

---

# Elektromagnetik an Vulkanen

Die Anwendung der  
Long-Offset Transient Electromagnetics (LOTEM)–Methode  
an den Vulkanen  
Vesuv (Italien)  
und  
Merapi (Java, Indonesien)

---

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

VORGELEGT VON  
MARTIN MÜLLER

KÖLN 2000

Berichterstatter:

Prof. Dr. F.M. Neubauer

Prof. Dr. B. Tezkan

Tag der mündlichen Prüfung: 1. Dezember 1999

FÜR NEPOMUK



*Was sehr seltsam ist, bleibt selten lange unerklärt. Das Unerklärliche ist  
gewöhnlich nicht mehr seltsam und ist es vielleicht nie gewesen.*

Georg Christoph Lichtenberg, Schriftsteller und früher deutscher Vulkanologe



---

# Inhaltsverzeichnis

---

<b>Zusammenfassung</b>	<b>v</b>
<b>Abstract</b>	<b>vii</b>
<b>Sari</b>	<b>ix</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Grundlagen und Vorüberlegungen</b>	<b>5</b>
2.1 Vulkanologie . . . . .	6
2.1.1 Tektonik und Entstehung von Vulkanen . . . . .	7
2.1.2 Vulkanaufbau und Ausbruchsmechanismen . . . . .	8
2.2 Geowissenschaftliche Methoden an Vulkanen . . . . .	11
2.3 Leitfähigkeitsmechanismen und Gesteinseigenschaften . . . . .	13
2.4 Elektromagnetische Methoden an Vulkanen . . . . .	15
2.4.1 Aufbau und Leitfähigkeitsmodelle . . . . .	15
2.4.2 Aktivitätsüberwachung (Monitoring) von Vulkanen . . . . .	16
2.5 Die LOTEM-Methode . . . . .	18

2.6	Vorausgehende Modellrechnungen . . . . .	19
2.6.1	4D-Modelle . . . . .	19
2.6.2	Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	23
<b>3</b>	<b>Die LOTEM-Messungen am Vesuv 1997</b>	<b>25</b>
3.1	Entstehung und Tektonik . . . . .	26
3.2	Der Aufbau des Vesuvs . . . . .	28
3.2.1	Bisherige elektromagnetische Untersuchungen . . . . .	29
3.2.1.1	Geoelektrische Messungen . . . . .	29
3.2.1.2	Magnetotellurische Messungen . . . . .	30
3.2.1.3	Eigenpotential-Messungen . . . . .	31
3.3	Planung der Vesuv-Messung . . . . .	31
3.3.1	Variation des Offsets und der Tiefe der Kammer . . . . .	32
3.3.2	Signalstärke . . . . .	33
3.4	Die LOTEM-Messungen 1997 . . . . .	35
3.5	Das Processing . . . . .	38
3.6	Besonderheiten bei der Auswertung . . . . .	42
3.6.1	Schiefwinkligkeit . . . . .	43
3.6.1.1	Schräger Sender . . . . .	43
3.6.1.2	Gedrehter Empfänger (elektrisches Feld) . . . . .	43
3.6.1.3	Windschiefer Empfänger (Magnetfeld) . . . . .	46
3.6.1.4	Schräger Empfänger (elektrisches Feld) . . . . .	46
3.7	Modellierung . . . . .	47
3.7.1	1D-Single-Inversion . . . . .	47
3.7.2	RMT-Daten . . . . .	49
3.7.3	1D-Joint-Inversion (LOTEM $\dot{H}_z$ und $E_x$ ) . . . . .	51
3.7.4	3D-Modellrechnungen . . . . .	53
3.7.5	3D-Modelle inklusive Topographie . . . . .	54



3.8	Diskussion . . . . .	56
<b>4</b>	<b>Die LOTEM–Messungen am Merapi 1998</b>	<b>61</b>
4.1	Geologie und Tektonik . . . . .	62
4.2	Bisherige Ergebnisse der Geophysik . . . . .	64
4.3	Die LOTEM–Messungen 1998 . . . . .	66
4.4	Prozessing . . . . .	70
4.5	Besonderheiten bei der Auswertung . . . . .	71
4.5.1	Windschiefer Empfänger (Magnetfeld) . . . . .	71
4.5.2	Signalverarbeitung, Systemantworten . . . . .	73
4.6	Modellierung . . . . .	74
4.6.1	1D–Single–Inversion . . . . .	74
4.6.2	1D–Joint–Inversion (zwei LOTEM–Komponenten) . . . . .	77
4.6.3	1D–Joint–Inversion (LOTEM–und MT) . . . . .	78
4.6.4	3D und Topographie . . . . .	80
4.6.4.1	Effekt des Berges/regionale Topographie . . . . .	80
4.6.4.2	Lokale Topographie/Vorzeichenwechsel in $\dot{H}_z$ . . . . .	85
4.7	Diskussion . . . . .	89
<b>5</b>	<b>Vergleiche und Schlußfolgerungen</b>	<b>93</b>
5.1	Sind Vulkane aus elektromagnetischer Sicht eindimensional? — Ein Vergleich der LOTEM–Messungen an Vesuv und Merapi . . . . .	93
5.2	Einordnung der LOTEM–Ergebnisse . . . . .	95
5.3	Vergleich der elektromagnetischen Methoden bei ihrer Anwendung an Vulkanen . . . . .	96
5.3.1	Zusammenfassung . . . . .	98
5.4	Ausblick . . . . .	99
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>101</b>
	<b>A Abkürzungen</b>	<b>117</b>

<b>B</b>	<b>Koordinaten der LOTEM–Stationen am Vesuv</b>	<b>118</b>
<b>C</b>	<b>Koordinaten der LOTEM–Stationen am Merapi</b>	<b>120</b>
<b>D</b>	<b>LOTEM– und RMT–Daten der Vesuv–Messung</b>	<b>126</b>
<b>E</b>	<b>LOTEM–Daten der Merapi–Messung</b>	<b>139</b>
<b>F</b>	<b>1D–Inversionsergebnisse der Vesuv–Messung</b>	<b>151</b>
<b>G</b>	<b>1D–Inversionsergebnisse der Merapi–Messung</b>	<b>164</b>
<b>H</b>	<b>Topographie in 3D–Modellen</b>	<b>183</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>189</b>
	<b>Versicherung</b>	<b>191</b>

---

# Zusammenfassung

---

Diese Arbeit stellt die Ergebnisse der ersten Long-Offset transient electromagnetics (LOTEM)-Messungen an aktiven Vulkanen vor. Die LOTEM-Messungen am Vesuv 1997 waren zunächst als Testmessungen geplant, die Ergebnisse gehen aber weit über die Erwartungen hinaus. Es konnte nicht nur eine große Anzahl der Daten mit Modellen ausgewertet werden, sondern es wurden auch erstmalig topographische Effekte in LOTEM-Daten nachgewiesen.

Die am Vesuv gemachten Erfahrungen haben wesentlich zu dem Erfolg der Messungen am Merapi beigetragen. Elektromagnetische Messungen an Vulkanen stellen besondere Herausforderungen an Material, Software und Auswertetechniken. Logistische Besonderheiten von LOTEM-Messungen an Vulkanen ergeben sich vor allem aus der Beschaffenheit der vulkanischen Gesteine und der Topographie. Die porösen trockenen Oberflächengesteine bedingen einen aufwendigen Aufbau der Sender. Aufgrund der Topographie sind große Bereiche nicht mit Fahrzeugen erreichbar. Solche Gebiete können inzwischen dank der für die Merapi-Messung neu angeschafften leichteren Magnetfeldsensoren untersucht werden.

Insgesamt wurden am Vesuv 23 LOTEM-Stationen auf einem kreisförmigen Profil von 8 km Länge um den Gipfelbereich herum aufgebaut. Am Merapi wurden 41 LOTEM-Stationen auf einem 15 km langen Nord-Süd-Profil und einem 10 km langen West-Ost-Profil aufgebaut. Bei beiden Messkampagnen konnten die Vulkane tomographisch durchstrahlt werden. Die Qualität der LOTEM-Daten ist gut (Vesuv) bis sehr gut (Merapi) und es werden Eindringtiefen von 2-3 km erreicht. Die Kombination mit passiven Tiefensondierungsverfahren erlaubt darüber hinaus die Modellerstellung für größere Tiefen.

Am Vesuv zeigen die Daten auf den ersten Blick keine, am Merapi vor allem die Magnetfelddaten offensichtliche 3D-Effekte. Somit sind Vulkane vom ersten Eindruck her elektromagnetisch eindimensional. Als erster Ansatz ist deshalb die 1D-Inversion von LOTEM-Daten gerechtfertigt, um einen Überblick über die Widerstandsverteilung zu geben. Für detailliertere Modelle wird die Integration der Topographie in die Modelle nötig. Dabei reicht für regionale Modelle die Genauigkeit topographischer Karten aus. Zur Modellierung lokaler Effekte werden detailliertere digitale Höhenmodelle benötigt. Die Topographie macht sich in mehreren Teilaspekten bemerkbar: So wird z.B. In windschiefen Magnetfeldempfängern nicht nur eine einzelne, sondern eine Kombination der drei kartesischen Komponenten aufgezeichnet. Durch den Vergleich der Normalkomponente mit den kartesischen Komponenten wird dieser Effekt am Merapi zum ersten Mal nachgewiesen. Weiterhin verzerrt das Nichtberücksichtigen der Topographie die Ergebnisse der 1D-Interpretation.

Das herausragendste Ergebnis beider Messkampagnen ist, daß die Existenz eines ausgedehnten Leiters in ca. 1–2 km Tiefe mit Widerständen von 10  $\Omega m$  (Merapi) bis 40  $\Omega m$  (Vesuv) gezeigt wurde. Als Ursache kommen saline Fluide in Frage. Am Vesuv sind diese Fluide möglicherweise maritimen Ursprungs und wohl durch Klüfte eingedrungen. Am Merapi handelt es sich wahrscheinlich um Regenwasser. Partielle Schmelzen sind als Ursache weniger wahrscheinlich, sie tragen nur im Gipfelbereich des Merapi möglicherweise zur erhöhten Leitfähigkeit bei. Die Wasserverteilung und –menge an Vulkanen kann mittels der LOTEM-Methode erheblich genauer als mit den klassischen vulkanologischen Verfahren bestimmt werden. Die Kenntnisse über die Wasserverteilung an Vulkanen verbessern die Risikoabschätzung und erleichtern die Vorhersage des dynamischen Verhaltens.

Weiterführende Messungen sollen Details der Leitfähigkeitsstruktur klären. Die Unterscheidung von fluidinduzierten und magmainduzierten Anomalien im Gipfelbereich des Merapi hilft, die Dynamik des Vulkans besser zu verstehen und die Vorhersage zu verbessern. Am Vesuv können weitere Messungen dazu beitragen, die Herkunft der Fluide und das Fluidvolumen genauer einzuschätzen.

---

## Abstract

---

This work presents the results of the first Long–Offset transient electromagnetics (LOTEM) surveys on active volcanoes. The LOTEM survey at Vesuvius 1997 was planned as preliminary test survey, but the results were much better than expected: Most of the data could be explained well by models. Also topographic effects were shown for the first time in LOTEM data.

The experiences from the Vesuvius LOTEM survey were vital for the success of the survey at Merapi volcano. Applying electromagnetic methods on volcanoes requires special adaptation of hardware, software and processing. The character of volcanic rocks and the topography impose particular challenges to logistics which are encountered in volcanic areas. The porous dry rocks at the surface demand a careful and costly setup of the transmitter. Because of the topography, many areas cannot be accessed by car. New, lighter magnetic sensors purchased for the Merapi survey enable us now to record data in such areas, too.

At Vesuvius 23 LOTEM receivers were built on a circular profile with a length of 8 km around the crater. At Merapi 41 LOTEM receiver were built on a 15 km north–south profile and a 10 km east–west profile. In both surveys a tomography of the volcano was performed. The data quality ranges from good (Vesuvius) to very good (Merapi) with penetration depths of 2–3 km. Additionally the combination of the LOTEM data with magnetotellurics allows the modeling of greater depths.

The Vesuvius data show no prominent 3D effects, at Merapi mainly the magnetic field data show 3D effects. At a first glance, volcanoes seem to be fairly onedimensional. As an approach the 1D inversion of the LOTEM data is justifiable as a tool to give a first insight into the resistivity structure. More detailed models require that topography

is included. The accuracy of topographic maps is sufficient for regional models only. Modeling small scale local effects requires high accuracy digital elevation data. The topography shows several effects in LOTEM data: Warped magnetic sensors for example register a combination of the cartesian field components not a single one. In the Merapi data, this effect could be shown for the first time by parallel registration of cartesian and normal component of the magnetic field. A further effect of the topography is the distortion of the results of a 1D inversion.

The most important result of both surveys is the revelation of the existance of an extensive conductive layer in a depth of 1–2 km. The resistivity of this layer ranges from 10  $\Omega m$  (Merapi) to 40  $\Omega m$  (Vesuvius). The reason for the resistivity decrease are most likely saline fluids. At Vesuvius, these fluids probably have maritim origin and intruded through cracks from the mediterranean sea. At Merapi, meteoric water is more likely. Partial melts are more unlikely, only in the Merapi summit area they could be the cause of the low resistivities. The LOTEM method can contribute to a more precise image of the water distribution at volcanoes as the classical volcanological methods. This knowledge can be used to improve the risk estimation and facilitate the predictions of the dynamic behaviour.

Further surveys should give insight into details of the resistivity structure. The distinction of fluid induced and melt induced anomalies in the summit area of Merapi can help to understand the dynamics of the volcano and to improve the eruption forecast quality. At Vesuvius, further surveys can help to determine the origin and total volume of the fluids more accurately.

---

## Sari

---

Untuk yang pertamakalinya, diaplikasikan metode LOTEM (Long-Offset transient electromagnetics) di daerah gunungapi aktif. Pengukuran LOTEM tahun 1997 di G. Visuvius sebenarnya direncanakan sebagai penjajagan, tetapi ternyata hasilnya lebih dari yang diharapkan. Sebagian besar data dapat dijelaskan secara memuaskan dengan pemodelan yang untuk pertamakalinya pula mengakomodasi pengaruh topografi.

Pengalaman yang diperoleh selama pengukuran LOTEM di G. Visuvius merupakan modal dan masukan yang sangat berharga pada keberhasilan pengukuran LOTEM selanjutnya di G. Merapi. Secara umum, pengukuran elektromagnetik di daerah gunungapi menuntut persiapan prima tentang perangkat keras, lunak dan proses pengolahan data. Topografi dan karakteristik batuan di daerah gunungapi merupakan dua faktor penting yang harus selalu dipertimbangkan secara serius dalam mempersiapkan logistiknya. Pembangunan Pemancar harus dilakukan secara hati-hati, seringkali memakan biaya besar karena tanah permukaan di daerah gunungapi umumnya sangat resistif. Beberapa lokasi pengukuran sulit dijangkau mobil akibat kompleksnya topografi sehingga untuk pengukuran di Merapi dipandang perlu membeli sensor antena magnetik yang lebih ringan.

Di Visuvius, pengukuran dilakukan di 23 stasiun penerima yang dibangun membentuk lingkaran mengitari kawah sepanjang 8 km, sementara di Merapi pengukuran dilakukan di 41 stasiun penerima di sepanjang 15 km profil Utara-Selatan, dan 10 km profil Timur-Barat, keduanya dilakukan secara tomografi (pencitraan). Kualitas data yang dihasilkan adalah dalam katagori baik untuk Visuvius dan sangat baik untuk Merapi. Kedalaman penetrasi berkisar dari 2 km sampai 3 km, dan dengan penggabungan dengan data magnetotellurik dapat dicapai kedalaman yang lebih besar lagi.

Data di G. Visuvius menunjukkan bahwa tidak ada pengaruh tiga-dimensi (3-D) yang menonjol, sementara di Merapi, pengaruh 3-D hanya tampak pada data medan magnetik. Sekilas, gunungapi tampaknya berstruktur satu-dimensi, sehingga pendekatan inversi LOTEM 1-D dipandang cukup memadai untuk menginterpretasi struktur resistivitasnya. Untuk hasil yang lebih akurat, pengaruh topografi harus diakomodasikan pada pemodelannya, namun karena pemodelan pengaruh lokal memerlukan ketelitian yang sangat tinggi pada data elevasi, maka pengaruh topografi hanya diakomodasikan pada pemodelan regional. Miringnya sensor medan magnetik lebih merepresentasikan gabungan komponen magnetik dalam koordinat kartesian. Untuk data Merapi, pengaruh topografi dapat ditunjukkan oleh perbedaan medan magnetik antara yang dipasang secara kartesian dan tegak lurus bidang miring (normal).

Hasil terpenting pada kedua pengukuran baik di Visuvius maupun di Merapi adalah ditemukannya lapisan konduktif dengan resistivitas antara  $10 \Omega m$  untuk Merapi sampai  $40 \Omega m$  untuk Visuvius pada kedalaman antara 1 – 2 km. Penyebab anomali ini kemungkinan besar adalah fluida salin. Untuk kasus Visuvius, fluida ini kemungkinan merupakan hasil intrusi air laut melalui rekahan berasal dari laut Mediteranian. Untuk kasus Merapi, fluida lebih mungkin berasal dari air hujan. Anomali resistivitas rendah bisa juga diasosiasikan dengan lelehan magma terutama di daerah dekat puncak. Metode LOTEM ternyata sangat efektif untuk memetakan distribusi air (fluida) di daerah gunungapi sehingga dapat dimanfaatkan untuk memantau perilaku dinamisnya yang tentu saja sangat penting pada proses mitigasi bahaya erupsi gunungapi.

Penelitian lanjutan hendaknya dilakukan untuk mendapatkan struktur resistivitas secara lebih detail. Untuk Merapi, perlu penelitian untuk membedakan anomali resistivitas yang disebabkan oleh fluida dan magma. Pada kasus Visuvius, diperlukan pengukuran lanjutan untuk menentukan sumber dan mengestimasi volume total dari fluida anomali.



---

## Einleitung

---

*The cause of this universal fog is not yet ascertained. Whether it was adventitious to this earth, and merely a smoke, proceeding from the consumption by fire . . . . or whether it was the vast quantity of smoke, long continuing, to issue during the summer from Hecla<sup>1</sup> in Iceland, and that other volcano which arose out of the sea near that island, which smoke might be spread by various winds, over the northern part of the world, is yet uncertain.*

Benjamin Franklin, 1784

Vulkane spielten und spielen eine wichtige Rolle bei der Evolution unseres Planeten. Die festen Eruptionsprodukte liefern einen Beitrag zum Aufbau der Erdkruste; die gasförmigen Produkte waren vermutlich die Ausgangsprodukte bei der Entstehung der Atmosphäre [Press und Siever, 1995]. Auch auf anderen Körpern im Sonnensystem, wie Venus oder Mars [Hartmann et al., 1999] kann man rezente und auf Io sogar aktiven [Morabito et al., 1979] Vulkanismus beobachten. Den starken Einfluß von Vulkanausbrüchen auf die Atmosphäre kann man heute noch miterleben, z.B. in den Jahren nach den Ausbrüchen des Pinatubo 1991 oder des El Chichon 1982: Die sehr intensiven Sonnenuntergänge, die selbst in Deutschland noch beobachtet wurden, waren eine Folge der Verunreinigung der Atmosphäre mit vulkanischen Aerosolen, vor allem Schwefeldioxyd [Rampino und Self, 1988]. So beeinflusste der Ausbruch des Tambora 1815 (Indonesien) das globale Klima dermaßen, daß es zu Mißernten in Europa kam, das sogenannte „Jahr

---

<sup>1</sup>In der Tat war wohl der Ausbruch des Laki oder Grímsvötn 1783 gemeint.

ohne Sommer“ [Stothers, 1984; Stommel und Stommel, 1988]. Auch ein Einfluß auf die Ozonschicht wird für wahrscheinlich gehalten [Angell, 1997].

Manche Ausbrüche ziehen dagegen „nur“ lokal dramatische Folgen nach sich, für die Betroffenen ein schwacher Trost. Die folgenreichsten Ausbrüche der vergangenen Jahre waren der Ausbruch des Nevado del Ruiz (Kolumbien, 1985) mit 25000 Todesopfern und der Ausbruch einer Wolke aus Kohlendioxid des Vulkans Nyos (Kamerun, 1986), der 1700 Todesopfer forderte [Francis, 1993; Simkin und Siebert, 1995].

Weil immer mehr Menschen in vulkanisch gefährdeten Gebieten leben, wurde zu Beginn der Neunziger Jahre das „Decade Volcano“-Projekt der IAVCEI (International Association of Volcanology and Earths Interior) ins Leben gerufen [Newhall, 1996]. Auch die Versicherungswirtschaft hat den Nutzen intensiver Forschung erkannt und beschäftigt sich mit Vulkanismus [Buholzer, 1992]. Hauptziele des „Decade Volcano“-Projektes sind die Risikominderung an 15 ausgesuchten Vulkanen (sog. Laborvulkanen), die Erforschung vulkanischer Aktivität, die Verbesserung von vorhandenen und die Entwicklung von neuen Vorhersagemethoden [Newhall und Punongbayan, 1996].

Bei der Überwachung von Vulkanen und der Vorhersage von Ausbrüchen werden die Informationen mit Hilfe einer Vielzahl von Methoden gesammelt und gemeinsam ausgewertet. Die klassischen Methoden der Vulkanforschung sind dabei die Seismologie, Temperaturmessungen, Verformungsmessungen und Gasanalysen. Die mittels einer einzelnen Methode gewonnenen Daten reichen i.a. für gute Prognosen nicht aus. In den letzten Jahren werden durch den großen Fortschritt bei den Auswerteverfahren und Meßgeräten deshalb verstärkt auch zusätzliche Verfahren eingesetzt, um die Datenbasis zu verbreitern [McGuire et al., 1995; Scarpa und Tilling, 1996].

Einer neuer Ansatz ist die Erkundung und Überwachung von Vulkanen mit elektromagnetischen Methoden. Durch Messung von elektrischen und magnetischen Feldern an der Erdoberfläche wird ein Abbild der elektrischen Widerstandsverteilung im Erdinneren gewonnen. Widerstände korrelieren mit unterschiedlichen Gesteinstypen und Gesteinszuständen: Heißes, flüssiges Gestein hat einen niedrigen; kaltes, festes Gestein dagegen einen hohen elektrischen Widerstand [Keller, 1982]. Dieser Kontrast zwischen gut leitendem Magma und schlecht leitendem Umgebungsgestein kann genutzt werden, um Tiefe und Ausdehnung eines Magmareservoirs (Magmakammer) festzustellen. Diese Informationen liefern Basisdaten für die Gefährdungseinschätzung und Aktualisierung der Beobachtungen. Modellrechnungen und Experimente haben gezeigt, unter welchen Bedingungen auch die Beobachtung von Veränderungen im Vulkaninneren mit Elektromagnetik möglich sind [Lénat, 1995].

Die Ursachen für die seltene Anwendung elektromagnetischer Methoden sind unterschiedlicher Natur, zum einen fehlende Modellrechnungen und damit verbundene Interpretationsprobleme, zum anderen Geräteausfälle (z.B. Jackson et al. [1985]). Die

Möglichkeiten und das Potential elektromagnetischer Methoden wird als sehr groß eingeschätzt [Halbwachs, 1983; Lénat, 1995]. Der große Bedarf an elektromagnetischen Messungen an Vulkanen manifestiert sich in der Einrichtung des 2-jährlichen IAVCEI Workshops „Electric, magnetic and electromagnetic methods in seismology and volcanology“.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird zum ersten Mal der Einsatz der long-offset transient electromagnetics (LOTEM)–Methode an aktiven Vulkanen vorgestellt. Die LOTEM–Methode ist eine aktive elektromagnetische Methode für Explorationstiefen von bis zu mehreren Kilometern [Strack, 1992]. Die Theorie der transienten Elektromagnetik wurde vor allem in der damaligen Sowjetunion entwickelt [Vanyan, 1967]. Die Weiterentwicklung zur LOTEM–Methode fand ab Mitte der 80er Jahre in Köln statt [Strack, 1985]. Schwerpunkt der Arbeiten war zu Beginn die Exploration von Kohlenwasserstoffen [Strack, 1985; Strack et al., 1989; 1991; Strack, 1992; Engels, 1992; Hördt und Seara, 1992], später auch die Untersuchung von Krustenstrukturen [de Beer et al., 1991; Sylvester, 1997; Thern, 1996].

In der Arbeit von Hördt [1992] wird der Einfluß dreidimensionaler Widerstandsverteilungen auf die LOTEM–Daten untersucht. Im Gegensatz zur Magnetotellurik [Wannamaker et al., 1986] und Geoelektrik [Fox et al., 1980; Holcombe und Jiracek, 1984; Fischer, 1989] sind topographische Effekte in LOTEM–Daten bisher nicht untersucht worden.

Das Ziel dieser Arbeit ist die Erkundung von Vulkanen durch die Anwendung von elektromagnetischen Methoden, insbesondere der LOTEM–Methode, mit folgenden Schwerpunkten:

- die Evaluation der Machbarkeit von LOTEM–Messungen an Vulkanen zur Erkundung der Struktur und der Überwachung von zeitlichen Veränderungen (Monitoring),
- die Durchführung von LOTEM–Messungen an den Vulkanen Vesuv (Italien) und Merapi (Java, Indonesien),
- die Auswertung der gewonnenen Daten und die Erstellung von Leitfähigkeitsmodellen,
- die Analyse der Besonderheiten bei der Anwendung der LOTEM–Methode und bei der Auswertung und Interpretation der Daten, v.a. die Untersuchung topographischer Effekte in LOTEM–Daten und
- die interdisziplinäre Interpretation der erhaltenen Modelle und die Einordnung in vulkanologische Zusammenhänge.

Diese Arbeit soll eine Brücke zwischen den geologisch orientierten Verfahren der Vulkanologie und den elektromagnetischen Verfahren der Geophysik schlagen. Kap. 2 stellt zunächst die Grundlagen der Vulkanologie und der LOTEM-Methode vor. Besonderer Wert wird hierbei auf den Zusammenhang der verschiedenen geowissenschaftlichen Disziplinen gelegt. Den Erörterungen über Gesteinseigenschaften, Vulkanaufbau und der Anwendung verschiedener geophysikalischer Methoden folgt eine Machbarkeitsstudie zur Anwendung der LOTEM-Methode bei dem Monitoring an Vulkanen. Dabei wird untersucht, ob und unter welchen Bedingungen die Überwachung vulkanischer Aktivität möglich ist.

Für die Anwendung der LOTEM-Methode wurden zwei Vulkane ausgesucht:

1. Der Vesuv, bei Neapel, 1997 als erster Einsatzort der LOTEM-Methode an einem aktiven Vulkan. Der Vesuv wurde ausgewählt, weil er, neben dem Kilauea auf Hawaii, einer der am besten untersuchten Vulkane ist und somit gute Vergleichsmöglichkeiten bei der Interpretation der LOTEM-Daten erwartet wurden.
2. Indonesien ist die Region, die weltweit am meisten Opfer durch Vulkanausbrüche zu verzeichnen hat [*Simkin und Siebert, 1995*]. Der Merapi war deshalb das Ziel einer weiteren LOTEM-Messung 1998. Wie der Vesuv ist der Merapi, auf der Insel Java, einer der fünfzehn IAVCEI Dekadenvulkane. Der Merapi ist Thema eines DFG-Schwerpunktprogramms und Ziel einer interdisziplinär angelegten Untersuchung.

Den Schwerpunkt dieser Arbeit bilden die Kap. 3 und 4. Dort wird zunächst jeweils die Geologie der beiden untersuchten Gebiete vorgestellt und das bisherige geophysikalische Wissen über Vesuv und Merapi zusammengefaßt. Danach werden die Meßkampagnen vorgestellt. Die Modellierung und die Interpretation der Daten bilden dann jeweils den Schwerpunkt der beiden Teile. Die ausgeprägte Topographie ist die Hauptursache der speziellen Schwierigkeiten bei den LOTEM-Messungen an den Vulkanen Vesuv und Merapi. Der Analyse der Besonderheiten folgt zunächst die eindimensionale (1D) Modellierung der Meßdaten. Anhand exemplarischer Datensätze von Vesuv und Merapi wird dann der Einfluß der Topographie auf die Daten untersucht. Beide Kapitel werden mit der Diskussion der Ergebnisse abgeschlossen.

In Kap. 5 wird ein Vergleich der Ergebnisse der beiden Messungen untereinander sowie ein Vergleich der LOTEM-Messungen mit anderen geophysikalischen Messungen an Vulkanen vorgestellt. Abschließend werden die Vor- und Nachteile der verschiedenen elektromagnetischen Verfahren bei ihrer Anwendung an Vulkanen beschrieben.

---

## Grundlagen und Vorüberlegungen

---

*Eigentlich gibt es heute keine Vulkanologen mehr, es gibt heute nur noch Geologen, die an Vulkanen arbeiten, Geophysiker, die an Vulkanen arbeiten, Chemiker oder Geodäten, die an Vulkanen arbeiten. Es gibt Spezialisten, die in einem Team an Vulkanen zusammenarbeiten.*

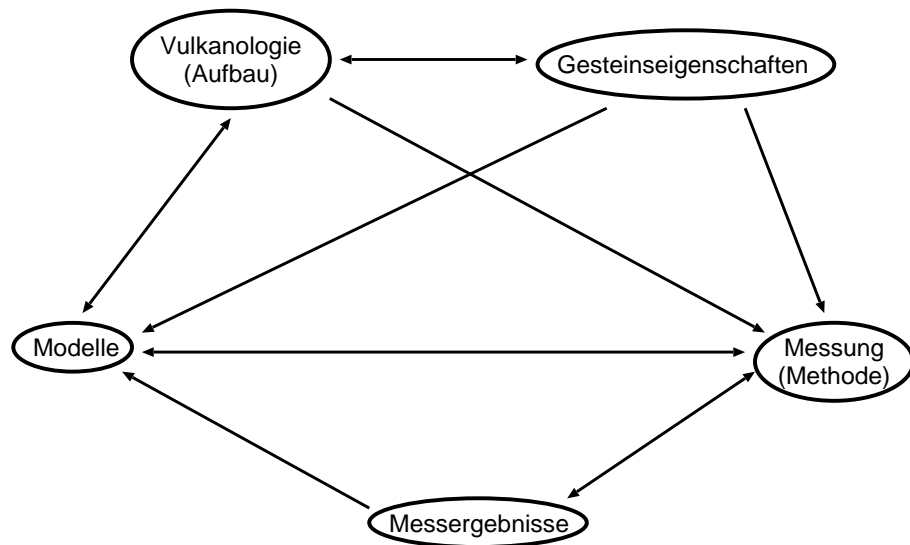
Ramon Ortíz, Leiter des CIVGV, 1996

Im weitesten Sinne umfaßt die Vulkanologie alle Wissenschaften, die sich mit Vulkanen beschäftigen [Rittmann, 1981]. Dazu gehören sowohl die Geowissenschaften in ihrer ganzen Breite als auch Wirtschafts- und Sozialwissenschaften zur Klärung volkswirtschaftlicher oder sozialer Folgen von Evakuierungsmaßnahmen oder den Folgen eines Ausbruches. So ist auch die vorliegende Arbeit als vulkanologische einzuordnen. Im weiteren Verlauf soll Vulkanologie aber die Vulkanologie im engeren Sinne, die auf Vulkane angewandte Geologie, bezeichnen, um die Unterscheidung zwischen vulkanologischer Geologie und vulkanologischer Geophysik zu vereinfachen.

Für das Verständnis der Messungen, der Erklärung der Daten mit physikalischen Modellen und der Interpretation dieser Modelle mit geologischen Strukturen und Prozessen ist ein Basiswissen aller Teilbereiche notwendig. Besonderer Wert wird deshalb in dieser Arbeit auf die Vernetzung der verschiedenen geowissenschaftlichen Disziplinen gelegt. Die Schwierigkeiten dabei sind vielfältig, eine ist sicher der Umfang jeder einzelnen Disziplin, ein anderer die Komplexität der Abhängigkeiten.

Zunächst werden in Kap. 2.1 die vulkanologischen Grundlagen erklärt. Es wird ge-

**Abbildung 2.1:**  
 Schema der Vernetzung bei der Interpretation elektromagnetischer Daten an Vulkanen (Das Schema gilt natürlich auch für andere Zielstellungen, sei es Öl- oder Gasexploration oder Flacherkundung.)



zeigt, wo Vulkane entstehen, wie sie entstehen und warum sie ausbrechen (**Vulkanologie, Aufbau**). In Kap. 2.2 schließt sich ein kurzer Exkurs über die verschiedenen geowissenschaftlichen Methoden an, die an Vulkanen zur Überwachung und Erkundung der Struktur genutzt werden. Die speziellen **Gesteinseigenschaften**, die eine Anwendung elektromagnetischer Methoden an Vulkanen möglich machen, werden in Kap. 2.3 vorgestellt. Kap. 2.4 zeigt dann einige Beispiele der Anwendung elektromagnetischer Methoden an Vulkanen und ihre Ergebnisse in Form von **Modellen** der Widerstandsverteilung an Vulkanen. Im Kap. 2.5 werden die Eigenschaften der in der vorliegenden Arbeit genutzten LOTEM-**Methode** vorgestellt und in Kap. 2.6 anhand der Modelle aus Kap. 2.4 die Eignung der LOTEM-Methode zur zeitlichen Überwachung von Vulkanen untersucht.

## 2.1 Vulkanologie

*„Deshalb entsteht ein Vulkan erst durch das Anheben der Erdkruste als Berg, dann bricht er an seiner Spitze plötzlich durch die Krateröffnung aus.“*

Professor Lidenbrock, Jules Verne „Reise zum Mittelpunkt der Erde“

Es soll hier keine Diskussion um die verschiedenen Definitionen von Vulkanen geführt werden. Nach *Rittmann* [1981] sind „Vulkane geologische Gebilde, die an der Erdoberfläche durch den Ausbruch magmatischer Stoffe entehen oder entstanden sind.“ Magmatische Stoffe müssen nicht immer heißes, geschmolzenes Gestein sein und es muß auch nicht die Erdoberfläche sein, an der die Vulkane entstehen (z.B. Schlammvulkane in Yellowstone oder Schwefelvulkane auf Io). Aus der Vielfalt vulkanischer Erscheinungsformen werden zwei Typen vorgestellt:

1. Strato- oder Schichtvulkane wie der in der vorliegenden Arbeit untersuchte Vesuv und der Merapi oder der St. Helens gehören zu den häufigsten und zu den risikoreichsten. Sie zeichnen sich durch einen relativ steilen, hohen Bau und eine Wechsellagerung effusiver und explosiver Produkte aus. 2. Schildvulkane wie der Mauna Loa gehören zu den mit am besten untersuchten Vulkanen. Sie zeichnen sich durch einen flachen, breiten Bau und überwiegend effusive Produkte aus. Es wird bewußt auf die Aufteilung in weitere Untergruppen verzichtet, wie sie z.B. von *Rittmann* [1981] oder *Francis* [1993] vorgeschlagen werden. Der Vesuv ist nach der üblichen Nomenklatur ein Somma-Vulkan. Der Unterschied zu einem Stratovulkan ist aber morphologischer Natur und nicht durch den Chemismus bestimmt. In Kap. 3 wird dieser Unterschied näher erläutert.

### 2.1.1 Tektonik und Entstehung von Vulkanen

Die Geodynamik bestimmt die Verteilung der Vulkane auf der Erde und nach neuen Erkenntnissen auch auf anderen Himmelskörpern im Sonnensystem ([*Basilevsky*, 1990] in *Bardintzeff* [1999]). 80 Prozent aller Vulkane liegen an konvergierenden Plattengrenzen — Subduktionszonen — z.B. im Zirkumpazifischen Feuerring, 15 Prozent an divergierenden Plattengrenzen, z.B. an mittelozeanischen Rücken (MOR) und nur ein geringer Teil auf den Platten [*Simkin und Siebert*, 1995]. Diese Zahlen sind vermutlich nicht ganz korrekt, so werden z.B. Unterwasservulkane an MOR, wenn sie nicht durch ihre Eruption an der Oberfläche bemerkbar sind, nicht erfaßt.

Das Aufschmelzen des Mantelmaterials wird durch verschiedene Vorgänge in Gang gesetzt [*Bardintzeff*, 1999]: 1. durch mitgeführtes Wasser in einer subduzierten Platte an Subduktionszonen, 2. durch eine regionale Wärmeanomalie (Diapir) an einer divergenten Region (MOR), 3. durch eine lokale Wärmeanomalie (Hot Spot). Durch die Tektonik verursachte Brüche und Schwächezonen dienen als Aufstiegswege der Schmelze. Wird der hydrostatische Druck des Magmas größer als die Spannung in Richtung der Vertikalen [*Bardintzeff*, 1999] des Gesteins, kann das Magma aufsteigen. Da nicht alle Minerale den gleichen Schmelzpunkt haben und Gesteine aus verschiedenen Mineralien bestehen, ist das Aufschmelzen überwiegend partiell [*Matthes*, 1990]. Tektonik, Chemismus und Vulkantypus stehen im engen Zusammenhang:

An **Subduktionszonen** taucht ozeanische unter kontinentale (aktive Kontinentalränder; z.B. Anden) oder ozeanische (Inselbögen; z.B. Philippinen) Lithosphäre ab. Bei Mischformen besteht die subduzierende<sup>1</sup> Platte aus ozeanischer und kontinentaler Kruste (Indonesien, Tyrrenisches Meer) [*Francis*, 1993]. Die ozeanischen Platten führen einen hohen Anteil Fluide mit sich und werden ab einer Tiefe von 100 km aufgeschmolzen. Durch wiederholtes partielles Aufschmelzen wird die Konzentration von  $SiO_2$  im Magma begünstigt [*Ryan*, 1990]. Im Laufe der Zeit wandeln sich die Magmen deshalb

---

<sup>1</sup>Nicht zu verwechseln mit der subduzierten Platte.

von basaltisch über andesitisch zu rhyolitisch [Francis, 1993]. Das Zusammenwirken der Fluide mit den sauren und viskosen Magmen führt zur Entstehung der Stratovulkane.

Für die Entstehung **mittelozeanischer Rücken** bietet die Plattentektonik zwei Erklärungsansätze. Beim älteren Ansatz geht man von aktiver Spreizung aus, die durch lokale oder regionale Wärmeanomalien verursacht wird (z.B. [Bardintzeff, 1999]). Das Material steigt durch seine geringere Dichte auf und bahnt seinen Weg durch die Lithosphäre, wodurch die Spreizung in Gang gesetzt wird. Passive Spreizung ist Grundthese des neueren Ansatzes. Erkalte ozeanische Kruste sinkt am Rand der Platte ab und setzt die Subduktion in Gang. Durch den Zug verdünnt sich die Platte und bricht auf [Francis, 1993]. Die plötzliche Entlastung des Mantels durch das Aufbrechen der Lithosphäre führt zu partiellem Schmelzen und dem Aufstieg primären Magmas. Dieses Magma ist basaltisch und mantelähnlich. Die geringe Viskosität des Magmas ist die Ursache für den breiten Bau der Schildvulkane.

### 2.1.2 Vulkanaufbau und Ausbruchsmechanismen

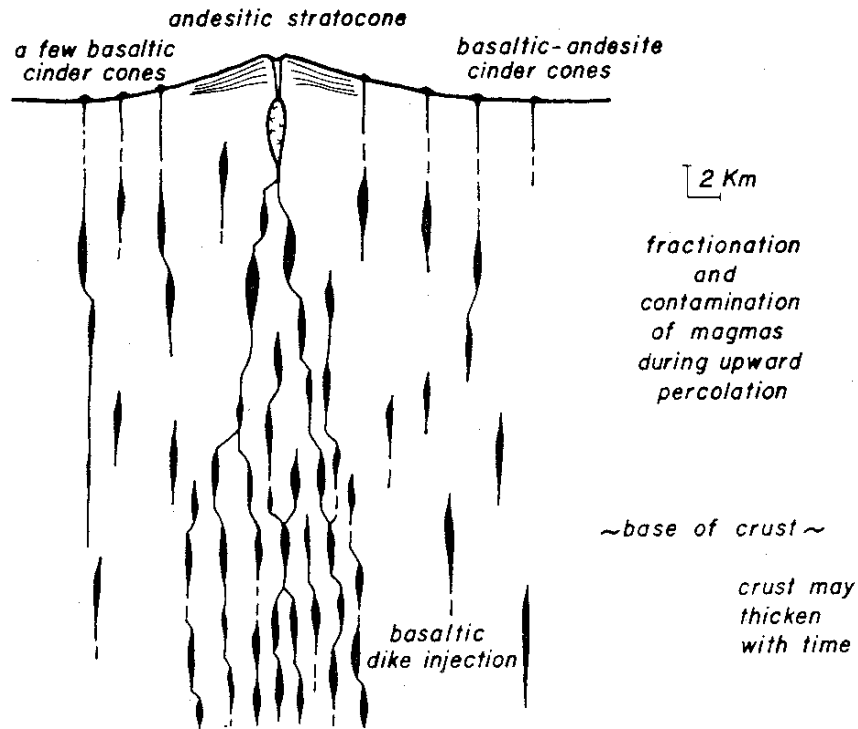
Durch Heraushebung und Erosion freigelegtes Inneres alter Vulkane erlaubt Einblicke in die Entstehung und den Aufbau von Vulkanen. Es zeigt sich, daß Vulkanschlote, die Förderkanäle des Magma, durch verzweigte Gänge und Röhren mit einem Magmareservoir in 2–10 km Tiefe verbunden sind [McBirney, 1989; Decker und Decker, 1997]. Das Volumen solcher Reservoirs kann beträchtliche Dimensionen annehmen, so wurde z.B. am Yellowstone HotSpot in einem Eruptionszyklus  $2500 \text{ km}^3$  Material ausgestoßen [Smith und Braile, 1994; Hill et al., 1985].

Die älteren Arbeiten von Coats et al. [1968]; Macdonald [1972]; Bolt et al. [1975]; McBirney [1979]; Rittmann [1981]; Schminke [1986] liefern schematische Vorstellungen über den Aufbau des Magma-Reservoirs und konzentrieren sich auf Förderprodukte und Magmatologie (Chemismus). Die Herde haben keine einfache Kugel- oder ellipsoide Form, sondern bestehen aus einem Netzwerk von Spalten- und Sillherden (z.B. Rittmann [1981], S. 251 und Abb. 2.2). Die detaillierteste Darstellung findet sich bei Hargraves [1980], wo auch Beispiele für die geophysikalische Signatur (durch Seismologie) des Magmenaufstiegs vorgestellt werden.

Bei den jüngeren Autoren [Ryan, 1990; Pallister et al., 1992; Wohletz und Heiken, 1992; Francis, 1993; Kilburn und Luongo, 1993; McGuire et al., 1995; Scarpa und Gasparini, 1996; Freundt und Rosi, 1998] wird das Bild verfeinert und Modellrechnungen zu Eruptionen und zur Entwicklung von Vulkanen durchgeführt. Damit wird erstmals eine Brücke zwischen Feldmessungen und Theorie/Laboruntersuchungen geschlagen.

Die Tektonik liefert die Grundvoraussetzungen für die Anwesenheit magmatischer Schmelzen in der oberen Kruste. Ob und wie die Schmelze an die Oberfläche gelangt,





**Abbildung 2.2:** Schematischer Schnitt durch einen andesitischen Stratovulkan (aus [Hildreth, 1981]). Man erkennt ein Netzwerk von Spaltenherden (schwarze Flächen). Die Aufsteigenden Herde verbinden sich und bilden in 2–4 km Tiefe ein Reservoir. Erklärung der Prozesse beim Aufstieg siehe Text.

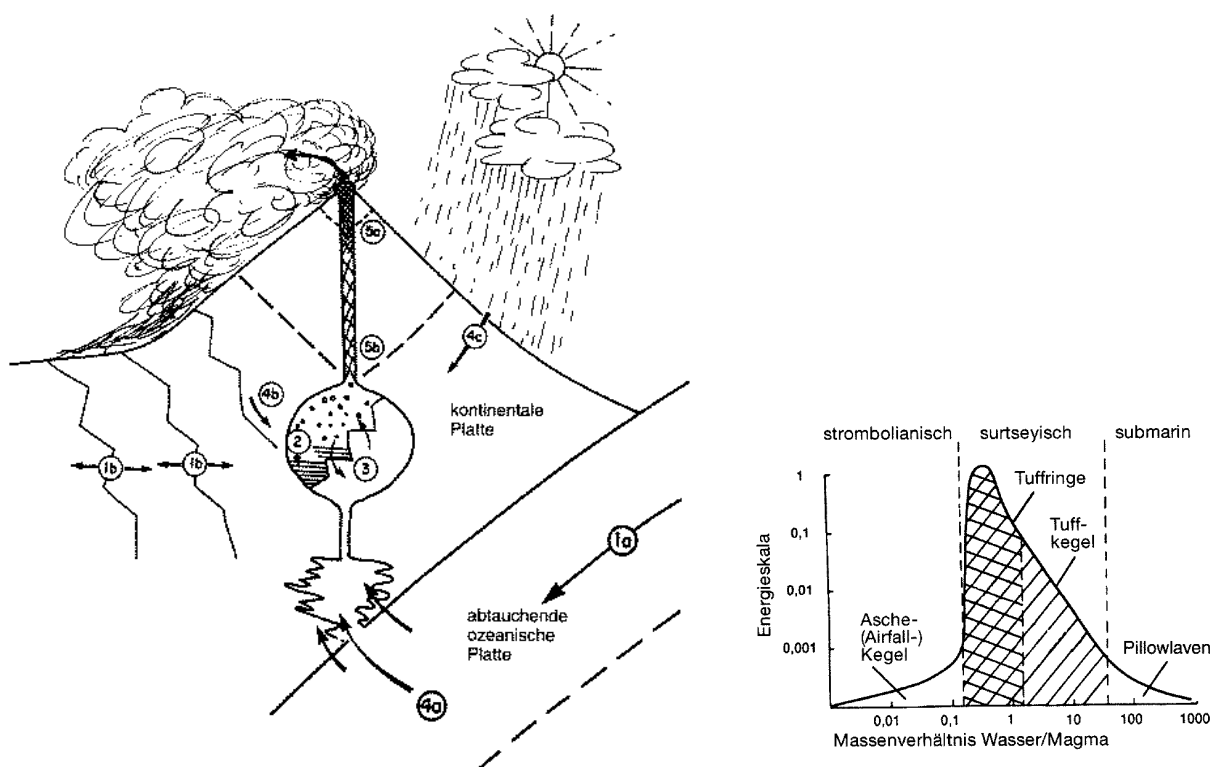
hängt von vier Parametern ab (nach *Bardintzeff* [1999]):

- Der Aufenthalt des Magmas in einem Reservoir führt zur chemischen und gravitativen **Differentiation** des Magmas. So sammelt sich im oberen Bereich des Reservoirs eine saure, leichte und viskose Schmelze über der schwereren basischen Restschmelze (Abb. 2.3, 2 und 3). Eine Abfolge von sauer über intermediär zu basisch bei Eruptionsgesteinen gilt deswegen als Anzeichen eines hinreichend langen Aufenthaltes in einem Reservoir. An der Skaergaard Intrusion [*McBirney*, 1989], einer freiliegenden erstarrten Magmakammer, kann diese Schichtung in natura betrachtet werden.

- Die Ankunft frischen Mantelmagmas verursacht eine **Mischung** der Magmen und es kommt zu einer Störung des chemischen und thermodynamischen Gleichgewichtes in der Magmakammer. Dies äußert sich in Überhitzung oder Bläschenentstehung. Der Zeitraum zwischen Mischung und Eruption wird auf mehrere Tage bis mehrere Wochen geschätzt [*Sparks et al.*, 1977; *Gerlach und Grove*, 1982].

- **Wasser** ist Hauptbestandteil der volatilen Anteile im Magma und beeinflusst den Verlauf einer Eruption erheblich. Das Wasser (Abb. 2.3, links) ist entweder bereits im Magma enthalten (juvenil, 1a, 4a) oder das Magma kommt beim Aufstieg mit was-

serführenden Schichten in Kontakt (meteorisch, 1b, 4b, 4c). Die Phasenumwandlung in Wasserdampf und die damit verbundene abrupte Volumenzunahme führt zu explosiven Eruptionsformen (Phreatomagmatismus oder Hydrovulkanismus). In Abb. 2.3 (rechts), ist die Energiezunahme in Abhängigkeit des Massenverhältnisses Wasser/Magma dargestellt. Ab einem Verhältnis von 0.1/1 wird die Eruption hochexplosiv. Kenntnisse über die Grundwasserverteilung an Vulkanen zu gewinnen ist deshalb für Vorhersage und Risikoabschätzung essentiell (siehe dazu auch *Zimanowski* [1998] in *Freundt und Rosi* [1998]).



**Abbildung 2.3:** Herkunft des Wassers an Vulkanen (links) und Auswirkung des Verhältnisses Wasser/Magma auf die Energiefreisetzung (rechts) (aus [Bardintzeff, 1999]). Erklärung im Text.

- Zum Ausbruch kommt es, wenn die Drücke in der Kammer die **Zugfestigkeit** des Vulkandaches oder des Schlotpfropfens übersteigen, so daß diese weggesprengt werden. Die Druckentlastung durch den offenen Schlot (5a, in Abb. 2.3, links) erleichtert das Ausgasen des Magmas und die Fortsetzung der Eruption.

Die Temperatur wirkt über das Verhältnis Schmelze/Kristalle auf die Viskosität des Magmas und die Explosivität einer Eruption ein. Je geringer die Viskosität ist, um so leichter kann das Magma entgasen und um so geringer ist der Anteil explosiver (pyroklastischer) Produkte [Rittmann, 1981]. Bei basaltischen Vulkanen ist das Magma heiß und dünnflüssig und enthält wenig gelöste Gase und Fluide, die Ausbrüche sind

zumeist rein effusiv. Nur beim direkten Kontakt mit Wasser (z.B. Meerwasser) tritt die Eruption in eine explosive Phase. Bei Stratovulkanen wechseln sich explosive und effusive Phasen ab, je nach Menge des vorhandenen Wassers und der Viskosität.

## 2.2 Geowissenschaftliche Methoden an Vulkanen

An Vulkanen wird die gesamte Bandbreite geowissenschaftlicher Methoden genutzt. Tabelle 2.1 zeigt eine Übersicht der Methoden in der Vulkanforschung. Dabei wird unterschieden in **Messung** (Anteil der Vulkane, an denen Messungen mit der jeweiligen Methode durchgeführt wurden), **Modelle** (welche Methoden etwas zum Verständnis über den Aufbau beitragen), **Dynamik** (welche Methoden zur zeitlichen Beobachtung/Überwachung genutzt werden, Korrelation oder notwendige Bedingungen) und **Vorhersage** (Methoden, mit denen versucht wird Vorläufer zu erkennen und Ausbrüche vorherzusagen, Kausalität oder hinreichende Bedingungen). Die Zahl 100 bezieht sich auf die untersuchten, nicht auf alle Vulkane.

Art Methode	Messung	Modelle Bau	Baseline Dynamik	„Vorhersage“
Optisch	100 (alle)	—	100 (alle)	—
Geologie	99	99	95	90
Seismologie	90	90	80	70
Deformation	80	70	50	50
Chemie (Gas/Fluide)	70	60	40	30
T (IR)	50 (99)	< 5	10 (99)	5
Gravimetrie	30	30	15	10
Seismik	30	30	5	< 5
Magnetik	25	10	15	10
EM	10	10	< 5	< 5

**Tabelle 2.1:** Übersicht der Methoden in der Vulkanforschung bezogen jeweils auf 100 untersuchte aktive Vulkane (Datenbasis: [McGuire et al., 1995; Scarpa und Tilling, 1996]).

Eine kurze Vorstellung der Methoden zeigt ihre typischen Anwendungsbereiche:

- **Optisch:** Beobachtung durch Kameras, Video oder menschliche Beobachter. Man kann davon ausgehen, daß heute kein Vulkanausbruch unbeobachtet bleibt. Zur Vorhersage und zum inneren Aufbau können diese Beobachtungen nur indirekt etwas beitragen.

- **Geologie:** Nahezu alle Vulkane, die als solche erkannt sind, wurden geologisch untersucht. Aus stratigraphischen und chemischen Untersuchungen bekommt man Informationen über den Aufbau und die eruptive Vergangenheit. Aus diesen Daten kann man statistische Aussagen über Ausbruchstyp und -zeitpunkt gewinnen.
- **Seismologie (passiv):** An fast allen aktiven Vulkanen steht, zumindest für eine Zeit, ein Seismometer zur Aufnahme vulkanischer Beben. Aus Laufzeitunterschieden läßt sich ein Geschwindigkeitsprofil und damit der Aufbau herleiten. Der Aufstieg des Magma verursacht an vielen Vulkanen Mikrobeben durch Öffnung von Rissen und Spalten. Diese Art der Beobachtung und Vorhersage wird am häufigsten angewandt, versagt aber, wenn keine Spaltenbildung impliziert ist, z.B. bei sehr flüssigem Magma [*Ferrucci, 1995*]. Seismologische Überwachung ist die wichtigste Methode der Aktivitätsbeobachtungen [*Tilling, 1995*] und kontinuierlich möglich (real time seismic amplitude measurements — RSAM).
- **Deformation:** An vielen Vulkanen werden zusätzlich Deformationsmessungen durchgeführt. Man unterscheidet laterale und vertikale Verschiebungen, sowie Neigungsänderungen des Bodens. Diese Veränderungen lassen auf Inflation/Deflation der Magmakammer, Einspritzung frischen Materials in das Reservoir und Hanginstabilitäten schließen. Es können also Volumenänderungen im Vulkaninneren und Bruchbewegungen erkannt werden. Die Messungen werden entweder mit klassischen geodätischen Instrumenten [*Toutain et al., 1995; Murray et al., 1995*], per Global Positioning System (GPS) oder mit Radar-Satelliten (synthetic aperture radar, SAR) durchgeführt. Deformationsmessungen werden entweder als diskontinuierliche Wiederholungsmessungen oder mit permanenten Stationen ausgeführt.
- **Chemie (Gas/Fluide):** Veränderungen der Gasmengen und Gaszusammensetzung können Informationen über Änderungen des Hitzefflusses und Änderungen der chemischen Zusammensetzung liefern [*Tedesco, 1995*]. Die Ursachen solcher Änderungen sind z.B. Magmainjektion in das Reservoir oder Veränderungen der Gasaufstiegswege, durch Bruchphänomene.
- **T (IR):** Von Satelliten aus bieten heute Temperaturmessungen an Vulkanen die Möglichkeit nahezu alle Vulkane auf der Erde mit relativ geringem Aufwand kontinuierlich zu überwachen. Mit Temperaturmessungen werden Ausbrüche dokumentiert, der Massentransport modelliert und das Einsetzen erneuter Aktivität überwacht [*Rothery et al., 1995*].
- **Gravimetrie:** An Vulkanen werden Bouger-Messungen zur Untersuchung der Struktur durchgeführt. Dichteunterschiede zwischen dem Material des Vulkanbaus kontrastieren mit dem weniger dichten Magma. Durch Bouger-Messungen lassen sich Lage und Geometrie des Reservoirs, u.a. strukturelle Eigenschaften

ableiten. Bei mikrogravimetrischen Messungen für das Monitoring werden kleinste Massenumverteilungen, z.B. durch Intrusion oder Temperaturänderungen zur Aktivitätsüberwachung genutzt. Gravimetrisches Monitoring sollte immer von Deformations- und geodätischen Messungen begleitet werden, um geometrische von Masseneffekten zu trennen [Rymer, 1995]. Der dominierende Anteil bei Variationen ist meistens hydrologischer Natur [Berrino et al., 1993].

- **Seismik (aktiv):** Seismische Messungen werden vor allem zur Erkundung der Struktur benutzt. Die künstliche Quelle ermöglicht es die Auflösung gegenüber der Seismologie zu erhöhen [Gudmundsson et al., 1994; Gasparini, 1998]. Am Merapi werden erste Versuche zum Monitoring mit aktiver Seismik durchgeführt [Lühr et al., 1998].
- **Magnetik:** Zeitliche Veränderungen des Erdmagnetfeldes an Vulkanen haben verschiedene Ursachen: Änderung der Magnetisierung durch Temperaturänderung (Thermomagnetismus), Änderung der Magnetisierung durch Spannungsänderung (Piezomagnetismus), Stromerzeugung durch bewegte geladene Teilchen (Elektrokinetik) und Änderung des induzierten Magnetfeldes durch Variationen des elektrischen Widerstandes. [Davis et al., 1984; Zlotnicki, 1995]
- **Elektromagnetik:** Siehe Kap. 2.4.

## 2.3 Leitfähigkeitsmechanismen und Gesteinseigenschaften

Als Ursache leitfähiger Zonen in der Kruste gelten Graphit, sulfidische Erze, saline wässrige Fluide und Schmelzen [Olhoeft, 1981]. Die wichtigsten Parameter, die die elektrische Leitfähigkeit von Gesteinen bestimmen, sind neben der Porosität die Mineralzusammensetzung, der Fluidgehalt, die Fluidleitfähigkeit, der Druck und die Temperatur. Im Gegensatz zu Sedimentgesteinen sind magmatische Gesteine, v.a. im partiell oder ganz geschmolzenen Zustand, nur wenig untersucht [Keller, 1988].

In der grundlegenden Arbeit von Archie [1942] wird der Zusammenhang zwischen Leitfähigkeit des Elektrolyten (Porenfluid) und der Porosität dargestellt. Es wird dabei davon ausgegangen, daß der Beitrag zur Leitfähigkeit allein durch die Fluide geleistet wird und der Beitrag der Gesteinsmatrix vernachlässigbar ist.

$$\sigma = \frac{1}{a} \sigma_{Fl} S^n \Phi^m \quad (2.1)$$

Dabei ist  $\sigma_{Fl}$  die Leitfähigkeit des Porenfluids,  $S$  der Anteil des Porenraumes, der mit dem Fluid und  $\Phi$  der Anteil des Porenraumes, der mit Luft gefüllt ist. Die Faktoren  $a$ ,  $n$  und  $m$  sind empirische durch Labormessungen bestimmte Konstanten. In m

und  $n$  spiegelt sich z.B. die Vernetzung der Porenräume wider. Für poröse vulkanische Ablagerungen (Klastite) wird für  $a = 3.5$  und  $m = 1.44$  und  $n = 2$  angenommen [Keller, 1988]. Die Vernetzbarkeit (elektrische Konnektivität, [Labenz, 1998]) der leitfähigen Phase führt zur Approximation von Waff [1974]:

$$\sigma = \frac{2}{3}\beta\sigma_{Fl}C \quad (2.2)$$

, wobei  $\beta$  das Mischungsverhältnis von leitfähiger zu nichtleitfähiger Phase und  $C$  die Konnektivität ist. Typischer Wert für  $C$  aus theoretischen Überlegungen ist 0.5 [Labenz, 1998]. Der Widerstand der Porenfluide reicht von  $0.2 \Omega m$  (Salzwasser) bis zu  $100 \Omega m$  (reines Grundwasser) [Keller, 1982].

Wie bei den Ausbruchsmechanismen spielt also bei der Leitfähigkeit Wasser eine wichtige Rolle. Elektromagnetische Methoden können über die Leitfähigkeit den Fluidgehalt bestimmen und an Vulkanen somit entscheidende Informationen über die zu erwartende Dynamik liefern.

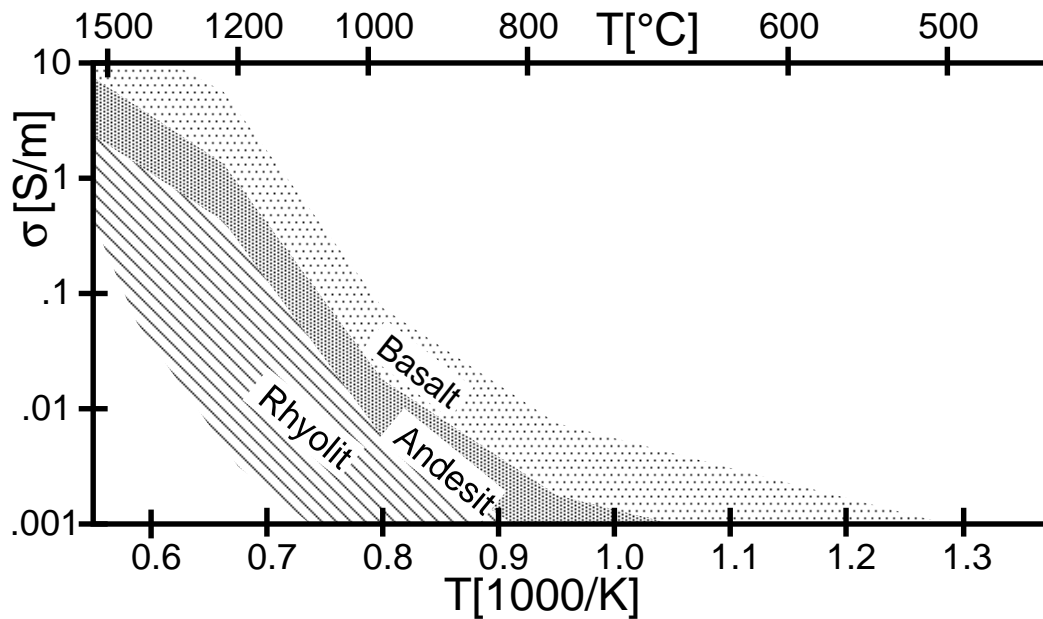
An Vulkanen stellt sich weiterhin die Frage nach der Abhängigkeit der Leitfähigkeit von der Temperatur. Die Temperatur wird ihrerseits durch den Chemismus bestimmt. Haben basische und saure (partielle) Schmelzen gleiche Leitfähigkeiten? Nach Angeheister [1982a] läßt sich die Temperaturabhängigkeit der Leitfähigkeit durch eine Arrheniusgleichung beschreiben:

$$\sigma = \frac{\sigma_0}{T} \exp \frac{-E_A}{kT} \quad (2.3)$$

Dabei ist  $E_A$  die Aktivierungsenergie,  $T$  die absolute Temperatur [K],  $k$  die Boltzmann-Konstante und  $\sigma_0$  die Temperatur, die sich für unendlich hohe Temperaturen theoretisch ergibt. Da Gesteine aus einer Mischung unterschiedlicher Mineralanteile bestehen, gilt Glg. 2.3 immer für den gerade dominierenden Anteil in der Schmelze, die Temperaturabhängigkeit kann für Zeitabschnitte  $\Delta T$  als linear angenommen werden [Partzsch, 1998].

In Abb. 2.4 ist die Abhängigkeit des elektrischen Widerstandes von der Temperatur dargestellt. Die elektrische Leitfähigkeit ändert sich durch Veränderung der chemischen Zusammensetzung um ca. eine Größenordnung [Partzsch, 1998]. Die Zunahme der Leitfähigkeit ist umgekehrt proportional zum  $SiO_2$ -Gehalt der Gesteine.

Erste experimentelle Untersuchungen, v.a. zu basaltischen und intermediären Gesteinen, finden sich bei Barsukov et al. [1970]; Fuller und Ward [1970]; Olhoeft [1981]; Mysen et al. [1982]; Schön [1983]; Halbwachs [1983] gebündelt in Keller [1982]; Angeheister [1982a]. Neuere Messungen von Laštovičková [1991]; Watanabe und Kurita [1993]; Lénat [1995]; Schön [1996]; Shankland et al. [1997]; Yoshida et al. [1997] und Partzsch [1998] bestätigen diese Ergebnisse und zeigen zusätzlich Ergebnisse für saure Schmelzen.



**Abbildung 2.4:** Schema der Abhängigkeit der Leitfähigkeit von der Temperatur und des Chemismus von Gesteinsschmelzen (nach gemessenen Feld- und Labordaten von Keller [1982]; Angeheister [1982a]; Partzsch [1998]).

Für Magma/Lava liegt der durch direkte und indirekte Messungen bestimmte Widerstand danach zwischen 0.1 und 20  $\Omega m$ .

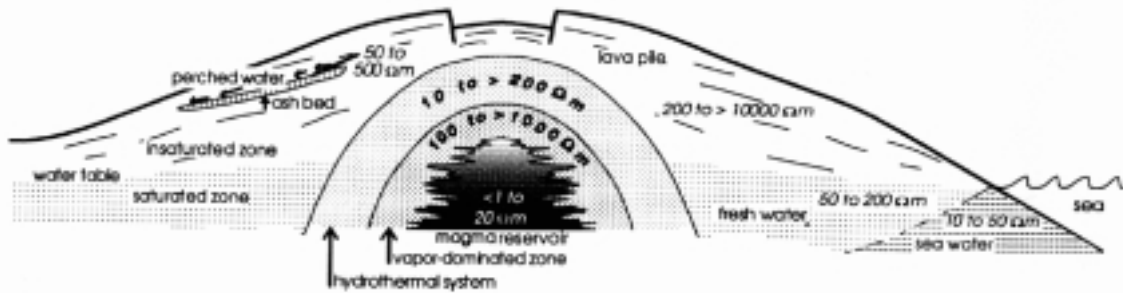
Watanabe und Kurita [1993] haben anhand des Systems Eis/Wasser gezeigt, daß bei Schmelzanteilen bis 1% die Konnektivität und damit die Leitfähigkeit in partiellen Schmelzen überproportional zunimmt. Bis 20% Schmelzanteilen folgt die Leitfähigkeitszunahme Archies Gesetz (Glg. 2.1).

## 2.4 Elektromagnetische Methoden an Vulkanen

### 2.4.1 Aufbau und Leitfähigkeitsmodelle

Die bisherigen elektromagnetischen Messungen an Vulkanen waren auf strukturelle Untersuchungen konzentriert, bei denen die Erkundung des Vulkanbaus im Vordergrund steht [Ander et al., 1984; Ballestracci, 1982a;b; Fitterman et al., 1988; Hermance et al., 1984; Jones und Dumas, 1993; Kauahikaua et al., 1986; Lienert, 1991; Skokan, 1993; Zablocki, 1978]. Bei diesen Arbeiten steht die Messung und die Datenauswertung im Vordergrund, nicht die Interpretation der Daten durch das Erstellen eines Leitfähigkeitsmodells. Dies liegt vor allem am Fehlen geeigneter 3D-Modellierungsprogramme

zur Datenanpassung (besonders bei den Messungen aus den 80er Jahren und älter) und der damals geringen Rechenleistung. In diesem Bereich besteht ein großer Nachholbedarf, sowohl bei der Modellierung der alten Daten als auch bei der Planung und Auswertung neuer Messungen. Vor allem topographische Korrekturen der Daten erscheinen in diesem Zusammenhang für die korrekte Interpretation der Daten wichtig.



**Abbildung 2.5:** Ein schematisches Bild der wichtigsten Merkmale und der dazugehörigen Widerstandswerte an Vulkanen (aus [Lénat, 1995]). Man beachte die hohen Widerstandskontraste zwischen Magmareservoir und umgebendem Gestein von bis zu 1:10000.

Die Widerstände an Vulkanen variieren in großen Bandbreiten (Abb. 2.5): Von weniger als 1  $\Omega m$  bis 20  $\Omega m$  in den Schmelzen des Magmareservoirs (siehe auch Kap. 2.3) bis über 10000  $\Omega m$  in den porösen trockenen Sedimenten des Vulkanbaus. Um das Reservoir ist eine Zone, in der die Temperatur noch so hoch ist, daß Wasser nur in Form von Dampf vorliegt, dadurch sind die Widerstände mit 100  $\Omega m$  – 1000  $\Omega m$  deutlich höher. Geringere Widerstände gibt es erst wieder in dem Bereich, in dem der Dampf kondensiert ist und Salze aus den Gesteinen herausgelaugt wurden (hydrothermales System). Im Bereich des Grundwassers herrschen Widerstände von 50  $\Omega m$  bis 200  $\Omega m$  vor. Im Küstenbereich kann der Widerstand durch die geringere Leitfähigkeit des Meerwassers bis auf 10  $\Omega m$  absinken. Im folgenden wird in dieser Arbeit gezeigt, wie realistisch diese Werte an Vesuv und Merapi tatsächlich sind.

## 2.4.2 Aktivitätsüberwachung (Monitoring) von Vulkanen

Mit Beobachtungen zeitlicher Veränderungen der elektrischen Felder und des elektrischen Widerstandes im Untergrund wurde, im Rahmen eines Erdbebenvorhersageprojektes, schon früh begonnen [Reddy et al., 1976], aber bis heute werden diese Untersuchungen für die Überwachung von Vulkanen selten angewandt.

Allein im Bereich der Veränderungen des Erdmagnetfeldes durch vulkanische Aktivität wurde bisher intensiv geforscht [Davis et al., 1984; Johnston und Stacey, 1969; Tanaka, 1993; Yukutake, 1990; Zlotnicki, 1986; Zlotnicki und Mouël, 1988; Zlotnicki und Le Mouël, 1990; Zlotnicki et al., 1993]. Schwerpunkt dieser Arbeiten ist nicht nur



die Beobachtung, sondern auch die Korrelation der Daten zu seismischen Ereignissen, sowie die Interpretation der Daten in Hinblick auf eine verbesserte und verschiedene Methoden integrierende geophysikalische Deutung vulkanischer Aktivität.

Wichtige elektromagnetische Arbeiten des vergangenen Jahrzehnts sind *Jackson et al.* [1985]; *Yukutake et al.* [1990]; *Fujinawa et al.* [1992]; *Mori et al.* [1993]; *Röder* [1995]. Davon beruhen nur die Arbeiten von *Jackson et al.* [1985] und *Fujinawa et al.* [1992] auf elektromagnetischen Methoden, während die anderen Untersuchungen allein das tellurische Feld nutzen:

Bei den Geoelektrik-Messungen am Vulkan Izu-Oshima (Japan, [*Yukutake et al.*, 1990]) wurden von 1975-1986 die Veränderungen des Widerstandes gemessen. Die Messungen wurden in unregelmäßigen Abständen von mehreren Monaten bis zu mehreren Tagen wiederholt (diskontinuierliches Monitoring). Die Variationen des scheinbaren Widerstandes sind von 1975 bis Anfang 1986 relativ gering (5%-10% von einer Messung zur nächsten). Vor den Ausbrüchen im November 1986 steigt der Widerstand stark an, um kurz vorher (wenige Tage) abrupt abzufallen. Dieses starke Abfallen wird von [*Yukutake et al.*, 1990] mit dem aufsteigenden Magma, der einhergehenden Temperaturerhöhung und dem damit verbundenen geringeren Widerstand erklärt (siehe auch Abb. 2.5 und Kap. 2.3).

Am Vulkan Kilauea haben *Jackson et al.* [1985] Monitoring mit aktiver Frequenzelektromagnetik durchgeführt. Die Signale einer Sendespule wurden für 1 Hz an drei Stationen mit unterschiedlichen Wiederholungsintervallen aufgezeichnet. Sowohl Phase als auch Amplitude des Signals zeigen deutliche Korrelation zu manchen Intrusionen, zu anderen aber gar nicht. Interessant sind v.a. die beobachteten Veränderungen des scheinbaren Widerstandes, die nicht mit seismologischer Aktivität einhergehen. Die Veränderungen werden von *Jackson et al.* [1985] als aseismische Bewegung des Magmas erklärt, welches in bereits bestehenden Spalten aufsteigt.

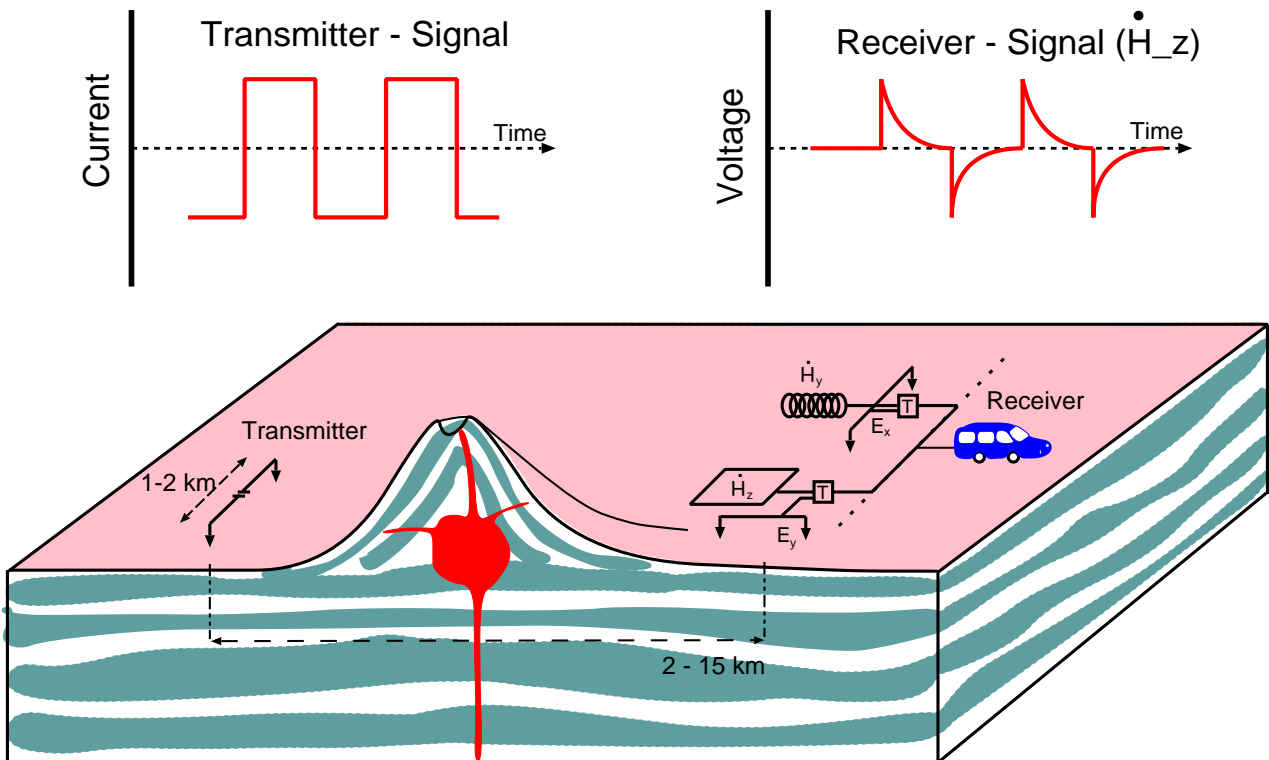
Hierin liegt eine der Stärken elektromagnetischer Verfahren: Sie ermöglichen die Überwachung vulkanischer Aktivität durch Beobachtung von Parametern, die bei den anderen Verfahren (Seismologie, Deformation) kein Signal erzeugen.

Größtes Hindernis bei der Aufnahme der Daten sind die Drift der Elektroden und Blitzeinschläge in die verlegten Kabel [*Jackson et al.*, 1985; *Lénat*, 1995].

Auch im Projekt MERAPI wurden erste Versuche unternommen die vulkanische Aktivität mit MT-Daten zu korrelieren [*Hoffmann-Rothe et al.*, 1998]. Die Magnetfelder der MT zeigen eine Korrelation mit der seismischen Aktivität während der Ausbruchphase im Juli 1998. Die Effekte in den Daten werden aber v.a. als Sekundäreffekte der seismischen Aktivität aufgrund der Bewegung des Bodens und der dadurch induzierten Felder erklärt und nicht als genuin vulkanomagnetische Ereignisse.

## 2.5 Die LOTEM-Methode

Bei der LOTEM-Methode dient ein geerdetes 1–2 km langes Kabel als Sender. Am Sender wird ein Rechteckstrom mit Amplituden von einigen Ampere in den Boden eingespeist. Auf der Empfängerseite können bis zu 99 elektrische ( $E_x, E_y$ ) und magnetische ( $\dot{H}_x, \dot{H}_y, \dot{H}_z$ ) Feldkomponenten gleichzeitig aufgezeichnet werden (siehe Abb. 2.6).



**Abbildung 2.6:** Darstellung des LOTEM-Feldaufbaus (unten). Auf der linken Seite der geerdete elektrische Dipol als Sender, rechts der Empfänger. Der Empfänger besteht aus Empfangseinheiten (T) des TEAMEX-Systems [Engels, 1992]. Das Sendesignal (oben links) ist ein Rechteckstrom, die gemessene Spannung am Empfänger ( $\dot{H}_z$ , oben rechts) ein abklingendes (transientes) Signal.

Die magnetischen Felder lösen leitfähige Schichten, die elektrischen Felder auch hochohmige Schichten auf. Die horizontalen magnetischen Felder reagieren besonders sensitiv auf laterale Widerstandsänderungen [Donat, 1996]. Das Standardverfahren bei der Auswertung ist zunächst die eindimensionale Inversion jeder einzelnen Feldkomponente mit horizontal geschichtetem Untergrund (Single Inversion) [Petry, 1987]. Die Kombination von elektrischen und magnetischen Feldern ermöglicht die Analyse komplexer Strukturen (Joint Inversion, [Hördt, 1992]).

Analog zu anderen elektromagnetischen Verfahren werden die gemessenen Spannungen in scheinbare Widerstände transformiert, um die Ergebnisse für Vergleiche zu stan-

standardisieren [Strack, 1992]. Für den horizontal geschichteten Halbraum lassen sich die Komponenten nicht mehr in geschlossener Form angeben und es werden stattdessen die Grenzwertformeln für frühe Zeiten ( $t \rightarrow 0$ ) und späte Zeiten ( $t \rightarrow \infty$ ) über dem homogenen Halbraum angegeben [Petty, 1987].

Ein Vorteil der LOTEM-Methode gegenüber aktiven Frequenzbereichsmethoden ist der breite Frequenzgehalt des transienten Signals, wodurch bereits mit einer einzelnen Messung der gesamte Tiefenbereich erfaßt wird. Der Abstand von Sender zu Empfänger ist ungefähr gleich der Explorationstiefe, so daß geringere Signalamplituden als bei aktiven Frequenzbereichsmethoden benötigt werden. Nachteile liegen in dem Senderaufbau, der je nach Meßgebiet logistisch sehr aufwendig sein kann (siehe auch Kap. 3.4 und 4.3).

## 2.6 Vorausgehende Modellrechnungen — Ist Monitoring mit der LOTEM-Methode möglich?

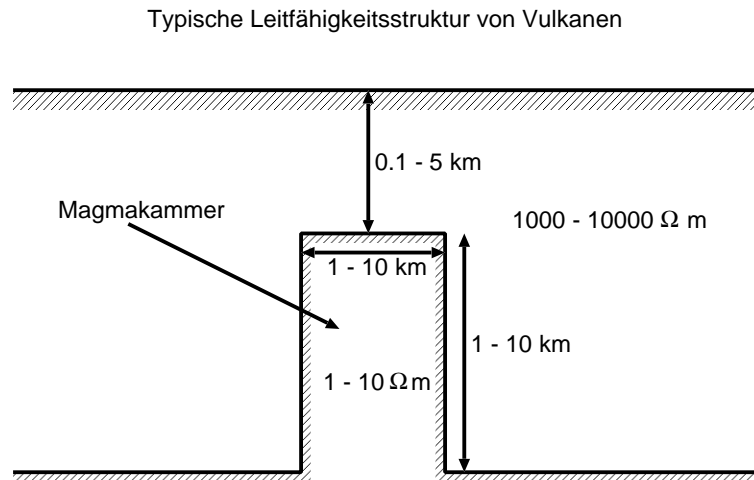
In diesem Kapitel wird gezeigt, ob es theoretisch möglich ist, mit der LOTEM-Methode vulkanische Aktivität zu überwachen. Anhand eines 3D-Modelles wird untersucht, wie Sender und Empfänger bei der LOTEM-Methode angeordnet sein müssen, um minimale zeitliche Veränderungen der Untergrundleitfähigkeit erfassen zu können.

Aus der vorhandenen Literatur [Ander et al., 1984; Ballestracci, 1982a;b; Fitterman et al., 1988; Hermance et al., 1984; Jones und Dumas, 1993; Kauahikaua et al., 1986; Lienert, 1991; Skokan, 1993; Zablocki, 1978; Kanda, 1996] wurde ein – stark vereinfachtes – Bild mit den typischen Bandbreiten der Widerstandswerte und Ausmaße des Magmareservoirs und des Vulkankörpers aufgestellt (Abb 2.7).

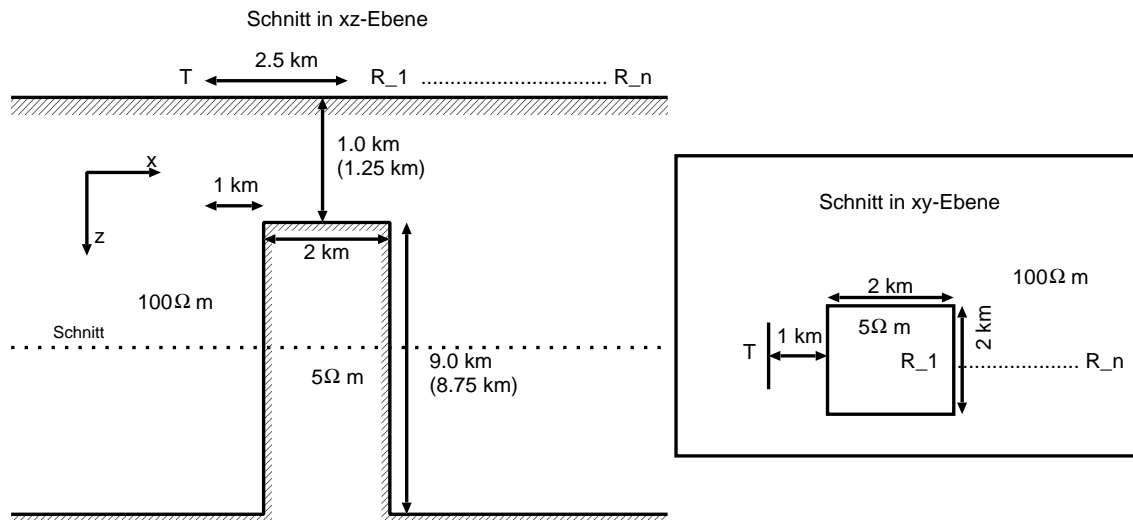
Basierend auf dem allgemeinen Modell in Abb. 2.7 wird ein einfaches Grundmodell (Abb. 2.8) ausgewählt, welches als Basis den Modellrechnungen zugrunde liegt. Die angenommenen Kontraste zwischen gut leitendem Magma und schlecht leitendem vulkanischen Gestein liegen zwischen 10:1 und 20:1 (Größere Kontraste wurden aus numerischen Gründen nicht dreidimensional gerechnet).

### 2.6.1 4D-Modelle

Im folgenden wird die Säulenhöhe des 3D-Modells in Abb. 2.8 variiert. Die 3D-Modellrechnungen wurden mit dem Programm MAXWELL von Druskin und Knizhnerman [1988] durchgeführt (siehe auch [Hördt et al., 1996]). Die Variation der Säulenhöhe ist analog zu einem Aufsteigen des leitfähigen Magmas in einem offenen Schlot. Die vierte Dimension entspricht also einer zeitlichen Veränderung des Modells, aus den 3D-Modellen werden 4D-Modelle. Diese 4D-Modelle entsprechen einer stark verein-



**Abbildung 2.7:** Typische Widerstandswerte an Vulkanen. Man beachte die hohen Kontraste von 100:1 bis zu 10000:1. Auch die interessierenden Tiefenbereiche und Ausmaße variieren um eine Größenordnung [Müller et al., 1996].



**Abbildung 2.8:** Modelltyp Säule. Variiert wird die Tiefe die Oberkante der gutleitenden Kammer um 250 m. Die Säule hat eine Ausdehnung von 2 km in x- und in y-Richtung. Der Sender (T) liegt parallel zur y-Richtung und befindet sich 1 km links vom linken Rand der Säule. Die Empfänger (R<sub>1</sub> - R<sub>n</sub>) sind in Reihen parallel zur Nullachse angeordnet (zur besseren Übersichtlichkeit sind hier nur die Empfänger auf der y=0 - Achse dargestellt). Der kleinste Sender-Empfängerabstand beträgt auf der y-Nullachse 2.5 km (aus [Müller et al., 1996]).

fachten Sensitivitätsanalyse der mehrdimensionalen LOTEM-Inversion [Petrat, 1996]. Dieser einfachere Weg wurde gewählt, da die typische Rechenzeit für die Berechnung der Sensitivitäten einer Senderkonfiguration 3-4 Wochen benötigt.

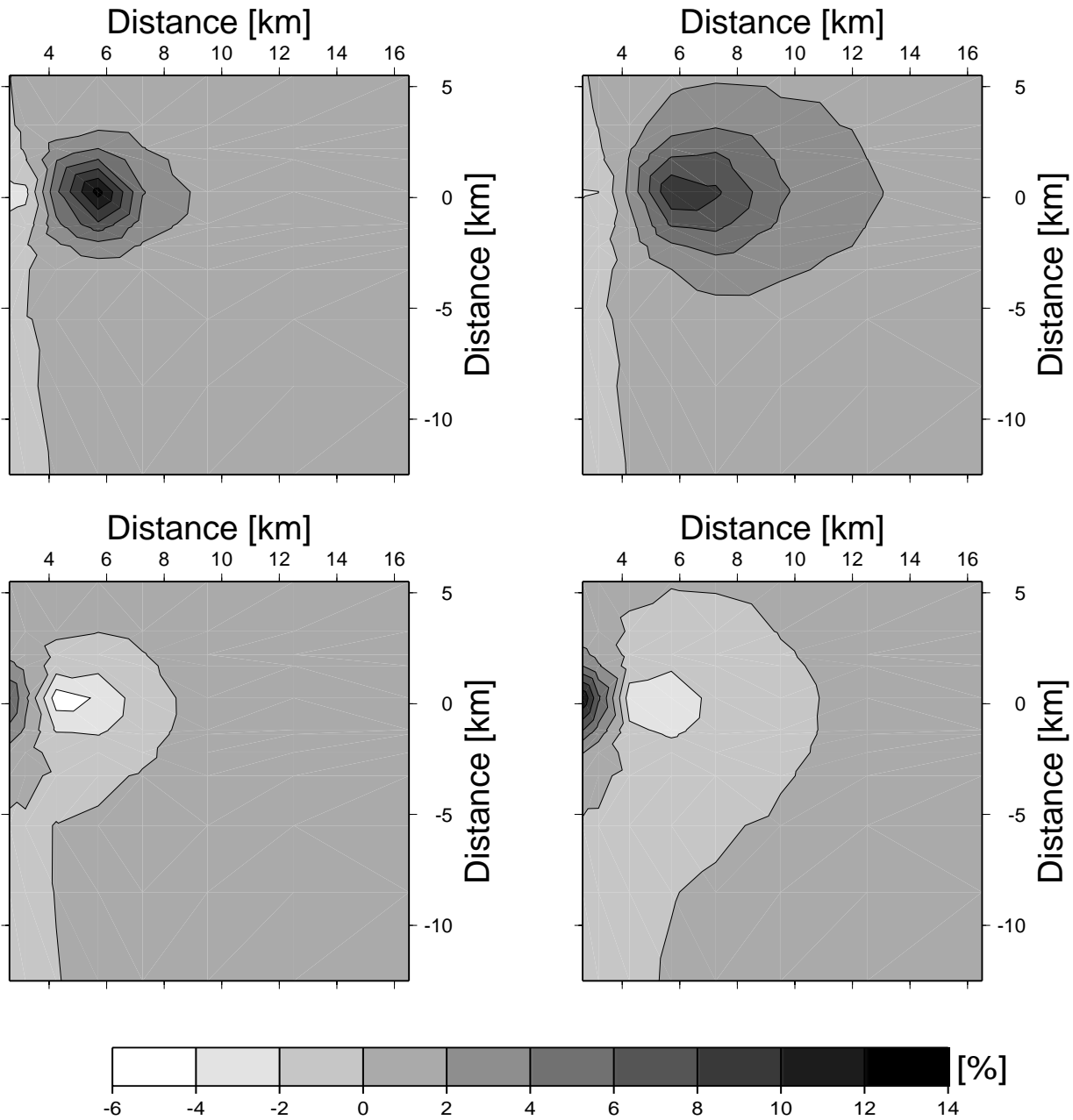
Die Ergebnisse für die Variation der Säulenhöhe sind in Abb. 2.9 dargestellt. Aufgetragen ist die Änderung der Modellantwort des scheinbaren Widerstandes für  $\dot{H}_z$  in % für vier Zeiten nach dem Schaltvorgang (10, 27, 100 und 280 msec). Aus numerischen Gründen können keine nah am Sender liegenden Empfänger dargestellt werden. Die Koordinaten der Säule bei dieser „Aufsicht“ sind: [1,-1], [1,1], [3,1] und [3,-1]. Der 1 km lange Sender liegt 1 km links von der Säule, parallel zur y-Achse. Der Mittelpunkt des Senders liegt bei  $y=0$ .

Für alle vier Zeiten gibt es zwei Maxima der Änderung der Modellantwort: Eines genau über der Säule und ein weiteres ca. 6 km rechts vom Sender, bzw. 3 km rechts von der Säule. Beide Maxima befinden sich auf der y-Nullachse ( $y=0$ ), die durch den Mittelpunkt des Senders geht. Das Maximum der Änderung bei 6 km beträgt ca. 12%, über eine halbe Dekade im frühen Zeitbereich. Das Maximum über der Kammer hat dabei seinen größten Wert zu sehr späten Zeiten (DC-Bereich). Für die Änderungen der Modellantwort gilt (siehe auch Abb. 2.9):

- Das Maximum der Änderung beträgt ca. 12 %.
- Das Maximum der Änderung befindet sich in ca. 6 km Entfernung vom Sender auf der y-Nullachse, 3 km rechts von der Magmakammer.
- Die Stärke der Änderung nimmt mit zunehmendem Abstand von der x-Achse ab.
- Der Ort des Maximums ist in einem breiten Bereich zeitunabhängig. (Es befindet sich bei allen Zeiten an der gleichen Koordinate, bei ca. km 6 auf der x-Achse und y-Nullachse.)
- Der Betrag des Maximums hängt von der Größe des variierten Volumens ab.

Modellrechnungen für die anderen Feldkomponenten  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $\dot{H}_x$  und  $\dot{H}_y$  zeigen, daß der Ort des Maximums von der betrachteten Feldkomponente abhängig ist. Das Amplitudenverhältnis des Maximums der Änderung der Modellantwort ist aber bei allen fünf Feldkomponenten ungefähr gleich (ca.12 %).

Die Ergebnisse für den Modelltyp Kammer, bei einer Änderung des Widerstandes in der Kammer von 5 auf 10  $\Omega m$ , sind vom Verhalten her sehr ähnlich. Beim Typ Säule wird in einem Volumen oberhalb der Magmasäule der Widerstand geändert. Wegen des kleineren Kontrastes muß das Volumen beim Typ Kammer für gleiche Amplituden der Variationen deshalb entsprechend größer sein.



**Abbildung 2.9:** Änderung der Modellantwort für  $\dot{H}_z$  (in %) für eine feste Zeit in Abhängigkeit der Entfernung zwischen Sender und Empfänger (oben-links: 10 ms, oben-rechts: 27 ms, unten-links: 100 ms und unten-rechts: 280 ms). Der Sender liegt bei (0,0), links vom Koordinatensystem. Der Sender-Empfängerabstand beträgt auf der y-Nullachse 2.5 km (aus Müller et al. [1996]).

### 2.6.2 Zusammenfassung der Ergebnisse

Aus diesen Vorstudien ergibt sich, daß die zu erwartenden Variationen der gemessenen Daten durch Widerstandsvariationen in der Magmakammer oder Volumenvariationen der Kammer größer als der zu erwartende Meßfehler der Daten sind: Obwohl die in den Modellstudien angenommenen Widerstandskontraste als eher konservativ (20:1 anstatt 1000:1 oder größer; siehe auch die Ergebnisse der Meßkampagnen in Kap.3 und 4) angenommen wurden, ergaben sich in allen Fällen größere Anomalien als die zu erwartende Meßgenauigkeit von 1 – 3 %. Dies bedeutet, daß zeitliche Variationen des Volumens oder des Widerstandes einer Magmakammer für die vorgestellte Geometrie auflösbar sein sollten.

Als weiteres Ergebnis der Modellrechnungen erhält man die Geometrie des optimalen Feldaufbaus in Abhängigkeit von der Leitfähigkeitsstruktur des Vulkangebäudes. Man erkennt, daß es offenbar eine ausgezeichnete Position für die empfindlichste Station gibt, sie liegt bei dem gezeigten Modell in ca. 6 km Entfernung vom Sender und befindet sich ca. 3 km neben der Kammer. Eine weitere sehr empfindliche Station befindet sich genau über der Kammer, die aber aus praktischen Erwägungen keine wichtige Rolle spielt. Zum einen wäre diese Position im oder nahe am Krater und damit sehr gefährdet, zum anderen haben die Messungen am Merapi gezeigt, wie aufwendig die Installation von Stationen in Gipfelnähe ist (Kap. 4.3).





---

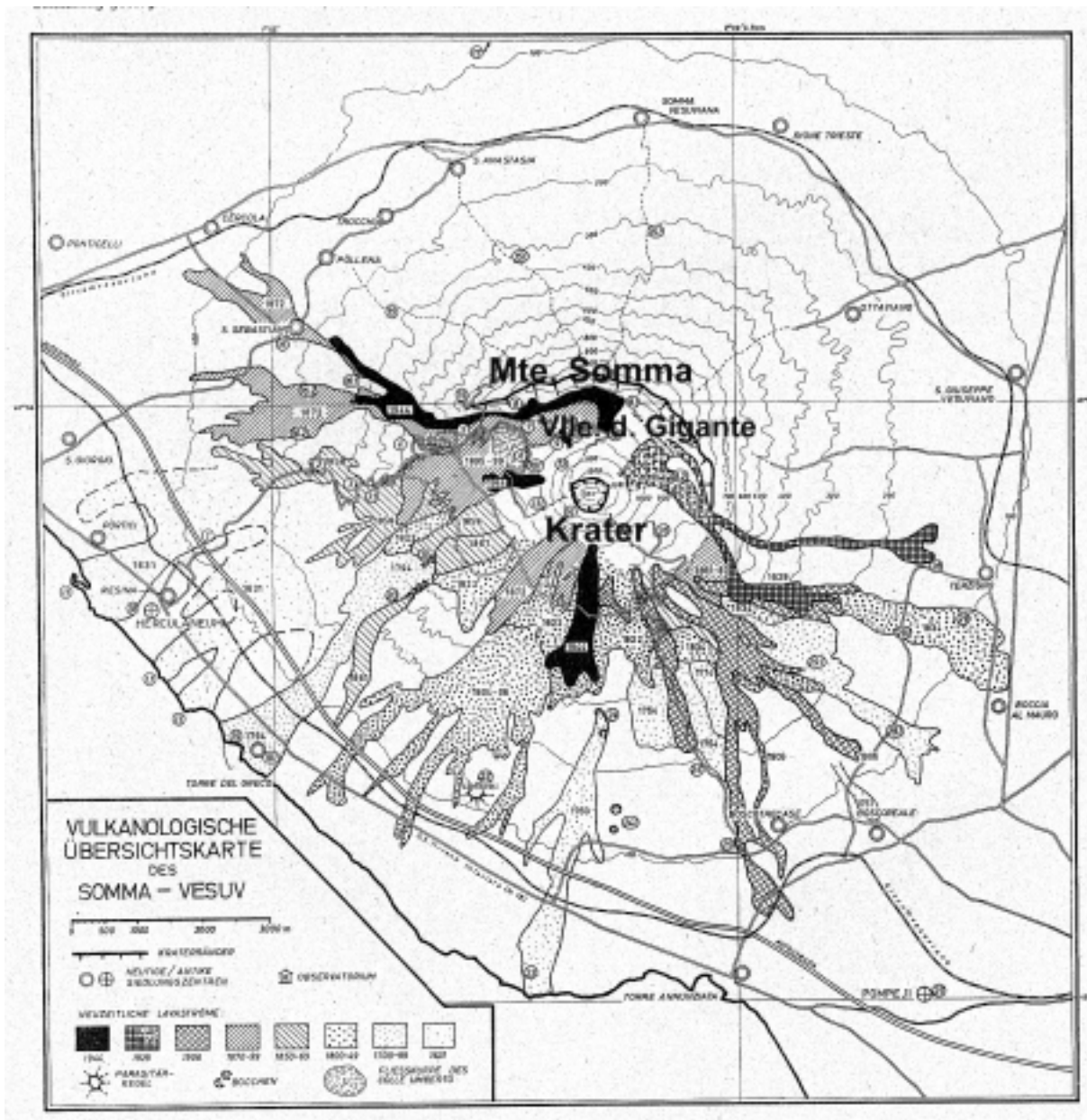
## Die LOTEM–Messungen am Vesuv 1997

---

Der Vesuv ist einer von 15 IAVCEI–Dekaden–Vulkanen und gilt wegen seiner Lage im stark besiedelten Großraum Neapel als ein Hochrisikovulkan. Die aktuelle Ruhephase ist die längste seit 1631, seit 1944 brach der Vesuv nicht mehr aus. Nach erhöhter seismischer Aktivität Anfang 1995 war das Interesse an Untersuchungen groß, was dazu beitrug, daß wir in unserer Arbeit vom Vesuv–Observatorium (Osservatorio Vesuviano, OV) unterstützt wurden.

Der Vesuv ist ein vulkanischer Komplex, ein ineinandergeschachtelter Stratovulkan, der aus einem jüngeren Krater (Vesuv, 1281 müNN) und einer älteren Gipfelcaldera (Monte Somma, ca. 1000 müNN) besteht. Von der Sommacaldera ist nur noch auf der Nordseite ein 2–3 km langes Stück erhalten, der Somma-Wall. Seit dem Ende des letzten Eruptionszyklus 1944 besteht der Gipfel aus einem 300 m tiefen Krater mit 600 m Durchmesser (siehe auch Abb. 3.1). Zwischen dem Somma-Wall und dem Vesuv-Kegel liegt das 5 km lange Tal Valle del Gigante.

Historische Bedeutung erlangte der Vesuv durch seinen Ausbruch 79 AD, der, durch Plinius d.J. beschrieben, als Beginn der Vulkanologie angesehen werden kann. Zu seiner Attraktivität tragen die Entdeckung Pompejis und die fortgesetzte Aktivität in den letzten 400 Jahren bei. Zum Vesuv gibt es deshalb eine große Anzahl geophysikalischer und vulkanologischer Literatur, nach *Rittmann* [1981] allein bis 1980 über 3000 Publikationen.

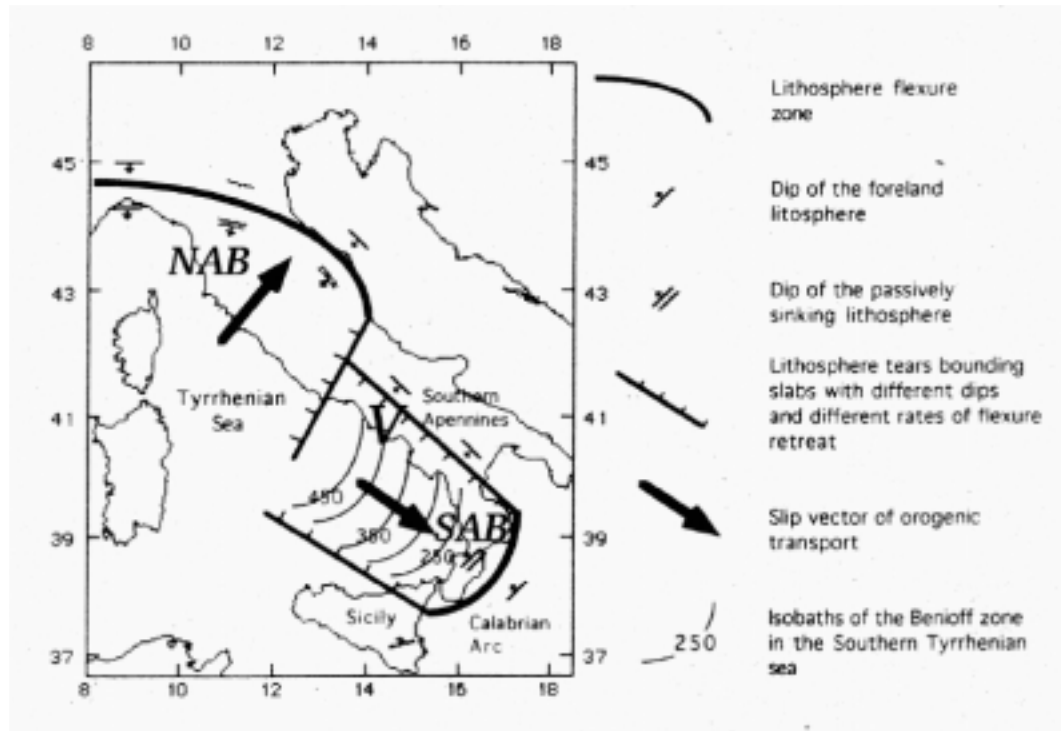


**Abbildung 3.1:** Topographische Karte des Vesuv nach Pichler [1970]. Hervorgehoben sind die jüngsten Lavaflüsse im SE und NW. Die Bezeichnungen Krater, Mte. Somma und Vile d. Gigante wurden nachträglich eingefügt.

### 3.1 Entstehung und Tektonik

Die Entstehung des Vesuvs im tyrrhenischen Becken wird von der Bewegung zweier großer tektonischer Einheiten bestimmt. Die rezente tektonische Geschichte der Region wird durch die SW–NE gerichtete Bewegung des nördlichen und die NW–SE gerichtete Bewegung des südlichen Apenninischen Bogens bestimmt [Marzocchi *et al.*, 1993]. Die

Verwerfungen des südlichen Bogens sind senkrecht dazu SW–NE ausgerichtet.



**Abbildung 3.2:** Tektonische Einheiten Süditaliens (modifiziert nach *Marzocchi et al.* [1993]). Der Vesuv (V) liegt im Einflußbereich des nördlichen (NAB) und südlichen Apenninischen Bogens (SAB).

Der Vulkanismus der Kampanischen Ebene (Vesuv, Phlögereische Felder) entstand entlang solcher Störungszonen. Laut [*Marzocchi et al.*, 1993] geht eine dieser Störungszonen genau durch den Vesuv, etwa im Valle del Gigante, zwischen neuem (Vesuv) Krater und alter (Somma) Kraterwand. Die Entstehung des Vesuvs wird auf das späte Pleistozän, vor ca. 200000 a geschätzt [*Civetta et al.*, 1991].

Der Somma–Vesuv–Komplex ist durch starke explosive Aktivität während der letzten 25000 Jahre [*Rolandi et al.*, 1993] geprägt. Es werden drei magmatische Perioden unterschieden [*Civetta et al.*, 1991]: Ältere Eruptionsprodukte (25000–11000 BC) lassen auf leicht untersättigte Laven schließen, die Aktivität war plinianisch ( $> 1 \text{ km}^3$  Ejektavolumen). Während der nächsten Phase (7900 BC – 79 AD) gab es drei plinianische Eruptionen, dazwischen lange Ruhephasen und kleinere explosive Ausbrüche, die Laven sind phonolitisch (alkalireich; Entstehungstiefe 5–10 km). In jüngster Zeit (79–1944 AD) reichte die Aktivität des Vesuvs von effusiven über explosive bis hin zu mindestens zwei subplinianischen ( $0.01 - 0.1 \text{ km}^3$  Ejektavolumen) Ereignissen (1631, 1875) [*Barberi et al.*, 1981; *Gasparini et al.*, 1981; *Rolandi et al.*, 1993].

Die Eruptionen werden ebenfalls in drei Kategorien eingeteilt: Explosive bis effusive

Eruptionen mit kleinem Volumen ( $< 0.01 \text{ km}^3$ ), subplinianische und große plinianische Ausbrüche [Civetta et al., 1991]. Die rezente Aktivität von 1631–1944 war durch einen meist offenen Schlot und kleinere Ausbrüche gekennzeichnet. Mittlere und große Ereignisse traten immer nach langen Ruhephasen auf, so beim Initialausbruch 1631 [Carracedo et al., 1993; Rosi et al., 1993; Trigila und Benedetti, 1993] und 79 AD [Papale und Dobran, 1993; Scandone et al., 1993].

Aufgrund dieser Eruptionsgeschichte hält man gerade wegen der derzeitigen Ruhephase strukturelle Untersuchungen und genaueste Überwachungsmessungen für wichtig. Damit sollen auch kleinste Veränderungen, die auf eine Reaktivierung hinweisen können, bemerkt werden [Berrino et al., 1993]. Die jüngsten seismologischen Ereignisse der Frühjahre 1995 und 1996 werden nicht als Wiedererwachen gewertet, da keine zusätzlichen Ereignisse (Fumarolenaktivität, Deformation etc.) beobachtet wurden [Civetta et al., 1997].

## 3.2 Der Aufbau des Vesuvs

Trotz der Fülle an Arbeiten über den Vesuv ist der Anteil geophysikalischer Arbeiten gering. Zudem sind die Informationen in der vorhandenen Literatur vielfältig, mitunter auch widersprüchlich bezüglich Tiefe und Volumen der Magmakammer. Erst mit Beginn der neunziger Jahre wurden auch vermehrt Arbeiten durchgeführt, die über Seismologie und Deformationsmessungen hinausgehen.

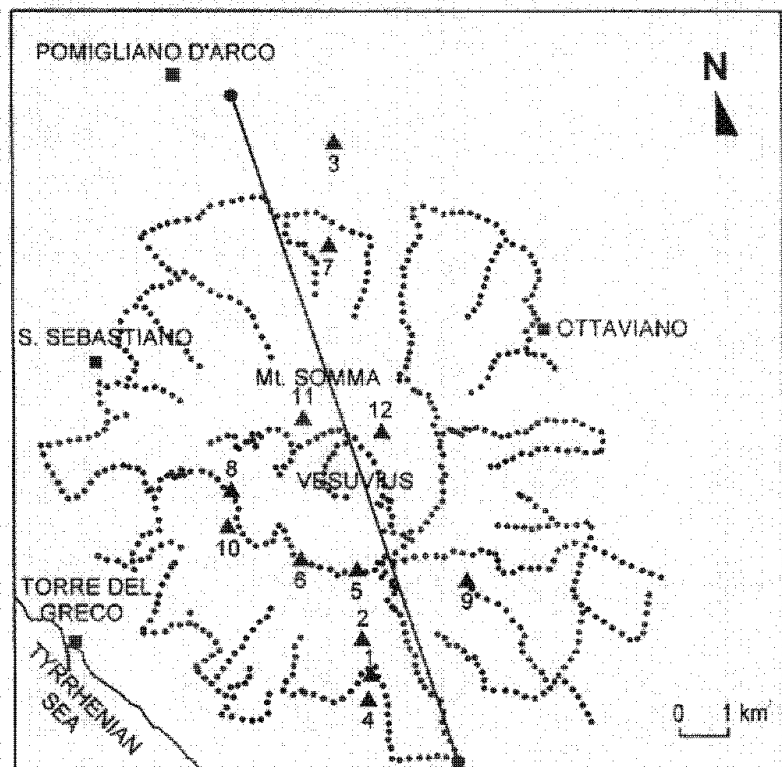
Heute sind sich die meisten Wissenschaftler über die Tiefe und das Volumen des Magmareservoirs einig. Die petrologischen und geochemischen Untersuchungen beziehen sich dabei hauptsächlich auf die Produkte der letzten Eruptionen, die geophysikalischen auf den aktuellen Zustand. Bei den älteren seismologischen Arbeiten ([Rittmann, 1933] in Pichler [1970]), Imbó [1949] und Imbó et al. [1968] wird die Tiefe der Kammer auf 5 – 6 km und das Volumen noch auf 30 – 50  $\text{km}^3$  abgeschätzt. In der petrologischen Arbeit von Rosi et al. [1993] und der gravimetrischen von Berrino et al. [1993] wird die Tiefe mit 4 – 5 km und das Volumen mit 10 – 12  $\text{km}^3$  angegeben.

In der jüngsten petrologischen Arbeit von [Marianelli et al., 1995] wird die Tiefe der Oberkante des Reservoirs auf 2 – 6 km und das Volumen auf 1 – 5  $\text{km}^3$  abgeschätzt. Nach den Ergebnissen von Deformationsmessungen liegt die Kammer in einer Tiefe von 2 – 5 km, hat eine elliptische Form mit senkrecht stehender Längsachse und ein Volumen von nur 0.1 – 4  $\text{km}^3$ . In den jüngsten Veröffentlichungen aus der aktiven Seismik [Zollo et al., 1996; Gasparini, 1998] wird die Mindesttiefe der Kammer auf 3 km geschätzt. In Tiefen von 600 – 3000 m gibt es danach eine Zone hoher seismischer Geschwindigkeit (HVZ) von 3.0 – 3.8  $\frac{\text{km}}{\text{s}}$  mit einer lateralen Ausdehnung von 500 – 1500 m unter dem Krater.

### 3.2.1 Bisherige elektromagnetische Untersuchungen

Die einzige Arbeit, die Informationen zur Untergrundleitfähigkeit beiträgt, ist eine Zusammenstellung älterer Arbeiten durch *di Maio et al.* [1998] (siehe Abb. 3.3). Sie enthält die Ergebnisse einer magnetotellurischen Erkundung von *Mauriello et al.* [1995], Gleichstromgeoelektrischer Messungen (DC) und einer Arbeit von *di Maio et al.* [1995] die sich mit Eigenpotential (SP)-Messungen beschäftigt.

**Abbildung 3.3:** Übersicht der elektromagnetischen Messungen am Vesuv [di Maio et al., 1998]). Die nummerierten Dreiecke bezeichnen die MT-Stationen, die unnummerierten Dreiecke sind die Meßpunkte der SP-Messungen. Die Linie zeigt die Lage des DC-Profiles an.

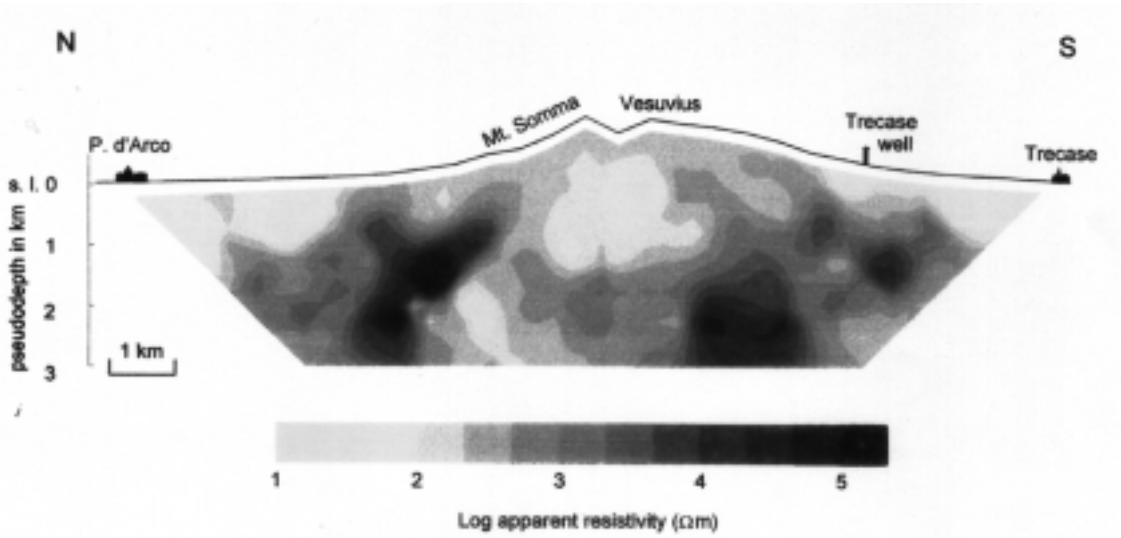


#### 3.2.1.1 Geoelektrische Messungen

Das Gleichstromgeoelektrik (DC)-Verfahren ist im Gegensatz zur LOTEM-Methode eine geometrische elektrische Methode, deren Eindringtiefe nur von der Auslage abhängt. Für große Tiefen werden dadurch große Auslagen benötigt.<sup>1</sup> Bei der Dipol-Dipol-Anordnung werden zwei Potentialelektroden (1. Dipol) und zwei Stromelektroden (2. Dipol) über ein Profil bewegt. Die scheinbaren Widerstände, die man aus den Spannungen erhält, werden zunächst in Form einer Pseudosektion dargestellt. Dazu wird jedem Widerstandswert eine Tiefe und eine Position auf dem Profil zugeordnet. Die Tiefe entspricht dem halben Abstand der Dipole und die Position der Mitte der jeweiligen Kombination.

<sup>1</sup>Faustregel: Eindringtiefe = ein Viertel des Abstandes der äußersten Strom- und Potentialelektrode [Telford et al., 1990].

Die Dipol–Dipol–Messungen [di Maio et al., 1998] entlang des Profils in Abb. 3.3 haben für Oberflächenwiderstände Werte von  $1000 \Omega\text{m}$  ergeben und zeigen eine leitfähige Zone, die unter dem Krater bis auf ca. 500 m unter der Oberfläche ansteigt (Abb. 3.4).



**Abbildung 3.4:** Pseudosektion der DC-Geoelektrik Daten entlang des Profils in Abb. 3.3 (aus di Maio et al. [1998]).

### 3.2.1.2 Magnetotellurische Messungen

Bei der Magnetotellurik (MT) [Cagniard, 1953] werden die natürlichen, zeitlich veränderlichen horizontalen elektrischen ( $E_x$ ,  $E_y$ ) und magnetischen ( $B_x$ ,  $B_y$ ) Felder mit Perioden von 0.0001 s bis 40000 s gemessen. Aus diesen Variationen wird die Struktur der elektrischen Leitfähigkeit im Erdinneren abgeleitet. Die Amplitude der Felder klingt im Erdinneren mit dem Diffusionsfaktor  $p = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}}$  ab, der auch als Skin-Tiefe bezeichnet wird. Felder längerer Perioden enthalten dadurch Informationen aus größeren Tiefen als Felder kürzerer Perioden. Im allgemeinen werden nicht die Felder, sondern aus den Feldern abgeleitete Hilfsgrößen interpretiert [Rokitiyansky, 1982]: der scheinbare Widerstand  $\rho_a$  und die Phase  $\phi$ :

$$\rho_{aij}(T) = \frac{\mu}{\omega} \|Z_{ij}\|^2 = \frac{\mu}{2\pi} T \|Z_{ij}\|^2 \quad , \quad \phi_{ij}(T) = \arctan \frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \quad (3.1)$$

Dabei ist  $Z$  die frequenzabhängige Impedanz  $Z_{ij} = \frac{E_i}{B_j}$  mit  $i, j \in \{x, y\}$ . Durch die periodenabhängigkeit von Widerstand und Phase bekommt man zusammen mit der Skintiefe eine Aussage über den Widerstand in Abhängigkeit von der Tiefe.

Bei den MT-Daten am Vesuv kann man deutlich unterscheiden, ob die Stationen im Gipfelbereich (über 500müNN) liegen, oder ob sie niedriger und damit weiter vom

Zentrum/Krater entfernt sind. Die Stationen nahe am Zentrum zeigen alle ein deutliches Abfallen der Widerstandskurven bei Perioden von 1–10 s. Insgesamt sind diese Daten allerdings mit Skepsis zu betrachten, bis heute sind keine Phasen<sup>2</sup> veröffentlicht. Von den Autoren wird die geringe Datenqualität der MT-Daten eingeräumt (A. Siniscalchi, pers. Mitt.). Hauptursache dafür sind starke Störungen durch anthropogenes Rauschen, v.a. durch Hochspannungsleitungen und die Circumvesuviana, eine elektrische S-Bahn rund um den Vesuv. Die S-Bahn wird mit Gleichstrom betrieben und der Fahrstrom über die Schienen geerdet, so daß regelmäßige starke Peaks die Daten verunreinigen<sup>3</sup>. Die Ergebnisse einer ergänzenden MT-Messung im Dezember 1998 (A. Siniscalchi und Z. Petrillo, pers. Mitt.) liegen noch nicht vor.

### 3.2.1.3 Eigenpotential-Messungen

Im Unterschied zur Geoelektrik wird bei der Eigenpotential-Methode (SP) die natürliche Potentialverteilung im Untergrund gemessen. Die Ursache solcher Potentiale an Vulkanen sind elektrochemischer, mechanischer oder thermaler Natur [Zohdy *et al.*, 1973; Lénat, 1995].

Die SP-Daten am Vesuv zeigen eine starke Anomalie von 1.5 km Breite in Tiefen von 600 – 2000 m unter dem Krater. Dies ist der gleiche Bereich, in dem bei der DC niedrige Widerstände vorherrschen. Als Ursache dieser Anomalie werden von *di Maio et al.* [1998] Strömungspotentiale in fluidgesättigten vulkanischen Gesteinen vorgeschlagen (Abb. 3.5). *di Maio et al.* [1998] betonen die Korrelation dieses Bereiches mit der HVZ aus der Seismik (s.o.) und legen daher nah, daß es sich bei der HVZ um einen magmatischen Körper handelt, der in den obersten 500 m hydrothermal alteriert ist (Abb. 3.5).

## 3.3 Planung der Vesuv-Messung

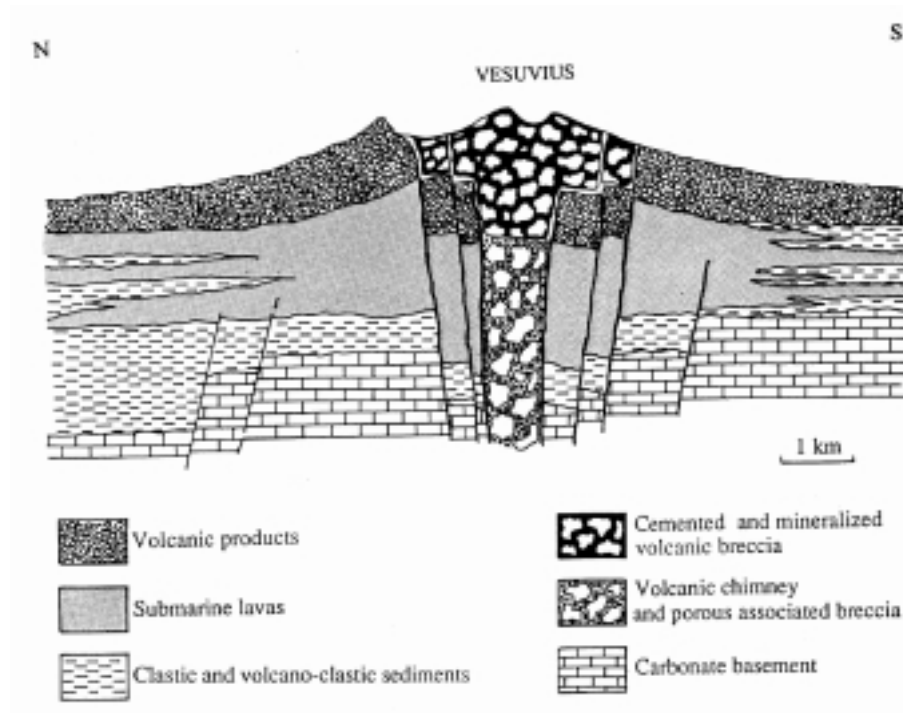
Aus der Literatur in Kap. 3.2 kann man ein 1D-Leitfähigkeitsmodell für den Vesuv herleiten. Dabei ist die Oberkante des Leiters (Magmakammer) auf 5 km Tiefe angesetzt. Durch Variation der Tiefe des Leiters werden alle in der Literatur vermuteten Tiefen abgedeckt. In der Standardversion ist das Modell ein Vierschichtfall (Abb. 3.6).

In diesem Kapitel werden verschiedene Varianten dieses 1D-Modells zur Leitfähigkeitsverteilung am Vesuv vorgestellt. Um eine Vorstellung über den Verlauf des Meßsi-

---

<sup>2</sup>Obwohl die Phasen üblicherweise von besserer Qualität als die scheinbaren Widerstände sind, da sie „static shift“ frei sind.

<sup>3</sup>Zu den Auswirkungen solcher starken Störungen auf MT-Daten siehe auch die Arbeit von *Michel* [1997].



**Abbildung 3.5:** Aus Geoelektrik und Eigenpotential-Messungen abgeleiteter geologischer Schnitt des Vesuv (aus [di Maio et al., 1998]).

gnals zu bekommen, und für das Verständnis grundsätzlicher Effekte durch Variation der Tiefen und der Widerstände sind 1D-Modelle zunächst ausreichend. Wie die vorliegende Arbeit zeigt, ist die Annahme eindimensionaler Leitfähigkeitsverteilungen an Vulkanen als erste Näherung gerechtfertigt.

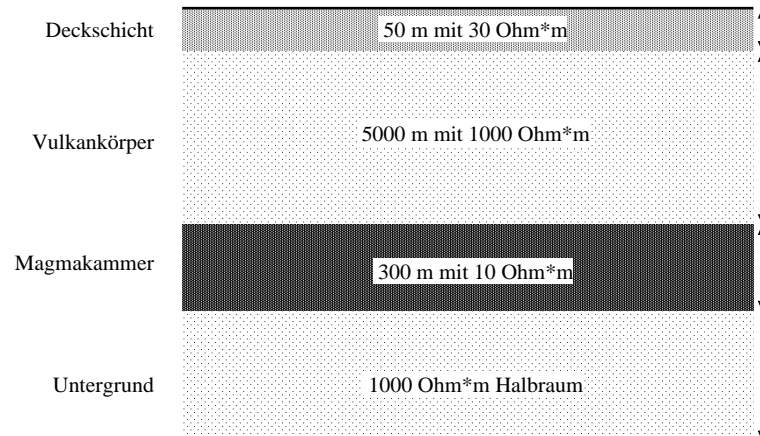
Anhand der Modelle wird der Feldaufbau untersucht: Wie müssen Empfänger und Sender angeordnet sein, um ein optimales Signal des Leiters zu bekommen? Wie weit müssen Sender und Empfänger voneinander entfernt sein, wie hoch ist die zu erwartende Signalstärke und wie machen sich Variationen der unterschiedlichen Parameter bemerkbar? Es sind jeweils die Frühzeitkurven der scheinbaren Widerstände des vertikalen magnetischen Feldes ( $\dot{H}_z$ ) dargestellt.

### 3.3.1 Variation des Offsets und der Tiefe der Kammer

Zunächst soll festgestellt werden, wie sich der scheinbare Widerstand in Abhängigkeit vom Abstand zwischen Sender und Empfänger (Offset) und der Tiefe des Leiters verhält.

Abb. 3.7 zeigt, daß die maximale Variation der Modellantwort in Abhängigkeit von der Tiefe der Kammer liegt: bei 2.5 km Offset bei 50 ms, bei 5 km Offset bei 70 ms, bei 7.5 km Offset bei 100 ms und bei 10 km Offset bei 200 ms. Bei größeren Offsets





**Abbildung 3.6:** Eine dünne Deckschicht von 50 m Mächtigkeit mit einem Widerstand von 30  $\Omega\text{m}$  bedeckt eine 5 km mächtige Schicht mit 1000  $\Omega\text{m}$ . Diese Schicht repräsentiert das aus trockenem porösen Material bestehende Vulkangebäude. Darunter die gut leitende Magmakammer mit einer Mächtigkeit von 300 m und einem Widerstand von 10  $\Omega\text{m}$ . Darunter folgt ein Halbraum mit 1000  $\Omega\text{m}$ .

gibt es einen weiteren Zeitpunkt starker Variationen, der bei 5 km Offset bei 10 ms, bei 7.5 km Offset bei 10 ms und bei 10 km Offset bei 20 ms liegt. Der Leiter, der die Kammer repräsentiert, macht sich als typisches Abknicken der Kurven bemerkbar. Dieses Abknicken erfolgt, bei gleicher Tiefe des Leiters, bei kleinen Offsets früher als bei großen Offsets.

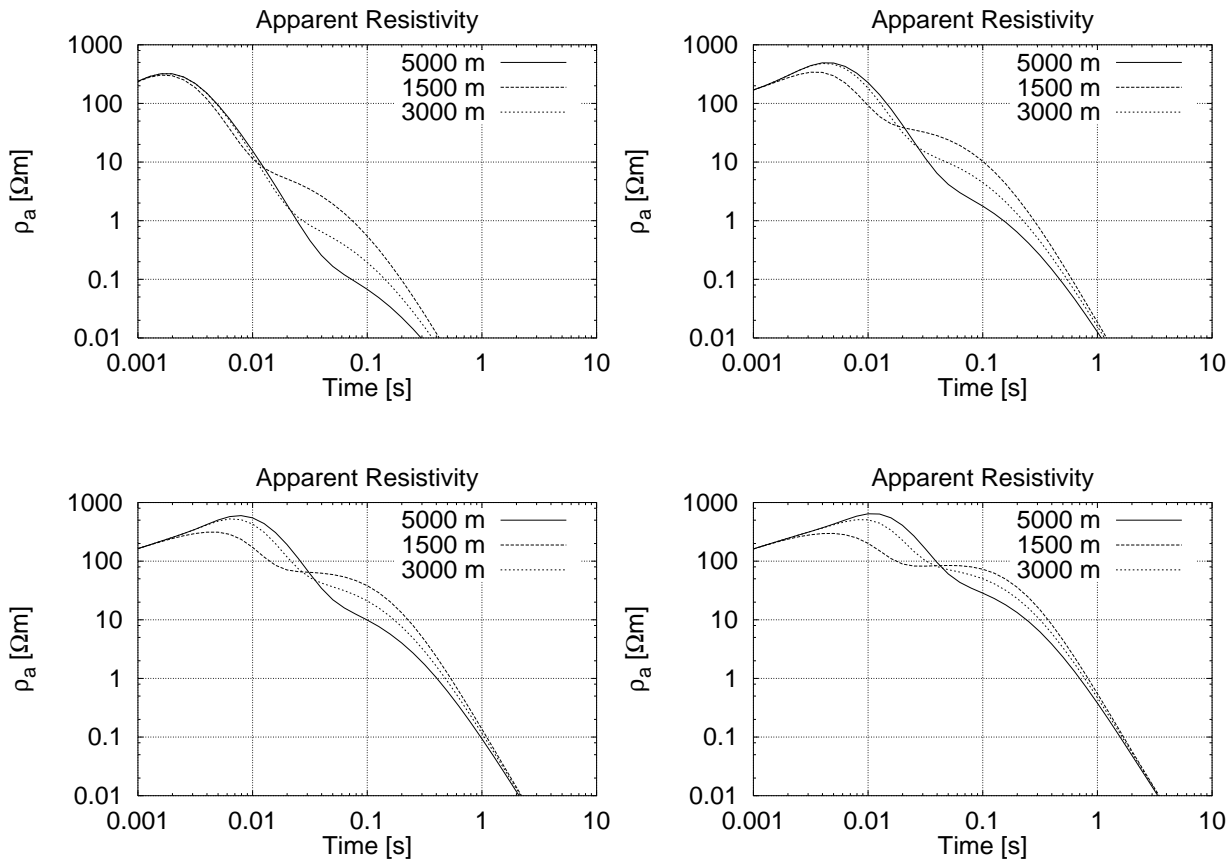
Bei allen Offsets ist die Modellkurve für den oberflächennahen Leiter (1500 m) deutlich von der für 3000 m und 5000 m verschieden. Die Tiefe des Leiters läßt sich also bei allen Offsets in den scheinbaren Widerständen auflösen.

Der scheinbare Widerstand bietet durch die Normierung die Möglichkeit, die Auflösbarkeit einer Schicht unabhängig von den meßbaren Spannungen theoretisch festzustellen. Für den praktischen Gebrauch benötigt man auch die tatsächlich meßbaren Spannungen.

### 3.3.2 Signalstärke

Abb. 3.8 zeigt die Abhängigkeit der Signalstärke von der Tiefe des Leiters und vom Offset. Die Signalstärke nimmt mit zunehmendem Offset ab und liegt bei großen Offsets unter der Meßgenauigkeit der TEAMEX Apparatur  $10^{-6}$  Volt [Donat, 1996].

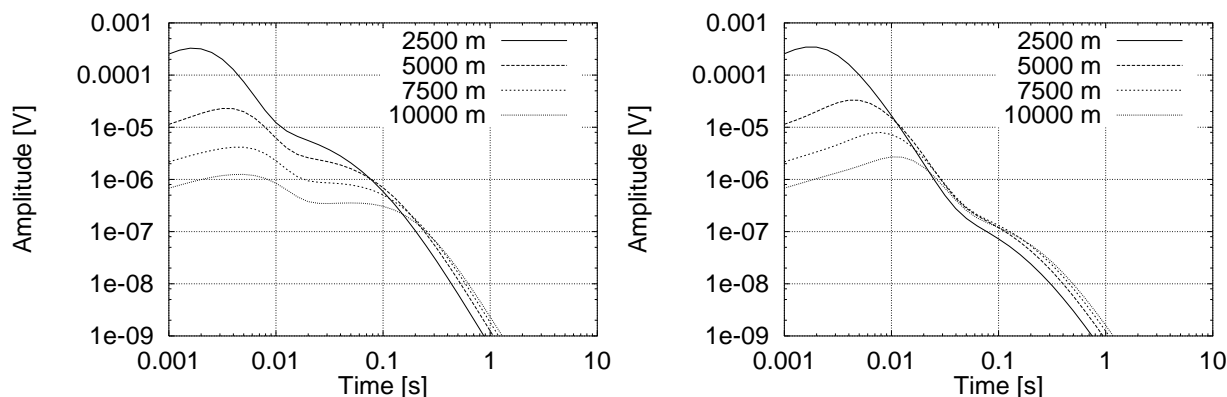
Die Rechnungen wurden für eine Dipollänge von 1 km bei einem Strom von 1 A und einer Sensorfläche von 88000  $\text{m}^2$  durchgeführt. Bei den Strömen von 2.5/10 A am Vesuv ist das Signal bereits um einen Faktor 2.5/10 größer. Eine weitere Verbesse-



**Abbildung 3.7:** Verlauf der Frühzeitkurve des scheinbaren Widerstandes für das vertikale Magnetfeld ( $\dot{H}_z$ ) in Abhängigkeit vom Offset und der Tiefe der Magmakammer. Der Offset beträgt 2.5 km (oben links), 5 km (oben rechts), 7.5 km (unten links) und 10 km (unten rechts). Die Mächtigkeit der zweiten Schicht aus Abb. 3.6 beträgt hier jeweils 1500 m, 3000 m und 5000 m (Standard).

rung erreicht man durch das Mitteln vieler Einzelsignale. Das Signal/Rauschverhältnis verhält sich  $\sim \sqrt{N}$ , bei 1000 Einzelsignalen (Vesuv) bedeutet dies eine Verbesserung des Signal/Rauschverhältnisses um einen Faktor 30. Die theoretische Meßgenauigkeit liegt also am Vesuv zwischen  $2 * 10^{-8}$  und  $3 * 10^{-9}$  Volt.

Für das Auflösungsvermögen ist nicht nur die Meßgenauigkeit, sondern auch die Dynamik der Apparatur wichtig. Die nutzbare Dynamik der TEAMEX-Apparatur liegt bei 2–2 1/2 Dekaden. Bei 2.5 km Offset beträgt die Dynamik des Signals vom Maximum bis zu dem durch den Leiter verursachten Knick vier, bei 5 km drei und bei 7.5 km zwei Dekaden. Daraus ergibt sich ein optimaler Offset um 7.5 km. Bei 10 km Offset reicht das Signal je nach Datenqualität u.U. nicht mehr aus, da die gemessenen Spannungen zu klein werden.



**Abbildung 3.8:** Spannungen für  $\dot{H}_z$  bei einem Offset von 2.5 km, 5 km, 7.5 km und 10 km bei einem Strom von 1 A, einer Senderdipollänge von 1 km und einer Empfängerfläche von 88000 m<sup>2</sup>. Im linken Bild ist der Leiter in 1.5 km Tiefe, im rechten in 5 km Tiefe.

### 3.4 Die LOTEM-Messungen 1997

Die LOTEM-Messungen 1997 [Müller *et al.*, 1999] waren die ersten Messungen mit einer aktiven elektromagnetischen Methode am Vesuv und waren als Testmessung geplant. Für uns waren die LOTEM-Messungen dort die erste Gelegenheit, die Methode an einem Vulkan zu erproben. Die Vorteile der Lokation liegen auf der Hand: Die Menge des bereits vorhandenen wissenschaftlichen Materials erlaubt eine gute Vorbereitung (siehe Kap. 3.2) und eine umfassende Interpretation der Ergebnisse. Weitere Pluspunkte sind die Erreichbarkeit von Köln aus, so daß die Messungen mit geringem finanziellen Aufwand aus Institutsmitteln durchgeführt werden konnten, sowie die Unterstützung durch das OV.

Im April 1997 wurden in 10 Meßtagen auf 6 Profilen insgesamt 23 Empfänger (Rx) mit jeweils einem magnetischen ( $\dot{H}_z$ ) und einem elektrischen ( $E_x$ ) Sensor aufgebaut (Abb. 3.9). Zusammen haben die Profile eine Länge von 8 km. Zwei Sender (T1 und T4) wurden im NE und SW aufgebaut. Der Offset liegt mit 3 – 9 km in dem durch die Vorüberlegungen bestimmten Bereich. Zur Vergleichbarkeit der Ergebnisse wurde ein Teil der Empfänger so aufgebaut, daß sie an den gleichen Stellen wie die Empfänger der DC-Geoelektrik- und MT-Messungen der Italiener (Abb. 3.3) liegen.

Das Ziel der Meßkampagne 1997 bestand darin, über Bau und Struktur des Vesuvs Aufschluß zu gewinnen. Darüberhinaus war ein wichtiges Anliegen, die speziellen Probleme bei der Auswertung und der Methodik (siehe Kap. 3.6) zu erforschen. Das Hauptaugenmerk richtete sich auf mögliche Effekte durch die Topographie des Vesuvs:

- An den Empfängern 17 und 18 wurden Daten sowohl von Sender T1 als auch von Sender T4 aufgezeichnet. Damit gibt es einen Datensatz, bei dem der Vesuv

**zwischen** Sender und Empfänger liegt und einen Datensatz, bei dem Sender und Empfänger auf der gleichen Seite des Vesuvs liegen (siehe Kap. 3.7.5).

- Die Magnetfeldsensoren wurden parallel zum Hang ausgelegt. Dadurch gibt es einerseits Stationen, an denen die Magnetfeldspule (fast) parallel zur Horizontalen liegt. Andererseits gibt es dadurch auch Stationen, an denen die Magnetfeldspule stark geneigt ist (siehe Kap. 3.6.1.3).

In der Radiomagnetotellurik (RMT, [Turberg *et al.*, 1994]) werden oszillierende magnetische und elektrische Felder in einem Frequenzbereich von 10 kHz – 1 MHz gemessen. Natürliche Signale sind in diesem Frequenzbereich sehr schwach, so daß künstliche vorhandene Sendesignale (Radiosender ab 100 kHz, darunter z.B. DCF-Sender, militärische Sender) genutzt werden. Aufgrund der hohen Frequenzen liegt die maximale Eindringtiefe bei 100–600 m. Die Hauptanwendungsbereiche sind die Umweltgeophysik und die Flacherkundung [Tezkan *et al.*, 1996]. An allen Empfänger- und Senderpositionen wurden deshalb zusätzlich mit RMT-Messungen die oberflächennahen Strukturen untersucht.

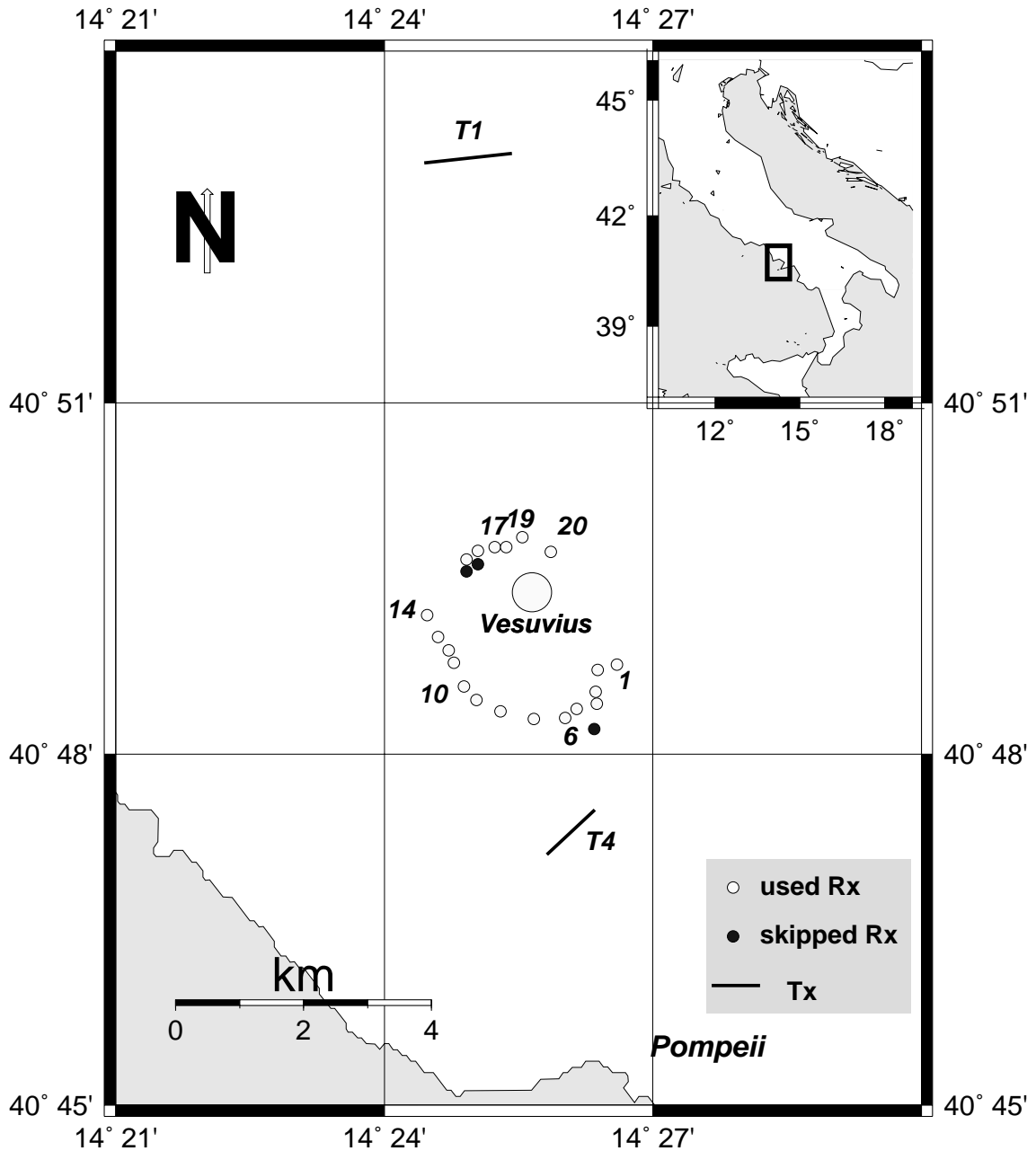
Die Koordinaten wurden mittels differentiellen GPS (DGPS)-Messungen bestimmt. Die Empfänger lagen auf einer durchschnittlichen Höhe von 600 m wie in einer Art Halskrause um den Hauptkrater herum. Bedingt durch die hohen Übergangswiderstände (Tabelle 3.1) wurden nur relativ schwache Sendeströme (Peak-to-Peak) von 5 Ampere (T4) und 22 Ampere (T1) erreicht. Die entsprechenden Dipollängen sind 700 m (T4) und 1200 m (T1).

Als Samplingrate wurde die höchste, die die TEAMEX-Apparatur erlaubt, gewählt (4 kHz), um eine möglichst gute Auflösung der frühen Zeiten zu erhalten. Die Aufzeichnungslänge wurde auf 2048 Datenpunkte begrenzt, um die Aufzeichnungszeit zu verringern. Die Länge der Transienten beträgt somit 0.5 s. Bei einer Schaltzeit von 10 s können so 360 Transienten/h aufgezeichnet werden. An einem Spread wurde zusätzlich mit einer niedrigeren Samplingrate (1 kHz) aufgezeichnet. Damit sollte beispielhaft untersucht werden, ob und wie sich längere Aufzeichnungszeiten auf die Interpretation der Daten auswirken.

Sender	Elektrode	Widerstand [ $\Omega$ ]	Stromstärke [A]
T1	E	31	22
T1	W	40	
T4	E	170	5
T4	W	120	

**Tabelle 3.1:** Die Übergangswiderstände der Senderelektroden am Vesuv

Besonderheiten ergaben sich vor allem durch die hohe Bevölkerungsdichte, die es



**Abbildung 3.9:** Karte des Meßgebietes mit den eingezeichneten Lokationen der LOTEM-Sender (T1, T4) und der LOTEM-Empfänger (1,6,10,14,17,19,20). Der Kreis innerhalb der Empfängerpositionen stellt den Kraterrand dar. Zwecks besserer Übersichtlichkeit sind nur sieben Empfänger exemplarisch mit ihrer durchlaufenden Nummerierung bezeichnet, die später explizit erwähnt werden (nach Müller *et al.* [1999]).

schwer machte, geeignete passende und sichere Senderplätze zu finden. So konnte Aufgrund der Bebauung T1 nicht näher an den Vesuv gebaut werden. Zum zweiten mußten die Senderelektroden wegen der hohen Oberflächenwiderstände aufwendig präpariert werden. Die speziell für die Messung neu entwickelten Elektroden lieferten leider nicht

das gewünschte Resultat. Diese Elektroden bestehen aus angespitzten Stahlrohren mit 35 mm Durchmesser und seitlich angebrachten Löchern. Durch die Löcher sollte das oben eingefüllte Wasser den Boden anfeuchten und die Ankopplung dadurch verbessern. Ihr Versagen läßt sich zum einen darauf zurückführen, daß in tonigem Boden die Löcher verstopft wurden und so ihre Funktion nicht erfüllten. Zum anderen darauf, daß in lockerem Boden (Lapilli) das Wasser einfach durchläuft und keine bessere Ankopplung ermöglicht. Aus diesem Grund wurde die bereits früher erprobte Alufolie [Thern, 1996] der Fa. Aluferon (Düren) verwandt. Eine Folge der schlechten Ankopplung waren die geringen Sendeströme (s.o.).

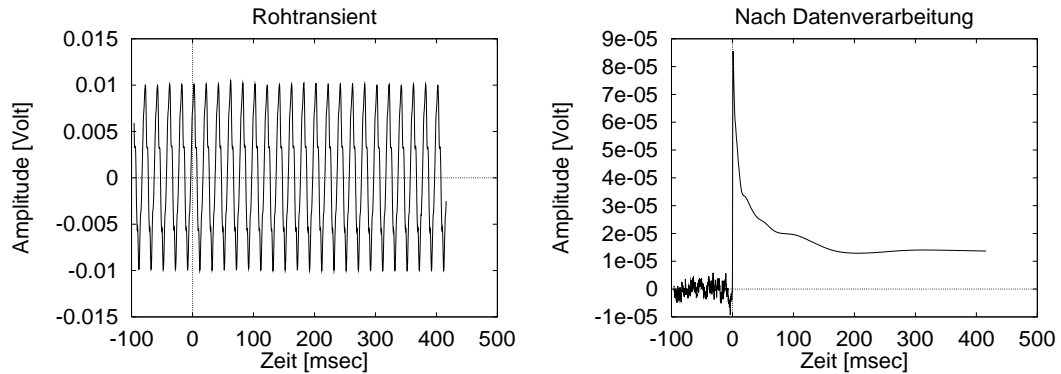
Die Datenqualität wird durch die z.T. geringen Sendeströme und von starkem anthropogenen Rauschen beeinflußt. Um das Signal/Rauschverhältnis zu erhöhen, wurden deshalb bis zu 1000 Einzeltransienten pro Empfänger aufgezeichnet. Um die Qualität der Interpretation zu verbessern, wurde weiterhin täglich die Systemantwort der Sender mit aufgezeichnet. Dadurch sollten mögliche zeitliche Veränderungen der Ankopplung der Senderelektroden überwacht werden (siehe auch Kap. 4.5.2).

### 3.5 Das Processing

Die gemessenen LOTEM-Rohdaten sind von sehr unterschiedlicher Qualität und werden durch Rauschen verzerrt. Das Rauschen wird durch verschiedene elektromagnetische Quellen verursacht, wie z.B. Hochspannungsleitungen oder elektrisch betriebene Eisenbahnen. Diese Störsignale müssen aus den aufgezeichneten Daten herausgefiltert werden, damit das eigentliche Sendesignal sichtbar wird. Die gemessenen Signalamplituden an Vesuv und Merapi sind um einen Faktor 10 bis 1000 geringer als die Amplituden des Rauschens (siehe auch Abb. 3.10). Zwei Verarbeitungsschritte erlauben trotzdem die präzise Auswertung der Daten:

**1. Das Stapeln:** Es wird nicht nur das Signal eines einzelnen Schaltvorganges registriert, sondern es werden  $N$  (bis zu 1000 [Vesuv] bzw. 3000 [Merapi]) dieser Signale aufgezeichnet. Das Stapeln ist eine gewichtete Mittelwertbildung, bei der die Extremwerte vor dem Mitteln herausgenommen werden. Dadurch wird das Signal zu Rauschverhältnis um den Faktor  $\sqrt{N}$  verbessert [Hanstein *et al.*, 1986] und Strack [1992]. Vor allem zufälliges, nichtperiodisches Rauschen, wie z.B. die Anfahrströme der Vesuv-Bahn, können dadurch unterdrückt werden.

**2. Das Filtern:** Da die Form und der Frequenzinhalt des Sendesignals bekannt sind, läßt sich durch verschiedene Filtertechniken periodisches Rauschen (z.B. 50 Hz und Multiple) sehr gut aus den gemessenen Daten herausfiltern, ohne dabei den Signalinhalt zu verändern. Eine ausführliche Beschreibung der Anwendung der digitalen Filter von Hanstein [1996] findet sich bei Thern [1996] und Sylvester [1997].



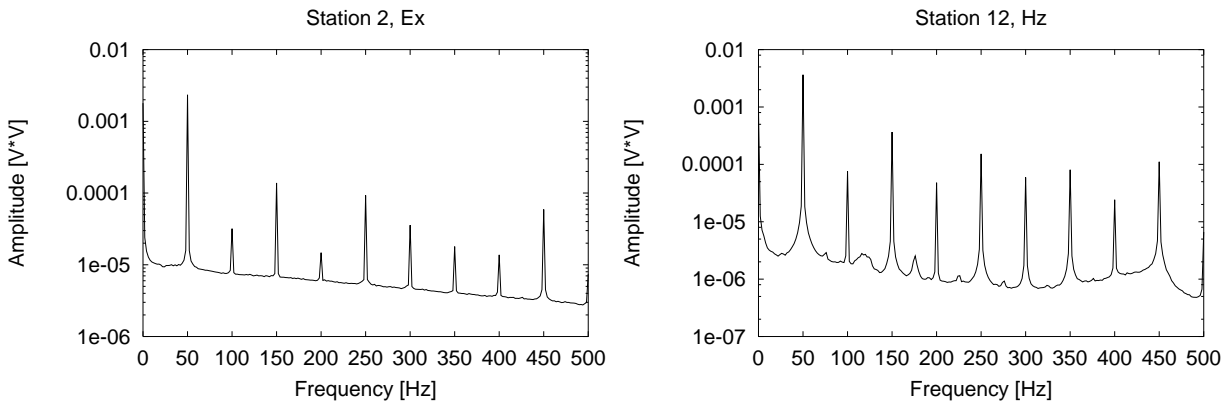
**Abbildung 3.10:** Vergleich eines einzelnen gemessenen  $E_x$ -Transienten (links) mit dem vollständig prozessierten Signal nach digitalem Filtern, selektivem Stapeln und Glätten (rechts). Die max. Amplitude des Signals beträgt 0.09 mV, der Rauschpegel liegt bei 20 mV.

Die Messungen am Vesuv 1997 waren die ersten LOTEM-Messungen an einem aktiven Vulkan, und die Daten wurden intensiv hinsichtlich ihrer Eigenarten untersucht. Der erste Schritt bei der Analyse nach der Begutachtung der Rohdaten besteht in der Betrachtung der Spektren, um die Filterfrequenzen zu bestimmen. Die Hauptstörfrequenz ist 50 Hz, sowie die ungeraden und geraden Vielfachen. Weiterhin kann man bei manchen Stationen Störfrequenzen von 133 Hz und 25 Hz bzw. 125 Hz beobachten. Diese Frequenzen sind mit der „normalen“ schnellen Fourier-Transformation (FFT) des gestapelten Transienten nicht zu erkennen. Die Anwendung einer diskreten Fourier Transformation (DFT) auf jeden einzelnen Datensatz und das anschließende Stapeln der Spektren macht die schwachen Störfrequenzen sichtbar. Bei der DFT wird die Länge des zu untersuchenden Abschnittes so gewählt, daß ein Vielfaches der untersuchten Frequenz hineinpaßt [Brigham, 1989]. Durch das Stapeln der Spektren werden die Frequenzen hervorgehoben, die Phasenunterschiede von einem Datensatz zum nächsten aufweisen, da die Amplituden der Spektren gestapelt werden und Phasenunterschiede nicht berücksichtigt werden.

In Abb. 3.11 sind die Spektren für die Stationen 6 und 12 dargestellt. Bei den Daten der Station 12 (rechts) kann man gut die zusätzliche Störfrequenz bei 25 Hz und den Multiplen identifizieren. Auch diese zusätzlichen Störfrequenzen werden von den optimierten digitalen Filtern [Hanstein, 1996] entfernt.

Außer den Spektren kann man die Rauschwerte (siehe auch Thern [1996]) zur Qualitätseinschätzung benutzen. Hierfür wird die normierte Energie der Transienten in ihrer zeitlichen Abfolge betrachtet. Dabei kann man drei verschiedene Rauschtypen (siehe Abb. 3.12) unterscheiden:

1. Station 7,  $E_x$ : Das Rauschen hat ein relativ gleichmäßiges Niveau über die Zeit. Dieses Rauschverhalten zeigen die Daten der Mehrzahl der Stationen.



**Abbildung 3.11:** Gestapelte DFT-Spektren für das elektrische Feld der Station 6 (links) und das magnetische Feld der Station 12 (rechts). Das linke „saubere“ Spektrum enthält nur 50 Hz Störfrequenzen und Multiple. Im rechten Spektrum kann man weitere Störfrequenzen bei 75, 125, 175 Hz etc. erkennen.

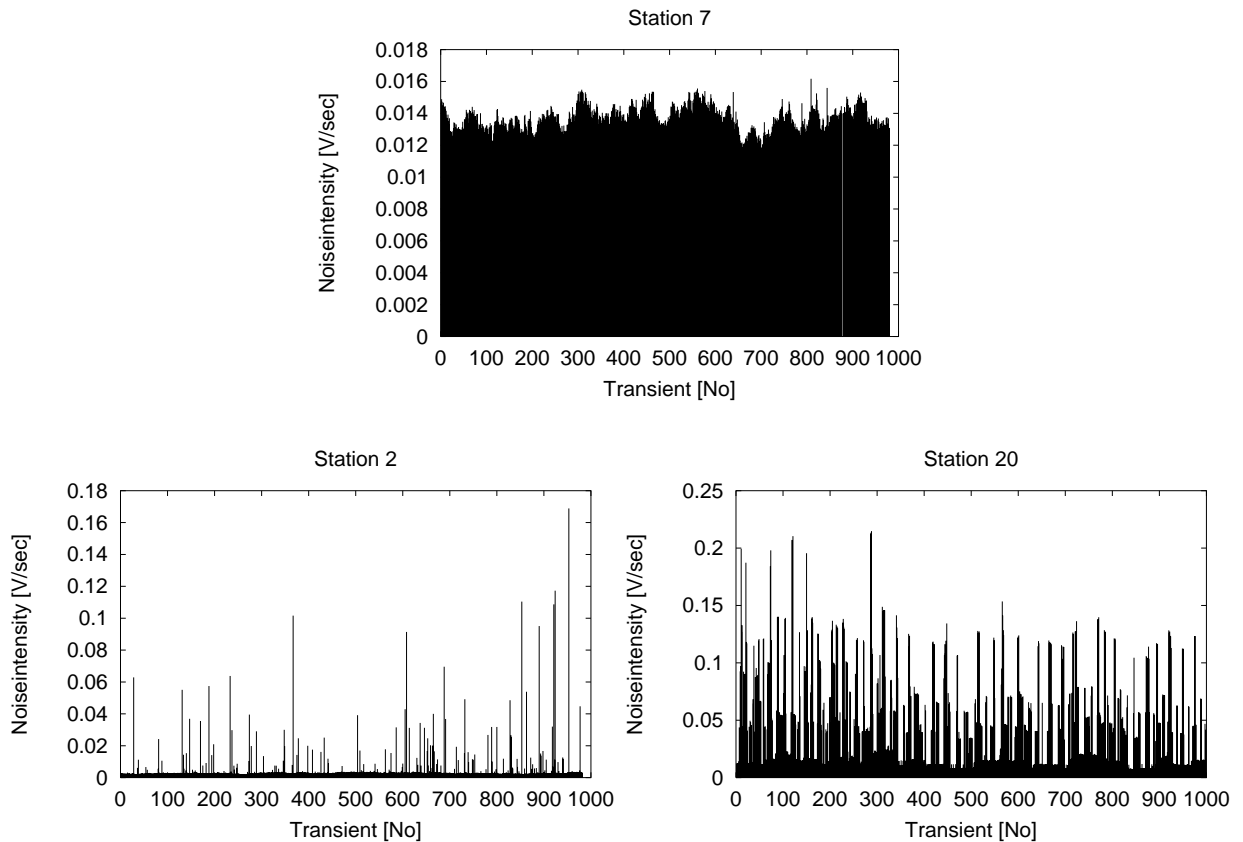
2. Station 2,  $E_x$ : Das Rauschniveau ist relativ konstant und wird von starken aperiodischen Einzelpeaks überlagert. Dies betrifft v.a. Stationen, die am Rand des Vesuvparks (geschütztes Gebiet, keine Ansiedlung) liegen, wo sich Störungen z.B. durch Fahrzeuge stärker bemerkbar machen.
3. Station 20,  $\dot{H}_z$ : Das Rauschniveau ist relativ konstant und wird von starken periodischen Einzelpeaks überlagert. Dieses Verhalten tritt v.a. an Stationen im Valle del Gigante Gebiet (Spread 4 und 7) auf und wird vermutlich durch eine am Berg verlegte Datenleitung des OV erzeugt.

Als Standardfilter erweist sich der segmentierte optimierte Lockin Filter [Hanstein, 1996] als der geeignetste. Vor allem im kritischen Anfangsbereich des Signals wirkt sich seine Robustheit positiv aus. Bei den Stationen mit einem hohen Anteil an Störpeaks (Spreads 2 und 8) hat sich der Delay-Filter als der überlegene herausgestellt. Der Datensatz in Abb. 3.10 ist Beispiel für ein stark verrauschtes elektrisches Feld, bei dem nicht nur das periodische Rauschen, sondern auch das nichtperiodische hohe Werte aufweist. Nach dem kompletten Processing kann aber auch dieser Transient noch genutzt werden.

Nach dem digitalen Filtern wird das Nullniveau der Daten bestimmt (leveling). Anschließend werden die Daten gestapelt, geglättet und auf logarithmisch äquidistante Daten reduziert (siehe auch Thern [1996]). Dadurch werden aus 2048 linear äquidistanten 42 logarithmisch äquidistante Datenpunkte.

Zum Vergleich der Datenqualität der Vesuv- und der Merapi-Daten soll eine vorläufige Einteilung vorgenommen werden. Die so definierte Qualität ist eine rein auf die Datenfehler des Transienten bezogene Eigenschaft und orientiert sich an der Modellierung





**Abbildung 3.12:** Normierte Rauschwerte aller Transienten der Stationen 7 (oben), 2 (links) und 20 (rechts). Die Transientennummer ist gleichbedeutend mit der Zeitachse,  $\Delta t$  für einen Transienten beträgt 10 s, 1000 Transienten entsprechen ca. 3 h.

mit dem Inversionsprogram EMUPLUS [Commer, 1999]. 15 Datenpunkte entsprechen einer Dekade auf der (logarithmierten) Zeitachse, d.h. über ein Drittel des Transienten ist unbrauchbar. Eine Tabelle der entfernten Datenpunkte aller Datensätze findet sich in Anhang F.

- ++ Kein erkennbarer Makel der Daten, für die Auswertung kann der komplette Transient uneingeschränkt genutzt werden.
- + Nach Entfernung von weniger als 5 Datenpunkten kann der Transient modelliert/-interpretiert werden.
- Nach Entfernung von 5 – 15 Datenpunkten kann der Transient modelliert/interpretiert werden.
- Die Daten sind stark gestört, aber nach Entfernung von mindestens 15 Datenpunkten ist der Transient noch modellierbar/interpretierbar.

- Die Daten sind komplett unbrauchbar, der Fehler ist sehr groß oder es ist kein Signal in den Daten enthalten, so daß keine sinnvolle Interpretation möglich ist.

Sensor Feldtyp	++	+	O	-	--	$\Sigma$
$E_x$	0	0	20	3	0	23
$H_z$	1	2	15	5	0	23
$\Sigma$	1	2	35	8	0	46
%	2	5	76	17	0	100

**Tabelle 3.2:** Datenqualität der prozessierten Vesuv-Daten. Erklärung der Einteilung siehe Text.

Anhand der Tab. 3.2 erkennt man, daß die Datenqualität für  $E_x$  und  $\dot{H}_z$  befriedigend ist. Die Datenqualität für  $\dot{H}_z$  streut stärker, es gibt gute (+) und sehr gute (++) aber auch sehr schlechte (- -) Datensätze. Insgesamt sind aber die  $\dot{H}_z$ -Daten besser (siehe auch die Inversionsergebnisse in Anhang F).

### 3.6 Besonderheiten bei der Auswertung

An Vulkanen ist die Topographie besonders ausgeprägt: Der Vesuv steigt auf eine Höhe von 1281 müNN auf 8 km vom Meeresniveau an. Dies entspricht einer mittleren Steigung von 8 Grad. Im Gipfelbereich kann dieser Wert aber deutlich größer sein (bis zu 30 Grad). Der Merapi hat eine ähnliche mittlere Steigung, ist aber deutlich höher (3000 müNN) und im Gipfelbereich auch steiler (bis zu 40 Grad). Aufgrund der Topographie können folgende Konfigurationen im Meßaufbau vorkommen:

1. **Effekt des Berges:** Veränderung der regionalen Leitfähigkeitsverteilung durch leitfähige Massen über und unter dem Niveau des Senders und Empfängers. Der Effekt der regionalen Topographie ist in großen Teilen oder im ganzen Meßgebiet zu bemerken.
  - (a) **Gleiche Seiten:** Sender und Empfänger liegen auf der gleichen Flanke des Berges. Es liegt eine leitf. Masse hinter dem Empfänger vom Sender aus gesehen.
  - (b) **Verschiedene Seiten:** Sender und Empfänger liegen auf unterschiedlichen Flanken des Berges. Es liegt eine leitf. Masse zwischen Empfänger und Sender.

2. **Niveauunterschiede:** Sender und Empfänger befinden sich nicht in der gleichen Höhe.
3. **Schiefwinkligkeit:** siehe Kap. 3.6.1
4. **Effekt der lokalen Topographie:** Effekte kleinskaliger topographischer Merkmale, wie Canyons, Rücken, etc. Im Gegensatz zur regionalen Topographie beeinflußt die lokale Topographie einzelne Stationen oder kleine Teile des Meßgebietes.

Vor der Vorstellung dreidimensionaler Modelle mit Topographie in Kap. 3.7.5, werden zunächst die verschiedenen möglichen Effekte der Schiefwinkligkeit illustriert.

### 3.6.1 Schiefwinkligkeit

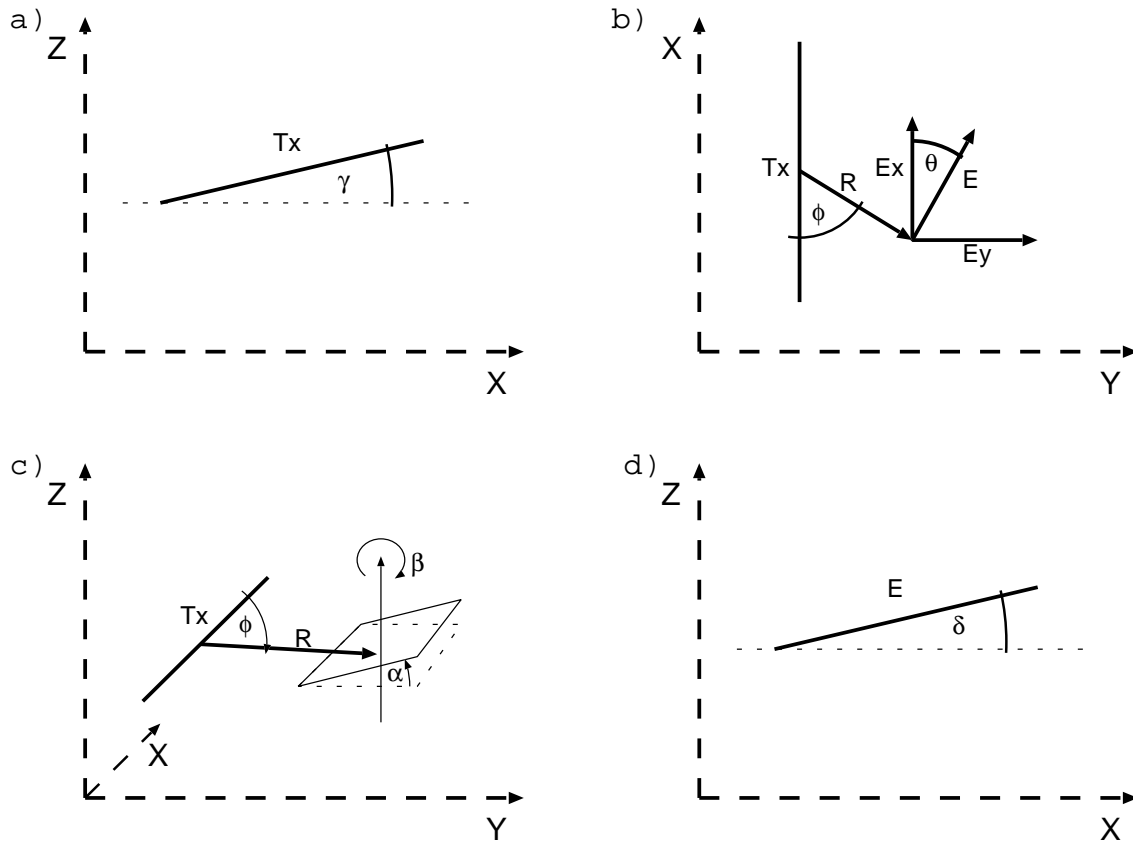
Die Topographie macht es teilweise unmöglich, Sender und Empfänger optimal zueinander auszurichten. Dabei können vier unterschiedliche Fälle sowie Mischformen, auch zusammen mit den Effekten der Topographie, auftreten (Abb. 3.13):

#### 3.6.1.1 Schräger Sender

Der Sender ist nicht parallel zur Horizontalen. In diesem Fall gibt es eine z-Komponente des Stromes und damit zusätzliche  $\dot{H}_x$ - und  $\dot{H}_y$ -Komponenten des magnetischen und eine zusätzliche  $E_z$ -Komponente des elektrischen Feldes. Der Fall schräger Sender kam bei beiden Messungen nur an einem Sender (Vesuv, T4) vor, dort beträgt die Steigung 15 Grad. Bei den anderen Sendern an Vesuv und Merapi liegen die Steigungen zwischen 5 % und 0.5 % (siehe auch die Anhänge B und C). Dieser Fall könnte mit einem 3D-Modellierungsprogramm untersucht werden. Dazu muß es (bei finiten Differenzen) möglich sein sowohl horizontal als auch vertikal feine Gitter zu konstruieren. Dies ist mit dem Programm MAXWELL nicht möglich (siehe auch Kap. 3.7.4). Alternativ könnte ein Programm auf der Basis Finiten Elemente benutzt werden, dies steht z.Zt. aber noch nicht zur Verfügung.

#### 3.6.1.2 Gedrehter Empfänger (elektrisches Feld)

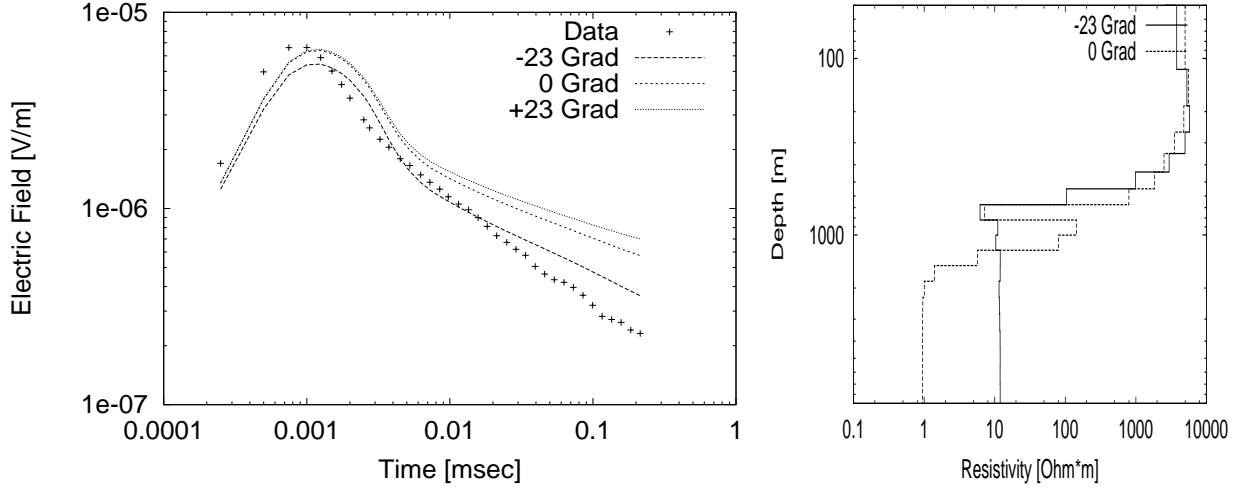
Der Empfänger (E-Feld) ist nicht parallel oder senkrecht zum Sender. In diesem Fall wird nicht die reine  $E_x$ - oder  $E_y$ -Komponente gemessen, sondern Mischterme (siehe Abb. 3.13). Bei der Vesuvmessung war die Position des Senders T4 während der Messung nicht hinreichend genau bekannt. Zum einen wegen des veralteten Kartenmaterials, zum anderen konnten die GPS Messungen erst zu Ende der Messungen durchgeführt



**Abbildung 3.13:** Die vier Möglichkeiten für Schiefwinkligkeit. **a):** schräger Sender;  $\gamma$  ist der Winkel zwischen der Horizontalebene und dem Sender. **b):** gedrehter Empfänger;  $\Theta$  ist der Drehwinkel des elektrischen Feldes gegen die Senderrichtung, für  $\Theta = 0^\circ$  entspricht  $E=E_x$ , für  $\Theta = 90^\circ$  entspricht  $E=E_y$ .  $R$  ist der Abstand zwischen Sender und Empfänger (Offset). **c):** Windschiefer Empfänger (Magnetfeld);  $\alpha$  ist der Winkel, um den der Empfänger aus der Horizontalen gekippt ist,  $\beta$  der Drehwinkel, um den die Richtung der maximalen Steigung von der Senkrechten zum Sender abweicht. **d):** schräger Empfänger (elektrisches Feld);  $\delta$  ist der Winkel zwischen der Horizontalebene und dem Empfänger (analog zu  $\gamma$  in **a**). Die Senderrichtung definiert die  $x$ -Richtung.

werden, so daß die elektrischen Felder parallel zum Sender ( $E_x$ ) tatsächlich 23 Grad gegen den Uhrzeigersinn in Senderrichtung gedreht waren. Das 1D-Inversionsprogramm EMUPLUS wurde dahingehend abgeändert, so daß auch solche „schiefen“ Winkel der elektrischen Felder modelliert werden können.

Ein Beispiel mit dem elektrischen Feld der Station 11 soll den Effekt verdeutlichen, den die Annahme eines falschen Winkels hervorruft. Mit dem Drehwinkel  $\Theta = 0^\circ$  ( $E_x$ ) ist es nicht möglich eine zufriedenstellende Datenanpassung zu erreichen. Das starke Abfallen des Transienten bis 200 ms wird nicht hinreichend wiedergegeben. Mit dem korrekten Drehwinkel von  $\Theta = -23^\circ$  lassen sich die Daten besser anpassen (Abb. 3.14).



**Abbildung 3.14:** 1D-Modellierung der  $E_x$ -Daten der Station 11 mit verschiedenen Winkeln zwischen Sender und Empfänger. Mit  $0^\circ$ , mit dem wahren Winkel ( $-23^\circ$ ) und in die falsche Richtung gedreht ( $+23^\circ$ ). Rechts die Modelle der Occam-Inversion für den richtigen Winkel und  $0^\circ$ .

Unter Annahme falscher Winkel von  $0$  Grad oder  $+23$  Grad ist das Abfallen der elektrischen Felder zu späten Zeiten schwächer ausgeprägt (Abb. 3.14, links). Der Grund für dieses Verhalten liegt in der starken Variation des Verlaufes der elektrischen Felder in Abhängigkeit von der Konfiguration [Petry, 1987] (ET: Frühzeitnäherung, LT: Spätzeitnäherung):

$$U_{E_x}^{ET} \sim \sin^2 \phi \rho r^{-3} \qquad U_{E_x}^{LT} \sim (3/2 \sin^2 \phi - 1) \rho r^{-3} \quad (3.2)$$

$$U_{E_y}^{ET} \sim \cos \phi \sin \phi \rho r^{-3} \qquad U_{E_y}^{LT} \sim \cos \phi \sin \phi \rho r^{-3} \quad (3.3)$$

Bei Positionen außerhalb der Hauptachse ( $\phi \neq 0$ ) kann demnach  $E_x$  bei späten Zeiten Vorzeichenwechsel haben ( $3/2 \sin^2 \phi < 1$ ). Mit zunehmendem  $\phi$  nimmt die Amplitude von  $E_x$  ab und die von  $E_y$  zu. Bei kleinen Drehwinkeln  $\theta$  kann dann der Einfluß der  $E_y$ -Komponente so groß werden, daß der Vorzeichenwechsel in  $E_x$  dann durch  $E_y$  überprägt wird.

Die Inversionsergebnisse für den richtigen und den falschen Winkel zeigen Differenzen (Abb. 3.14, rechts): Durch das schwächere Abklingen bei  $0^\circ$  wird ein besserer Leiter in größeren Tiefen vorgetäuscht. Mit dem wahren Winkel von  $-23$  Grad beträgt der Widerstand des Leiters  $10 \Omega m$  anstatt  $1 \Omega m$ .

### 3.6.1.3 Windschiefer Empfänger (Magnetfeld)

Der Empfänger für das vertikale Magnetfeld ( $\dot{H}_z$ -Feld) ist nicht parallel zur Horizontalen, sondern geneigt, z.B. wenn die Kabel für die Sensoren des magnetischen Feldes parallel zur Oberfläche ausgerichtet werden. An den Flanken eines Berges ist die dadurch gebildete Fläche nicht mehr parallel zur Horizontalen (siehe Abb. 3.13), mit den Luftspulen wird also nicht allein  $\dot{H}_z$ , sondern die Normalkomponente des magnetischen Feldes gemessen. So fängt  $\dot{H}_z$  auch Anteile von  $\dot{H}_x$  und  $\dot{H}_y$  ein. Die Abhängigkeit der Amplitude der Magnetfeldkomponenten vom Winkel  $\phi$ , der Zeit und dem Widerstand eines homogenen Halbraumes ist nach *Petry* [1987]:

$$U_{H_x}^{ET} \sim \cos \phi \sin \phi \rho^{-1/2} r^{-3} t^{-1/2} \quad U_{H_x}^{LT} \sim \cos \phi \sin \phi \rho^{-2} r^2 t^{-3} \quad (3.4)$$

$$U_{H_y}^{ET} \sim (1 - 3/2 \cos^2 \phi) \rho^{1/2} r^{-3} t^{-1/2} \quad U_{H_y}^{LT} \sim \rho^{-1} t^{-2} \quad (3.5)$$

$$U_{H_z}^{ET} \sim \sin \phi \rho r^{-4} \quad U_{H_z}^{LT} \sim \sin \phi \rho^{-3/2} r t^{-5/2} \quad (3.6)$$

Um den Fehler, der durch windschiefe Auslagen entsteht, abschätzen zu können, wurde am Vesuv die Neigung der Flächen zur Horizontalen per „Hand“ bestimmt. Dazu wurde mit einem Geologenkompass und einem Pendel der Winkel abgeschätzt. Die Angaben in Tab. B in Anhang B sind deswegen mit einem großen Fehler behaftet und nur als qualitative Angabe zu verstehen. Um diese Ungenauigkeiten zu vermeiden, wurden bei der Merapi-Messung die Luftspulen deshalb ausführlich per GPS eingemessen und die Neigung anschließend rechnerisch bestimmt (Tab. C.2 und C.3). Eine ausführliche Diskussion der windschiefen Magnetfelder findet sich in Kap. 4.5.1.

### 3.6.1.4 Schräger Empfänger (elektrisches Feld)

Der Empfänger (E-Feld) ist nicht parallel zur Horizontalen, sondern geneigt. Dieser Fall ist analog zu 3.6.1.1 (schräger Sender). An den elektrischen Feldern mit der größten Neigung wurden deshalb am Vesuv beide Elektroden der elektrischen Felder mit DGPS eingemessen, um die Neigung zu berechnen. Der Fehler für die absoluten Stationshöhen liegt aber im Bereich der Höhenunterschiede der Stationen (ca. 10 m), so daß am Vesuv die Neigung  $\delta$  der elektrischen Felder nicht bestimmt werden konnte.

Am Merapi ist die Genauigkeit der DGPS-Daten höher. Die Neigungen der elektrischen Felder liegen dort bei 2/3 der Stationen zwischen  $\pm 5^\circ$ . Bei 6 Stationen ist eine Winkelbestimmung wegen des Ausfalls der Basisstation nicht hinreichend genau möglich, bei 5 Stationen liegt  $\delta$  bei  $\pm 10^\circ$  und bei 5 Stationen über  $10^\circ$ . Wie zu den schiefen Sendern in Kap. 3.6.1.1 erläutert, kann dieser Fall noch nicht modelliert werden.

## 3.7 Modellierung

### 3.7.1 1D–Single–Inversion

Da die Vesuvdaten keine offensichtlichen 3D–Effekte, wie Vorzeichenwechsel bei den Magnetfeldern, aufweisen, scheint eine eindimensionale Modellierung als erster Schritt gerechtfertigt. Bei der 1D–Occam–Inversion [*Constable et al.*, 1987; *Commer*, 1999] wird ein möglichst glattes Modell gesucht, welches die Daten anpasst. In einem zweiten Schritt wird dann eine Marquardt–Inversion durchgeführt, wofür die aus der Occam–Inversion erhaltenen Widerstandsmodelle das Startmodell liefern. Die Einstellung der 1D–Inversion und die Ergebnisse finden sich in Anhang F.

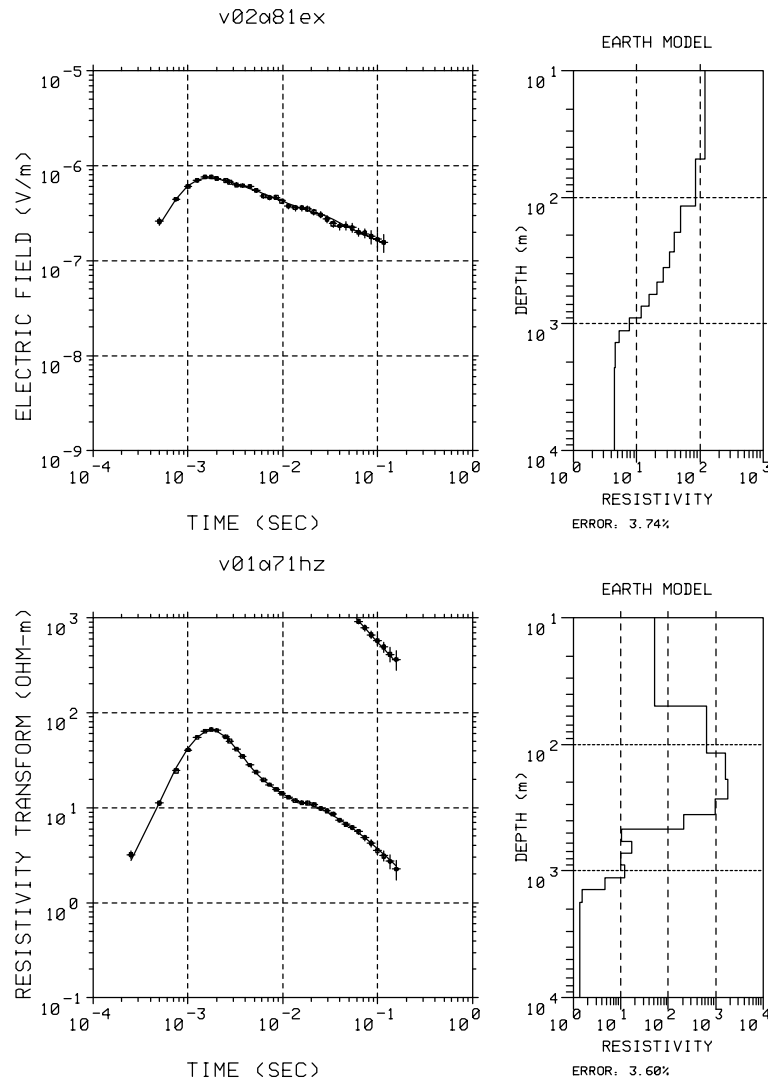
Bei der Mehrzahl der Stationen lassen sich die Daten gut mit eindimensionalen Modellen anpassen (siehe Abb. 3.15). Aus den Occam–Inversionen ergeben sich zwei typische Dreischichtfälle als Startmodelle für die Marquardt–Inversion:

1. Der Widerstand nimmt mit der Tiefe monoton ab (Abb. 3.15, oben). Als Startmodell wurde ein Dreischichtfall mit der Widerstandsabfolge 1000/100/10  $\Omega m$  (Q-Typ) gewählt.
2. Der Widerstand nimmt zunächst in geringen Tiefen zu und fällt dann zu den größeren Tiefen stark ab (Abb. 3.15, unten). Als Startmodell wurde ein Dreischichtfall mit der Widerstandsabfolge 100/1000/10  $\Omega m$  (K-Typ) gewählt. Dieser Typ ist der weitaus häufigere und kann als typisch für die Vesuv–Daten angesehen werden.

Die anschließende Marquardt–Inversion der Daten zeigt die Abhängigkeit der Anpassung der Marquardt–Ergebnisse vom Startmodell. Die optimale Anpassung der Mehrzahl der Stationen erhält man mit dem K–Typ–Startmodell. Bis auf Profil 4 (Stationen 11 –14) können die Daten gut eindimensional angepaßt werden. Bei allen Stationen liefert die Inversion einen Leiter in 500 – 1500 m Tiefe und einen Kontrast von 4:1 bis 20:1 zwischen der oberen Schicht und dem Leiter.

Nimmt man die 1D–Occam–Modelle für das magnetische Feld zusammen und stellt sie nebeneinander dar (Pseudosektion), dann erhält man ein erstes grobes Bild der Leitfähigkeitsverteilung des Vesuv (Abb. 3.16). Grob deshalb, weil bei der 1D–Inversion vorausgesetzt wird, daß unter dem Empfänger ein Paket unendlich horizontal ausgehnter Schichten liegt, das demzufolge auch an allen Empfängern identisch sein müßte.

Mit den Sensitivitäten [*Gómez-Treviño*, 1987; *Petrat*, 1996] hat man ein Maß dafür, wie stark sich die Modelldaten ändern, wenn der Widerstand in einem Volumenelement oder einer Schicht variiert wird. Im eindimensionalen Fall sind die Sensitivitäten unter

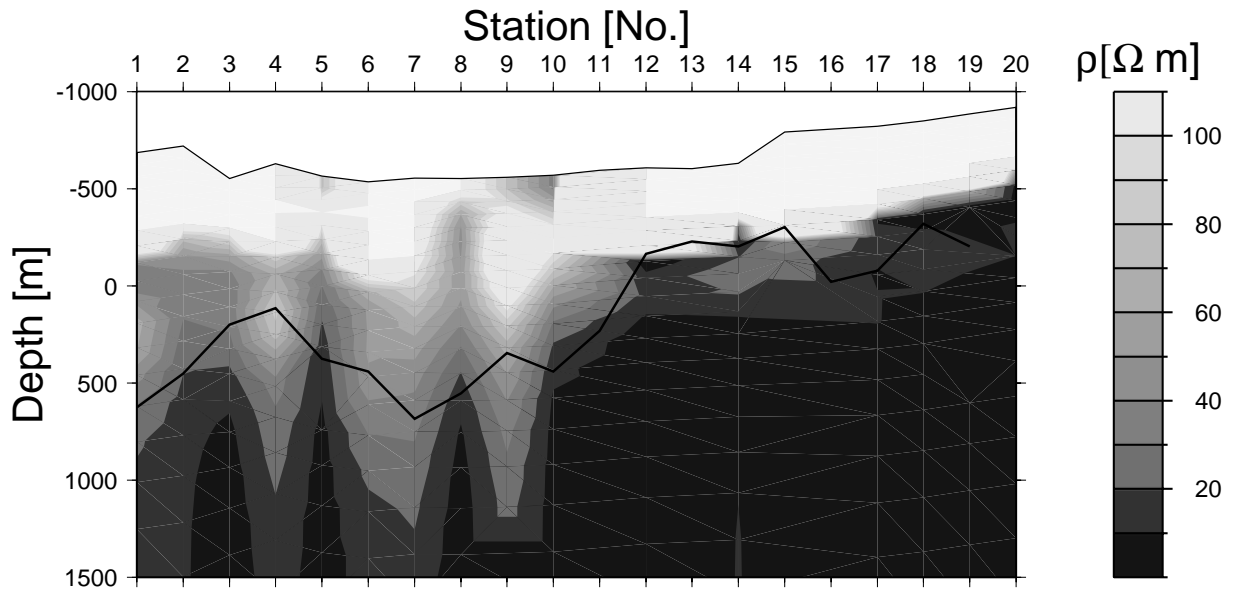


**Abbildung 3.15:** Beispiele für die Anpassung der Daten mit 1D-Modellen der Occam-Inversion. Oben für ein elektrisches Feld (Station 2), unten für ein Magnetfeld (Station 17). Links: Die Modellkurven (durchgezogene Linie) und die Felddaten mit Fehlerbalken (Symbole). Rechts: Die 1D-Modelle zu der Modelldatenkurve. Unter den Modellen jeweils der mittlere quadratische Fehler (RMS) der Datenanpassung in %.

dem Sender und dem Empfänger maximal [Petrat, 1996]. Erst bei starken lateralen Kontrasten gibt es auch Zonen hoher Sensitivität außerhalb dieser Punkte. Bei kleinen lateralen Variationen des spezifischen Widerstandes ist die Darstellung der Ergebnisse als Pseudosektion also gerechtfertigt.

Die Pseudosektion in Abb. 3.16 zeigt zwei unterschiedliche Bereiche am Vesuv: zum einen (Stationen 1–10) einen Bereich mit einem um 1 km mächtigen schlechten Leiter, dessen Widerstand ca. eine Größenordnung über dem besser leitenden guten Leiter liegt. Zum anderen im NW bis NE (Stationen 11–20) einen Bereich mit einer deutlich





**Abbildung 3.16:** Aus 1D-Occam-Inversionen des vertikalen magnetischen Feldes abgeleitete Pseudosektion des Vesuv. Die Stationsnummern entsprechen den Stationen aus Abb. 3.9. Die Pseudosektion ist eine Projektion der Widerstände auf die Wand eines Zylinders, der durch den Verlauf des halskrausenartigen Profils bestimmt wird. Die schwarze Linie ist die Tiefe der Oberkante des Leiters, wie sie sich aus der Marquardt-Inversion ergibt.

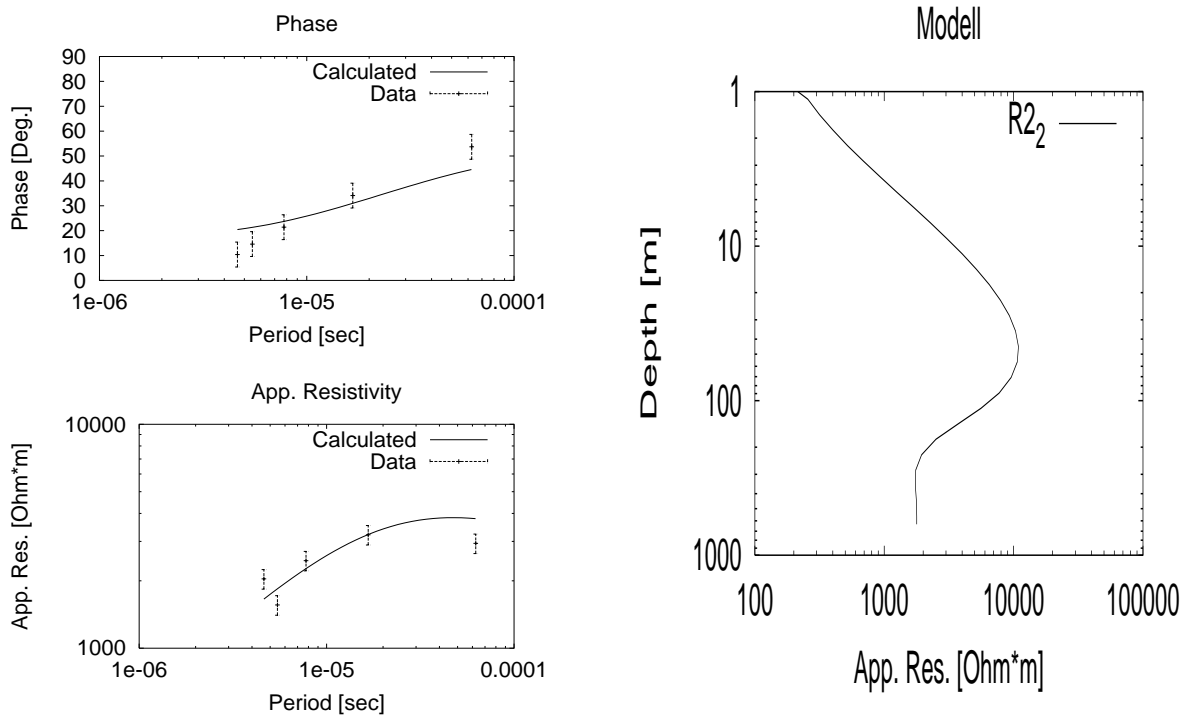
schlechter leitfähigen Deckschicht (Widerstände bis zu über 1000  $\Omega m$ ). Zudem ist diese Deckschicht wesentlich geringer mächtig (maximal 500 m).

In Abb. 3.16 fällt die weitgehende Übereinstimmung von der Tiefe der Oberkante des Leiters aus der Marquardt-Inversion und des Überganges von hohen zu niedrigen Widerständen der Occam-Inversion auf. Diese Übereinstimmung deutet auf einen scharf definierten Übergang hin, da bei der Occam-Inversion das „glatteste“ Modell gesucht wird, d.h. das Modell mit den kleinsten Widerstandsdifferenzen zwischen einer Schicht und der nächsten [Commer, 1999].

### 3.7.2 RMT-Daten

Mit RMT wurde an allen 23 LOTEM-Empfängern, sowie an beiden Sendern jeweils an beiden Senderelektroden gemessen. Da die Empfangsqualität relativ gering war, wurden fünf Frequenzen unterschiedlicher Einfallrichtung benutzt. Mit den RMT-Messungen am Vesuv sollte die oberflächennahe Widerstandsverteilung bestimmt werden. Die Datenqualität der RMT-Messungen wurde erheblich durch die schlechte Ankopplung der Elektroden an das trockene poröse Oberflächengestein beeinflusst. Die Auswirkung von trockenen Oberflächen und der Verbesserung der Ankopplung durch geringe Wasserzugabe wurde von Dautel [1996] beschrieben. Aufgrund der Ankopplung wurden rela-

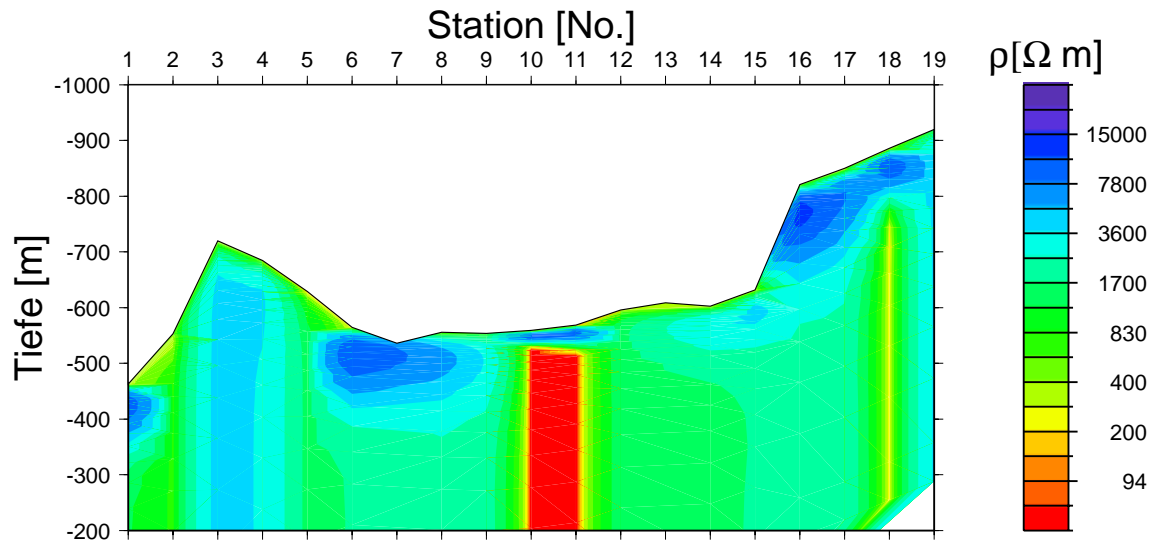
tiv hohe Fehler angenommen (5 Grad bei den Phasen, 10% bei den scheinbaren Widerständen). Die Occam-Inversion nach *Constable et al.* [1987] zeigt für 18 der 27 Stationen einen K-Typ (siehe Beispiel auf Abb. 3.17).



**Abbildung 3.17:** RMT Daten zu Station Nr. 5 in Abb. 3.9. Dargestellt sind die gemessenen (Punkte mit Fehlerbalken) und die berechneten (Linie) Daten der Phasen (links oben) und Widerstände (links unten). Rechts das aus der 1D-Inversion erhaltene Occam-Modell.

Die Eindringtiefe der RMT ( $2 \cdot Z^*$ , siehe auch *Ziebell* [1998]) beträgt am Vesuv wegen der hohen Widerstände mehrere hundert Meter. Durch diese große Eindringtiefe gibt es einen breiten Überlappungsbereich mit den LOTEM-Daten. In der Mitte des Profils (Abb. 3.18), an den Stationen 10 und 11, zeigen die RMT-Modelle einen Leiter bereits in 50-100 m Tiefe an. Auch bei den LOTEM-Stationen 11 und 12 (siehe S. 49) ist der gute Leiter flacher als bei den anderen, die Tiefen stimmen aber nicht mit denen der RMT überein. Möglicherweise sind die RMT-Daten hier durch die Ankopplung static shift verzerrt und liefern falsche Tiefenwerte. Am nördlichen Ende des Profils (17,18,19,20) sind die Oberflächenwiderstände gegenüber den anderen Stationen bei beiden Methoden erhöht.

Auffallend ist der Unterschied zwischen den Modellen an den Empfängerpositionen und den Modellen an den Senderpositionen. Die Widerstände an den Senderelektroden sind eine Größenordnung kleiner als die an den Empfängern, an T1  $100 \Omega m$  und an T4  $300 \Omega m$  (siehe auch Anhang D). Dies entspricht Übergangswiderständen von  $31/40 \Omega$



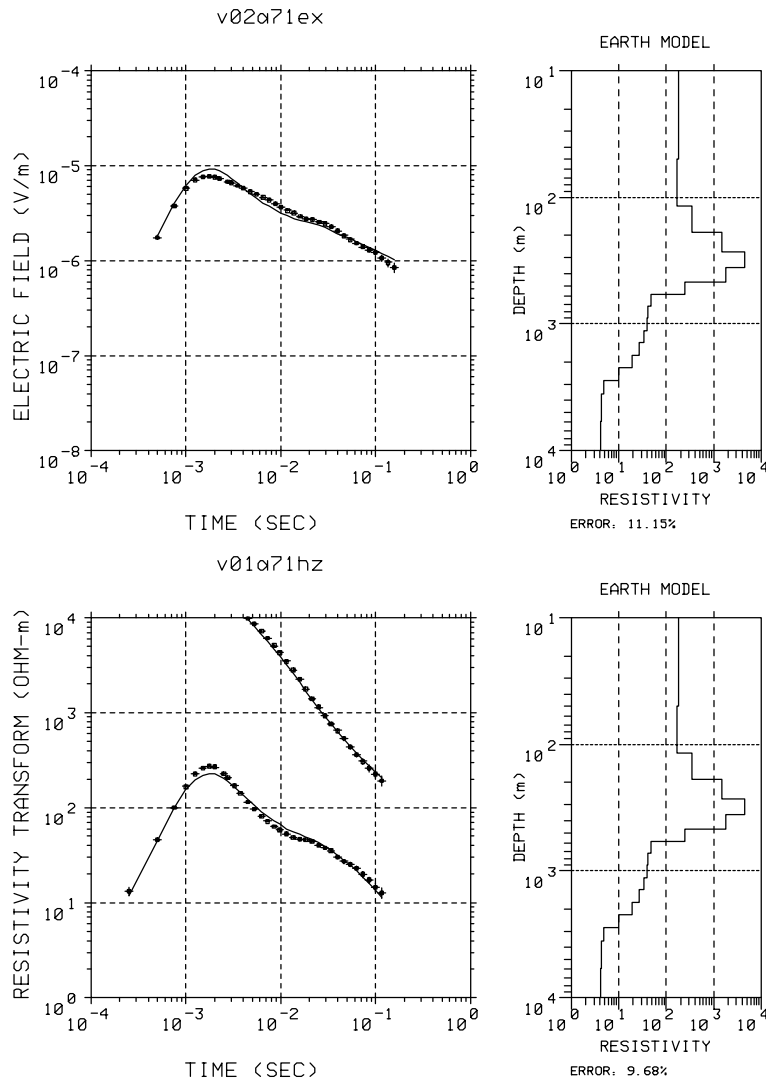
**Abbildung 3.18:** Aus 1D-Occam-Inversionen der RMT abgeleitete Pseudo 2D-Widerstandsverteilung des Vesuvs. Die Stationsnummern entsprechen den Stationen aus Abb. 3.9. Die Pseudosektion ist eine Projektion der Widerstände auf die Wand eines Zylinders, der durch den Verlauf des halskrausenartigen Profils bestimmt wird.

(T1) und  $120/170 \Omega$  (T4). Es scheint also einen Zusammenhang zwischen Oberflächenwiderstand der RMT und dem Übergangswiderstand der Senderelektroden zu geben. Dies kann bei zukünftigen Messungen eine einfachere Auswahl der Elektrodenlokationen durch RMT ermöglichen, da diese Messungen rasch durchgeführt werden können.

### 3.7.3 1D-Joint-Inversion (LOTEM $\dot{H}_z$ und $E_x$ )

Um zu prüfen, inwieweit die Annahme einer eindimensionalen Widerstandsverteilung aus Kap. 3.7.1 gerechtfertigt ist, stehen zwei Werkzeuge zur Verfügung: 1. die Joint-Inversion und 2. die 3D-Modellierung der Daten. Die Joint-Inversion der elektrischen und magnetischen Feldkomponenten [Petry, 1987; Strack, 1992; Commer, 1999] dient zur Kombination der unterschiedlichen Auflösungseigenschaften der beiden Komponenten.

In einer eindimensionalen Erde würde man für beide Feldkomponenten bei der Joint-Inversion die gleiche Anpassung wie bei der Einzelinversion erwarten. So liefert die Einzelinversion der Datensätze für v01a71hz und v02a71ex jeweils ein Widerstandsmodell mit einem RMS der Datenanpassung von 3.6 % (siehe auch das untere Bild in Abb.3.15) respektive 2.5 %. Die Joint-Inversion dieser Daten liefert ein Modell, welches beide Datensätze noch im Verlauf, aber nicht mehr mit einer derart guten Anpassung, erklärt. Der Anpassungsfehler liegt jetzt bei 9.7 % bzw. 11.2 % (Abb. 3.19). Die gezeigten Daten gehören zur besten Joint-Inversion. Für alle anderen Datensätze ist der



**Abbildung 3.19:** Beispiele für die Anpassung der Daten mit einer 1D-Joint-Occam-Inversion an Station 17. Oben für das elektrische (*v02a71ex*) Feld, unten für das Magnetfeld (*v01a71hz*). Links: Die Modellkurven (durchgezogene Linie) und die Felddaten mit Fehlerbalken (Symbole). Rechts: Die 1D-Modelle zu der Modelldatenkurve.

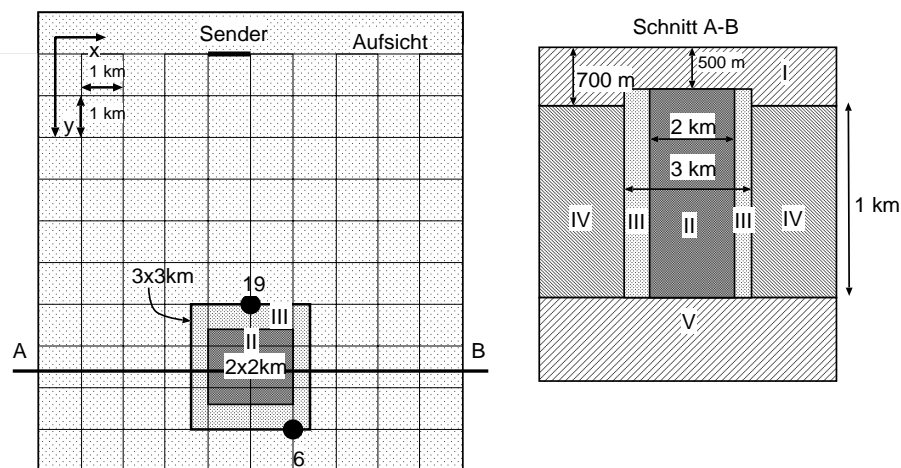
Anpassungsfehler in der Größenordnung mehrerer 10 % bis über 100 %.

Die zum Teil deutlich schlechtere Anpassung bei der Joint-Inversion gegenüber der Einzelinversion ist also ein Indiz für komplexere Strukturen. Um den Einfluß komplexerer Leitfähigkeitsverteilungen und der Topographie auf die Daten zu untersuchen, reichen eindimensionale Modelle nicht mehr aus.

### 3.7.4 3D-Modellrechnungen

Mit dem Programm MAXWELL [Druskin und Knizhnerman, 1994] steht am Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln ein Werkzeug zur Verfügung, mit dem bereits Erfahrungen in der 3D-Modellierung von LOTEM-Daten bestehen [Hördt et al., 1992; Osman, 1995; Müller et al., 1996].

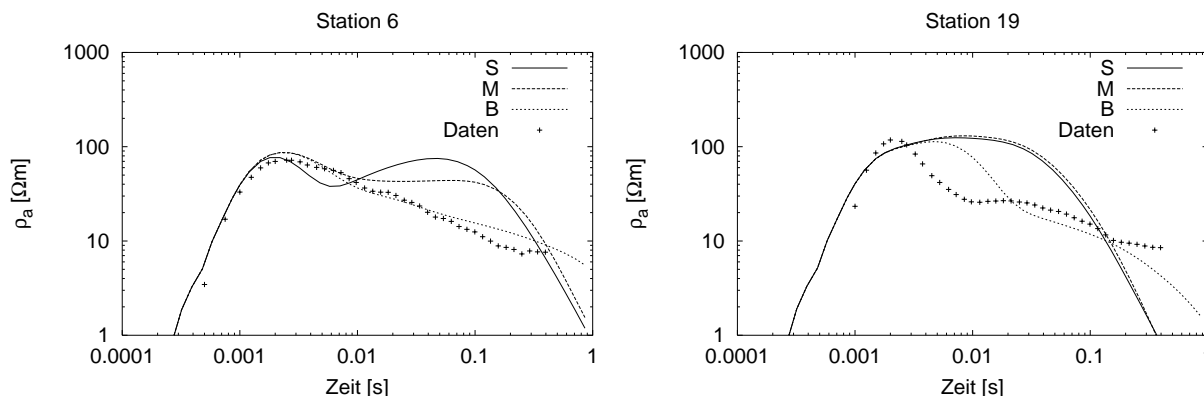
Da die Empfänger nicht auf einem geraden Profil liegen, sondern wie eine Halskrause um den Krater gelegt sind, ist es denkbar, daß der Leiter unter allen Stationen bei der 1D-Inversion ein lateraler Effekt ist. Die in Kap. 3.2 vorgestellten Ergebnisse der Geoelektrik zeigen einen Leiter in einer Tiefe von ca. 2 km, der im Kraterbereich auf 500 m Tiefe ansteigt. Die horizontale Ausdehnung dieses Körpers ist ca. 3 km. Innerhalb der Halskrause wurde ein quaderförmiger Leiter analog zu dem Modell aus Abb. 3.5 eingebaut. Der Widerstand des Leiters beträgt  $10 \Omega m$ , der des Halbraumes  $1000 \Omega m$  (Abb. 3.20).



**Abbildung 3.20:** Die flachen 3D-Modelle zur Untersuchung des Effektes lateraler Widerstandsänderung. Links die Aufsicht: Im oberen Teil befindet sich ein 1 km langer Sendedipol (dicke Linie), Empfänger (schwarze Punkte) für  $\dot{H}_z$  sind an Position 19 und 6. Die Geometrie und die Stationen entsprechen dem Meßaufbau am Vesuv aus Abb. 3.9. Rechts ein Schnitt entlang der Linie AB in der Aufsicht. Erklärung der Modelle im Text.

Es werden drei Modelle verglichen: Bei dem Modell **S** hat nur Block II einen Widerstand von  $10 \Omega m$ , die anderen Blöcke I, III, IV und V haben einen Widerstand von  $1000 \Omega m$ . Die Anomalie entspricht einem Quader mit  $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$  horizontaler Ausdehnung, der bis 500 m unter die Oberfläche reicht. Der Quader liegt noch innerhalb der Empfänger. Bei Modell **M** haben zusätzlich die Blöcke III einen Widerstand von  $10 \Omega m$ , der Quader hat eine horizontale Ausdehnung von  $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ , die Empfänger liegen jetzt über der Grenze zwischen Quader und Umgebung. Bei Modell **B** schließlich haben noch die Blöcke IV einen Widerstand von  $10 \Omega m$ . Dies entspricht fast dem eindimensionalen

Fall, nur die Blöcke II und III reichen 200 m über die Oberkante von IV hinaus.



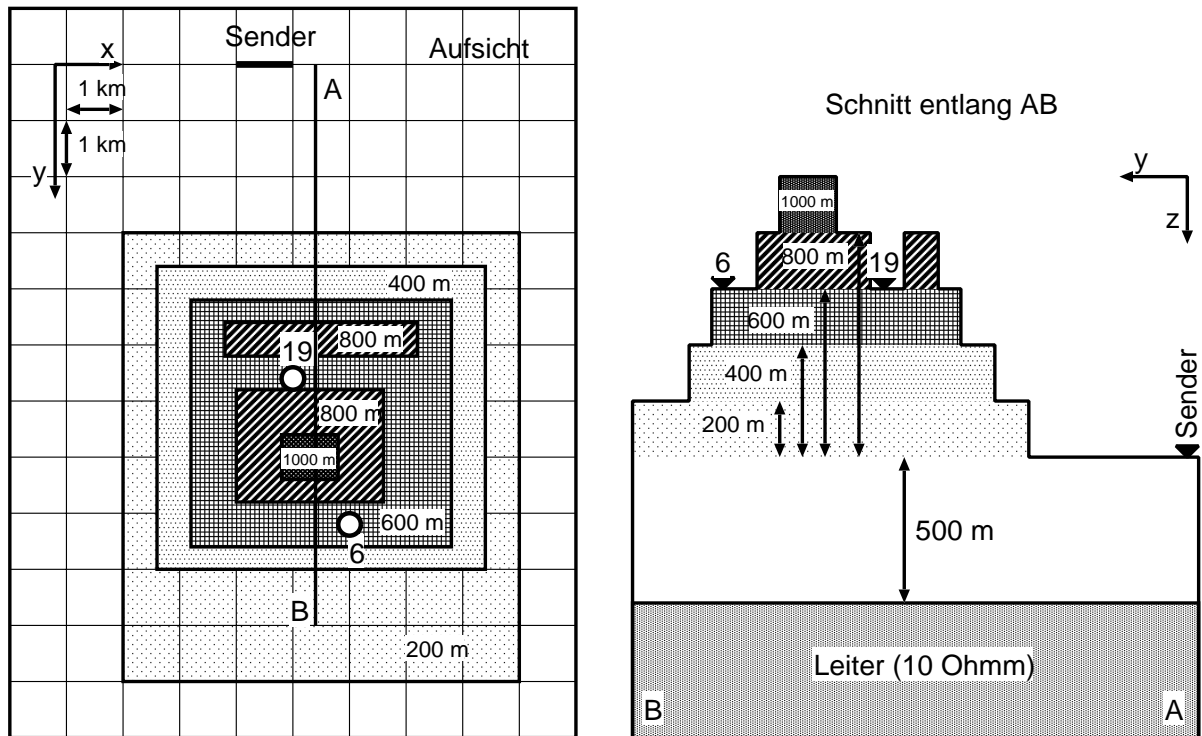
**Abbildung 3.21:** Scheinbare Widerstandskurven für  $\dot{H}_z$  zu den Modellen S, M, B und die gemessenen Daten an den Stationen 6 und 19.

Die berechneten scheinbaren Widerstände für  $\dot{H}_z$  für die Modelle S und M passen die Daten an keiner der beiden Stationen an. An Station 19 erzeugt der Quader für Modell S ein ausgeprägtes Minimum, das für Zwischenmodelle zu einem Vorzeichenwechsel (VZW) werden kann. An Station 6 zeigt sich nur ein kleiner Unterschied zwischen den Daten aus den Modellen S und M. Mit einem einfachen Quader lassen sich die LOTEM-Daten also nicht anpassen. Wenn die Leitfähigkeitsverteilung annähernd 2D ist (Modell B, der Quader hat eine horizontale Ausdehnung bis unter den Sender), hat die Modellkurve einen ähnlichen Verlauf wie die Meßdaten. Erst durch das Einfügen eines ausgedehnten Leiters kann der ausgeprägte Knick in den Daten an Station 19 bei 10 ms und das kontinuierliche Abfallen der Daten an Station 6 ab 7 ms modelliert werden. Ein flaches 3D-Modell (ohne Topographie) welches die Magnetfelddaten erklärt, sieht dann nicht grundsätzlich anders aus als das Modell aus der 1D-Inversion.

### 3.7.5 3D-Modelle inklusive Topographie

Im nächsten Schritt soll untersucht werden, wie sich die Topographie auf die Daten auswirkt. Von Hördt und Müller [1999] wurden an einem einfachen topographischen Modell des Vesuvs die Effekte durch Niveauunterschiede, der Effekt des Berges und die Schiefwinkligkeit untersucht. Für die vorliegende Arbeit wurden die Geometrie der „wahren“ Geometrie des Vesuvs der des Meßaufbaus angeglichen (Abb. 3.22).

Abb. 3.22 zeigt das 3D-Modell inklusive der Topographie. Am Vesuv liegen die Sender unterhalb der Empfänger. Die relative Höhendifferenz liegt zwischen 400 m und 800 m. Der Effekt des Anhebens macht sich durch eine Zunahme der Amplitude zu frühen Zeiten bemerkbar (Abb. 3.23, oben).

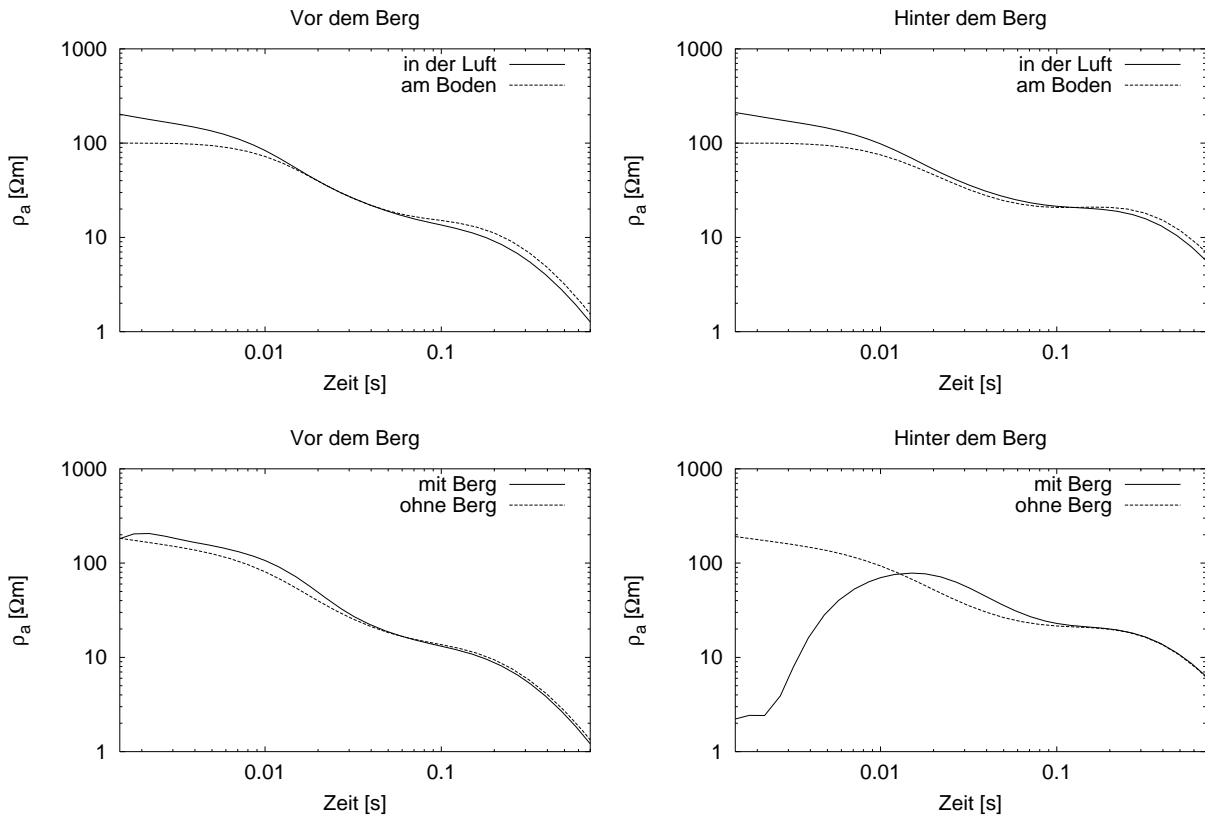


**Abbildung 3.22:** Schematisches 3D-Modell des Vesuvius inklusive Topographie. Der Schnitt entlang AB ist fünffach überhöht. Station 19 liegt vom Sender aus gesehen vor dem Berg, Station 6 dahinter.

Der Effekt des Berges äußert sich unterschiedlich für Stationen, die vom Sender aus gesehen vor dem Berg und solchen die hinter dem Berg liegen (Abb. 3.23, unten). Vor dem Berg gibt es einen Anstieg der Amplitude zu frühen Zeiten, je näher die Station am Berg ist, um so stärker ist der Effekt. Hinter dem Berg gibt es einen Vorzeichenwechsel bei frühen Zeiten, bei größerer Entfernung vom Berg wird der Effekt geringer [Hördt und Müller, 1999]. Der Berg wirkt ähnlich wie ein oberflächennaher Leiter hinter/zwischen Sender und Empfänger, ein Effekt, der von Newman [1989] beschrieben wurde.

Ist der  $\dot{H}_z$ -Empfänger nicht parallel zur Horizontalen ausgerichtet (Kap. 3.6.1.3), werden an den  $\dot{H}_z$ -Sensoren auch Anteile der  $\dot{H}_x$ - und  $\dot{H}_y$ -Komponenten gemessen. Aus den Frühzeit- und Spätzeitnäherungen der Gln. 3.4–3.6 (S. 46) kann man den Effekt abschätzen. Zunächst wurden Stationen mit  $\phi = 0$  untersucht, so daß nur  $\dot{H}_y$ -Komponenten eine Rolle spielen. Zu späten Zeiten wird die Amplitude von  $\dot{H}_y$  größer als die von  $\dot{H}_z$ , da  $\dot{H}_y$  langsamer abfällt.  $\dot{H}_y$  hat vor dem Berg das gleiche Vorzeichen wie  $\dot{H}_z$ , so daß die Summenkurve aus  $\dot{H}_y$  und  $\dot{H}_z$  langsamer als  $\dot{H}_z$  abfällt. Hinter dem Berg hat  $\dot{H}_y$  ein anderes Vorzeichen als  $\dot{H}_z$ , so daß die Summenkurve schneller als  $\dot{H}_z$  abfällt.

Die Bedeutung dieser Verzerrung wird an 1D-Modellen für die scheinbare Widerstandskurve mit eingelagertem Leiter deutlich: Das langsamere Abfallen vor dem Berg



**Abbildung 3.23:** Effekt des Anhebens der Empfänger über die Senderebene (oben) und der Effekt des Berges (unten) auf den Verlauf des scheinbaren Widerstandes für  $\dot{H}_z$  im Vergleich zum 1D-Fall. Die linke Station liegt vom Sender aus gesehen vor (19 in Abb. 3.22) dem Berg, die rechte dahinter (6 in Abb. 3.22).

ist gleichbedeutend mit einem oberflächennäheren und stärker ausgeprägten Leiter; das schnellere Abfallen hinter dem Berg ist gleichbedeutend mit einem tieferen und schwächer ausgeprägten Leiter (siehe Hördt und Müller [1999]).

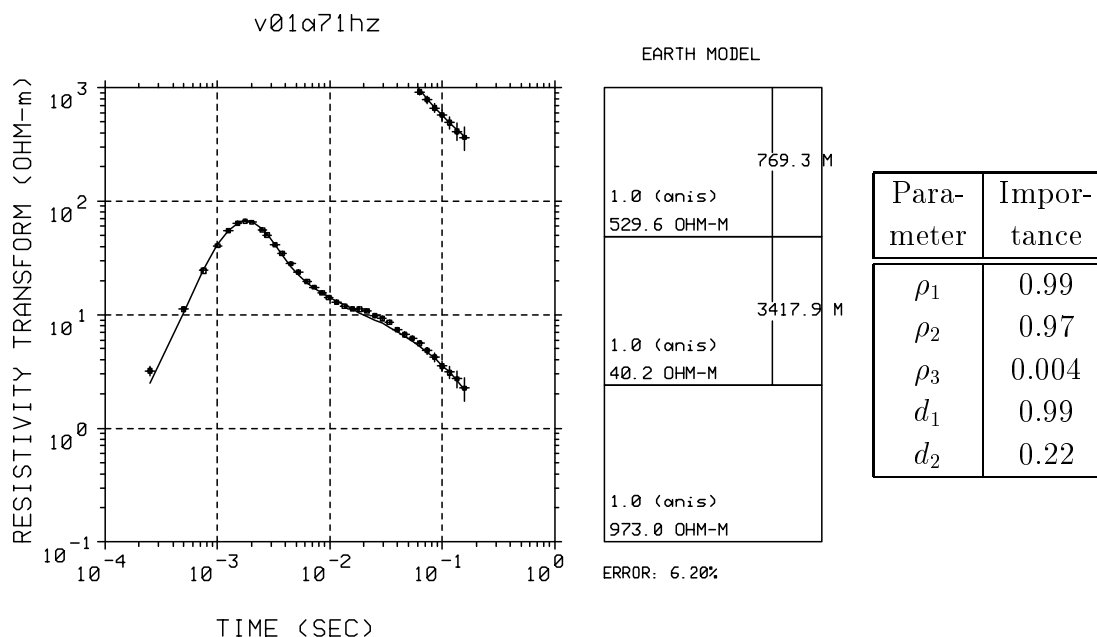
Dieses Verhalten kann auch bei den Vesuv-Daten beobachtet werden: Bei den Stationen, die vom Sender T1 aus gesehen vor dem Vesuv liegen (17–20), ist der Leiter oberflächennäher als bei den Stationen, die vom Sender T1 aus gesehen hinter dem Vesuv liegen (1–10, Abb. 3.16).

### 3.8 Diskussion

Eine wichtige Frage für die Interpretation ist zunächst die Frage nach der Eindringtiefe, um die Tiefenauflösung der Daten abzuschätzen. Eine Möglichkeit bietet die Betrachtung der Importances [Hördt, 1989]. Abb. 3.24 zeigt das Ergebnis für eine Inver-



sion mit drei Schichten für Station 17. Rechts daneben sind die Importances für die Schichtmächtigkeiten und Schichtwiderstände angegeben. Nur die Widerstände der beiden obersten Schichten und die Mächtigkeit der ersten Schicht sind gut aufgelöst. Der Widerstand der dritten Schicht und die Mächtigkeit der zweiten dagegen nicht.

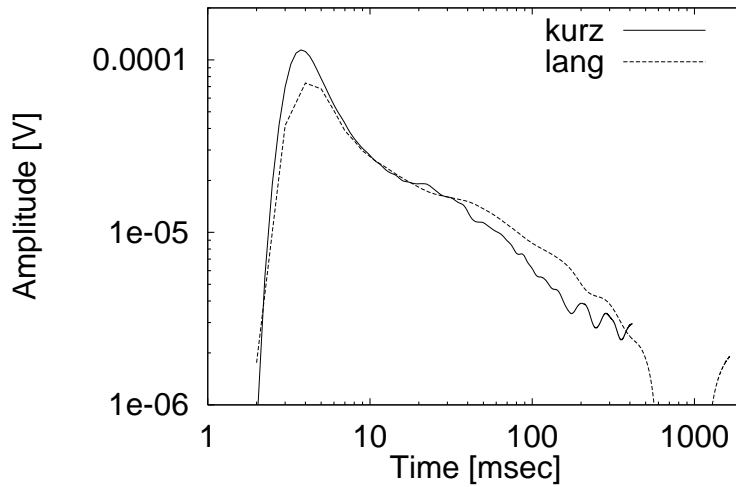


**Abbildung 3.24:** Marquardt-Inversion mit einem Dreischichtfall an Station 17 (links) und die zugehörigen Importances (rechts).

Es wird also die Tiefe der Oberkante gut, nicht aber die Mächtigkeit des guten Leiters (zweite Schicht) aufgelöst. Diese Eigenart ist typisch für die Vesuv-Daten. Die Leitfähigkeit des guten Leiters ist so hoch, daß in den gemessenen Signalen keine Informationen aus größeren Tiefen mehr enthalten sind.

In engem Zusammenhang mit der Eindringtiefe steht die zeitliche Länge der Transienten. Die Vesuvtransienten haben eine Aufzeichnungslänge von 0.5 s (.25 ms Samplingrate mal 2048 Datenpunkte). An einer Station wurden zusätzlich 2 s lang aufgezeichnet (2048 Datenpunkte bei 1 ms). Bei fast allen  $\dot{H}_z$  strebt die Spannung nicht gegen 0 Volt (Anhang D).

Abb. 3.25 zeigt den Vergleich eines langen und eines kurzen  $\dot{H}_z$  Transienten an der Station 17. Der kurze Transient fällt nicht mit  $t^{-5/2}$  ab (Gl. 3.6), sondern scheint bei 480 ms asymptotisch gegen einen konstanten Wert zu gehen. Der lange Transient dagegen klingt ab 500 – 600 ms wieder stärker ab und hat dann einen Nulldurchgang. Der lange Transient ist insgesamt etwas unruhig, was sich aus der geringeren Anzahl an Daten erklären läßt (kurz: 999 Einzelsignale, lang: 303 Einzelsignale). Es ist also wahrscheinlich, daß zu späten Zeiten alle  $\dot{H}_z$  Transienten abklingen und die Aufzeichnungslänge von 0.5 s zu kurz gewählt ist.



**Abbildung 3.25:** Amplituden des  $\dot{H}_z$  an Station 17 für eine Samplingrate 0.25 ms (kurz) und 1.0 ms (lang).

Eine Auswirkung der (zu)kurzen Transienten auf die Modelle und die Interpretation dürfte trotzdem gering sein. Bei der Modellierung wurden i.a. die Datenpunkte ab 100 ms wegen ihrer geringen Qualität nicht mehr berücksichtigt, ein längerer Transient hätte also keinen Einfluß auf die Modelle. Bei einer weiteren Messung sind längere Transienten nur dann sinnvoll, wenn die Datenqualität für die späten Zeiten entsprechend hoch ist und die Daten ab 100 ms auch interpretiert werden könnten.

Die 3D-Modellrechnungen mit und ohne Topographie bestätigen die Existenz eines ausgedehnten Leiters. Ein Effekt (Knick bei 20-30 ms, z.B. Abb. 3.21, rechts), wie er in den Daten vorhanden ist, kann mit starken lateralen Leitfähigkeitsänderungen oder mit topographischen Effekten allein nicht modelliert werden. Allein die Tiefe des Leiters kann durch topographische Effekte verzerrt sein. Im Gegensatz zur 1D-Inversion „rutscht“ der Leiter durch topographische Effekte auf der Nordseite des Kraters (Stationen 17–20, vor dem Vesuv von T1 aus gesehen) tiefer und hat eine niedrigere Leitfähigkeit; auf der Südseite (Stationen 1–10, hinter dem Vesuv von T1 aus gesehen) steigt der Leiter etwas an, und er hat eine höhere Leitfähigkeit als aus den 1D-Inversionen abgeleitet. Im Gegensatz zur 2D Pseudosektion in Abb. 3.16 würde man einen etwas glatteren Verlauf des Leiters erwarten.

Die LOTEM-Ergebnisse und die DC- und MT-Ergebnisse von *di Maio et al.* [1998] zeigen eine gute Übereinstimmung des Widerstandsverlaufes unter dem zentralen Bereich des Vesuvs: Sowohl die DC-Daten als auch die LOTEM-Daten zeigen einen lateral ausgedehnten Leiter ca. 1 km unter der Oberfläche. Im Bereich des Gipfels/Kraters (LOT-EM: Station 10–20, DC: unter „Vesuvius“) steigt dieser Leiter bei beiden Methoden auf 500 m<sub>üNN</sub> an. Auch die Widerstände von 30-50  $\Omega$  für den Leiter aus der DC werden

von den LOTEM-Modellen reproduziert.

Die MT liefert einen ausgedehnten Leiter in Tiefen von mehreren Kilometern. Durch „static shift“-Effekte verzerrte Widerstandskurven können aber zu falschen Inversionstiefen führen, so daß dieser Leiter auch den ausgedehnten Leiter aus den LOTEM-Modellen bestätigen könnte.

Was ist die Ursache der leitfähigen Zone unter dem Vesuv? Von *di Maio et al.* [1998] wird die leitfähige Zone als alterierte Breckzie interpretiert, die sich im Schlot des Vesuvs befindet. Diese Erklärung kann aber nicht die große laterale Ausdehnung des Leiters erklären, der Schlot hat nur einen Durchmesser von 1-2 km.

Die bereits erwähnte laterale Ausdehnung des Leiters, die geringe Entfernung von der Küste (vom Krater ca. 7 km) und die Tiefe des Leiters lassen eine andere Ursache ebenso wahrscheinlich erscheinen: Meerwasser. Daß weiträumiges Eindringen von Meerwasser möglich ist, haben Untersuchungen am Piton la Fournaise [*Lenat et al.*, 1989] und Kilauea [*Conrad et al.*, 1997] gezeigt. Auch am Vesuv wurde eine bis in den Golf von Neapel reichende SW-NO streichende Verwerfung nachgewiesen [*Marzocchi et al.*, 1993; *di Maio et al.*, 1998].

Um festzustellen, ob Meerwasser eine mögliche Ursache der geringen Widerstände ist, soll abgeschätzt werden, wie porös die Gesteine sein müßten. Mit einem mittlerem Widerstand von  $40 \Omega$  für den Leiter und  $0.2 \Omega$  für Salzwasser ergibt sich für  $\beta$  aus Glg. 2.2:

$$\sigma = \frac{2}{3}\beta\sigma_{Fl}0.5 \Rightarrow \beta = \frac{\sigma}{\sigma_{Fl}}3 = 0.2/40 * 3 = 0.015 \hat{=} 1.5\% \quad (3.7)$$

D.h. bei vollständiger Füllung des Porenraumes wird eine Porosität von mindestens 1.5 % benötigt. Werte von bis zu 15 % sind in (vulkanischen) Sedimenten durchaus realisiert [*Angeheister*, 1982b].

Kann die erhöhte Leitfähigkeit durch ein (flaches) Magmareservoir erzeugt sein? Diese Frage muß man verneinen (siehe auch Kap. 3.2). Die Abwesenheit einer Zone niedriger Geschwindigkeiten unter dem Krater aus der jüngsten Veröffentlichung der Seismik schließt ein flaches Reservoir aus. Auch aus der Gravimetrie ist kein Bereich geringerer Dichten bis 5 km Tiefe bekannt. Ein derart flaches Reservoir würde sich zudem intensiv thermisch und durch Gasaustritte bemerkbar machen, das ist am Vesuv nicht der Fall. Die LOTEM-Daten lassen ein flaches Reservoir ebenfalls als unwahrscheinlich erscheinen. Sie erfordern einen ausgedehnten Leiter, der die realistischen Dimensionen eines Reservoirs überschreitet.

Weitere Messungen könnten die folgenden Fragen klären:

- Wie groß ist die laterale Ausdehnung des Leiters?

Dafür müßten Empfänger auch außerhalb des Vesuvs auf der ungestörten Geologie aufgebaut werden, z.B. nördlich von T1. Eine andere Möglichkeit, ein Profil nach SW bis zur Küste, ist wegen der starken Bebauung wahrscheinlich nicht realisierbar.

- Wie mächtig ist der Leiter?

Das könnte nur mit einer Messung sehr hoher Datenqualität auch für größere Offsets geklärt werden. Dafür muß entweder das Senderdiplomoment sehr groß (durch sehr gute Ankopplung oder große Länge) oder das Rauschen sehr niedrig sein, evtl. ist zu prüfen, ob sich eine Nachtmessung anbietet. Auch die Joint-Inversion von LOTEM und MT bietet sich an, um Informationen aus größeren Tiefen zu bekommen (siehe auch Kap. 4.6.3). Bis jetzt stehen aber noch keine MT-Daten zur Verfügung.

- Ist Meerwasser die Ursache der erhöhten Leitfähigkeit?

Die Herkunft des Wassers läßt sich durch H-Isotopenanalysen bestimmen. Die Deuteriumkonzentration in meteorischem und juvenilem Wasser unterscheidet sich von der in Meerwasser [*Martini et al.*, 1991]. Wasserproben könnten an den Fumarolen im Krater oder in einem 1 km tiefen Bohrloch [*di Maio et al.*, 1998] am Vesuv genommen werden. Bis jetzt sind solche Untersuchungen noch nicht durchgeführt worden, da das Bohrloch privatwirtschaftlich abgeteuft wurde und nicht frei zugänglich ist (A. Siniscalchi, pers. Mitt.).

- Bei einer weiteren Messung können die horizontalen Magnetfelder dazu beitragen, die topographischen Effekte detaillierter zu erklären. Des weiteren können sie Hinweise auf laterale Änderungen der Leitfähigkeit geben. Zudem kann mit den am Merapi benutzten neuen Sensoren [*Stahl*, 1999] auch an den unzugänglicheren Stellen am Vesuv gemessen werden.
- Wiederholungsmessungen an ausgesuchten Meßpunkten können Aufschluß darüber geben, ob die Datenqualität für ein Monitoring des Vesuvs ausreichend ist.

---

## Die LOTEM–Messungen am Merapi 1998

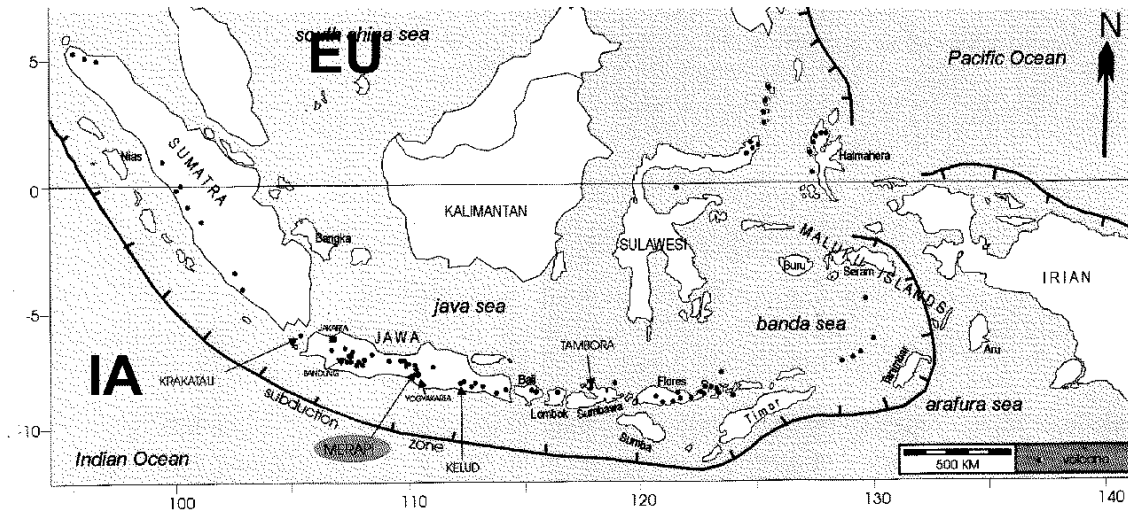
---

Der Vulkan Merapi auf Java, im mittleren Teil des Sunda–Bogens (Abb. 4.1), ist einer von über 70 „A–Typ“– oder historisch aktiven Vulkanen in Indonesien [*van Bemmelen, 1949*]. Mit über 65 dokumentierten historischen Ausbrüchen [*Simkin und Siebert, 1995*] ist der Merapi der aktivste Vulkan Indonesiens und einer der aktivsten Vulkane der Erde. Die größten bekannten Ausbrüche fanden 1006, 1786, 1822, 1872 und 1930 statt [*van Bemmelen, 1949; Purbawinata et al., 1997*].

Wie die meisten Vulkane auf Java, ist der Merapi ein Stratovulkan (2900 müNN). Der Gipfel besteht aus einem Krater, der oft von einer Staukuppe aufgefüllt wird. Dadurch wird der Druckausgleich verhindert, was dann zu einer explosionsartigen Entladung führen kann. Breite Schluchten führen die Lava und Aschenströme auf die Südhänge des Vulkans. Im Gegensatz zum vegetationslosen Gipfel sind die Flanken dicht bewachsen und fruchtbar. Dies führt zu einer sehr starken Besiedelung der direkten Umgebung. Heute leben nach Schätzungen des Merapi Volcano Observatory (MVO) ca. 70000 Menschen in unmittelbarer Nähe (Forbidden Zone) an den Hängen des Merapi.

Das größte Gefahrenpotential für weiter entfernt lebende Menschen geht vor allem von den Flußtäälern aus, die die Glutwolken kanalisieren können. Mindestens 33 der dokumentierten Ausbrüche waren von Glutlawinen begleitet [*Simkin und Siebert, 1995*]. Der aktuelle Eruptionszyklus begann am 11.7.1998. Wegen der großen Aschemengen mußten im Juli 1998 mehr als 10000 Menschen evakuiert werden.

Da der Merapi als einer der gefährlichsten Vulkane der Erde gilt, wurde er in das



**Abbildung 4.1:** Lage des Merapi und der Subduktionszone der Indoaustralischen Platte (IA) unter die Eurasische Platte (EU), nach *Purbawinata et al.* [1997]. Die Ziffern am Rand der Karte bezeichnen die Länge bzw. die Breite in Grad.

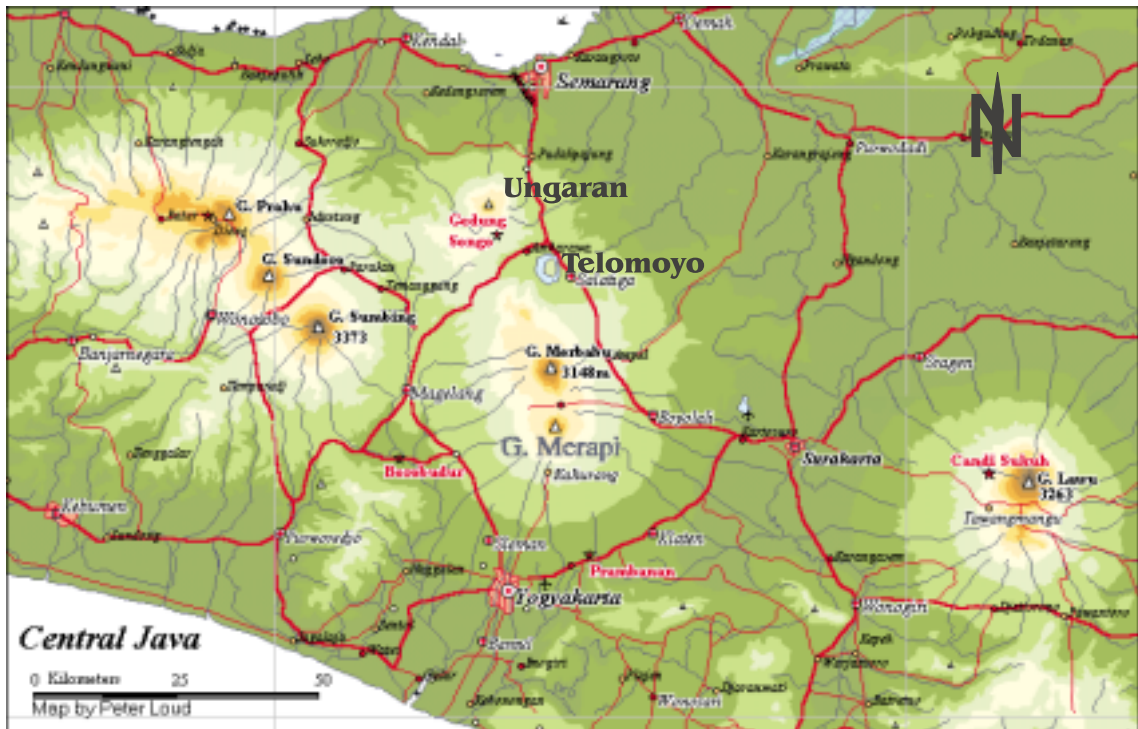
„Decade Volcano“-Programm der IAVCEI als Beitrag zum IDNDR aufgenommen. Aufgrund seines Gefahrenpotentials findet bereits seit 1888 eine wissenschaftliche Beobachtung des Merapi statt, besonders intensiv seit Gründung des MVO 1953 in Yogyakarta. Zum Observatorium gehören fünf Beobachtungsposten rund um den Merapi. Die Beobachtungsposten betreiben vor allem visuelle Überwachung [*Purbawinata et al.*, 1997].

## 4.1 Geologie und Tektonik

Die Ursache des Vulkanismus auf der Insel Java ist die Subduktion der Indoaustralischen Platte (IA) unter die Eurasische Platte (EU) (Abb. 4.1). Die Subduktion ist seit dem Mesozoikum aktiv und ist auch für die Entstehung des Sunda-Inselbogens (Sumatra bis Lombok) verantwortlich. Die Entstehung des Merapi wird zu Beginn des Holozäns angesetzt [*Siswamidjono et al.*, 1995].

Der Merapi liegt an der Kreuzung zweier tektonischer Störungszonen, der NS verlaufenden Semarang Störung und der WO verlaufenden Solo-Störung. Entlang dieser Störungen haben sich zwei Vulkanketten ausgebildet: Ungaran–Telomoyo–Merbabu–Merapi (NS) und Merapi–Sumbing–Sindoro–Prahau (OW) (siehe Abb. 4.2). Der Merapi ist der jüngste Vulkan dieser Ketten [*Purbawinata et al.*, 1997].

Zu Beginn seiner Entstehung war der Merapi durch basaltische Laven gekennzeichnet. Mit zunehmend saurem und viskosem Magma änderte sich der Charakter der Eruptionen von effusiv zu explosiv. Heute ist das Magma so viskos, daß sich im Krater ein



**Abbildung 4.2:** Übersichtskarte von Zentral-Java (nach [Loud, 1999]). Erklärung siehe Text. Die Vulkannamen Ungaran und Telomoyo wurden nachträglich eingefügt.

Pfropfen heißer zäher Lava, ein Lavadom, bildet und den Schlot verstopft. Der Merapi weist drei unterschiedliche Ausbruchstypen auf: im Schnitt kleinere Eruptionen alle 2–3 Jahre, größere alle 10–15 Jahre und sehr große alle 50–60 Jahre [Purbawinata et al., 1997; Gertisser und Keller, 1998].

Die meisten Eruptionen werden von Glutwolken (indonesisch: Awan Panas — heiße Lawinen; französisch: Nuée Ardentes; englisch: pyroclastic flow) begleitet. Eine Besonderheit des Merapi ist der Typ „guguran“, der durch gravitativen Kollaps des Lavadoms entsteht und auch Merapi-type Nuée genannt wird [Bardintzeff, 1984; Francis, 1993]. Durch den Nachschub des Magmas wird der Lavadom größer und instabiler, bis schließlich Teile abreißen und die Glutwolken entstehen. Typischerweise erreichen die Glutwolken Entfernungen von 6–7 km vom Gipfel. Die Geschwindigkeit dieser Glutwolken liegt um 100 km/h und die Temperaturen erreichen 300–400 Grad Celsius [Purbawinata et al., 1997].

Die chemische Analyse der Eruptionsprodukte liefert Hinweise auf drei verschiedene magmatische Prozesse: Differentiation, Mischung und Kontamination. Diese Ergebnisse der chemischen Untersuchungen zeigen, daß ein oberflächennahes Reservoir mit einem regelmäßigen Zufluß aus einem tiefen System existieren muß. Die Kontamination mit Sedimenten wird auf die Subduktion zurückgeführt [Ratdomopurbo und Poupinet, 1995; Purbawinata et al., 1997].

## 4.2 Bisherige Ergebnisse der Geophysik

Für die Vorhersage von Ausbrüchen und zur Überwachung der vulkanischen Aktivität setzt das MVO am Merapi für die kontinuierliche vulkanologische/geophysikalische Beobachtung Seismographen, Neigungs- und Dehnungsmeßgeräte, Temperaturmeßgeräte, Gaschromatographen und Magnetometer ein.

Von französischer Seite aus werden seit einigen Jahren magnetische [*Zlotnicki und Bof*, 1998] und Deformations-Messungen durchgeführt [*Beauducel und Cornet*, 1999]. Von indonesischer Seite wurden Veränderungen der seismischen Geschwindigkeiten vor und nach dem Ausbruch vom Februar 1992 analysiert [*Ratdomopurbo und Poupinet*, 1995]. Die Ergebnisse der Arbeiten von *Ratdomopurbo und Poupinet* [1995] stützen die These aus der Magmatologie, nach der es ein oberflächennahes (in 1-2 km Tiefe) und ein tiefes (> 10 km) Reservoir geben soll: *Ratdomopurbo und Poupinet* [1995] assoziieren ein aseismisches Gebiet 1–2 km unter dem Gipfel mit einem oberflächennahen Reservoir. Nach *Beauducel und Cornet* [1999] gibt es eine Deformationsquelle in 8.5 km Tiefe, 2 km östlich vom Gipfel. Ein flaches Reservoir kann nach den Modellrechnungen dieser Arbeit nicht bestätigt werden, wird aber von *Beauducel und Cornet* [1999] nicht ausgeschlossen, da ein anderer Aktivitätszeitraum als bei *Ratdomopurbo und Poupinet* [1995] betrachtet wurde.

Das DFG-Gemeinschaftsvorhaben MERAPI (**M**echanism **E**valuation, **R**isk **A**ssessment, **P**rediction **I**mprovement) verfolgt einen breiten interdisziplinären Ansatz: Möglichst viele verschiedene Methoden werden parallel und sich ergänzend eingesetzt. Dabei gibt es folgende Arbeitsbereiche und Arbeitsgruppen [*Zschau et al.*, 1998]:

- Magmenentwicklung und Eruptionsgeschichte
  - **Stratigraphie:** Universität Freiburg
  - **Domkollaps, Block- und Ascheströme:** GEOMAR, Kiel
  - **Mechanismen des explosiven Verhaltens:** Universität Bayreuth
- Struktur-Untersuchungen und diskontinuierliches Monitoring
  - **Gravimetrie:** Universität Jena, Universität Darmstadt
  - **Gleichstromgeoelektrik:** Universität Leipzig
  - **LOTEm:** Universität Köln; (ITB: CSAMT)
  - **Magnetotellurik:** GFZ Potsdam
  - **Seismik:** GFZ Potsdam, Universität Kiel
- kontinuierliche Messungen



- **Seismologie:** Universität Potsdam, GFZ Potsdam
- **Gasanalyse:** GFZ Potsdam
- **Deformationsmessungen** (GPS u. Neigung): Universität Bonn, GFZ Potsdam
- **SAR Vermessung** (Corner Reflektoren): GFZ Potsdam

Die Ergebnisse dieser Experimente liegen zum großen Teil noch nicht in endgültiger Form vor. Ein DGG-Sonderband [*Zschau et al.*, 1998] enthält eine Sammlung der bisherigen Ergebnisse aller Experimente:

Auf der Westflanke (Babadan) wurde ein 2 km langes Geoelektrik-Profil gemessen [*Friedel et al.*, 1998]. Die maximale Eindringtiefe bei dieser Auslage ist 1 km. Eine 2D-Inversion zeigt Widerstände von 1000–10000  $\Omega$  in den obersten 300 m. In einer Tiefe von 1 km deutet sich eine leitfähige Zone mit Widerständen kleiner als 70  $\Omega$  an. Als Ursache der hohen Leitfähigkeit wird von *Friedel et al.* [1998] eine hydrothermale Zone mit salinen Fluiden postuliert.

Die MT konzentrierte sich zunächst auf die regionale Studie eines NS-Profiles durch Java mit einigen Stationen am Merapi (1997:13; 1998:20, nach *Hoffmann-Rothe et al.* [1998]). Wie auf dem Java-Profil haben die MT-Widerstandskurven ein ausgeprägtes Minimum bei 10 s. Die Datenqualität läßt z.Zt. nur an wenigen der Merapi-Stationen die Auswertung mit Modellen zu. Die 1D-Inversion für eine Station auf dem Profil Babadan ergibt einen Leiter (0.2  $\Omega$ ) in Tiefen von 1–3 km.

**Erdmagnetische Tiefensondierung:** Bei der Erdmagnetischen Tiefensondierung (ETS) werden im Gegensatz zur Magnetotellurik nicht die elektrischen und die magnetischen Horizontalkomponenten, sondern die Horizontalkomponenten und die Vertikalkomponente des Magnetfeldes gemessen. Für die Beziehung zwischen der Vertikalkomponente und den Horizontalkomponenten des Magnetfeldes einer Station gilt:  $B_z = z_H B_x + z_D B_y$ . Zur Interpretation werden meistens nicht die Tipper-Elemente ( $z_H$  und  $z_D$ ), sondern eine andere Darstellungform, die Schmuckerschen Induktionspfeile [*Schmucker*, 1971], herangezogen. Der Realpfeil ist der Vektor der Realteile von  $z_D$  und  $z_H$ , und der Imaginärpfeil entspricht dem Vektor der Imaginärteile. Die Länge ist durch

$$L_{\text{Realpfeil}} = \sqrt{\text{Re}(z_H)^2 + \text{Re}(z_D)^2} \quad \text{und} \quad L_{\text{Imaginärpfeil}} = \sqrt{\text{Im}(z_H)^2 + \text{Im}(z_D)^2} \quad (4.1)$$

definiert. Im 1D-Fall und über einem homogenen Halbraum gibt es keine Induktionspfeile, da  $B_z \equiv 0$  ist. Im 2D-Fall zeigen die Induktionspfeile von der leitfähigeren Struktur weg und liefern so Informationen über die Streichrichtung, da sie senkrecht dazu stehen. Die magnetischen Übertragungsfunktionen erlauben also, laterale Widerstandsänderungen und mehrdimensionale Strukturen zu erkennen [*Müller*, 1995].

Die Induktionspfeile am Merapi [*Hoffmann-Rothe et al.*, 1998] sind an den meisten Stationen sehr kurz und lassen auf geringe laterale Änderungen der Widerstandsverteilung schließen. Dies wird auch durch die Übereinstimmung der Modelle für beide Polarisierungen der MT gestützt [*Hoffmann-Rothe et al.*, 1998]. Es scheint also ein lateral ausgedehnter (fast 1D-) Leiter zu existieren.

Gestützt werden diese Ergebnisse der MT und ETS durch die Schweremessungen von *Gerstenecker et al.* [1998a]. Die Inversion der Gravimetrie-Daten liefert Dichten von  $2.5 \text{ g/cm}^3$  für den Vulkanbau ab einer Höhe von 0 müNN. Darunter sinkt die Dichte abrupt auf  $2.1 \text{ g/cm}^3$  ab. Diese Ergebnisse werden auch von einer Gravimetrie-Arbeitsgruppe der Gaja Mahda Universität (UGM) in Yogyakarta bestätigt (*Gerstenecker*, pers. Mitt.). Die Oberkante des Leiters aus den MT 1D-Modellen liegt in der Tiefe dieses Dichtesprunges (siehe auch Kap. 4.7).

### 4.3 Die LOTEM-Messungen 1998

Die Teilnahme am DFG-Gemeinschaftsprojekt MERAPI war für uns aus zwei Gründen besonders attraktiv: Zum einen bietet die Themenvielfalt der Arbeitsgruppen Möglichkeiten, die LOTEM-Ergebnisse mit den Ergebnissen der anderen Verfahren zu vergleichen und gemeinsam zu interpretieren. Zum anderen wollten wir unsere Zusammenarbeit mit dem Institut Teknologi Bandung (ITB) vertiefen. Insbesondere der Aufenthalt von Herrn Fauzi in Köln [*Fauzi*, 1997] hat die Kooperation gefördert. Zudem existiert am ITB seit 1995 eine Controlled Source Audio Magnetotelluric (CSAMT)-Ausrüstung. Die CSAMT ist ein aktives elektromagnetisches Verfahren, das im Frequenzbereich arbeitet [*Zonge und Hughes*, 1991]. Dieses Verfahren haben die indonesischen Kollegen vom Institut Teknologi Bandung (ITB) am Vulkan Merapi parallel zu den LOTEM-Messungen genutzt. Der Senderaufbau und auch die Senderausrüstung von CSAMT und LOTEM sind identisch, so daß ein Sender abwechselnd für beide Methoden genutzt werden kann. Die maximale Eindringtiefe liegt bei 3 km [*Zonge und Hughes*, 1991]. Bereits 1997 fanden LOTEM-Testmessungen am Merapi statt [*Müller*, 1997], um die gemeinsame Senderausrüstung mit dem ITB zu testen und die örtlichen Gegebenheiten zu untersuchen. Die Ziele der Feldkampagne im Jahr 1998 [*Müller et al.*, 1998; *Hördt und Neubauer*, 1998] waren:

1. Die Erkundung der Leitfähigkeitsstruktur des Merapi. Dazu sollten auf 4 LOTEM-Profilen mit jeweils ca. 10 km Länge Daten aufgezeichnet werden.
2. Die Erkundung der Leitfähigkeitsstruktur des Merapi mit dem CSAMT-Gerät des ITB parallel zu den LOTEM-Messungen.

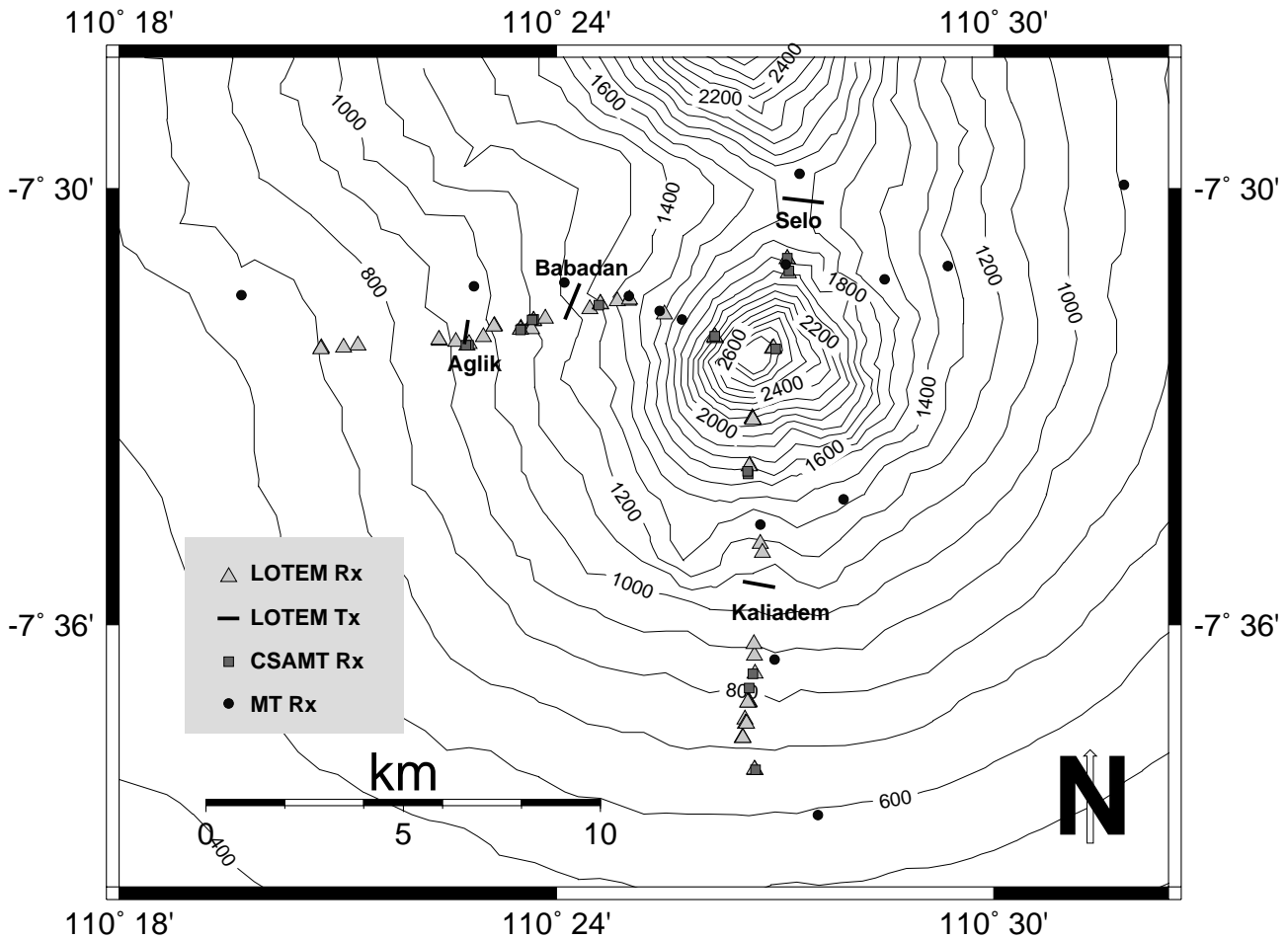
3. Der Beginn der Beobachtung längerfristiger Veränderungen. Erste Wiederholungsmessungen sollten im Abstand von 4 Wochen durchgeführt werden. Nach Ablauf eines Jahres sollten dann diese Messungen 1999 wiederholt werden.

Insgesamt waren an der Messung 7 Studenten und Wissenschaftler aus Deutschland und 6 indonesische Studenten und Wissenschaftler beteiligt. Während einer zweiwöchigen Vorerkundung (21.6.–5.7.) wurden die Lokationen für die Sender und Empfänger vorbereitet. Einen guten Teil der Zeit beanspruchte das Permitting, die Bitte um Erlaubnis der Durchführung der Messungen auf den privaten Ländereien, für das ein guter und enger Kontakt zur Bevölkerung gepflegt werden mußte.

Während der Hauptmessung (6.7.–14.8.) wurden an 18 Tagen LOTEM-Messungen, an acht Tagen CSAMT-Messungen und an zwei Tagen Messungen beider Methoden durchgeführt. Insgesamt wurden dabei an 41 Lokationen auf drei Profilen Daten für 108 Transienten aufgezeichnet. An vier Tagen wurde zusätzlich zum LOTEM-Signal eine neue Signalform (PRBS, siehe *Helwig* [1998]), die höhere Datenqualität liefern soll, getestet. Abb. 4.3 zeigt eine Übersichtskarte des Meßgebietes mit den Empfängerlokationen und den Sendern der LOTEM-Methode sowie den CSAMT-Empfängern. Die LOTEM-Signale wurden an vier verschiedenen Sendern, davon zwei auf der West- (Babadan, Aglik), einer auf der Süd- (Kaliadem) und einer auf der Nordseite (Selo) des Merapi eingespeist. CSAMT-Messungen wurden an 12 Stationen durchgeführt. Die 41 LOTEM-Stationen liegen auf einem 10 km langen Westprofil und einem insgesamt 15 km langen Nord-Südprofil.

Besondere logistische Herausforderungen ergaben sich durch verschiedene Faktoren: Die **wirtschaftliche Lage** 1998 in Indonesien führte dazu, daß es für ausverkauft Material keinen Nachschub mehr gab. Dadurch wurde viel Zeit für die Organisation des Materials benötigt. Auch konnte, außer auf dem West-Profil, aus Sorge vor Diebstählen das Material nicht über Nacht liegengelassen werden. Die Qualität der **topographischen Karten** ist relativ niedrig, so daß alle Senderelektrodenpositionen und alle Empfängerpositionen mit GPS eingemessen wurden. Am MVO lief eine permanente Basisstation mit, so daß die Daten differentiell korrigiert werden konnten.

Obwohl die Messungen in die Trockenperiode gefallen wären, trat dieses Jahr **Regen** auch im Juli/August auf. Aus Sicherheitsgründen kann dann der Sender nicht oder nur eingeschränkt betrieben werden. Insgesamt konnte an 4 Tagen wegen Regens nicht oder nur so eingeschränkt gemessen werden, daß eine Wiederholung nötig war. Andererseits leiden die Dörfer an den Hängen zwischen den Regenfällen unter **Trockenheit**, da das poröse Lockergestein an der Oberfläche das Wasser nicht halten kann. Wasser für den Senderaufbau mußte z.T. mit Fahrzeugen und Trägern aus einer Zisterne herangeschafft werden.



**Abbildung 4.3:** Karte des Meßgebietes mit den eingezeichneten Lokationen der LOTEM-Sender (dicke Linien), LOTEM-Empfänger (helle Dreiecke), CSAMT-Empfänger (dunkle Quadrate) und MT-Empfänger (schwarze Kreise). Die Höhendaten (müNN) stammen aus einem digitalen Höhenmodell (DEM) von *Gerstenecker et al.* [1998b].

Wie die Vesuvmessungen gezeigt haben (Kap. 3.7.2), hängt der **Übergangswiderstand** der Senderelektroden auch vom Bodenwiderstand ab. Um die Übergangswiderstände der Senderelektroden zu minimieren und die Senderankopplung zu optimieren, wurden drei Elektrodentypen verwendet (siehe Tab. 4.1): An der 2. Elektrode des Senders Babadan wurde ca.  $50 \text{ m}^2$  Wellblech in drei Löchern à 4 m x 4 m 1 m tief eingegraben. An der 1. Elektrode des Senders Babadan wurden drei verzinkte Stahlrohre in Bohrungen von 4–8 m Tiefe eingebracht. Viele kurze (1 m) Spieße erwiesen sich als gute Lösung an den anderen Senderelektroden (Aglik, Kaliadem, Selo). Auf der Südseite wurde ein erster Test in einem Reisfeld (Bulak Salak) durchgeführt, um einen weiteren Sender für zukünftige Messungen vorzubereiten. Um die relativ geringen Sendeströme auszugleichen, wurden 1000 bis 3000 Transienten pro Station aufgezeichnet. Durch das Stapeln vieler Einzelsignale kann dadurch das Signal/Rauschverhältnis um einen Faktor  $\sqrt{N}$  verbessert werden (siehe auch Kap. 3.5).

Lokation $T_x$	1. Elektrode [ $\Omega$ ]	2. Elektrode [ $\Omega$ ]	$\Sigma$ (mit Kabel) [ $\Omega$ ]	$I_{max}$ [A]	Länge [m]
Babadan (b)	86 (4–8 m Rohre)	95 (Bleche)	200	4.3	980
Aglik (a)	37 (Spieße)	23 (Spieße)	65	8	620
Kaliadem (k)	67 (43) (Spieße)	95 (60) (Spieße)	180 (115)	4.3 (6)	826
Selo (s)	17 (Spieße)	22 (Spieße)	43	10	1050
Bulak Salak	50 (2 m Spieß)	60 (1 m Spieß)	—	—	—

**Tabelle 4.1:** Übergangswiderstände der einzelnen Senderelektroden und Typ der Elektroden. Die Ankopplung an Sender Kaliadem wurde nach einigen Tagen verbessert (Werte in Klammern). Die Koordinaten finden sich in Anhang C in Tab. C.1.

Beim **Ausbruch** des Merapi am 19.7. mußte die Arbeitsgruppe den Berg in großer Eile verlassen. Dies war nur möglich durch eine Warnung, die von Herrn Lühr, dem MERAPI-Projekt Koordinator, am MVO in Yogyakarta per Funk herausgegeben worden war. Der Funkkontakt war wegen der großen Entfernung beinahe zufällig zustande gekommen und brach auch kurz darauf wieder ab. Durch die starke **Aktivität** des Merapi im Juli konnte das westliche Profil deshalb nicht wie geplant zu Ende geführt werden, und auch die geplanten Wiederholungsmessungen im Gipfelbereich konnten aus Sicherheitsgründen nicht durchgeführt werden. Geräte wurden durch die Aktivität nicht beschädigt.

Durch die ausgeprägte **Topographie** ist der gipfelnahe Bereich ab 1000–1600 müNN nicht mehr mit Fahrzeugen erreichbar. Für die höher gelegenen Stationen wurden deshalb bis zu 18 einheimische Träger angeheuert, um die Ausrüstung zu transportieren. So konnte selbst in Pasarububar, auf 2700 müNN 200 m unterhalb des Merapi Gipfels, eine Station aufgebaut werden. Auf der Ostseite des Merapi ist der Zugang aufgrund der Zerklüftung sehr schwierig und nur mit geländegängigen Fahrzeugen möglich. Zugunsten der besseren Auflösung auf dem West- und dem NS-Profil wurde deshalb auf einen Senderaufbau und ein Empfängerprofil im Osten verzichtet.

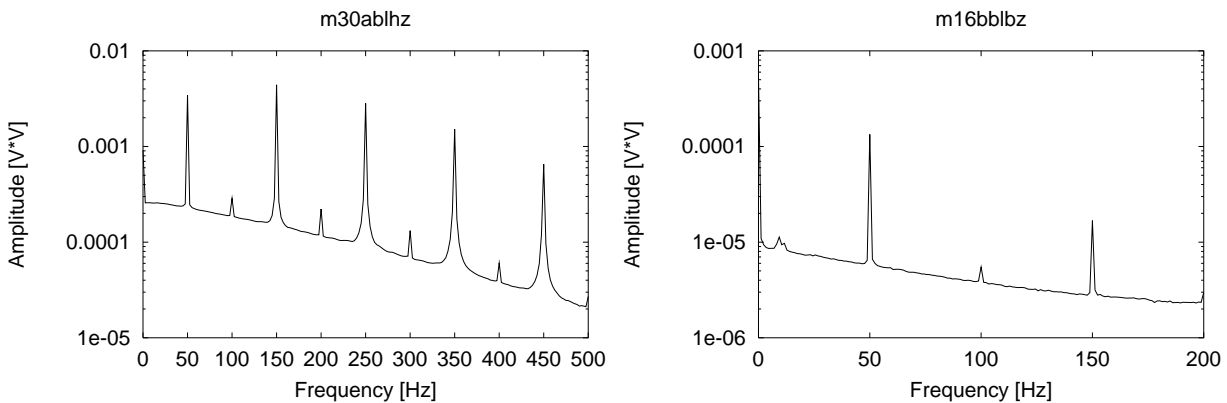
Für das LOTEM-Merapi-Projekt wurden zwei Induktionsspulen zur Aufzeichnung der horizontalen Magnetfelder neu angeschafft. Darüber hinaus wurden sie auch für die Vertikalkomponente verwendet, da sie wesentlich leichter auszulegen sind als die konventionellen Kabel. Anstatt 1600  $m^2$  benötigen sie nur 1  $m^2$  Fläche. An vielen Stationen hätte mit den alten Spulen nicht gemessen werden können. Bei den Profilstücken ohne Straßenzugang macht sich auch der Gewichtsvorteil (10 kg anstatt 44 kg) positiv bemerkbar. Zum Vergleich der neuen und alten Magnetfeldsensoren und der Modellierung der Horizontalkomponenten siehe *Stahl* [1999].

Die Namen der Empfänger gehorchen der Konvention **m\_Rx\_L\_Tx\_Sig\_Cmp** (siehe auch Anhang C). Die Empfängernummer **Rx** ist numerisch (00-99), wenn der Empfänger

auf der gleichen Seite wie der zugehörige Sender liegt. Die Station 00 ist dabei die auf Pasar Bubar, unterhalb des Gipfels. Wenn der Empfänger und der Sender auf unterschiedlichen Seiten des Merapi liegen, bezeichnet der erste Buchstabe die Seite des Merapi, auf der die Station liegt (k: Süden, b: Westen) und der zweite Buchstabe (a-z) die Station. Mit **L** wird die Länge der Transienten (a: 2048, b: 4096) angegeben. **Tx** bezeichnet den Sender (b,a,k,s), **Sig** den Signaltyp (l: LOTEM, p: PRBS) und **Cmp** die Komponente (ex, ey, bx, by, bz und hz). Das Präfix (b oder h) bei den Magnetfeldkomponenten dient nur zur Unterscheidung, ob das Magnetfeld mit den Kernspulen (b) oder mit den Luftspulen (h) aufgezeichnet wurde und hat keine physikalische Bedeutung.

## 4.4 Prozessing

Das Prozessing der Daten der LOTEM-Messungen am Merapi 1998 wurde durch die Erfahrungen mit den Vesuvdaten erheblich beschleunigt, da sich bestimmte Einstellungen der digitalen Filter als optimal herausgestellt haben (Anhang E). Die Hauptstörfrequenz ist auch hier 50 Hz, sowie dessen ungeraden und geraden Vielfachen. Weiterhin kann man bei den neuen Magnetfeldsensoren an manchen Stationen eine weitere Störfrequenz von 12 Hz beobachten (siehe dazu auch *Stahl* [1999]).



**Abbildung 4.4:** Gestapelte DFT-Spektren für die Datensätze von *m30ablhz* (links) und *m16bblbz* (rechts). Das linke „saubere“ Spektrum enthält nur 50 Hz Störfrequenzen und Multiple. Im rechten Spektrum kann man eine weitere Störfrequenz bei 12 Hz erkennen.

In Abb. 4.4 sind die Spektren für die Datensätze *m30ablhz* und *m16bblbz* dargestellt. Bei den Daten *m16bblbz* (rechts) kann man die zusätzliche Störfrequenz bei 12 Hz identifizieren. Als Standardfilter erweist sich der segmentierte optimierte Lockin Filter [*Hanstein*, 1996] als der geeignetste. Die Qualität der Merapi-Daten, vor allem der elektrischen Felder, ist höher als die der Vesuv-Daten. Mit den Kriterien aus Kap. 3.5 ergibt sich für die Merapi-Daten das folgende Bild (Tab. 4.2):

**Tabelle 4.2:** Datenqualität der prozessierten Merapi-Daten. Erklärung der Einteilung siehe Seite. 42.

Sensor Feldtyp	++	+	0	-	--	$\Sigma$
$E_x/E_y$	35	2	2	2	4	45
$\dot{H}_x, \dot{H}_y, \dot{H}_z$ (Kern)	0	8	13	12	2	35
$\dot{H}_z$ (Luft)	3	6	12	7	4	32
$\Sigma$	38	16	27	21	10	112
%	34	14	24	19	9	100

Die Qualität der elektrischen Felder (++ und +: 37%) ist höher als die der magnetischen (++ und +: 9%), im Gegensatz zu den Vesuv-Daten, wo die Magnetfelder eine bessere Qualität aufweisen. Bei den Magnetfeldern ist die Qualität der Daten der Luftspulen höher als die der neuen Kernspulen, was auf die kleinere effektive Fläche zurückzuführen ist: Die Kernspulen haben eine effektive Fläche von  $10000 \text{ m}^2$  [Stahl, 1999], die Luftspulen bis zu  $88000 \text{ m}^2$  (55 Windungen à  $1600 \text{ m}^2$ ).

## 4.5 Besonderheiten bei der Auswertung

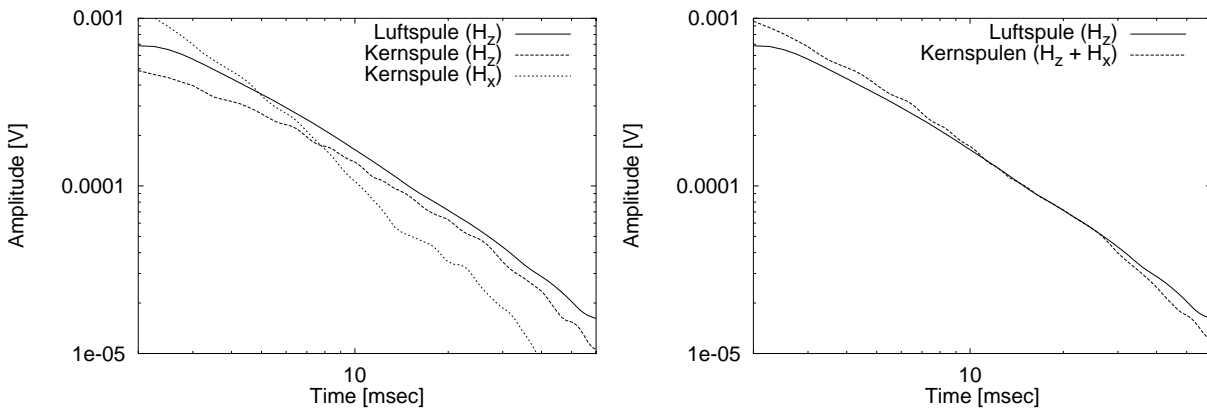
### 4.5.1 Windschiefer Empfänger (Magnetfeld)

Am Merapi standen erstmalig neue Magnetfeldsensoren (Kernspulen, siehe auch Stahl [1999]) zur Verfügung. Damit konnten die horizontalen Komponenten und auch die vertikale Komponente gemessen werden (siehe auch Abb. 3.13 und Kap. 3.6.1.3). Eine Liste der Winkel  $\alpha$  und  $\beta$  findet sich in Anhang C. Als Beispiel dient Station **mbabsl**. Bei dieser Station ist die Abweichung aus der Horizontalen  $\alpha = 28^\circ$ , der Drehwinkel  $\beta = 108^\circ$  und der Winkel zum Sendermittelpunkt  $\phi = 26^\circ$ . In Abb. 4.5 sind die Spannungskurven der drei Magnetfelder aufgezeichnet:  $\dot{H}_z$  mit der Luftspule ( $\dot{H}_z^{\text{Luftspule}}$ ),  $\dot{H}_z$  mit der Kernspule ( $\dot{H}_z^{\text{Kernspule}}$ ) und  $\dot{H}_x$  mit der Kernspule ( $\dot{H}_x$ ):

Die Amplituden von  $\dot{H}_z^{\text{Kernspule}}$  und  $\dot{H}_x$  sind auf beiden Graphiken mit einem Faktor 8.3 multipliziert. Die effektive Spulenfläche des  $\dot{H}_z^{\text{Luftspule}}$  bei diesem Empfänger beträgt  $83000 \text{ m}^2$ , die der Kernspulen  $10000 \text{ m}^2$  (siehe auch Stahl [1999]). Das Abklingverhalten von  $\dot{H}_z^{\text{Luftspule}}$  und  $\dot{H}_z^{\text{Kernspule}}$  sind fast identisch,  $\dot{H}_z^{\text{Luftspule}}$  ist etwas steiler, das von  $\dot{H}_x$  ist deutlich steiler. Um zu testen, ob in  $\dot{H}_z^{\text{Luftspule}}$  Anteile von  $\dot{H}_x$  vorhanden sind, wurden deshalb

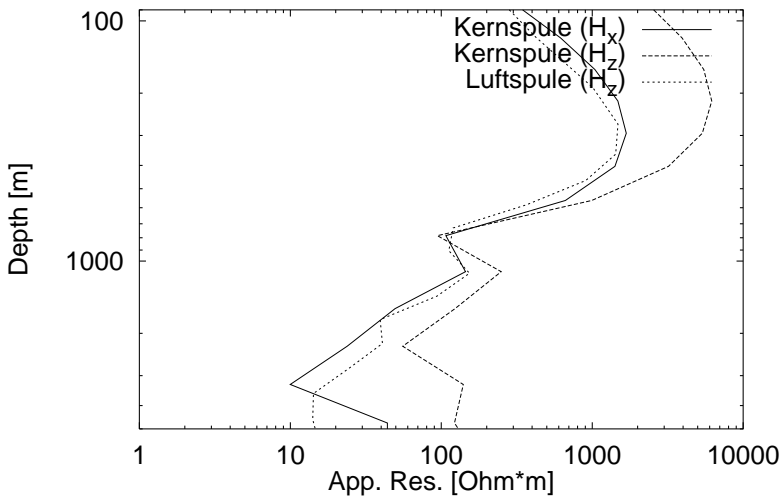
$$H_z^{\text{Luftspule}} \text{ und } \{H_x * \sin(28^\circ) + H_z^{\text{Kernspule}} * \cos(28^\circ)\} * 8.3 \quad (4.2)$$

gegeneinander aufgetragen. Der Flächenfaktor beträgt 8.3 für  $\dot{H}_z^{\text{Luftspule}}$  an diesem Empfänger (s.o. und Tab. C.2). Abb. 4.5 (rechts) zeigt die gute Übereinstimmung der beiden Kurven im Zeitintervall von 3 ms bis 60 ms für die Steigungen und die Amplituden. Wie



**Abbildung 4.5:** Amplituden der Magnetfelder an Station **mbabsl**. Wahre Amplituden für  $\dot{H}_z^{Luftspule}$  vs.  $\dot{H}_z^{Kernspule}$  und  $\dot{H}_x$  (links). Gemessenes  $\dot{H}_z^{Luftspule}$  vs. dem theoretischen aus  $\dot{H}_z^{Kernspule}$  und  $\dot{H}_x$  berechneten  $H_{Normal}$  (rechts).

man erwartet, läßt sich  $\dot{H}_z^{Luftspule}$  (oder  $H_{Normal}$ ) also durch  $\dot{H}_z^{Kernspule}$  und  $\dot{H}_x$  darstellen. Die optimale Anpassung erhält man allerdings für  $\alpha = 15^\circ$ . Diese Diskrepanz von  $13^\circ$  läßt sich aber fast mit einer ungenauen Winkelbestimmung für  $\alpha$  erklären. Der Fehler der Winkelbestimmung für  $\alpha$  aus den DGPS-Daten beträgt  $5 - 10^\circ$ . Möglicherweise handelt es sich auch um einen Effekt komplexerer Leitfähigkeitsverteilungen.



**Abbildung 4.6:** 1D-Modelle der Occam-Inversion für  $\dot{H}_z^{Luftspule}$  ( $H_{Normal}$ ),  $\dot{H}_z^{Kernspule}$  und  $\dot{H}_x$ .

Abb. 4.6 zeigt den Effekt der Schiefwinkligkeit auf die 1D-Inversion: Die Modelle für  $\dot{H}_z^{Kernspule}$  und  $\dot{H}_x$  sind fast gleich, was darauf hindeutet, daß an dieser Station der Untergrund nicht sehr von einer 1D-Widerstandsverteilung abweicht. Die (falsche) größere Steigung in  $\dot{H}_z^{Luftspule}$  ergibt einen weniger leitfähigen Leiter in 2 km – 3 km Tiefe als bei der Inversion von  $\dot{H}_z^{Kernspule}$ .

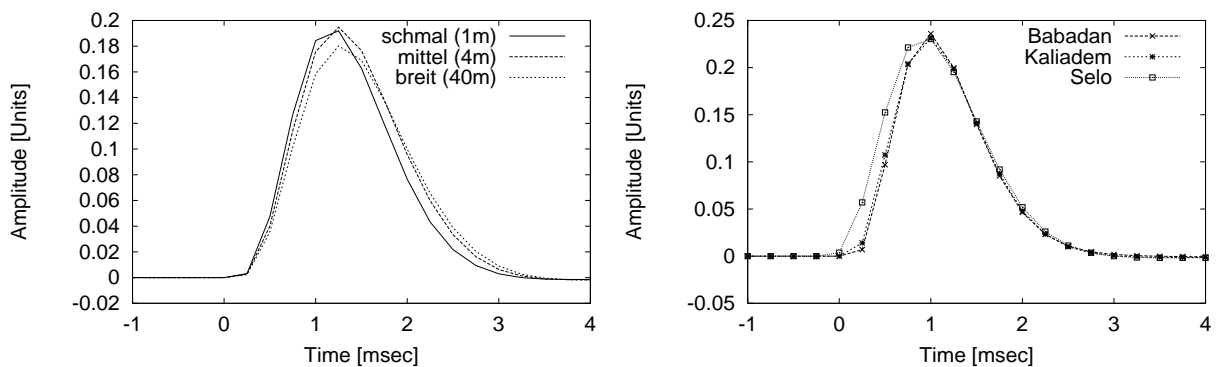
Damit wurde zum ersten Mal gezeigt, daß mit  $\dot{H}_z^{Luftspule}$  das Normalfeld gemessen wird und daß schon kleine Winkel  $\alpha$  Korrekturen nötig machen. Bei schrägen  $\dot{H}_z^{Luftspule}$  sollte mindestens der Winkel  $\alpha$ , wenn möglich auch  $\dot{H}_x$  bzw.  $\dot{H}_y$  (je nach Konfigurationswinkel  $\phi$ ) mit aufgezeichnet werden, um den Einfluß der Topographie



richtig abschätzen zu können.

### 4.5.2 Signalverarbeitung, Systemantworten

Die LOTEM-Messungen 1996 in Frankreich [Hördt *et al.*, 1999] zeigen eine Abhängigkeit der Systemantwort von der Stromstärke des Senders und der Ankopplung der Senderelektroden (pers. Mitt., S. Helwig). Teilweise wurde ein Nachschwingen der Systemantwort beobachtet. Dieses Verhalten kann durch eine elektronische Ersatzschaltung, mit zusätzlichem kapazitiven Widerstand zum rein ohmschen Übergangswiderstand der Sendelektroden, erklärt werden (pers. Mitt., S. Helwig). Die Effekte sind somit eine proprietäre Eigenschaft eines jeden Senders. Um solche Eigenschaften zu berücksichtigen und die Qualität der Interpretation zu verbessern, wurden am Vesuv und am Merapi deshalb die Systemantworten zu jedem Sender aufgezeichnet.



**Abbildung 4.7:** Die gefilterten, gestapelten und normierten Systemantworten für das vertikale Magnetfeld ( $\dot{H}_z$ ). Links für unterschiedliche Geometrien des Magnetfeldsensors für den Sender Selo. Rechts für unterschiedliche Sender: Selo, Babadan und Kaliadem.

Anhand der Systemantworten für  $\dot{H}_z$  am Merapi sollen die Auswirkungen dieser Variabilität untersucht werden. Die Form der  $\dot{H}_z$ -Systemantwort eines Senders hängt nur gering von der Konfiguration (Geometrie) des Empfängers ab (Abb. 4.7, links). In allen drei Fällen wurde das 160 m lange Magnetfeldsensorkabel zu einem länglichen Rechteck ausgelegt. Mit 1 m Breite (schmal), mit 4 m Breite (mittel) und mit größtmöglicher Fläche (40 m). Alle drei Systemantworten zeigen einen ähnlichen Verlauf, aber man kann eine Tendenz zu etwas breiterer Systemantwort für größere Flächen erkennen. Bei ähnlicher Konfiguration zeigt sich, daß die Systemantworten am Merapi senderunabhängig sind (Abb. 4.7, rechts).

Am Merapi wurden auch Systemantworten aufgezeichnet, die das aus den Frankreich-Daten bekannte Überschwingen zeigen. Die folgenden geometrischen Ursachen kommen als Quelle für das Überschwingen und „anomale“ Systemantworten in Frage:

- Der Empfänger ist zu nah am Sender, die TEAMEX-Apparatur wird übersteuert. Die TEAMEX-Verstärker sind für Eingangsspannungen von  $\pm 5$  Volt ausgelegt. Bei kurzfristigen Impulsen, wie es das LOTEM-Signal darstellt, kommen diese Verstärker dann in den Sättigungsbereich und können nichtlinear reagieren — der Verstärker schwingt (S. Helwig, pers. Mitt. und *Hirschmann* [1990]).
- Die Empfängerfläche ist zu groß, die TEAMEX-Apparatur wird übersteuert (s.o.).
- Der Empfänger ist zu weit vom Sender weg oder die Fläche ist zu klein. Dadurch bleibt nach dem Filtern und Stapeln ein „unruhiger“ Transient übrig, was sich als Schwingung der Systemantwort zeigt.

Fazit ist, daß große Sorgfalt bei der Messung der Systemantwort vonnöten ist, um Fehler bei der Aufzeichnung zu vermeiden. Man sollte immer mehrere Stellen und Geometrien des Sensors testen und die optimale Kombination anhand der Maximalamplitude auswählen. Diese sollte deutlich unter den fünf Volt Maximalamplitude der TEAMEX-Apparatur liegen. Am Merapi haben sich Breiten von 1 m und ein Abstand von 2 – 10 m zum Sendekabel als praktikable Lösungen erwiesen.

Die Systemantworten der Vesuv-Sender T1 und T4 sind für einen Sender auch an unterschiedlichen Tagen trotz unterschiedlicher Geometrie gleich, unterscheiden sich aber leicht für beide Sender. Außer den rein geometrischen Ursachen kommt hier noch die Ankopplung der Senderelektroden (siehe Kap. 3.4) in Frage.

## 4.6 Modellierung

### 4.6.1 1D-Single-Inversion

Wie bei den Vesuv-Daten wurde eine 1D-Occam-Inversion mit anschließender 1D-Marquardt-Inversion durchgeführt. Die Einzelergebnisse der 1D-Inversionen finden sich in Anhang G.

Im Gegensatz zu den Vesuv-Daten kann man bei den Merapi-Daten auffällige 3D-Effekte in den vertikalen Magnetfeldern beobachten (z.B. Abb. 4.18). Auch manche der magnetischen Horizontalkomponenten zeigen 3D-Effekte [*Stahl*, 1999]. Die elektrischen Felder zeigen offensichtliche 3D-Effekte nur an wenigen Stationen auf dem Profil Babadan, die Mehrzahl der Daten läßt sich gut bis sehr gut mit eindimensionalen Modellen anpassen (siehe z.B. Abb. 4.10). Aus den Occam-Inversionen ergeben sich drei verschiedene Dreischichtfälle als Startmodelle für die Marquardt-Inversion:

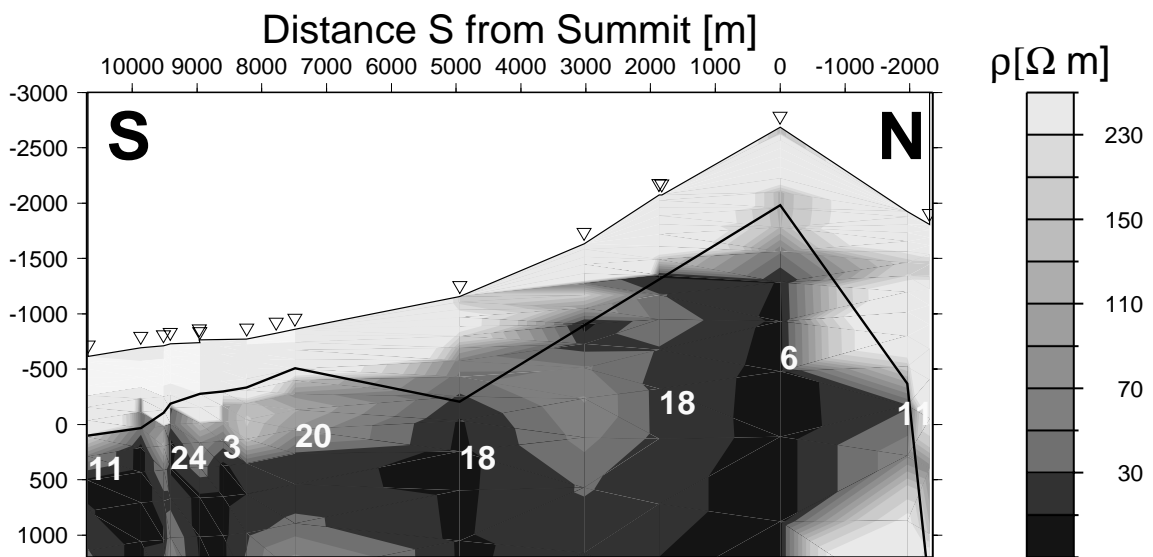
1. Für die elektrischen Felder:

- (a) Der Widerstand nimmt mit der Tiefe monoton ab (siehe das elektrische Feld der Station mkobsl, Seite 175). Als Startmodell wurde ein Dreischichtfall mit der Widerstandsabfolge 1000/100/10  $\Omega m$  (Q-Typ) gewählt.
- (b) Der Widerstand nimmt zunächst stark ab und steigt dann zu großen Tiefen wieder an (siehe das elektrische Feld an Station m28bkl, Seite 170). Als Startmodell wurde ein Dreischichtfall mit der Widerstandsabfolge 1000/10/-1000  $\Omega m$  (H-Typ) gewählt.

2. Für die Magnetfelder:

- (a) Der Widerstand nimmt zunächst in geringen Tiefen zu und fällt dann zu den größeren Tiefen stark ab (siehe das vertikale Magnetfeld an Station mbabsl, Seite 181). Als Startmodell wurde ein Dreischichtfall mit der Widerstandsabfolge 100/1000/10  $\Omega m$  (K-Typ) gewählt.

Nimmt man alle 1D-Occam-Modelle für das elektrische Feld parallel zum Sender ( $E_x$ ) zusammen, erhält man ein erstes grobes Bild der Leitfähigkeitsverteilung des Merapi in NS- und WO-Richtung (Abb. 4.8 und 4.9, die Lage der Stationen auf S. 166).



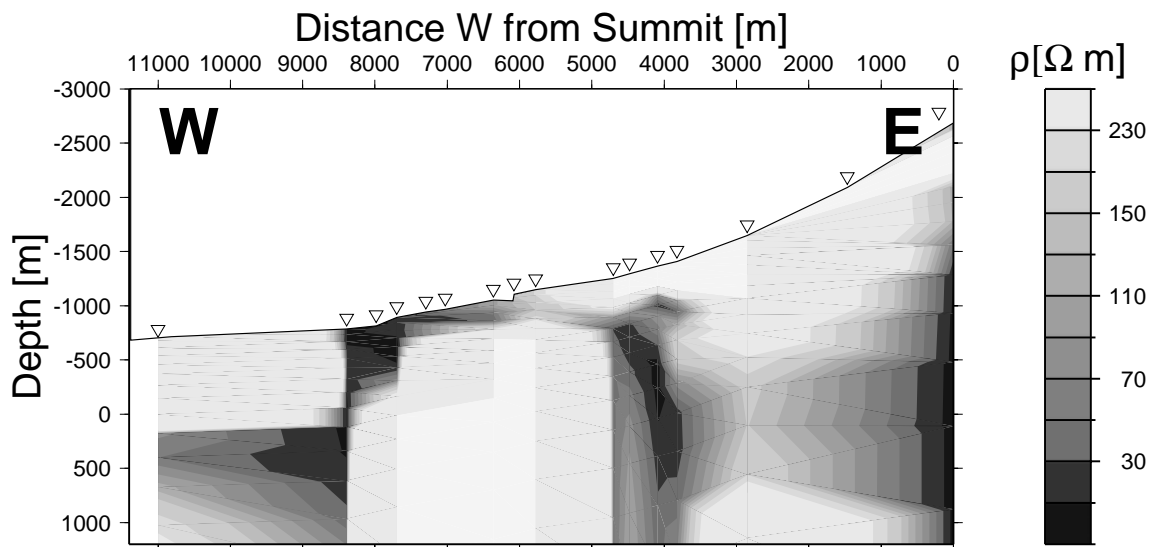
**Abbildung 4.8:** Aus 1D-Occam-Inversionen des elektrischen Feldes parallel zum Sender ( $E_x$ ) Feldes abgeleitete Pseudo 2D-Widerstandsverteilung des Merapi auf dem Nord-Süd-Profil. Die schwarze Linie ist die Tiefe der Oberkante des guten Leiters, wie er sich aus der Marquardt-Inversion der elektrischen Felder ergibt. Die Zahlen unter dieser Linie geben die spezifischen Widerstände des Leiters aus der Marquardt-Inversion wieder. Die Dreiecke markieren die Position der Empfänger auf dem Profil.

Die Pseudosektion in Abb. 4.8 zeigt den Verlauf des elektrischen Widerstandes auf dem Nord-Süd-Profil. Bei Profilmeter 2000 und 3000 sind die Widerstände aus der

Inversion der vertikalen Magnetfelder angegeben, da dort keine elektrischen Felder gemessen wurden. Die auffälligsten Merkmale sind:

- An allen Stationen existiert eine 500 – 1000 m mächtige schlechtleitende Deckschicht mit Widerständen von  $200 \Omega m$  bis über  $1000 \Omega m$ .
- Unter der schlechtleitenden Deckschicht folgt ein guter Leiter mit Widerständen um  $30 \Omega m$ .
- Die Oberkante des guten Leiters, wie sie die Marquardt-Inversion liefert (schwarze Linie), fällt mit dem Bereich großer Widerstandsänderungen der Occam-Inversion (starker Gradient) zusammen.
- Auf Profilmeter 7800 (entspricht Station m30aklex), gibt es eine veränderte Widerstandsabfolge der Occam- als auch der Marquardt-Modelle. Die Ursache ist ein Vorzeichenwechsel in  $E_x$ , die Daten können nicht 1D angepaßt werden.
- Im Gipfelbereich (0 m) finden sich die niedrigsten Widerstände des guten Leiters.

Die Pseudosektion in Abb. 4.9 zeigt den Verlauf des elektrischen Widerstandes auf dem Ost-West Profil analog zu Abb. 4.8. Die auffälligsten Merkmale sind hier:



**Abbildung 4.9:** Aus 1D-Occam-Inversionen des elektrischen Feldes parallel zum Sender ( $E_x$ ) abgeleitete Pseudo-2D-Widerstandsverteilung des Merapi auf dem West-Ost Profil.

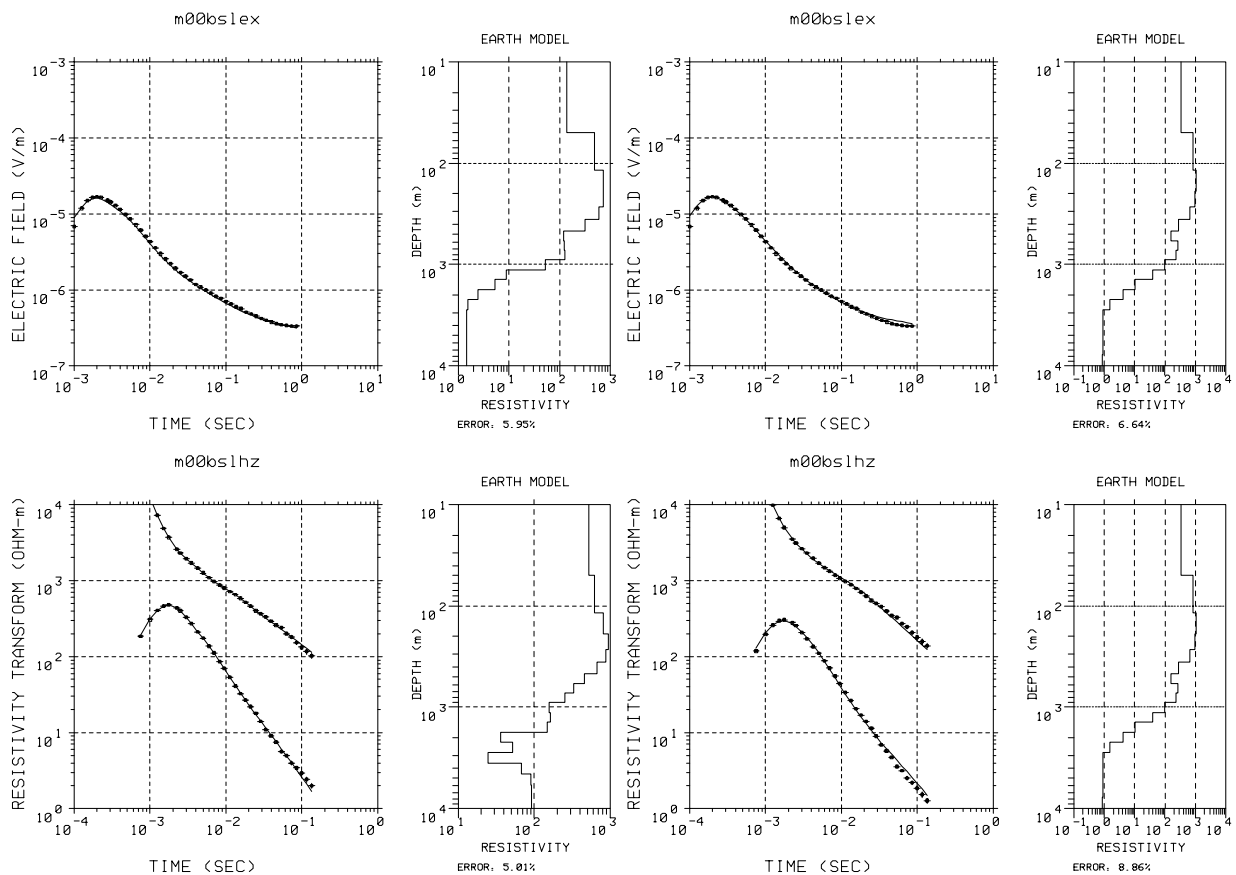
- Die Schichtung ist nicht so eindeutig wie bei dem NS-Profil.
- Die Oberflächenwiderstände sind deutlich höher als auf dem NS-Profil.

- Bei den zentralen Stationen (Profilmeter 4800 – 7500) gibt es eine dünne leitfähige Deckschicht und einen sich anschließenden 1000 m mächtigen schlechten Leiter. An dieser Stelle weisen auch die Daten der MT auf eine Anomalie hin (pers. Mitt., A. Müller).

Eine Darstellung dieser Art für  $\dot{H}_z$  macht wegen der VZW nur eingeschränkt Sinn, da sich 1D-Modelle nur an einigen Stationen erstellen lassen. Vor allem die Empfänger zu den Sendern Kaliadem und Babadan zeigen ausgeprägte VZW, an Sender Selo weniger.

#### 4.6.2 1D-Joint-Inversion (zwei LOTEM-Komponenten)

Die Joint-Inversion von zwei LOTEM-Feldkomponenten ist aufgrund der offensichtlichen 3D-Effekte bei den Magnetfelddaten nur mit wenigen Datensätzen möglich. Bei den Stationen, an denen die Magnetfelddaten keine 3D-Effekte zeigen, wurden exemplarische Joint-Inversionen durchgeführt.



**Abbildung 4.10:** Ergebnisse einer LOTEM-Joint-Inversion. Oben für das elektrische und unten für das magnetische Feld an Station m00bsl (200 m unterhalb des Gipfels). Links die Ergebnisse der Einzelinversion, rechts die Ergebnisse der Joint-Inversion.

Abb. 4.10 zeigt das Ergebnis der Joint-Occam-Inversion für das elektrische und das vertikale magnetische Feld an Station m00bsl. Diese Station liegt auf dem Kreuzungspunkt der Profile unterhalb des Gipfels des Merapi, auf Abb. 4.8 und Abb. 4.9 bei Profilmeter 0. Im Vergleich zur Einzelinversion ist die Anpassung geringfügig schlechter geworden: Bei  $\dot{H}_z$  von 5% (Single) auf 9% (Joint) und bei  $E_x$  von 6% (Single) auf 6.6% (Joint). Durch die Joint-Inversion wird der sehr geringe Widerstand ab einer Tiefe von ca. 2 km, den die  $E_x$  Einzelinversion ergibt, bestätigt.

An der Station m00bsl und auch bei anderen Stationen, an denen in  $\dot{H}_z$  keine VZW zu sehen sind, ist die Datenanpassung für die Joint-Inversion von  $\dot{H}_z$  und  $E_x$  gut bis sehr gut. Die Modelle der Einzelinversionen weichen nur geringfügig von den Modellen der Joint-Inversion ab.

Die Joint-Inversion für  $\dot{H}_y$  und  $\dot{H}_z^{Kernspule}$  an Station m04bkl (auf dem NS-Profil bei Profilmeter 2000) liefert ein ähnliches Ergebnis wie die Einzelinversion [Stahl, 1999]. An Station mbabsl (auf dem WE-Profil bei Profilmeter 1500) sind bereits die Einzelinversionsmodelle für  $\dot{H}_y$ ,  $\dot{H}_z^{Luftspule}$  und  $\dot{H}_z^{Kernspule}$  sehr ähnlich (Abb. 4.6). Liefert die Einzelinversion unterschiedlicher Feldkomponenten an einer Station fast identische Modelle, liegt der Schluß nah, daß eine 1D-Leitfähigkeitsverteilung die Daten dominiert und laterale Effekte nur schwach ausgeprägt sind.

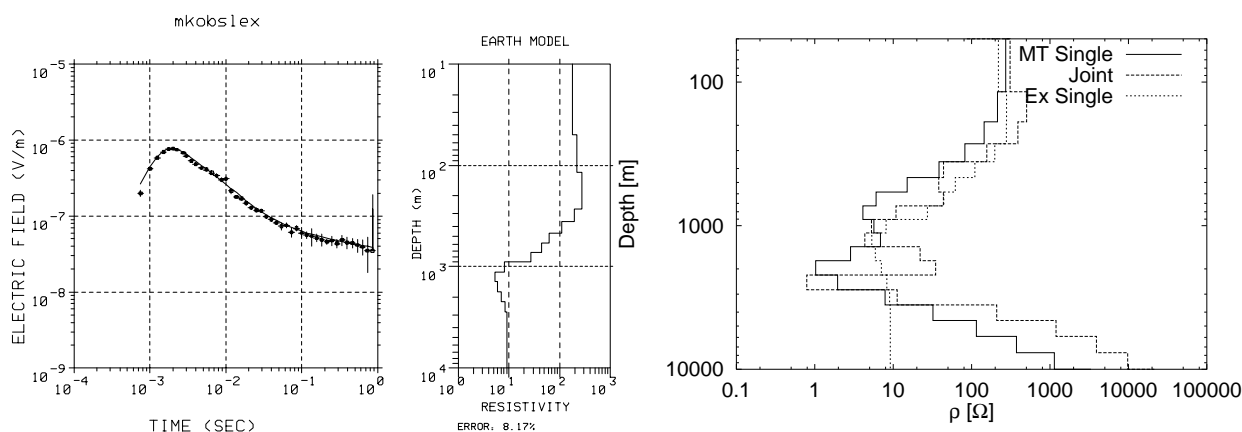
Wie bei den Vesuv-Daten ist die Importance für die Mächtigkeit des Leiters gering. Die Eindringtiefe der LOTEM-Daten liegt bei ca. 2 km und die Unterkante des guten Leiters kann, wie bei den Vesuv-Daten, nicht oder nur unzureichend aufgelöst werden. Deshalb wurde nach einer Möglichkeit gesucht, auch die Widerstandsverteilung größerer Tiefen zu erhalten. Die großen Eindringtiefen der MT bei langen Perioden legen deshalb die Joint-Inversion von LOTEM- und MT-Daten nahe.

### 4.6.3 1D-Joint-Inversion (LOTEM- und MT)

Die Joint-Inversion von LOTEM und magnetotellurischen Daten eröffnet die Möglichkeit, die Auflösungseigenschaften beider Methoden zu kombinieren [Hördt, 1989]. Bei den Merapi-Daten ist die Joint-Inversion von MT und LOTEM eine ideale Methode, die Nachteile beider Techniken zu eliminieren und die Vorteile zu kombinieren. Der größte Nachteil der LOTEM-Methode am Merapi ist die geringe Eindringtiefe von ca. 2 km, die durch leitfähige Schichten in 500 – 1500 m Tiefe verursacht wird. Hauptnachteil der MT am Merapi ist die starke Störung der Daten durch anthropogenes Rauschen und static-shift-Effekte. Eine Modellierung der obersten 1 – 2 km mit den MT-Daten ist an den meisten Stationen deshalb schwierig, zumal die Daten in den hohen Frequenzen starke 3D-Effekte aufweisen [Hoffmann-Rothe et al., 1998; Müller, 1999].

Durchführbar ist die Joint-Inversion von LOTEM und MT prinzipiell an 8 Stationen.

Dort ist die Lokation der Empfänger beider Methoden entweder identisch oder wenige 100 m auseinanderliegend (siehe auch Abb. 4.3). Sinnvoll ist die Joint-Inversion nur an zwei bis drei Stationen, da entweder die MT-Datenqualität sehr gering ist oder der Sender/Empfängerabstand der LOTEM-Stationen klein ist, so daß nur geringe Tiefen aufgelöst werden können, der MT-Anteil dominiert dann (siehe auch *Commer* [1999]).

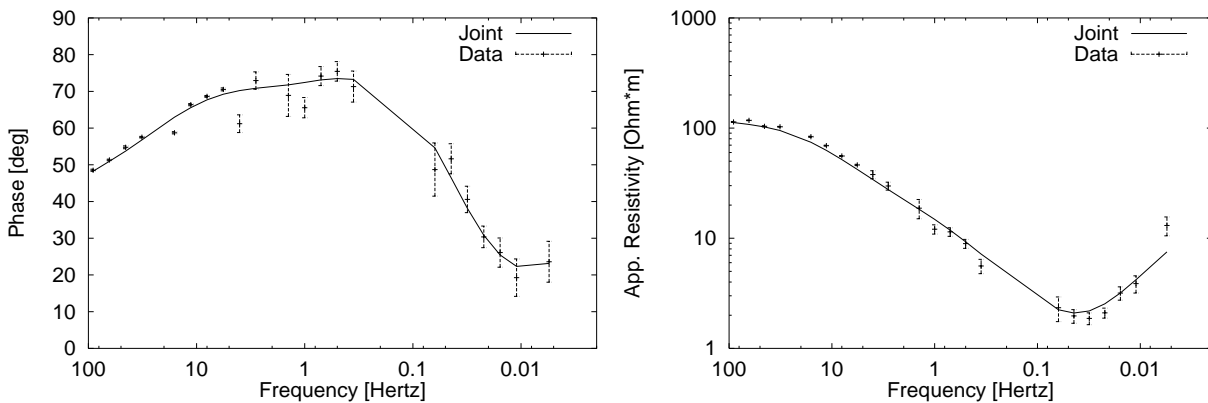


**Abbildung 4.11:** Joint-Inversion von LOTEM  $E_x$  und MT. Die Datenanpassung der LOTEM-Daten (links) und das Modell der Einzelinversion (mitte). Rechts die Modelle der LOTEM-Einzelinversion (*Ex Single*), der MT-Einzelinversion (*MT Single*) und der MT/ $E_x$ -Joint-Inversion (*Joint*).

Durch die Joint-Inversion erhält man Modelle hoher Auflösung einer breiten Tiefenskala. In Abb. 4.11 sind die Ergebnisse der Joint-Inversion an Station *mkobslex* für das elektrische Feld der LOTEM-Methode und die XY-Polarisation der MT dargestellt.

Das resultierende Modell ist im oberen Teil (bis ca. 1.5 km) mit dem Modell für LOTEM  $E_x$  und im unteren Teil (ab ca. 2 km) mit dem Modell für MT identisch. Die Ursache dafür liegt in den Daten selbst. Die niedrigste Periode der MT hat bereits eine Skintiefe von 800 m (für 200  $\Omega m$  bei 90 Hz). Dafür endet die Eindringtiefe des LOTEM  $E_x$  bei 2 km. In diesem Falle bekommt man eine Kombination der beiden Modelle zu einem gemeinsamen Modell, das beide Datensätze in ähnlich guter Qualität anpaßt. Dieses Verhalten ist typisch für alle Stationen, an denen eine Joint-Inversion am Merapi möglich ist.

Zwischen der Datenanpassung Einzel/Joint-Inversion für LOTEM  $E_x$  und MT besteht nur ein geringer Unterschied. Die Datenanpassung für LOTEM beträgt bei der Einzelinversion 8.2%, bei der Joint-Inversion 13.2%. Die Anpassung der MT-Daten ist in Abb. 4.12 gezeigt. Die MT/LOTEM-Joint-Inversion dient hier also der Kombination unterschiedlicher Tiefenbereiche.



**Abbildung 4.12:** Joint-Inversion von LOTEM  $E_x$  und MT. Die Datenanpassung der MT-Phasen (links) und der scheinbaren Widerstände (rechts) zu dem Modell in Abb. 4.11. Die durchgezogene Linie stellt die Modellkurve (Joint) dar, die Punkte mit Fehlerbalken die MT-Daten (Data).

#### 4.6.4 3D und Topographie

Für die Modellierung von 3D-Effekten (z.B. Vorzeichenwechsel  $\dot{H}_z$ ) und der ausgeprägten Topographie des Merapi reicht die 1D-Inversion nicht mehr aus. Die neuen Magnetfeldsensoren (Kernspulen) boten am Merapi auch erstmalig die Möglichkeit, außer der Feldnormalen auch die kartesischen Komponenten zu messen. Ein Beispiel zum windschiefen Empfänger (Magnetfeld) findet sich auf Seite 71. Hier sollen die Effekte der regionalen und lokale Topographie untersucht werden.

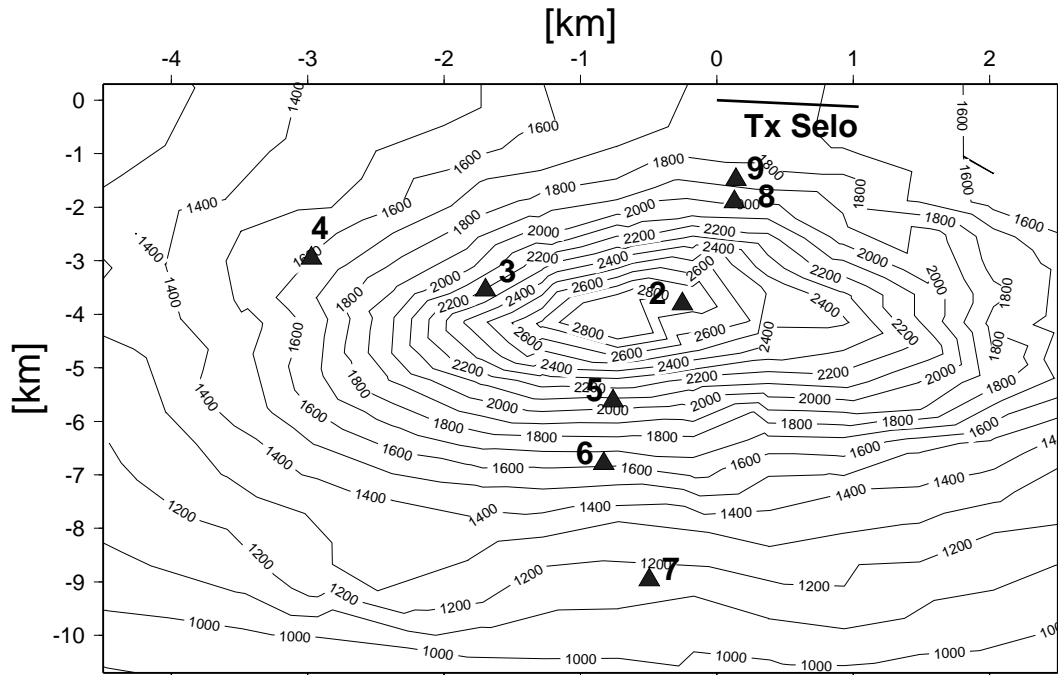
##### 4.6.4.1 Effekt des Berges/regionale Topographie

Um den regionalen topographischen Effekt zu untersuchen, wurde der Gipfelbereich des Merapi ausgewählt. Die Topographie ist dort am ausgeprägtesten und die Datenqualität der magnetischen Felder hoch. Erstaunlicherweise zeigen die vertikalen Magnetfelder nur an einer Station offensichtliche 3D-Effekte, die anderen lassen sich sehr gut 1D anpassen. Wie paßt das zusammen? Es werden nur Stationen zu dem Sender in Selo betrachtet. Von den in Kap. 3.6 erwähnten Konfigurationen treten **Niveauunterschiede** (alle Stationen), **gleiche Seiten** (Station 9) und **verschiedene Seiten** (Stationen 4 und 7) auf (Abb. 4.13).

Es werden jeweils die Ergebnisse eines Empfängers vor (9), neben (4), auf (2) und hinter (7) dem Berg gezeigt. Die Topographie ist durch die in Abb. H.2 (S. 186) dargestellten Blöcke repräsentiert. Die Erstellung des Gitters und die einzelnen Schritte bei der Überprüfung der Maxwell-Ergebnisse sind in Anhang H dargestellt.

Mit den 3D-Modellen soll festgestellt werden, ob es einen Einfluß der Topographie



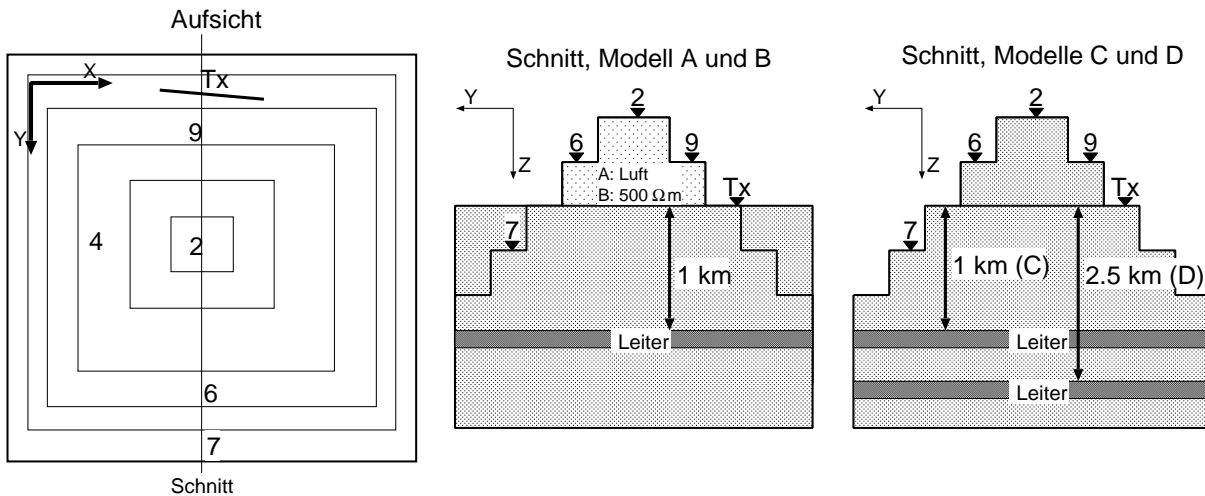


**Abbildung 4.13:** Karte des Gipfelbereichs. Dabei ist die West-Elektrode des Senders ( $T_x$  Selo) der Nullpunkt des Koordinatensystems. Eingezeichnet sind die 8 Empfänger, an denen das Magnetfeld berechnet wird. Die Empfänger 2, 4, 6, 7 und 9 werden im Text diskutiert.

am Merapi auf die Daten gibt und wie groß dieser Einfluß ist. Modell A ist das Referenzmodell ohne Topographie, bei dem die Empfänger bereits in der Luft liegen. Bei Modell B ist der Berg über dem Sender mit eingebaut, unter dem Sender ist die Widerstandsverteilung noch 1D. Bei Modell C haben dann auch die Blöcke unterhalb des Senders, die nicht zum Berg gehören, den Luftwiderstand. Bei allen Modellen hat der Berg/Boden einen Widerstand von  $500 \Omega m$ . In 1000 m Tiefe unter dem Sender liegt bei den Modellen A, B und C eine leitfähige Schicht mit  $33 \Omega m$  (Leiter) (Abb. 4.14). Bei Modell D ist der Leiter in einer Tiefe von 2.5 km.

Abb. 4.15 zeigt den Verlauf des scheinbaren Widerstandes des vertikalen magnetischen Feldes für die Modelle A, B und C an den Empfängern 2, 4, 7, und 9. Die Effekte sind analog zu den in Kap. 3.7.5 diskutierten: Ohne Topographie (Modell A) zeigen die „angehobenen“ Stationen 2, 4, und 9 einen Anstieg des Widerstandes zu frühen Zeiten. Ausnahme ist Station 7, wo eine Erniedrigung des scheinbaren Widerstandes zu beobachten ist (Abb. 4.15, unten links). Dies liegt offenbar daran, daß Station 7 unterhalb des Senders und damit „in“ der Erde liegt, da Station 6, die außerhalb der Erde oberhalb des Senders liegt, auch einen Anstieg des Widerstandes zu frühen Zeiten zeigt.

Nach dem Einbauen des Berges oberhalb des Senders (Modell B) zeigen die Stationen auf (2) und vor (9) dem Berg keinen Unterschied zwischen Modell A und B. An der

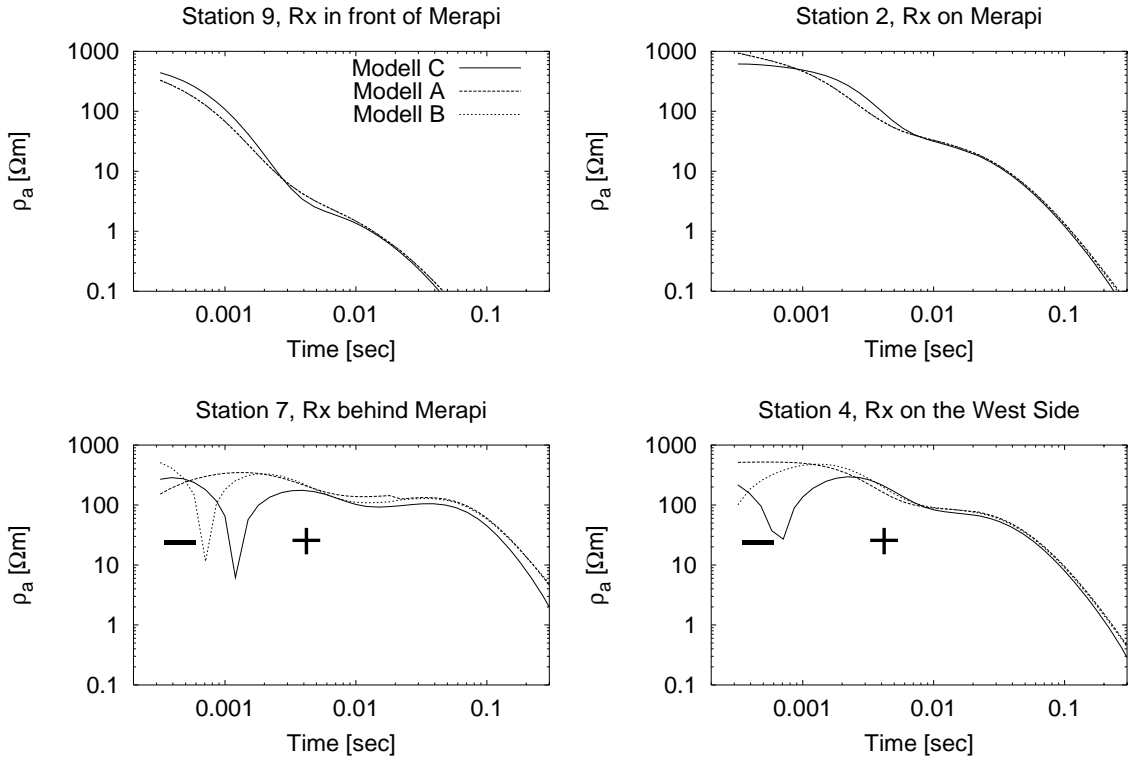


**Abbildung 4.14:** Schematische Darstellung der Modelle A, B, C und D. Die Zahlen 2, 4, 6, 7 und 9 sind die Empfängerpositionen der im Text diskutierten Daten, Tx bezeichnet den Sender. Links die Aufsicht, in der Mitte ein Schnitt entlang der  $yz$ -Ebene der Modelle A und B, rechts ein Schnitt entlang der  $yz$ -Ebene der Modelle C und D. Bei Modell A haben die Blöcke oberhalb des Senders den Luftwiderstand; Modell A entspricht einem 1D-Fall, bei dem die Empfänger 6, 2 und 9 in die Luft angehoben sind. Bei Modell B hat der Block über dem Senderniveau den Bergwiderstand, d.h. der Berg existiert erst ab der Senderhöhe. Bei den Modellen C und D setzt sich der Berg auch unterhalb des Senders fort, der Berg ist „vollständig“. Bei Modell D ist der Leiter mit einem Widerstand von  $33 \Omega m$  in einer Tiefe von 2.5 km, bei den anderen Modellen in 1 km Tiefe.

Station neben dem Berg (4) ist der Widerstand zu frühen Zeiten etwas erniedrigt, er zeigt ein Verhalten wie an Station 7 bei Modell A. Bei der Station hinter dem Berg (7) wird der scheinbare Widerstand im Vergleich zu Modell A weiter verringert, so daß bei ca. 0.7 ms ein Vorzeichenwechsel stattfindet.

Für Modell C zeigt die Station vor dem Berg (9) einen Anstieg des Frühzeitwiderstandes. Bei der Station auf dem Merapi (2) zeigt der Frühzeitwiderstand fast das Verhalten einer 1D-Kurve, geht asymptotisch auf den Wert des Bergwiderstandes von  $500 \Omega m$ . Die Stationen hinter (7) und neben (4) zeigen jetzt einen ausgeprägten VZW zu frühen Zeiten (-). Zusätzlich zu den Stationen vor und hinter dem Berg, wie bei den Vesuv-Modellen, werden hier auch Stationen neben (4) und auf (2) dem Berg betrachtet. Die Station neben dem Berg zeigt ein ähnliches Verhalten wie die Stationen hinter dem Berg. Die Station auf dem Berg „merkt“ offenbar nichts von dem Berg.

Die berechneten Daten werden nun mit der Systemantwort des Senders Selo gefaltet, um die Anpassung an die gemessenen Daten zu überprüfen (Abb. 4.16). Man sieht, daß sich die gemessenen Daten nur zum Teil mit den Modelldaten anpassen lassen. Die Maximalwerte der berechneten Daten stimmen gut mit den Modelldaten überein, d.h. der

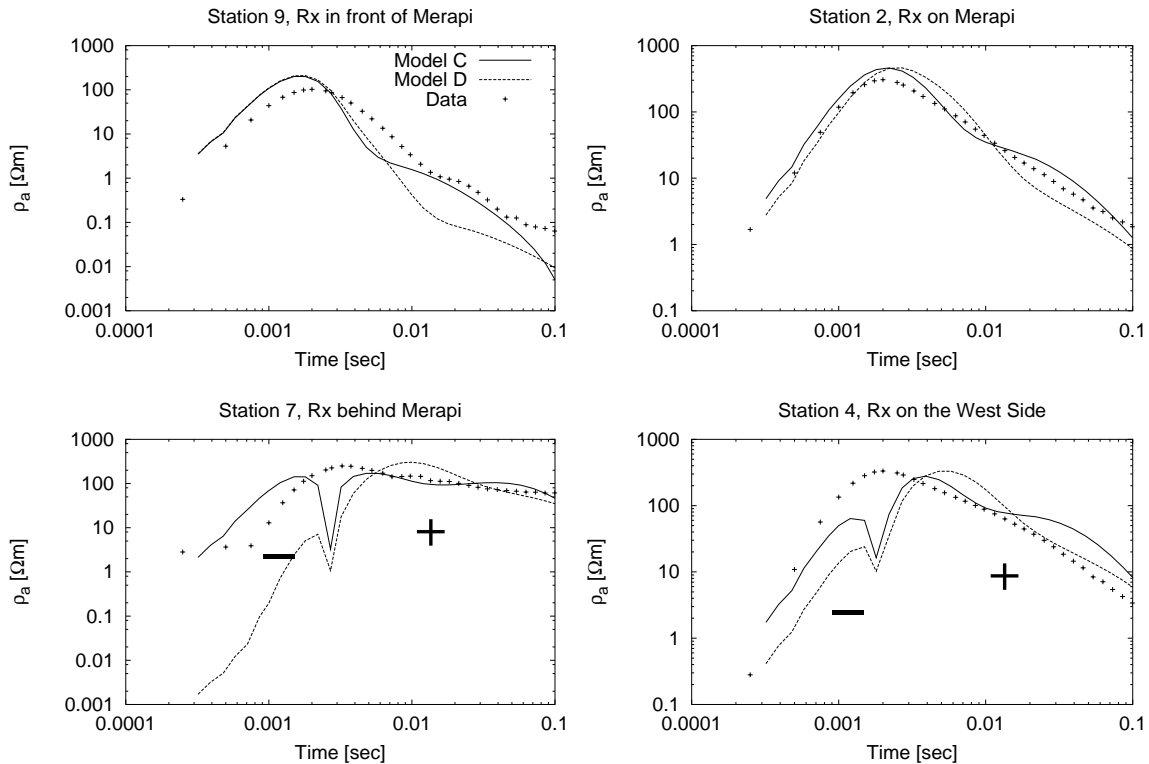


**Abbildung 4.15:** Vergleich der berechneten Daten der Modelle A (ohne Berg), B (Berg oberhalb des Senders) und C (kompletter Berg) für  $\dot{H}_z$  vor dem Berg (9, oben links), auf dem Berg (2, oben rechts), hinter dem Berg (7, unten links) und neben dem Berg (4, unten rechts). Bei den Stationen 9 und 2 liegen die Kurven der Modelle A und B übereinander und sind nicht zu unterscheiden.

aus den 1D-Inversionen übernommene Widerstand von  $500 \Omega m$  scheint realistisch zu sein.

Bei den gemessenen und den berechneten Daten an den Stationen 2 und 9 kommen keine VZW zu frühen Zeiten vor, die Anpassung mit Modell C ist auch für die späten Zeiten rein qualitativ. Dominiert wird das Spätzeitverhalten durch die Tiefe des Leiters, Modell C paßt die Daten etwas besser als Modell D an.

An den Stationen 4 und 7 wird durch die Topographie ein Vorzeichenwechsel zu frühen Zeiten in den berechneten Daten erzeugt. Bei beiden Stationen gibt es aber in den gemessenen Daten keinen VZW. Dies gilt sowohl für  $H_{Normal}$  ( $\dot{H}_z^{Luftspule}$ ) an der Station 4, als auch für  $H_z$  ( $\dot{H}_z^{Kernspule}$ ) an Station 4 und 7. Der Effekt des Berges ist in den Modelldaten offenbar zu groß. Einen Vorzeichenwechsel durch die Topographie gibt es bereits bei kleinen Dimensionen des Berges (siehe 3.7.5). Im Gipfelbereich des Merapi spielt aber die Topographie in den gemessenen vertikalen Magnetfeldern keine dominierende Rolle.

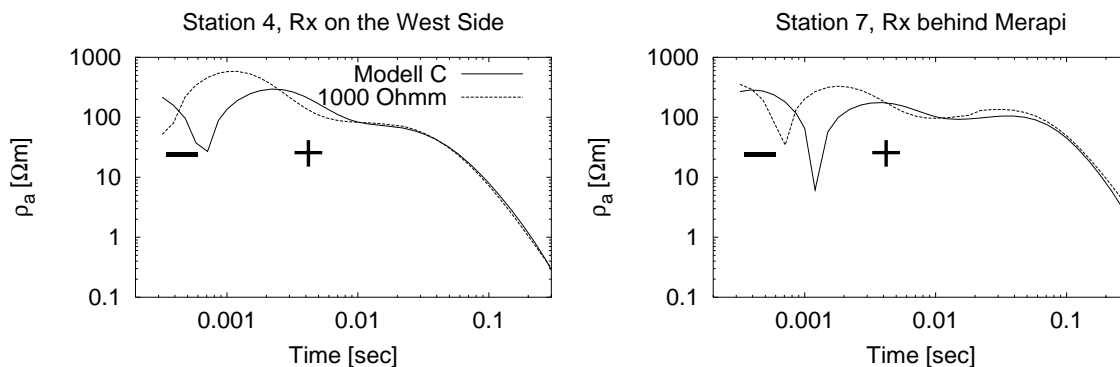


**Abbildung 4.16:** Vergleich der mit der Systemantwort des Senders Selo gefalteten berechneten Daten der Modelle C (Leiter in 1 km Tiefe) und D (Leiter in 2.5 km Tiefe) und der gemessenen Daten (Punkte) für  $\dot{H}_z$ . Vor dem Berg (9, oben links), auf dem Berg (2, oben rechts), hinter dem Berg (7, unten links) und neben dem Berg (4, unten rechts).

Die VZW verlagern sich zu früheren Zeiten, wenn der Widerstand des Berges erhöht wird, so daß sie schließlich in dem Zeitbereich der gemessenen Daten verschwunden sind. In Abb. 4.17 sind die berechneten Daten von Modell C der Variante mit höherem Widerstand gegenübergestellt. Bei dieser Variante hat der Bereich mit  $500 \Omega m$  aus Modell C (Abb. 4.14) jetzt  $1000 \Omega m$ . An Station 4 (links) ist nur noch die Abnahme des scheinbaren Widerstandes zu sehen, der Vorzeichenwechsel ist bereits außerhalb des modellierten Bereiches. An Station 7 (rechts) kann man den VZW noch sehen, er ist aber auf der Zeitachse nach links verschoben. Ein höherer Kontrast kann mit dem benutzten MAXWELL-Gitter nicht gerechnet werden (siehe auch Anhang H).

Für höhere Widerstände des Berges sprechen die scheinbaren Widerstände aus der Geoelektrik und der MT, bei der DC können die Werte  $40000 \Omega m$  erreichen [Friedel et al., 1998]. Solche hohen Werte herrschen aber nur in den obersten 10 – 30 m, darunter liegen die scheinbaren Widerstände maximal bei  $2000 \Omega m$  [Friedel et al., 1998].

Gegen sehr hohe Widerstände sprechen auch die Modelle für die elektrischen Felder der LOTEM-Daten. Die höchsten Widerstände liegen dort um  $1000 \Omega m$  (siehe Anhang



**Abbildung 4.17:** Vergleich der berechneten Daten für Modell C und einer Variante mit 1000  $\Omega\text{m}$ . Links für Station 4 und rechts für Station 7.

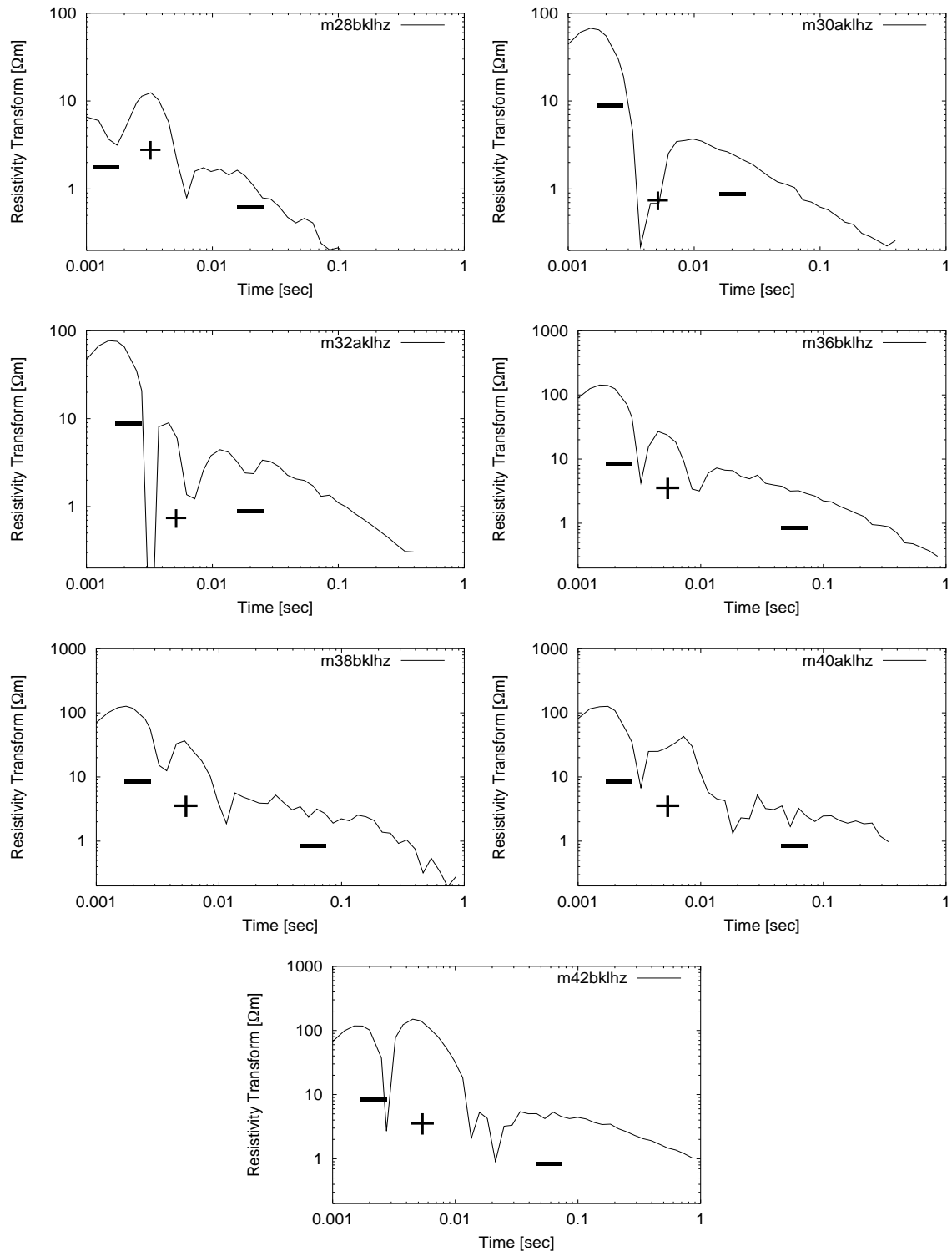
G) und bestätigen die Werte der Geoelektrik. Da diese Modelle nur eindimensional sind, könnte man vermuten, daß die Widerstände durch die Topographie zu kleineren Werten verzerrt sind. Die elektrischen Felder der LOTEM-Methode sind bisher noch nicht auf topographische Effekte untersucht worden, doch Untersuchungen mit Gleichstrom-Geoelektrik-Daten zeigen, daß auf dem Berg zu hohe scheinbare Widerstände [Fox *et al.*, 1980; Holcombe und Jiracek, 1984] und nicht zu geringe erzeugt werden.

#### 4.6.4.2 Lokale Topographie/Vorzeichenwechsel in $\dot{H}_z$

Auf dem Profil Kaliadem (der südliche Teil des NS-Profiles) zeigen sich im Gegensatz zum Gipfelbereich konsistente VZW in  $\dot{H}_z$  auf dem gesamten Profilabschnitt südlich des Senders Kaliadem (Abb. 4.18). Die Breite des positiven Bereichs ist proportional zum Abstand des jeweiligen Empfängers vom Sender.

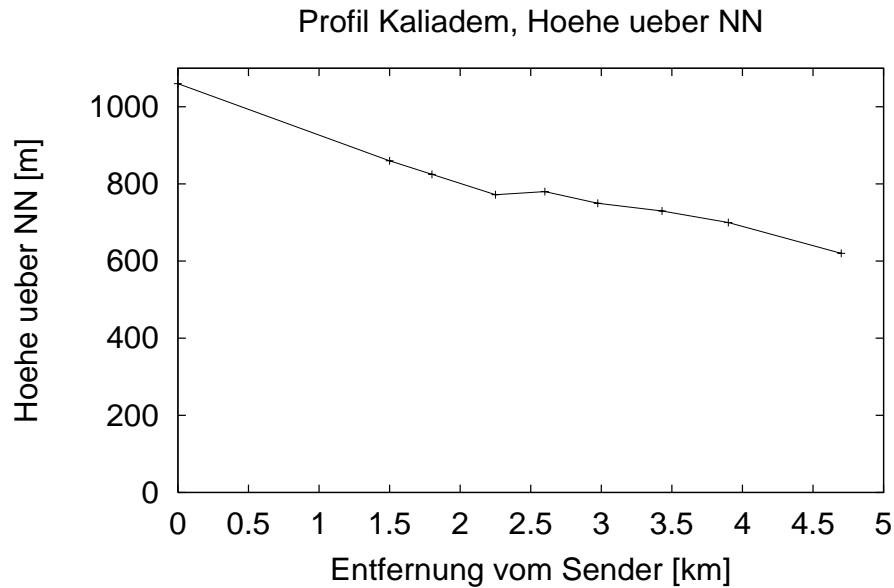
Da die Höhe annähernd linear über das Profil zunimmt (Abb. 4.19), ist die Annahme gerechtfertigt, daß Sender und Empfänger auf einer Ebene liegen. Die mittlere Steigung ändert sich bis 2 km hinter dem Sender (in Richtung Norden) nicht. Es wird deshalb, im Gegensatz zu Kap. 4.6.4.1, darauf verzichtet, die regionale Topographie des Merapi mit in das Modell einzubauen. Ein weiterer Grund spricht für das Ignorieren der regionalen Topographie: Sender und Empfänger liegen auf der gleichen Seite des Berges, der Effekt des Berges wäre ohne Vorzeichen (siehe auch Kap. 3.7.5 und Hördt und Müller [1999]).

Eine Ursache der VZW ist möglicherweise die lokale Topographie: Links (westl.) und rechts (östl.) des Profils existieren zwei ausgeprägte tiefe (100 - 200 m) und breite (200 - 300 m) Täler (Abb. 4.20). Hördt *et al.* [1992] haben gezeigt, wie mehrfache Vorzeichenwechsel durch langgestreckte resistive und leitfähige Strukturen erzeugt werden.



**Abbildung 4.18:** Scheinbare Widerstände für alle  $\dot{H}_z$  südlich des Senders Kaliadem (Abb. 4.20). Die Vorzeichen sind mit + und - markiert. Der Offset nimmt von m28-m42 zu (siehe Abb. 4.20)

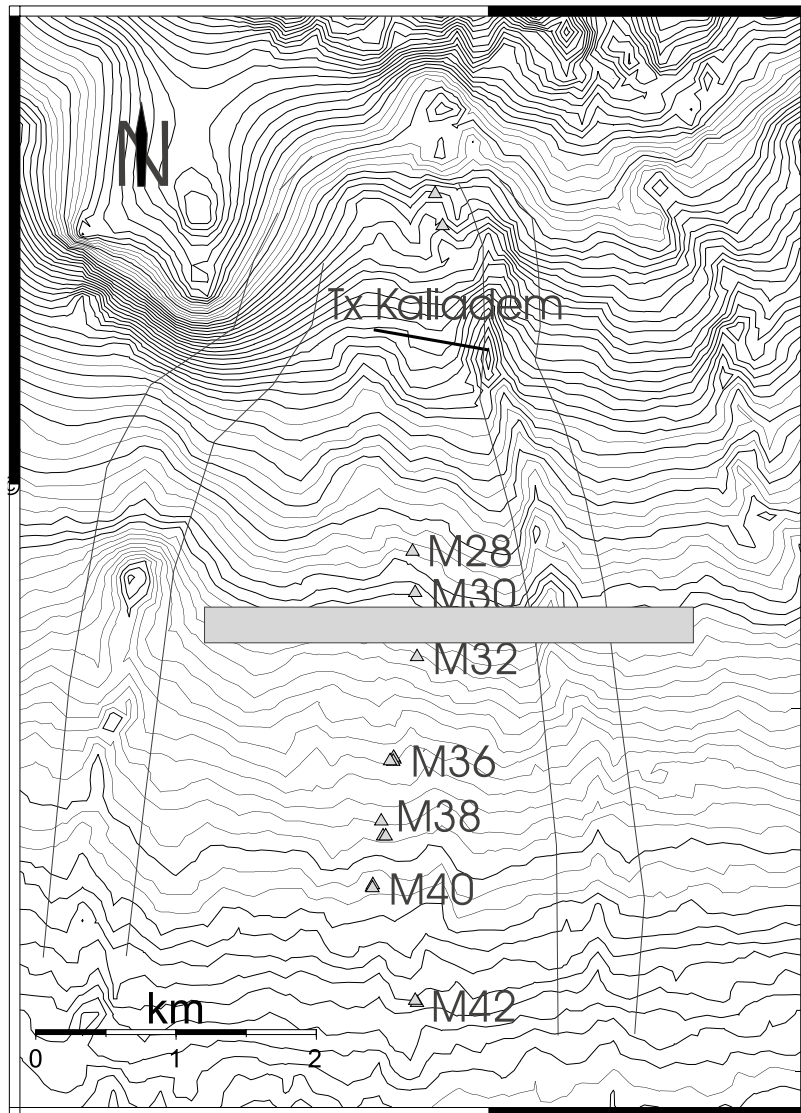
Zunächst werden deshalb Canyons in Form von schlechtleitenden Blöcken in das Modell eingebaut. Ein einzelnes Tal im Osten (Tiefe 2 km, Breite 1 km, Widerstand  $500 \Omega m$ ) bewirkt aber nur eine geringe Verzerrung der scheinbaren Widerstandskurve gegen den 1D-Fall. Das Hinzufügen eines weiteren Tales im Westen hat nur einen kleinen zusätzlichen Effekt.



**Abbildung 4.19:** Höhe der Empfänger und des Senders auf dem Profil Kaliadem relativ zu NN.

In einem nächsten Schritt werden aus resistiven leitfähige Täler. Die Motivation für diesen Ansatz liegt zum einen in der Überlegung, daß Canyons dort entstehen, wo bereits Schwächezonen sind. In den Rissen und Spalten könnten sich Fluide ansammeln. Zum anderen kanalisieren die Canyons das abfließende Regenwasser, das bevorzugt in den Canyons einsickern kann. Aber auch in dieser Konfiguration gibt es nur einen kleinen Effekt, erst bei wesentlich mächtigeren Tälern (10 km) gibt es einen ausgeprägten Effekt (Knick der Kurve) an allen Stationen (Abb. 4.21, Modell A). Ein Näherrücken der Täler an das Profil hat nur einen minimalen Effekt. All diese Modelle erzeugen aber keine VZW, wie sie in den gemessenen Daten zu beobachten sind.

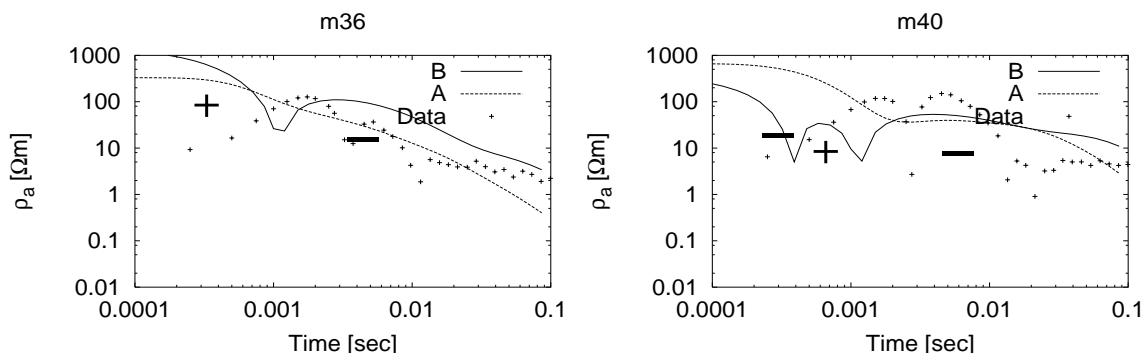
Hinweise auf Alternativmodelle ergeben sich aus den Modellen der elektrischen Felder der LOTEM-Daten, den Modellen der CSAMT (Supriadi, pers. Mitt.) und den ETS-Daten [Hoffmann-Rothe et al., 1998]. Die Daten aller drei Verfahren zeigen eine Anomalie in ca. 8 km Entfernung südlich vom Gipfel: Das LOTEM- $E_x$  an Station m30akl zeigt einen Vorzeichenwechsel, die  $E_x$  an den anderen Stationen nicht. Vorzeichenwechsel in  $E_x$  sind bei Winkeln  $\phi < 60^\circ$  durchaus möglich [Petry, 1987], nur ist an dieser Station  $\phi = 85^\circ$  und auch die  $E_y$  Anteile sind identisch 0, da  $\Theta \sim 0^\circ$  ist (Winkel wie in Abb. 3.13). Bei den CSAMT-Daten liegt der Leiter nicht wie bei den



**Abbildung 4.20:** Topographische Karte des Profils Kaliadem mit dem LOTEM-Sender Kaliadem (Tx Kaliadem), den zugehörigen Empfängern (graue Dreiecke, M28-M42), der Lage der WE-Anomalie (grauer Balken) und der Canyons (dünne Linien).

Nachbarstationen in 1 km Tiefe, sondern er zieht sich bis an die Oberfläche hinauf. Die Induktionspfeile der ETS bei Perioden um 0.2 s zeigen nördlich von dieser Station nach Norden, die Induktionspfeile südlich dieser Station zeigen nach Süden [Haak, 1998]. Zwischen den Stationen muß also eine WE streichende leitfähige Struktur existieren. Eine ETS-Station in der Nähe der LOTEM-Station m30akl liegt anscheinend über der Struktur: die Induktionspfeile verschwinden dort bei 0.2 s, d.h. die Skintiefe bei 0.2 s muß kleiner als die Ausdehnung der Struktur sein. Für die kleinsten Widerstände vom  $5 \Omega m$  ergibt sich so eine NS-Ausdehnung von 1000 m.





**Abbildung 4.21:** Mit der Systemresponse gefaltete scheinbare Widerstände der berechneten Daten aus Modell A (A) und B (B), sowie die an den Stationen m36 und m40 gemessenen Daten (Data).

Erst das Einfügen eines WE verlaufenden Blockes (Modell B) führt zu einfachen VZW bei Station 36, doppelten VZW bei Station m40 (Abb. 4.21) an den anderen aber nicht. Wird der Block näher an den Sender gebracht, ist der zeitliche Abstand der VZW nicht mehr proportional zum Offset, sondern umgekehrt proportional. Ein Block genau unter dem Sender hat nur einen Einfluß auf die sendernächsten Stationen. Ein Block nördlich des Senders oder südlich der südlichsten Station hat fast keinen Einfluß. Der zeitliche Abstand der VZW ist proportional zur Mächtigkeit und Breite (in WE-Richtung) des Blockes. Wird die Tiefe der Oberkante des Blockes zwischen Station m30 und m32 auf 1 km erhöht, verschwinden die VZW.

Fazit ist, daß ein WE streichender leitfähiger Block zwischen Station m30 und m32 am wahrscheinlichsten ist. Trotzdem können mit dem Block die konsistenten doppelten VZW nicht über das gesamte Profil erklärt werden.

## 4.7 Diskussion

Für die Eindringtiefe gilt das in Kap. 3.8 über die Vesuvdaten Gesagte auch hier: Die Importance für die Mächtigkeit bzw. die Unterkante des Leiters ist aus den LOTEM-Daten nicht auflösbar. Dafür scheint auch hier die Übergangszone von schlechtleitender Deckschicht zum Leiter schmal und ausgeprägt zu sein. Die Modellrechnungen lassen auf einen ausgedehnten Leiter mit Widerständen um  $20 \Omega m$  in Tiefen von 500-1500 m unter fast allen Stationen schließen. Die Joint-Inversion mit der MT liefert Mächtigkeiten des Leiters von 2-3 km und Widerstände von 1-10  $\Omega m$ .

Die Topographie macht sich am Merapi in den LOTEM-Daten auf mehrere Arten bemerkbar: Lokale, oberflächennahe Merkmale, wie Canyons, führen zu einer Verzerrung der Daten, wie zu VZW in  $\dot{H}_z$ . Die lokale Topographie führt dazu, daß mit

$\dot{H}_z^{Luftspule}$  nicht nur  $\dot{H}_z$ , sondern auch Anteile von  $\dot{H}_x$  und  $\dot{H}_y$  gemessen werden. Um den Effekt korrigieren zu können, muß die Neigung des Hanges  $\alpha$  gegen die Horizontale bekannt sein und  $\dot{H}_x$  oder  $\dot{H}_y$  gemessen werden. In den Magnetfeldern scheint sich die Topographie primär lokal auszuwirken, der regionale Einfluß im Gipfelbereich ist offensichtlich nur gering. Die Modellrechnungen zeigen einen wesentlich stärkeren Topographieeffekt, als er in den Daten zu erkennen ist. Die Ursache dafür liegt in den relativ niedrigen Widerständen, die für den Berg angenommen wurden ( $500 \Omega m$ ). Bei höheren Widerständen verringert sich der Topographieeffekt. Hierzu sollten 3D-Modellrechnungen mit dem Finite-Elemente-Programm von Rätz [in Vorbereitung] durchgeführt werden. Mit diesem Programm können auch höhere Kontraste zwischen Luft und Berg gerechnet werden ( $10^6:1$ , Rätz, pers. Mitt.).

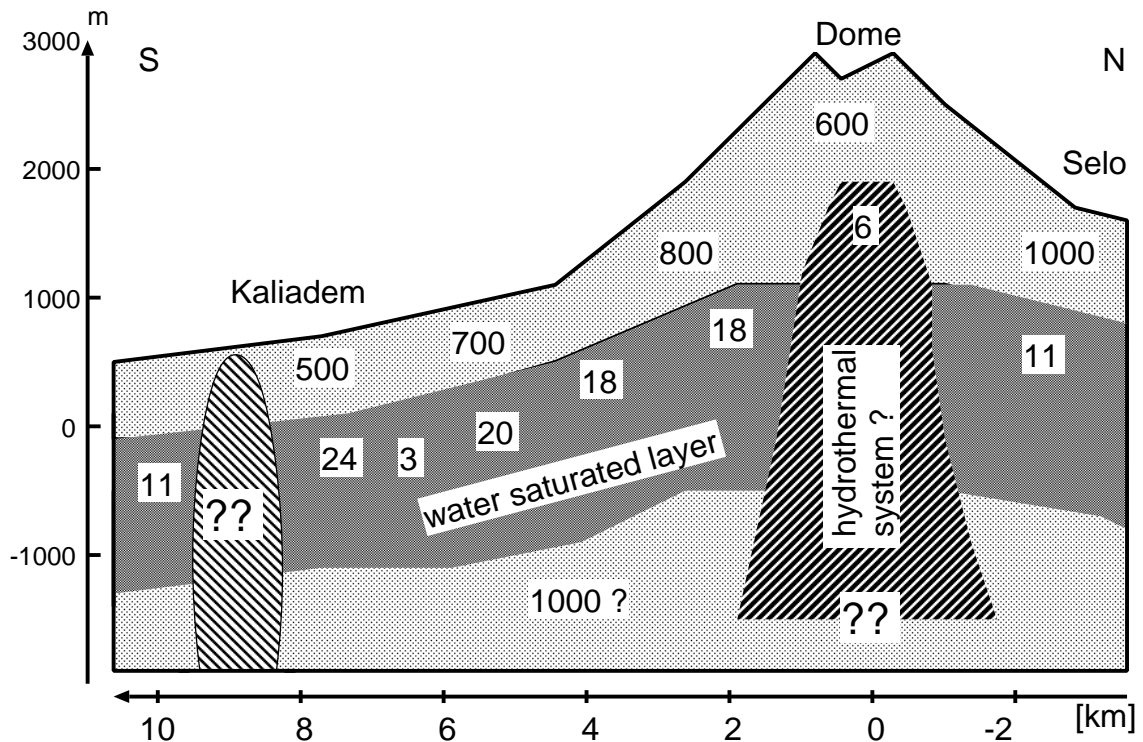
Als Ursache erhöhter Leitfähigkeit kommen (saline) Fluide und partielle Schmelzen als Mechanismen in Frage. Die große laterale Ausdehnung des Leiters macht aber partielle Schmelzen als Hauptursache unwahrscheinlich. Der Leiter erstreckt sich immerhin über ein Gebiet mehreren  $10 \text{ km}^2$ , ein derartig großes Reservoir in 1 km Tiefe wird von keiner anderen Methode bestätigt. Die Existenz großer Wassermengen am Merapi wird hingegen aus der ständigen Wasserdampfahne über dem Gipfel deutlich. Es ist also durchaus möglich, daß der Leiter durch Fluide verursacht wird. Auch aus den Ergebnissen der anderen geophysikalischen Verfahren erscheinen Fluide als die wahrscheinlichste Ursache:

Die Ergebnisse eines 170 km langen MT-Profiles über Java zeigen unter der gesamten Insel in Tiefen von 1.5-3.5 km eine leitende Struktur an. Am Merapi deckt sich die Tiefe und der Widerstand dieses Leiters z.T. mit den LOTEM-Modellen. Als Ursache werden von *Hoffmann-Rothe et al.* [1998] Fluide vorgeschlagen. Auffallend bei den MT-Daten ist zudem die Eindimensionalität der Daten am Merapi: die Daten beider Polarisierungen sind fast identisch und auch die Induktionspfeile sind kurz. Die MT-Daten unterstützen also die These eines lateral weit ausgedehnten Leiters, wie er auch in den LOTEM-Modellen sichtbar ist.

Das Vorkommen von Fluiden wird auch von den in Kap. 4.2 vorgestellten Ergebnissen der Gravimetrie gestützt. Der Bereich niedriger Dichten ab Meereshöhe legt die Existenz sehr poröser Gesteine nahe, die als Reservoir für Fluide dienen können. Die Streuung der seismischen Wellen läßt auf poröses oder stark zerklüftetes Gestein bereits in geringeren Tiefen schließen [*Lühr et al.*, 1998].

Im Gipfelbereich sind möglicherweise partielle Schmelzen eine weitere Ursache der erhöhten Leitfähigkeit. Seismologische Untersuchungen von *Ratdomopurbo und Poupinet* [1995] weisen auf ein Gebiet anomal hoher seismischer Dämpfung in einem Bereich von 1-2 km unter dem Gipfel hin. *Ratdomopurbo und Poupinet* [1995] interpretieren diesen Bereich als flaches Magma-Reservoir. Dieser Interpretation widersprechen aber die Ergebnisse von *Wassermann et al.* [1998]; *Westerhaus et al.* [1998] und *Beauducel*

und Cornet [1999]: Die seismischen Daten von Wassermann *et al.* [1998] zeigen kein definiertes aseismisches Gebiet unter dem Gipfel und auch die Deformationsmessungen von Westerhaus *et al.* [1998] und Beauducel und Cornet [1999] stützen die These eines flachen Reservoirs nicht.



**Abbildung 4.22:** Skizze der Widerstandsverteilung des Merapi aus den Ergebnissen der LOTEM-Daten und der anderen im Text genannten Verfahren in SN-Richtung entlang der LOTEM-Profilen Kaliadem und Selo. Die Zahlen im Leiter und der oberflächennahen Schicht sind die aus den 1D-Inversionen und 3D-Modellen abgeleiteten Widerstände in  $\Omega m$ .

In Abb. 4.22 sind die Ergebnisse nochmals in Form eines SN-Schnittes zusammengefaßt. Man erkennt den ausgedehnten Leiter unter dem ganzen Profil (water saturated layer). Unter dem Gipfel steigt der Leiter bis auf 1200 müNN an und seine Ursache ist dort möglicherweise das hydrothermale System eines flachen Magmareservoirs (hydrothermal system?). Im südlichen Bereich des Profils gibt es in 8 km Entfernung vom Gipfel eine WE streichende Anomalie unbekannter Herkunft (??). Der Widerstand des Leiters ist relativ homogen (11–24  $\Omega m$ ).

Die Herkunft der Fluide bleibt unklar. Es könnte sich um meteorisches Wasser handeln, welches im Gipfelbereich thermisch nach oben transportiert wird. Hydrothermale Fluide aus dem Magmareservoir scheiden als alleinige Ursache aus, da die laterale Ausdehnung des Leiters zu groß erscheint. Die Isotopenzusammensetzung des Fumarolendampfes deutet darauf hin, daß die hauptsächliche Wasserkomponente Regenwasser

mit kleinen Anteilen magmatischen Wassers ist [Zimmer und Erzinger, 1998].

Folgende Feld-Arbeiten sollten in einer späteren Projektphase am Merapi zur Klärung offener Fragen durchgeführt werden:

- Fortsetzung und Verdichtung der Profile im Süden und Westen.
- Installation eines Senders im Osten und eines Profles auf der Ostseite des Merapi. Diese Arbeit ist aus mehreren Gründen besonders aufwendig: a) Die Topographie ist sehr ausgeprägt, so daß große logistische Schwierigkeiten auftreten: Zugang ist fast nur mit schweren Geländewagen möglich, es war aber 1998 unmöglich, geeignete Wagen zu mieten; b) Der Aufbau der Sender ist schwierig, da diese Seite sehr trocken ist und mit sehr hohen Übergangswiderständen gerechnet werden muß.
- Beginn der Wiederholungsmessungen. Aufgrund der erhöhten Aktivität im Juli 1998 konnten die Tests für Wiederholungsmessungen nicht wie geplant durchgeführt werden. Geplant sind deshalb wöchentliche Wiederholungsmessungen an ausgewählten Punkten zusätzlich zu den Profilen. Dabei soll mit der Gleichstromgeoelektrik-Gruppe aus Leipzig zusammengearbeitet werden, die bereits 1999 erste Monitoring-Messungen durchführen will (Friedel, pers. Mitt.).
- Die Qualität der Sender muß im Vergleich zu 1998 nochmals verbessert werden. Durch ein stärkeres Signal soll eine höhere Signalqualität erreicht werden. Die Verwendung des Kölner Senders würde auch höhere Ströme ermöglichen, da die indonesische Motor-Generator-Sender-Kombination teilweise an der Grenze ihrer Leistungsfähigkeit (10 A, 6.5 kW) arbeitete. Der Transport der Kölner Sende-ausrüstung ist 1998 aus Kostengründen vermieden worden (1500 kg zusätzlich).
- Die Anschaffung weiterer (Kern-)Induktionsspulen neuen Typs soll die Arbeit im steilen Gelände beschleunigen. Bisher kann in schwierigem Gelände nur eine Station pro Tag gemessen werden, da nicht mehr Sensoren zur Verfügung stehen. Dadurch wird nur ein geringer Meßfortschritt erreicht.
- Untersuchungen nach der Ursache der erhöhten Leitfähigkeit im Gipfelbereich. Mit Kernspulen kann ein dichtes Netz im Gipfelbereich aufgebaut werden um ein hochaufgelöstes Modell des Merapi ab 1500 m<sub>üNN</sub> zu erhalten. Dies könnte zur Unterscheidung von Magmareservoir und hydrothermale Bereich beitragen.

---

## Vergleiche und Schlußfolgerungen

---

### 5.1 Sind Vulkane aus elektromagnetischer Sicht eindimensional? — Ein Vergleich der LOTEM-Messungen an Vesuv und Merapi

Das auffälligste Merkmal der Modelle an beiden Vulkanen ist ein ausgedehnter Leiter in Tiefen von 1–2 km. Am Merapi ist der Leiter 2–3 km mächtig. Am Vesuv läßt sich keine Aussage über die Mächtigkeit treffen. Höchstwahrscheinliche Ursache sind in beiden Fällen Fluide. Beim Merapi besteht zudem die Möglichkeit, daß unter dem Gipfel mit den LOTEM-Messungen die Existenz eines flachen Magmareservoirs bestätigt wurde. An beiden Vulkanen ist die wesentliche Struktur eindimensional. Obwohl in beiden Datensätzen topographische oder 3D-Effekte zu erkennen sind, dominiert jeweils ein ausgedehnter Leiter die Daten.

Sind Vulkane deshalb elektromagnetisch eindimensional?

Die Vesuvdaten zeigen im Gegensatz zu den Magnetfeldern am Merapi keine offensichtlichen 3D-Effekte. Am Merapi sind im Gegensatz zu den Magnetfeldern in den elektrischen Feldern nur an wenigen Stationen 3D-Effekte zu beobachten. Die 3D-Effekte der Merapi-Magnetfelder lassen sich zum großen Teil mit lokalen, oberflächennahen Effekten erklären. Es ist aber nicht möglich, mit Topographie einen „Scheinleiter“ zu erzeugen, der sich wie eine 1D-Struktur in den Daten auswirkt.

Die dominierende eindimensionale Struktur wird von anderen geophysikalischen Verfahren bestätigt: Die MT-Messungen am Vesuv [*di Maio et al.*, 1998] liefern einen ausgedehnten Leiter, aber in größeren Tiefen als bei den LOTEM-Modellen. Da die MT-Daten verzerrt sein können, wäre es möglich, daß bei einer Joint-Inversion von LOTEM und MT der Leiter auf die Tiefe des LOTEM-Leiters „rutscht“. Das Geoelektrik-Modell von *di Maio et al.* [1998] zeigt hingegen eine heterogene Widerstandsverteilung. Die Geoelektrik-Daten könnten aber topographisch verzerrt sein [*Fox et al.*, 1980]. Am Merapi wird der Leiter auch von der MT bestätigt, zudem sich eine leitfähige 1D-Struktur in einer Tiefe von 1–3 km unter Java hindurch zieht [*Hoffmann-Rothe et al.*, 1998]. Von der Gravimetrie wird eine bestätigende Randbedingung für den Leiter beigesteuert: Ab Meereshöhe (NN) nimmt die Dichte mit der Tiefe stark ab, die Porosität nimmt zu. Daher können Fluide dort mit größerer Wahrscheinlichkeit vorkommen.

Auch an anderen Vulkanen zeigen die Ergebnisse elektromagnetischer Messungen eindimensionale Leitfähigkeitsverteilungen. So zeigen z.B. die Ergebnisse transient elektromagnetischer Messungen am Vulkan Unzen (Japan) einen 1D-Leiter auf NN *Kanda* [1996]; *Kagiyama et al.* [1999]. Wie am Vesuv und am Merapi werden von *Kagiyama et al.* [1999] Fluide als wahrscheinlichste Ursache der niedrigen Widerstände angegeben. Dies stimmt auch in dem Aufbau mit dem von *Lénat* [1995] gezeigten Schema (Abb. 2.5, S. 16) überein.

Ein ausgedehnter Leiter scheint also ein typisches Merkmal auch an anderen Vulkanen zu sein. Die Existenz einer solchen Struktur liegt vermutlich in der Porosität der vulkanischen Gesteine begründet. In hinreichend porösem Material können sich Wasser oder andere Fluide ungehindert lateral und vertikal ausbreiten. Am Vesuv wie am Unzen besteht zudem die Möglichkeit, daß die Fluide maritimer Herkunft sind, beide liegen nur wenige Kilometer von der Küste entfernt. Dafür spricht auch die Tiefe der Leiter, die auf Meereshöhe liegt.

## 5.2 Vergleich der LOTEM-Messungen mit den Ergebnissen anderer geophysikalischer Verfahren an Vesuv und Merapi

Die Ergebnisse der LOTEM-Messungen am Vesuv werden durch die Ergebnisse der anderen elektromagnetischen Verfahren gestützt. Die Existenz eines Leiters unter dem Gipfelbereich ist ein zentrales Ergebnis der Arbeit von *di Maio et al.* [1998]. Unwahrscheinlich erscheinen partielle Schmelzen als Ursache der erhöhten Leitfähigkeit. Die Ergebnisse der LOTEM-Messungen legen saline Fluide als Ursache des Leiters nahe.

Auch die Ergebnisse der seismischen Messungen [*Gasparini*, 1998] schließen die Existenz eines flachen Magmareservoirs aus. Im Gegensatz dazu zeigen Schweremessungen von *Berrino et al.* [1993] ein Maximum der Massenbewegung in einer Tiefe von 2 km an. Da die Massenänderung aber ohne Volumenänderung stattfindet (keine Deformationen) wird von *Berrino et al.* [1993] die Migration von Fluiden als Ursache vorgeschlagen. Grundwassergezeiten werden ausgeschlossen, da es keine Bestätigung anderer hydrogeologischer Daten dafür gibt. Die Tiefe der Massenänderung ist ungefähr gleich dem Bereich, in dem der LOTEM-Leiter liegt; die These einer fluidverursachten Leitfähigkeit wird durch die Gravimetrie also gestützt.

Die Wiederholungs- und Überwachungsmessungen am Vesuv zeigen nur kleine oder zu vernachlässigende Veränderungen der Parameter [*Berrino et al.*, 1993; *Pingue et al.*, 1998]. Da die LOTEM-Daten relativ starkem anthropogenen Rauschen ausgesetzt sind, erscheinen Wiederholungsmessungen nur an wenigen ausgesuchten Punkten sinnvoll.

Mit den LOTEM-Messungen am Merapi hingegen ist zum ersten Mal eine weiträumige Erkundung der Leitfähigkeitsstruktur mit geringen Stationsabständen vorgenommen worden. Im Gegensatz zur Geoelektrik, wo bisher ein Bereich von 2 km der Struktur untersucht wurde [*Friedel et al.*, 1998], decken die 25 Profilkilometer der LOTEM-Messungen die Süd-, West- und Nordseite weitgehend ab.

Die Datenqualität der LOTEM-Daten ist am Merapi im Vergleich zu den passiven Verfahren (MT/ETS) höher und die Stationsdichte erlaubt eine feinere Auflösung lateraler Variationen. Im Gegensatz zur aktiven Seismik ist es mit LOTEM möglich, gute Daten bei der Durchleuchtung des Merapi zu erhalten. Bei entsprechendem Aufwand kann man also eine Tomographie durchführen. Solche tomographischen Messungen könnten dazu beitragen, die Ursache der erhöhten Leitfähigkeit (s.u.) im Gipfelbereich festzustellen.

Sowohl am Vesuv als auch am Merapi bestätigen die Ergebnisse der anderen elektromagnetischen Verfahren Magnetotellurik (Vesuv und Merapi), CSAMT (Merapi) und Geoelektrik (Vesuv und Merapi), daß ein Leiter existiert. Durch die Joint-Inversion mit

der MT kann am Merapi auch die Mächtigkeit des Leiters (2–3 km) bestimmt werden.

Als Ursache der erhöhten Leitfähigkeit kommen am Merapi Fluide in porösen Gesteinen und partielle Schmelzen in Frage. Die Annahme, daß ein Aquifer existiert, wird durch Bereiche geringer Dichten (Gerstenecker, pers. Mitt.) und Bereiche starker seismischer Streuung [Lühr *et al.*, 1998] gestützt. Im Gipfelbereich sind möglicherweise partielle Schmelzen eine weitere Ursache der erhöhten Leitfähigkeit.

Beide Messkampagnen bestätigen die Ergebnisse anderer elektromagnetischer Verfahren auch an weiteren Vulkanen (siehe Kap. 2.4 und Modell von *Lénat* [1995]). Die LOTEM-Methode kann demnach insbesondere dazu beitragen, die Wasser-/Fluidverteilung an Vulkanen zu bestimmen. Zusammen mit Informationen über die Permeabilität der Gesteine kann man damit die Wassermengen, die für hydrovulkanische Aktivität zur Verfügung steht, berechnen. Solche Informationen sind für die Risikoabschätzung wesentlich. Die LOTEM-Methode kann die Basisdaten für solche Abschätzungen liefern.

### 5.3 Vergleich der elektromagnetischen Methoden bei ihrer Anwendung an Vulkanen

In diesem Kapitel werden die Vor- und Nachteile verschiedener elektromagnetischer Methoden bei ihrer Anwendung an Vulkanen verglichen. Grundlagen der Bewertung sind die in Kap. 2.4 genannte Literatur, der Bericht von *di Maio et al.* [1998], der DFG MERAPI Gruppe [Zschau *et al.*, 1998] und eigene Erfahrungen an Vesuv und Merapi [Müller, 1997; Hördt und Neubauer, 1998; Müller *et al.*, 1998; 1999]. Die Vor- und Nachteile gliedern sich entsprechend des Methodentyps: Passive Methoden wie ETS, MT und RMT benötigen im Gegensatz zu den aktiven Methoden LOTEM, DC und CSAMT keine eigenen Sender. Es werden entweder natürliche Variationen der Felder gemessen (MT, ETS) oder bereits vorhandene Sender genutzt (RMT).

#### Die Magnetotellurik und ETS

Der Hauptvorteil der MT liegt in dem großen Tiefenbereich, über den Aussagen getroffen werden können. Er kann bis zu 1800 km [Rokitiyansky, 1982] betragen. Dieser Tiefenbereich hängt von den betrachteten Frequenzen und der untersuchten Leitfähigkeitsstruktur ab. Ein weiterer wichtiger Vorteil gegenüber aktiven Methoden (CSAMT, DC, LOTEM) ist, daß kein aufwendiger Sender benötigt wird [Vozoff, 1991]. Nachteile sind die hohe Empfindlichkeit gegenüber Störquellen (Generatoren, Hochspannungsleitungen, usw.) und die je nach gewünschtem Tiefenbereich lange Meßdauer. Die Diplomarbeiten von *Thern* [1996] und *Michel* [1997] bieten einen Vergleich der Auswertung von LOTEM- und MT-Daten aus einem stark verrauschten Meßgebiet.



Die magnetischen Übertragungsfunktionen (ETS) erlauben es, laterale Widerstandsänderungen und mehrdimensionale Strukturen zu erkennen. Bei Modellen erhält man aber Kontraste der Leitfähigkeit, keine Absolutwerte. Bei beiden Methoden nimmt die Sensitivität mit der Tiefe exponentiell ab, bei der LOTEM-Methode gibt es ein weiteres Sensitivitätsmaximum in einer bestimmten Tiefe [Gómez-Treviño, 1987].

### Die RMT-Methode

Aufgrund der hohen Frequenzen liegt die maximale Eindringtiefe bei 100–600 m. Die Hauptanwendungsbereiche sind deshalb die Umweltgeophysik und die Flacherkundung [Tezkan *et al.*, 1996]. Am Vesuv wurde die RMT-Methode zusätzlich zur LOTEM-Methode eingesetzt, um detailliertere Informationen der obersten Schichten zu erhalten. Bei LOTEM-Messungen an Vulkanen liegt die Stärke der RMT in der Erkundung oberflächennaher Strukturen, um z.B. Senderstandorte zu bestimmen.

### Die CSAMT-Methode

Der Hauptvorteil gegenüber den Verfahren natürlicher Anregung (ETS, MT) ist die Geschwindigkeit, mit der Daten gewonnen werden können und die größere Unempfindlichkeit gegenüber anthropogenem Rauschen. Diese höhere Geschwindigkeit rührt daher, daß im Gegensatz zu den passiven Verfahren nicht auf signalstarke Zeiten gewartet werden muß, sondern das Signal auf Wunsch zur Verfügung steht. Wie AMT- und MT-Daten auch, unterliegen CSAMT-Daten einer Verzerrung durch statische Effekte. Zumeist ist nur ein kleiner Frequenzbereich nutzbar, da sich die Auswertung auf das Fernfeld beschränkt und das Signal bei niedrigeren Frequenzen dann zu schwach ist. Die maximale Eindringtiefe liegt bei 3 km [Zonge und Hughes, 1991].

Der größte Nachteil bei der Anwendung der CSAMT am Merapi liegt an der Apparatur: Das benutzte Gerät (Zonge GDP 32) kann keine Rohdaten (Zeitreihen) abspeichern, so daß kein die Datenqualität verbesserndes Nachbearbeiten der gemessenen Daten möglich ist.

### Die Geoelektrik

Die alleinige Abhängigkeit der Eindringtiefe von der Auslage bei der Geoelektrik schränkt die Anwendung dieser Methode erheblich ein, weil für große Tiefen sehr große Auslagen benötigt werden (Faustregel: Eindringtiefe = halbe Auslagenweite [Telford *et al.*, 1990]). Zudem kann nur entweder eine Kartierung oder eine Sondierung vorgenommen werden, wodurch sich der zeitliche Aufwand erhöht. Bei Messungen elektrischer Felder bei der LOTEM-Methode enthält der Gleichstromanteil immer auch die Daten der entsprechenden Geoelektrik-Auslage, die Geoelektrik wird quasi „mitgemessen“.

Ihre Vorteile liegen in dem einfachen Aufbau und der schnellen Durchführbarkeit einer Messung. Weiterhin gibt es bereits ausgereifte Modellierungsprogramme für zwei- und dreidimensionale Auswertungen [Spitzer, 1994; Knödel *et al.*, 1997]. Die Geoelek-

trik wird heute vor allem bei der Grundwasserexploration und für Altlasten eingesetzt [Telford *et al.*, 1990; Knödel *et al.*, 1997]. In vulkanischen Gebieten liegt der Nachteil in der großen Empfindlichkeit gegenüber kleinen Variationen der Oberflächenwiderstände [Telford *et al.*, 1990]. Das bedeutet, die Geoelektrik ist auch empfindlich gegenüber topographischen „Störungen“ [Fox *et al.*, 1980].

### Die induzierte Polarisation (IP)

Das Verfahren der induzierten Polarisation wird aus zwei Gründen erwähnt: Zum einen können die Effekte der induzierten Polarisation elektromagnetische Methoden [Keller, 1988] wie die LOTEM-Methode beeinflussen (Hoheisel, pers. Mitt.). Zum anderen können IP-Messungen mit der LOTEM-Ausrüstung durchgeführt werden. Bei der Zeitbereichs-IP wird, wie bei der LOTEM-Methode, das Abklingen elektrischer Felder nach dem Schalten eines Sendesignal gemessen. Im Gegensatz zu den anderen EM-Methoden ist bei der IP der primär untersuchte Parameter die Polarisierbarkeit und nicht der elektrische Widerstand des Materials.

Die Polarisierbarkeit wird durch zwei Mechanismen hervorgerufen. Bei der Membranpolarisation (oder Elektrolytpolarisation) sammeln sich positive Ionen eines freien Porenfluids (Elektrolyten) um negativ geladene Mineralkörner (z.B. Ton) an. Durch das Anlegen einer äußeren Spannung werden die Ionen aus ihrer Position gerissen. Nach dem Abschalten benötigen die Ionen eine gewisse Zeit, um ihre Position wieder einzunehmen, die Spannung fällt verzögert ab. Dies wird auch „normaler“ IP-Effekt genannt.

Bei der Anwesenheit von elektronischen Leitern (z.B. Metalle) ist der Stromfluß auch elektronisch und nicht mehr rein elektrolytisch. An der Metallkornoberfläche findet Elektrolyse statt und es sammeln sich Ionen um das Metallkorn an. Diese Elektrodens polarisation führt nach dem Stromabschalten zum gleichen Effekt wie bei der Membranpolarisation, die Spannung fällt mit Verzögerung ab [Telford *et al.*, 1990].

An Vulkanen können beide Effekte vorkommen: Membranpolarisation durch die Anwesenheit von Fluiden (Ergebnisse der Vesuv- und Merapi-Messungen) und Elektrodens polarisation durch sulfidische Leiter, z.B. an Fumarolen. Der Einfluß auf die LOTEM-Messungen an Vulkanen wird als relativ gering eingeschätzt. Modellrechnungen von Hoheisel (pers. Mitt.) zeigen, daß der IP-Effekt bei LOTEM vor allem zu späten Zeiten und nah am Sender auftritt. Zudem nimmt der Effekt mit der Tiefe der polarisierbaren Schicht stark ab.

### 5.3.1 Zusammenfassung

Die aktiven Methoden (CSAMT/LOTEM/DC) bieten eine bessere Datenqualität als die passiven Methoden (MT/ETS/RMT). Das Signal kann in Form und Stärke den Bedürfnissen angepaßt werden, die Datenverarbeitung ist durch die Synchronisation

von Sender und Empfänger einfacher. Die Aufzeichnungsdauer ist geringer, da nicht auf signalstarke Tageszeiten „gewartet“ werden muß. Die passiven Methoden besitzen den Vorteil, daß der Aufbau eines Senders wegfällt und (bei MT/ETS) ein nahezu beliebig großer Tiefenbereich erkundet werden kann. Aufgrund der Art der Ausrüstung ist bei den passiven Methoden eine kontinuierliche Aufzeichnung möglich. Bei den aktiven Methoden ist z.Zt. nur eine diskontinuierliche Aufzeichnung möglich. In Tabelle 5.1 sind die Ergebnisse nochmals in einer Übersicht zusammengefaßt.

Methode	LOTEM	CSAMT	MT	ETS	RMT	DC
Tiefenbereich [km]	0.1–3	0.1–3	0.1–150	0.1–150	0.01–1.0	0.01–1
Rauschunterdrückung	+	–	–	–	–	+
kontinuierliche Messung mögl.	–	–	+	+	–	–
Wiederholungsmess.	+	+	–	–	+	+
einfache Anwendung	–	+	–	–	+	–
Auflösung komplexer Strukturen	+	(+) –	+	+	–	–
Unabh. v. Tageszeit/ Aufzeichnungsdauer	+	+	–	–	–	+

**Tabelle 5.1:** Vergleich der Vor- und Nachteile elektromagnetischer Methoden bei ihrer Anwendung an Vulkanen.

## 5.4 Ausblick

Die Messungen und die hier vorgestellten Ergebnisse haben gezeigt, daß Untersuchungen mit der LOTEM-Methode an Vulkanen möglich sind und wesentliche Informationen über den Aufbau beitragen können. Am Vesuv konnten im zentralen Bereich die Ergebnisse der Geoelektrik durch die LOTEM-Modelle bestätigt werden. Für den Merapi wurde zum ersten Mal ein Widerstandsmodell hoher Stationsdichte mit Eindringtiefen bis zu 3 km vorgestellt. Bisher existieren nur MT-Messungen mit geringer lateraler Auflösung. Das einzige 2 km lange Geoelektrikprofil hat eine Eindringtiefe von maximal 1 km. Die Datenqualität zeigt einen Vorsprung der aktiven LOTEM-Methode gegenüber den passiven Verfahren: Am Vesuv sind bisher keine, am Merapi nur an wenigen Stationen MT-Daten hoher Qualität aufgezeichnet worden.

Diese Arbeit bietet verschiedene Ansätze, mit der sie weitergeführt werden kann. Damit könnte die Interpretation der bestehenden Daten noch weiter verbessert und ein differenzierteres Bild gewonnen werden:

- 3D-Modellrechnungen inklusive Topographie mit höheren Kontrasten zwischen Luft und Berg oder gut- und schlechtleitenden Schichten, um die hohen Widerstandskontraste an Vulkanen wiederzugeben
- Die Entwicklung einer 2D- und 3D-Inversion für LOTEM Daten. Der Zeitaufwand zur Untersuchung von 3D-Effekten „per Hand“ ist aufgrund der Einarbeitungszeit in das verwendete Programm hoch
- Dreidimensionale Modellrechnungen inklusive Topographie für die elektrischen Felder. Bis jetzt gibt es 3D-Modellrechnungen allein für die magnetischen Felder
- Ein 3D-Programm, mit dem realistischere, glattere Topographien modelliert werden können, wie das in der Entwicklung befindliche Finite-Elemente-Programm (Rätz, pers. Mitt.)
- Die Entwicklung einer Joint-Inversion für CSAMT- und LOTEM-Daten, um die gemeinsamen Auflösungsseigenschaften zu untersuchen.
- Genauere digitale Höhenmodelle (DEM), um lokale Effekte besser erfassen zu können. Am Vesuv steht kein DEM zur Verfügung. Das Merapi DEM ist regional hinreichend genau, basiert aber lokal z.T. auf Interpolation
- Weitere Messungen können helfen, die bestehenden Lücken bei der Leitfähigkeitsstruktur zu schließen, es seien hier beispielhaft das Ostprofil am Merapi, Stationen auf der ungestörten Geologie am Vesuv und die Unterscheidung fluidinduzierter und magmainduzierter Anomalien im Gipfelbereich des Merapi genannt
- Nach wie vor gibt es keine Wiederholungsmessungen mit der LOTEM-Methode an einem Vulkan, um zeitliche Variationen des Widerstandes zu beobachten. Erst mit solchen Baselinemessungen und dem Vergleich dieser Daten mit den Ergebnissen anderer Methoden wird es möglich sein, den tatsächlichen Nutzen der Methode zur Ausbruchsvorhersage zu untersuchen

In den letzten 20 Jahren haben sich die Kenntnisse über Details des Aufbaus von Vulkanen und der Vorhersage von Ausbrüchen stark verbessert. Dennoch ist man weit davon entfernt, Vulkane zu verstehen und Ausbrüche zuverlässig vorherzusagen. Die Ergebnisse der LOTEM-Messungen sind ein Beitrag zum Mosaik dieser neu gewonnenen Kenntnisse. Gerade Informationen über die Wasserverteilung und Wassermengen können wichtige Hinweise zur Abschätzung des Gefahrenpotentials liefern.

*Es ist nämlich eine riesige Schande für unsereins, wenn einem der Vulkan ausgeht.*

Nepomuk, Drache (M. Ende)

---

## Literaturverzeichnis

---

- Ander, M., R. Goss und D. W. Strangway**, Detailed magnetotelluric/audiomagnetotelluric study of the Jemez volcanic zone, New Mexico, *J. Geophys. Res.*, 89, (B5), 3335–3353, 1984.
- Angeheister, G.**, Physical properties of rocks, in *Landolt-Börnstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*, herausgegeben von K.-H. Hellwege, Bd. 1b von *Group V: Geophysics and Space Research*, Kap. 5, 239–307, Springer, 1982a.
- Angeheister, G.**, Physical properties of rocks, in *Landolt-Börnstein Numerical Data and functional relationships in Science and Technology*, herausgegeben von K.-H. Hellwege, Bd. 1a von *Group V: Geophysics and Space Research*, Kap. 2, 184–303, Springer, 1982b.
- Angell, J. K.**, Estimated impact of Agung, El Chichon and Pinatubo volcanic eruptions on global and regional total ozone after adjustment for QBO, *Geophys. Res. Lett.*, 24, (6), 647–650, 1997.
- Archie, G. E.**, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Min. Metal. and Petr. Eng.*, 54–62, 1942.
- Ballestracci, R.**, Audiomagnetotelluric profiling on the volcano Stromboli, internal structure and mechanism of the strombolian activity, *J. Volc. Geother. Res.*, 12, 317–337, 1982a.

- Ballestracci, R.**, Self-potential survey near the craters of Stromboli volcano (Italy). Inference for internal structure and eruption mechanism, *Bull. Volcanol.*, *45*, (4), 1982b.
- Barberi, F. et al.**, The Somma-Vesuvius magma chamber: a petrological and volcanological approach, *Bull. Volcanol.*, *44*, (3), 295–315, 1981.
- Bardintzeff, J. M.**, Merapi volcano (Java, Indonesia) and Merapi-Type nuée ardente, *Bull. Volcanol.*, *47*, (3), 433–446, 1984.
- Bardintzeff, J.-M.**, *Vulkanologie*, Enke, Stuttgart, 1999.
- Barsukov, O. M. et al.**, Relationships between the electrical resistivity of rocks and tectonic processes (auf Russisch), *Physics of the Solid Earth*, *1*, 84–89, 1970.
- Basilevsky, A. T.**, Volcanism and tectonics on the Solar system planets and satellites: dependence on the body radius and distance to the central body, in *Twelfth Soviet American microsposium*, 16–17, Moscow, 1990.
- Beauducel, F. und F. H. Cornet**, Collection and three-dimensional modeling of GPS and tilt data at Merapi volcano, Java, *J. Geophys. Res.*, *104*, (B1), 725–736, 1999.
- Berrino, G., U. Coppa, G. De Natale und F. Pingue**, Recent geophysical investigation at Somma-Vesuvio volcanic complex, *J. Volc. Geother. Res.*, *58*, 239–262, 1993.
- Bolt, B. A., W. L. Horn, G. A. Macdonald und R. F. Scott**, *Geological Hazards*, Springer Verlag, Berlin, 1975.
- Brigham, E. O.**, *FFT Schnelle Fourier-Transformation*, Oldenbourg, München, 1989.
- Buholzer, C.**, *Volcanoes and Insurance*, Swiss Reinsurance Company, Zürich, 1992.
- Cagniard, L.**, Basic theory of the Magneto-Telluric Method of geophysical prospecting, *Geophysics*, *18*, 605–635, 1953.
- Carracedo, J. C., C. Principe, M. Rosi und V. Soler**, Time correlation by paleomagnetism of the 1631 eruption of Mount Vesuvius. Volcanological and volcanic hazard implications, *J. Volc. Geother. Res.*, *58*, 203–209, 1993.
- Civetta, L., R. Galati und R. Santacroce**, Magma mixing and convective compositional layering within the Vesuvius magma chamber, *Bull. Volcanol.*, *53*, 287–300, 1991.

- Civetta, L., F. Bianco, G. Vilardo und M. Castellano**, Low seismicity prevails after March–May 1996 earthquake swarm, technical Report Vol. 22, Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, April 1997.
- Coats, R. R., R. L. Hay und C. A. Anderson**, *Studies in Volcanology*, Memoir 116, The Geological Society of America, Boulder, 1968.
- Commer, M.**, Ein spezielles Verfahren der eindimensionalen kombinierten Inversion von Long-Offset Transient Electromagnetic (LOTEM)- und Magnetotellurik (MT)-Daten, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 1999.
- Conrad, M. E. et al.**, Fluid flow and water-rock interaction in the East Rift Zone of Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 102, (B7), 15,021–15,037, 1997.
- Constable, S. C., R. L. Parker und C. G. Constable**, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52, 289–300, 1987.
- Dautel, S.**, Untersuchung einer ehemaligen Mülldeponie in Köln-Poll mit Radiomagnetotellurik (RMT), Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, April 1996.
- Davis, P. M., D. R. Pierce, R. L. McPherron, D. Dzurisin, T. Murray, M. J. S. Johnston und R. Mueller**, A volcanomagnetic observation on Mount St. Helens, Washington, *Geophys. Res. Lett.*, 11, (11), 233–236, 1984.
- de Beer, J. H., C. L. le Roux, T. Hanstein und K. M. Strack**, Direct current resistivity and LOTEM model for the deep structure of the northern edge of the Kaapvapl craton, South Africa, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 66, 51–61, 1991.
- Decker, R. und B. Decker**, *Volcanoes*, Freeman, New York, 1997.
- di Maio, R., D. Patella und S. Piscitelli**, Self-potential variations at Vesuvius and Alban Hills, *Periodico di Mineralogia*, LXIV, (1–2), 169–171, 1995.
- di Maio, R., P. Mauriello, D. Patella, Z. Petrillo, S. Piscitelli und A. Siniscalchi**, Electric and electromagnetic outline of the Mount Somma-vesuvius structural setting, *J. Volc. Geother. Res.*, 82, (1–4), 219–238, 1998.
- Donat, A.**, Untersuchung der magnetischen Horizontalkomponenten bei long-offset transient electromagnetic (LOTEM), Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, April 1996.

- Druskin, V. L. und L. A. Knizhnerman**, A spectral semi-discrete method for the numerical solution of 3D-nonstationary problems in electrical prospecting, *Physics of the solid Earth*, 24, 641–648, 1988.
- Druskin, V. und L. Knizhnerman**, Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains, *Radio Science*, 29, (4), 937–953, 1994.
- Engels, O. G.**, Ein Multikanalverarbeitungssystem für LOTEM und Feldtest in Südafrika, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, Januar 1992.
- Fauzi, U.**, *Untersuchungen zur Charakterisierung der Porengeometrie von Gesteinen zur Abschätzung der hydraulischen Permeabilität und des Formationsfaktors mit Hilfe von Bildanalysen*, Dissertation, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 1997.
- Ferrucci, F.**, Seismic monitoring at active volcanoes, in *Monitoring active volcanoes*, herausgegeben von B. McGuire, C. R. J. Kilburn, und J. Murray, Kap. 3, 60–92, UCL Press, London, 1995.
- Fischer, G.**, A strong topographic valley effect in AMT and VLF-R measurements, *Geophys. J.*, 96, 469–475, 1989.
- Fitterman, D. V., W. D. Stanley und R. J. Bisdorf**, Electrical structure of Newberry volcano, Oregon, *J. Geophys. Res.*, 93, (B9), 10119–10134, 1988.
- Fox, R. C., G. W. Hohmann, T. J. Killpack und L. Rijo**, Topographic effects in resistivity and induced-polarization surveys, *Geophysics*, 45, (1), 75–93, 1980.
- Francis, P.**, *Volcanoes — A planetary Perspective*, Clarendon Press, New York, 1993.
- Freundt, A. und M. Rosi**, *From magma to thephra*, Elsevier, Amsterdam, 1998.
- Friedel, S., F. Jacobs, C. Flechsig, C. Reißmann und I. Brunner**, Large-scale DC resistivity imaging at Merapi Volcano, in *Decade-Volcanoes under Investigation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 35–40, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998.
- Fujinawa, Y., T. Kumagai und K. Takahashi**, A study of anomalous underground electric field variations associated with a volcanic eruption, *Geophys. Res. Lett.*, 19, (1), 9–12, 1992.
- Fuller, B. D. und S. H. Ward**, Linear system description of the electrical parameters of rocks, *IEEE Trans. Geosci. Electronics*, GE-8, (1), 7–18, 1970.



- Gasparini, P.**, Looking inside Mt. Vesuvius, *EOS*, 79, (19), 229–232, 1998.
- Gasparini, P., M. S. M. Mantovani und R. Scandone**, A thermal model of the magma reservoir feeding Plinian eruptions at Mt. Vesuvius (Italy), *Bull. Volcanol.*, 44, (3), 317–326, 1981.
- Gerlach, D. C. und T. L. Grove**, Petrology of Medicine Lake Highland volcanics: characterisation of endmembers of magma mixing, *Contr. Mineral. Petrol.*, 80, 147–159, 1982.
- Gerstenecker, C., R. Heinrich, G. Jentzsch, D. Kracke, G. Läufer, I. Suyanto und A. Weise**, Microgravity at Merapi Volcano: results of the first two campaigns, in *Decade-Volcanoes under Investigation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 61–64, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998a.
- Gerstenecker, C., G. Läufer, B. Snitil und B. Wrobel**, Digital elevation models for mount Merapi, in *Decade-Volcanoes under Investigation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 65–68, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998b.
- Gertisser, R. und J. Keller**, The holocene volcanic activity and magmatic evolution of Merapi volcano, Central Java: Constraints from stratigraphic, chronologic and geochemical data, in *Decade-Volcanoes under Investigation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 13–14, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998.
- Gómez-Treviño, E.**, A simple sensitivity analysis of time-domain and frequency-domain electromagnetic measurements, *Geophysics*, 52, (10), 1418–1423, 1987.
- Gudmundsson, O., B. Brandsdottir, W. Menke und G. E. Sigvaldason**, The crustal magma chamber of the Katla volcano in south Iceland revealed by 2-D seismic undershooting, *Geophys. J. Int.*, 119, 277–296, 1994.
- Haak, V.**, Das elektrische Abbild des Vulkans Merapi auf Java ermittelt durch das Meßverfahren Magnetotellurik, DFG Bericht, GFZ Potsdam, 1998.
- Halbwachs, M.**, Electrical and electromagnetic methods, in *Forecasting volcanic events*, herausgegeben von H. Tazieff und J. C. Sabroux, Kap. 34, 507–528, Naroun, 1983.
- Hanstein, T.**, Digitale Optimalfilter für LOTEM Daten, in *Protokoll über das 16. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung*, herausgegeben von K. Bahr und A. Junge, 320–328, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1996.
- Hanstein, T., H. N. Eilenz und K. M. Strack**, Einige Aspekte der Aufbereitung von LOTEM Daten, in *Protokoll über das 11. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung*, herausgegeben von V. Haak und J. Homilius, 319–328, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1986.

- Hargraves, R. B.**, *Physics of magmatic processes*, Princeton University Press, 1980.
- Hartmann, W. K., M. Malin, A. McEwen, M. Carr, L. Soderblom, P. Thomas, E. Danielson, P. James und J. Veverka**, Evidence for recent volcanism on Mars from crater counts, *Nature*, 397, (6720), 1999.
- Helwig, S. L.**, Using PRBS-sequences as source for TEM-measurements, in *60th Conference and Technical Exhibition*, EAEG, 1998.
- Hermance, J. F., W. M. Slocum und G. A. Neumann**, The Long Valley/Mono basin volcanic complex: a preliminary magnetotelluric and magnetic variation interpretation, *J. Geophys. Res.*, 89, (B10), 8325–8337, 1984.
- Hildreth, W.**, Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism, *J. Geophys. Res.*, B11, (86), 10153–10192, 1981.
- Hill, D. P., R. A. Bailey und A. S. Ryall**, Active tectonic and magmatic processes beneath Long Valley caldera, eastern California: an overview, *J. Geophys. Res.*, 90, (B13), 11111–11120, 1985.
- Hirschmann, D.**, *Operationsverstärker: Grundlagen und Anwendung*, Franzis, München, 1990.
- Hoffmann-Rothe, A., A. Müller, O. Ritter und V. Haak**, Magnetotelluric survey at Merapi Volcano and across Java, Indonesia, in *Decade-Volcanoes under Investigation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 47–52, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998.
- Holcombe, H. T. und G. R. Jiracek**, Three-dimensional terrain corrections in resistivity surveys, *Geophysics*, 49, (4), 439–452, 1984.
- Hördt, A.**, Ein Verfahren zur 'Joint Inversion' angewandt auf 'Long Offset Electromagnetics' (LOTEM) und Magnetotellurik (MT), Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, Oktober 1989.
- Hördt, A.**, *Interpretation transient elektromagnetischer Tiefensondierungen für anisotrop horizontal geschichtete und für dreidimensionale Leitfähigkeitsstrukturen*, Dissertation, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 1992.
- Hördt, A., V. L. Druskin und L. A. Knishnerman**, Interpretation of 3-D effects on long-offset transient electromagnetic (LOTEM) soundings in the Münsterland area/Germany, *Geophysics*, 57, 1127–1137, 1992.
- Hördt, A., S. Helwig, A. Mühl siepen, M. Müller, A. Osman und T. Schönfelder**, Das Programm Maxwell — die eierlegende Wollmilchsau, in *16. Kolloquium*

- „*Elektromagnetische Tiefenforschung*“, herausgegeben von K. Bahr und A. Junge, 329–339, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1996.
- Hördt, A., P. Andrieux, F. M. Neubauer, H. Rüter und K. Vozoff**, A first attempt at monitoring underground gas storage by means of time-lapse multichannel transient electromagnetics, *Geophysics*, submitted, 1999.
- Hördt, A. und M. Müller**, Effects of topography on LOTEM data, *Geophysics*, submitted, 1999.
- Hördt, A. und F. M. Neubauer**, Untersuchungen zur Struktur und Überwachung des Vulkans Merapi (Indonesien) mit transient elektromagnetischen Tiefensondierungen, DFG Arbeitsbericht für Mai 1998–September 1998, Insitut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln, September 1998.
- Hördt, A. und J. Seara**, Eine neue Erkundungsmethode in der Kohlenwasserstoff-Exploration, *Brennstoff Wärme Kraft*, 44, 53–55, 1992.
- Imbó, G.**, Successione e spessori delle formazioni geologiche nel basamento del Somma-Vesuvio, *Ann. Osservat. Vesuviano*, V, (1), 151–161, 1949.
- Imbó, G., L. Casertano und G. Napoleone**, Seismicity of Vesuvius on its present state of activity, *Bull. Volcanol.*, 32, 425–435, 1968.
- Jackson, D. B., J. Kauahikaua und C. J. Zablocki**, Resistivity monitoring of an active volcano using the controlled-source electromagnetic technique: Kilauea, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 90, (B14), 12545–12555, 1985.
- Johnston, M. J. S. und F. D. Stacey**, Transient magnetic anomalies accompanying volcanic eruptions in New Zealand, *Nature*, 224, 1289–1290, 1969.
- Jones, A. G. und I. Dumas**, Electromagnetic images of a volcanic zone, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 81, 289–314, 1993.
- Kagiyama, T., H. Utada und T. Yamamoto**, Magma ascent benaeth Unzen volcano, SW Japan, deduced from the electrical resistivity structure, *J. Volc. Geother. Res.*, 89, 35–42, 1999.
- Kanda, W.**, TDEM experiments to detect the magma reservoir of Unzen volcano, SW Japan, Talk at Onuma Workshop, 1996.
- Kauahikaua, J., D. B. Jackson und C. J. Zablocki**, Resistivity structure to a depth of 5 km benaeth Kilauea volcano, Hawaii from large-loop-source electromagnetic measurements (0.004–8 Hz), *J. Geophys. Res.*, 91, (B8), 8267–8283, 1986.

- Keller, G. V.**, Electrical properties of rocks and minerals, in *Handbook of Physical properties of rocks*, herausgegeben von R. Carmichael, Bd. I, Kap. 2, 217–293, CRC-Press, 1982.
- Keller, G. V.**, Rock and mineral properties, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, herausgegeben von M. N. Nabighian, Bd. 1, Kap. 2, 13–51, Soc. Expl. Geophys., 1988.
- Kilburn, C. R. J. und G. Luongo**, *Active Lavas*, UCL Press, London, 1993.
- Knödel, K., H. Krummel und G. Lange**, *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten - Geophysik*, Bd. 3, Springer-Verlag, Berlin, 1997.
- Labenz, D.**, Perkolationsstheorie mit eingebetteten Netzwerken — ein Modell für den Leitfähigkeitsmechanismus in der mittleren Kruste, in *Elektromagnetische Tiefenfor-schung*, herausgegeben von A. Junge und K. Bahr, 198–207, Dt. Geophys. Gesell-schaft, 1998.
- Laštovičková, M.**, A review of laboratory measurements of the electrical conductivity of rocks and minerals, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 66, 1–11, 1991.
- Lénat, J. F.**, Geoelectrical methods in volcano monitoring, in *Monitoring active vol-canoes*, herausgegeben von B. McGuire, C. Kilburn, und J. Murray, 248–274, UCL Press, 1995.
- Lenat, J. F., P. Bachelery, A. Bonneville und A. Hirn**, The beginning of the 1985–1987 eruptive cycle at Piton la Fournaise (La Reunion); new insights in the magmatic and volcano-tectonic system, *J. Volc. Geother. Res.*, 36, 209–232, 1989.
- Lienert, B. R.**, An electromagnetic study of Maui's last active volcano, *Geophysics*, 56, (6), 972–982, 1991.
- Loud, P.**, Central Java, Internet, URL: <http://users.powernet.co.uk/tonlin/jat.gif>, 6.7.99, Juli 1999.
- Lühr, B.-G., N. Maercklin, W. Rabbel und U. Wegler**, Active seismic measu-rements at the Merapi Volcano, Java, Indonesia, in *Decade-Volcanoes under Investi-gation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 53–56, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998.
- Macdonald, G. A.**, *Volcanoes*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1972.
- Marianelli, P., R. Cioni und R. Santacroce**, Melt inclusions in Ca-Mg-rich clinopyroxene from thephritic to phonolitic pyroclasts. a clue to the understanding of the feeding history of the Vesuvius magma chambers, *Periodico di Mineralogia*, LXIV, (1–2), 217–218, 1995.

- Martini, M. et al.**, The influence of water on chemical changes of fumarolic gases: different characters and their implications in forecasting volcanic activity, *Acta Vulcanologica*, 1, 13–16, 1991.
- Marzocchi, W., R. Scandone und F. Mulargia**, The tectonic setting of Mount Vesuvius and the correlation between his eruptions and the earthquakes of the Southern Apennines, *J. Volc. Geother. Res.*, 58, 27–41, 1993.
- Matthes, S.**, *Mineralogie*, Springer, Berlin, 1990.
- Mauriello, P., D. Patella, Z. Petrillo, N. Roberti und A. Siniscalchi**, Contribution to the definition of the structural model of the Vesuvius by magnetotelluric measurements, *Periodico di Mineralogia*, LXIV, (1–2), 227–228, 1995.
- McBirney, W.**, *Volcanology*, Freeman and Copper, San Francisco, 1979.
- McBirney, A. R.**, The skaergaard layered series: I. Structure and average compositions, *Journal of Petrology*, 30, (2), 363–397, 1989.
- McGuire, B., C. R. J. Kilburn und J. Murray**, *Monitoring active Volcanoes*, UCL Press, London, 1995.
- Michel, J.**, Datenverarbeitung einer Magnetotellurik-Messung im Odenwald, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 1997.
- Morabito, L. A., S. P. Synnott, P. N. Kupferman und S. A. Collins**, Discovery of currently active extraterrestrial volcanism, *Science*, 204, 972, 1979.
- Mori, T., M. Ozima und H. Takayama**, Real-time detection of anomalous geoelectric changes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 77, 1–12, 1993.
- Müller, M.**, Mehrdimensionale Modellierungen von magnetotellurischen und erdmagnetischen Meßdaten aus den Anden Nordchiles, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, März 1995.
- Müller, M.**, Interner Bericht zur Merapi Vorerkundung im Mai/Juni 97, Bericht, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln, August 1997.
- Müller, A.**, 3d-modelling of a good electric conductor below Merapi volcano/central Java derived by magnetotellurics, *Geophysical Research Abstracts*, 1, (1), 126, 1999.
- Müller, M., F. M. Neubauer und A. Hördt**, Volcano monitoring with transient electromagnetics, *Annales Geophysicae*, 14, (Suppl. 1), 117, 1996.
- Müller, M., A. Hördt und F. M. Neubauer**, The LOTEM survey at Merapi Volcano 1998, in *Decade-Volcanoes under Investigation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 41–46, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998.

- Müller, M., A. Hördt und F. M. Neubauer**, Electromagnetic techniques's success at Vesuvius points to use in forecasting eruptions, *EOS*, 80, (35), 393–401, 1999.
- Murray, J. B., A. D. Pullen und S. Saunders**, Ground deformation surveying of active volcanoes, in *Monitoring active volcanoes*, herausgegeben von B. McGuire, C. Kilburn, und J. Murray, 113–150, UCL Press, 1995.
- Mysen, B. O., D. Virgo und F. A. Seifert**, The structure of silicate melts: implications for chemical and physical properties of natural magma, *Reviews of Geophysics*, 20, (3), 353–383, 1982.
- Newhall, C.**, IAVCEI/International Council of Scientific Unions' Decade Volcano Projecs — „Reducing Volcanic Desasters“, Internet, URL: <http://www.ees1.lanl.gov/heiken/one/decade.htm>, 4.8.99, Januar 1996.
- Newhall, C. G. und R. S. Punongbayan**, The narrow margin of successful volcanic-risk mitigation, in *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, herausgegeben von Scarpa und Tilling, 807–838, Springer-Verlag, 1996.
- Newman, G. A.**, Deep transient electromagnetic soundings with a grounded source over near-surface conductors, *Geophys. J.*, 98, 587–601, 1989.
- Olhoeft, G. R.**, Electrical properties of granite with implications for the lower crust, *J. Geophys. Res.*, 86, (B2), 931–936, 1981.
- Osman, A.**, Interpretation der long offset transient electromagnetics - Daten in näherer Umgebung des Kontinentalen Tiefbohrprogrammes der Bundesrepublik Deutschland, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, Juni 1995.
- Pallister, J. S., R. P. Hoblitt, D. R. Crandell und D. R. Mullineaux**, Mount St. Helens a decade after the 1980 eruptions: magmatic model, chemical cycles, and a revised hazard assessment, *Bull. Volcanol.*, 54, 126–146, 1992.
- Papale, P. und F. Dobran**, Modeling of the ascent of magma during the plinian eruption of Vesuvius in A.D. 79, *J. Volc. Geother. Res.*, 58, 101–132, 1993.
- Partzsch, G. M.**, *Elektrische Leitfähigkeit partiell geschmolzener Gesteine: Experimentelle Untersuchungen, Modellrechnungen und Interpretation einer elektrisch leitfähigen Zone in den zentralen Anden*, Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften FU-Berlin, 1998.
- Petrat, L.**, Zweidimensionale Inversion von Long Offset Transient Electromagnetics-Daten, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, Januar 1996.

- Petry, H.**, Transient elektromagnetische Tiefensondierungen — Modellrechnungen und Inversion, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, Oktober 1987.
- Pichler, H.**, *Italienische Vulkan-Gebiete I*, 51 in Sammlung geologischer Führer, Gebrüder Bornträger, Stuttgart, 1970.
- Pingue, F., C. Troise, G. de Luca, V. Grassi und R. Scarpa**, Geodetic monitoring of Mt. Vesuvius volcano, Italy, based on EDM and GPS surveys, *J. Volc. Geother. Res.*, 82, (1–4), 151–160, 1998.
- Press, F. und R. Siever**, *Allgemeine Geologie*, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 1995.
- Purbawinata, M. A., A. Ratdomopurbo, I. K. Sinulingga, S. Sumarti und Suharno**, *Merapi Volcano A Guide Book*, Direktorat Vulkanologi, 1997.
- Rampino, M. R. und S. Self**, Die Verschmutzung der Atmosphäre durch El Chichon, in *Vulkanismus*, 136–147, Spektrum der Wissenschaft, Heidelberg, 1988.
- Ratdomopurbo, A. und G. Poupinet**, Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano: application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia), *Geophys. Res. Lett.*, 22, (7), 775–778, 1995.
- Rätz, S.**, *Entwicklung eines 3D-Finite-Elemente-Programmes zur Modellierung elektromagnetischer Daten*, Dissertation, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, in Vorbereitung.
- Reddy, I. K., R. J. Phillips, J. H. Whitcomb, D. M. Cole und R. A. Taylor**, Monitoring of time dependent electrical resistivity by magnetotellurics, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 28, 165–178, 1976.
- Rittmann, A.**, Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas, *Z. Vulkanol.*, 15, 8–94, 1933.
- Rittmann, A.**, *Vulkane und ihre Tätigkeit*, Enke, Stuttgart, 1981.
- Röder, H.**, Variationen des elektrischen Feldes, gemessen am Vulkan Stromboli, und Modellversuche zur Abschätzung ihrer Ursachen, *DGG Mitteilungen*, 1/1995, 12–23, 1995.
- Rokitiyansky, I. I.**, *Geoelectromagnetic investigation of the earth's crust and Mantle*, Springer Verlag, 1982.

- Rolandi, G., G. Mastrolorenzo, A. Barella und A. Borelli**, The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (37760 y.B.P.): the progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style, *J. Volc. Geother. Res.*, 58, 67–88, 1993.
- Rosi, M., C. Principe und R. Vecci**, The 1631 Vesuvius eruption. A reconstruction based on historical and stratigraphical data, *J. Volc. Geother. Res.*, 58, 151–182, 1993.
- Rothery, D. A., C. Oppenheimer und A. Bonneville**, Infrared thermal monitoring, in *Monitoring active volcanoes*, herausgegeben von B. McGuire, C. Kilburn, und J. Murray, 184–216, UCL Press, 1995.
- Ryan, M. P.**, *Magma transport and storage*, John Wiley & Sons, 1990.
- Rymer, H.**, Microgravity monitoring, in *Monitoring active volcanoes*, herausgegeben von B. McGuire, C. Kilburn, und J. Murray, 217–247, UCL Press, 1995.
- Scandone, R., G. Arganese und F. Galdi**, The evaluation of volcanic risk in the Vesuvian area, *J. Volc. Geother. Res.*, 58, 263–271, 1993.
- Scarpa, R. und P. Gasparini**, A review of volcano geophysics and volcano-monitoring methods, in *Monitoring and mitigation of volcanic hazards*, herausgegeben von Scarpa und Tilling, 3–22, Springer, 1996.
- Scarpa, R. und R. I. Tilling**, *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, Springer, Berlin, 1996.
- Schminke, H. U.**, *Vulkanismus*, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 1986.
- Schmucker, U.**, Neue Rechenmethoden zur Tiefensondierung, in *Protokoll Erdmagnetische Tiefensondierung*, 1–39, Dt. Geophys. Gesellschaft, Rothenberge, 1971.
- Schön, J.**, *Petrophysik*, Akademie-Verlag Berlin, 1983.
- Schön, J.**, Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics, in *Handbook of geophysical exploration — Seismic exploration*, herausgegeben von K. Helbig und S. Treitel, Bd. 18, Pergamon Press, 1996.
- Shankland, T. J. et al.**, Increase of electrical conductivity with pressure as an indicator of conduction through a solid phase in midcrustal rocks, *J. Geophys. Res.*, 102, (B7), 14,741–14,750, 1997.
- Simkin, T. und L. Siebert**, *Volcanoes of the world*, Smithsonian Institution, GVN-Program, Tucson, Arizona, 1995.



- Siswowidjoyo, S., I. Suryo und I. Yokoyama**, Magma eruption rates of Merapi volcano, Central Java, Indonesia, during one century (1890–1992), *Bull. Volcanol.*, *57*, 111–116, 1995.
- Skokan, C. K.**, Overview of electromagnetic methods applied in active volcanic areas of western United States, *J. Volc. Geother. Res.*, *56*, 309–318, 1993.
- Smith, R. B. und L. W. Braile**, The Yellowstone hotspot, *J. Volc. Geother. Res.*, *61*, 121–187, 1994.
- Sparks, R. S. J., H. Sigurdsson und L. Wilson**, Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions, *Nature*, *267*, (5609), 315–318, 1977.
- Spitzer, K.**, Dreidimensionale geoelektrische FD-Modellrechnungen mittels vorkonditionierter konjugierter Gradienten, in *15. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“*, herausgegeben von K. Bahr und A. Junge, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1994.
- Stahl, U.**, Horizontale Magnetfeldkomponenten und Magnetfeldsensoren der long-offset transient electromagnetics (LOTEM)-Methode, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 1999.
- Stommel und Stommel**, 1816: Das Jahr ohne Sommer, in *Vulkanismus*, herausgegeben von H. Pichler, 128–135, Spektrum der Wissenschaft, Januar 1988.
- Stothers, R. B.**, The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath, *Science*, *224*, (4654), 1191–1198, 1984.
- Strack, K. M.**, *Das Transient-Elektromagnetische Tiefensondierungsverfahren angewandt auf die Kohlenwasserstoff- und Geothermie-Exploration*, Dissertation, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 1985.
- Strack, K. M.**, *Exploration with deep transient electromagnetics*, Methods in Geochemistry and Geophysics, Bd. 30, Elsevier, Amsterdam, 1992.
- Strack, K. M., T. H. Hanstein und H. N. Eilenz**, LOTEM data processing for areas with high cultural noise levels, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *53*, 261–269, 1989.
- Strack, K. M., A. Hördt, K. Vozoff und P. A. Wolfgram**, Integrated electromagnetic and seismic methods for petroleum exploration, *Expl. Geoph.*, *22*, 375–378, 1991.
- Sylvester, D.**, Bearbeitung und Interpretation von Daten transient-elektromagnetischer Tiefensondierungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) unter Berücksichtigung von Anisotropie, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, Juni 1997.

- Tanaka, Y.**, Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989–1990 activity of Aso volcano, *J. Volc. Geother. Res.*, *56*, 319–338, 1993.
- Tedesco, D.**, Monitoring fluids and gases at active volcanoes, in *Monitoring active volcanoes*, herausgegeben von B. McGuire, C. Kilburn, und J. Murray, 315–343, UCL Press, 1995.
- Telford, W. M., L. P. Geldart und R. E. Sheriff**, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 2. Auflage, 1990.
- Tezkan, B., M. Goldman, S. Greinwald, A. Hördt, I. Müller, F. M. Neubauer und H. G. Zacher**, A joint application of radiomagnetotellurics and transient electromagnetics to the investigation of a waste deposit in Cologne (Germany), *Applied Geophysics*, *34*, 199–212, 1996.
- Thern, H. F.**, Datenverarbeitung und erste Ergebnisse bei der Auflösung einer ehemaligen Subduktionszone mittels transient elektromagnetischer Tiefensondierung (LO-TEM), Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, Dezember 1996.
- Tilling, R. I.**, The role of monitoring in forecasting volcanic events, in *Monitoring active volcanoes*, herausgegeben von B. McGuire, C. Kilburn, und J. Murray, 369–402, UCL Press, 1995.
- Toutain, J. P., P. Bachélery, P. Blum, H. Delorme und P. Kowalski**, Real-time ground deformation monitoring, in *Monitoring active volcanoes*, herausgegeben von B. McGuire, C. Kilburn, und J. Murray, 93–112, UCL Press, 1995.
- Trigila, R. und A. A. D. Benedetti**, Petrogenesis of Vesuvius historical lavas constrained by Pearce element ratios analysis and experimental phase equilibria, *J. Volc. Geother. Res.*, *58*, 315–343, 1993.
- Turberg, P., I. Müller und F. Flury**, Hydrogeological investigation of porous environments by radio magnetotelluric-resistivity (RMT-R 12–240 kHz), *Journal of Applied Geophysics*, *31*, 133–143, 1994.
- van Bemmelen, R. W.**, *The geology of Indonesia*, Bd. IA, Government Printing Office, The Hague, 1949.
- Vanyan, L. L.**, Electromagnetic depth sounding, Consultant Bureaus, New York, 1967.
- Vozoff, K.**, The Magnetotelluric Method, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, herausgegeben von M. N. Nabighian, Bd. 2, Kap. 8, 641–711, Soc. Expl. Geophys., 1991.

- Waff, H. S.**, Theoretical considerations of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry, *J. Geophys. Res.*, *79*, 4003–4010, 1974.
- Wannamaker, P. E., J. A. Stodt und L. Rijo**, Two-dimensional topographic responses in magnetotellurics modeled using finite elements, *Geophysics*, *51*, (11), 2131–2144, 1986.
- Wassermann, J., M. Ohrnberger, F. Scherbaum et al.**, Continuous measurements at Merapi Volcano (Java, Indonesia) using a network of small-scale seismograph arrays, in *Decade-Volcanoes under Investigation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 81–82, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998.
- Watanabe, T. und K. Kurita**, The relationship between electrical conductivity and melt fraction in a partially molten simple system: Archie's law behaviour, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *78*, 9–17, 1993.
- Westerhaus, M., D. Rebscher, W. Welle, A. Pfaff, A. Körner und M. Nandaka**, Deformation measurements at the flanks of Merapi Volcano, in *Decade-Volcanoes under Investigation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 93–100, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998.
- Wohletz, K. und G. Heiken**, *Volcanology and Geothermal Energy*, University of California Press, Berkeley, 1992.
- Yoshida, S. et al.**, Electrical potential changes associated with slip failure of granite: Preseismic and coseismic signals, *J. Geophys. Res.*, *102*, (B7), 14,883–14,897, 1997.
- Yukutake, T.**, An overview of the eruptions of Oshima volcano, Izu, 1986–1987 from the geomagnetic and geoelectric standpoints, *J. Geomagn. Geoelectr.*, *42*, 141–150, 1990.
- Yukutake, T., T. Yoshino, H. Utada, H. Watanabe, Y. Hamano und T. Shimomura**, Changes in the electrical resistivity of the central cone, Miharayama, of Oshima volcano observed by a direct, *J. Geomagn. Geoelectr.*, *42*, 151–168, 1990.
- Zablocki, C. J.**, Applications of the VLF induction method for studying some volcanic processes of Kilauea volcano, Hawaii, *J. Volc. Geother. Res.*, *3*, 155–195, 1978.
- Ziebell, M.**, Untersuchung einer Altlast in Köln-Holweide mit Hilfe von RMT und Vergleich der Ergebnisse verschiedener Interpretationssoftware, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 1998.
- Zimanowski, B.**, Phreatomagmatic explosions, in *From magma to tephra*, herausgegeben von A. Freundt und M. Rosi, Elsevier, 1998.

- Zimmer, M. und J. Erzinger**, Geochemical monitoring on Merapi Volcano, Indonesia, in *Decade-Volcanoes under Investigation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 89–92, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998.
- Zlotnicki, J.**, Magnetic measurements on La Soufriere volcano, Guadeloupe (Lesser Antilles), 1976–1984: a re-examination of the volcanomagnetic effect observed during the volcanic crisis of 1976–1977, *J. Volc. Geother. Res.*, *30*, 83–116, 1986.
- Zlotnicki, J.**, Geomagnetic surveying methods, in *Monitoring active volcanoes*, herausgegeben von B. McGuire, C. Kilburn, und J. Murray, 275–300, UCL Press, 1995.
- Zlotnicki, J., J. L. Le Mouël, J. C. Dekmond, C. Pambrun und H. Delorme**, Magnetic variations on Piton la Fournaise volcano. volcanomagnetic signals associated with the november 6 and 30, 1987, eruptions, *J. Volc. Geother. Res.*, *56*, 281–296, 1993.
- Zlotnicki, J. und M. Bof**, Volcanomagnetic signals associated with the quasi-continuous activity of the andesitic Merapi volcano: 1990–1995, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *105*, 119–130, 1998.
- Zlotnicki, J. und J. L. Le Mouël**, Possible electrokinetic origin of large magnetic variations at La Fournaise volcano, *Nature*, *343*, 633–635, 1990.
- Zlotnicki, J. und J. L. L. Mouël**, Volcanomagnetic effect observed on Piton de la Fournaise volcano (Reunion island): 1985–1987, *J. Geophys. Res.*, *93*, (B8), 9157–9171, 1988.
- Zohdy, A. A. R., L. A. Anderson und L. J. P. Muffler**, Resistivity, self-potential and induced-polarization surveys of a vapor-dominated geothermal system, *Geophysics*, *38*, (6), 1130–1144, 1973.
- Zollo, A. et al.**, Seismic evidence for a low-velocity zone in the upper crust beneath Mount Vesuvius, *Science*, *274*, 592–594, 1996.
- Zonge, K. L. und L. J. Hughes**, Controlled Source Audio-Frequency Magnetotellurics, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, herausgegeben von M. N. Nabighian, Bd. 2, Kap. 9, 713–810, Soc. Expl. Geophys., 1991.
- Zschau, J., R. Sukhyar, M. A. Purbawinata, B. Lühr und M. Westerhaus**, Project MERAPI — Interdisciplinary Research at a High-Risk Volcano, in *Decade-Volcanoes under Investigation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 3–8, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998.

---

**Abkürzungen**

---

<b>1D</b>	Eindimensional
<b>2D</b>	Zweidimensional
<b>3D</b>	Dreidimensional
<b>CIVGV</b>	Curso internacional de volcanología y geofísica volcánica
<b>CSAMT</b>	Controlled–Source–Audio–Magnetotellurik
<b>DC</b>	Geoelektrik
<b>DFT</b>	Diskrete Fourier Transformation
<b>FFT</b>	Fast Fourier Transformation
<b>ETS</b>	Erdmagnetische–Tiefensondierung
<b>IAVCEI</b>	International Association of Volcanology and Chemistry of Earths Interior
<b>IDNDR</b>	International Decade for Natural Disaster Reduction
<b>IP</b>	Induzierte Polarisation
<b>ILF</b>	Integrierte Leitfähigkeit
<b>Joint Inversion</b>	Gemeinsame Inversion
<b>LOTEM</b>	Long–Offset transient electromagnetics
<b>MT</b>	Magnetotellurik
<b>müNN</b>	Meter über Normal–Null
<b>MVO</b>	Merapi Volcano Observatory
<b>OV</b>	Osservatorio Vesuviano
<b>RMT</b>	Radio–Magnetotellurik
<b>Single Inversion</b>	Einzelinversion

---

## Koordinaten der LOTEM–Stationen am Vesuv

---

Am Vesuv wurden auf 5 Spreads insgesamt 23 Stationen mit jeweils zwei Komponenten gemessen. Signale wurden von zwei Sendern aufgezeichnet (T1, T4). Die dazugehörigen UTM Koordinaten sind:

Sender	Elektrode	Ostwert UTM [m]	Nordwert UTM [m]	Höhe [müNN]
T1	E	451457	4526203	52
T1	W	450080	4526063	47
T4	E	452689	4515821	242
T4	W	451932	4515121	175

**Tabelle B.1:** *Tabelle mit den Koordinaten der Senderelektroden*

Die Dateinamen der Empfänger gehorchen der Konvention `v_Rx_a_Spr_Tx_Cmp`, wobei **Rx** die laufende Empfängernummer (01–08), **Spr** der Spread (2,3,4,7,8), **Tx** der Sender (1 oder 4) und **Cmp** die Komponente (ex, hz) bedeuten. NA(Q) bei der laufenden Nummer bedeutet, daß die Daten in den Profildarstellungen nicht berücksichtigt werden. NA(17) und NA(18) haben die gleiche Position wie Station 17 und 18.

Dateinamen	Nr. in Abb.3.9	Ostwert UTM [m]	Nordwert UTM [m]	Höhe [müNN]	Neigung	Topographie Fallen
v01a21hz, v02a21ex	6	452231	4517280	536	35	NW-SE
v03a21hz, v04a21ex	5	452414	4517419	566	15-45	NW-SE
v05a21hz, v06a21ex	4	452719	4517692	629	20-45	NW-SE
v07a21hz, v08a21ex	1	453048	4518115	686	50	NW-SE
v01a31hz, v02a31ex	10	450646	4517786	570	5	E-W
v03a31hz, v04a31ex	9	450843	4517572	559	10	NE-SW
v05a31hz, v06a31ex	8	451214	4517395	555	20	NW-SE
v07a31hz, v08a31ex	7	451742	4517271	556	30	N-S
v01a44hz, v02a44ex	11	450489	4518160	596	20	O-W
v03a44hz, v04a44ex	12	450410	4518358	610	5	NW-SW
v05a44hz, v06a44ex	13	450244	4518568	603	5	NE-SW
v07a44hz, v08a44ex	14	450077	4518921	632	5	NE-SW
v01a74hz, v02a74ex	15	450695	4519798	792	0	
v03a74hz, v04a74ex	16	450850	4519865	807	5	S-N
v05a74hz, v06a74ex	NA(17)	451046	4519928	822	0	
v07a74hz, v08a74ex	NA(18)	451227	4519984	845	30	SE-NW
v01a71hz, v02a71ex	17	451046	4519928	822	0	
v03a71hz, v04a71ex	18	451227	4519984	845	30	SE-NW
v05a71hz, v06a71ex	19	451529	4520140	887	40	S-N
v07a71hz, v08a71ex	20	451973	4519897	923	40	S-N
v01a81hz, v02a81ex	2	452748	4518038	721	40	N-S
v03a81hz, v04a81ex	3	452730	4517505	554	60	NW-SE
v05a81hz, v06a81ex	NA(Q)	452691	4517111	464	10	NW-SE

**Tabelle B.2:** Zuordnung der Dateinamen zu den Stationen und den zugehörigen UTM Koordinaten [m].

---

## Koordinaten der LOTEM–Stationen am Merapi

---

Am Merapi wurden an 41 Stationen jeweils 2-4 Komponenten auf drei Profilen (Babdan: Westen, Kaliadem: Süden, Selo: Norden) mit insgesamt 112 Datensätze mit gemessen. Signale wurden von vier Sendern aufgezeichnet (Babdan, Aglik, Kaliadem und Selo). Die dazugehörigen UTM Koordinaten sind:

Sender	Elektrode	Ostwert UTM [m]	Nordwert UTM [m]	Höhe [müNN]
Babdan	N	434384	9168571	1202
Babdan	S	434022	9167660	1163
Aglik	N	431577	9167653	848
Aglik	S	431482	9167037	915
Kaliadem	W	438519	9161029	1044
Kaliadem	E	439333	9160887	1077
Selo	W	439501	9170743	1583
Selo	E	440542	9170627	1580

**Table C.1:** *Table mit den Koordinaten der Senderelektroden*

Die Dateinamen der Empfänger gehorchen der Konvention **m.Rx.L.Tx.Sig.Cmp**. Die Empfängernummer **Rx** ist numerisch (00-99), wenn der Empfänger auf der gleichen Seite wie der zugehörige Sender liegt. Die Station 00 ist dabei die auf Pasar Bubar, un-



terhalb des Gipfels. Wenn der Empfänger und der Sender auf unterschiedlichen Seiten liegen, bezeichnet der erste Buchstabe die Seite des Merapi, auf der die Station liegt (k: Süden, b: Westen) und der zweite Buchstabe die (a-z) die Station. Mit **L** wird die Länge der Transienten (a: 2048, b: 4096) angegeben. **Tx** bezeichnet den Sender (b,a,k,s), **Sig** den Signaltyp (l: LOTEM, p: PRBS) und **Cmp** die Komponente (ex, ey, bx, by, bz und hz). Das Präfix (b oder h) bei den Magnetfeldkomponenten dient nur zur Unterscheidung, ob das Magnetfeld mit den Kernspulen (b) oder mit den Luftspulen (h) aufgezeichnet wurde und hat keine physikalische Bedeutung.

Für die elektrischen Felder werden die Koordinaten der beiden Elektroden angegeben; für die magnetische Felder die Koordinaten der Mittelpunkte, die Fläche (für  $\dot{H}_z^{Luftspule}$ ) und die Neigungen  $\alpha$  und  $\beta$ . Ein Ausrufungszeichen bedeutet, der Fehler der Winkelbestimmung ist  $5 - 10^\circ$ , zwei Ausrufungszeichen bedeuten, der Fehler übersteigt  $> 10^\circ$ .

### Magnetfelder (Luftspulen)

Dateiname	Profil	Ostwert UTM [m]	Nordwert UTM [m]	Höhe [müNN]	Fläche $m^2$	$\alpha$ [Grad]	$\beta$ [Grad]
mbabslhz	Babadan	437806.7	9167185.9	2095.9	1516.6	!28	2.1
mbibslhz		436526.3	9167791.4	1647.4	1024.8	!20	6.2
m20bblhz		434917.4	9168050.6	1296.9	543.3	!!22.7	??316.8
m20aalhz		434908.0	9168051.0	1298.7	886.7	!0	11.6
m22bblhz		434657.4	9167929.7	1257.1	603.0	!!6.0	??143.5
m30ablhz		433208.6	9167623.2	1107.5	1399.6	9.5	26.0
m34ablhz		432905.9	9167436.9	1053.0	1382.1	!!25.4	!!171.7
m36ablhz		432223.9	9167495.5	968.9	1166.8	!4.4	7.2
m38ablhz		431954.0	9167205.3	942.6	1003.3	!!17.7	!!259.5
m40ablhz		431550.5	9167002.3	893.0	1190.7	!!24.8	!!237.0
m42ablhz		431267.4	9167102.6	816.3	!800.0	!!12.6	!!349.0
m46ablhz		430856.3	9167123.1	785.6	1386.8	!15.1	!196.2
m54bblhz		428799.5	9166997.0	726.7	1013.6	!!5.7	!!140.3
m56bblhz		428432.2	9166946.2	714.5	1291.9	!2.4	2.5
m58bblhz		427869.9	9166930.7	682.0	1076.5	!5.0	2.8
m08bslhz		Selo	439616.0	9169202.5	1808.1	1324.0	18.3
m00bslhz	439246.6		9166920.1	2684.7	1527.4	!4.9	3.0

**Tabelle C.2:** Zuordnung der Dateinamen zu den Stationen, den zugehörigen UTM Koordinaten [m] und den Winkeln nach Abb. 3.13 für die mit den Luftspulen registrierten magnetischen Felder.

## Magnetfelder (Luftspulen), Fortsetzung

Dateiname	Profil	Ostwert UTM [m]	Nordwert UTM [m]	Höhe [müNN]	Fläche $m^2$	$\alpha$ [Grad]	$\beta$ [Grad]
mkobslhz	Kaliadem	438950.5	9161993.2	1156.9	5078.0	!9	2.0
m28bklhz		438794.3	9159458.6	859.8	1584.7	!5	2.3
m30aklhz		438813.0	9159164.9	824.9	1354.4	!11	3.2
m32aklhz		438826.4	9158708.1	772.3	1479.0	!10	1.9
m34bklhz		438687.2	9158358.6	755.4	!87.2	0.0	0.0
m36bklhz		438664.0	9157994.9	739.2	1053.8	!5	5.7
m38bklhz		438575.0	9157545.0	721.1	1109.6	!!3	!!0
m39ak2hz		438589.0	9157439.3	709.6	1325.8	!!17.1	!!202.2
m40aklhz		438514.7	9157091.6	694.2	1204.4	?8.1	0.0
m42bklhz		438831.0	9156251.9	616.7	1392.0	8.0	238.2

**Tabelle C.3:** Zuordnung der Dateinamen zu den Stationen, den zugehörigen UTM Koordinaten [m] und den Winkeln nach Abb. 3.13 für die mit den Luftspulen registrierten magnetischen Felder.

## Magnetfelder (Kernspulen)

Dateiname	Profil	Ostwert UTM [m]	Nordwert UTM [m]	Höhe [müNN]
mkcaslby	S	438761.1	9165142.5	2079.3
mkcaslbz	S	438759.7	9165125.8	2075.8
mkibslby	S	438676.5	9163961.5	1634.0
mkibslbz	S	438669.8	9163947.0	1631.9
mkobslby	S	439003.8	9161767.2	1138.2
m04bklby	K	438745.2	9165170.9	2070.6
m04bklbz	K	438742.1	9165173.3	2072.8
m36bklby	K	438660.9	9157967.2	725.6
m39aklbz	K	438607.3	9157439.1	748.1
m40ak2by	K	438513.2	9157071.6	689.4
m42bklby	K	438817.6	9156271.8	620.0
m42bklbz	K	438817.6	9156271.8	620.0

**Tabelle C.4:** Zuordnung der Dateinamen zu den Stationen, den zugehörigen UTM Koordinaten [m] für die mit den Kernspulen registrierten magnetischen Felder.

## Magnetfelder (Kernspulen), Fortsetzung

Dateiname	Profil	Ostwert UTM [m]	Nordwert UTM [m]	Höhe [müNN]
mbabslbx	Babadan	437795.1	9167230.4	2078.7
mbabslbz		437794.1	9167225.3	2080.2
m16bblbz		435645.5	9168173.7	1430.2
m16aalbz		435623.8	9168148.1	1410.0
m18bblbz		435337.0	9168129.3	1366.4
m20aalby		434907.9	9168063.8	1298.8
m28ablby		433517.9	9167679.8	1149.2
m30ablby		433221.7	9167626.4	1115.9
m32ablby		433171.6	9167421.1	1044.4
m34ablby		432894.3	9167404.6	1020.5
m36ablby		432227.9	9167488.9	974.4
m40ablby		431600.3	9167042.7	899.3
m46bblby		430835.5	9167144.1	784.9
m46bblbz		430835.5	9167144.1	784.9
m58bblby		427863.4	9166897.3	682.6
m58bblbz		427863.4	9166897.3	682.6
m08bslby		Selo	439625.6	9169201.4
m06bslbz	439653.3		9168846.7	1923.8
m00bslbx	439281.4		9166940.0	2681.4
m00bslby	439280.1		9166937.2	2678.3

**Tabelle C.5:** Zuordnung der Dateinamen zu den Stationen, den zugehörigen UTM Koordinaten [m] für die mit den Kernspulen registrierten magnetischen Felder.

**Elektrische Felder**

Dateiname	Profil	1. Ostwert		1. Nordwert		1. Höhe		2. Ostwert		2. Nordwert		2. Höhe	
		UTM [m]	UTM [m]	UTM [m]	UTM [m]	[müNN]	[müNN]	UTM [m]	UTM [m]	UTM [m]	UTM [m]	[müNN]	[müNN]
mbabsley	Babadan	437775.1	9167181.7	2083.7	437810.0	9167293.4	2066.3						
mbibslex		436510.6	9167782.0	1637.6	436385.7	9167794.4	1601.5						
m16aallex		435648.8	9168165.6	1430.4	435669.0	9168253.1	1425.7						
m16bblex		435624.6	9168138.2	1417.2	435650.4	9168215.8	1407.0						
m18bblex		435390.8	9168237.8	1368.0	435336.6	9168127.5	1359.6						
m20aallex		434899.6	9168068.8	1302.3	434889.6	9167977.8	1303.3						
m20aalley		434896.7	9168069.1	1304.2	434773.0	9168097.0	1279.8						
m20bblex		434849.4	9167979.5	1287.2	434891.6	9168080.8	1296.7						
m22bblex		434638.8	9167961.1	1257.8	434685.3	9168073.0	1266.5						
m28ablex		433523.9	9167680.2	1154.3	433554.4	9167785.1	1151.8						
m30ablex		433202.8	9167642.3	1108.1	433254.6	9167692.8	1108.1						
m30aabley		433144.2	9167658.2	1098.4	433227.8	9167635.3	1110.9						
m32aabley		433195.5	9167434.8	1107.0	433064.7	9167502.5	1024.3						
m34ablex		432912.7	9167388.0	983.3	432942.5	9167447.4	1048.2						
m34aabley		432927.3	9167407.1	1057.1	432854.2	9167389.4	1038.7						
m38aabley		431975.9	9167204.0	941.7	431871.5	9167249.1	932.1						
m40ablex	431603.4	9167050.8	902.5	431568.9	9166956.9	896.9							
m40aabley	431571.6	9167017.7	888.5	431459.5	9167004.6	888.7							
m42aabley	431157.6	9167109.0	806.3	431275.4	9167076.7	817.0							
m46ablex	430866.8	9167221.3	786.2	430827.7	9167113.2	785.0							
m56bblex	428407.8	9166920.7	714.4	428465.9	9167036.5	710.6							
m58bblex	427856.7	9166902.3	680.2	427879.1	9166954.1	682.2							

**Table C.6:** Zuordnung der Dateinamen zu den Stationen und den zugehörigen UTM Koordinaten [m] beider Elektroden der elektrischen Felder.

## Elektrische Felder, Fortsetzung

Dateiname	Profil	1. Ostwert UTM [m]	1. Nordwert UTM [m]	1. Höhe [müNN]	2. Ostwert UTM [m]	2. Nordwert UTM [m]	2. Höhe [müNN]
m08bslex	Selo	439604.4	9169219.1	1802.1	439632.9	9169213.5	1802.8
m08bsley		439632.9	9169213.5	1802.8	439645.4	9169306.6	1781.1
m06bslex		439654.3	9168840.6	1922.3	439606.5	9168846.2	1923.2
m00bslex		439274.6	9166942.9	2675.4	439386.6	9166909.6	2671.8
m04bkley	Kaliadem	438740.0	9165065.4	2022.2	438740.7	9165165.0	2069.5
mkobslex		439124.8	9161723.5	1137.5	438884.9	9161829.8	1139.7
m28bklex		438814.2	9159478.2	861.1	438683.6	9159498.9	861.6
m30aklex		438832.0	9159178.7	828.9	438703.5	9159194.1	828.1
m32aklex		438837.9	9158680.8	766.8	438708.7	9158703.0	777.4
m34bklex		438742.0	9158331.4	811.5	438603.7	9158339.6	750.4
m36bklex		438515.8	9158049.4	684.6	438656.4	9157964.1	786.4
m36bl2ex		438580.1	9158000.4	768.2	438712.1	9157922.4	805.3
m38bklex		438629.2	9157484.7	768.4	438552.1	9157560.1	798.5
m39ak2ex		438610.2	9157452.3	716.7	438493.8	9157475.9	709.3
m39aklex		438492.6	9157465.9	757.8	438615.2	9157437.8	754.2
m40aklex		438519.2	9157055.2	726.6	438455.4	9157067.5	722.9
m42bklex		438817.6	9156271.8	620.0	438799.7	9156266.1	618.3

**Tabelle C.7:** Zuordnung der Dateinamen zu den Stationen und den zugehörigen UTM Koordinaten [m] beider Elektroden der elektrischen Felder.

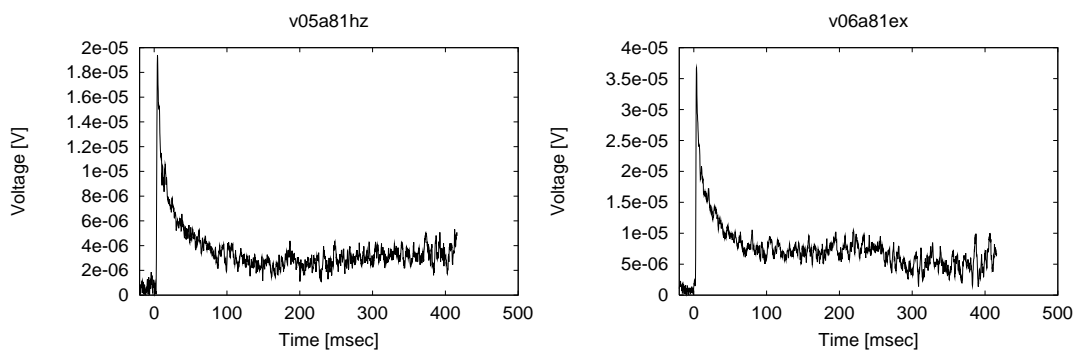
---

## LOTEM– und RMT–Daten der Vesuv–Messung

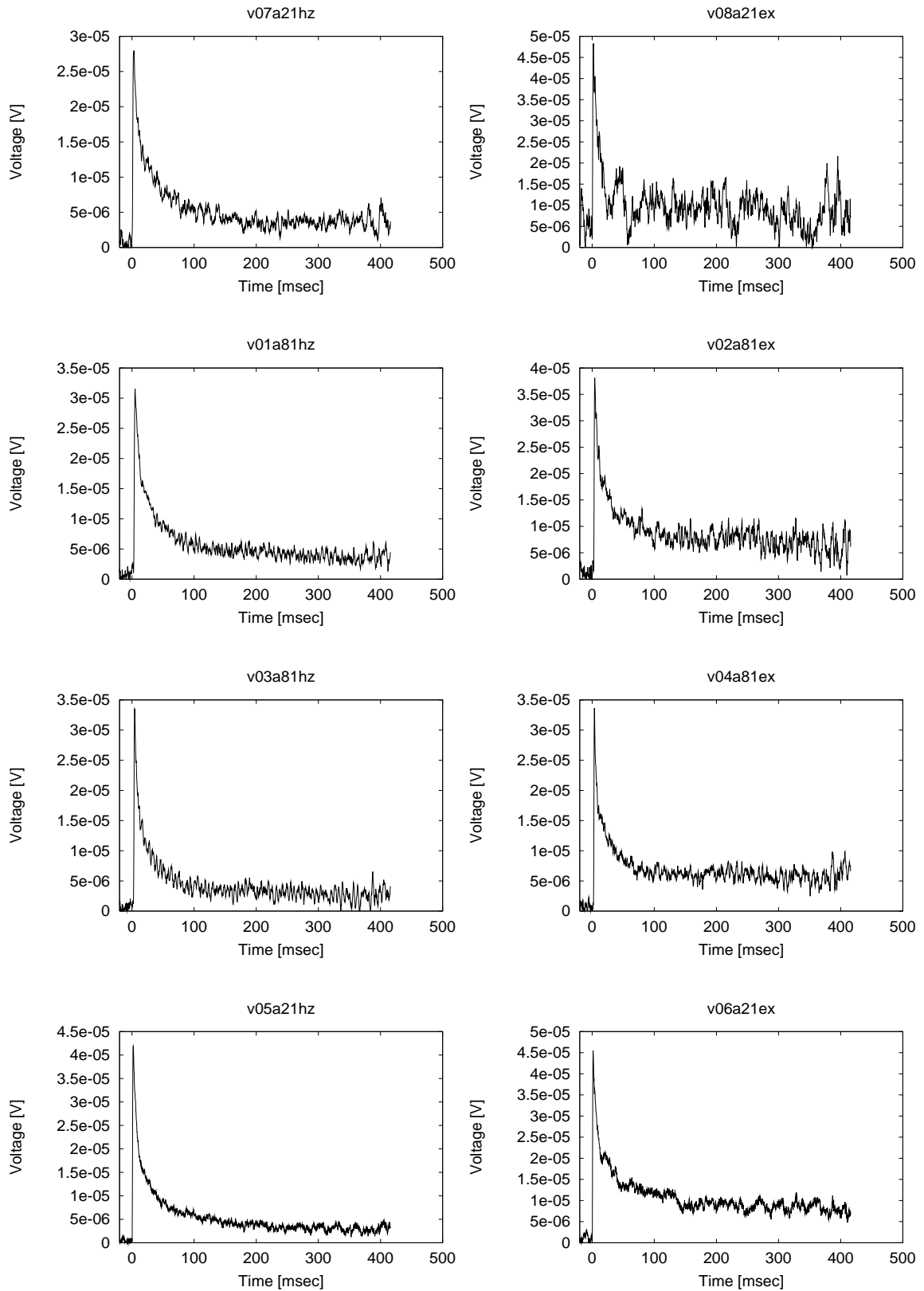
---

In diesem Anhang werden die Spannungskurven der gefilterten und gestapelten LOTEM–Datensätze, sowie die Phasen und scheinbaren Widerstände der RMT–Daten der Vesuv–Messung gezeigt. Alle LOTEM–Daten wurden mit einem 300 Hz Tiefpass aufgezeichnet. Die Daten sind nicht geglättet.

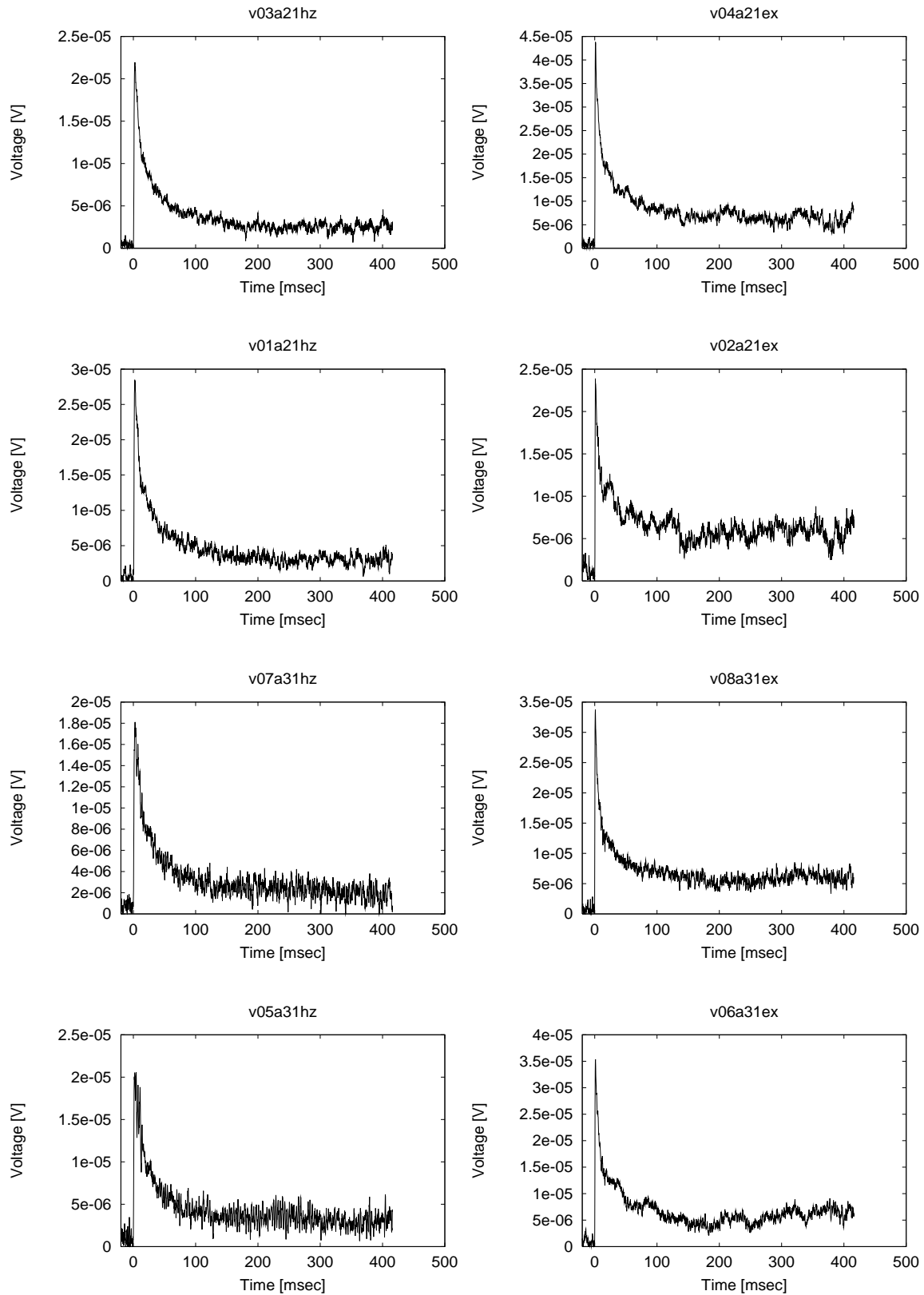
### Die LOTEM–Daten



**Abbildung D.1:** *Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM–Daten der Datensätze v05a81hz und v06a81ex. Links  $\dot{H}_z$ , rechts  $E_x$ .*

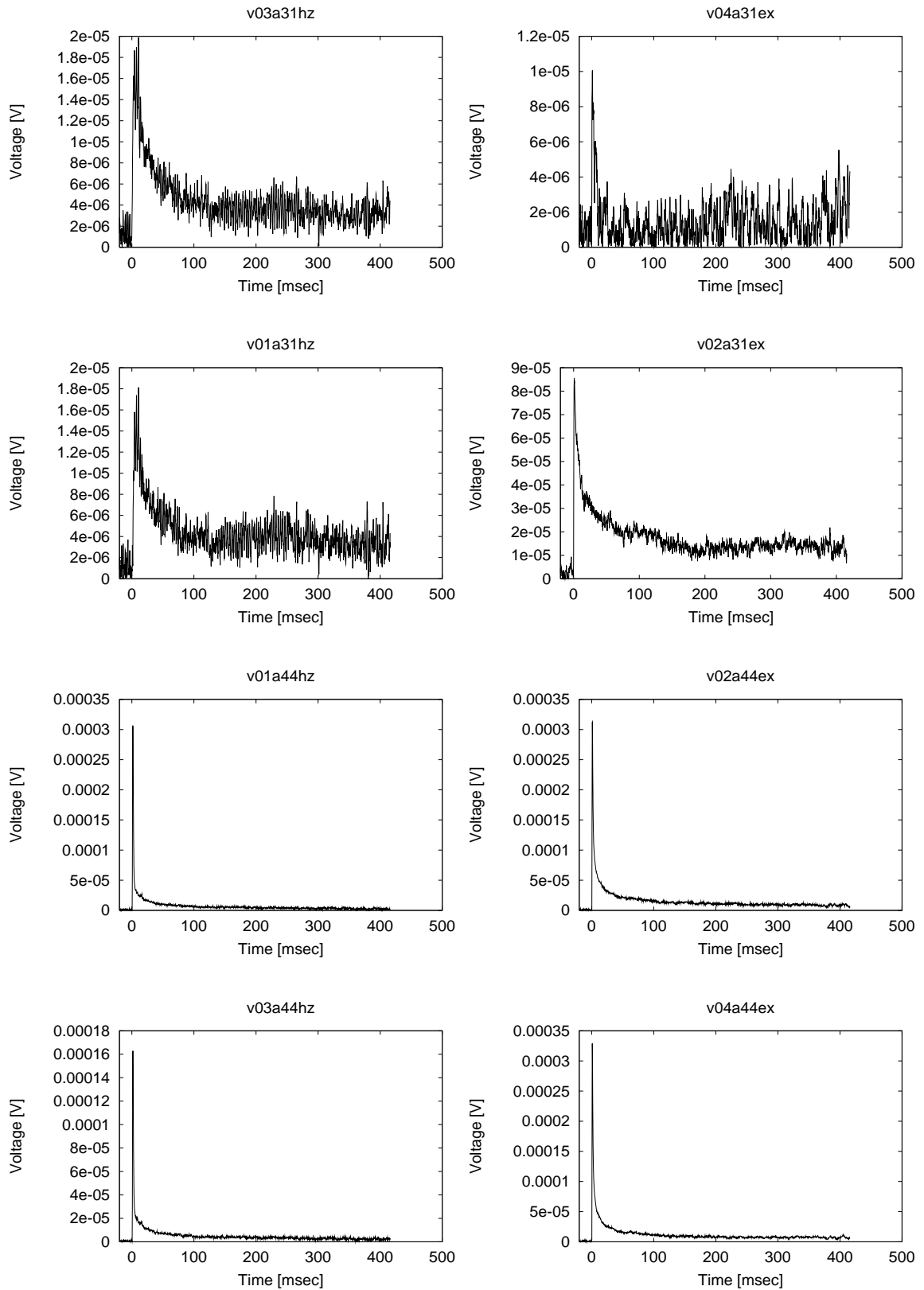


**Abbildung D.2:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten an Station 1 ( $v07a21hz$  und  $v08a21ex$ ), 2 ( $v01a81hz$  und  $v02a81ex$ ), 3 ( $v03a81hz$  und  $v04a81ex$ ) und 4 ( $v05a21hz$  und  $v06a21ex$ ) (von oben nach unten). Links  $\dot{H}_z$ , rechts  $E_x$ .

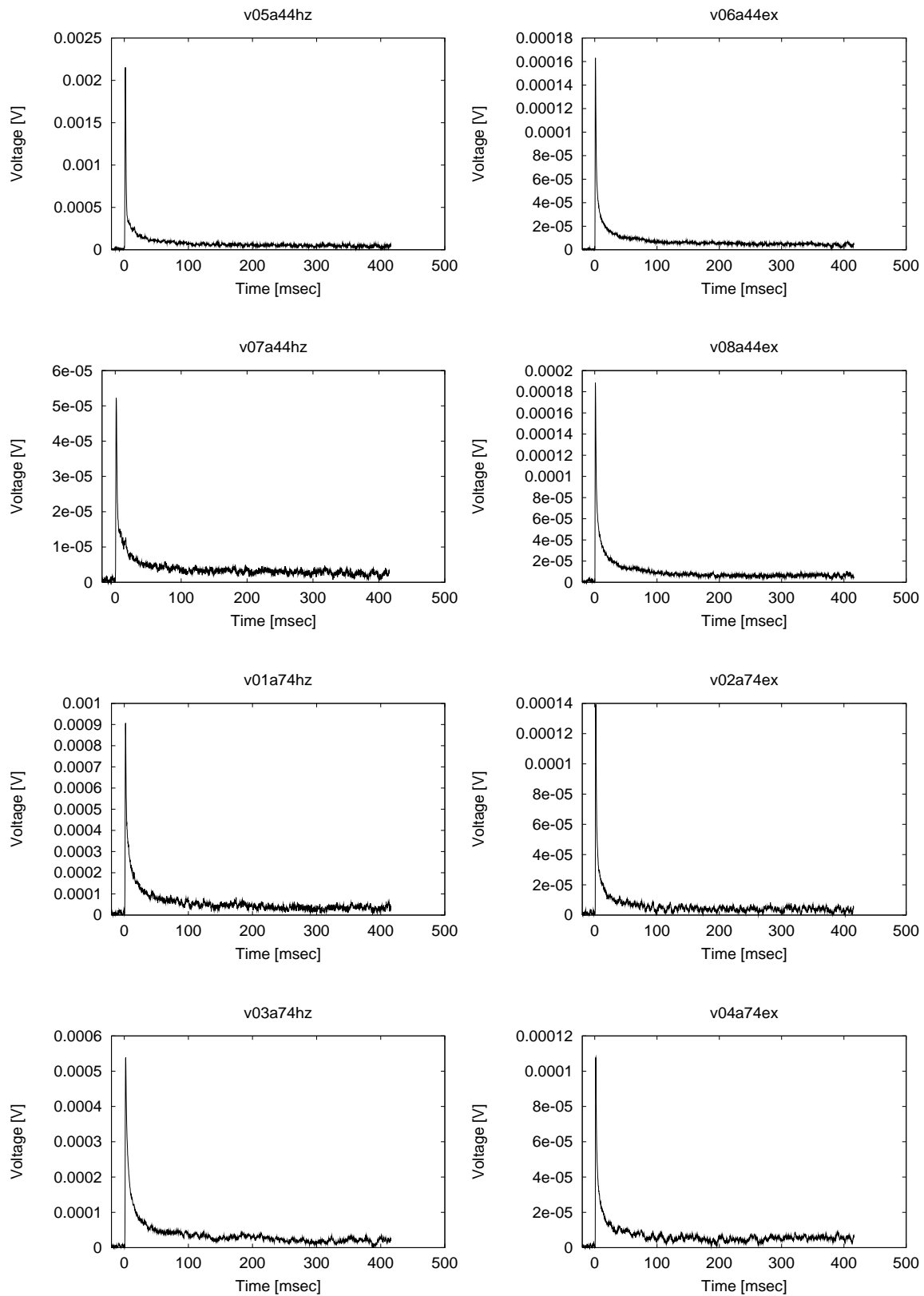


**Abbildung D.3:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten an Station 5 (*v03a21hz* und *v04a21ex*), 6 (*v01a21hz* und *v02a21ex*), 7 (*v07a31hz* und *v08a31ex*) und 8 (*v05a31hz* und *v06a31ex*) (von oben nach unten). Links  $\dot{H}_z$ , rechts  $E_x$ .

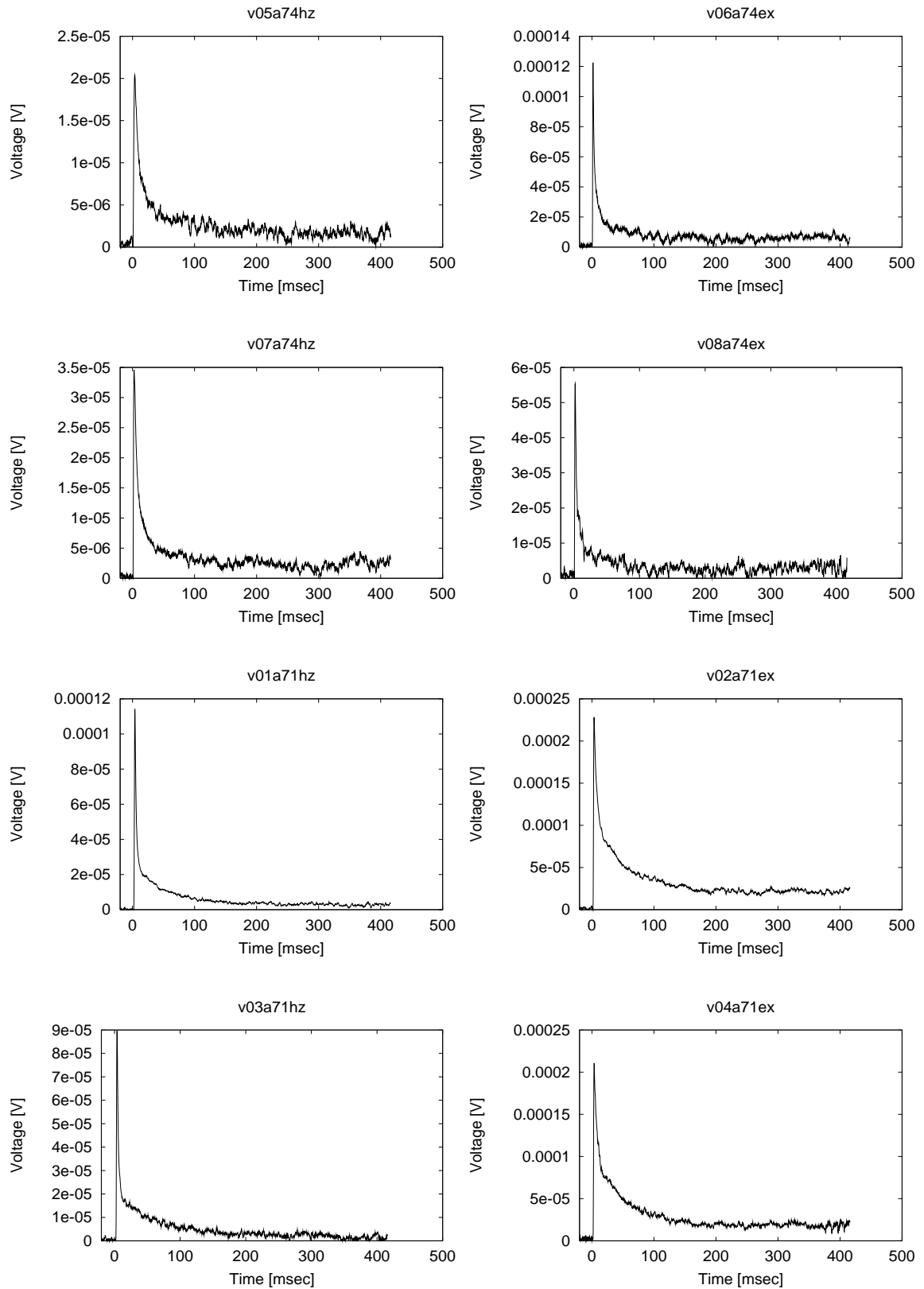




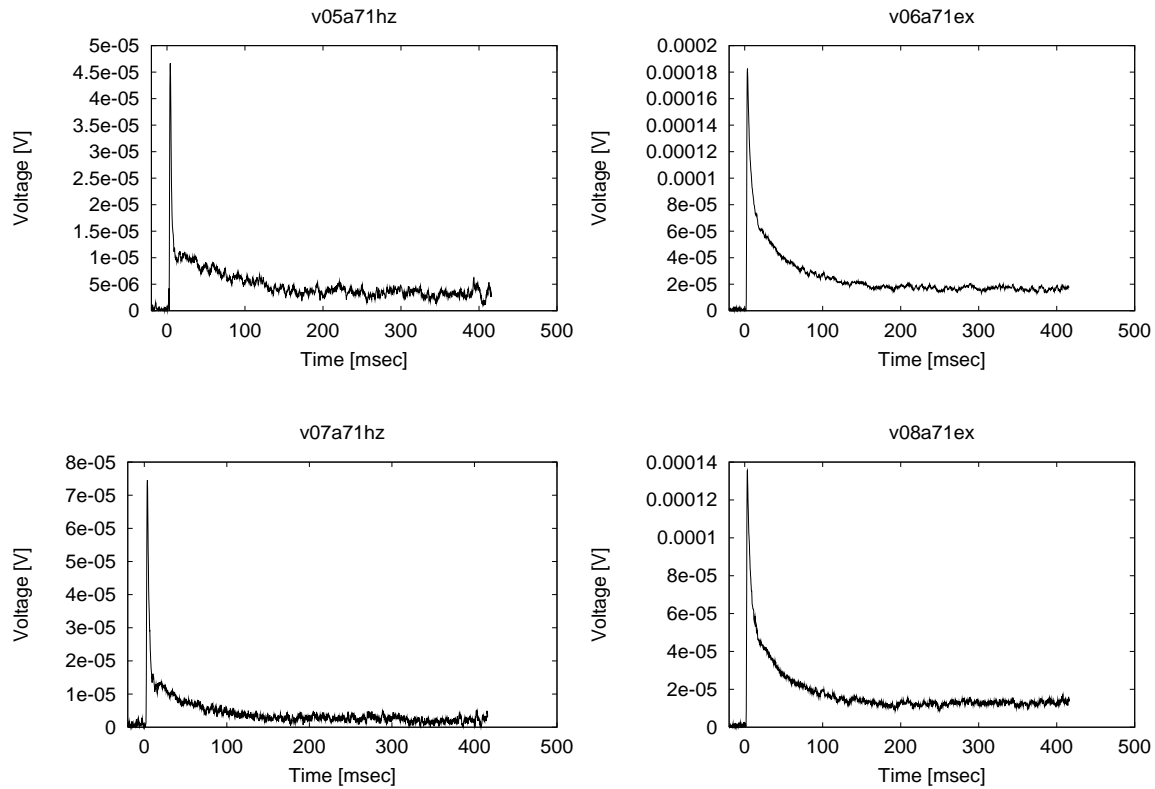
**Abbildung D.4:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten an Station 9 ( $v03a31hz$  und  $v04a31ex$ ), 10 ( $v01a31hz$  und  $v02a31ex$ ), 11 ( $v01a44hz$  und  $v02a44ex$ ) und 12 ( $v03a44hz$  und  $v04a44ex$ ) (von oben nach unten). Links  $\dot{H}_z$ , rechts  $E_x$ .



**Abbildung D.5:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten an Station 13 (v05a44hz und v06a44ex), 14 (v07a44hz und v08a44ex), 15 (v01a74hz und v02a74ex) und 16 (v03a74hz und v04a74ex) (von oben nach unten). Links  $\dot{H}_z$ , rechts  $E_x$ .

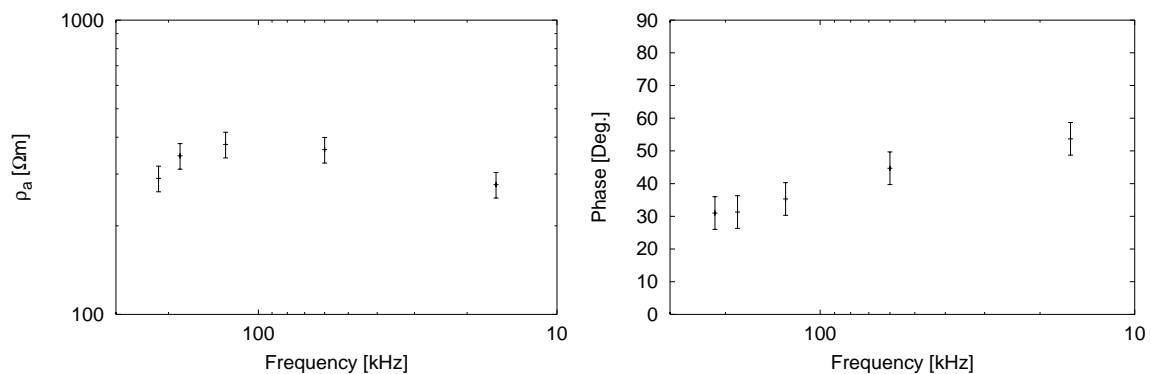


**Abbildung D.6:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten an Station 17 (*v05a74hz* und *v06a74ex*), 18 (*v07a74hz* und *v08a74ex*), 17 (*v01a71hz* und *v02a71ex*) und 18 (*v03a71hz* und *v04a71ex*) (von oben nach unten). Links  $\dot{H}_z$ , rechts  $E_x$ .

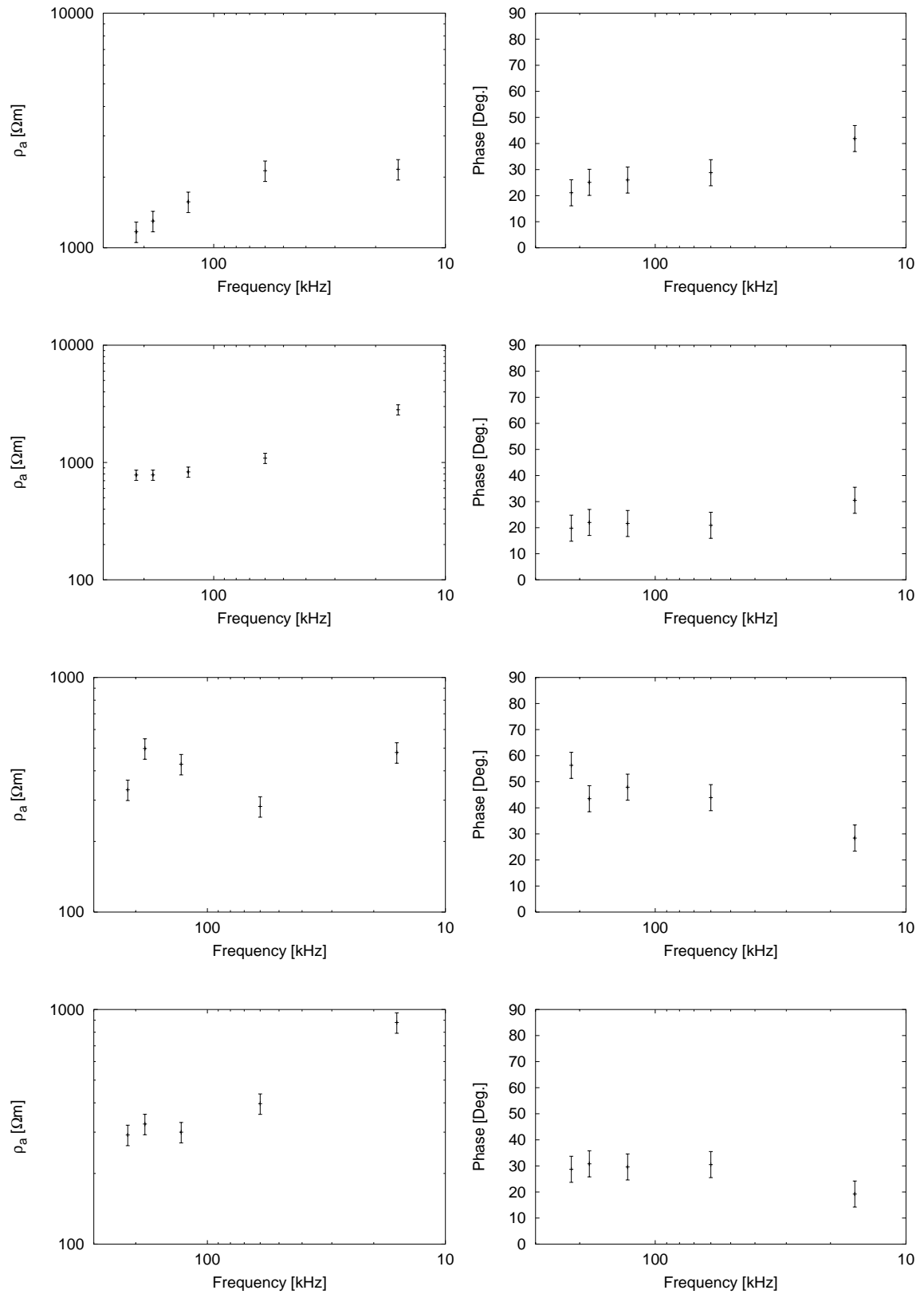


**Abbildung D.7:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten an Station 19 (*v05a71hz* und *v06a71ex*), 20 (*v07a71hz* und *v08a71ex*) und NA (*v05a81hz* und *v06a81ex*). Links  $\dot{H}_z$ , rechts  $E_x$ .

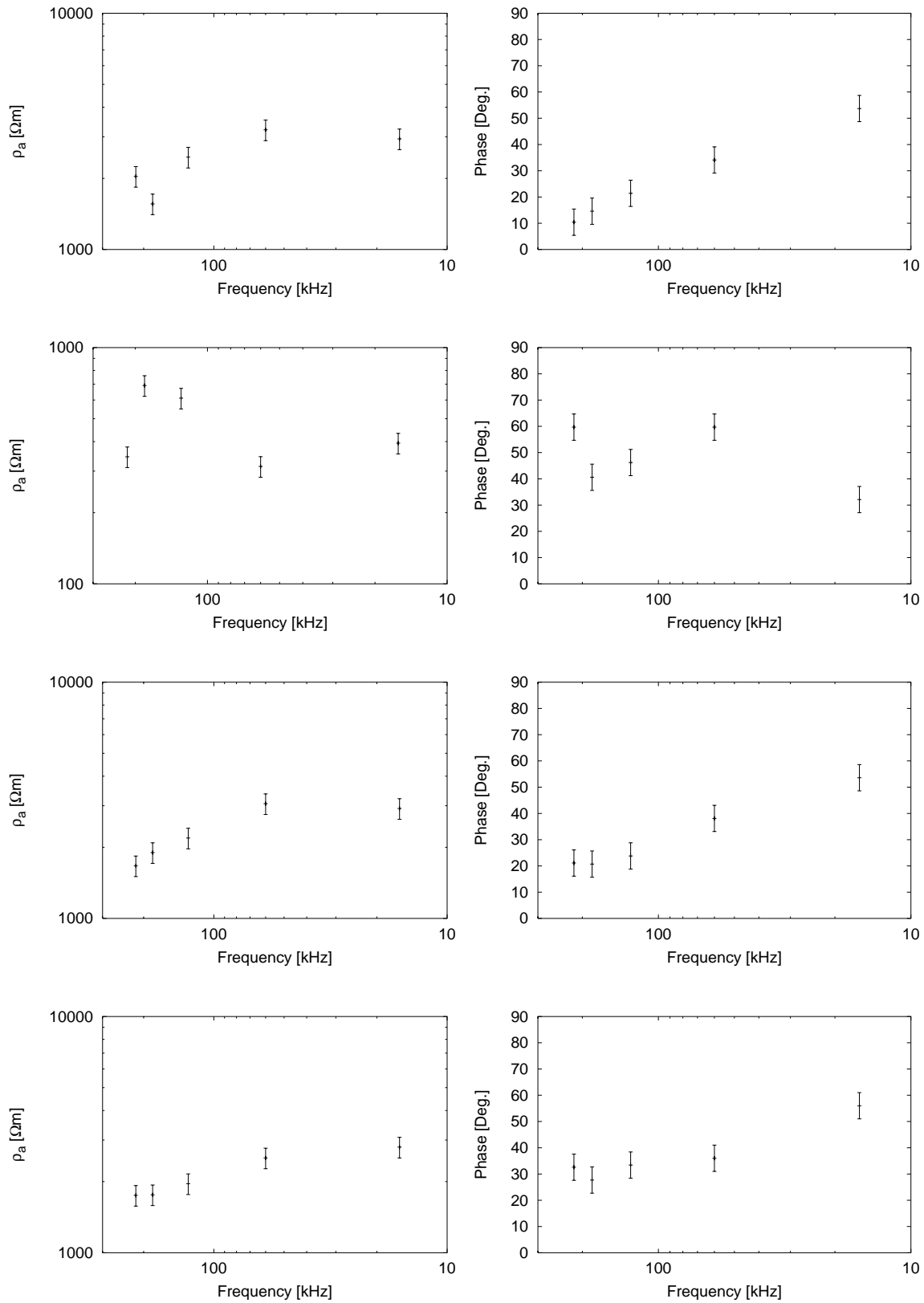
## Die RMT-Daten



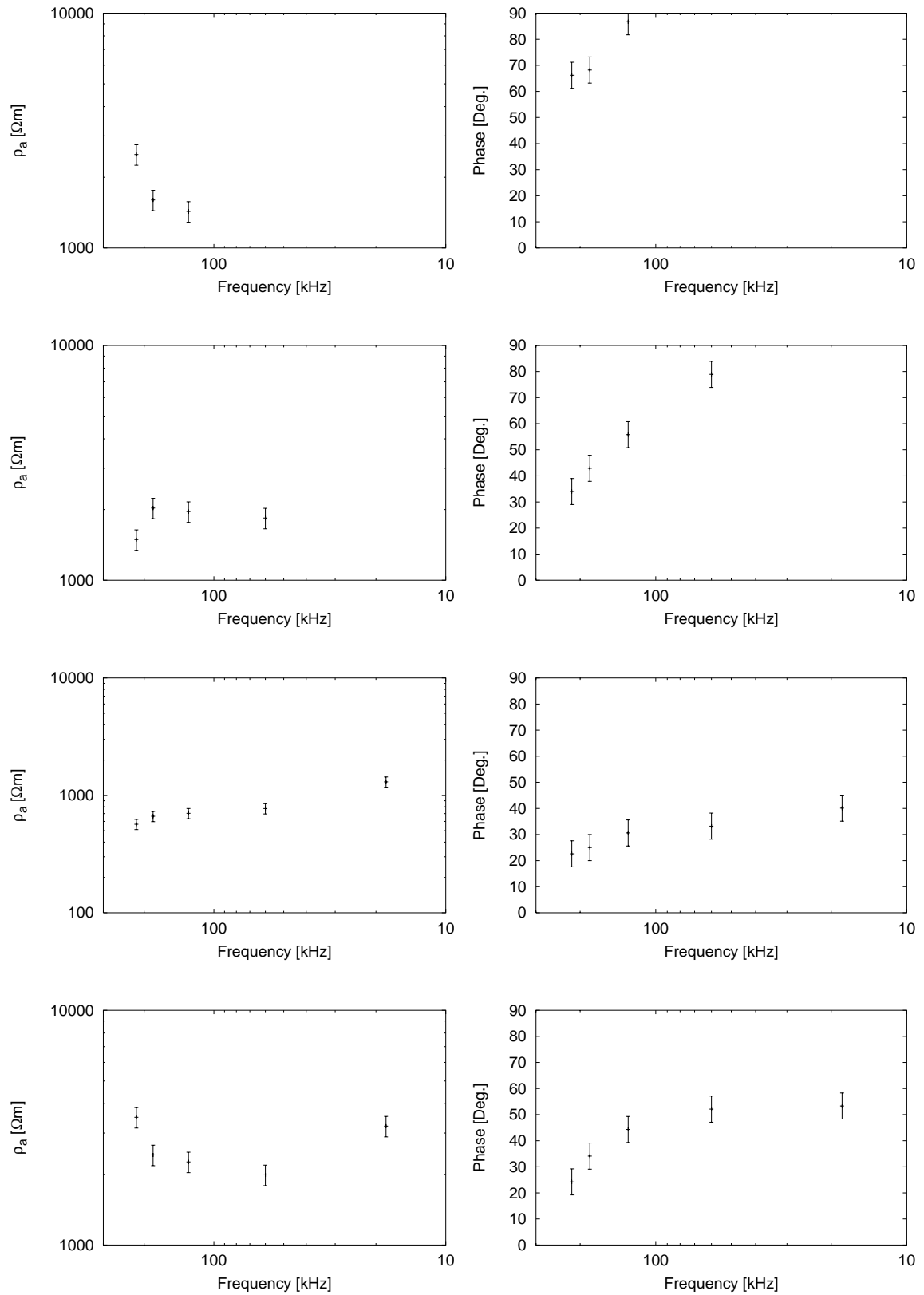
**Abbildung D.8:** RMT-Daten der Station T4b. Links scheinbare Widerstände, rechts Phasen.



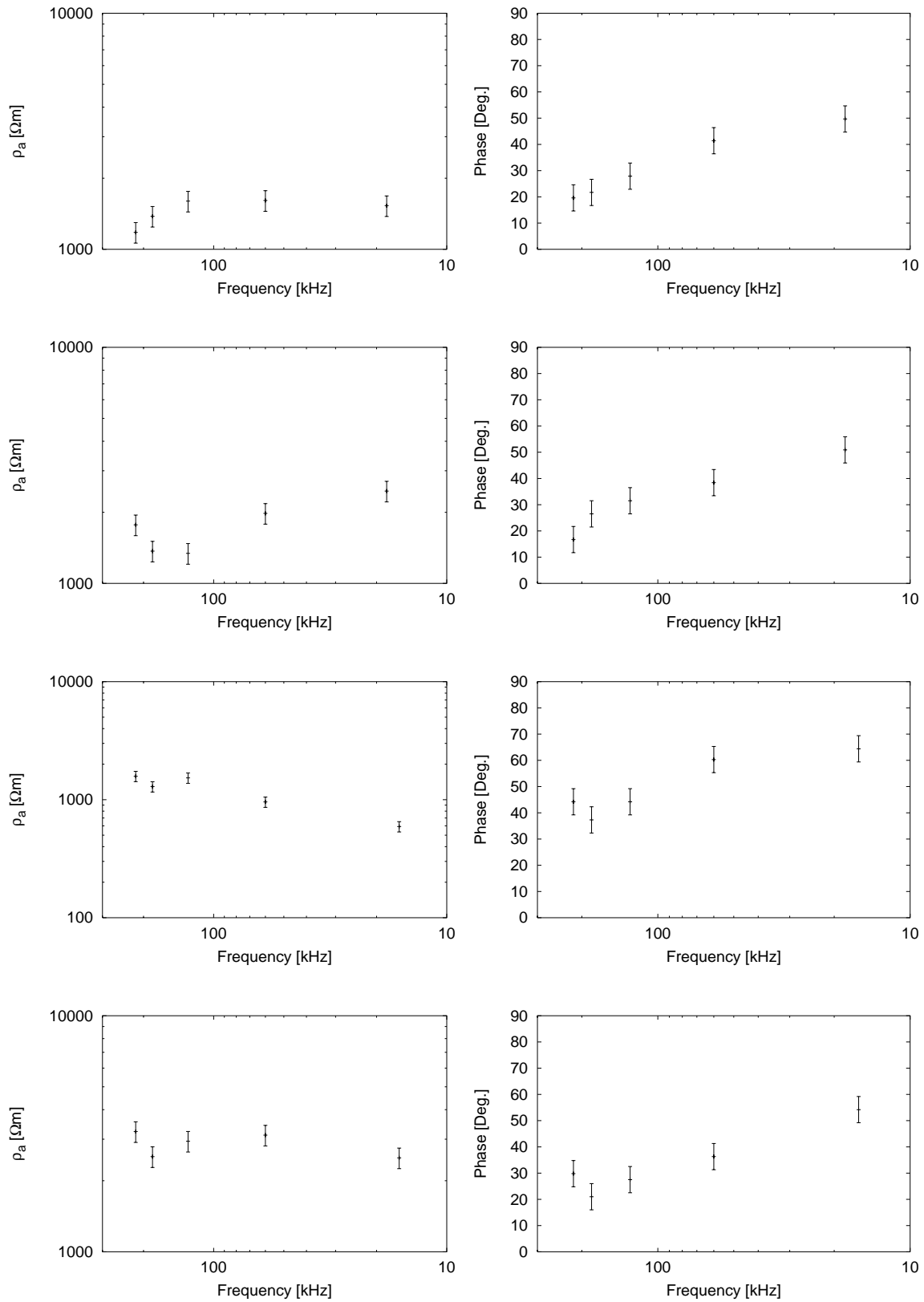
**Abbildung D.9:** RMT-Daten der Stationen 1, 2, 3 und 4 (von oben nach unten). Links scheinbare Widerstände, rechts Phasen.



**Abbildung D.10:** RMT-Daten der Stationen 5, 6, 7 und 8 (von oben nach unten). Links scheinbare Widerstände, rechts Phasen.

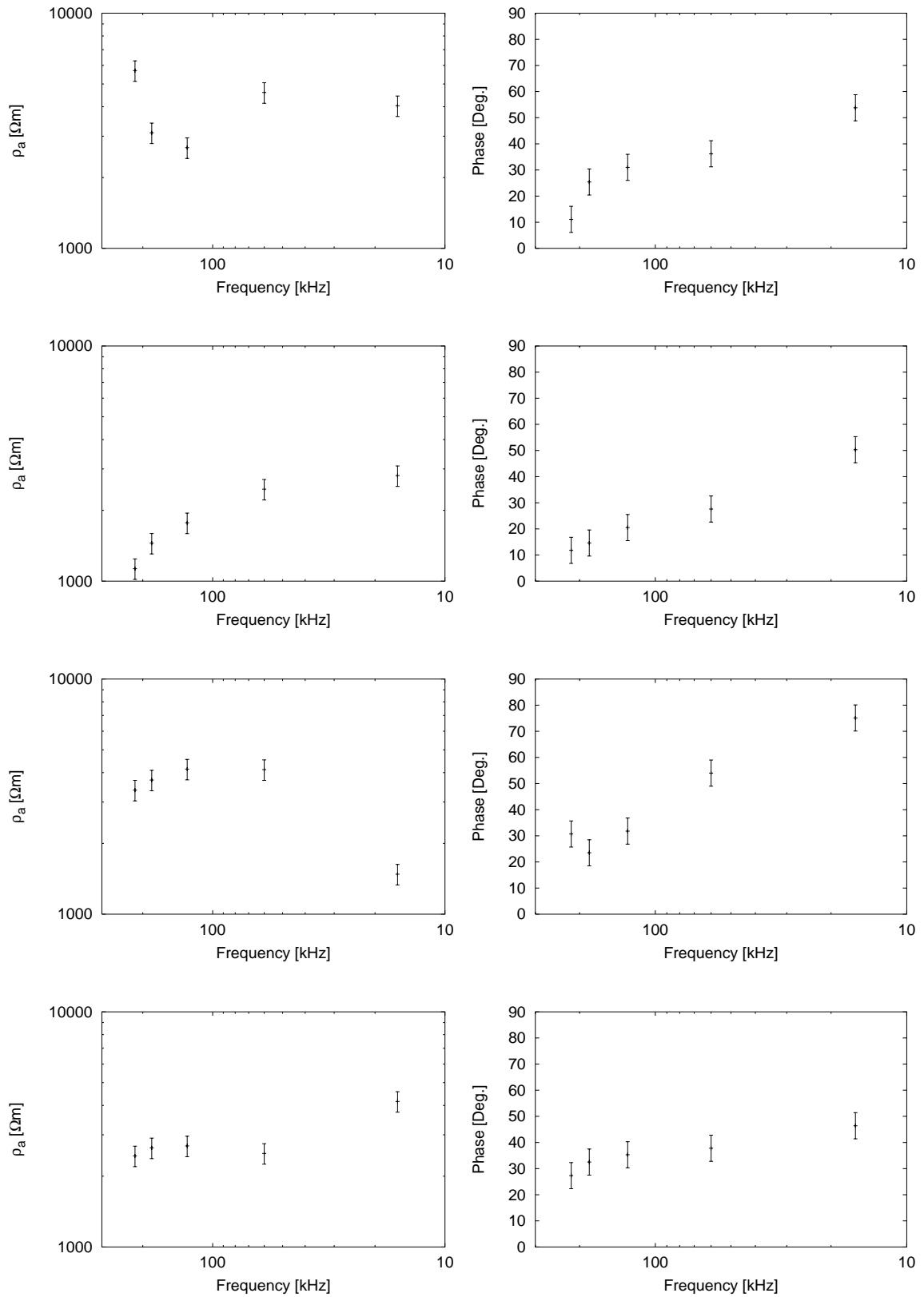


**Abbildung D.11:** RMT-Daten der Stationen 9, 10, 11 und 12 (von oben nach unten). Links scheinbare Widerstände, rechts Phasen.

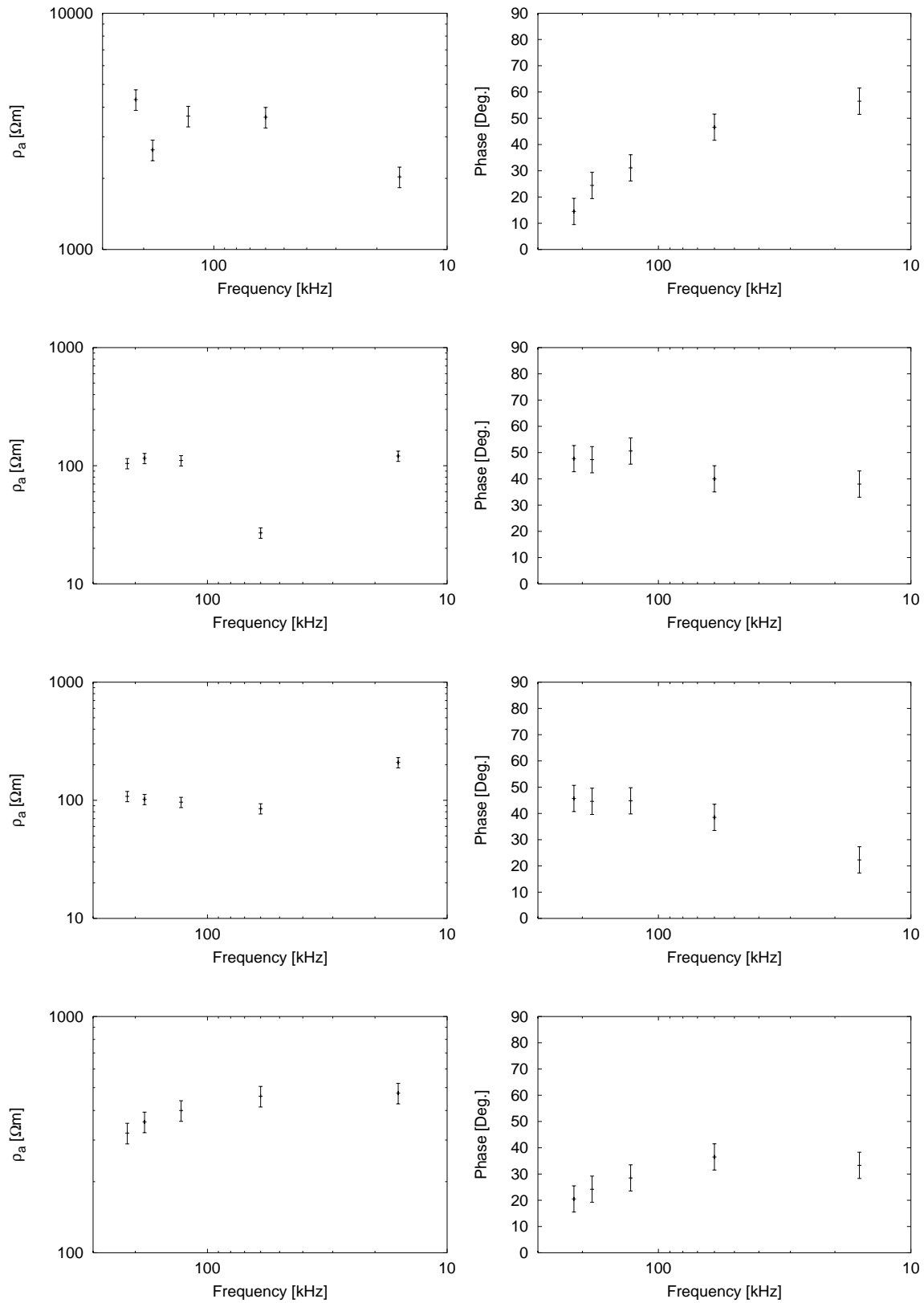


**Abbildung D.12:** RMT-Daten der Stationen 13, 14, 15 und 16 (von oben nach unten). Links scheinbare Widerstände, rechts Phasen.





**Abbildung D.13:** RMT-Daten der Stationen 17, 18, 19 und 20 (von oben nach unten). Links scheinbare Widerstände, rechts Phasen.



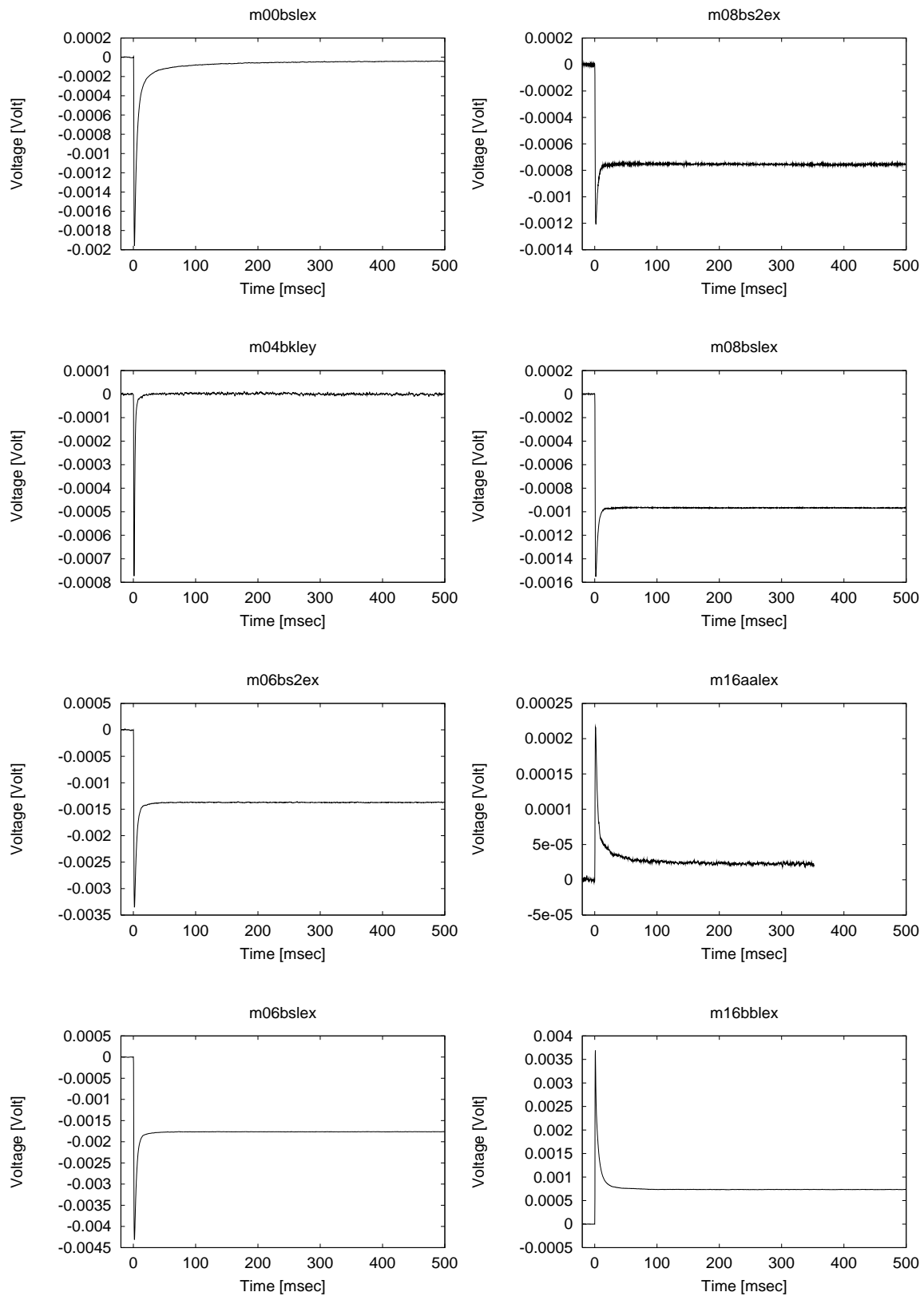
**Abbildung D.14:** RMT-Daten der Stationen NA, T1a, T1b und T4a (von oben nach unten). Links scheinbare Widerstände, rechts Phasen.

---

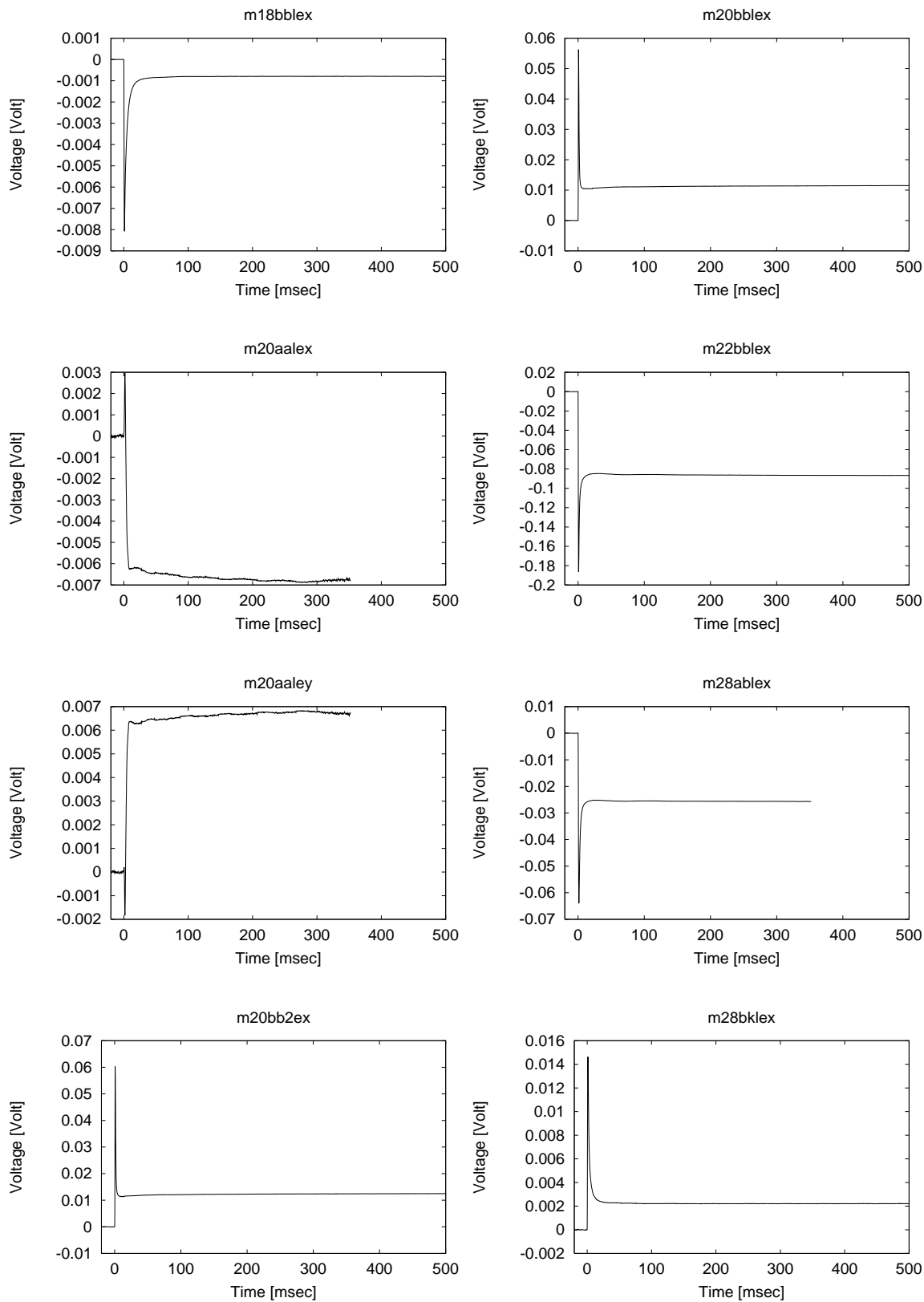
## LOTEM–Daten der Merapi–Messung

---

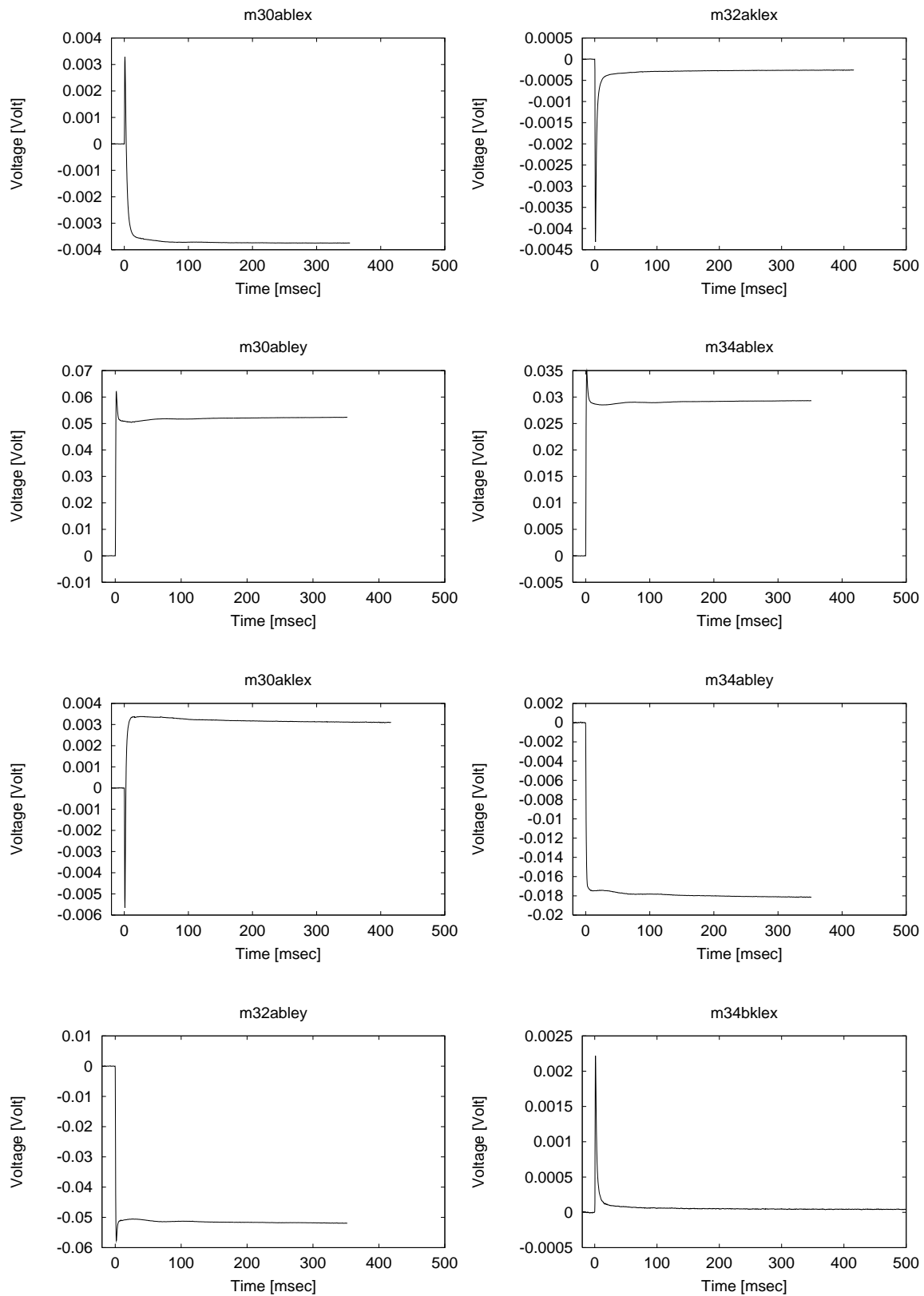
In diesem Anhang werden die Spannungskurven der gefilterten und gestapelten LOTEM–Datensätze der Merapi–Messung gezeigt. Alle LOTEM–Daten wurden mit einem 300 Hz Tiefpass aufgezeichnet. Die Daten der magnetischen Horizontalfelder finden sich in der Arbeit von *Stahl* [1999]. Die Daten sind nicht geglättet. Die Lage der Stationen auf dem Nord–Süd–Profil und dem West–Ost–Profil ist auf S. 166 dargestellt.



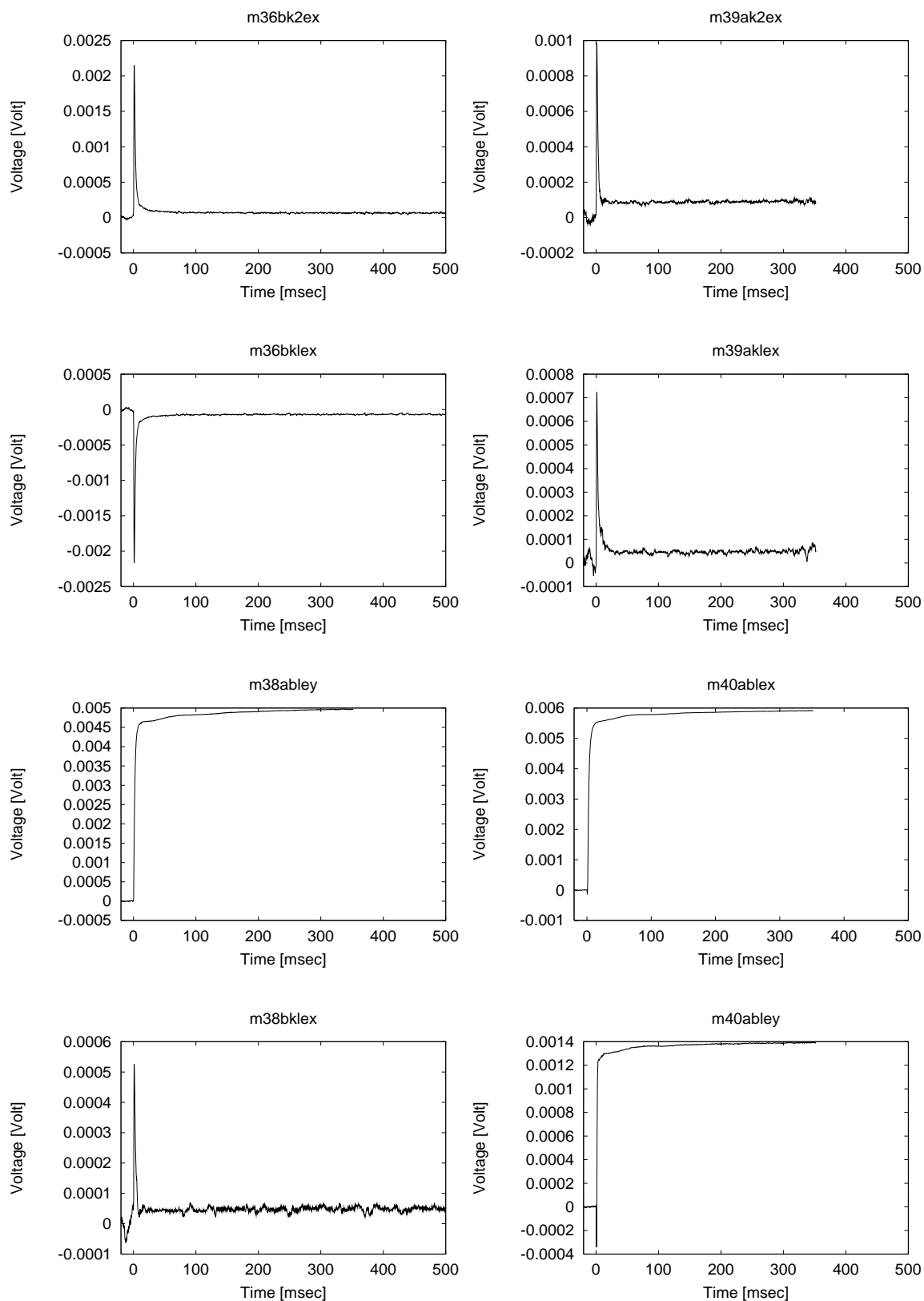
**Abbildung E.1:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten der Stationen *m00bslex*, *m04bkley*, *m06bs2ex*, *m06bslex*, *m08bs2ex*, *m08bslex*, *m16aalex* und *m16bblex*.



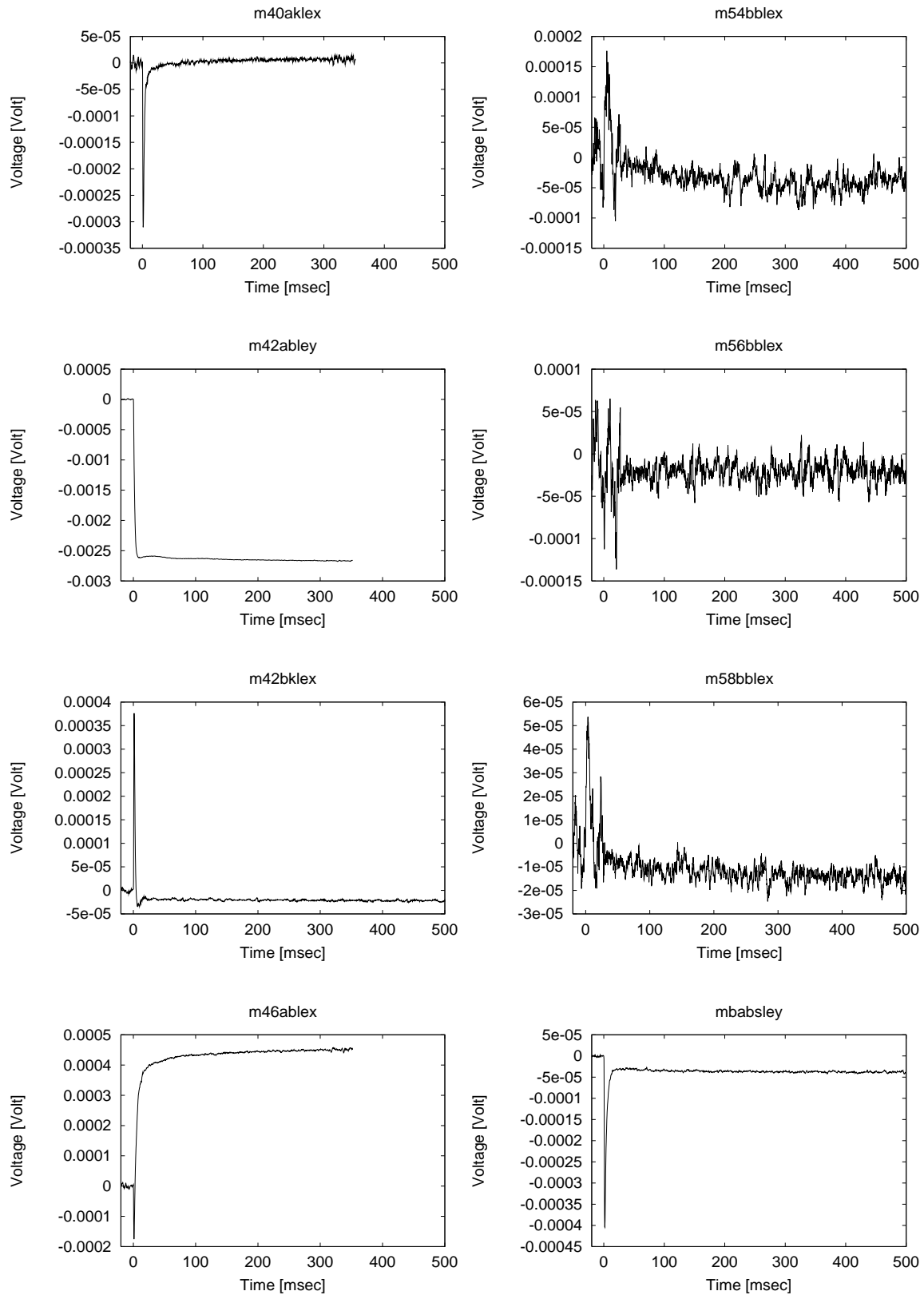
**Abbildung E.2:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten der Stationen *m18bblex*, *m20aalex*, *m20aaley*, *m20bb2ex*, *m20bblex*, *m22bblex*, *m28ablex* und *m28bklex*.



**Abbildung E.3:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten der Stationen *m30ablex*, *m30abley*, *m30aklex*, *m32abley*, *m32aklex*, *m34ablex*, *m34abley* und *m34bklex*.

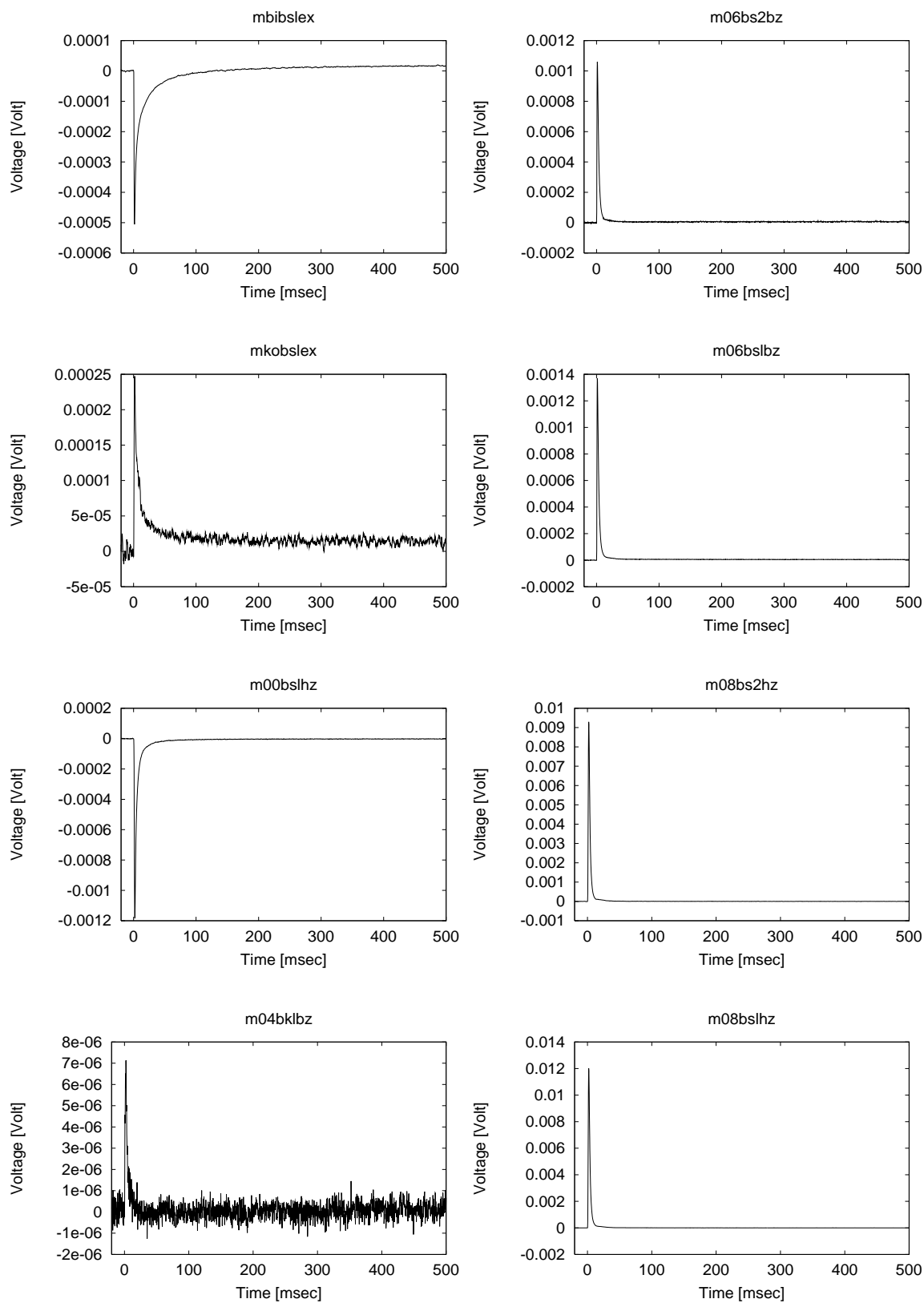


**Abbildung E.4:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten der Stationen *m36bk2ex*, *m36bklex*, *m38abley*, *m38bklex*, *m39ak2ex*, *m39aklex*, *m40ablex* und *m40abley*.

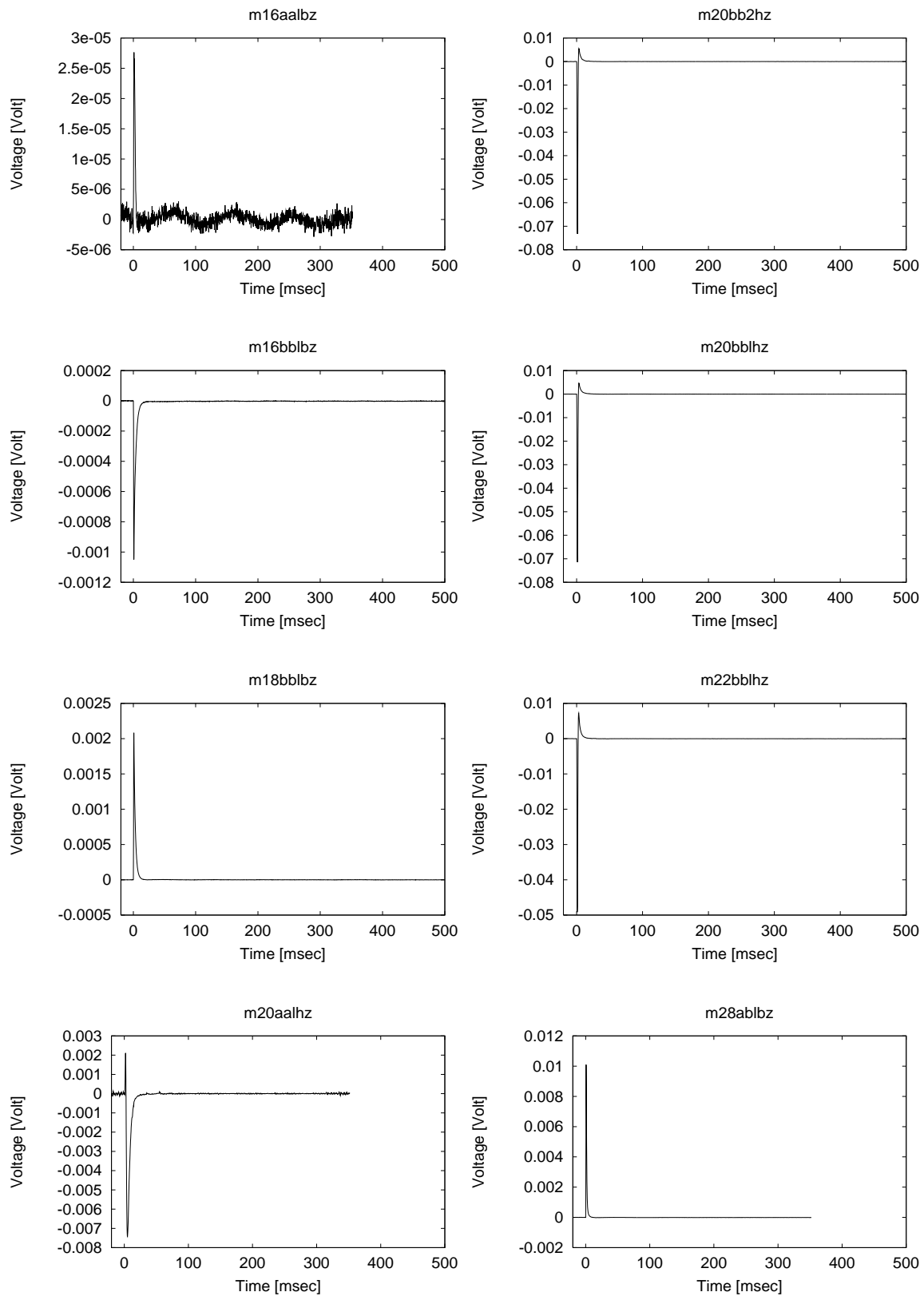


**Abbildung E.5:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten der Stationen *m40aklex*, *m42abley*, *m42bklex*, *m46ablex*, *m54bblex*, *m56bblex*, *m58bblex* und *mbabsley*.

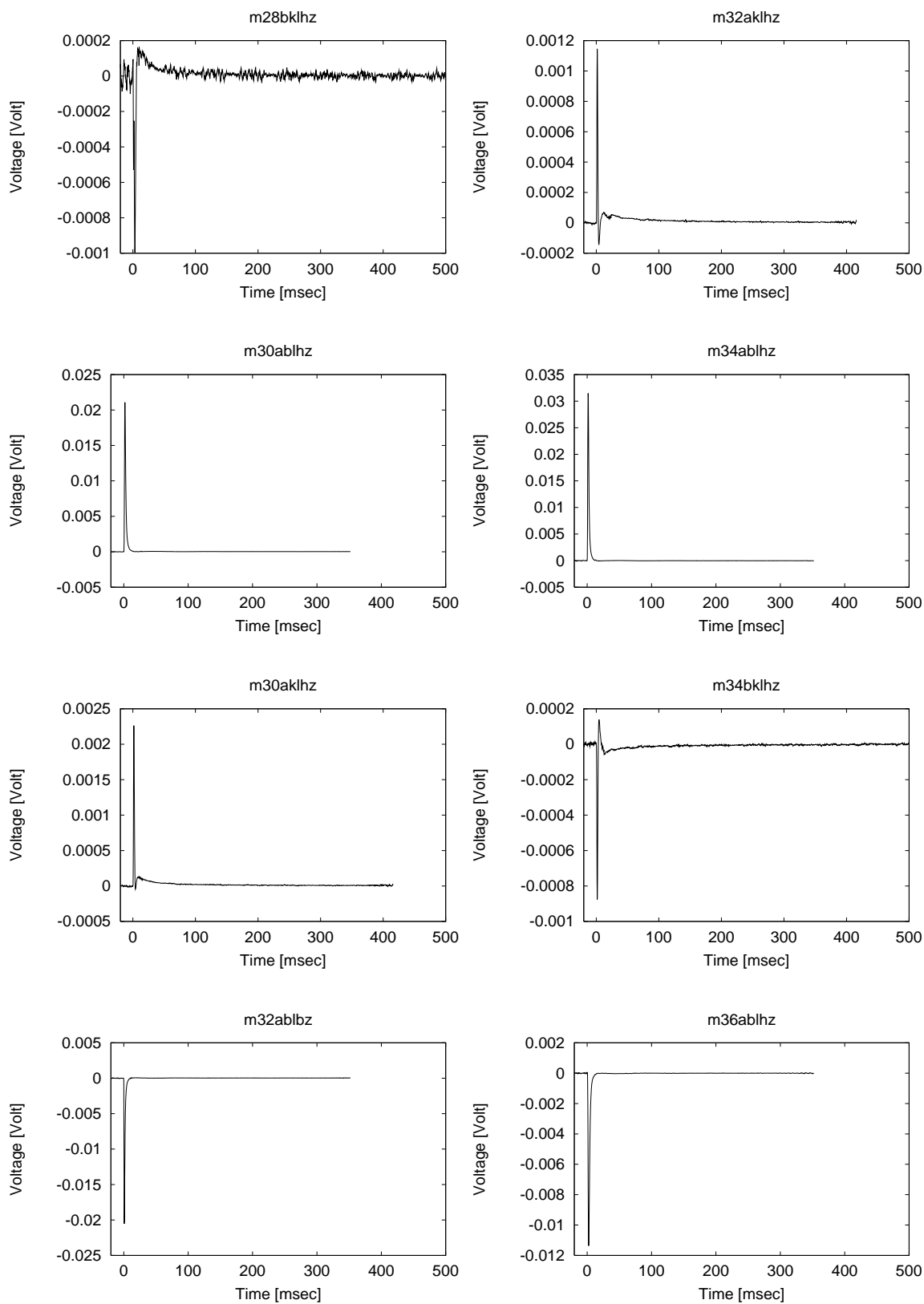




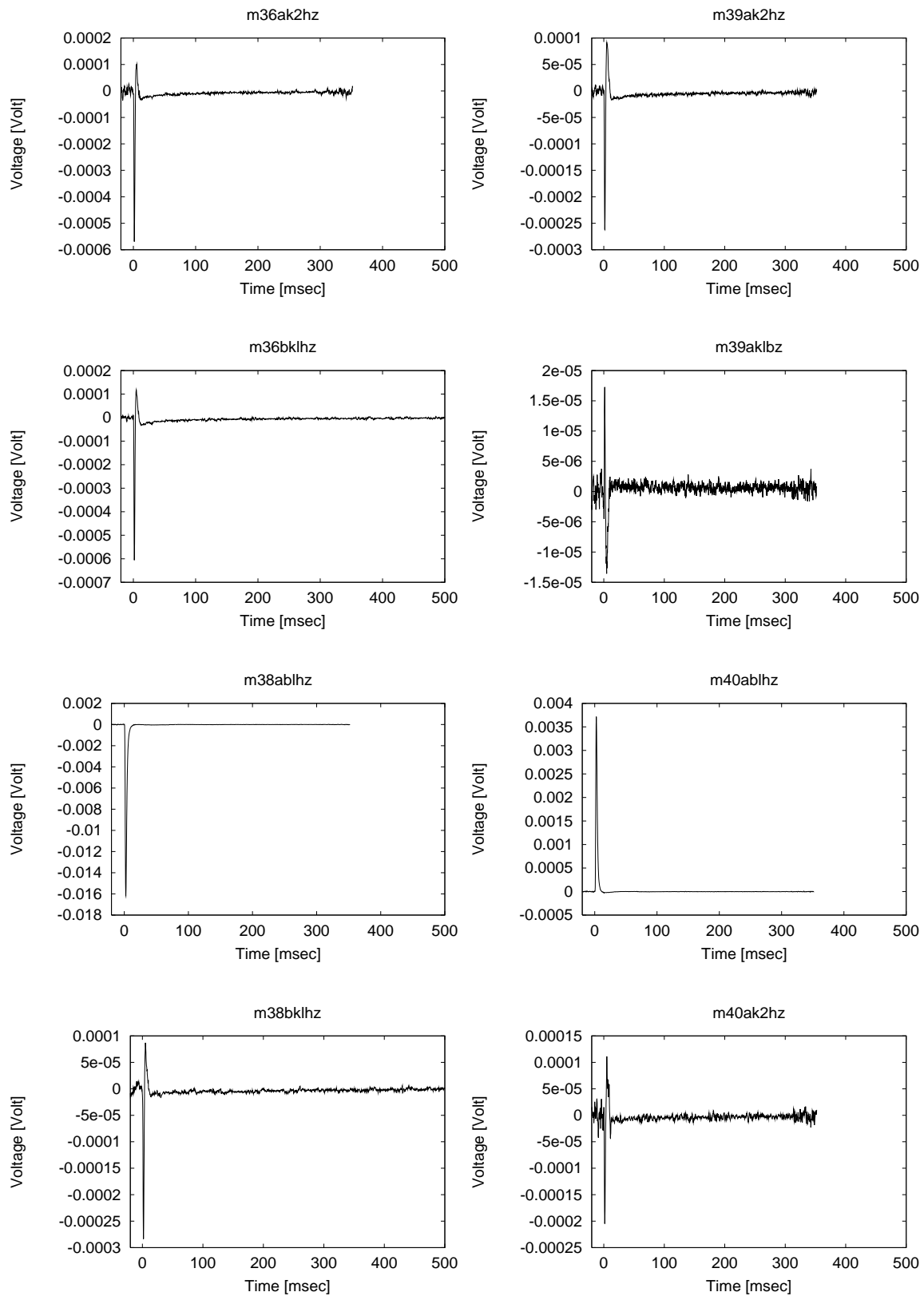
**Abbildung E.6:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten der Stationen *mbibslex*, *mkobslex*, *m00bslh*, *m04bklbz*, *m06bs2bz*, *m06bslbz*, *m08bs2hz* und *m08bslh*.



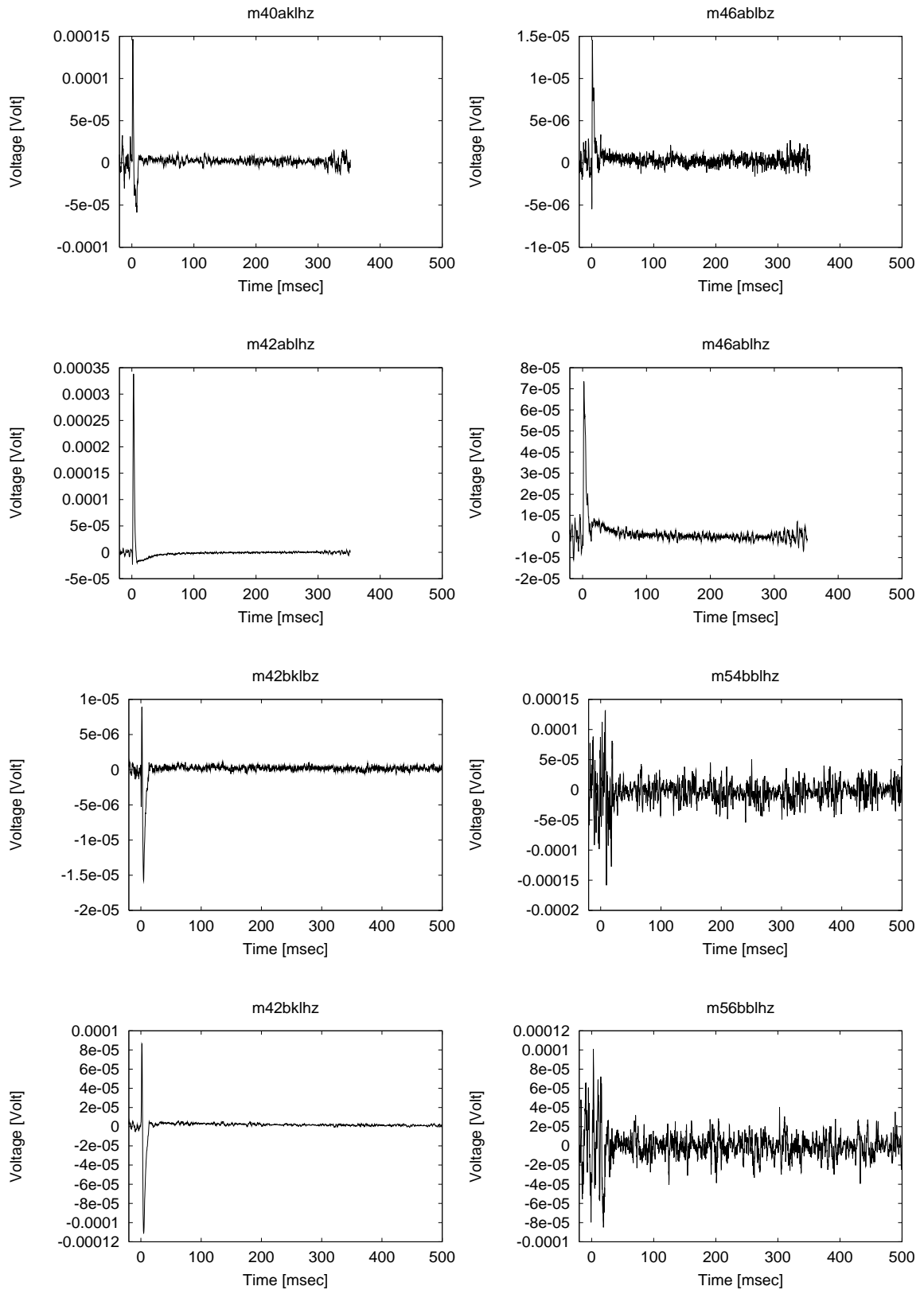
**Abbildung E.7:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten der Stationen *m16aalbz*, *m16bblbz*, *m18bblbz*, *m20aalhz*, *m20bb2hz*, *m20bblhz*, *m22bblhz* und *m28ablz*.



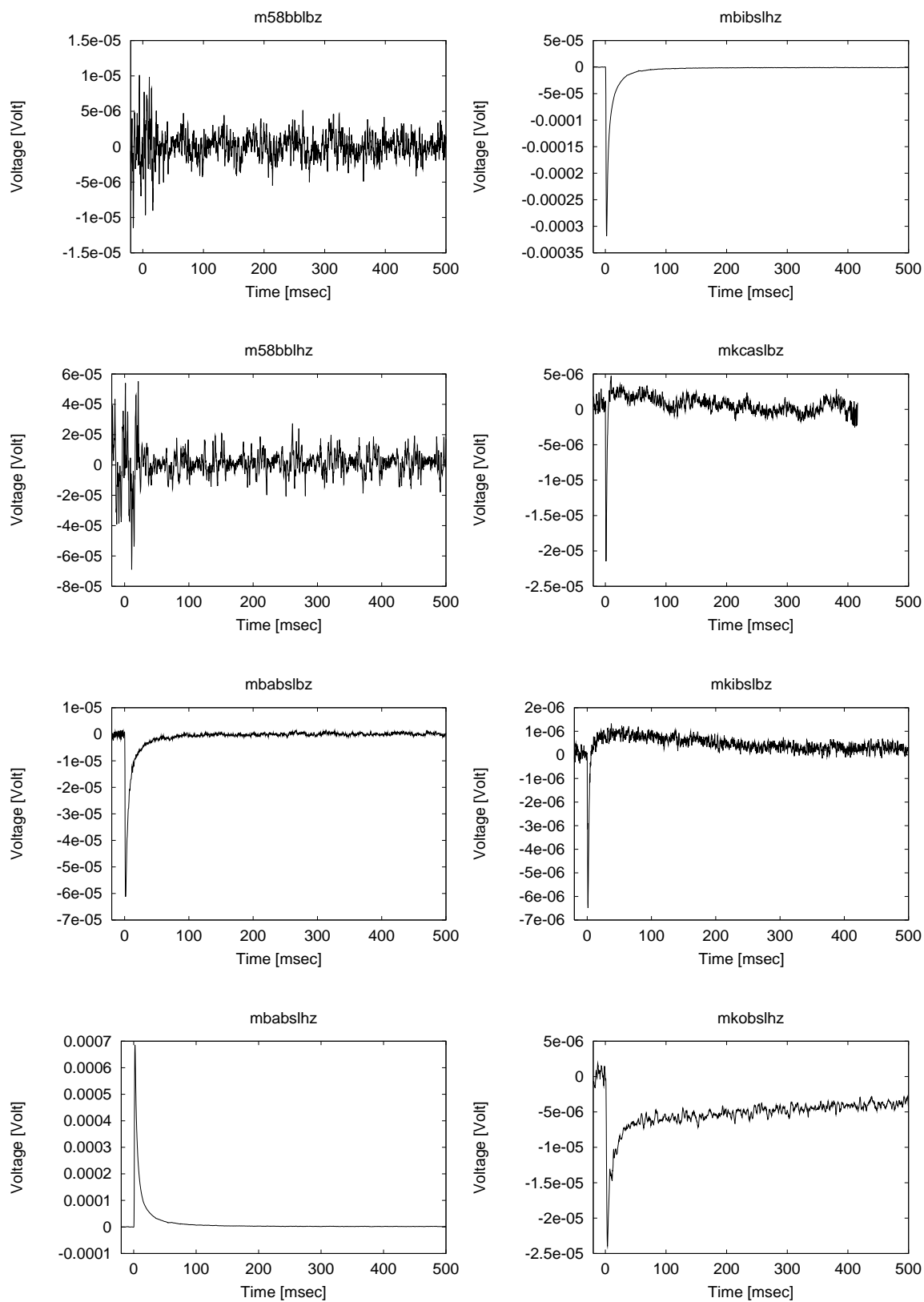
**Abbildung E.8:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten der Stationen m28bklhz, m30ablhz, m30aklhz, m32ablhz, m32aklhz, m34ablhz, m34bklhz und m36ablhz.



**Abbildung E.9:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten der Stationen m36ak2hz, m36bklhz, m38ablhz, m38bklhz, m39ak2hz, m39aklbz, m40ablhz und m40ak2hz.



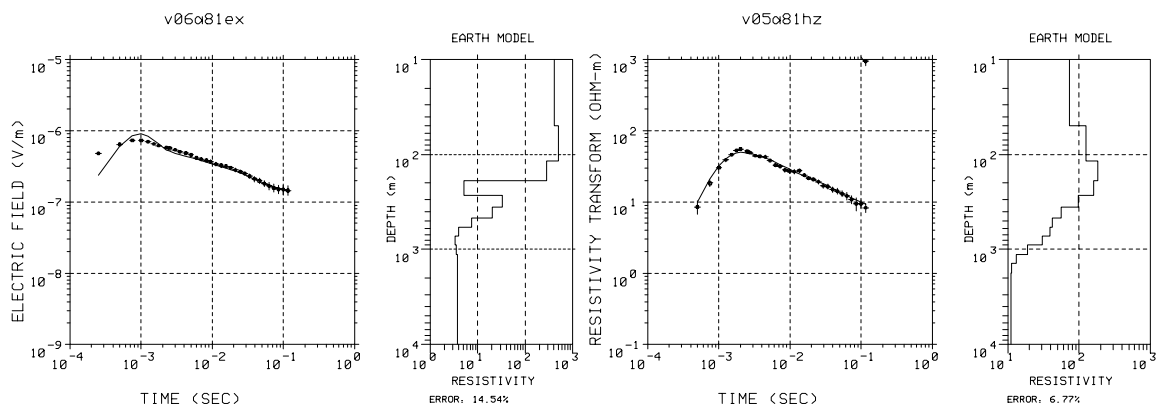
**Abbildung E.10:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten der Stationen *m40aklhz*, *m42ablhz*, *m42bklbz*, *m42bklhz*, *m46ablz*, *m46ablhz*, *m54bbhlz* und *m56bbhlz*.



**Abbildung E.11:** Gefiltert, selektiv gestapelt und gelevelte LOTEM-Daten der Stationen m58bblbz, m58bblhz, mbabslbz, mbabslhz, mbibslhz, mkcaslbz, mkibslbz und mkobslhz.

## 1D–Inversionsergebnisse der Vesuv–Messung

In diesem Anhang finden sich die 1D–Inversionsergebnisse der Vesuv–Daten. Wenn die Occam–Inversion nicht möglich war, ist das Ergebnis der Marquardt–Inversion dargestellt. In Tabelle F sind die Einstellungen der Inversion aufgelistet.

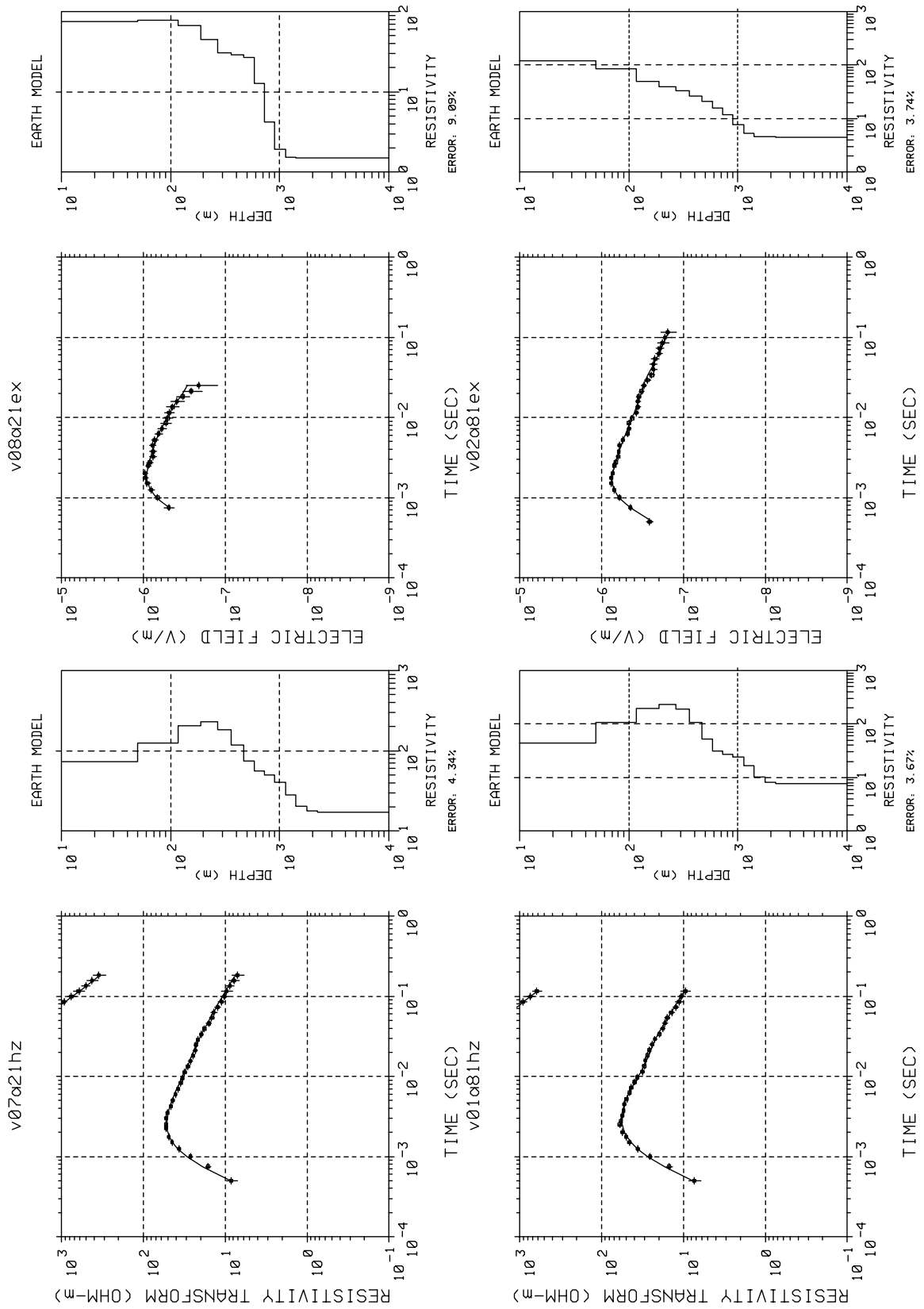


**Abbildung F.1:** Ergebnisse der LOTEM–1D–Inversion der Station NA. Links:  $\dot{H}_z$ , rechts:  $E_x$ ).

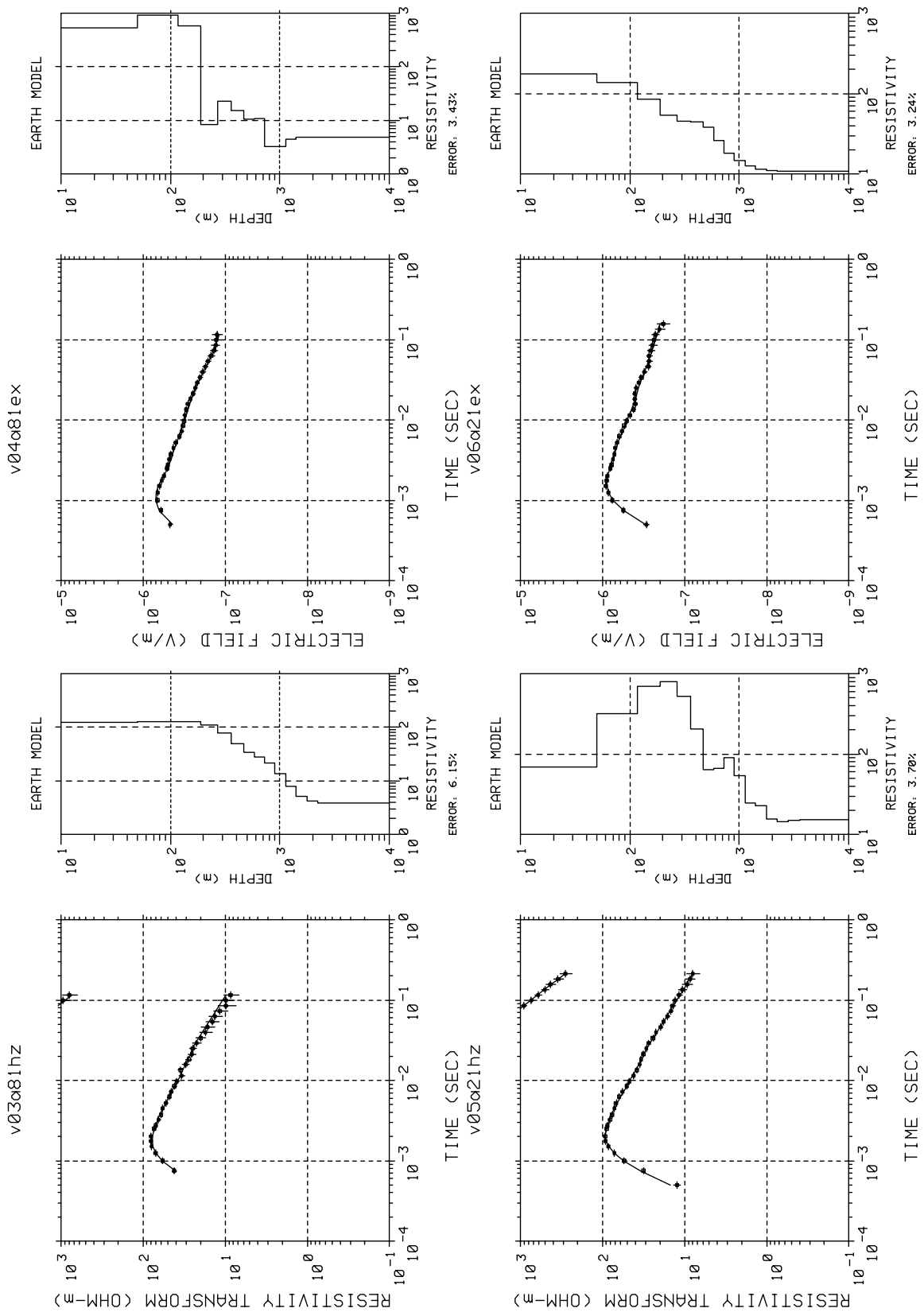
Datensatz	vorne	hinten	Datensatz	vorne	hinten
v01a21hz	1	3	v2a21ex	1	9
v01a31hz	6	8	v02a31ex	1	7
v01a44hz	1	8	v02a44ex	0	4
v01a71hz	0	6	v02a71ex	1	5
v01a74hz	1	10	v02a74ex	1	10
v01a81hz	1	8	v02a81ex	1	8
v03a21hz	1	6	v04a21ex	1	6
v03a31hz	3	8	v04a31ex	1	0
v03a44hz	1	8	v04a44ex	0	13
v03a71hz	1	6	v04a71ex	1	5
v03a74hz	1	14	v04a74ex	1	14
v03a81hz	2	8	v04a81ex	1	8
v05a21hz	1	4	v06a21ex	1	6
v05a31hz	1	7	v06a31ex	1	16
v05a44hz	1	8	v06a44ex	0	8
v05a71hz	2	7	v06a71ex	1	5
v05a74hz	1	14	v06a74ex	1	14
v05a81hz	1	8	v06a81ex	1	8
v07a21hz	2	5	v08a21ex	2	18
v07a31hz	1	7	v08a31ex	1	5
v07a44hz	1	8	v08a44ex	0	8
v07a74hz	1	15	v08a74ex	1	15
v07a71hz	1	8	v08a71ex	1	5

**Tabelle F.1:** Einstellung für die Inversion der Vesuv-Daten. Vorne: am Anfang des Transienten abgeschnittene Datenpunkte; hinten: am Ende des Transienten abgeschnittene Datenpunkte (zum Abschneiden siehe die Arbeit von Commer [1999]).

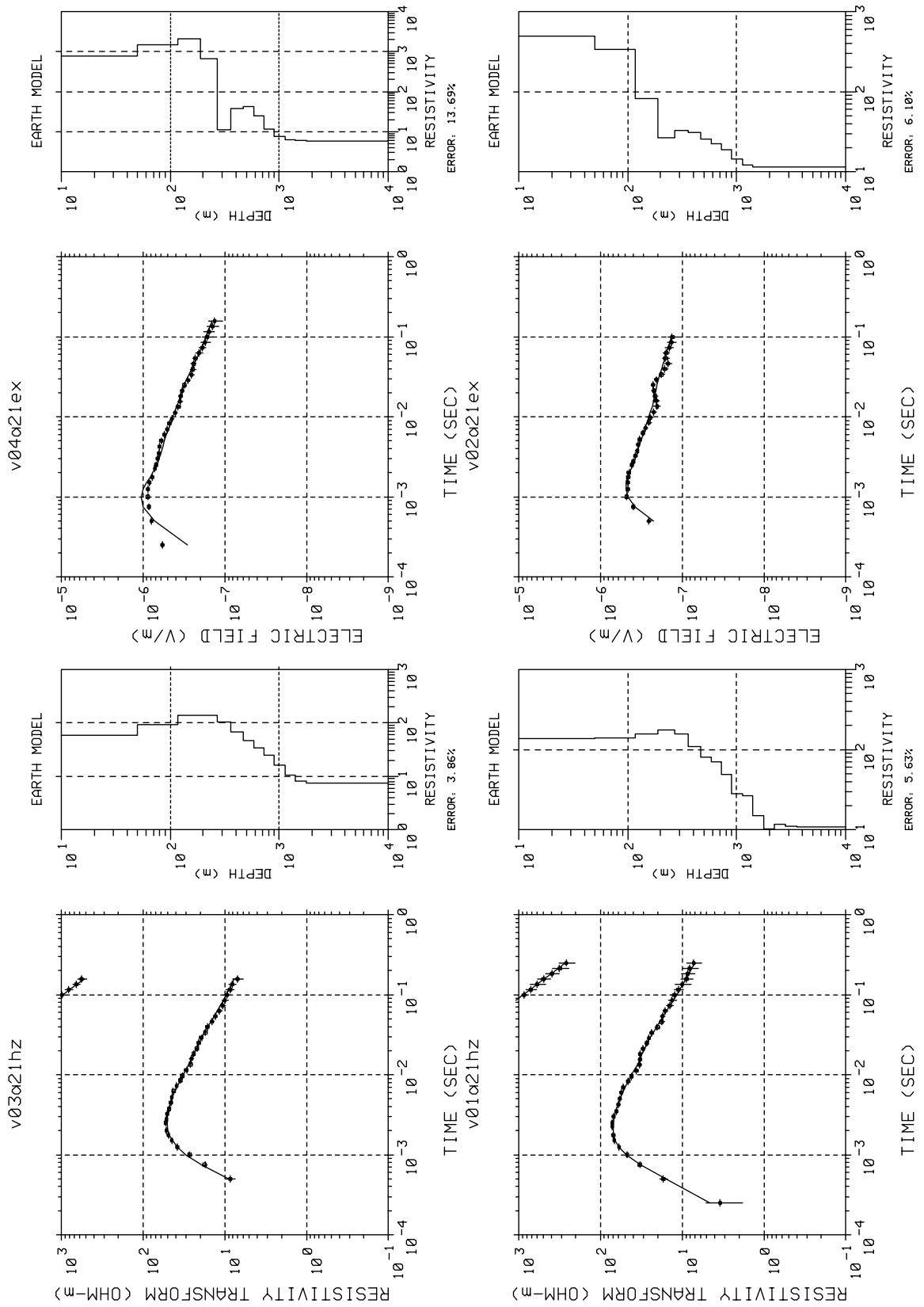




**Abbildung F.2:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Stationen 1 (links) und 2 (rechts). Unten:  $\dot{H}_z$ , oben:  $E_x$ .



**Abbildung F.3:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Stationen 3 (links) und 4 (rechts). Unten:  $\dot{H}_z$ , oben:  $E_x$ .



**Abbildung F.4:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Stationen 5 (links) und 6 (rechts). Unten:  $\dot{H}_z$ , oben:  $E_x$ .

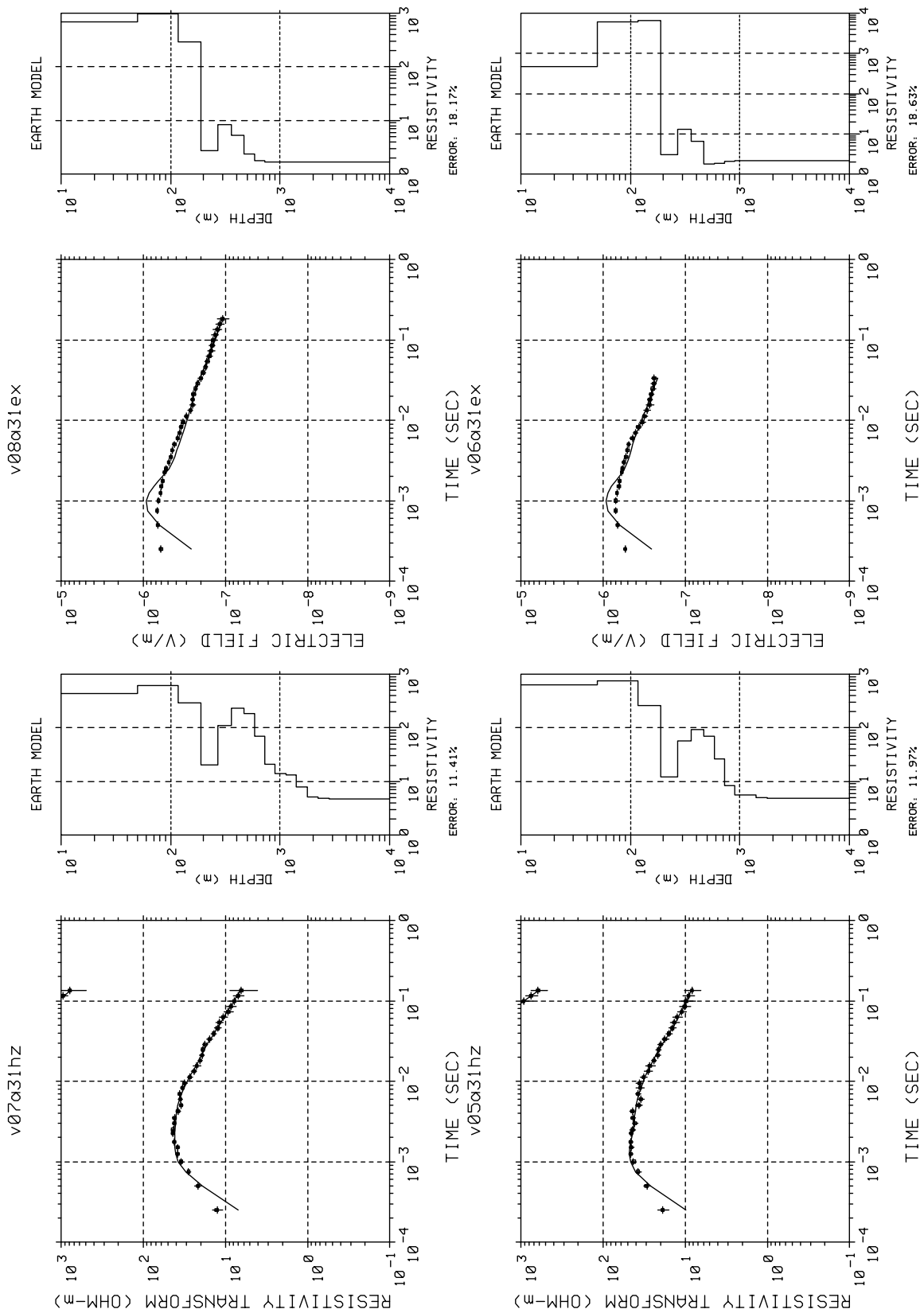
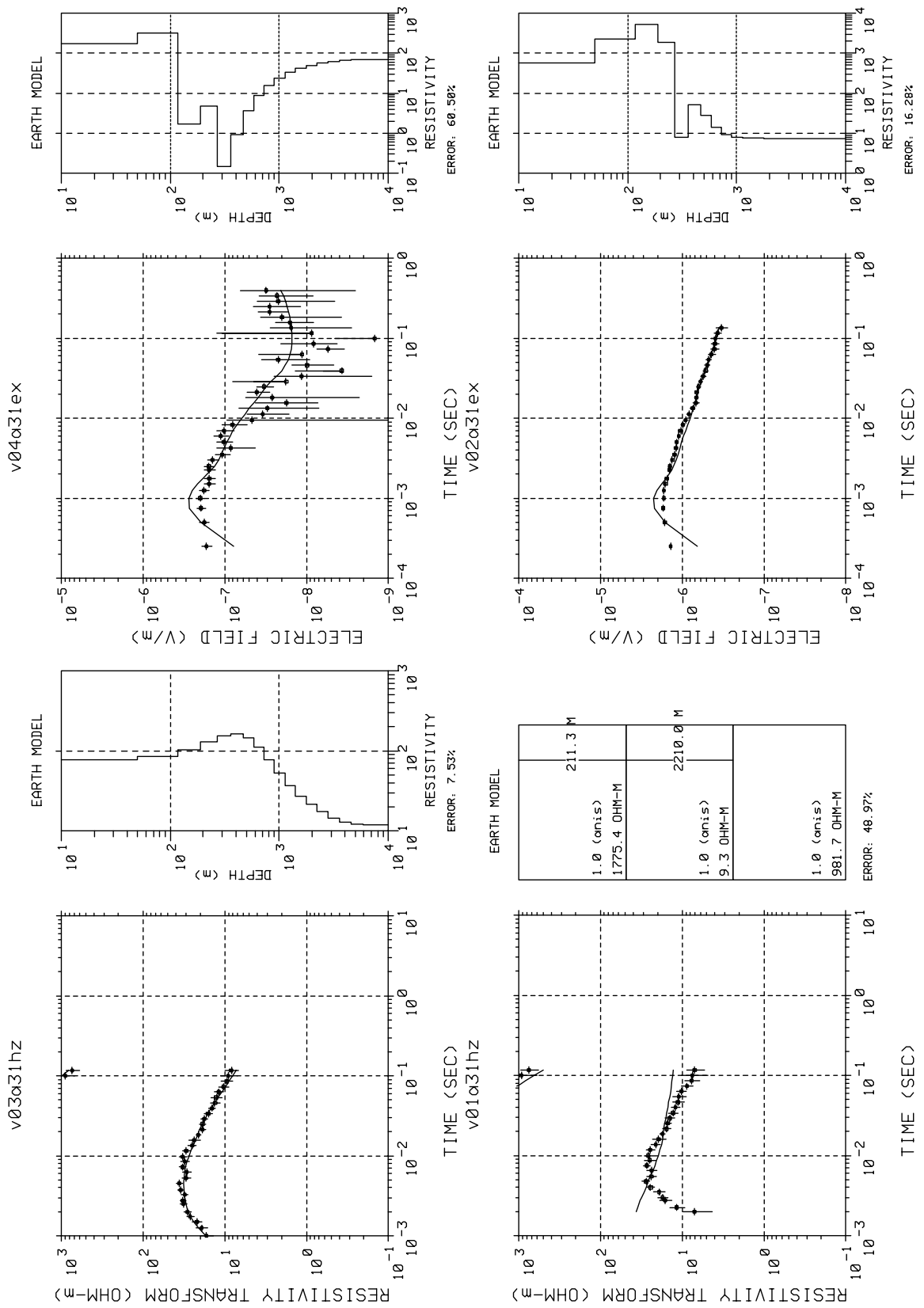
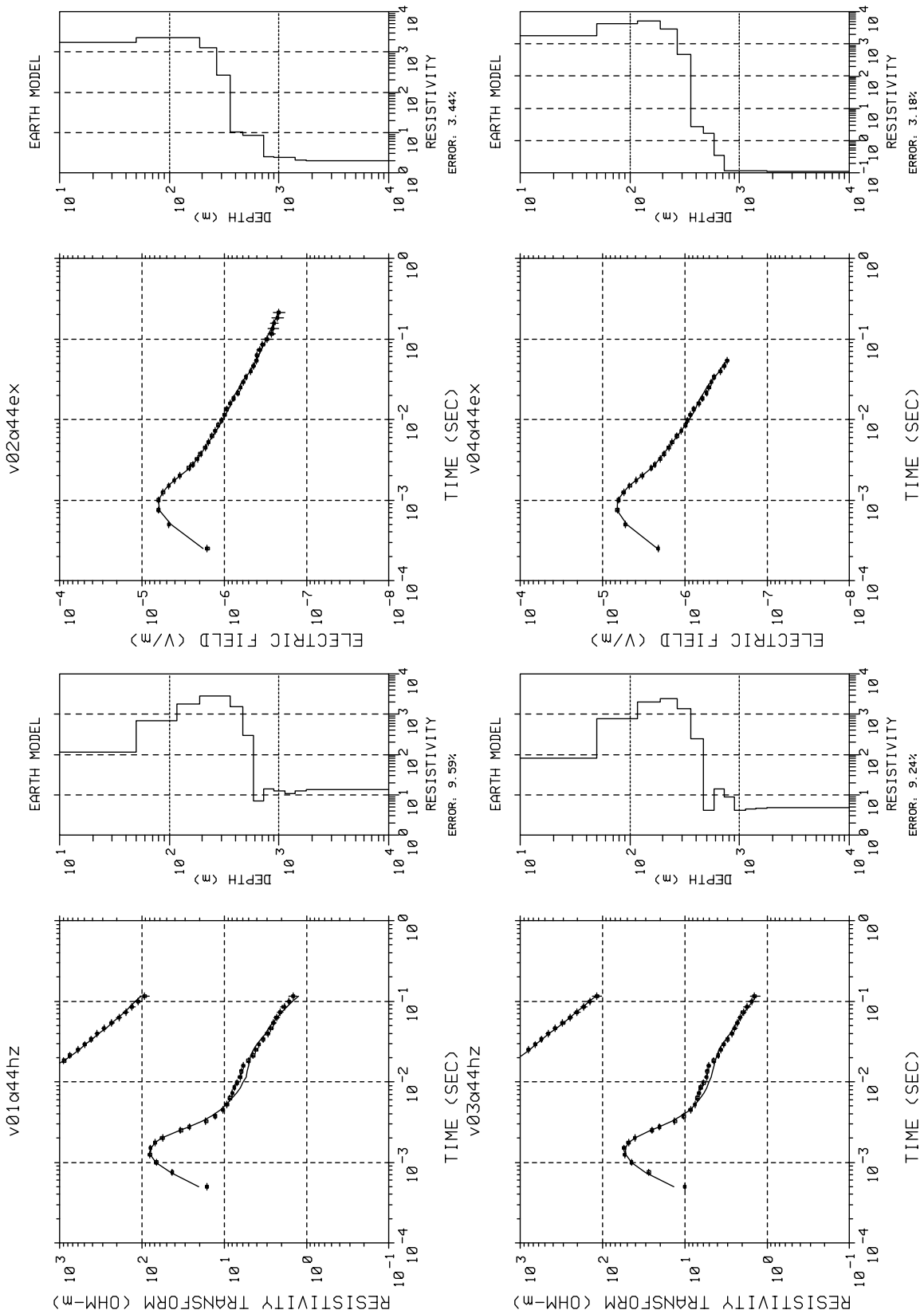


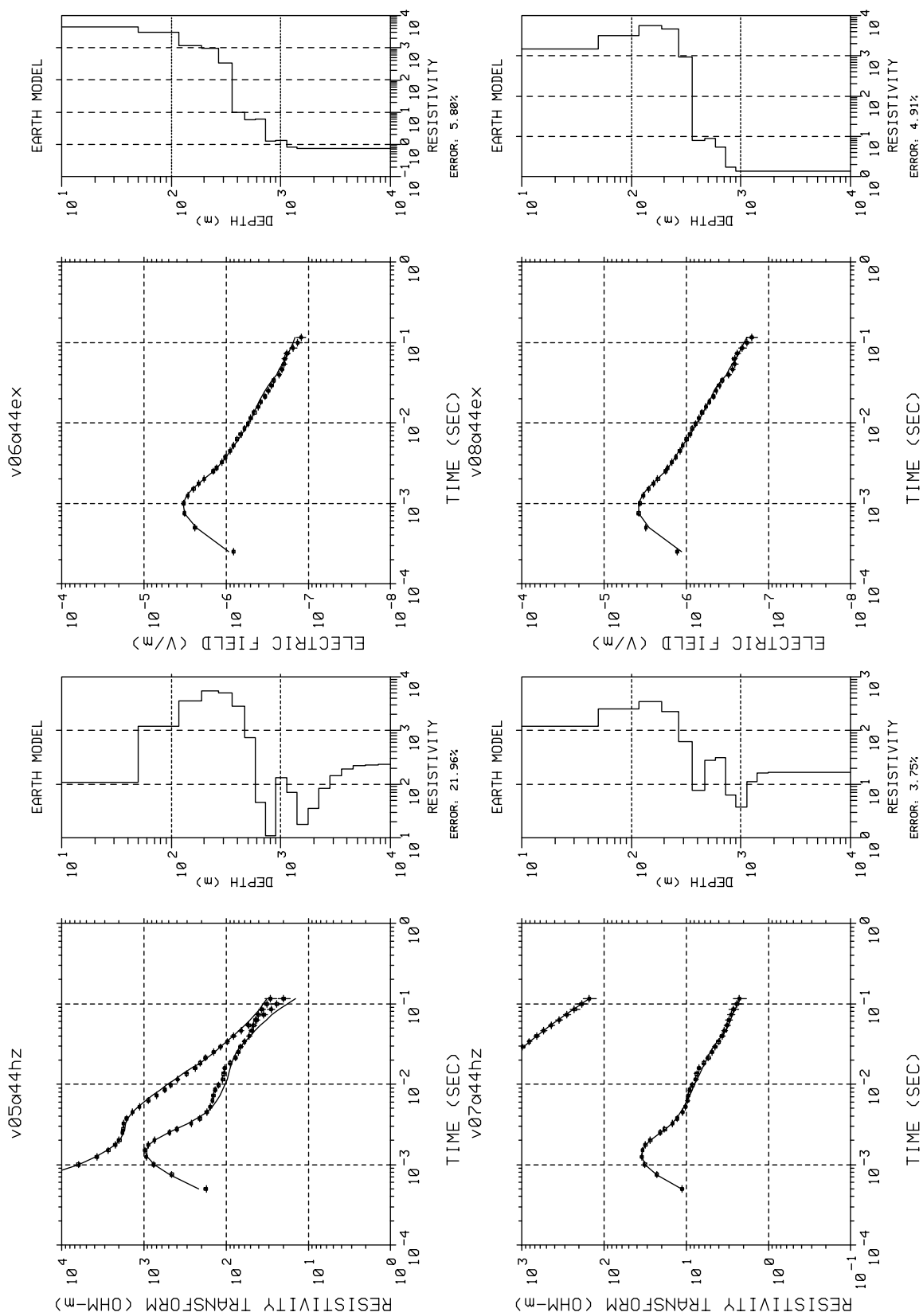
Abbildung F.5: Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Stationen 7 (links) und 8 (rechts). Unten:  $\dot{H}_z$ , oben:  $E_x$ .



**Abbildung F.6:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Stationen 9 (links) und 10 (rechts). Unten:  $\dot{H}_z$ , oben:  $E_x$ .



**Abbildung F.7:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Stationen 11 (links) und 12 (rechts). Unten:  $\dot{H}_z$ , oben:  $E_x$ .



**Abbildung F.8:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Stationen 13 (links) und 14 (rechts). Unten:  $\dot{H}_z$ , oben:  $E_x$ .

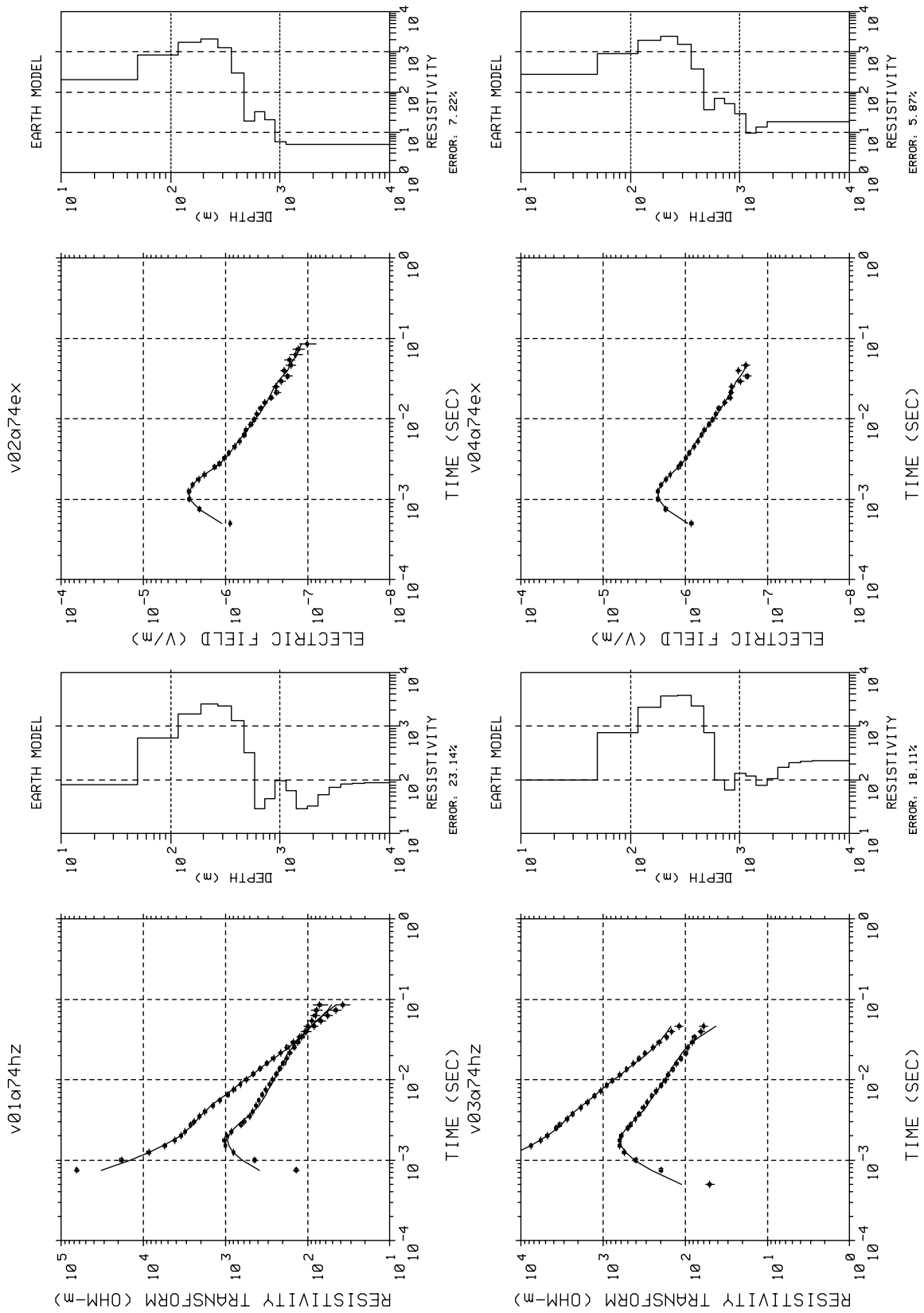
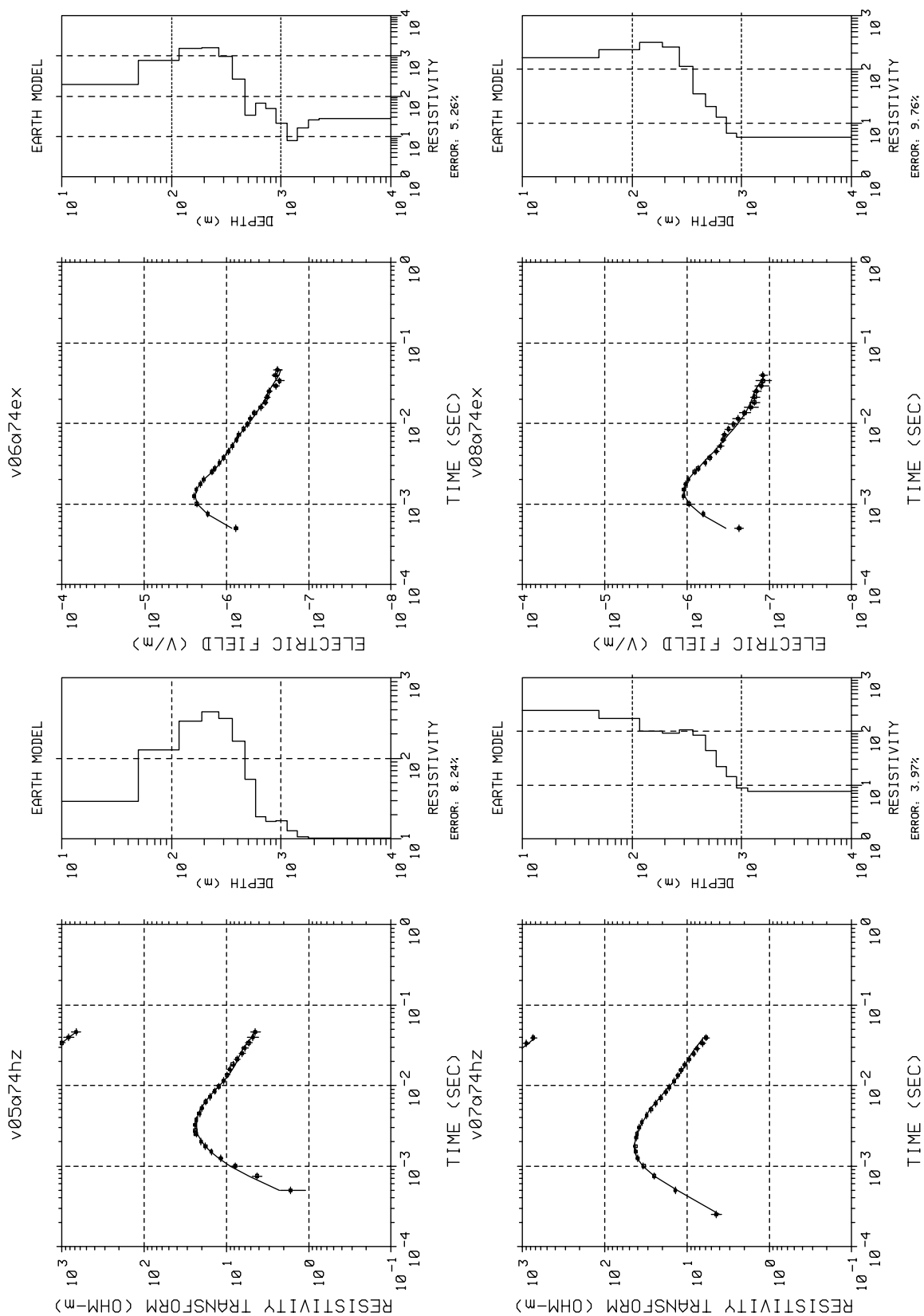
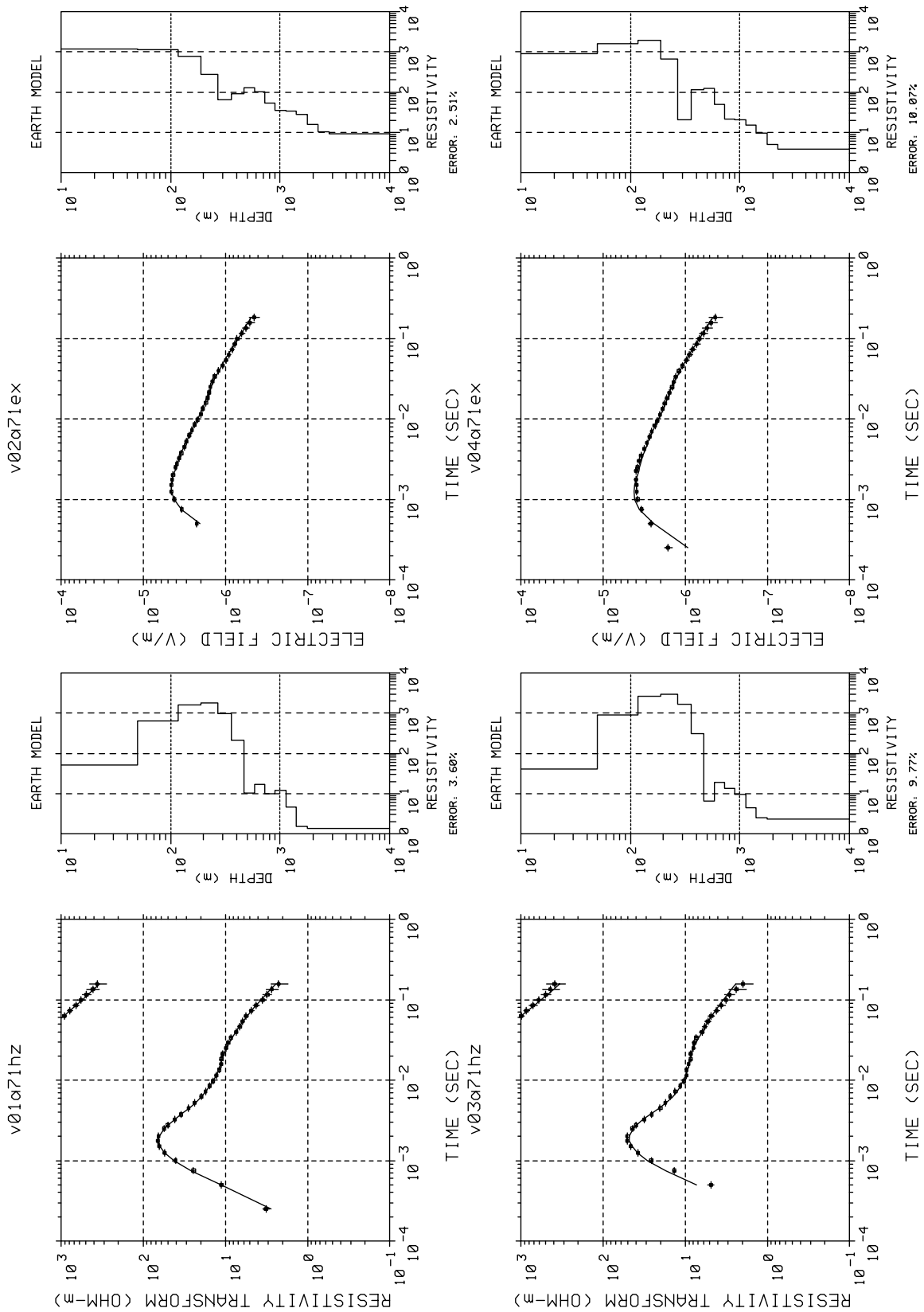


Abbildung F.9: Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Stationen 15 (links) und 16 (rechts). Unten:  $\dot{H}_z$ , oben:  $E_x$ .

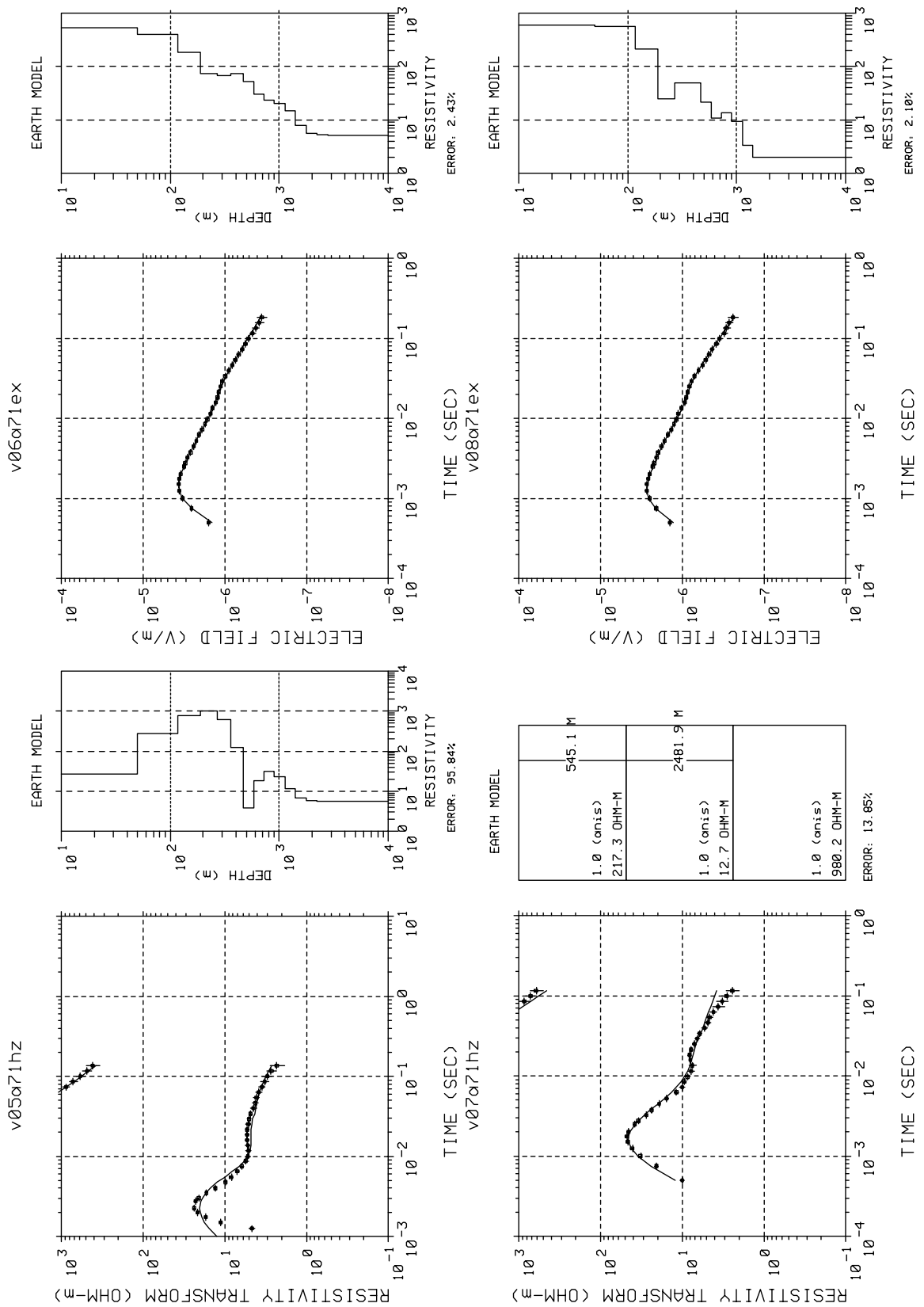




**Abbildung F.10:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Stationen 17 (links) und 18 (rechts). Unten:  $\dot{H}_z$ , oben:  $E_x$ .



**Abbildung F.11:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Stationen 17 (links) und 18 (rechts). Unten:  $\dot{H}_z$ , oben:  $E_x$ .



**Abbildung F.12:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Stationen 19 (links) und 20 (rechts). Unten:  $\dot{H}_z$ , oben:  $E_x$ .

---

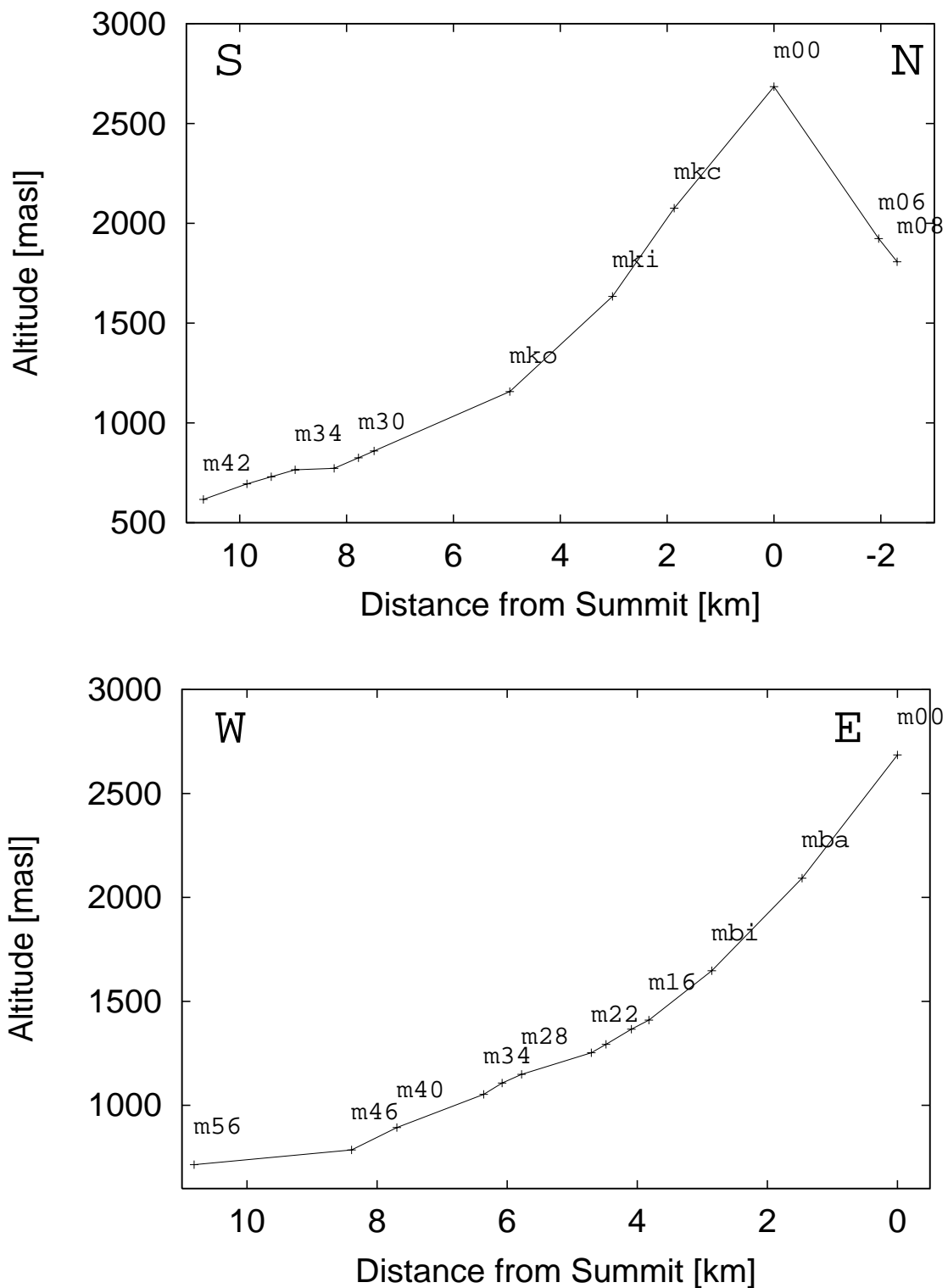
## 1D–Inversionsergebnisse der Merapi–Messung

---

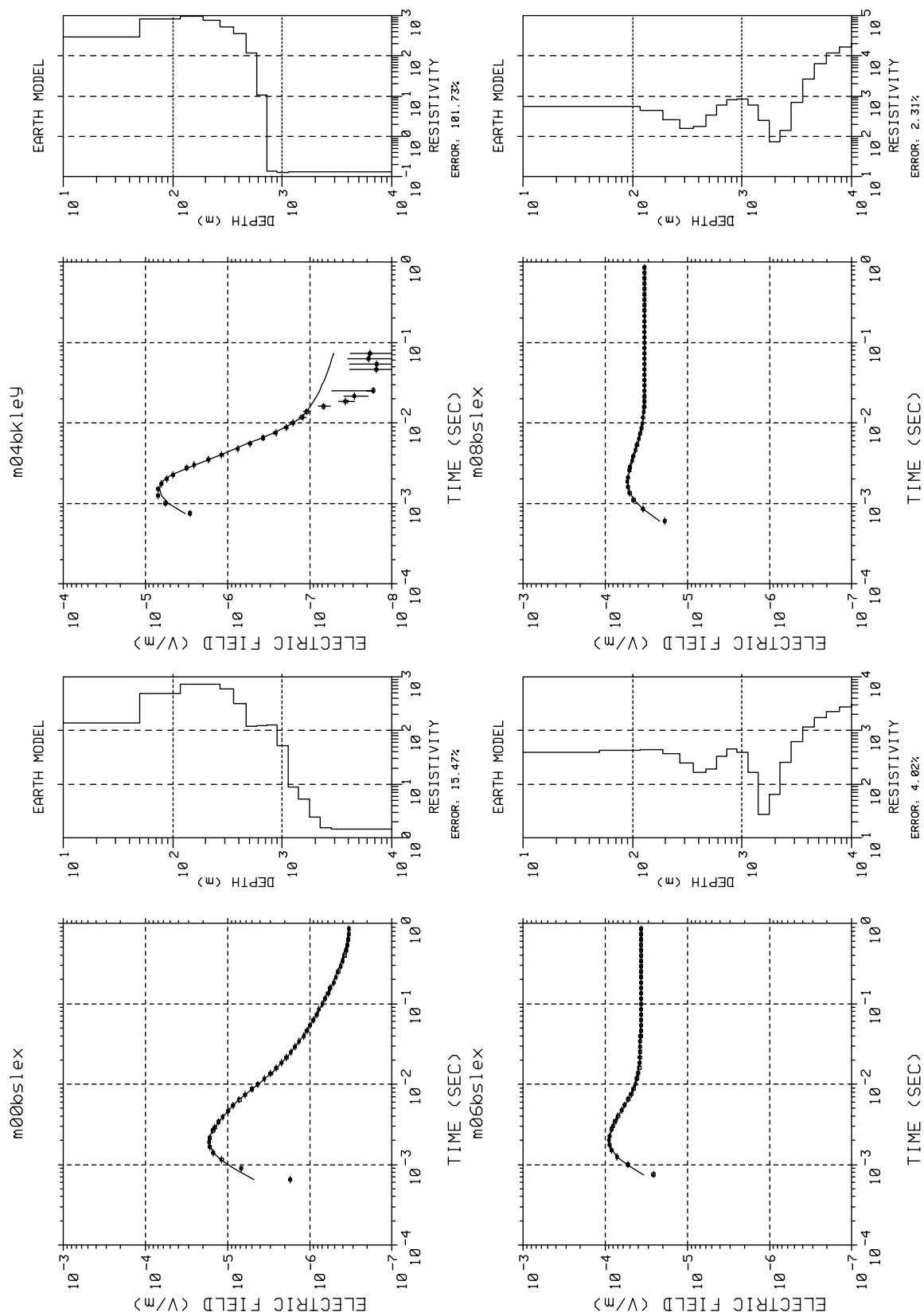
In diesem Anhang finden sich die 1D–Inversionsergebnisse der Merapi–Daten. Wenn die Occam–Inversion nicht möglich war, ist das Ergebnis der Marquardt–Inversion dargestellt. Die ergebnisse der Inversion der magnetischen Horizontalfelder finden sich in der Arbeit von *Stahl* [1999]. Zunächst sind die elektrischen, dann die vertikalen magnetischen Felder dargestellt. Es werden auch die elektrischen Felder gezeigt, die nicht in die Pseudosektionen aufgenommen wurden. Eine Übersicht zur Lage der Stationen auf den Profilen findet sich auf S. 166. In Tabelle G sind die Einstellungen der Inversion (nur elektrische Felder) aufgelistet.

Datensatz	vorne	hinten	Datensatz	vorne	hinten	Datensatz	vorne	hinten
m00bslex	1	0	m04bkley	1	16	m06bs2ex	1	0
m06bslex	1	0	m08bs2ex	1	0	m08bslex	1	0
m08bs2ey	2	0	m16aalex	1	0	m16bblex	1	0
m18bblex	1	0	m20aalex	0	0	m20bb2ex	1	0
m20bblex	1	0	m22bblex	1	0	m28ablex	1	0
m28bklex	1	0	m30ablex	1	0	m30abley	1	0
m30aklex	1	0	m32abley	0	0	m32aklex	1	0
m34ablex	0	0	m34abley	0	0	m34bklex	1	0
m36bk2ex	1	0	m36bklex	0	0	m38abley	1	0
m38bklex	0	0	m39ak2ex	0	0	m39aklex	0	0
m40ablex	4	0	m40abley	0	0	m40aklex	0	17
m42abley	1	0	m42bklex	0	0	m46ablex	1	0
m54bblex	2	25	mbabsley	1	0	mbibslex	2	0
mkobslex	1	2						

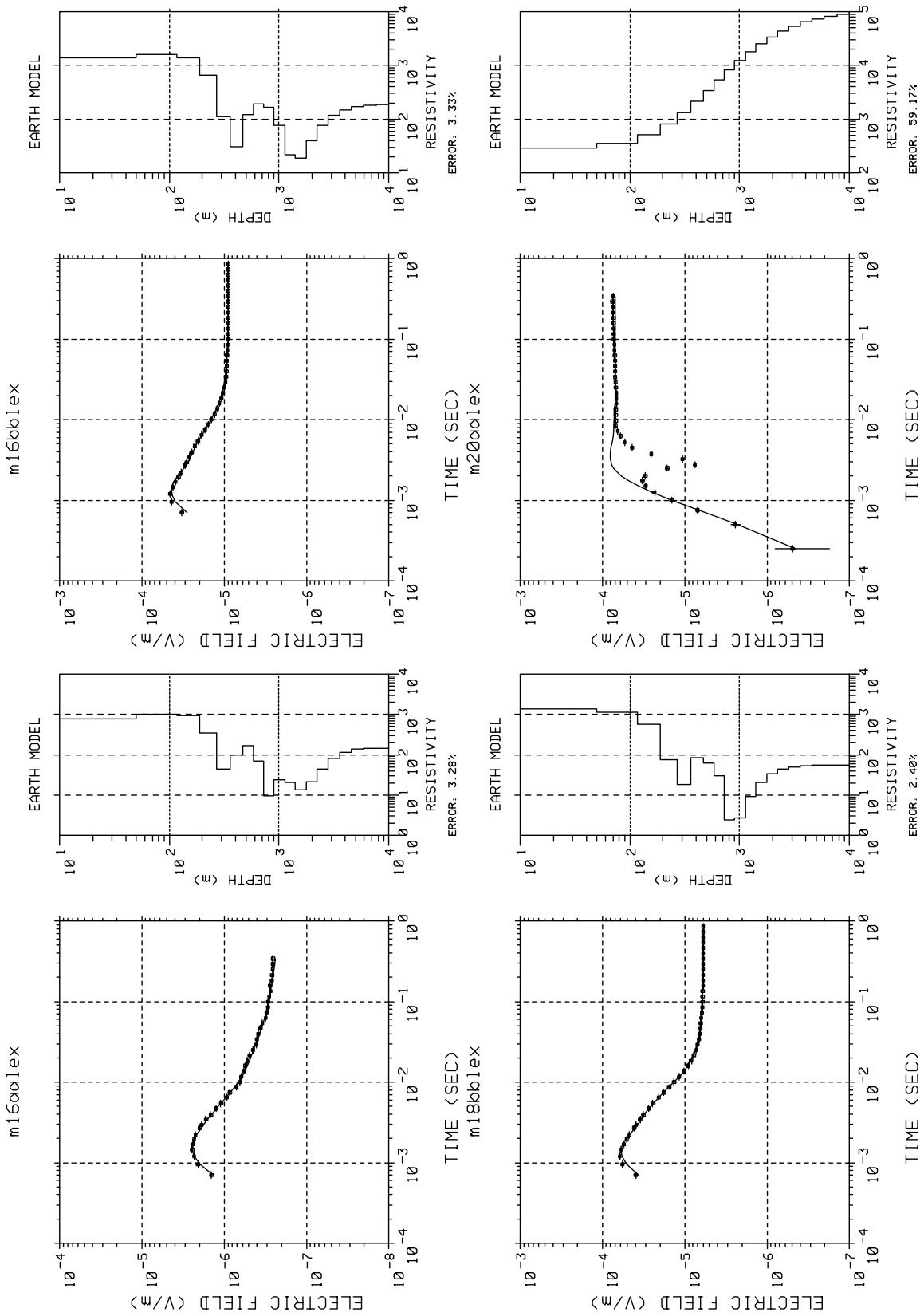
**Tabelle G.1:** *Einstellung für die Inversion der Merapi-Daten. Vorne: am Anfang des Transienten abgeschnittene Datenpunkte; hinten: am Ende des Transienten abgeschnittene Datenpunkte (zum Abschneiden siehe die Arbeit von Commer [1999]).*



**Abbildung G.1:** Lage ausgewählter Stationen auf dem Süd-Nord-Profil (oben) und dem West-Ost-Profil (unten).

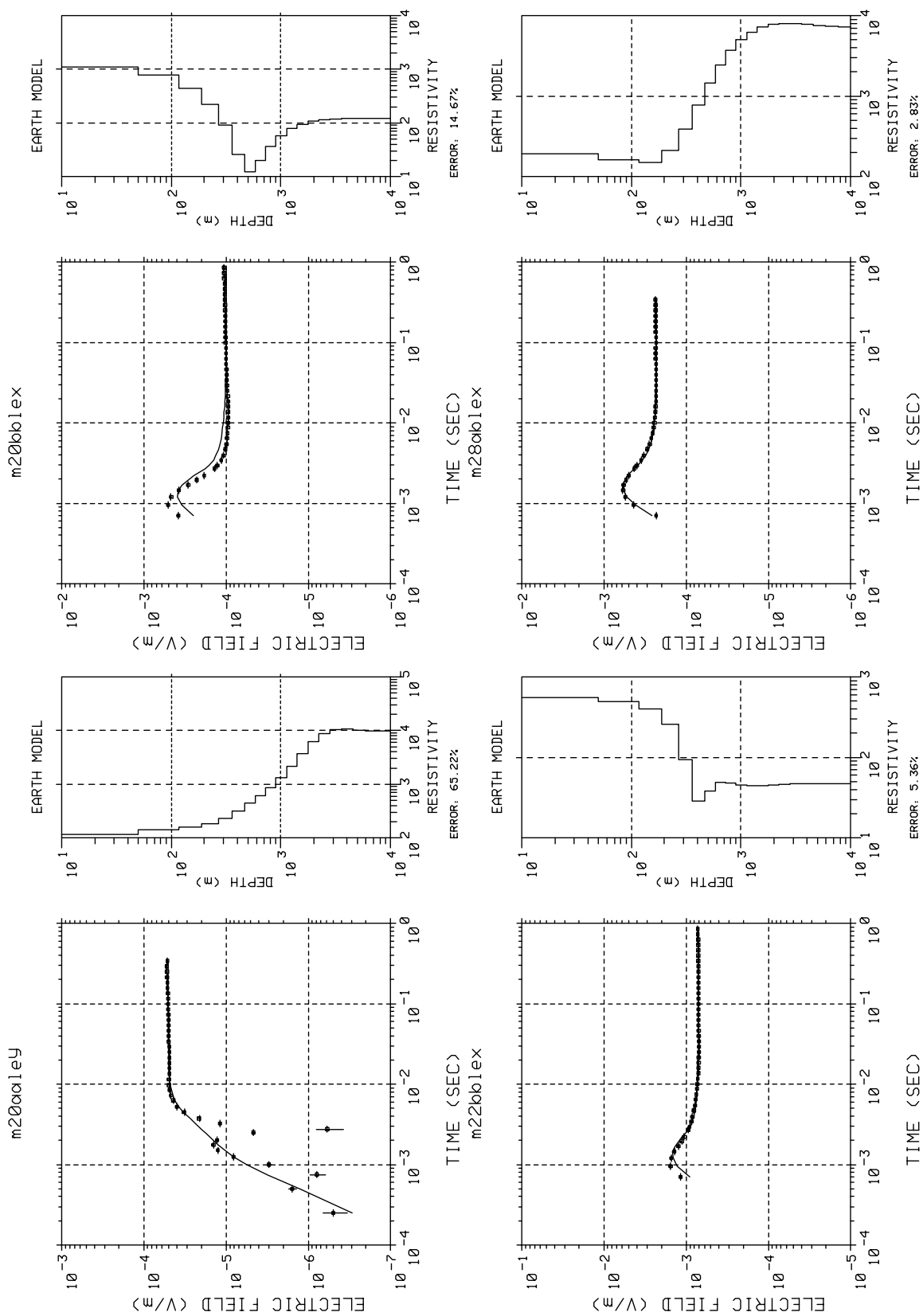


**Abbildung G.2:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen m00bslex (unten links), m04bkley (oben links), m06bslex (oben rechts) und m08bslex (unten rechts).

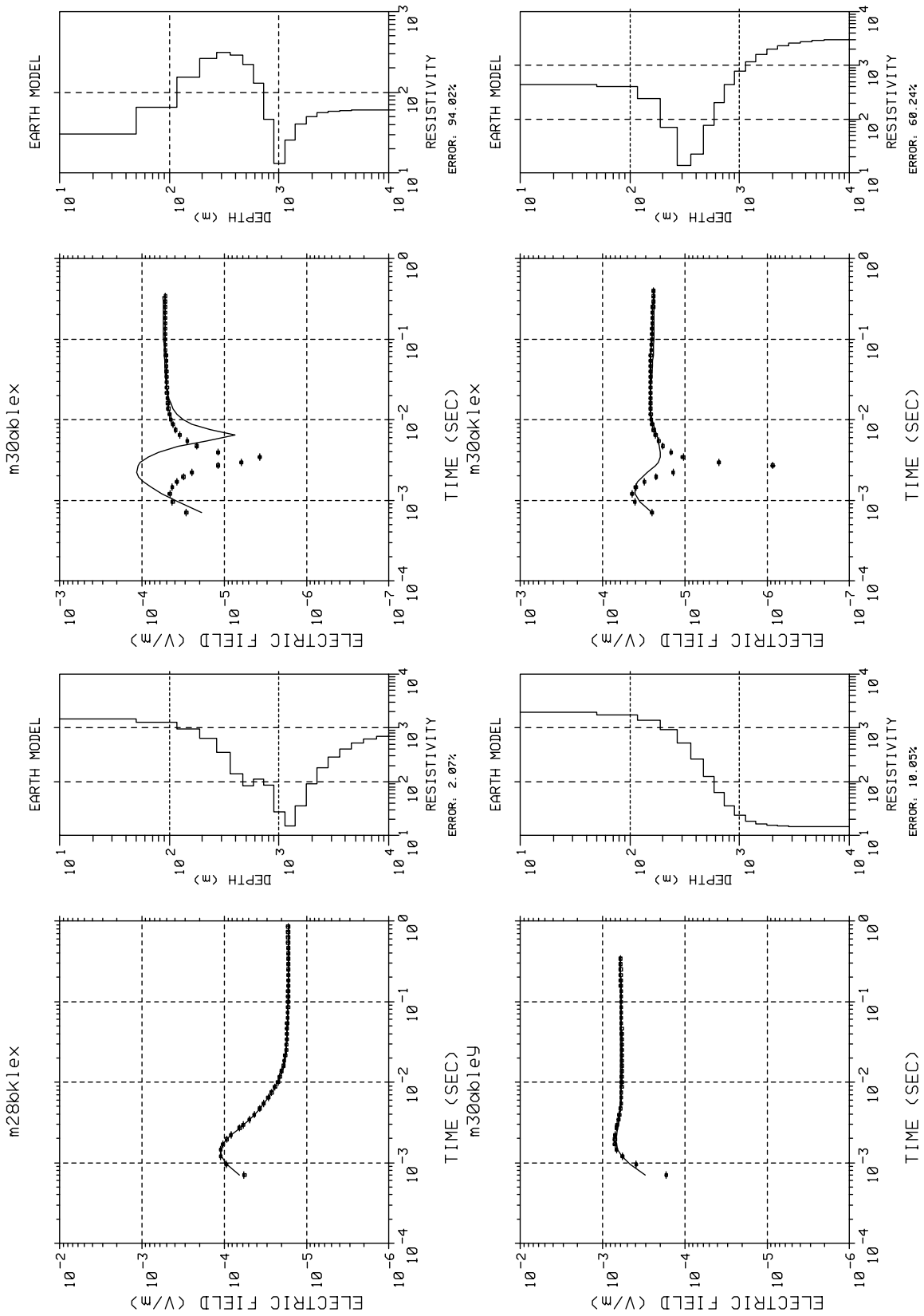


**Abbildung G.3:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen m16aaalex (unten links), m16bblex (oben links), m18bblex (oben rechts) und m20aaalex (unten rechts).

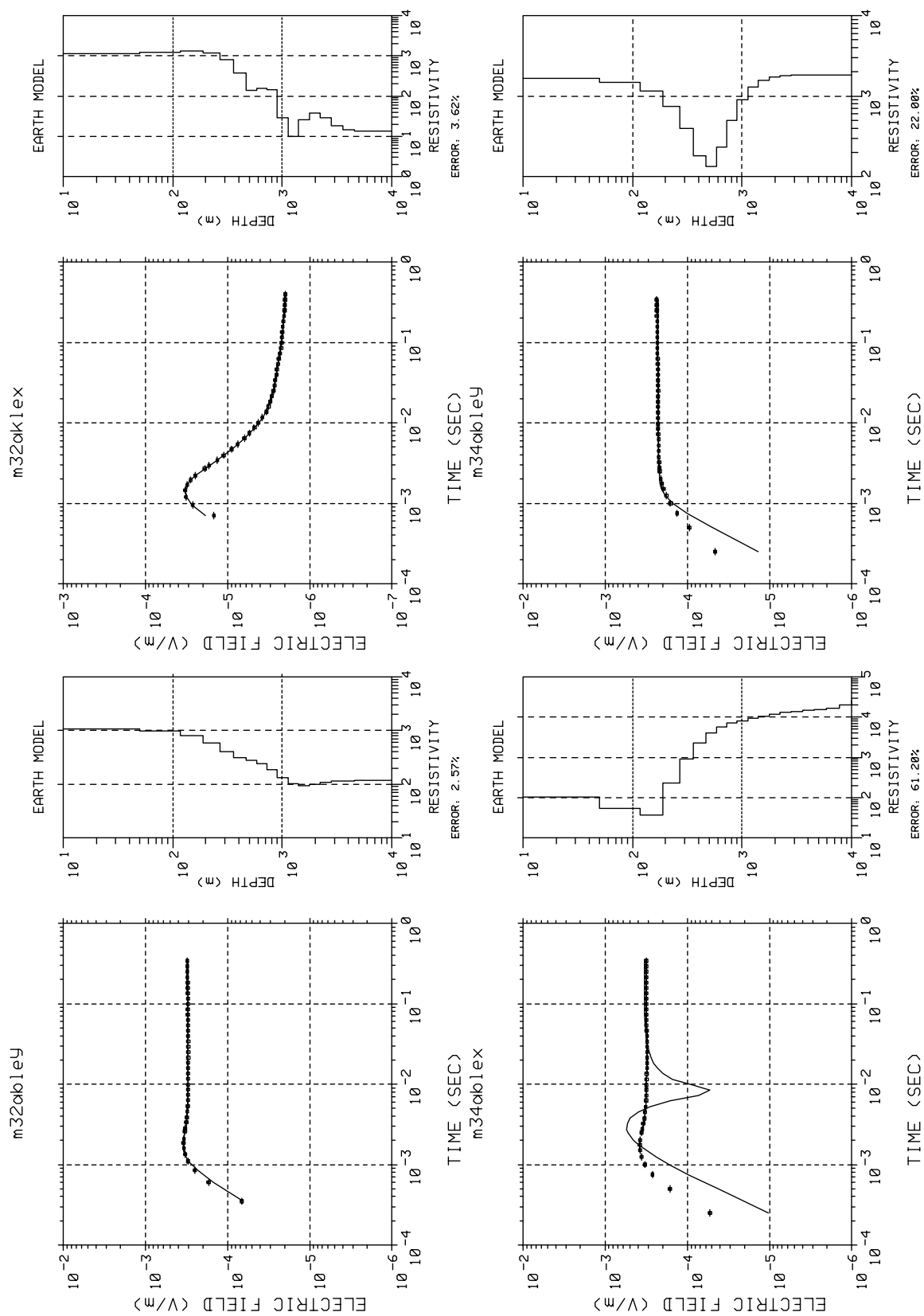




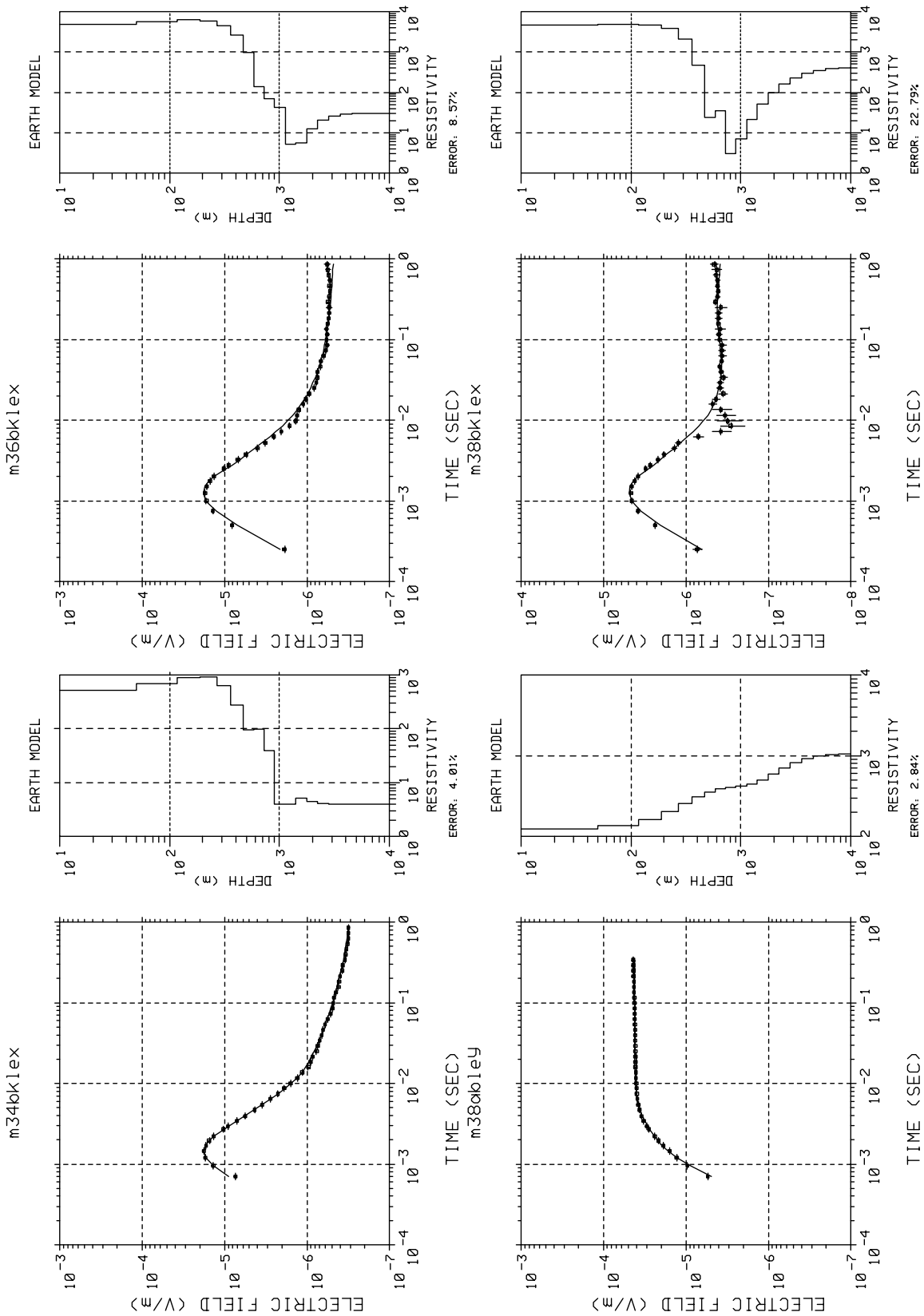
**Abbildung G.4:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen m20aaley (unten links), m20bblex (oben links), m22bblex (oben rechts) und m28ablex (unten rechts).



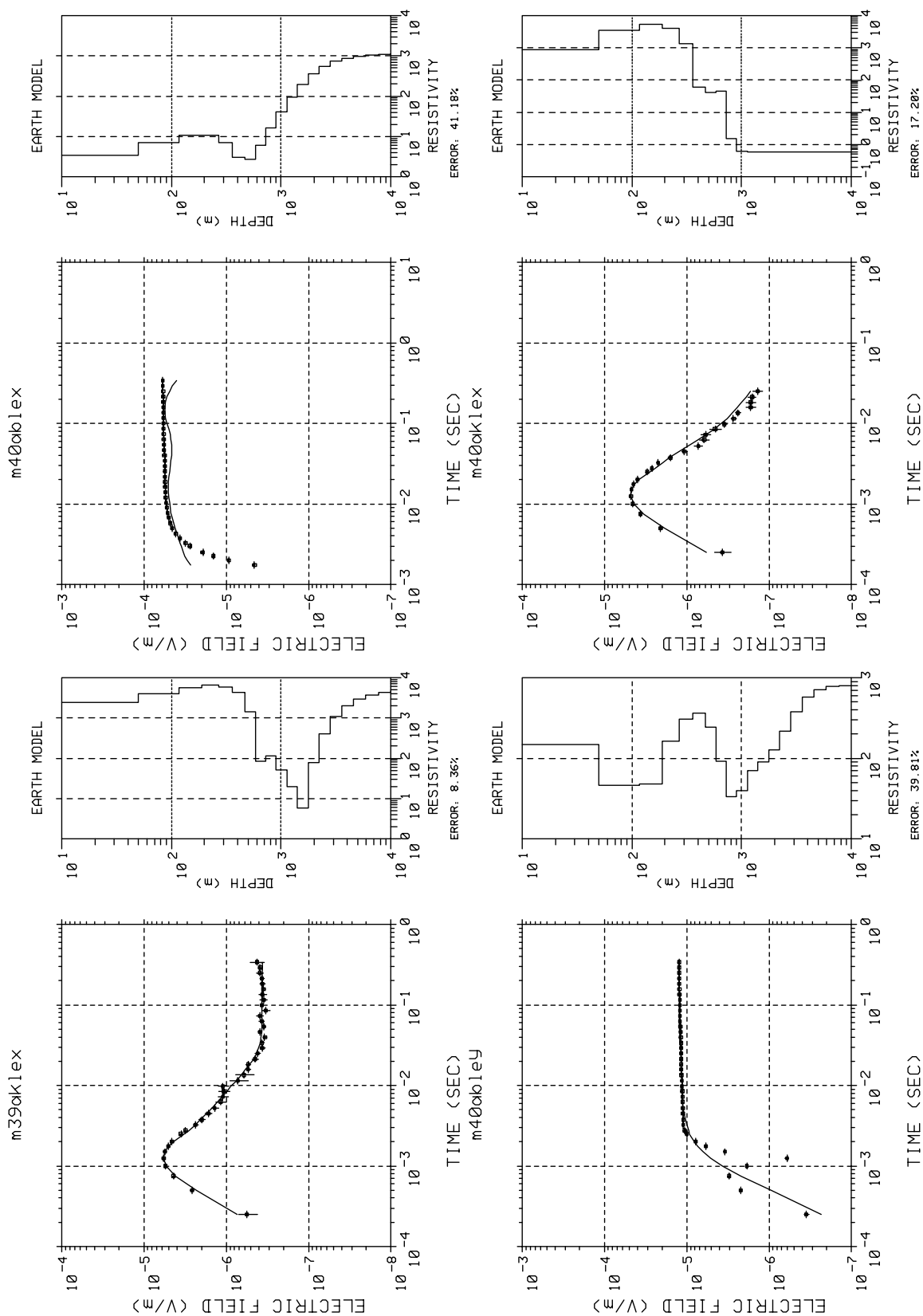
**Abbildung G.5:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen m28bklex (unten links), m30ablex (oben links), m30abley (oben rechts) und m30aklex (unten rechts).



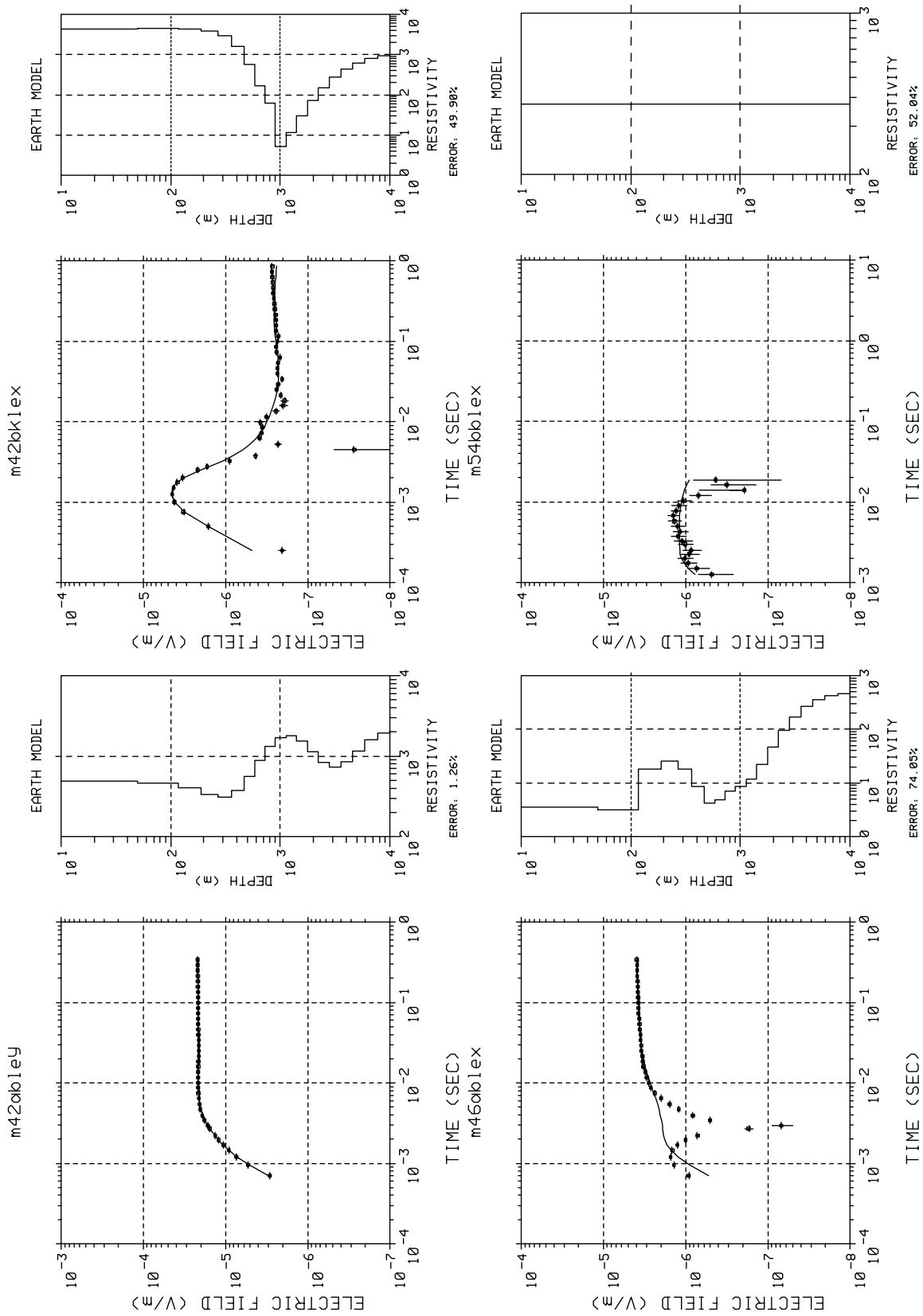
**Abbildung G.6:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen *m32abley* (unten links), *m32aklex* (oben links), *m34ablex* (oben rechts) und *m34abley* (unten rechts).



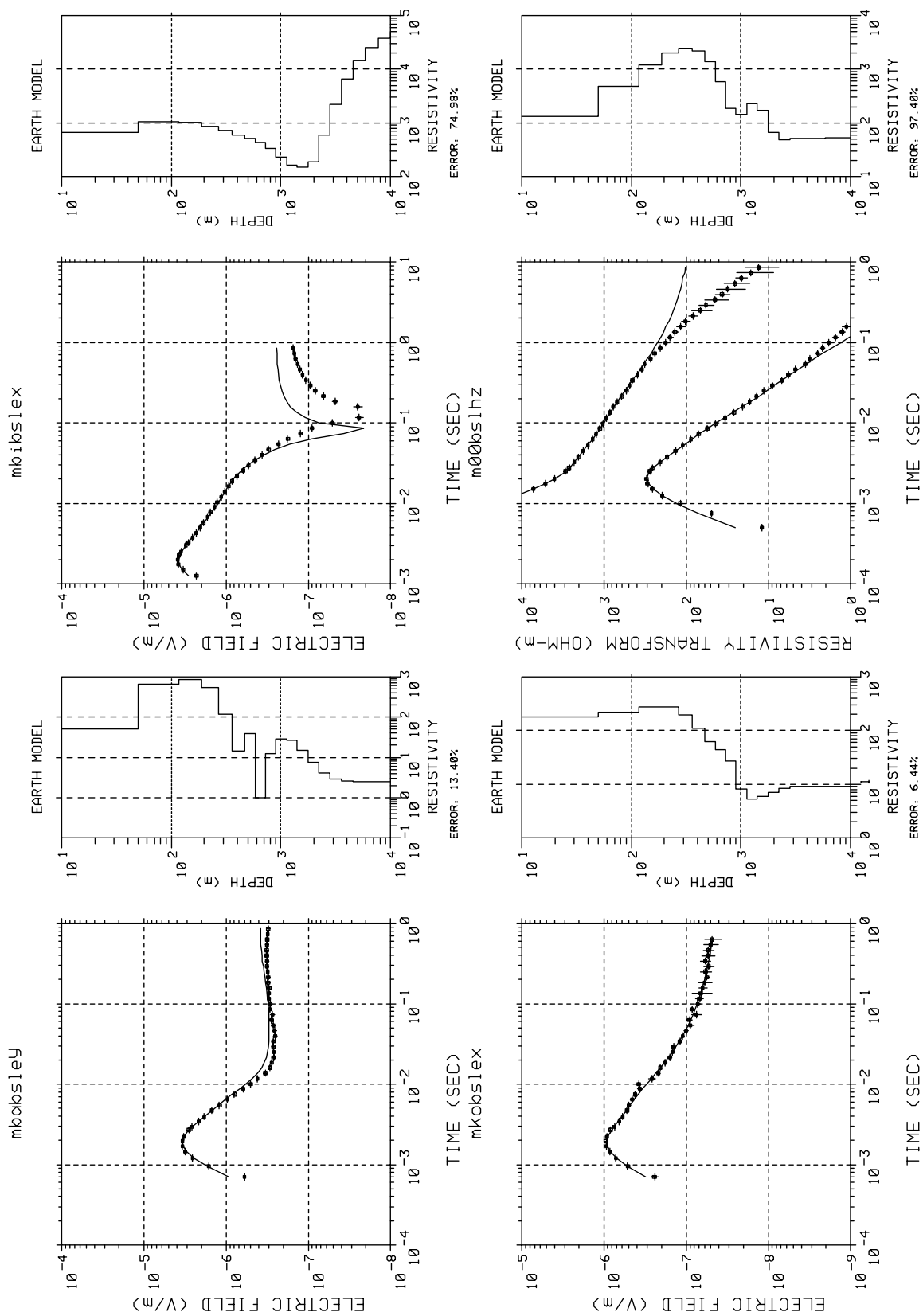
**Abbildung G.7:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen *m34bklex* (unten links), *m36bklex* (oben links), *m38abley* (oben rechts) und *m38bklex* (unten rechts).



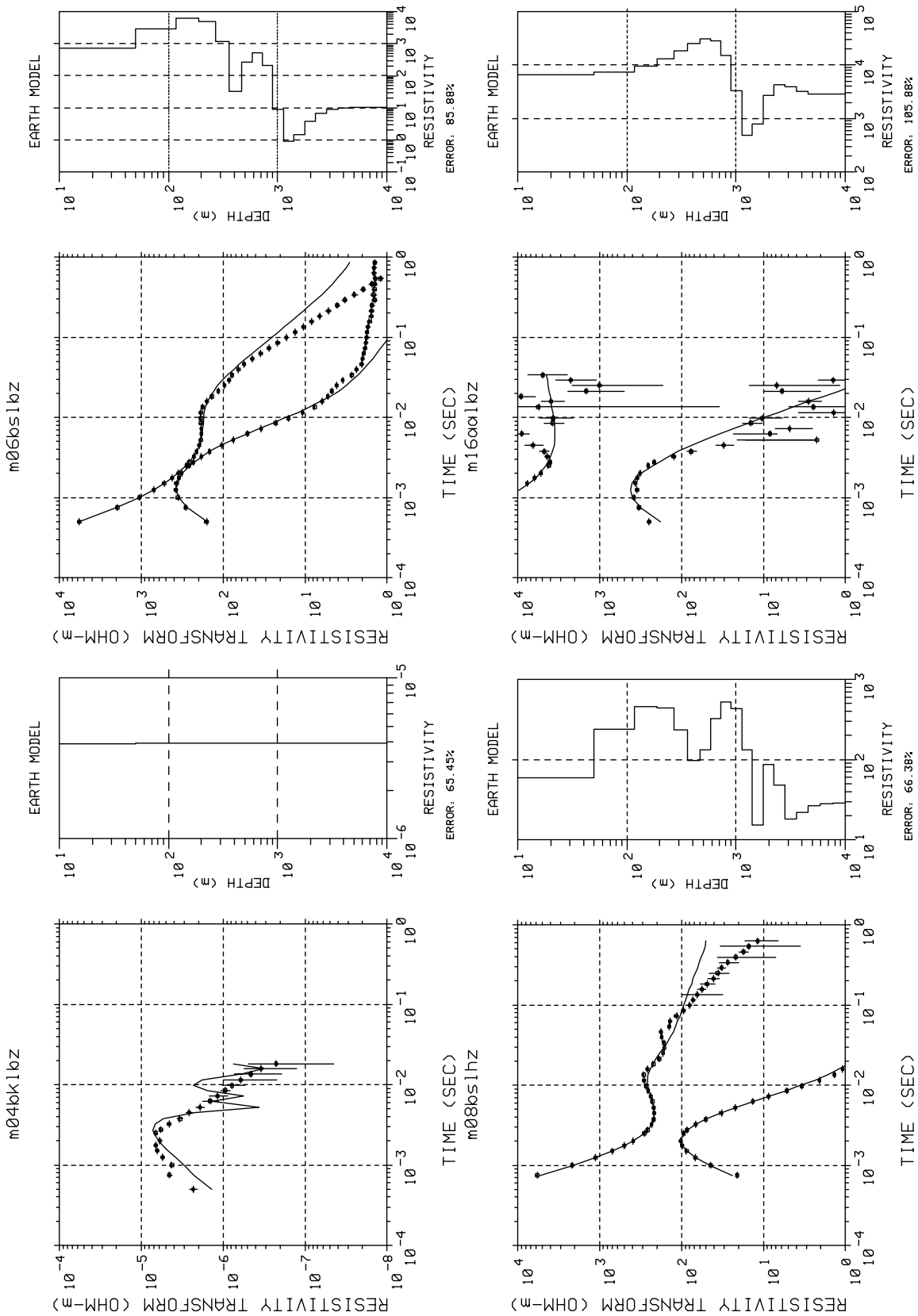
**Abbildung G.8:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen m39aklex (unten links), m40ablex (oben links), m40abley (oben rechts) und m40aklex (unten rechts).



**Abbildung G.9:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen m42abley (unten links), m42bklex (oben links), m46ablex (oben rechts) und m54bblex (unten rechts).

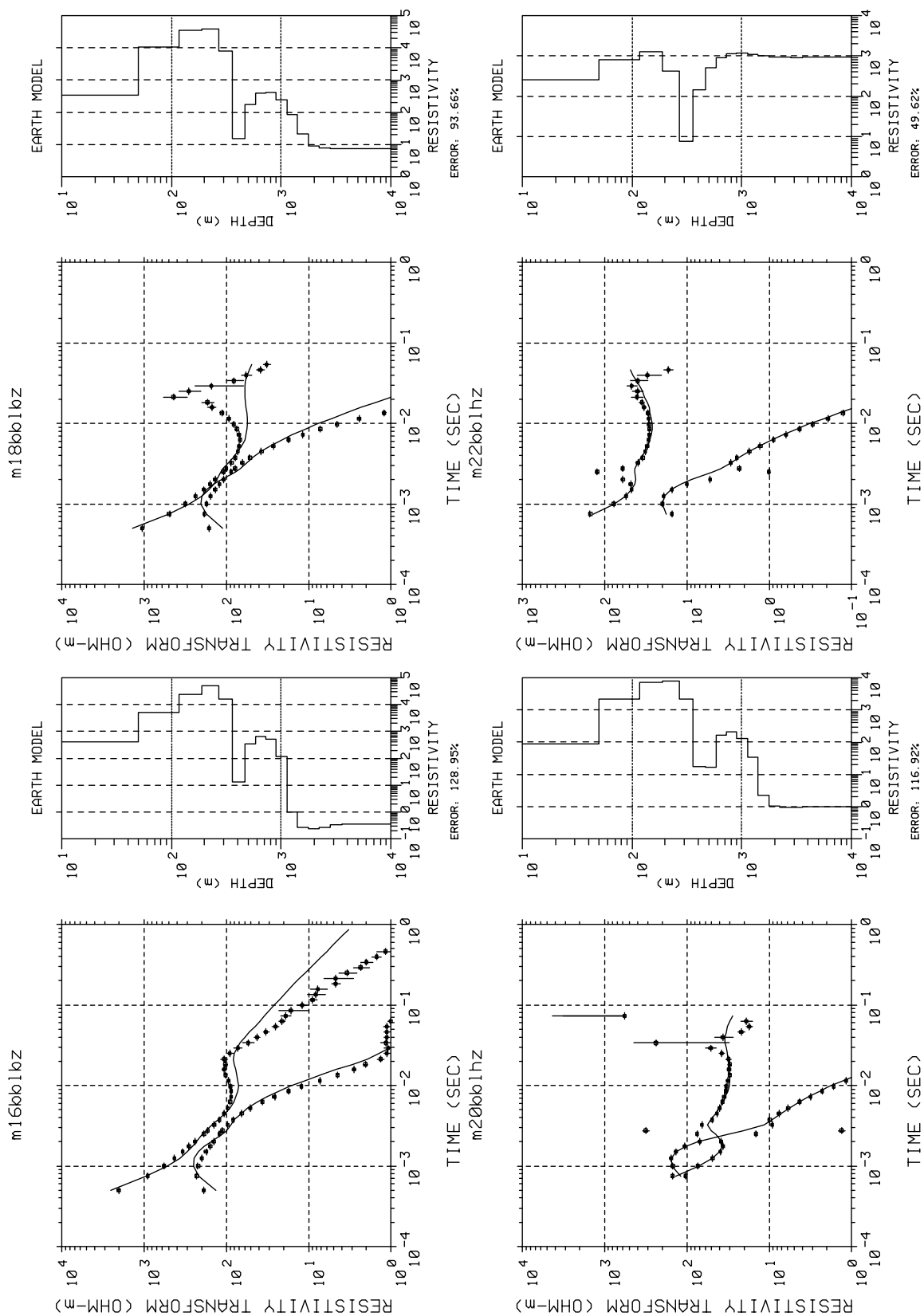


**Abbildung G.10:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen mbabsley (unten links), mbibslx (oben links), mkobslx (oben rechts) und m00bslhx (unten rechts).

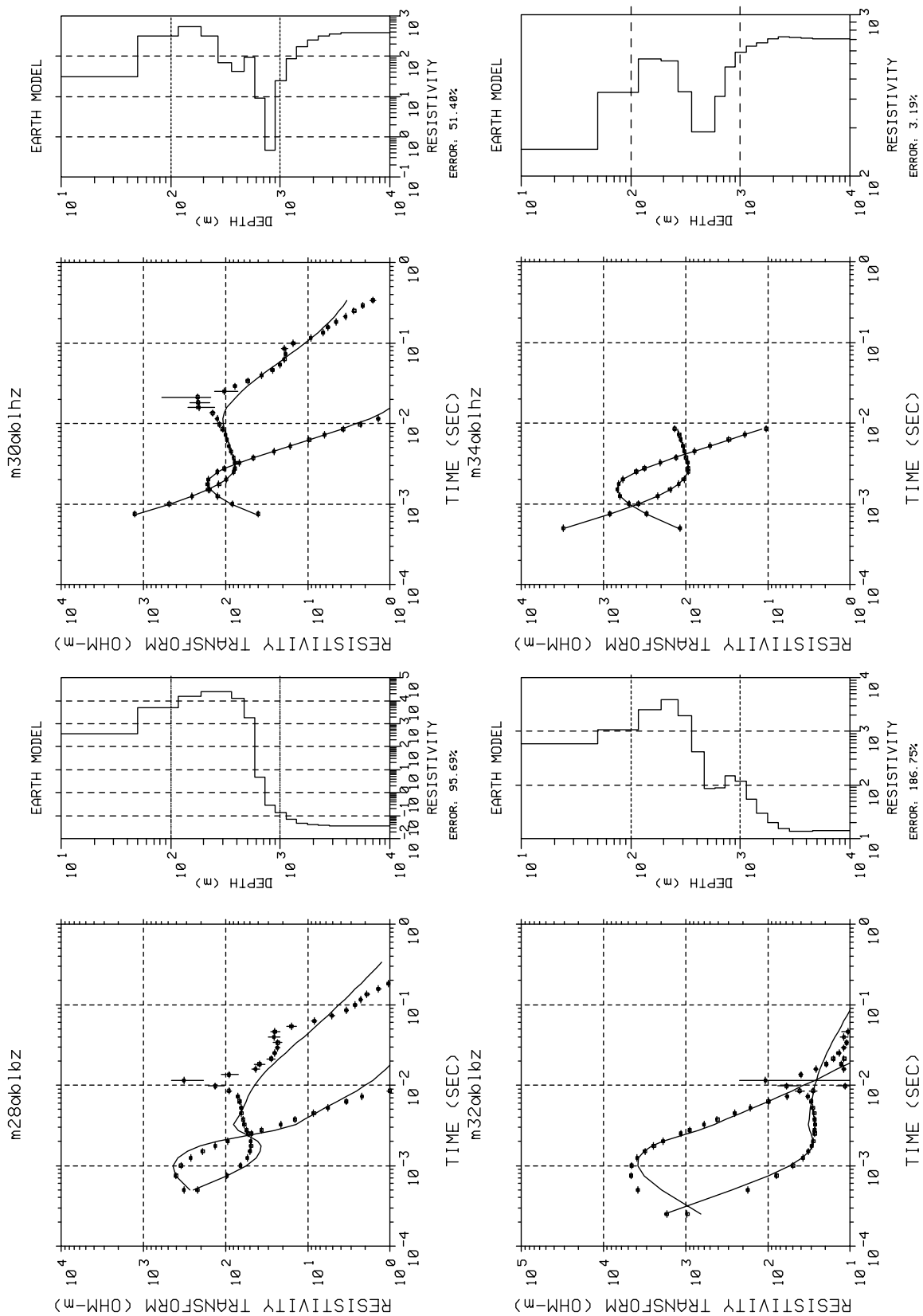


**Abbildung G.11:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen m04bklbz (unten links), m06bslbz (oben links), m08bslh (oben rechts) und m16aalbz (unten rechts).

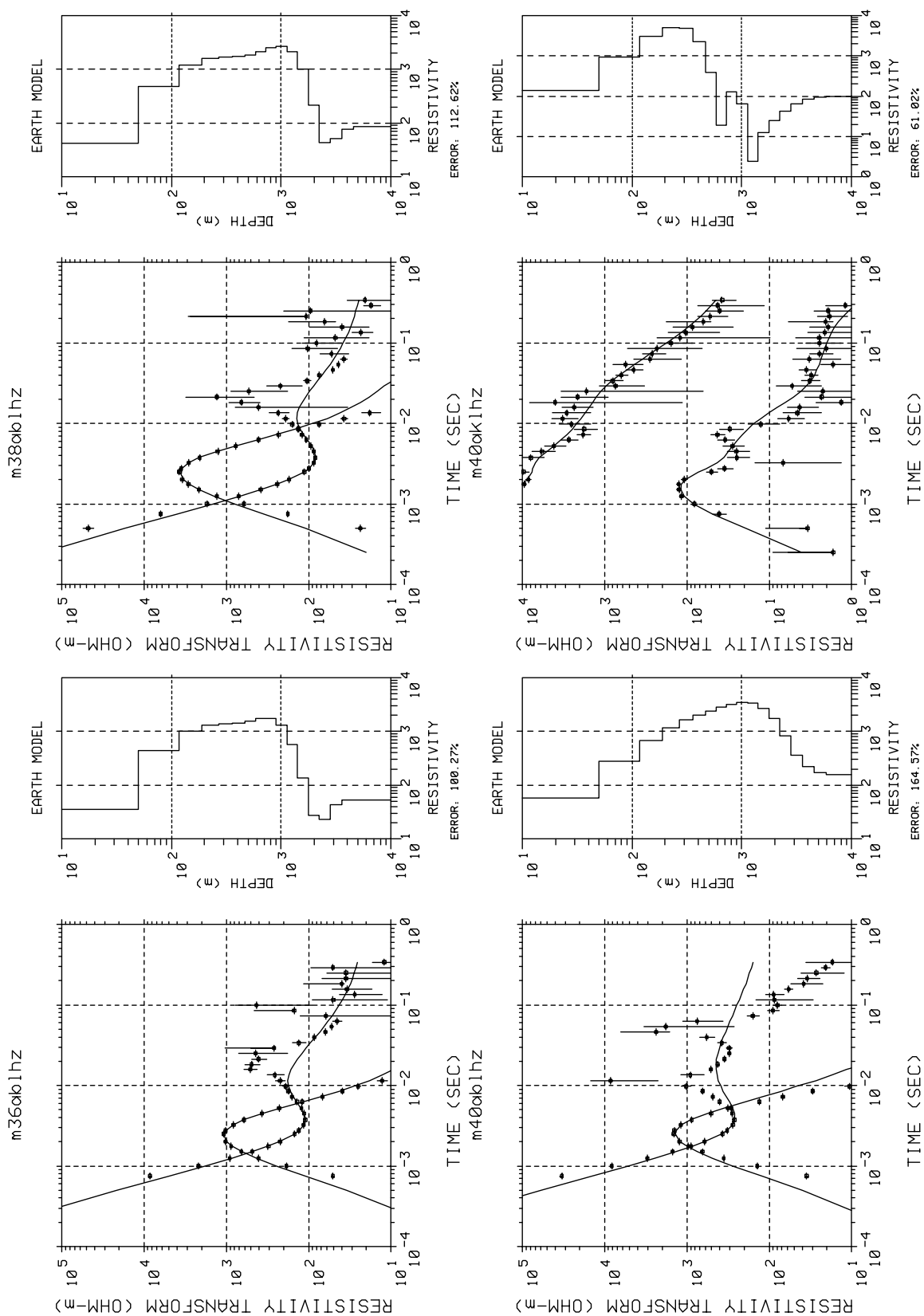




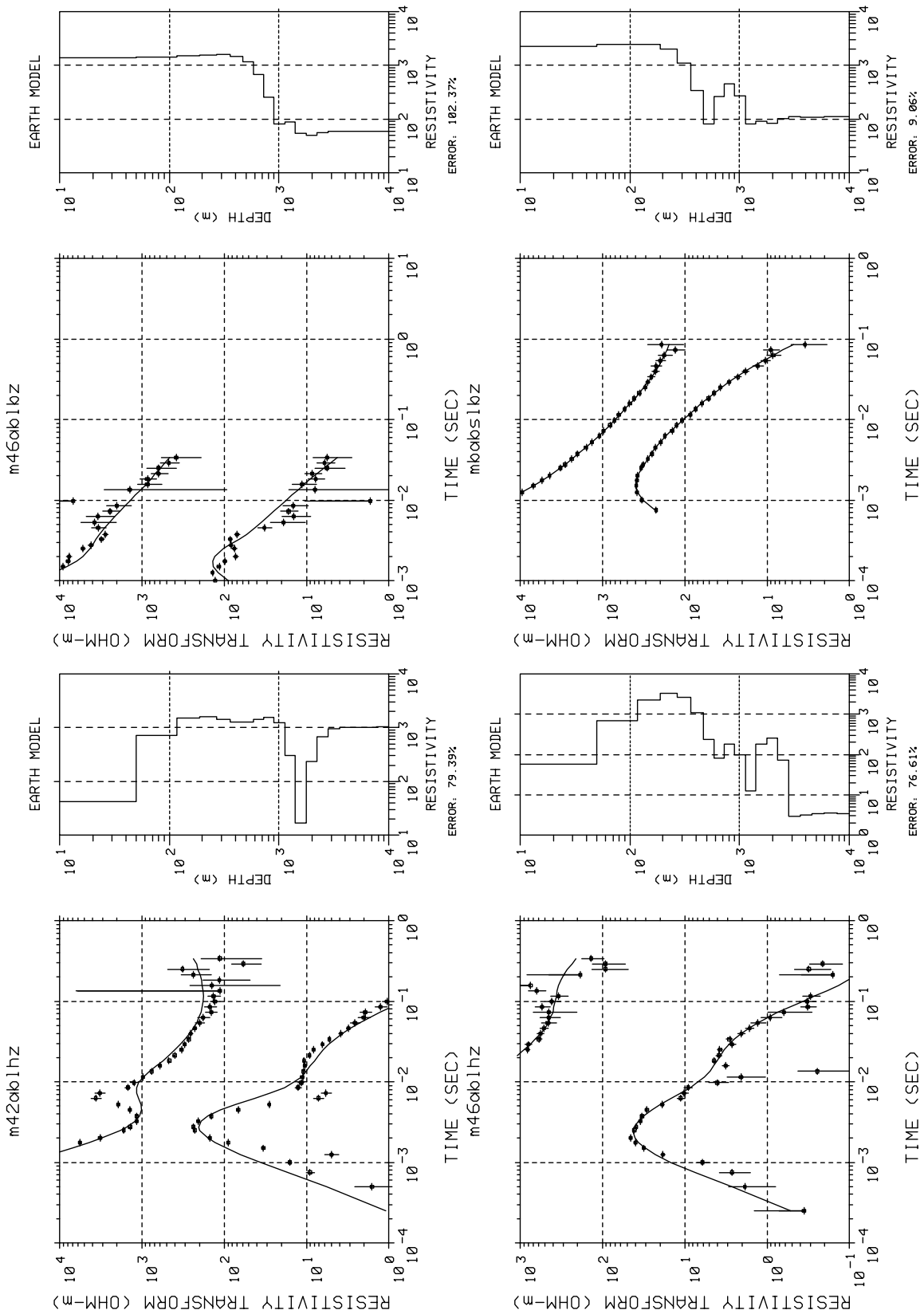
**Abbildung G.12:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen m16bblbz (unten links), m18bblbz (oben links), m20bblhz (oben rechts) und m22bblhz (unten rechts).



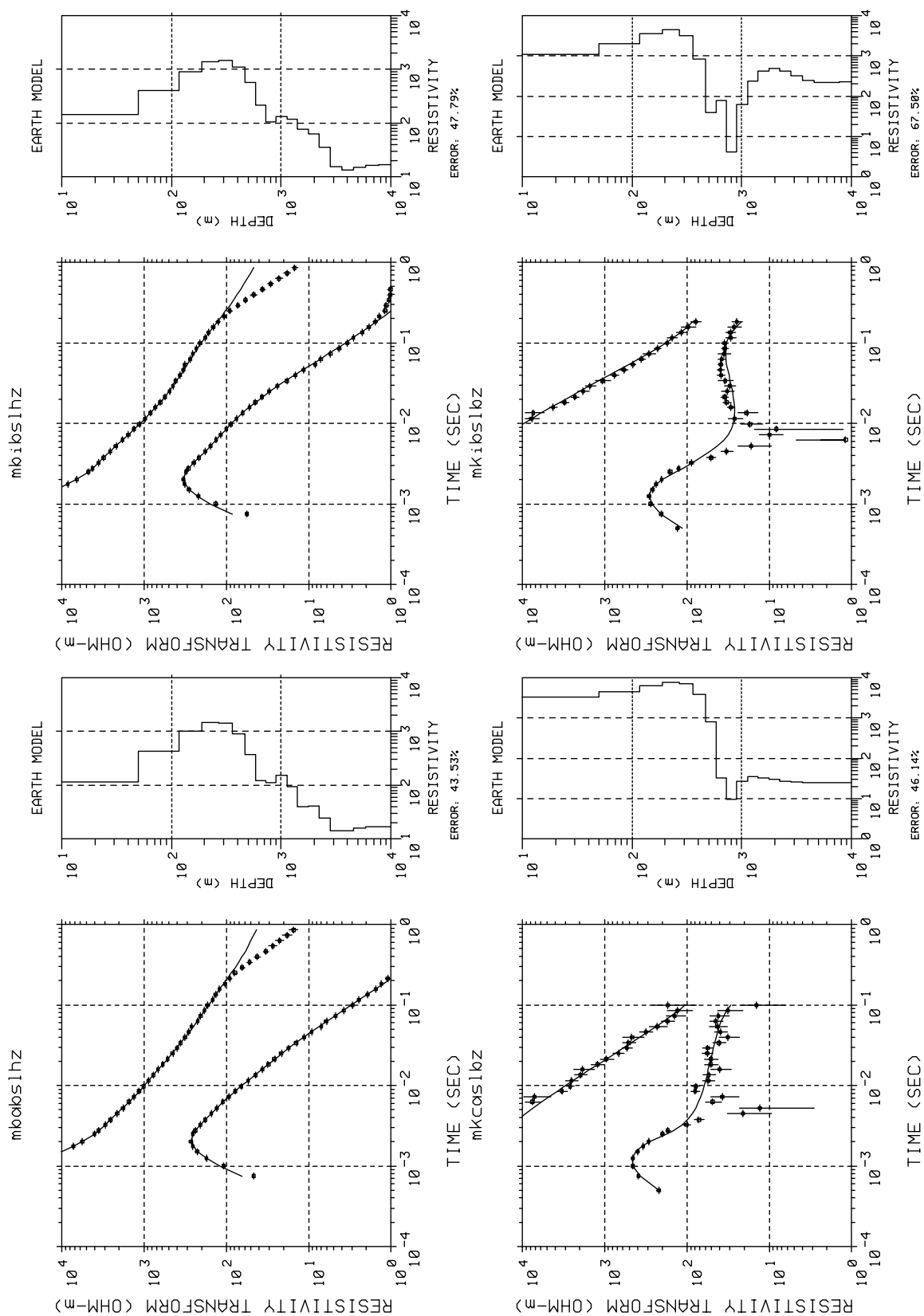
**Abbildung G.13:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen m28ablhz (unten links), m30ablhz (oben links), m32ablhz (oben rechts) und m34ablhz (unten rechts).



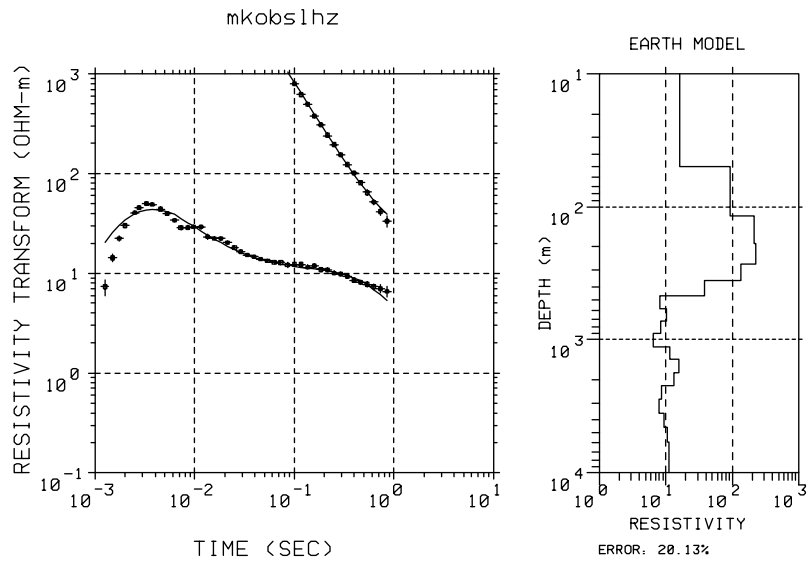
**Abbildung G.14:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen m36ablhz (unten links), m38ablhz (oben links), m40ablhz (oben rechts) und m40aklhz (unten rechts).



**Abbildung G.15:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen m42ablhz (unten links), m46ablhz (oben links), m46ablbz (oben rechts) und mbabslbz (unten rechts).



**Abbildung G.16:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion der Datensätze der Stationen mbabslhz (unten links), mbibslhz (oben links), mkcaslhz (oben rechts) und mkibslhz (unten rechts).



**Abbildung G.17:** Ergebnisse der LOTEM-1D-Inversion des Datensatzes der Station *mkobs1hz*.

---

## Topographie in 3D–Modellen

---

In diesem Kapitel wird die 3D–Modellerstellung mit der Topographie anhand des regionalen Merapi–Modells gezeigt. Zwei Arbeitsschritte machen die Modellierung der Topographie arbeitsintensiv: Die Luft muß in das Modell eingefügt und die Topographie muß diskretisiert und in das Modell eingebaut werden. Ein digitales Höhenmodell (DEM) erleichtert dabei das Diskretisieren der Topographie. Die Entstehung eines Gitters soll hier anhand des in Kap. 4.6.4.1 vorgestellten Modells gezeigt werden. Die Modelle werden in mehreren Schritten erstellt:

### **Basisgitter**

Es wird zunächst ein Maxwell–Gitter ohne Luft, aber bereits mit einer realistischen Verteilung der zu untersuchenden Stationen erstellt. Die Leitfähigkeitsverteilung ist eindimensional und die Ergebnisse der Modellrechnungen können mit der analytischen Lösung verglichen werden. Diese Arbeitsschritte sind bereits von *Hördt et al.* [1992]; *Osman* [1995] oder *Donat* [1996] beschrieben worden.

### **Einbau der Luft**

Die Luft wird in das Modell eingebaut und das Gitter so lange angepaßt, bis die Modelldaten die Qualität des ersten Schrittes erreicht haben. Dies ist mit zwei unterschied-

lichen Gittern für frühe und späte Zeiten zu erreichen (siehe auch *Hördt und Müller [1999]*). Als Alternative bieten sich zwei unterschiedliche Luftwiderstandskontraste an (s.u.). Zunächst muß das vertikale Gitter (Vektor  $rz$ ) in die Höhe (negative Tiefen) fortgesetzt werden. Die Gitterabstände sind dabei größer, als in der — leitfähigeren — Erde.

```
&START
```

```
rz=    -100,-50,-20,-10,-5,-3,-2.2,-1.5,-1.2,-1,-.8,-.6,-.4,-.2,
        0.,.1,.25,.45,.75,.9,1.,1.1,1.2,1.3,1.4,1.5,1.6,2.0,
        2.5,3.5,5,8,12,15.,20.,30.,
npz=10,10,13,15,13,15,18,13,14,
```

```
.
.
.
.
```

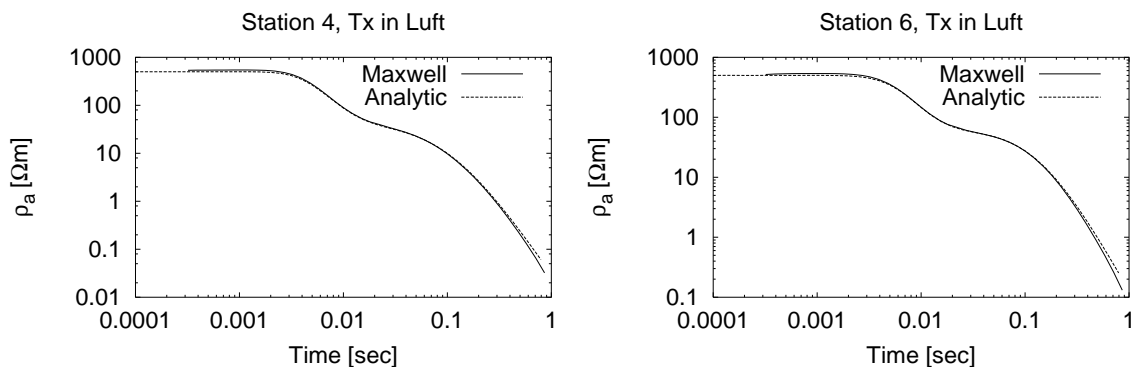
```
&END
```

Der Block START beinhaltet das Gitter,  $rz$  sind die vertikalen Gitterknoten,  $npz$  sind die vertikalen Knoten, auf denen die Empfänger liegen. Zur Definition der Variablen siehe auch *Hördt et al. [1992]*. Bei dem gezeigten Beispiel wird das Gitter bis in 100 km Höhe diskretisiert.

Die Luft wird zunächst als ein schlechtleitender Block mit  $10000 \Omega m$  eingebaut, die Erde hat einen Widerstand von  $500 \Omega m$ . Damit erhält man eine gute Anpassung für Zeiten ab 10–40 ms. Zu den frühen Zeiten macht sich der geringe Kontrast zwischen Luft/Erde in einem Abfallen der scheinbaren Widerstandskurve gegenüber der analytischen Lösung bemerkbar. Deshalb wird ein Parallelmodell gerechnet, bei dem der Luftwiderstand  $100000 \Omega m$  beträgt. Damit erhält man eine gute Anpassung zu frühen Zeiten, zu späten Zeiten konvergiert die Lösung aber nicht mehr gegen den analytischen Wert. Höhere Kontraste als 500:100000 (=1:200) konnten nicht mehr stabil berechnet werden. Für die weiteren Rechnungen werden deshalb zwei Modelle gerechnet, eines mit hohem Luftwiderstand für die frühen Zeiten, und eines mit geringerem Luftwiderstand für die späten Zeiten.

Abb. H.1 zeigt einen Vergleich zwischen den analytischen und den mit Maxwell berechneten scheinbaren Widerständen für die Stationen 4 (links) und 6 (rechts). Die Stationen entsprechen denen aus Abb. 4.14, die Luft ist bereits eingefügt. Die frühen Zeiten stammen aus dem Modell mit dem hohen, die späten Zeiten aus dem Modell mit dem niedrigen Luft/Erde-Kontrast.





**Abbildung H.1:** Mit Maxwell berechnete (Maxwell) sowie die analytischen (Analytic) scheinbaren Widerstände für  $\dot{H}_z$ . Die Maxwell Ergebnisse sind für Zeiten  $< 20\text{ms}$  aus dem Modell mit dem hohen Luft/Erde-Kontrast, für Zeiten  $> 20\text{ms}$  mit dem kleineren Kontrast berechnet.

## Empfänger in der Luft

In einem weiteren Schritt werden die Empfängerstationen in die Luft gehoben und die Maxwell-Ergebnisse mit der analytischen Lösung verglichen. Hier sind auch bereits Konsistenzprüfungen möglich. Durch Änderung des 1D-Hintergrundmodelles läßt sich feststellen, bis zu welchen Widerstandskontrasten das Gitter stabile Werte liefert.

## Einbau der Topographie

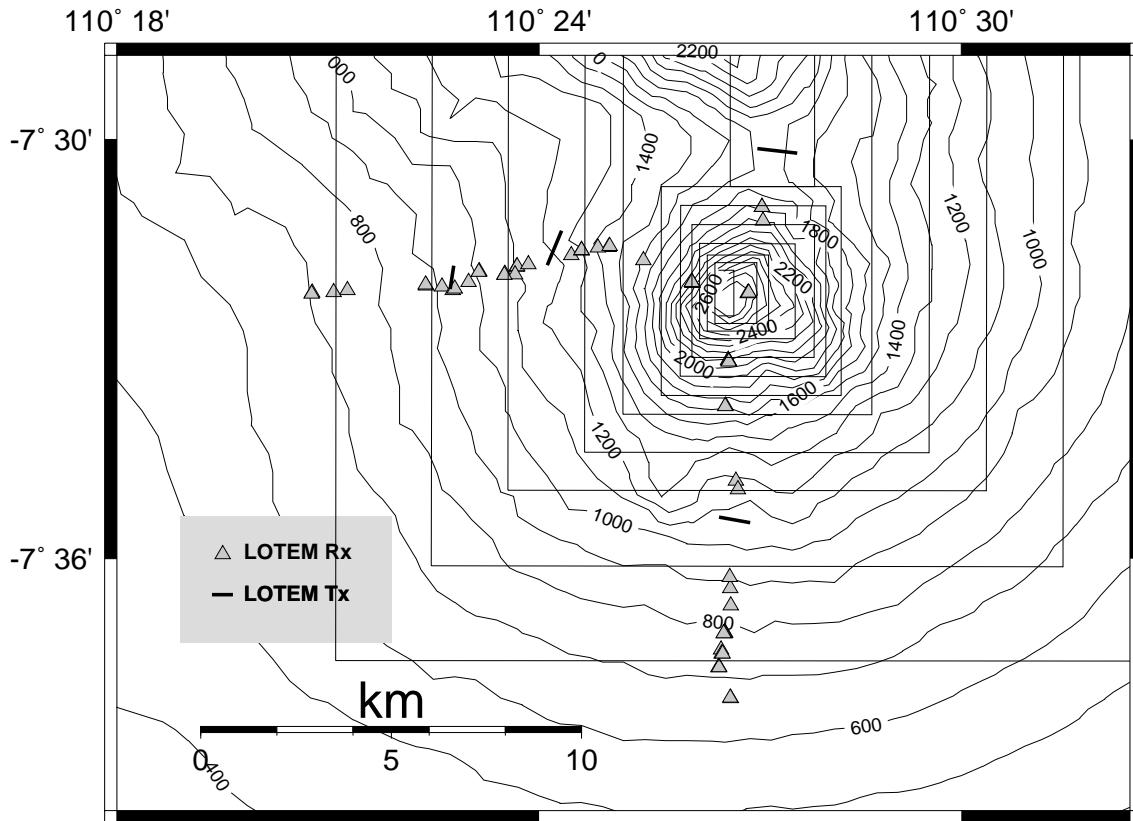
Vor dem Einbau der digitalisierten Topographie (Abb. H.2) sollten ein paar Punkte bedacht werden, die anschließende Variationen des Modells vereinfachen:

### Diskretisierung der Topographie

Ab welcher Höhe wird das Modell diskretisiert? Am Merapi wurde 500 müNN als Starthöhe genommen, da alle Stationen und der Sender mehr als 10 km von dieser Höhenlinie entfernt liegen (Abb. H.2) und der Einfluß lateraler Widerstandsänderungen in einer solchen Entfernung gering ist [Osman, 1995].

### Wahl der Nulllinie

Auf welcher Höhe soll die Nulllinie liegen? Der Sender aus den vorangegangenen Schritten liegt auf der Grenzfläche zwischen Luft und Erde, der Maxwell Nulllinie. In dem vorliegenden Fall ist die tatsächliche Höhe des Senders aber 1600 müNN. Das topo-



**Abbildung H.2:** Topographische Karte des Merapi nach Gerstenecker et al. [1998b]. Ein-gezeichnet ist die Horizontalausdehnung der Blöcke zur Modellierung der Topographie, das Höhenintervall der Blöcke beträgt 200 m.

graphische Modell des Berges muß also entsprechend vertikal verschoben werden. Im vorliegenden Fall reicht der Berg dann bis in eine Tiefe von 1400 m.

### Wahl der Blöcke

Soll im Bereich des Berges der Widerstand variiert werden? Diese Frage stellt sich, da bei Maxwell ein Widerstand für das gesamte Modellgitter vorgegeben und alle anderen Blöcke darin eingebaut werden können. Bei dem vorliegenden Modell wird als Hintergrund der Widerstand der Erde —  $500 \Omega m$ — gewählt. Nachteil dieser Wahl ist der Zwang, die Luft als Blöcke einzubauen. Der Berg wird so zu einem Volumen mit Hintergrundwiderstand, der von Luftblöcken umgeben ist. Pro Höhenschritt sind vier Blöcke einzugeben. Der Vorteil dieser Lösung ist die relativ große Freiheit bei der Variation im Berg. Da dort der Hintergrundwiderstand herrscht, können beliebig viele Blöcke ohne Umbau des Modells hinzugefügt oder in ihrer Geometrie verändert werden. Wählt man hingegen die Luft als Hintergrundwiderstand, so ist der Berg aus Blöcken zusammengesetzt. Bei jeder Modellvariation müßte dann der Berg u.U. komplett neu erzeugt

werden.

Im folgenden wird ein Ausschnitt aus der Maxwell-Eingabe für das Maxwell-Gitter von Modell C aus Abb. 4.14 für den geringen Luft/Erde-Kontrast (500:10000) gezeigt. Der Block MODEL beinhaltet die Definition der Blöcke, fon ist der Hintergrundwiderstand, nbl die Anzahl der Blöcke. Die Vektoren xl, xp, yl, yp, zl und zp definieren die 6 Eckpunkte der Blöcke. Der Vektor sg definiert den Leitwert des zugehörigen Blockes:  $49*0.0001$  bedeutet z.B., daß die ersten 49 Blöcke einen Widerstand von  $10000 \Omega m$  haben:

```
&MODEL
fon=0.002,nbl=63,
xl=  -50, -50, -50, -.6,-1.0, -50, -50, 0.0,-1.1,
      -50, -50, 0.3,-1.3, -50, -50, 1.0,-1.5, -50, -50, 1.5,-1.7,
      -50, -50, 1.8,-2.0, -50, -50, 2.2,-50,1.5,-0.7, -50, -50,3.0,-3.5,
      -50, -50, 4.5,-4.5, -50, -50, 10,-6.5, -50, -50, 12,-8.5,
      -50, -50,
-1.0,-1.1,-1.3,-1.5,-1.7,-2.0,-2.5,-0.7,-3.5,-4.5,-6.5,-8.5,-11,    -50,
xp=   50,  50,-1.0,  50,-0.6,  50,-1.1,  50, 0.0,
      50,-1.3,  50, 0.3,  50,-1.5,  50, 1.0,  50,-1.7,  50, 1.5,
      50,-2.0,  50, 1.8,  50,-2.5,  50,-.7,  50, 1.5,  50,-3.5,  50, 3.0,
      50,-4.5,  50, 4.5,  50,-6.5,  50, 10,  50,-8.5,  50, 12,
      -11,  50,
-0.6, 0.0, 0.3, 1.0, 1.5, 1.8, 2.2, 1.5, 3.0, 4.5, 10, 12,  50,  50,
yl=  -50, -50,-4.4,-4.4,-3.2, -50,-4.6,-4.6,-3.0,
      -50,-4.8,-4.8,-2.8, -50,-5.0,-5.0,-2.5, -50,-5.5,-5.5,-2.0,
      -50,-6.0,-6.0,-1.5, -50,-6.5,-6.5, -1, -1, 7.0, -50,-7.0,-7.0, 5.0,
      -50,-8.0,-8.0, 8.0, -50,-9.0,-9.0, 20, -50, -11,-11, 30,
      -13.5,-50,
-4.4,-4.6,-4.8,-5.0,-5.5,-6.0,-6.5,-1.0,-7.0,-8.0,-9.0, -11,-13.5, -50,
yp=   50, -4.4, 50,  50,  50, -4.6, 50,  50,  50,
      -4.8, 50,  50,  50, -5.0, 50,  50,  50, -5.5, 50,  50,  50,
      -6.0, 50,  50,  50, -6.5, -1, -1, 50, 50,  50, -7.0, 50,  50,  50,
      -8.0, 50,  50,  50, -9.0, 50,  50,  50, -11, 50,  50,  50,
      50,-13.5,
-3.2,-3.0,-2.8,-2.5,-2.0,-1.5,-1.0, 7.0, 5.0, 8.0, 20, 30,  50,  50,
zl= -100, 4*-1.4, 4*-1.2,
      4*-1.0, 4*-0.8, 4*-0.6,
      4*-0.4, 6*-0.2, 4*-0.0,
      4*0.2, 4*0.4, 4*0.6,
      2*0.8,
```

```
-1.4, -1.2, -1.0, -0.8,-0.6,-0.4,-0.2,-0.2,0.0,0.2,0.4,0.6,0.8,      1.0,  
zp= -1.4, 4*-1.2, 4*-1.0,  
      4*-0.8, 4*-0.6, 4*-0.4,  
      4*-0.2, 6*-0.0, 4*0.2,  
      4*0.4, 4*0.6, 4*0.8,  
      2*1.0,  
-1.2, -1.0, -0.8, -0.6,-0.4,-0.2, 0.0, 0.0,0.2,0.4,0.6,0.8,1.0,      1.5,  
sg= 49*0.0001,8*0.002,5*0.002,0.03,  
&END
```

## Dankeschön !

Ich danke allen Menschen, die mehr oder weniger direkt zur Entstehung dieser Arbeit beigetragen haben. Bei einer Arbeit, die zwei große Messkampagnen einschließt, ist es unmöglich, jeden Einzelnen zu nennen. Mein Dank gilt

... ganz besonders meinem Doktorvater Prof. Dr. F.M. Neubauer, der mich den abgelehnten Anträgen zum Trotz zu dieser Arbeit ermutigte, obwohl zunächst weder Mittel noch Projekte vorhanden waren.

... Dr. A. Hördt für Schnellkurse in Projektmanagement, die Einführung in die Tücken Maxwells und dem Blick für das Wesentliche.

... Tilman Hanstein und Stefan Helwig für die unersetzbare Begleitung auf den Messungen und die Einweihung in die tieferen LOTEM-Geheimnisse.

... den Teams der Messungen am Vesuv 1997 und am Merapi 1998 für die Ausdauer bei der Knochenarbeit im Gelände: Anja Baum, Michael Commer, Didik, Enjang, Tilman Hanstein, Stefan Helwig, Thomas Joppich, Andreas Gaidetzka, Nurhasan, Saumi, Katja Schiffbauer, Thomas Schneider, Carsten Scholl, Ute Stahl, Supriadi, Wahyu, Warsa und Martin Ziebell.

... den italienischen Kollegen Paolo Capuano und Agata Siniscalchi für die Unterstützung am Vesuv und die Einführung in die neapolitanische Seele.

... Supriadi, ohne dessen Verhandlungsgeschick im Umgang mit der Bevölkerung am Merapi die Messungen nicht möglich gewesen wären und für seine ständige Übersetzungshilfe.

... Umar Fauzi, der mich vor den kulturellen Fettnäpfen in Indonesien bewahrt hat.

... den Kollegen im MERAPI-Projekt vom GFZ, aus Leipzig, aus Bonn und aus Darmstadt. Insbesondere Sven Friedel, Birger Lühr, Andreas Müller, Dorothee Rebscher und Arnold Brodscholl für die gute Zusammenarbeit in Indonesien.

... den Kollegen aus Darmstadt für das Merapi-DEM.

... Herrn Prof. Dr. H.G. Pape für den Hinweis auf die Skaergaard-Intrusion.

... den Systemverwaltern in Marienburg und der Zülpicher Straße für alle Maßnahmen, die reibungsloses Arbeiten möglich machen.

... der Werkstatt des Institutes, insbesondere Herrn Nicolin und Herrn Bastians, die alle Aufträge immer rechtzeitig fertig hatten.

... der Fa. Aluferon Düren für DIE Senderelektrodenalufolie.

... den Herrn V.L. Druskin und L.A. Knizhnerman für die Bereitstellung des Programmes MAXWELL zur Durchführung der Modellrechnungen.

... Herrn Dr. K.G. Hinzen von der Erdbebenwarte Bensberg für den Backup-Feldrechner.

... meinen Eltern weil sie mir zeigten wie wichtig es ist Forschung „nach draußen“ zu vermitteln.

... Vanessa Poensgen schließlich für die vielen guten Ideen und ihre Leidenschaft und Geduld während der heißen Phasen dieser Arbeit.

Mehrere Institutionen waren eine wichtige moralische Stütze, stellvertretend sei hier das „Maybach“ genannt.

Ein Teil der Forschungsarbeiten und die Messungen am Merapi 1998 wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter der Projekt Nr. HO 1506/7-1 finanziert.

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

Köln, den 6. September 1999

**Müller, M.**, Interner Bericht zur Merapi Vorerkundung im Mai/Juni 97, Bericht, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln, August 1997.

**Müller, M., F. M. Neubauer und A. Hördt**, Volcano monitoring with transient electromagnetics, *Annales Geophysicae*, 14, (Suppl. 1), 117, 1996.

**Müller, M., A. Hördt und F. Neubauer**, The LOTEM survey at Merapi Volcano 1998, in *Decade-Volcanoes under Investigation*, herausgegeben von J. Zschau und M. Westerhaus, Bd. III/1998, 41–46, Dt. Geophys. Gesellschaft, 1998.

**Müller, M., A. Hördt und F. M. Neubauer**, Electromagnetic techniques's success at Vesuvius points to use in forecasting eruptions, *EOS*, 80, (35), 393–401, 1999.





## Lebenslauf

Name: Martin Müller

geboren: 17.4.1967 in Leverkusen

Nationalität: deutsch

Familienstand: ledig

Anschrift: Maybachstr. 114  
50670 Köln  
Tel. 0221/131510

Schulbildung 1973 – 1976 Grundschule Leverkusen Küppersteg

1977 – 1981 Deutscher Schulverband Santiago de Chile, Chile

1982 – Juni/1986 Dietrich–Bonhoeffer–Gymnasium, Bergisch Gladbach  
Abschluß: Abitur

Studium 1988 - 1995 Geophysik–Studium an der Universität zu Köln

September 1990 Vordiplom

10/1993 – 12/1993 Mitarbeit bei einem Projekt der FU–Berlin  
und des Geoforschungszentrum Potsdam in Chile  
zur Untersuchung der Plattentektonik

März 1995 Diplom

1995 - 1999 Promotionsstudium an der Universität zu Köln

Tätigkeit seit 1.8.1995 wissenschaftlicher Mitarbeiter am  
Institut für Geophysik und Meteorologie der  
Universität zu Köln