Geophysikal. Gesellschaft, Protokoll über das 16. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung*.
- [Hanstein et al., 1986] Hanstein, T., Eilenz, H. N., and Strack, K. M. (1986). Einige Aspekte der Aufbereitung von LOTEM Daten. *Dt. Geophysikal. Gesellschaft, Protokoll über das 11. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung*.
- [Haroon, 2012] Haroon, A. (2012). *The Application of the Long Offset Transient Electromagnetic Method in Perekishkul, Azerbaijan*. Master thesis, Universität zu Köln.
- [Helwig, 2000] Helwig, S. L. (2000). *VIBROTEM - Ein Vergleich zu Long-Offset Transient Electromagnetic (LOTEM) in Theorie und Praxis*. Dissertation, Universität zu Köln.
- [Hunziker et al., 2011] Hunziker, J., Slob, E., and Mulder, W. (2011). Effects of the airwave in time-domain marine controlled-source electromagnetics. *Geophysics*, Vol. 76(4): S. F251–F261.
- [Hördt, 1992] Hördt, A. (1992). *Interpretation transient elektromagnetischer Tiefensondierung für anisotrop horizontal geschichtete und für dreidimensionale Strukturen*. Dissertation, Universität zu Köln.
- [Hördt and Müller, 2000] Hördt, A. and Müller, M. (2000). Understanding LOTEM data from mountainous terrain. *Geophysics*, Vol. 65(4): S. 1113–1123.
- [Hördt and Scholl, 2004] Hördt, A. and Scholl, C. (2004). The effect of local distortion on time-domain electromagnetic measurements. *Geophysics*, Vol. 69(1): S. 87–96.
- [Johannes, 1980] Johannes, R. (1980). The ecological significance of the submarine discharge of groundwater. *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 3: S. 365–373.
- [Johansen and Sorensen, 1979] Johansen, H. and Sorensen, K. (1979). Fast Hankel Transforms. *Geophysical Prospecting*, Vol. 27(4): S. 876–901.
- [Jupp and Vozoff, 1975] Jupp, D. and Vozoff, K. (1975). Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophysical Journal International*, Vol. 42(3): S. 957–976.
- [Kafri and Goldman, 2005] Kafri, U. and Goldman, M. (2005). The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 57(3): S. 167–178.

- [Kafri and Goldman, 2006] Kafri, U. and Goldman, M. (2006). Are the lower subaquifers of the Mediterranean coastal aquifer of Israel blocked to seawater intrusion? Results of a TDEM (time domain electromagnetic) study. *Israel Journal of Earth Science*, Vol. 55(2): S. 55–68.
- [Kafri et al., 2007] Kafri, U., Goldman, M., Lyakhovsky, V., Scholl, C., Helwig, S., and Tezkan, B. (2007). The configuration of the fresh-saline groundwater interface within the regional Judea Group carbonate aquifer in northern Israel between the Mediterranean and the Dead Sea base levels as delineated by deep geoelectromagnetic soundings. *Journal of Hydrology*, Vol. 344(1-2): S. 123–134.
- [Kanfi et al., 1983] Kanfi, Y., Ronen, D., and Magaritz, M. (1983). Nitrate trends in the coastal plain aquifer of Israel. *Journal of Hydrology*, Vol. 66(1-4): S. 331–341.
- [Key, 2009] Key, K. (2009). 1D inversion of multicomponent, multifrequency marine CSEM data: Methodology and synthetic studies for resolving thin resistive layers. *Geophysics*, Vol. 74(2): S. F9–F20.
- [Key, 2012] Key, K. (2012). Marine Electromagnetic Studies of Seafloor Resources and Tectonics. *Surveys in Geophysics*, Vol. 33(1): S. 135–167.
- [Kohout, 1966] Kohout, F. (1966). Submarine springs: a neglected phenomenon of coastal hydrology. *Hydrology*, Vol. 26: S. 391–413.
- [Kooi and Groen, 2001] Kooi, H. and Groen, J. (2001). Offshore continuation of coastal groundwater systems; predictions using sharp-interface approximations and variable-density flow modelling. *Journal of Hydrology*, Vol. 246(1-4): S. 19–35.
- [Lanczos, 1958] Lanczos, C. (1958). Linear Systems in self-adjoint form. *American Mathematical Monthly*, Vol. 65(9): S. 665–679.
- [Land et al., 2004] Land, L., Lautier, J., Wilson, N., Chianese, G., and Webb, S. (2004). Geophysical Monitoring and evaluation of coastal plain aquifers. *Ground Water*, Vol. 42(1): S. 59–67.
- [Lange, 2003] Lange, J. (2003). *Joint Inversion von Central-Loop-TEM und Long-Offset-TEM Transienten am Beispiel von Messdaten aus Israel 2002*. Diplomarbeit, Universität zu Köln.
- [Levenberg, 1944] Levenberg, K. (1944). A method for the solution of certain nonlinear Problems in least squares. *Quarterly of Applied Mathematics*, Vol. 2: S. 164–168.
- [Lezaeta et al., 2005] Lezaeta, P., Chave, A., and Evans, R. (2005). Correction of shallow-water electromagnetic data for noise induced by instrument motion. *Geophysics*, Vol. 70(5): S. G127–G133.
- [Li and Constable, 2007] Li, Y. and Constable, S. (2007). Special Section - Marine Controlled-Source Electromagnetic Methods, 2D marine controlled-source electromagnetic modeling: Part 2 — The effect of bathymetry. *Geophysics*, Vol. 72(2): S. WA63–WA71.
- [Li and Key, 2007] Li, Y. and Key, K. (2007). 2D marine controlled-source electromagnetic modeling: Part 1 - An adaptive finite-element algorithm. *Geophysics*, Vol. 72(2): S. WA51–WA62.

- [Lines and Treitel, 1984] Lines, L. and Treitel, S. (1984). Tutorial: A review of least-squares Inversion and its application to Geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, Vol. 32(2): S. 159–186.
- [Marquardt, 1963] Marquardt, D. (1963). An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, Vol. 11(2): S. 431–441.
- [Martin, 2009] Martin, R. (2009). *Development and application of 2d and 3d transient electromagnetic inverse solutions based on adjoint green functions: A feasibility study for the spatial reconstruction of conductivity distributions by means of sensitivities*. Dissertation, Universität zu Köln.
- [Meju, 1994] Meju, M. (1994). *Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem in Theory and Practice*. Society of Exploration Geophysicists, Oklahoma, USA.
- [Melloul and Azmon, 1997] Melloul, A. and Azmon, B. (1997). A graphic expression of salinization and pollution of groundwater. The case of Israel's groundwater. *Environmental Geology*, Vol. 30(1-2): S. 126–136.
- [Melloul and Collin, 2000] Melloul, A. and Collin, M. (2000). Sustainable groundwater management of the stressed Coastal aquifer in the Gaza region. *Hydrological Sciences*, Vol. 45(1): S. 147–159.
- [Melloul and Zeitoun, 1999] Melloul, A. J. and Zeitoun, D. G. (1999). *A Semi-Emprical Approach to Intrusion Monitoring in Israeli Coastal Aquifer*. Seawater Intrusion in Coastal Aquifers - Concepts, Methods and Practices, Kluwer Academic Publishers.
- [Menke, 1984] Menke, W. (1984). *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*. Academic Press, Inc.
- [Mollidor et al., 2013] Mollidor, L., Tezkan, B., Bergers, R., and Löhken, J. (2013). Float-transient electromagnetic method: in-loop transient electromagnetic measurements on Lake Holzmaar, Germany. *Geophysical Prospecting*, Vol. 61(5): S. 1056–1064.
- [Nabighian and Macnae, 1991] Nabighian, M. and Macnae, J. (1991). *Time Domain Electromagnetic Prospecting Methods, in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Bd. 2, Kap. 6, herausgegeben von M. N. Nabighian*. Society of Exploration Geophysicists.
- [Nativ and Weisbrod, 1994] Nativ, R. and Weisbrod, N. (1994). Management of a Multilayered Coastal Aquifer - An Israeli Case study. *Water Resources Management*, Vol. 8(4): S. 297–311.
- [Newman et al., 2010] Newman, G., Commer, M., and Carazzone, J. (2010). Imaging CSEM data in the presence of electrical anisotropy. *Geophysics*, Vol. 75(2): S. F51–F61.
- [Newman, 1989] Newman, G. A. (1989). Deep transient electromagnetic sounding with a grounded source over near-surface conductors. *Geophysical Journal*, Vol. 98(3): S. 587–601.

- [Nordskag and Amundsen, 2007] Nordskag, J. and Amundsen, L. (2007). Asymptotic airwave modeling for marine controlled-source electromagnetic surveying. *Geophysics*, Vol. 72(6): S. F249–F255.
- [Osman, 1995] Osman, A. (1995). *Interpretation der Long Offset Transient elektromagnetik - Daten in näherer Umgebung des kontinentalen Tiefbohrprogrammes der Bundesrepublik Deutschland*. Diplomarbeit, Universität zu Köln.
- [Person et al., 2003] Person, M., Dungan, B., Swenson, J., Urbano, L., Stott, C., Taylor, J., and Willett, M. (2003). Pleistocene hydrology of the Atlantic continental shelf, New England. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 115(11): S. 1324–1343.
- [Petrat and Hördt, 2000] Petrat, L. and Hördt, A. (2000). Zweidimensionale Inversion von Long-Offset-Transient-Electromagnetics-Daten. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*.
- [Post, 2005] Post, V. E. A. (2005). Fresh and saline groundwater interaction in coastal aquifers: Is our technology ready for the problems ahead? *Hydrogeology Journal*, Vol. 13(1): S. 120–123.
- [Schlittgen, 2012] Schlittgen, R. (2012). *Einführung in die Statistik, 12. Auflage*. Oldenbourg Wissenschaftsverlag GmbH, München.
- [Scholl, 2001] Scholl, C. (2001). *Die Periodizität von Sendesignalen bei Long-Offset Transient Electromagnetics*. Diplomarbeit, Universität zu Köln.
- [Scholl, 2005] Scholl, C. (2005). *The influence of multidimensional structures on the interpretation of LOTEM data with one-dimensional models and the application to data from Israel*. Dissertation, Universität zu Köln.
- [Scholl and Edwards, 2007] Scholl, C. and Edwards, R. N. (2007). Marine downhole to seafloor dipol-dipol electromagnetic methods and the resolution of resistive targets. *Geophysics*, Vol. 72(2): S. WA39–WA49.
- [Scholl et al., 2003] Scholl, C., Martin, R., Commer, M., Helwig, S. L., and Tezkan, B. (2003). 2D-Inversion von LOTEM-Daten. *Dt. Geophysikal. Gesellschaft, Protokoll über das 20. Kolloquium für Elektromagnetische Tiefenforschung*.
- [Schwalenberg and Engels, 2011] Schwalenberg, K. and Engels, M. (2011). Marine Controlled Source Electromagnetic methods for gas hydrate assessment: New instrumentation and first results from the Black Sea test cruise. *Dt. Geophysikal. Gesellschaft, Protokoll über das 24. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung*.
- [Schwalenberg et al., 2005] Schwalenberg, K., Scholl, C., Mir, R., Edwards, R., and Willoughby, E. (2005). Gas Hydrate Assessment using a marine bottom-towed controlled source electromagnetic system: latest results from Cascadia. *Dt. Geophysikal. Gesellschaft, Protokoll über das 21. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung*.
- [Shaban et al., 2005] Shaban, A., Khawlie, M., Abdallah, C., and Faour, G. (2005). Geologic controls of submarine groundwater discharge: application of remote sensing to north Lebanon. *Environmental Geology*, Vol. 47(4): S. 512–522.

- [Shamir et al., 1984] Shamir, U., Bear, J., and Gamliel, A. (1984). Optimal Annual Operation of a Coastal Aquifer. *Water Resources Research*, Vol. 20(4): S. 435–444.
- [Spies and Frischknecht, 1991] Spies, B. and Frischknecht, F. (1991). *Electromagnetic Sounding, in Electromagnetic methods in applied geophysics, Bd. 2, Kap. 5, herausgegeben von Nabighian, M. N.* Society of Exploration Geophysicists.
- [Strack et al., 1990] Strack, K., Lüschen, E., and Kötz, A. (1990). Long offset transient electromagnetic (LOTEM) depth soundings applied to crustal studies in the Black Forest and Swabian Alb, Federal Republic of Germany. *Geophysics*, Vol. 55(7): S. 834–842.
- [Strack, 1992] Strack, K. M. (1992). *Exploration with deep transient Electromagnetics (Methods in geochemistry und geophysics, no. 30)*. Elsevier, Netherlands.
- [Strack, 2014] Strack, K. M. (2014). Future Directions of Electromagnetic Methods for Hydrocarbon Applications. *Surveys in Geophysics*, Vol. 35(1): S. 157–177.
- [Streich and Becken, 2011] Streich, R. and Becken, M. (2011). Sensitivity of controlled-source electromagnetic fields in planary layered media. *Geophysical Journal International*, Vol. 187(2): S. 705–728.
- [Swazenski et al., 2001] Swazenski, P., Reich, C., Spechler, R., Kindinger, J., and Moore, W. (2001). Using multiple geochemical tracers to characterize the hydrogeology of the submarine spring off Crescent Beach, Florida. *Chemical Geology*, Vol. 179(1-4): S. 187–202.
- [Swidinsky and Edwards, 2013] Swidinsky, A. and Edwards, R. (2013). Transient marine electromagnetic responses of 3D resistive structures: Implications for navigation. *Geophysics*, Vol. 78(1): S. E33–E39.
- [Tangiguchi and Iwakawa, 2004] Tangiguchi, M. and Iwakawa, H. (2004). Submarine groundwater discharge in Osaka Bay, Japan. *Limnology*, Vol. 5(1): S. 25–32.
- [Tezkan et al., 2008] Tezkan, B., Mollidor, L., Bergers, R., and Löhken, J. (2008). Float TEM – Inloop Transient Electromagnetic Measurements on a Lake. *14th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Extended abstract*.
- [UNEP-GRID Geneva, 2002] UNEP-GRID Geneva (2002). erstellt aus den Quellen: . *ArcWorld, UN Cartographic Section, DCW, Palestinian Environmental Quality Authority*.
- [von Papen and Tezkan, 2009] von Papen, M. and Tezkan, B. (2009). On the analysis of LOTEM time series from Israel and the preliminary 1D inversion of data. *Dt. Geophysikal. Gesellschaft, Protokoll über das 23. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung*.
- [Ward and Hohmann, 1988] Ward, S. and Hohmann, G. (1988). *Electromagnetic Theory for Geophysical Explorations, in Electromagnetic methods in applied geophysics, Bd. 1, Kap. 4, herausgegeben von Nabighian, M. N.* Society of Exploration Geophysicists.
- [Weidelt, 1986] Weidelt, P. (1986). Einführung in die elektromagnetische Tiefenforschung. *Lecture Technische Universität Braunschweig*.

- [Weidelt, 2000] Weidelt, P. (2000). Numerical modelling of transient-electromagnetic fields in three-dimensional conductors: A comparative study. *Dt. Geophysikal. Gesellschaft, Protokoll über das 18. Kolloquium für Elektromagnetische Tiefenforschung*.
- [Weidelt, 2007] Weidelt, P. (2007). Guided waves in marine CSEM. *Geophysical Journal International*, Vol. 171(1): S. 153–176.
- [Weinstein et al., 2006] Weinstein, Y., Less, G., Kafri, U., and Herut, B. (2006). Submarine groundwater discharge in the southeastern Mediterranean (Israel). *in: Radioactivity in the environment, Vol.8, Elsevier*.
- [Weiss and Constable, 2006] Weiss, C. and Constable, S. (2006). Mapping thin resistors and hydrocarbons with marine EM methods, Part II - Modeling and analysis in 3D. *Geophysics*, Vol. 71(6): S. G321–G332.
- [Weiss, 2007] Weiss, C. J. (2007). The fallacy of the "shallow-water problem" in marine CSEM exploration. *Geophysics*, Vol. 72(6): S. A93–A97.
- [Wright et al., 2002] Wright, D., Ziolkowski, A., and Hobbs, B. (2002). Hydrocarbon detection and monitoring with a multicomponent transient electromagnetic (MTEM) survey. *The Leading Edge*, Vol. 21(9): S. 852–864.
- [Yechieli et al., 2009] Yechieli, Y., Kafri, U., and Sivan, O. (2009). The inter-relationship between coastal sub-aquifers and the Mediterranean Sea, deduced from radioactive isotopes analysis. *Hydrogeology Journal*, Vol. 17(2): S. 265–274.
- [Yee, 1966] Yee, K. (1966). Numerical solutions of initial boundary problems involving Maxwell's equations in isotropic media. *IEEE Trans. Antennas Propag.*, Vol. 14(3): S. 302–307.
- [Yogeshwar, 2014] Yogeshwar, P. (2014). *A resistivity-depth model of the central Azraq basin area, Jordan: 2D forward and inverse modeling of time domain electromagnetic data*. Dissertation, Universität zu Köln.
- [Zhdanov, 2002] Zhdanov, M. (2002). *Geophysical inverse theory and regularisation problems*. Elsevier.
- [Zoller et al., 1998] Zoller, U., Goldenberg, L., and Melloul, A. (1998). The "short-cut" enhanced contamination of the Gaza strip coastal aquifer. *Water Research*, Vol. 32(6): S. 1779–1788.

Anhang A

Eigenwertanalysen Joint-Datensätze

In diesem Anhang sind die Eigenwertanalysen für Joint-Datensätze gezeigt. Die Eigenwertanalysen der Einzel-Datensätze sind in Abbildung 4.3 in Kapitel 4.2.1 dargestellt. Dieser Anhang stellt die Grundlage für Tabelle 4.1 dar.

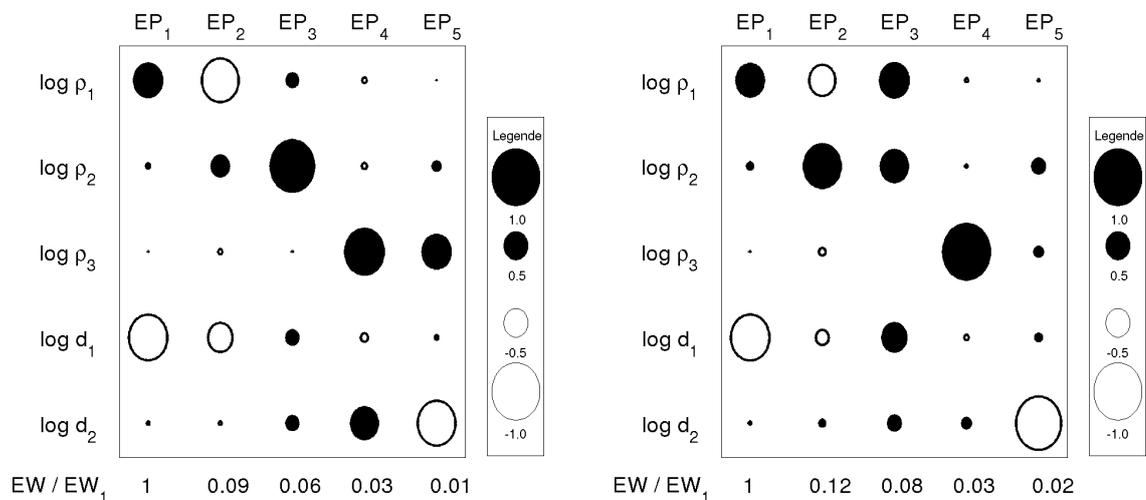


Abbildung A.1: Eigenwertanalyse. Ex InLine 400 + 800 m Offset

Abbildung A.2: Eigenwertanalyse. Ex InLine 400 + 800 + 1200 m Offset

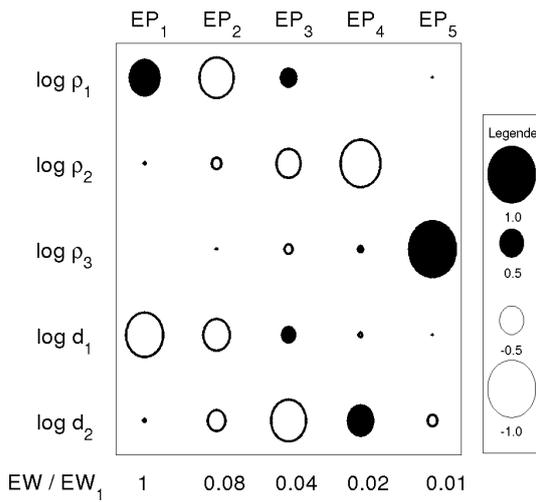


Abbildung A.3: Eigenwertanalyse. Ex InLine + Ex BroadSide, beide 400 m Offset

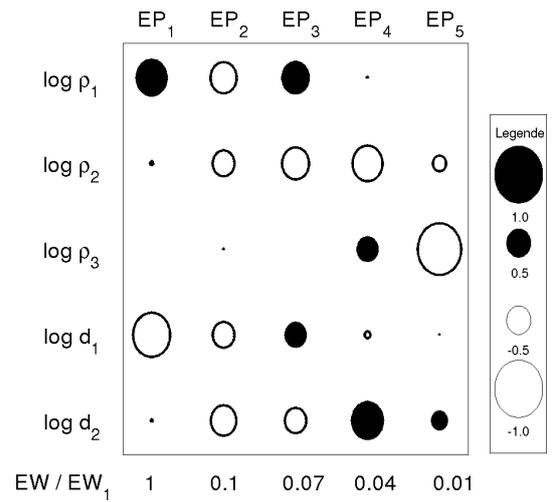


Abbildung A.6: Eigenwertanalyse. Ex BroadSide 400 + 800 m Offset + Ex In-Line 400 m Offset

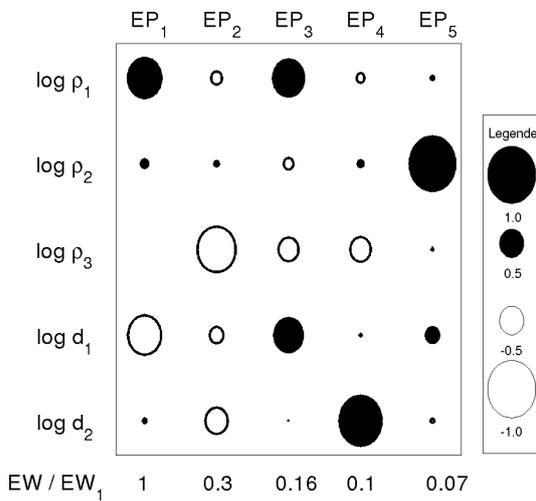


Abbildung A.4: Eigenwertanalyse. Ex BroadSide 400 + 800 m Offset + Bz BroadSide 800 m Offset

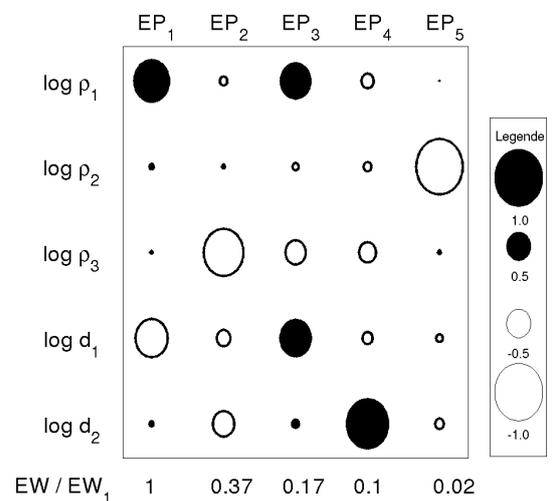


Abbildung A.7: Eigenwertanalyse. Ex BroadSide 800 m Offset + Bz BroadSide 800 m Offset

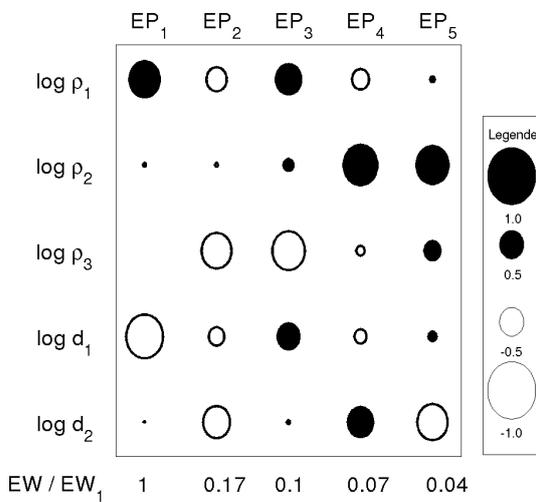


Abbildung A.5: Eigenwertanalyse. Ex BroadSide 400 + 800 m Offset + Ex In-Line 400 m Offset + Bz BroadSide 800 m Offset

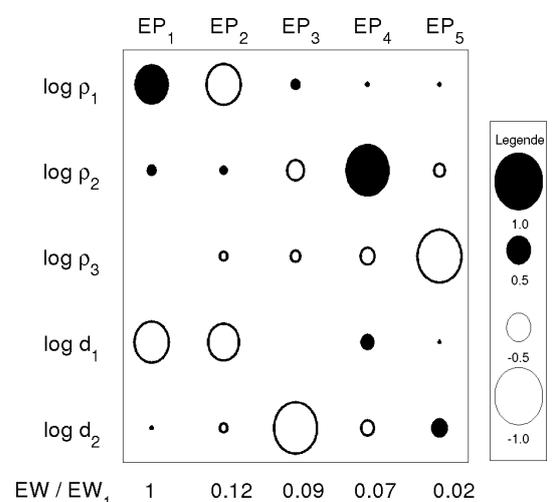


Abbildung A.8: Eigenwertanalyse. Ex BroadSide 400 + 800 m Offset

Anhang B

Setup und Nomenklatur

Dieser Anhang gibt einen Überblick über die an den einzelnen Tagen gemessenen Konfigurationen (Abb. B.1) und gibt die genauen Positionen der Sender und Empfänger in Tabelle B.1 an. Diese Tabelle definiert außerdem die Datensatznummern die in Kapitel 6 eingeführt wurden.

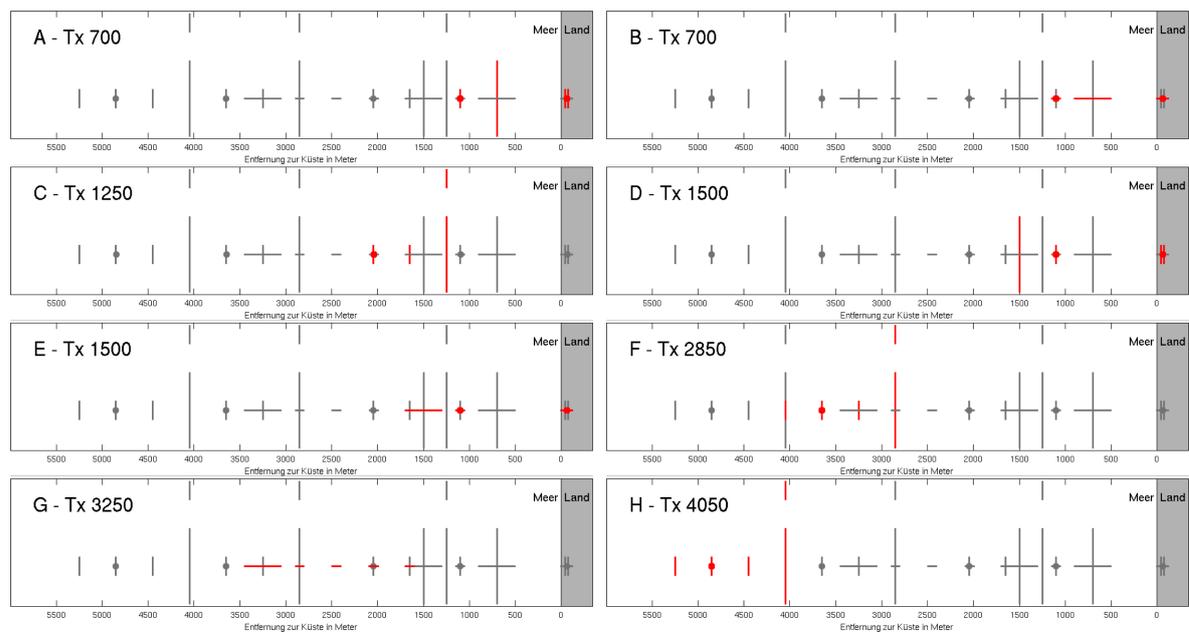


Abbildung B.1: Überblick über die Sender- und Empfängerpositionen. In Rot eingezeichnet sind jeweils die 400 m Sende- und die 100 m Empfangsdipole für das elektrische Feld. Die Punkte markieren die Positionen der Magnetfeldempfänger.

Messlokationen Bat Yam

Daten-satz Nr.	Ausrichtung Tx zur Küstenlinie	Tx Position in Meter	Tx Tiefe ¹ in Meter	Rx Position in Meter	Rx Tiefe ¹ in Meter	gemessene Komponente ²	vgl. Abb. B.1	Schaltzeit in ms ³	kS/s	Messsystem	1D Datenanp. Abb.	2D Datenanp. Abb.	Kommentar
1		↑	↑	1100	14	↑		200	16	Summit	D.1	F.9	
2		↓	↓	-40	0	BS Ex	A	200	16	Summit ⁴		F.11	
3		↓	↓	-75	0	↓		200	16	Summit ⁴		F.12	
4		↓	↓	1100	14	↑		200	16	Summit	D.15	F.18	
5		700	9,2	-40	0	BS Hz	A	200	4	Teamex		F.22	
6		↓	↓	-75	0	↓		200	4	Teamex		F.23	
7		↓	↓	1100	14	↑		200	16	Summit			Messfehler
8		↓	↓	-40	0	BS Hy	A	200	4	Teamex		F.25	
9		↓	↓	-75	0	↓		200	16	Summit ⁴		F.26	
10	⊥	↑	↑	1100	11,9	↑		200	16	Summit	D.10	G.5	
11	⊥	↓	↓	-40	0	IL Ex	B	200	16	Summit ⁴		G.1	
12	⊥	↓	↓	-75	0	↓		200	16	Summit ⁴		G.2	
13	⊥	↓	↓	1100	11,9	↑		200	16	Summit		G.14	
14	⊥	700	9,2	-40	0	IL Hz	B	200	4	Teamex		G.13	SLDMEM-Fehler
15	⊥	↓	↓	-75	0	↓		200	4	Teamex			SNR < 1
16	⊥	↓	↓	1100	11,9	↑		200	16	Summit		G.11	
17	⊥	↓	↓	-40	0	IL Hy	B	200	4	Teamex			SNR < 1
18	⊥	↓	↓	-75	0	↓		200	16	Summit ⁴		7.17	SNR < 1
19		↑	↑	1650	20,7	↑		400	8	Summit	D.3	F.2	
20		1250	15,8	2050	27,4	BS Ex	C	400	8	Summit	D.4	F.3	
21		↓	↓	1250	15,8	IL Ex		400	8	Summit	D.12	F.15	
22		↓	↓	2050	27,4	BS Hz		400	8	Summit	D.17	F.20	
23		↑	↑	1100	14	↑		200	16	Summit	D.2	F.10	
24		↓	↓	-40	0	BS Ex	D	200	16	Summit ⁴		F.13	
25		↓	↓	-75	0	↓		200	16	Summit ⁴		F.14	
26		↓	↓	1100	14	↑		200	16	Summit	D.16	F.19	
27		1500	18,7	-40	0	BS Hz	D	200	4	Teamex			Messfehler
28		↓	↓	-75	0	↓		200	4	Teamex			Messfehler
29		↓	↓	1100	14	↑		200	16	Summit		F.24	
30		↓	↓	-40	0	BS Hy	D	200	4	Teamex			SNR < 1
31		↓	↓	-75	0	↓		200	16	Summit ⁴		F.27	

¹Aus der Nautischen Karte (Abb. 6.5) interpolierten, für die 2D-Modellierungen verwendete Werte, siehe Kap. 5.1.

²Die Senderrichtung gibt immer die x-Richtung vor. BS = Broad Side Konfiguration IL = In Line Konfiguration

³Anhand der Schaltzeiten des Senders lässt sich auch das Jahr der Kampagne ablesen: 2009: 200 ms, 2011: 400ms.

⁴Onshore Summit-Station mit "Lunchbox"; alle anderen Summits sind mit dem Summit USB-Adapter und einem Laptop aufgezeichnet.

32	⊥	↑	↑	1100	16	↑		200	16	Summit	D.11	G.6	
33	⊥			-40	0	IL Ex	E	200	16	Summit ⁴		G.3	
34	⊥			-75	0	↓		200	16	Summit ⁴		G.4	
35	⊥			1100	16	↑		200	16	Summit		G.15	SLDMEM-Fehler
36	⊥	1500	19	-40	0	IL Hz	E	200	4	Teamex			SNR < 1
37	⊥			-75	0	↓		200	4	Teamex			SNR < 1
38	⊥			1100	16	↑		200	16	Summit		G.12	
39	⊥			-40	0	IL Hy	E	200	4	Teamex			SNR < 1
40	⊥	↓	↓	-75	0	↓		200	16	Summit ⁴			SNR < 1
41		↑	↑	2050	27,4	↑		400	8	Summit	D.5	F.8	
42				3250	33,6			400	8	Summit	D.6	F.4	
43		2850	32,2	3650	34,6	BS Ex	F	400	8	Summit	D.7	F.5	
44				4050		↓		400	8	Summit			Drift
45				2850	32,2	IL Ex		400	8	Summit	D.13	F.16	
46		↓	↓	3650	34,6	BS Hz		400	8	Summit	D.18	F.21	
47	⊥	↑	↑	2850	33,5	↑		400	8	Summit		G.7	
48	⊥	3250	33,6	2450	31,6			400	8	Summit		G.8	
49	⊥			2050	29,9	IL Ex	G	400	8	Summit		G.9	
50	⊥	↓	↓	1650	24	↓		400	8	Summit		G.10	
51		↑	↑	4450	36,1	↑		400	8	Summit	D.8	F.6	
52				4850	36,7	BS Ex	H	400	8	Summit	D.9	F.7	
53		4050	35,3	5250		↓		400	8	Summit			Drift
54				4050	35,3	IL Ex		400	8	Summit	D.14	F.17	
55		↓	↓	4850		BS Hz		400	8	Summit			Spule defekt

Tabelle B.1: Gemessene Daten Messgebiet Bat Yam

Anhang C

Gittertest SLDMem3t

Anhang zu Kapitel 5.2.1: Gittertests für alle gemessenen Datenpositionen. Einige Transienten sind für die Darstellung mit Faktoren multipliziert, das ist dann in der jeweiligen Legende angegeben. Die horizontalen Koordinaten entsprechen den Koordinaten in Tabelle B.1, die in der Bildunterschrift angegebenen Datensatznummern ebenso.

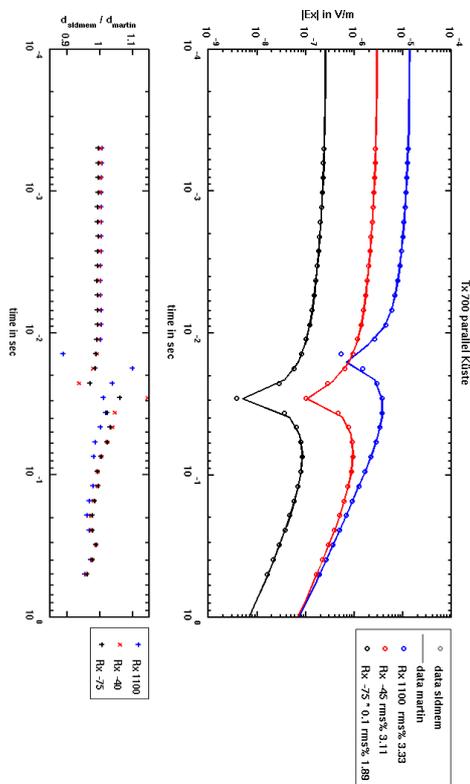


Abbildung C.1: SLDMem3t Gittertest Tx 700 parallel zur Küste: E-Feld. Datensatznr. 1, 2 und 3 aus Tabelle B.1.

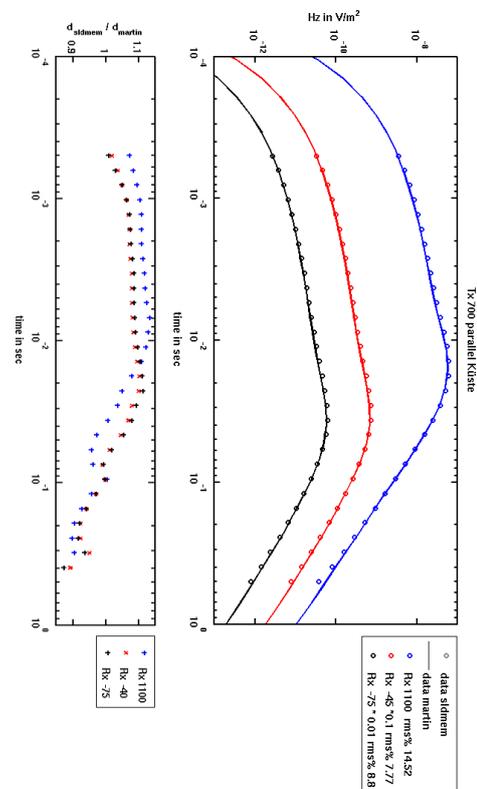


Abbildung C.2: SLDMem3t Gittertest Tx 700 parallel zur Küste: H-Feld. Datensatznr. 4, 5 und 6 aus Tabelle B.1.

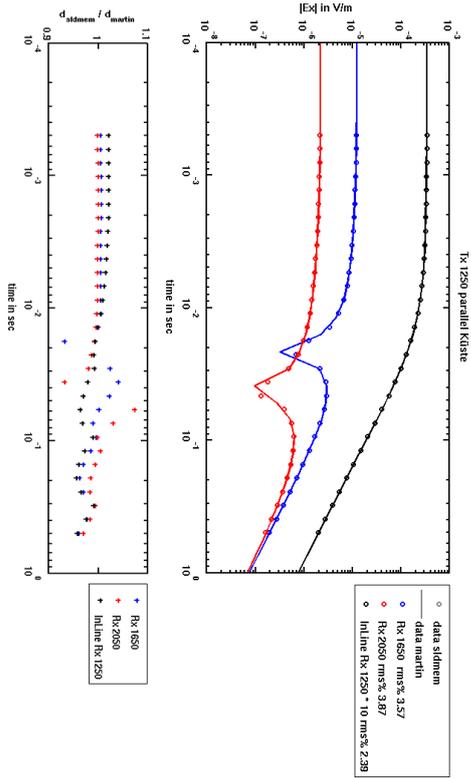


Abbildung C.3: SLDMem3t Gittertest Tx 1250 parallel zur Küste: E-Feld. Datensatznr. 19, 20 und 21 aus Tabelle B.1.

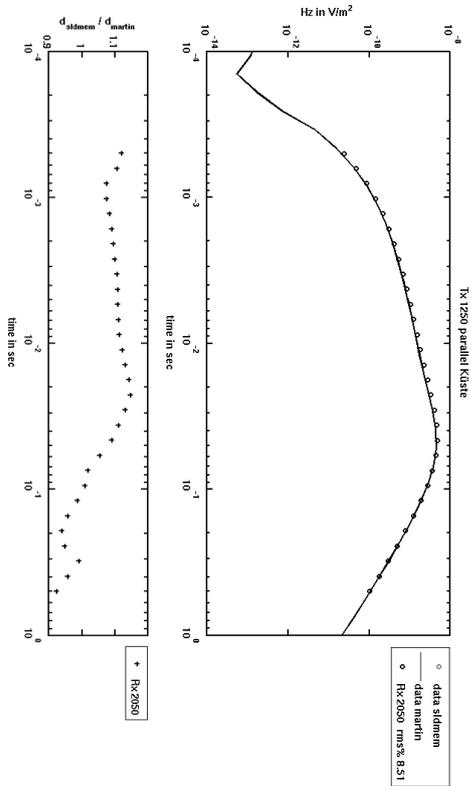


Abbildung C.4: SLDMem3t Gittertest Tx 1250 parallel zur Küste: H-Feld. Datensatznr. 22 aus Tabelle B.1.

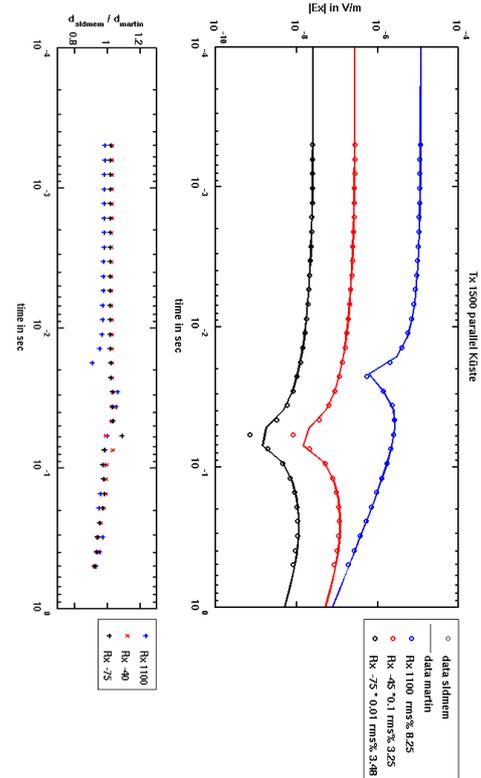


Abbildung C.5: SLDMem3t Gittertest Tx 1500 parallel zur Küste: E-Feld. Datensatznr. 23, 24 und 25 aus Tabelle B.1.

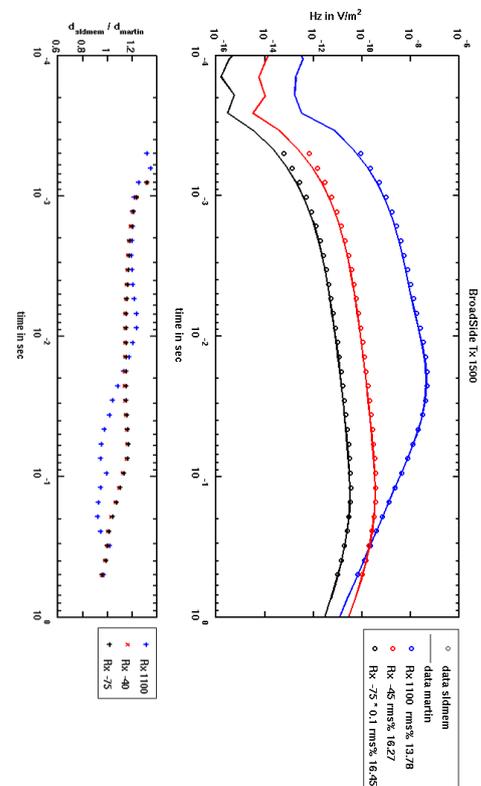


Abbildung C.6: SLDMem3t Gittertest Tx 1500 parallel zur Küste: H-Feld. Datensatznr. 26, 27 und 28 aus Tabelle B.1.

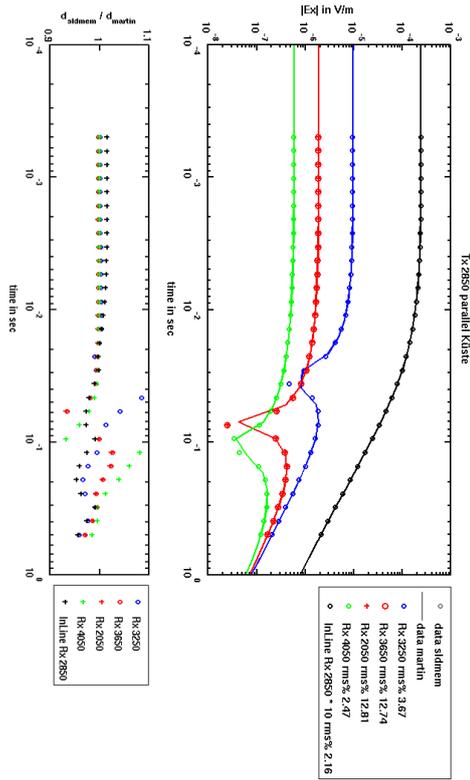


Abbildung C.7: SLDMem3t Gittertest Tx 2850 parallel zur Küste: E-Feld. Datensatznr. 42, 43, 41 und 45 aus Tabelle B.1.

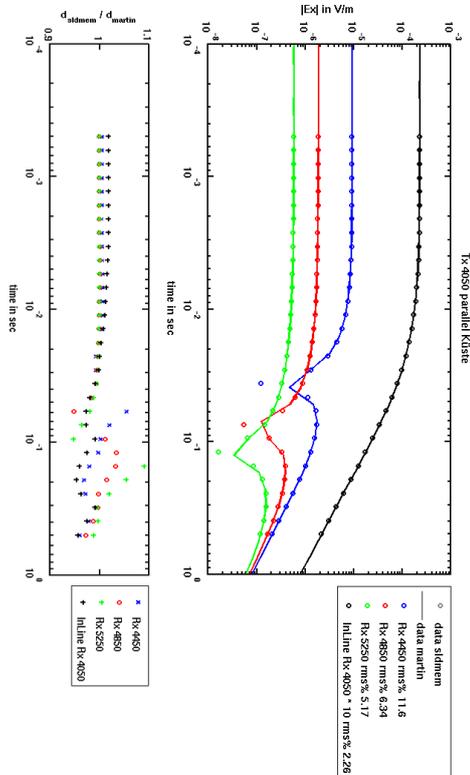


Abbildung C.8: SLDMem3t Gittertest Tx 4050 parallel zur Küste: E-Feld. Datensatznr. 51, 52, 53 und 54 aus Tabelle B.1.

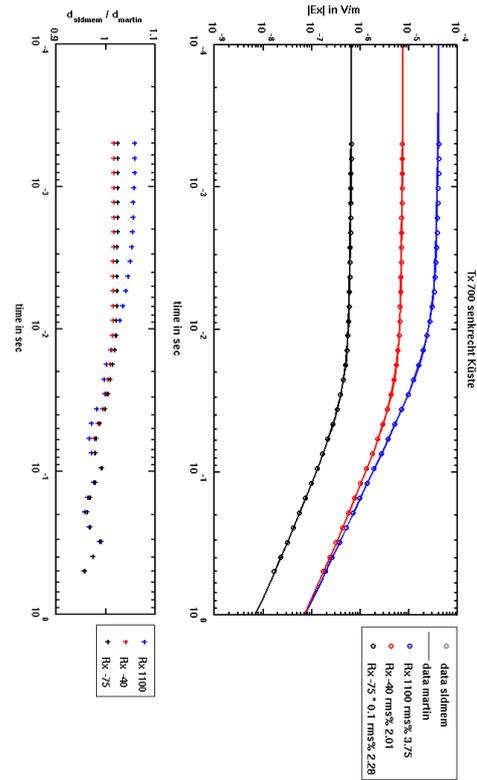


Abbildung C.9: SLDMem3t Gittertest Tx 700 senkrecht zur Küste: E-Feld. Datensatznr. 10, 11 und 12 aus Tabelle B.1.

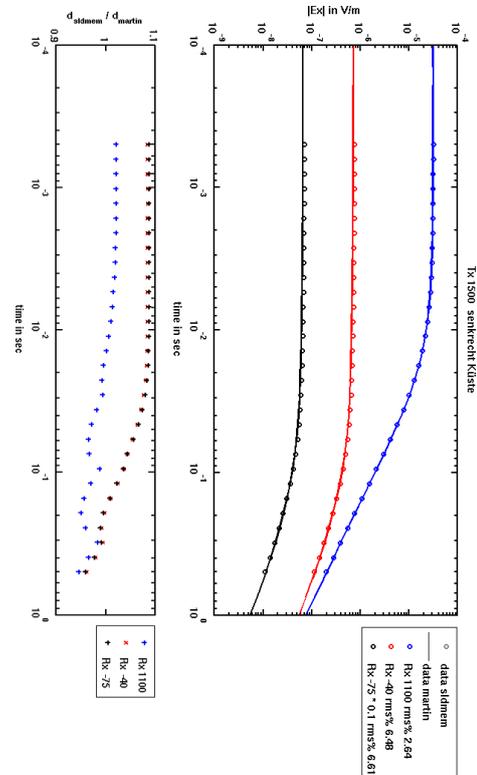


Abbildung C.10: SLDMem3t Gittertest Tx 1500 senkrecht zur Küste: E-Feld. Datensatznr. 32, 33 und 34 aus Tabelle B.1.

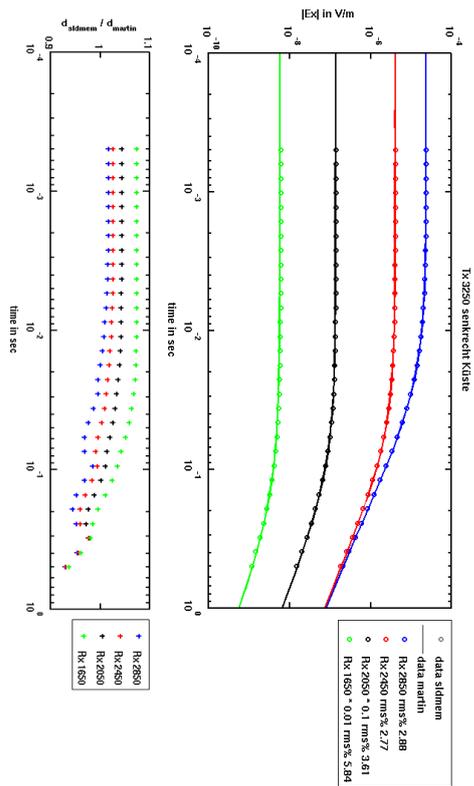


Abbildung C.11: SLDMem3t Gittertest Tx 3250 senkrecht zur K\u00fcste: E -Feld. Datensatznr. 47, 48, 49 und 50 aus Tabelle B.1.

Anhang D

Datenanpassung mit 1D-Untergrundmodellen

In diesem Anhang sind alle Datenanpassung und die zugehörigen Endmodelle der ein-dimensionalen Inversionen (Kap. 8) gezeigt.

TX parallel Küste - Ex BroadSide

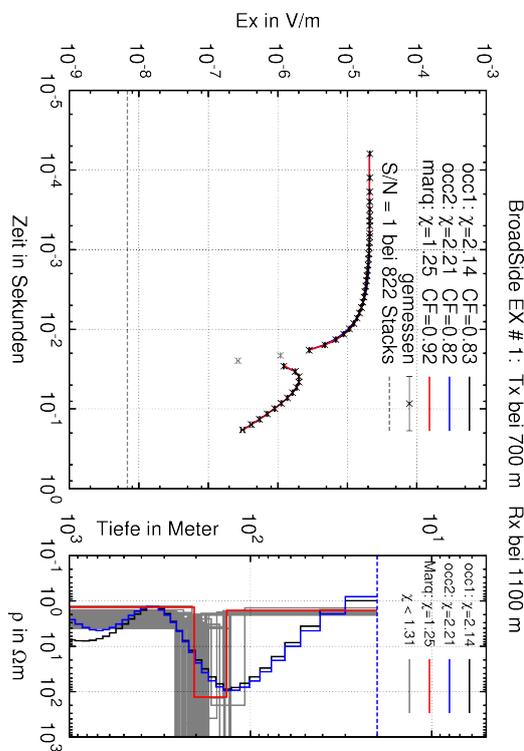


Abbildung D.1: 1D Datenanpassung; Tx 700 m Rx 1100 m; Datensatznr. 1 aus Tab. B.1

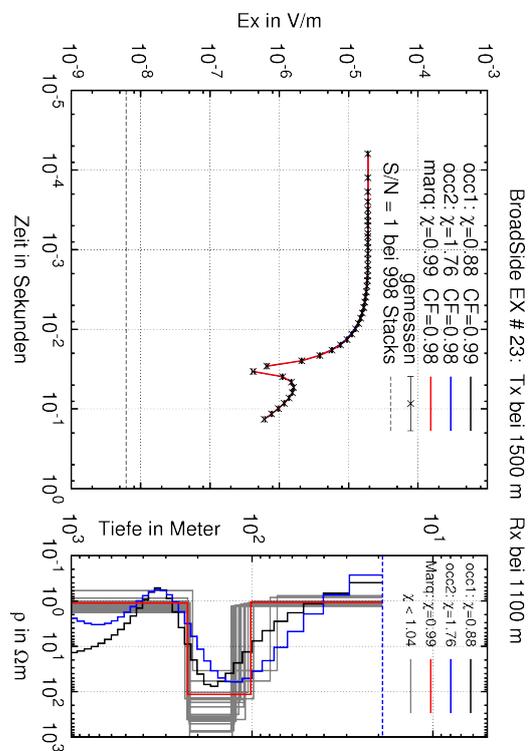


Abbildung D.2: 1D Datenanpassung; Tx 1500 m Rx 1100 m; Datensatznr. 23 aus Tab. B.1

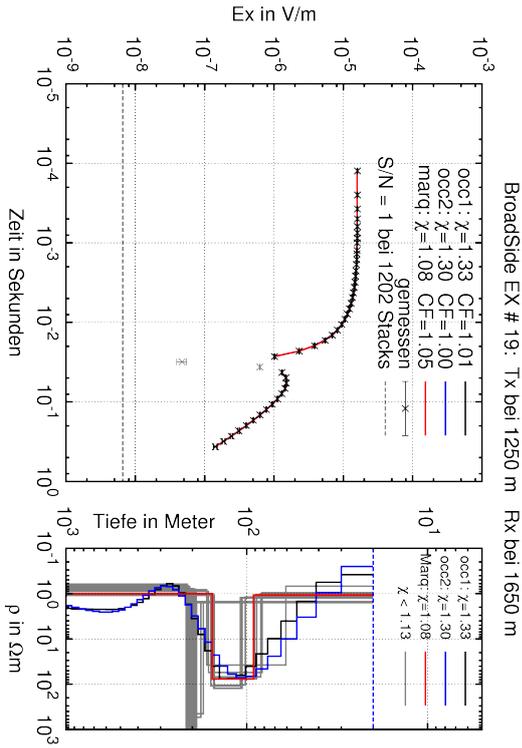


Abbildung D.3: 1D Datenanpassung; Tx 1250 m Rx 1650 m; Datensatznr. 19 aus Tab. B.1

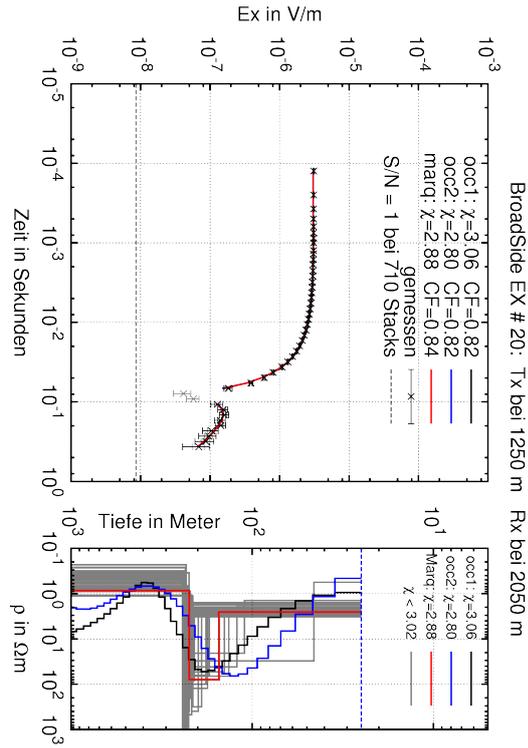


Abbildung D.4: 1D Datenanpassung; Tx 1250 m Rx 2050 m; Datensatznr. 20 aus Tab. B.1

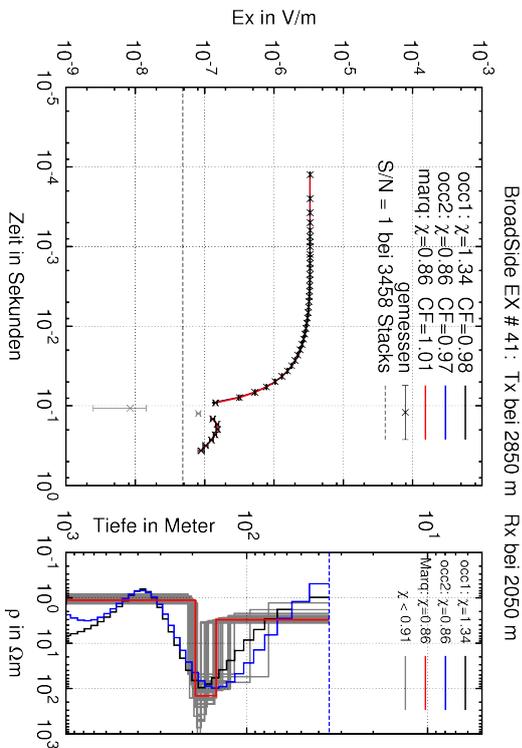


Abbildung D.5: 1D Datenanpassung; Tx 2850 m Rx 2050 m; Datensatznr. 41 aus Tab. B.1

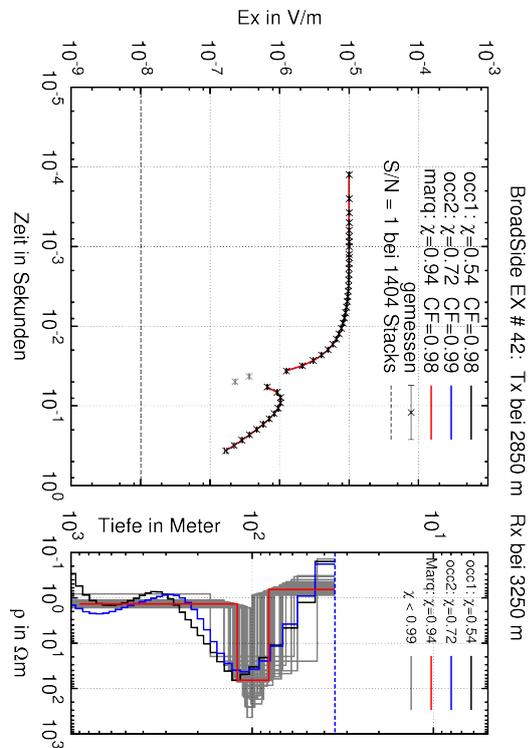


Abbildung D.6: 1D Datenanpassung; Tx 2850 m Rx 3250 m; Datensatznr. 42 aus Tab. B.1

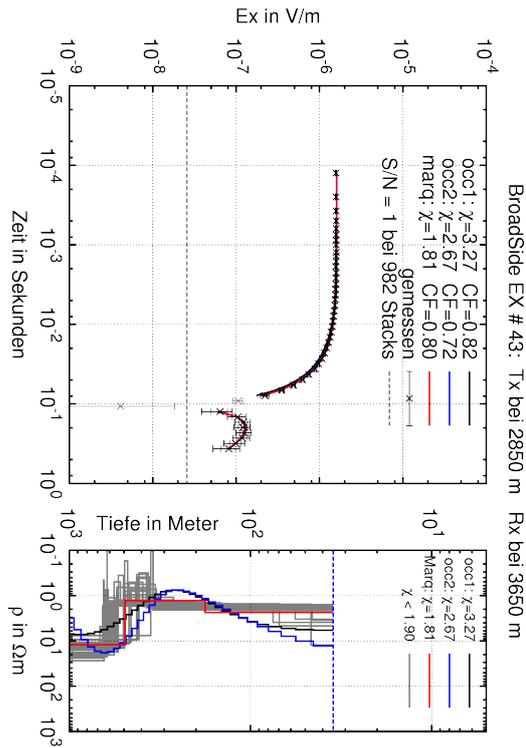


Abbildung D.7: 1D Datenanpassung; Tx 2850 m Rx 3650 m; Datensatznr. 43 aus Tab. B.1

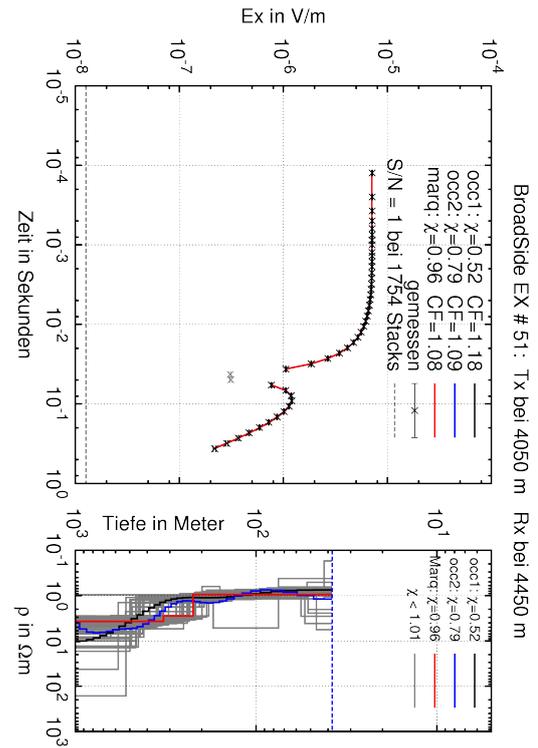


Abbildung D.8: 1D Datenanpassung; Tx 4050 m Rx 4450 m; Datensatznr. 51 aus Tab. B.1

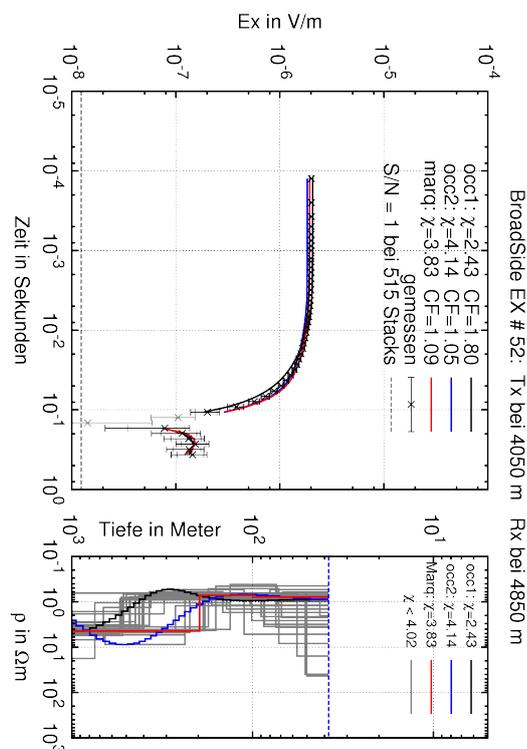


Abbildung D.9: 1D Datenanpassung; Tx 4050 m Rx 4850 m; Datensatznr. 52 aus Tab. B.1

TX senkrecht Küste - Ex Inline

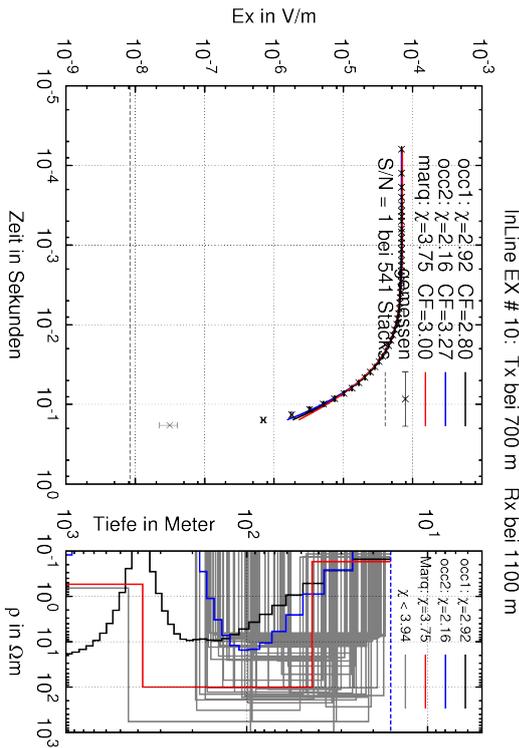


Abbildung D.10: 1D Datenanpassung; Tx 700 m Rx 1100 m; Datensatznr. 10 aus Tab. B.1

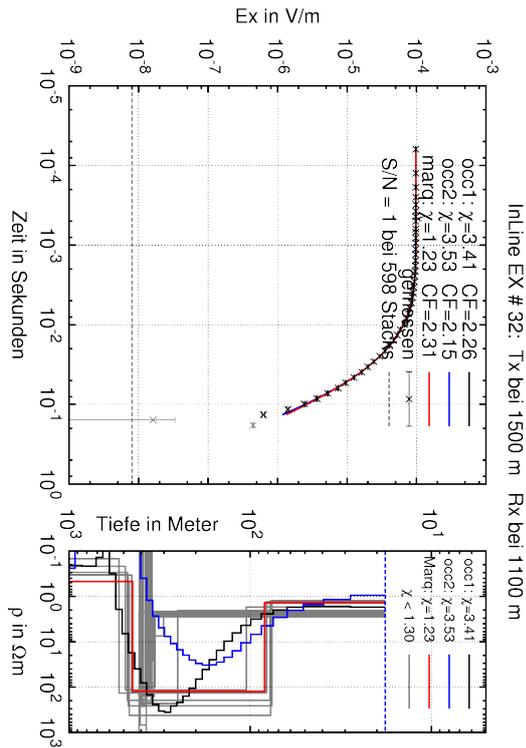


Abbildung D.11: 1D Datenanpassung; Tx 1500 m Rx 1100 m; Datensatznr. 32 aus Tab. B.1

TX parallel Küste - Ex Inline

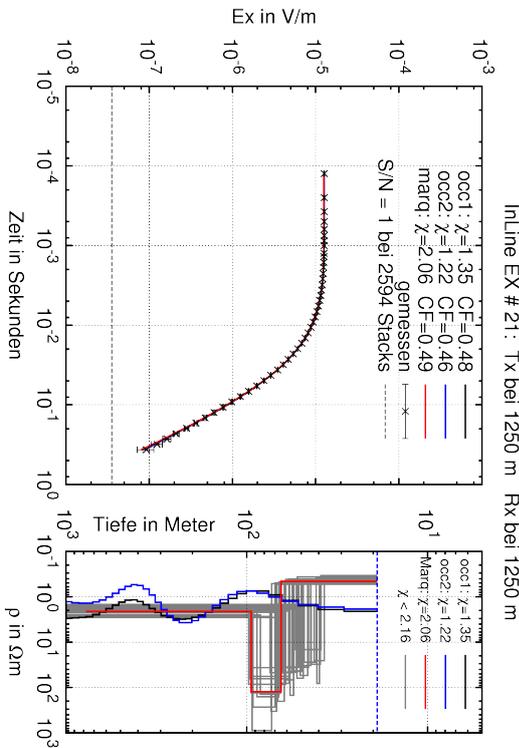


Abbildung D.12: 1D Datenanpassung; Tx 1250 m Rx 1250 m; Datensatznr. 21 aus Tab. B.1

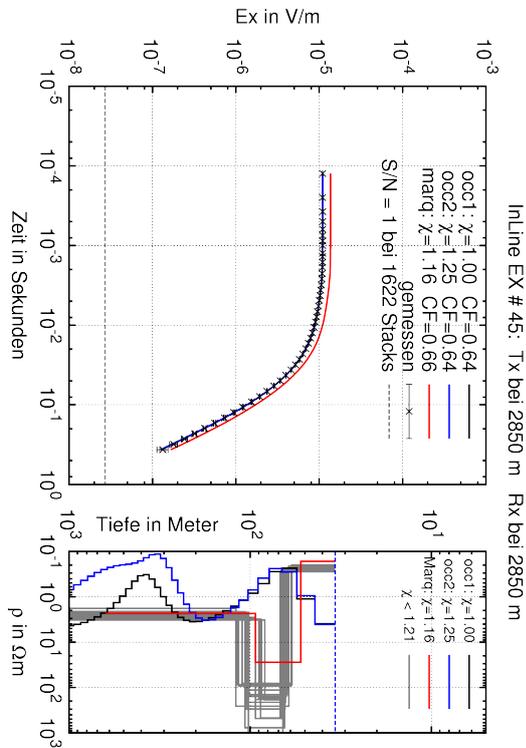


Abbildung D.13: 1D Datenanpassung; Tx 2850 m Rx 2850 m; Datensatznr. 45 aus Tab. B.1

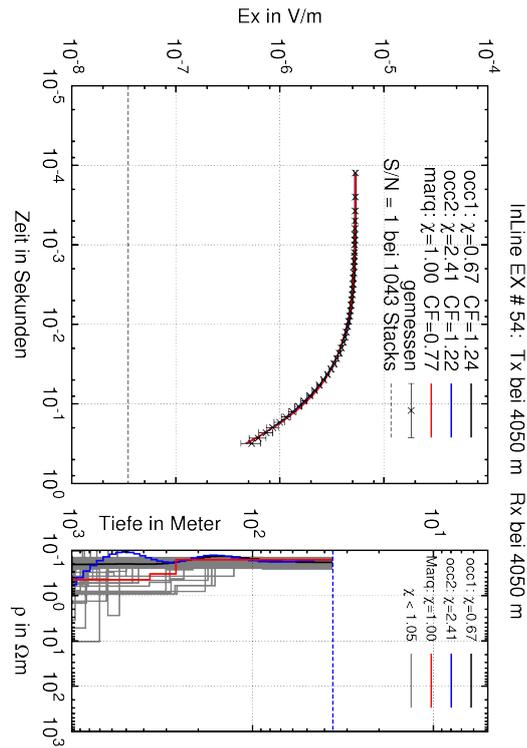


Abbildung D.14: 1D Datenanpassung; Tx 4050 m Rx 4050 m; Datensatznr. aus Tab. 54 B.1

TX parallel Küste - Hz BroadSide

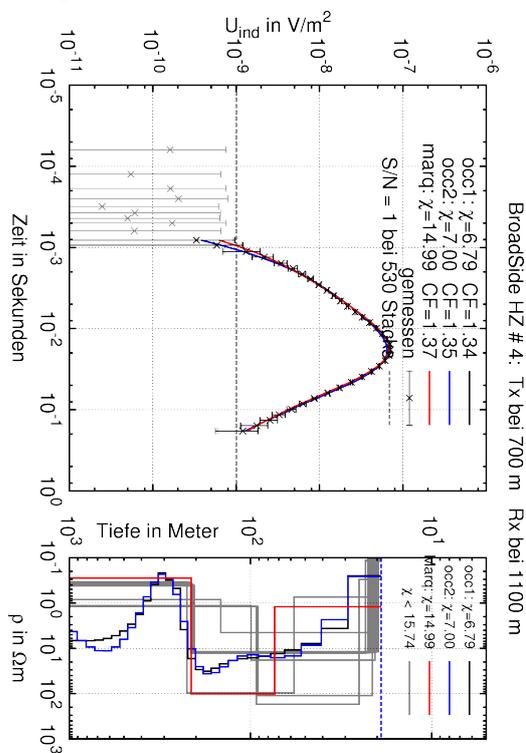


Abbildung D.15: 1D Datenanpassung; Tx 700 m Rx 1100 m; Datensatznr. 4 aus Tab. B.1

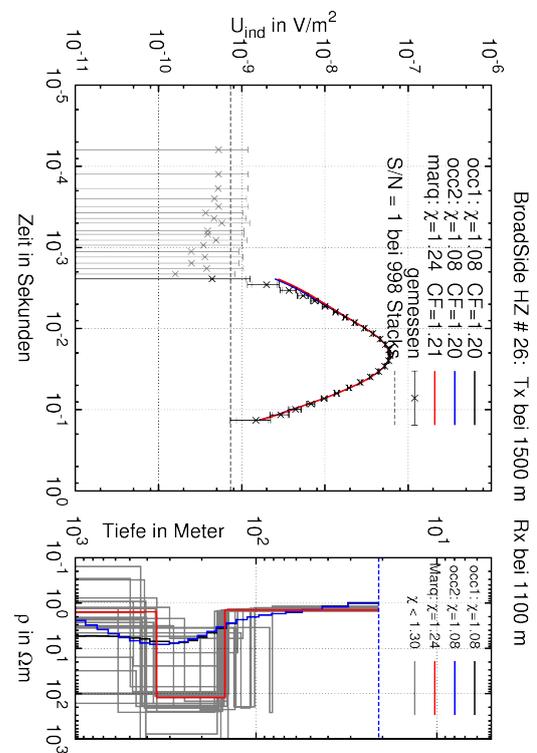


Abbildung D.16: 1D Datenanpassung; Tx 1500 m Rx 1100 m; Datensatznr. 26 aus Tab. B.1

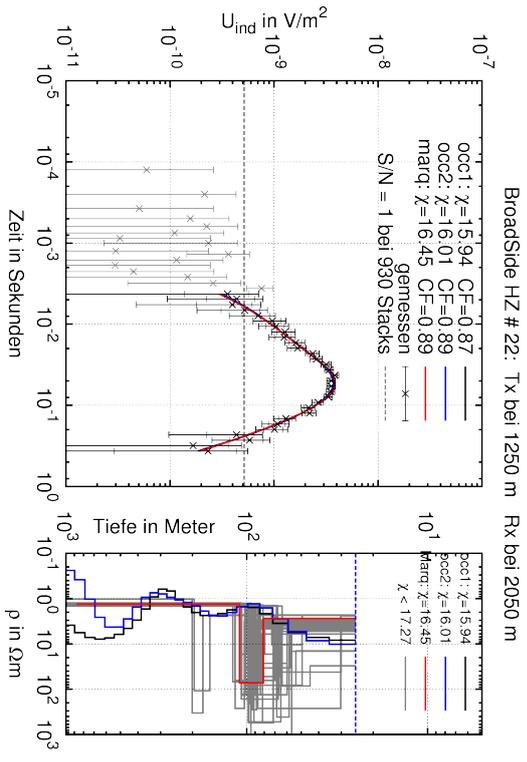


Abbildung D.17: 1D Datenanpassung; Tx 1250 m Rx 2050 m; Datensatznr. 22 aus Tab. B.1

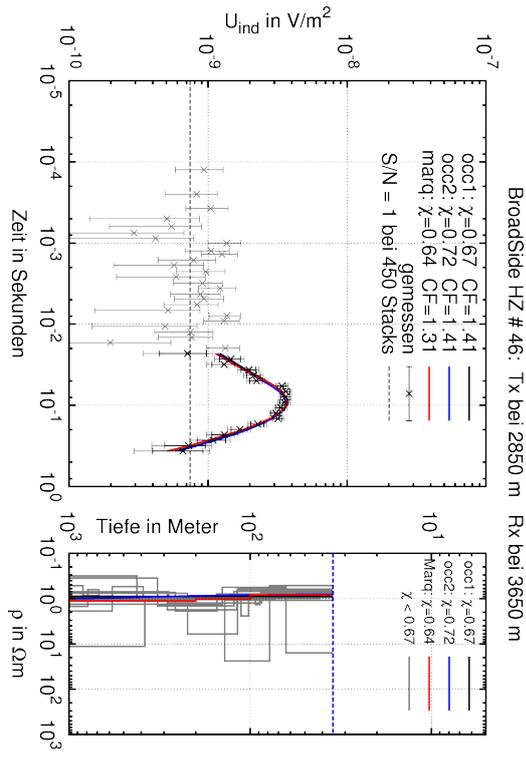


Abbildung D.18: 1D Datenanpassung; Tx 2850 m Rx 3650 m; Datensatznr. 46 aus Tab. B.1

Anhang E

2D-Untergrundmodelle der Hedgehog-Inversion

In diesem Anhang sind alle Modelle, die verwendeten Kalibrationsfaktoren und die χ -Werte der verschiedenen Datenauswahlen A-F für die zweidimensionale Hedgehog-Inversion (Kap. 9) gezeigt. Tabelle E.1 fasst die Modellparameter zusammen und ist identisch mit Tabelle 9.2.

Tabelle E.1: Modellparameter der 2D-Datenanpassung durch unterschiedliche Auswahl der Offshoredaten (A-F).

Modellparameter (siehe Abb. 5.3)	Datenauswahl					
	Broad Side Ex	Tx 700 1250 1500	Tx 2850	Tx 4050	Tx 2850 4050	alle Offshore Daten
	A	B	C	D	E	F
ρ Sediment [in Ωm]	1	1	1	1	1	1
ρ Aquifer [in Ωm]	50	50	25	500	25	50
Tiefe Oberkante Aquifer [in Meter]	115	115	130	130	130	115
Mächtigkeit Aquifer [in Meter]	115	130	130	70	130	130
Position der Aquiferkante [in Meter]	4250	4000	3750	4250	4250	4250
mittleres χ der Datenauswahl	5,6	3,8	3,2	8,1	5,6	5,8
mittleres χ aller Offshore Empfänger	5,8	5,9	7,3	11,6	7,0	5,8
mittleres χ aller Onshore Empfänger	9,6	9,4	15	57,8	15,1	9,5

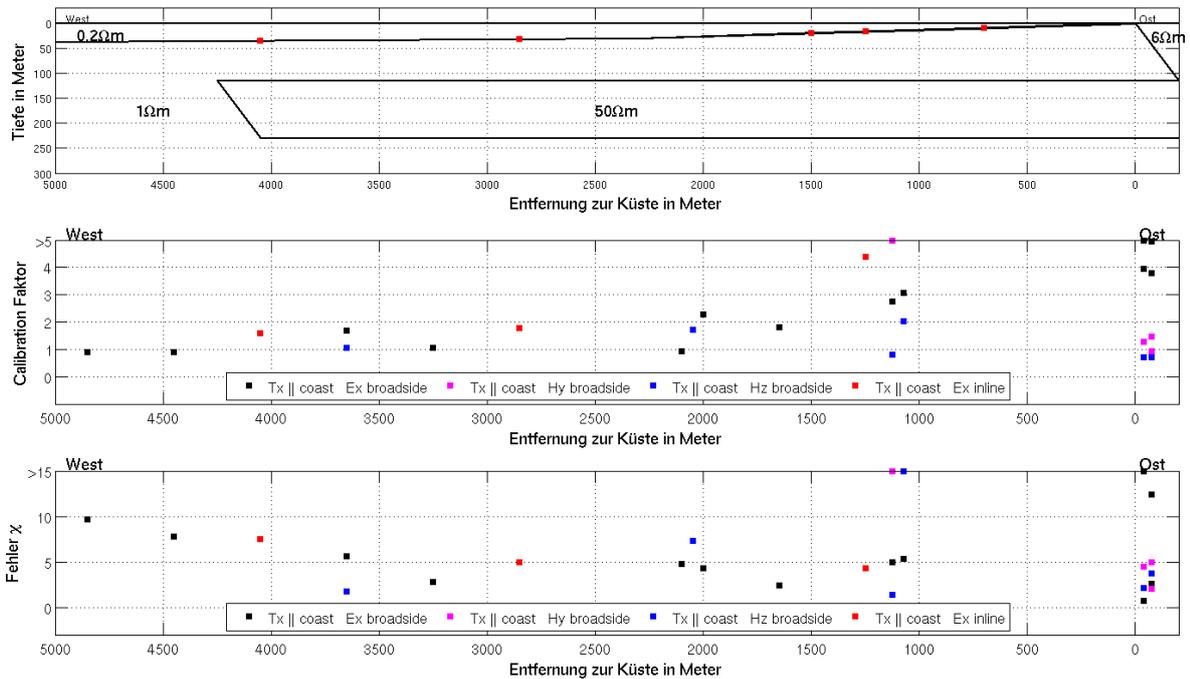


Abbildung E.1: Modell mit eingezeichneten Senderpositionen (Oben), Kalibrationsfaktoren (Mitte) und χ -Werte (Unten) des zweidimensionalen Modells für die Datenauswahl "BroadSide Ex" (Auswahl A in Tab. 9.2 bzw. E.1).

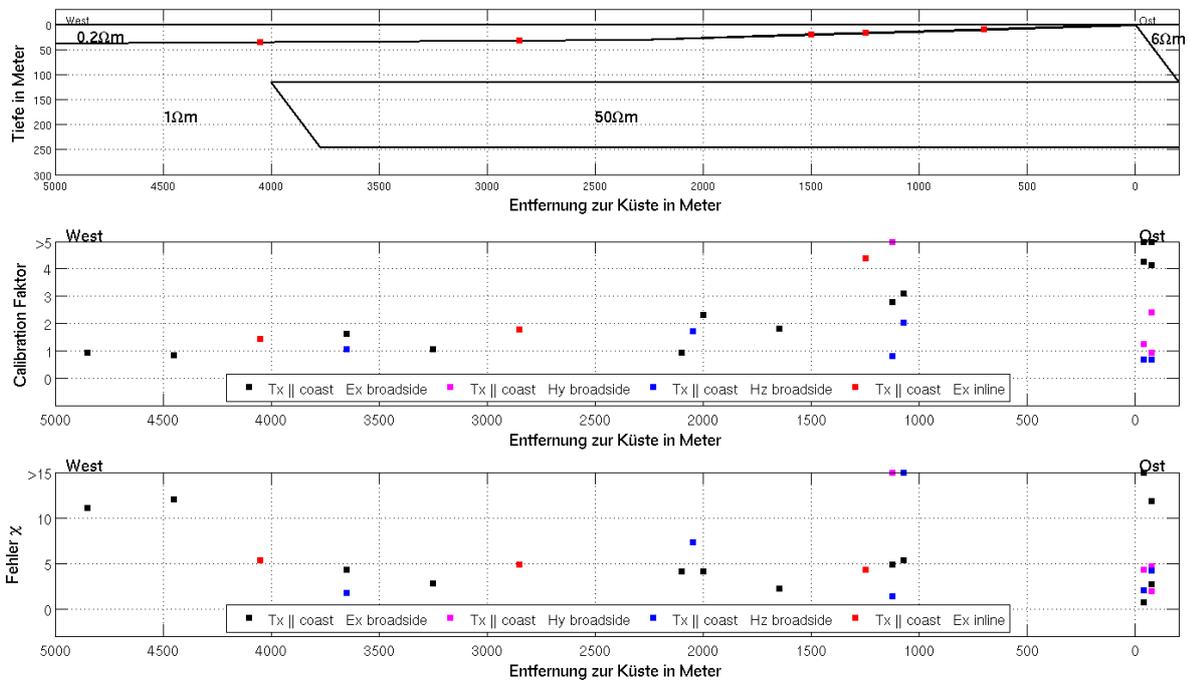


Abbildung E.2: Modell mit eingezeichneten Senderpositionen (Oben), Kalibrationsfaktoren (Mitte) und χ -Werte (Unten) des zweidimensionalen Modells für die Datenauswahl "Tx 0700 1250 1500" (Auswahl B in Tab. 9.2 bzw. E.1).

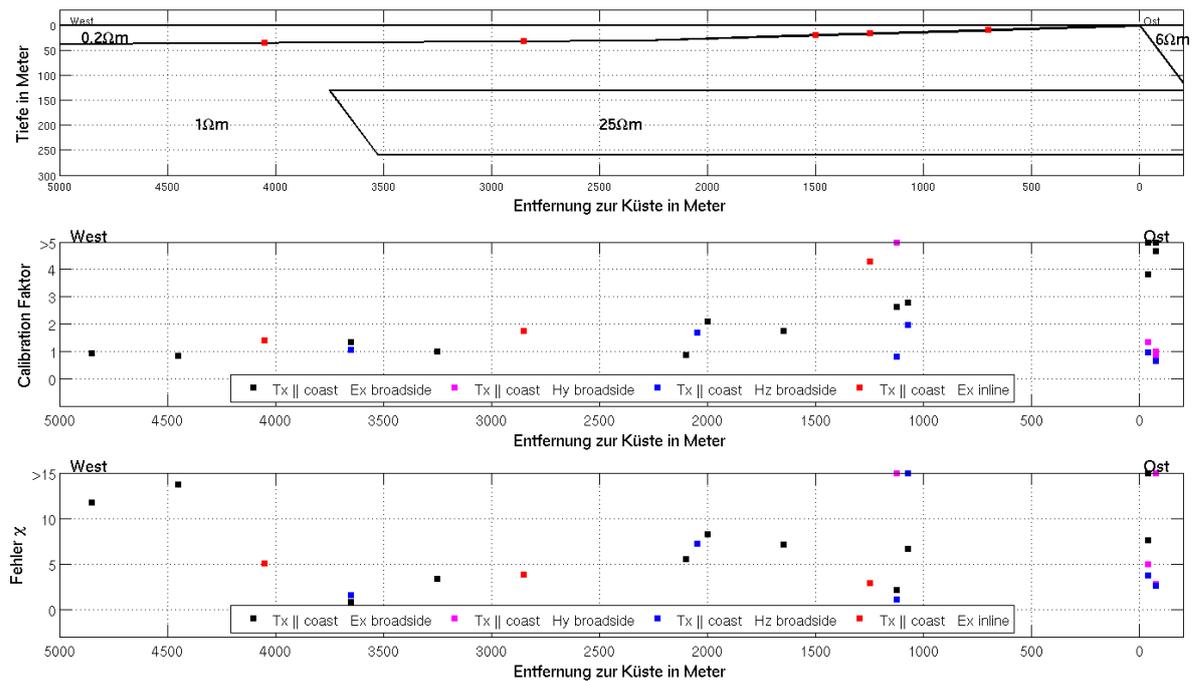


Abbildung E.3: Modell mit eingezeichneten Senderpositionen (Oben), Kalibrationsfaktoren (Mitte) und χ -Werte (Unten) des zweidimensionalen Modells für die Datenauswahl "Tx 2850" (Auswahl C in Tab. 9.2 bzw. E.1).

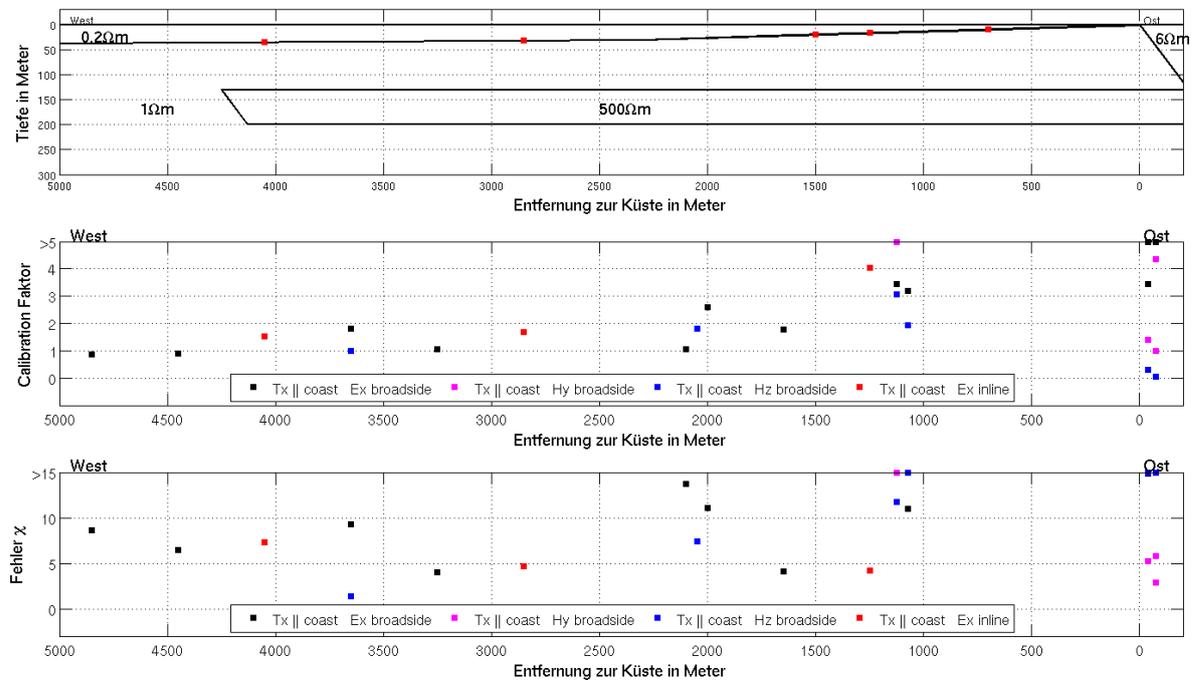


Abbildung E.4: Modell mit eingezeichneten Senderpositionen (Oben), Kalibrationsfaktoren (Mitte) und χ -Werte (Unten) des zweidimensionalen Modells für die Datenauswahl "Tx 4050" (Auswahl D in Tab. 9.2 bzw. E.1).

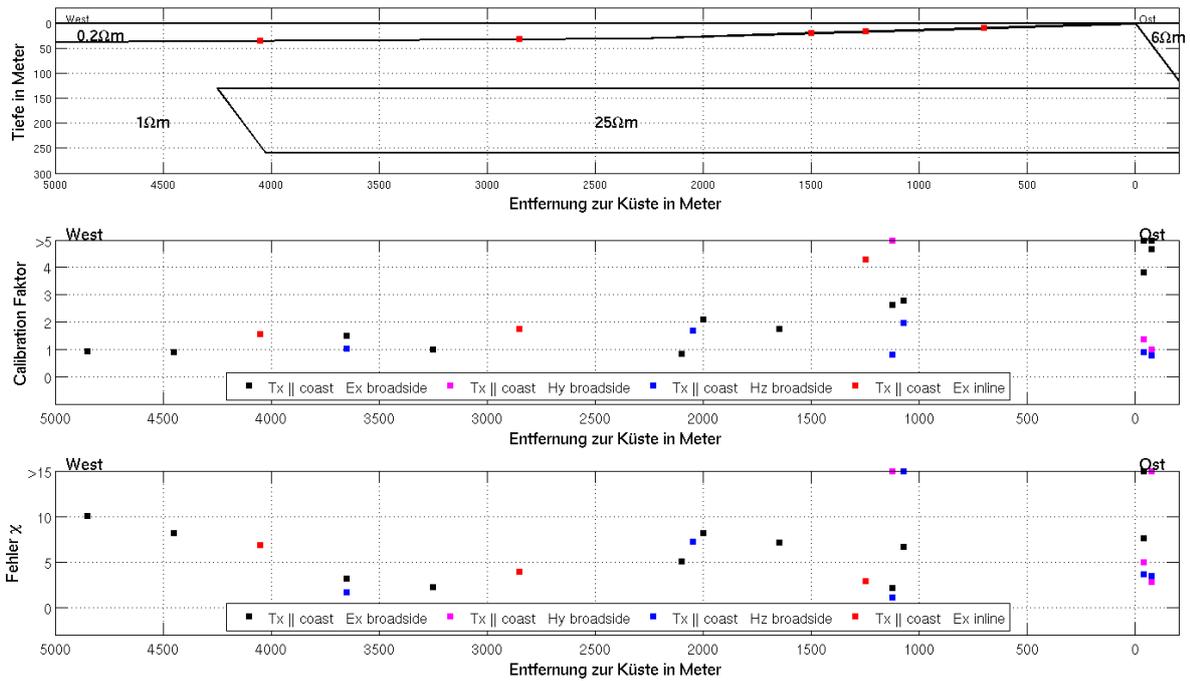


Abbildung E.5: Modell mit eingezeichneten Senderpositionen (Oben), Kalibrationsfaktoren (Mitte) und χ -Werte (Unten) des zweidimensionalen Modells für die Datenauswahl "Tx 2850 4050" (Auswahl E in Tab. 9.2 bzw. E.1).

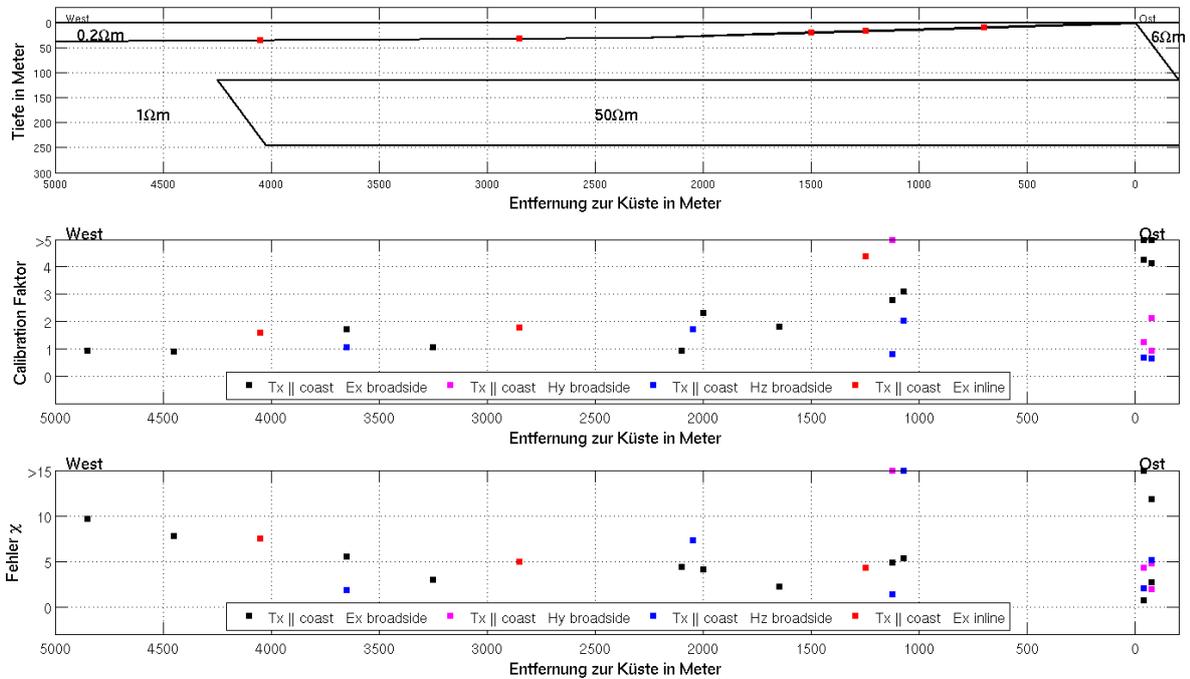


Abbildung E.6: Modell mit eingezeichneten Senderpositionen (Oben), Kalibrationsfaktoren (Mitte) und χ -Werte (Unten) des zweidimensionalen Modells für die Datenauswahl "alle Offshore Datensätze" (Auswahl F in Tab. 9.2 bzw. E.1).

Anhang F

2D-Datenanpassung: Sender parallel zur Küste

In diesem Anhang sind die 2D-Datenanpassungen, für das in Kapitel 9.2 beschriebene Endmodell der Hedgehog-Inversion, gezeigt. Das Modell, die verwendeten Kalibrationsfaktoren und die χ -Werte sind nochmal in Abbildung F.1 gezeigt. Die Daten sind nach ihrer Konfiguration und nach On-/Offshore geordnet.

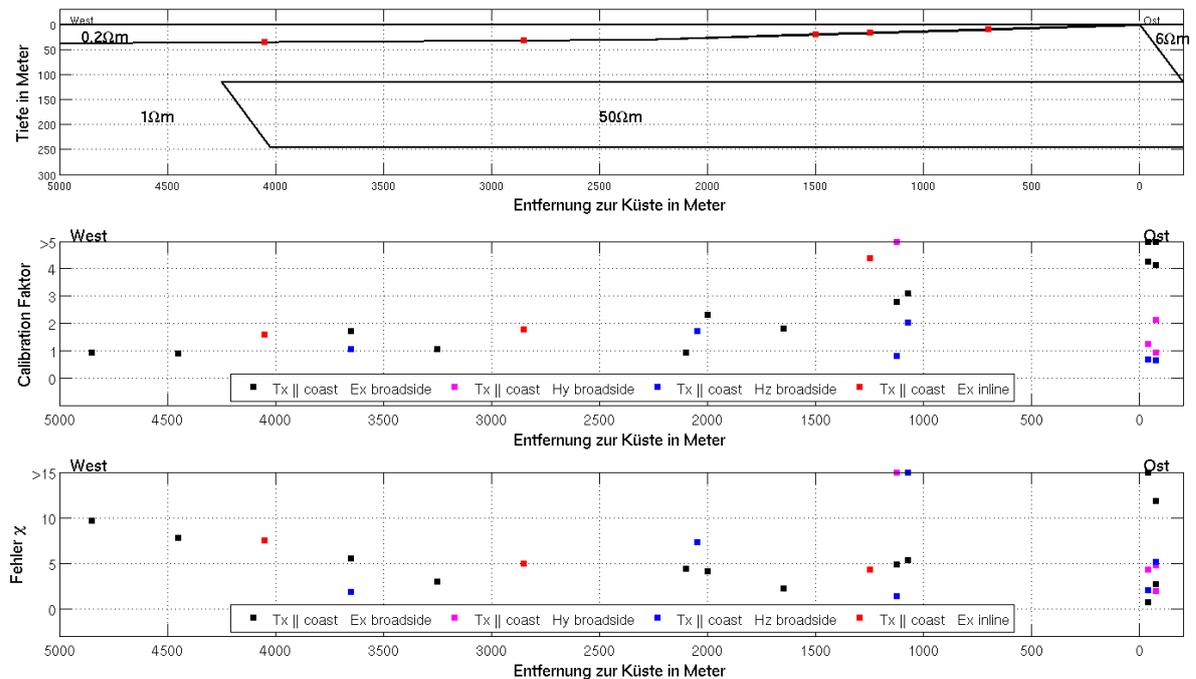


Abbildung F.1: Modell (Oben), Kalibrationsfaktoren (Mitte) und χ -Werte (Unten) des zweidimensionalen Modells für die Datenauswahl "alle Offshore Datensätze" (Auswahl F in Tab. 9.2). Identisch mit Abb. 9.2.

TX parallel Küste - Ex BroadSide - Offshore

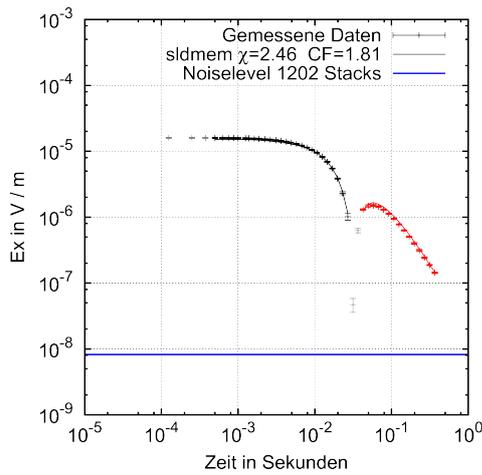


Abbildung F.2: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1250 m Rx 1650 m; Datensatznr. 19 (Tab. B.1)

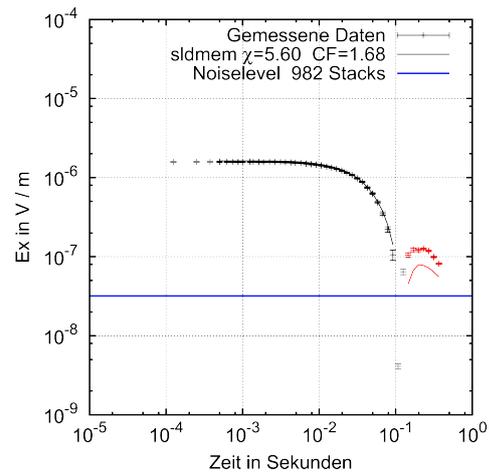


Abbildung F.5: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 2850 m Rx 3650 m; Datensatznr. 43 (Tab. B.1)

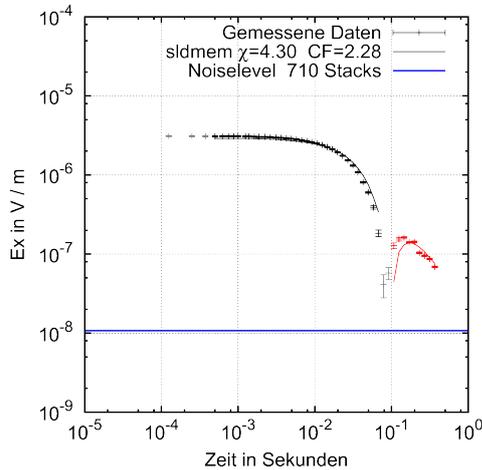


Abbildung F.3: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1250 m Rx 2050 m; Datensatznr. 20 (Tab. B.1)

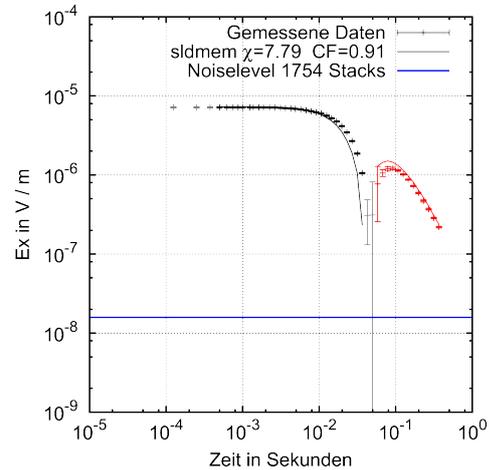


Abbildung F.6: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 4050 m Rx 4450 m; Datensatznr. 51 (Tab. B.1)

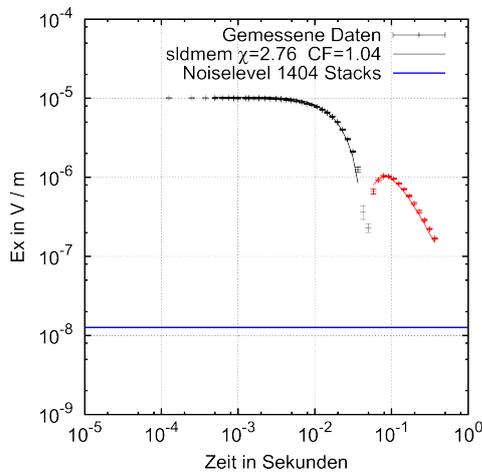


Abbildung F.4: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 2850 m Rx 3250 m; Datensatznr. 42 (Tab. B.1)

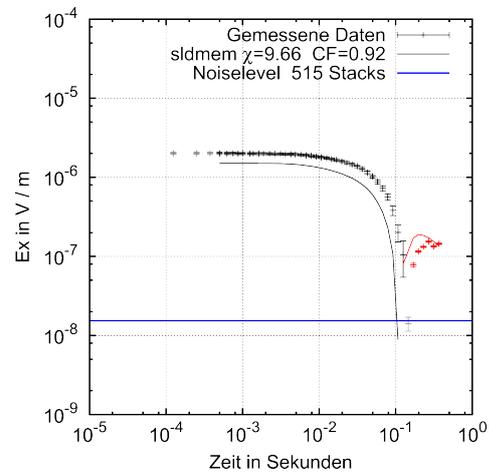


Abbildung F.7: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 4050 m Rx 4850 m; Datensatznr. 52 (Tab. B.1)

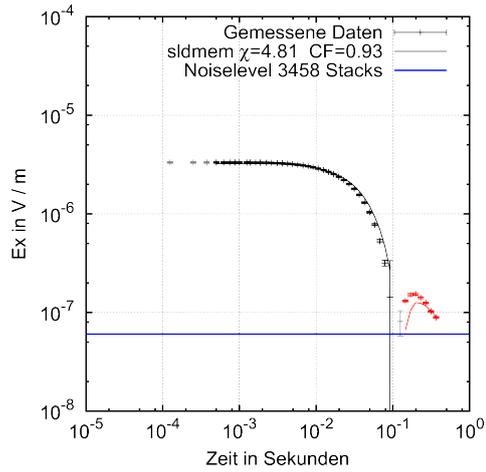


Abbildung F.8: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 2850 m Rx 2050 m; Datensatznr. 41 (Tab. B.1)

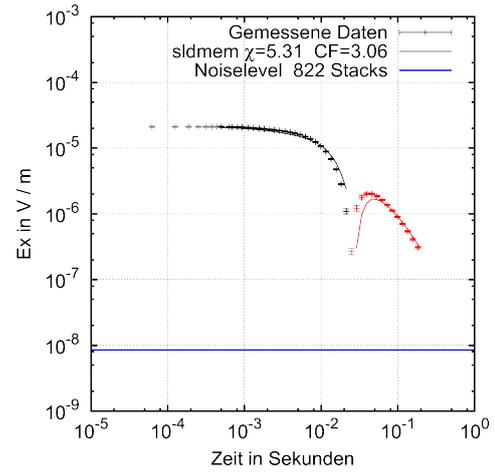


Abbildung F.9: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx 1100 m; Datensatznr. 1 (Tab. B.1)

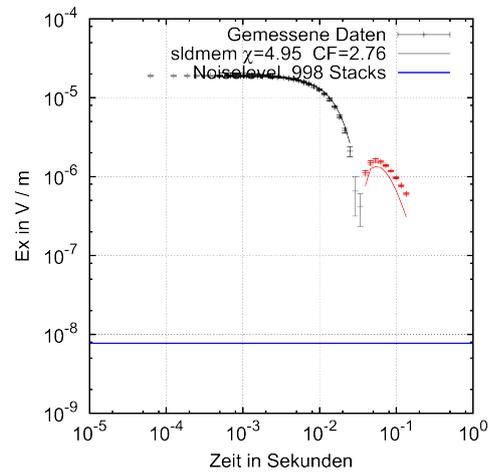


Abbildung F.10: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1500 m Rx 1100 m; Datensatznr. 23 (Tab. B.1)

TX parallel Küste - Ex BroadSide - Onshore

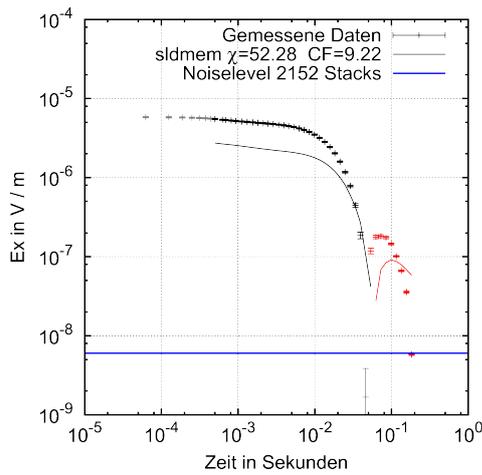


Abbildung F.11: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx -40 m; Datensatznr. 2 (Tab. B.1)

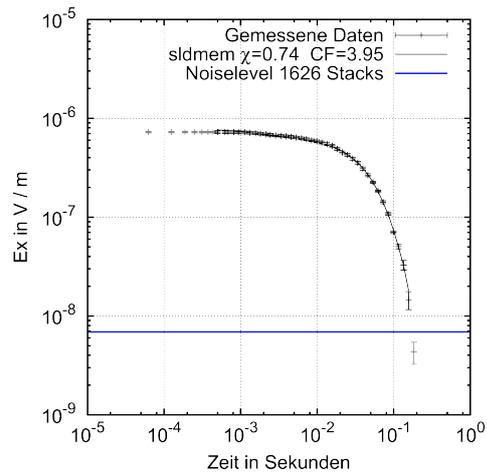


Abbildung F.13: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1500 m Rx -40 m; Datensatznr. 24 (Tab. B.1)

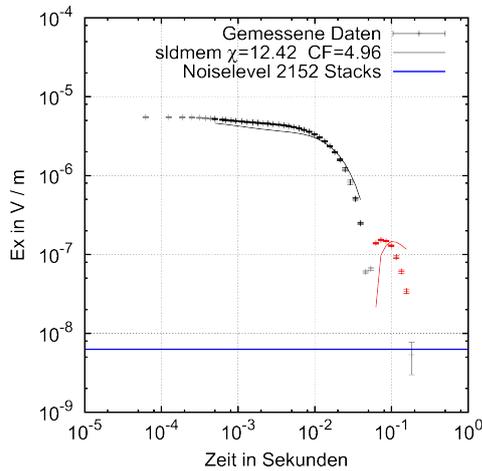


Abbildung F.12: 2D Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx -75 m; Datensatznr. 3 (Tab. B.1)

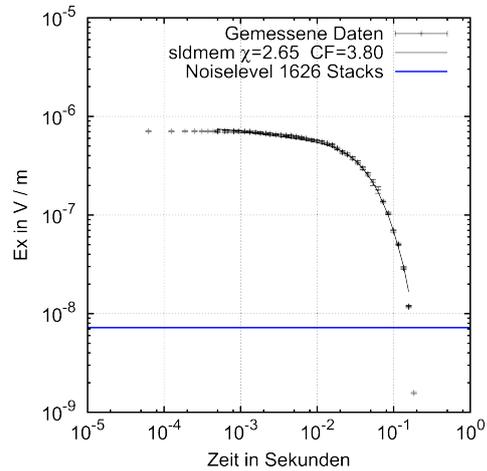


Abbildung F.14: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1500 m Rx -75 m; Datensatznr. 25 (Tab. B.1)

TX parallel Küste - Ex InLine - Offshore

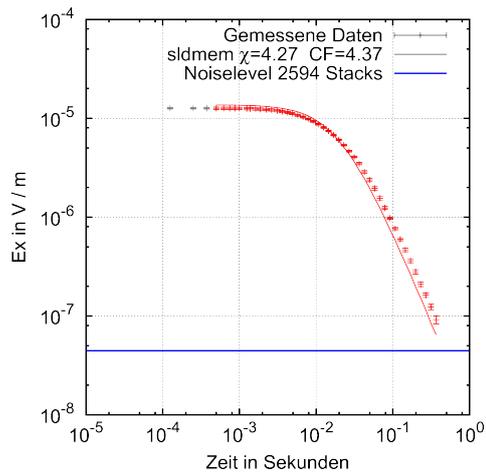


Abbildung F.15: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1250 m Rx 1250 m; Datensatznr. 21 (Tab. B.1)

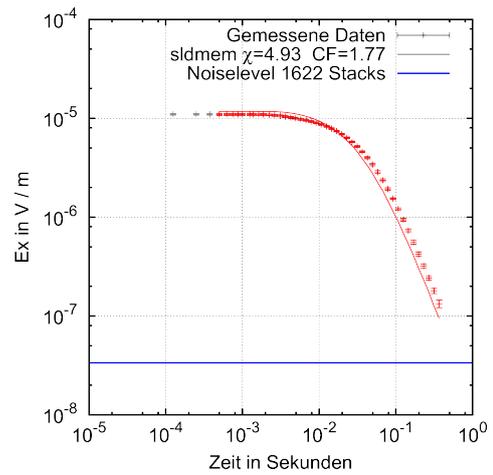


Abbildung F.16: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 2850 m Rx 2850 m; Datensatznr. 45 (Tab. B.1)

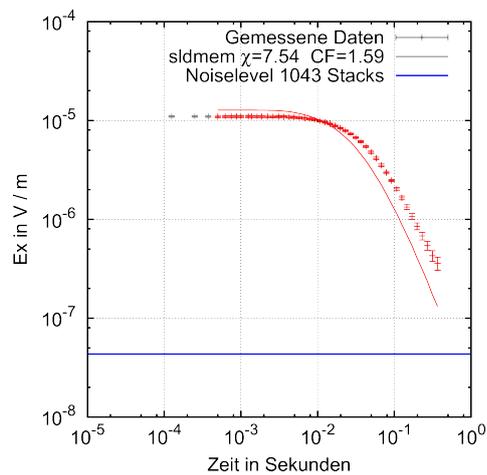


Abbildung F.17: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 4050 m Rx 4050 m; Datensatznr. 54 (Tab. B.1)

TX parallel Küste - Hz BroadSide - Offshore

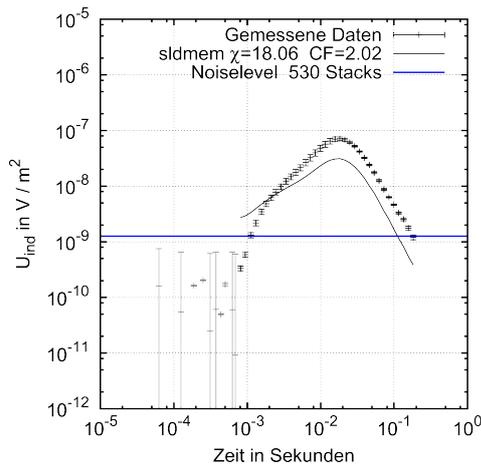


Abbildung F.18: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx 1100 m; Datensatznr. 4 (Tab. B.1)

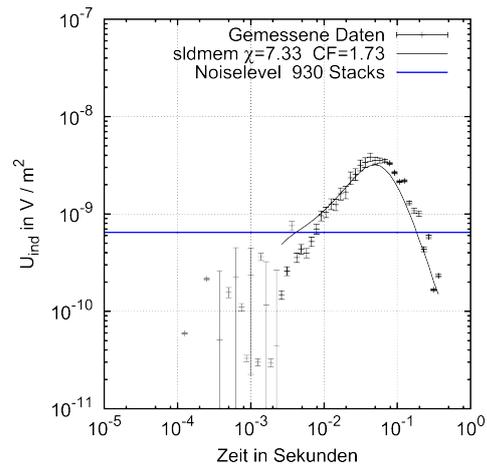


Abbildung F.20: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1250 m Rx 2050 m; Datensatznr. 22 (Tab. B.1)

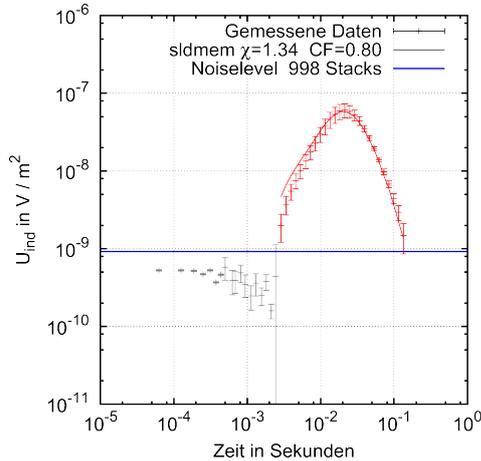


Abbildung F.19: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx 1500 m; Datensatznr. 26 (Tab. B.1)

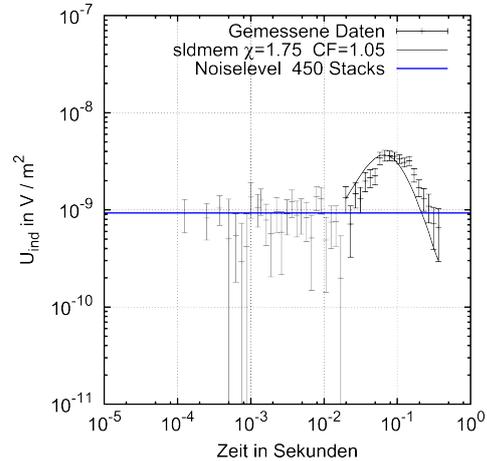


Abbildung F.21: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 2850 m Rx 3650 m; Datensatznr. 46 (Tab. B.1)

TX parallel Küste - Hz BroadSide - Onshore

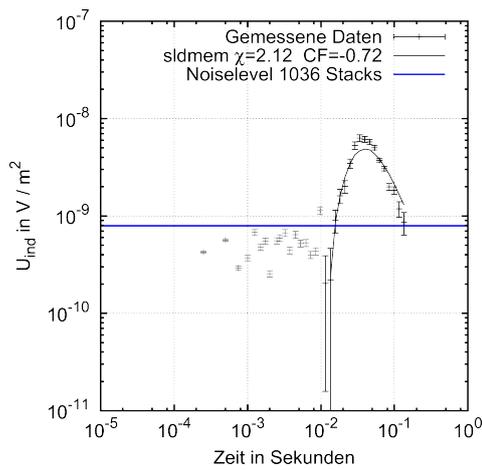


Abbildung F.22: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx -40 m; Datensatznr. 5 (Tab. B.1)

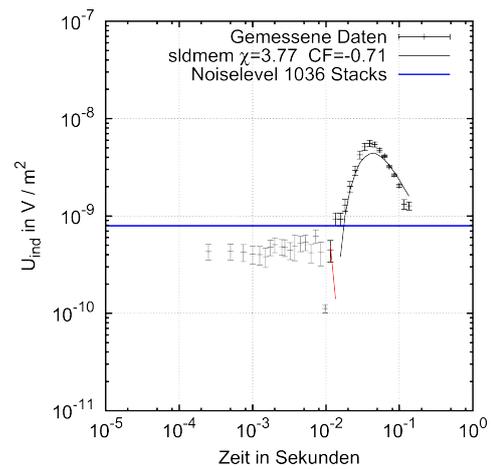


Abbildung F.23: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx -75 m; Datensatznr. 6 (Tab. B.1)

TX parallel Küste - Hy BroadSide - Offshore

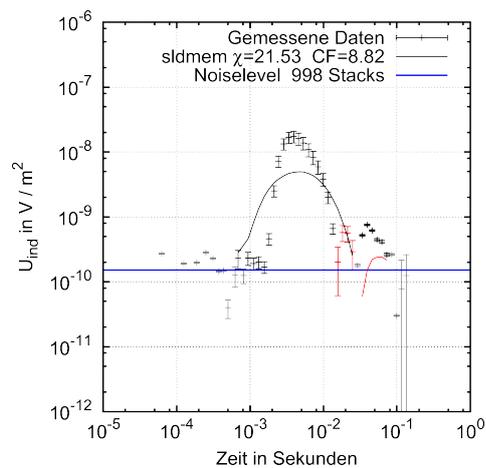


Abbildung F.24: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1500 m Rx 1100 m; Datensatznr. 29 (Tab. B.1)

TX parallel Küste - Hy BroadSide - Onshore

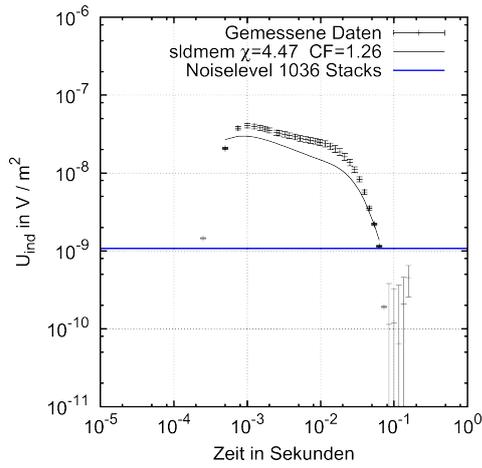


Abbildung F.25: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx -40 m; Datensatznr. 8 (Tab. B.1)

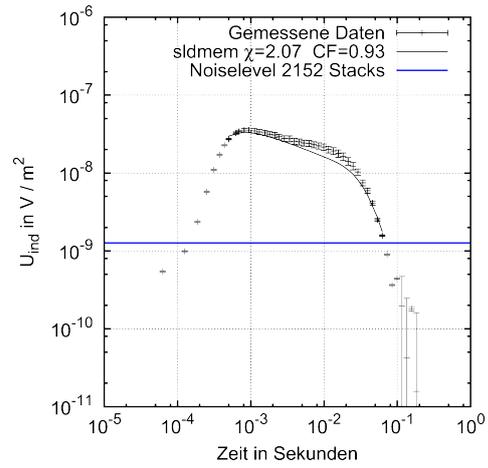


Abbildung F.26: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx -75 m; Datensatznr. 9 (Tab. B.1)

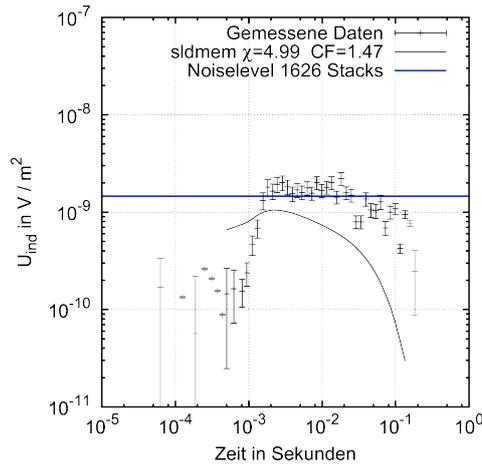


Abbildung F.27: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1500 m Rx -75 m; Datensatznr. 31 (Tab. B.1)

Anhang G

2D-Datenanpassung: Sender senkrecht zur Küste

In diesem Anhang sind die 2D-Datenanpassungen der Datensätze mit dem Sender senkrecht zur Küste gezeigt. Diese sind nicht in die Hedgehog-Inversion mit eingeflossen, das zugrundeliegende Modell ist dennoch das Endmodell aus Kapitel 9.2. Es ist in Abbildung 9.2 und nochmal in Abbildung F.1 zu sehen.

TX senkrecht Küste - Ex InLine - Onshore

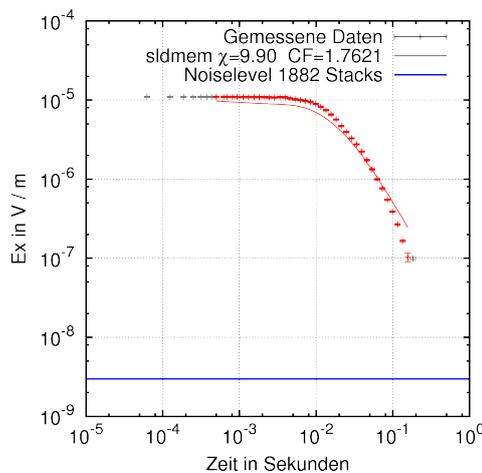


Abbildung G.1: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx -40 m; Datensatznr. 11 (Tab. B.1)

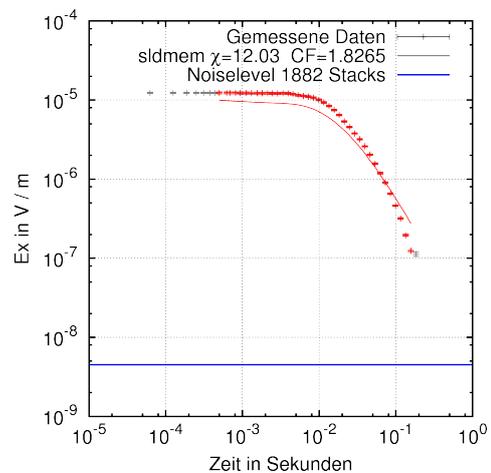


Abbildung G.2: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx -75 m; Datensatznr. 12 (Tab. B.1)

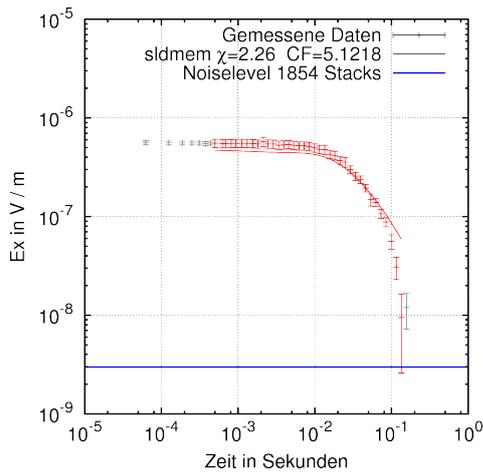


Abbildung G.3: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1500 m Rx -40 m; Datensatznr. 33 (Tab. B.1)

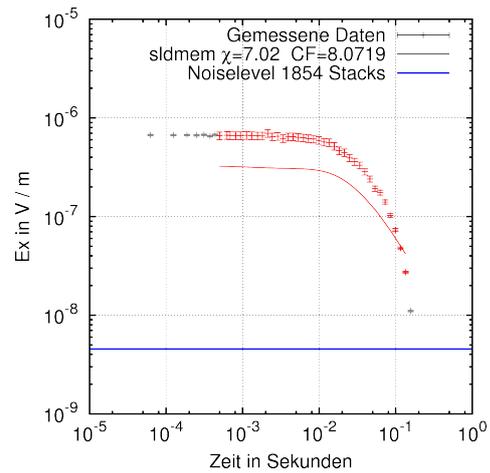


Abbildung G.4: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1500 m Rx -75 m; Datensatznr. 34 (Tab. B.1)

TX senkrecht Küste - Ex InLine - Offshore

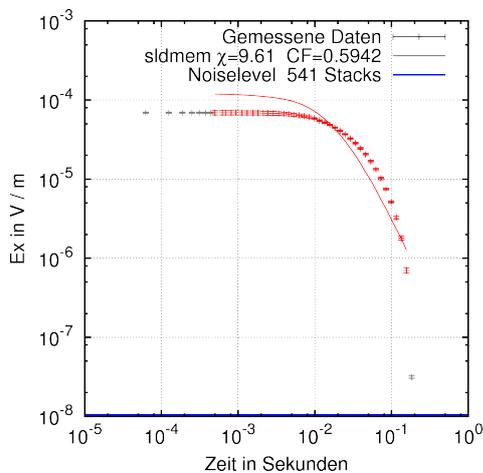


Abbildung G.5: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx 1100 m; Datensatznr. 10 (Tab. B.1)

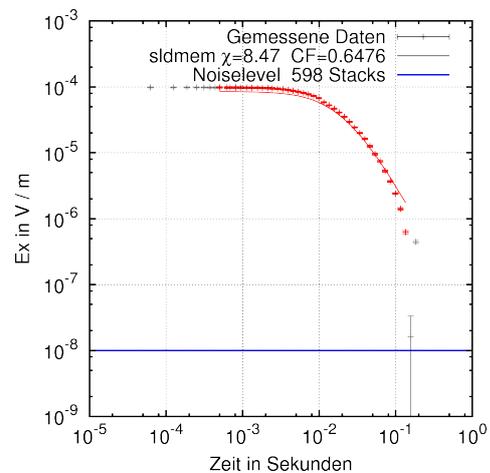


Abbildung G.6: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1500 m Rx 1100 m; Datensatznr. 32 (Tab. B.1)

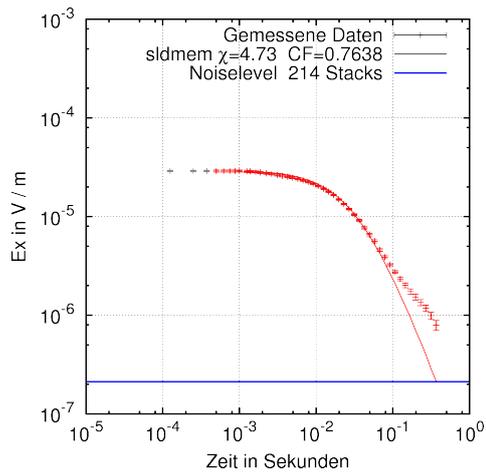


Abbildung G.7: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 3250 m Rx 2850 m; Datensatznr. 47 (Tab. B.1)

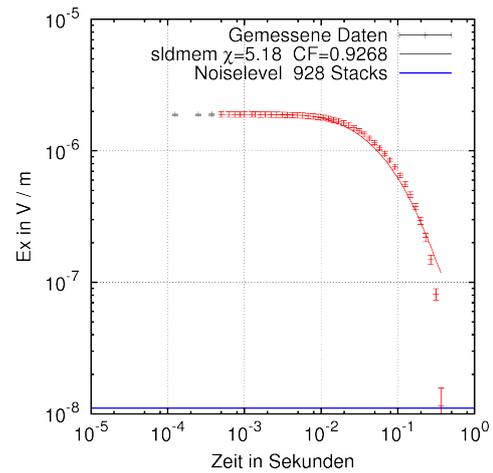


Abbildung G.9: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 3250 m Rx 2050 m; Datensatznr. 49 (Tab. B.1)

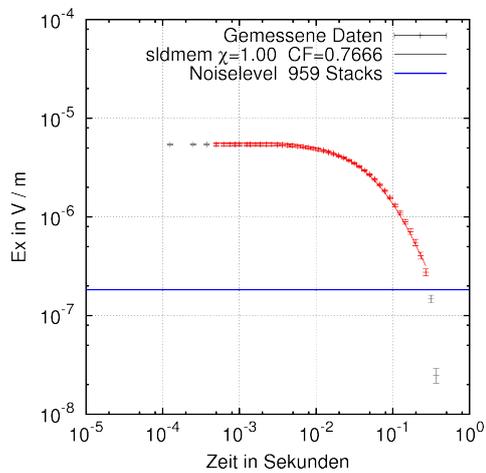


Abbildung G.8: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 3250 m Rx 2450 m; Datensatznr. 48 (Tab. B.1)

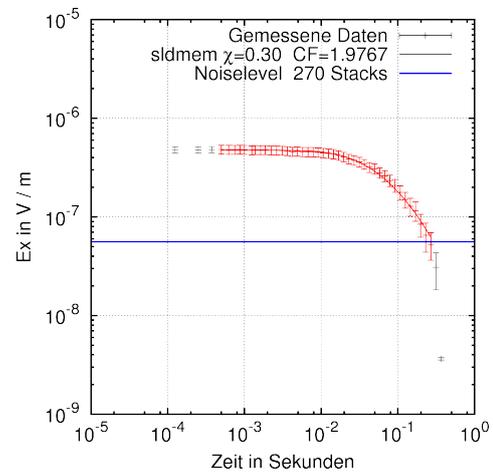


Abbildung G.10: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 3250 m Rx 1650 m; Datensatznr. 50 (Tab. B.1)

TX senkrecht Küste - Hy InLine - Offshore

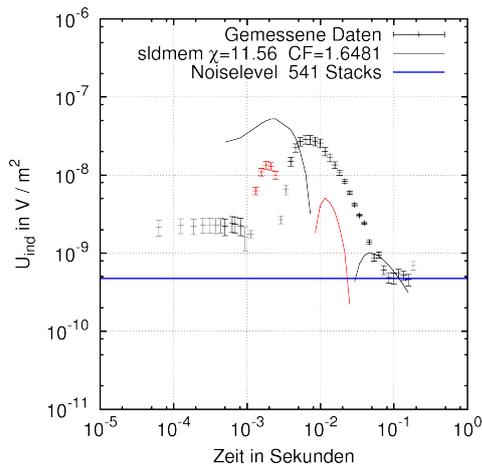


Abbildung G.11: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx 1100 m; Datensatznr. 16 (Tab. B.1)

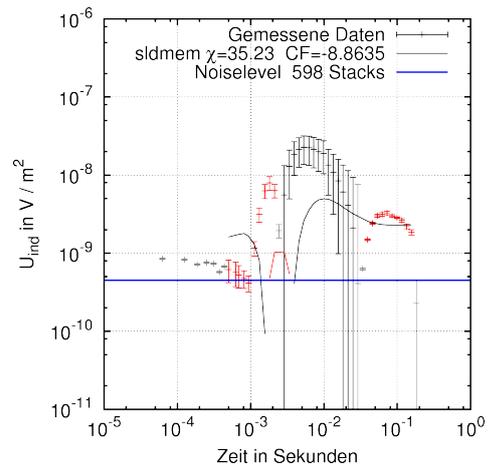


Abbildung G.12: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1500 m Rx 1100 m; Datensatznr. 38 (Tab. B.1)

TX senkrecht Küste - Hz InLine - Onshore

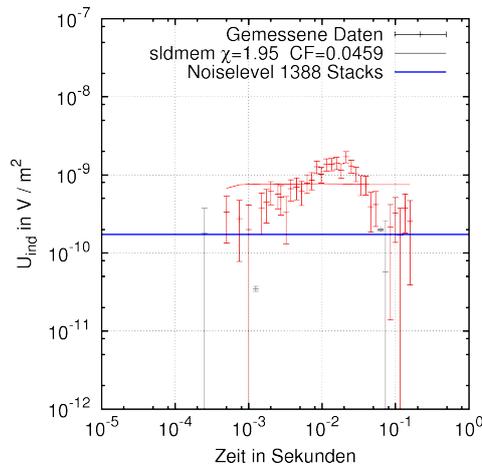


Abbildung G.13: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx -75 m; Datensatznr. 14 (Tab. B.1); Fehler $SLDMem3t$

TX senkrecht Küste - Hz InLine - Offshore

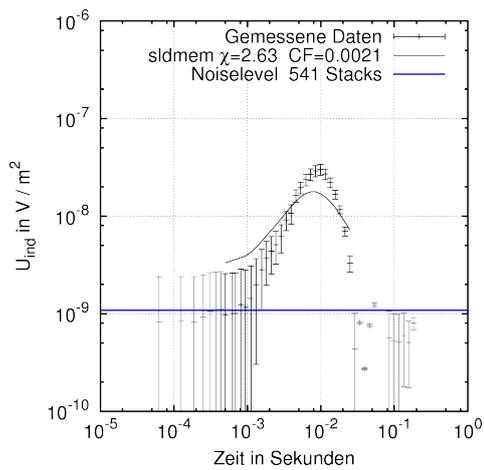


Abbildung G.14: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 700 m Rx 1100 m; Datensatznr. 13 (Tab. B.1)

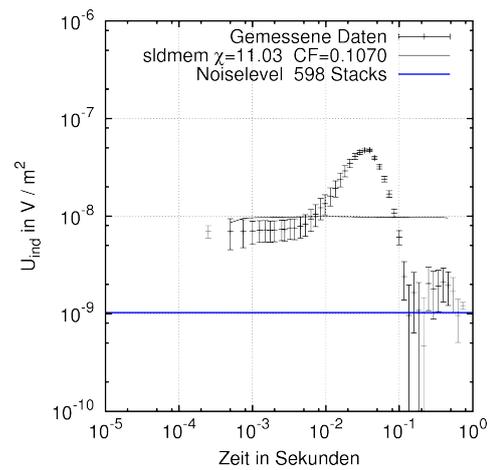


Abbildung G.15: 2D-Datenanpassung des Modells F aus Tab. 9.2; Tx 1500 m Rx 1100 m; Datensatznr. 35 (Tab. B.1); Fehler $SLDMem3t$

Danksagung

Mein Dank geht an ...

... Prof. Bülent Tezkan für die Betreuung dieser Arbeit.

... den zweiten Gutachter Prof. Andreas Hördt.

... Carsten Scholl für das (MAR)ine (T)em (IN)version Programm.

... die Teams der zwei Messungen in Israel ohne deren Hilfe die Daten nie zustande gekommen wären: Rainer Bergers, Amir Haroon, Lukas Mollidor, Michael von Papen, Jan Wittke und Pritam Yogeshwar, sowie an die Besatzungen der "Mediterranean Explorer" und der "Etziona" und natürlich an Mark Goldman und Eldad Levi vom GII.

... die Korrekturleser Juliane Adrian, Amir Haroon, Michael von Papen, Marc Seidel und Jan Wittke.

... meinen Bürokollegen Rudi Eröss.

... die "Ageos" und "Eties" des Instituts für die (fachlichen) Diskussionen und Anregungen mit/ohne Feierabendbier, für tolle Messungen im In- und Ausland und für die guten und schlechten Zeiten in den letzten 13 Jahren am Institut.

... meine Eltern und Eva Keller.

Erklärung

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. Dr. Bülent Tezkan betreut worden.

Teilpublikationen:

- Lippert, K., Tezkan, B., Bergers, R., Gurk, M., v. Papen, M., Yogeshwar, P. (2009): *Erkundung eines Aquifers unter dem Mittelmeer vor der israelischen Küste mit LOTEM*. Dt. Geophysikal. Gesellschaft, Protokoll über das 23. Schmucker-Weidelt Kolloquium für Elektromagnetische Tiefenforschung.
- Lippert, K., Tezkan, B., Bergers, R., Goldman, M. (2011): *Detektion eines Aquifers unter dem Mittelmeer mit Long Offset Transient Elektromagnetik (LOTEM)*. Dt. Geophysikal. Gesellschaft, Protokoll über das 24. Schmucker-Weidelt Kolloquium für Elektromagnetische Tiefenforschung.
- Tezkan, B., Lippert, K., Bergers, R., Goldman, M. (2012): *On the exploration of a marine aquifer offshore Israel by long offset transient electromagnetic: A 2D conductivity model*. Extended abstract, 21th Electromagnetic Induction Workshops of the IAGA Working Group 1.2 (International Association of Geomagnetism and Aeronomy, Working Group on Electromagnetic Induction in the Earth).

Ich versichere, dass ich alle Angaben wahrheitsgemäß nach bestem Wissen und Gewissen gemacht habe und verpflichte mich, jedmögliche, die obigen Angaben betreffenden Veränderungen, dem Dekanat unverzüglich mitzuteilen.

Datum

Unterschrift