



**Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM):  
Kontinuierlich messendes Breitband-VLF, erweitert auf  
hydrogeologische Problemstellungen**

**Inauguralthese**

von

**Wilhelm Stiefelhagen**

(Dipl.-Phys.)

Institut für Geologie — Zentrum für Hydrogeologie

zur Erlangung des akademischen Grades

**Docteur ès Sciences**

der

**Naturwissenschaftlichen Fakultät**

der

**Universität Neuchâtel**

**10. Februar 1998**

(Verteidigung)

Jury:

Vorsitzender

Prof. Dr. F. Zwahlen

Direktor, Zentrum für Hydrogeologie, Universität Neuchâtel

Gutachter

Prof. Dr. A. Ádám

Wissenschaftl. Direktor, Geodätisches und Geophysikalisches Forschungszentrum, Sopron

Dr. A. Hördt (Prof. Ass.)

Angewandte Geophysik, Universität Köln

Dr. I. Müller (Prof. Ass.)

Zentrum für Hydrogeologie, Universität Neuchâtel

# IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

**Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM):  
Kontinuierlich messendes Breitband-VLF,  
erweitert auf hydrogeologische  
Problemstellungen**

de M. Wilhelm Stiefelhagen

---

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de  
Neuchâtel sur le rapport des membres du jury,

M. F. Zwahlen (directeur de thèse),  
I. Müller, A. Adam (Sopron, Hongrie) et  
A. Hördt (Uni. Köln)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 25 mars 1998

Le doyen:

  
F. Stoeckli

"Gorda fea"

# Zusammenfassung

**D**iese Arbeit stellt die Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM) Methode vor. Es handelt sich um eine auf die Bedürfnisse von Hydrogeologen erweiterte Methode, die aus der in der Erzexploration etablierten Very Low Frequency Electromagnetics (VLF-EM) Methode hervorgegangen ist. Drei Punkte zeichnen das Neuchâtel-er Gerät aus:

- Die kontinuierliche Meßweise des Neuchâtel-er RF-EM erlaubt die Erzielung einer sehr hohen lateralen Auflösung.
- Eine automatisch orientierte Antenne, fixiert hinter einem Meßwagen, erlaubt die schnelle, effiziente und kostengünstige Aufnahme von Profilen.
- Die kombinierte Benutzung von Very Low Frequency (VLF) und Low Frequency (LF) macht RF-EM zu einer Methode, die Frequenzsondierungen ermöglicht.

Das gegenüber traditionellen Geräten um drei Größenordnungen gesteigerte Datenvolumen verlangt nach neuen Datenverarbeitungsmethoden und neuen Ansätzen bei der graphischen Darstellung. Integrierte Datenverarbeitung von RF-EM Messungen und Positionsdaten erlauben direkt im Anschluß an eine Messung eine dreidimensionale Darstellung der Daten, mit Hilfe der in dieser Arbeit entwickelten Konzepte und Programme.

Die Herleitung eines neuen, rekursiven Filters zur Transformation der RF-EM Meßwerte in scheinbare Widerstände und Phasen erlaubt die Anwendung von Inversionsalgorithmen. Somit ist erstmals eine Inversion von RF-EM Meßdaten möglich, mit einem geologischen Modell als Resultat.

Das Gerät wurde mit großem Erfolg im schweizerischen Karst eingesetzt, zur Analyse von Verwerfungen und zur Suche nach Grotten. Solche geologischen Strukturen spielen eine sehr wichtige Rolle bei der Beurteilung von Grundwassergefährdungen und der sich hieraus ergebenden Auswei-

zung von Wasserschutzzonen. Weitere Anwendungen sind auch korrekte Abschätzungen von Gefährdungspotentialen für Hangrutschungen und erfolgreiche Grundwassersuche in ariden und semi-ariden Zonen.

Besonders der kombinierte Einsatz der RF-EM Methode mit anderen geophysikalischen Verfahren bietet enorme Vorteile gegenüber einfachen VLF-EM Anwendungen. Sowohl Radio Magnetotellurics (RMT), Georadar (GPR), Slingram als auch Seismik wurden produktiv mit RF-EM kombiniert. Die Jointinterpretation von RF-EM mit anderen Methoden erlaubt den Geschwindigkeitsvorteil des RF-EM Gerätes mit der direkteren Messung von Gesteinsparametern, wie zum Beispiel Widerständen mit Hilfe der RMT-Methode, zu vereinen.

Es wird also gezeigt, wie geophysikalische Verfahren einen entscheidenden Beitrag zur Lösung hydrogeologischer Problemstellungen liefern können.

# Abstract

This thesis introduces the Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM) method. The RF-EM method has been adapted to the needs of hydrogeologists from the well-established Very Low Frequency Electromagnetics (VLF-EM) method, which is widely used in mineral exploration. Three main features mark the differences between the equipment produced in Neuchâtel and commercial devices:

- The continuously recording RF-EM device produces data with high lateral resolution.
- An automatically orientated antenna, which may be fixed behind a car, allows fast, efficient and cheap profiling.
- RF-EM frequency soundings are possible, due to the combination of Very Low Frequency (VLF) and Low Frequency (LF).

Compared to traditional equipment the data volume has grown by three magnitudes. So, new data processing and plotting capabilities are required. Integration of RF-EM data processing and positioning allows the creation of three-dimensional graphs directly after recording, with the help of the concepts and programs presented in this thesis.

The development of a new, recursive filter for the transformation of RF-EM data into apparent resistivities and phases allows the application of inversion algorithms. For the first time, geological models can be obtained from RF-EM data by such a data inversion.

The equipment was employed with great success in the Swiss karst, for the analysis of faults and caves. Such geological structures are very important for the designation of ground water protection zones based on the evaluation of potential hazards for ground water. Other applications are the investigation of landslides and ground water prospecting in arid and semi-arid zones.

Especially the combination of RF-EM with other geophysical methods is very advantageous compared to simple VLF-EM applications. Radio Magnetotellurics (RMT), Georadar (GPR), Slingram

and Seismics showed up to be very productive when applied together with RF-EM. The joint interpretation of RF-EM and other geophysical methods permits to profit from the efficiency of the RF-EM combined with the capabilities of the other methods, for measuring directly rock parameters. For example, RMT resistivities measured on a sparse grid may be refined by dense RF-EM measurements.

So, the presented case studies prove the importance of geophysical investigations for the solution of hydrogeological problems.

# Extended Abstract

Ph.D. thesis

## Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM):



## Continuously measuring broadband-VLF, extended for hydrogeological investigations

by

**Wilhelm Stiefelhagen**

Center for Hydrogeology, University of Neuchâtel

**T**his thesis presents the development of the well known Very Low Frequency Electromagnetics (VLF-EM) method to an extended Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM) method. The motivation for this adaptation of the in mining exploration well-established VLF-EM method to the needs of hydrogeologists has been the lack of resolution for commercial equipment.

One very important target of hydrogeological studies is the analysis of ground water flow. For karstic or similar structures this flow is strongly influenced by faults and fractures. Furthermore, horizontal layering may cause interfaces between aquifers and aquitards.

A method adapted to the special demands of these investigation targets depends on the following items:

- A profiling mode is needed for finding the elongated structures.
- A sounding mode is necessary for the analysis of the layered structures.
- Vertical and lateral resolution have to be adapted to the small size of structures respon-

sible for the existence of hydrogeological effects.

### RF-EM

The VLF-EM and the RF-EM method both use terrestrial radio transmitters in the far-field for geological investigations. The RF-EM extends the traditional VLF to higher frequencies (LF) to allow a better investigation of more shallow targets. Furthermore, the sounding feature of an equipment using a broader frequency range allows the determination of geological structures varying with depth. Therefore, the vertical resolution of the RF-EM is enhanced in comparison to standard VLF-EM.

Several reflections about the validity of the employed formulas have to be executed due to this extension of the frequency range. So, some calculations show, that the displacement currents can still be neglected in most cases for the used frequency range of 12 kHz to 300 kHz. Therefore, the employed VLF formulas remain valid for the LF range of the extended devices in Neuchâtel. The far field limit for the transmitter-receiver-separation is even

smaller for higher frequencies, so they are more suitable for building portable transmitters. Such transmitters allow a more flexible application of the method in case of bad signal reception for standard transmitters.

All electromagnetic receivers in Neuchâtel measure only stable relations of electromagnetic fields. The resulting precision is very high, even without any averaging. This allows to apply a continuously measuring mode for the RF-EM and a data acquisition with very high lateral resolution, which depends only on the profiling and datalogger acquisition velocity.

The construction of an automatic oriented antenna, which may be fixed behind a car, allows a fast data acquisition without any precision penalty. The most recent prototype allows even acquisition velocities of more than 40 km/h with high quality and a lateral resolution of several centimeters. No other actual existing landborne geophysical method is as fast as this RF-EM method without significant reduction of the resolution.

Therefore, this method is not only very precise, but also fast, efficient and cheap. Several modelings and test measurements prove the advantages of the new features of the RF-EM method compared to standard VLF-EM.

## Filter-Resistivity-Transformation

The development of a new, recursive filter for the transformation of RF-EM data into apparent resistivities and phases allows the application of inversion algorithms. For the first time, geological models can be obtained from RF-EM data by such a data inversion.

The motivated resistivity-transformation is valid for two-dimensional geological structures where the Maxwell equations describe a relation between the derivatives of the electrical and magnetic fields. Especially the vertical magnetic induction is proportional to the horizontal derivative of the horizontal electrical field for the 2D case. Therefore, the measured RF-EM data is proportional to the derivative of the resistivity, that is, to resistivity contrasts.

Acquiring data in several dense parallel profiles and with frequencies in the extended range of VLF to LF allows to obtain a three-dimensional image of the subsurface with the help of the described resistivity-filter-transformations. Such filters allow

obtaining pseudo-resistivity-sections of the subsurface in a very efficient way. Consequently, they will replace the traditional Fraser- and Karous-Hjelt-Filters which do not exploit the possibilities of the RF-EM frequency sounding capabilities.

The transformed data are in a suitable format to be inverted directly by standard Magnetotellurics programs. Future developments will even allow a direct inversion of the RF-EM data without previous transformation.

Several modelings and test measurements make already evidence of the advantages of the new filters especially when combined with the RMT (Radiomagnetotellurics) method. The development of the new interpretation techniques has to follow the advances in technical progress of the VLF-EM method. These advances in acquiring high quality data with the help of the RF-EM method allows to renounce the application of manipulating data filters. Filters should only be applied to obtain new information, as with the proposed resistivity-filter-transformation.

## Swiss Jura — Faults and caves

The RF-EM method is suitable for the detection of faults and dikes, which play an important role in the Swiss Jura Karst. Intensive studies of this karstic system have been executed due to the planning of the Transjura highway project. This area has been well-investigated by Radiomagnetotellurics (RMT), Slingram, Seismics, Magnetics, Ground Penetrating Radar (GPR), tracer experiments and several drillings.

On the one hand, cavities and caves represent a risk for the highway constructions in the Swiss Jura karst. On the other hand, the highway represents a risk for the ground water resources in this area due to the vulnerability of the karst concerning infiltration of polluted liquids. The flow of such contaminants is mainly determined by the faults and fractures of the karst. Especially the connection between the upper part of the karst, the epikarst, and the lower part of the karst, the cave systems, plays an important role for the evaluation of potential contamination hazards.

All this problems may be investigated by the RF-EM method, which is very well adapted to the narrow but elongated structures provoking the development of karstic networks.

The RF-EM may be used for cavity detection, too, because the mentioned geological structures may provoke the development of caves and cavities. The RF-EM method is very fast in finding these geological structures which should be further investigated by other methods, like seismics and or georadar, which are much slower but more precisely in determining the exact type and form of an anomaly.

The presented case studies allow obtaining a detailed understanding of the basic principles of the RF-EM method. The test field is one of the geophysically and hydrogeologically best investigated areas in Switzerland and serves as reference site for several different methods. Comparisons with Radiomagnetotellurics and Georadar allow an evaluation of the advantages and disadvantages of the RF-EM method and to develop some joint interpretation techniques.

The test field in the Swiss Jura has been used with great success for the verification of the usefulness of the extended features of the RF-EM and to assure the quality, repeatability and precision of the acquired data. Even variations of less than one percent can be monitored at exactly the same locations when repeating a measurement.

## Swiss Alps — Landslide

The RF-EM method is very suitable for the analysis of landslides. Even in hardly accessible areas of fast moving landslides the equipment may be employed with great success. The RF-EM method allows a clear identification of landslide borders and even a distinction between active and passive parts of a landslide seems to be possible. The sounding feature of the RF-EM method can be used for analysis of the bottom of the landslide and for finding older landslides, which are already burden by more recent landslides. Modelings show first possible interpretations of the acquired data and allow an evaluation of the measurements for future landslide investigations.

The case study presented in this thesis is a first attempt to analyze landslides with the RF-EM method. The investigated landslide has been the biggest recent European landslide with a sliding velocity of up to 6 m/day. A combined application with seismics proves the efficiency of the RF-EM method, which is able to map very fast a potential landslide and to delineate zones for restrictions concerning construction works. High resolution meth-

ods like seismics can give a more detailed image of the subsurface and the RF-EM methods allows to determine the limits and validity of interpolations between such highly resolved profiles. The RF-EM may point out very fast the most interesting parts of a landslide for further investigations. Therefore, the RF-EM helps to reduce costs and allows to map much greater surfaces.

## Niger — Ground water prospecting

Ground water prospecting in arid and semi-arid zones of Africa is another important application of the RF-EM method. Commercially available equipment is already routinely applied together with the Slingram method, which allows a more detailed analysis of the underlying structures which can be very fast located with the VLF-EM method. The VLF-EM and RF-EM equipment used in this thesis allows an even more efficient location of the anomaly because of the continuously measuring mode and the fixation of the automatically oriented antenna behind a car. Only airborne methods with much lower resolution allow a faster determination of geological faults.

The case studies presented in this thesis demonstrate the success of a combined application of VLF-EM and Slingram and explain the observed anomalies. With the help of some modelings the observed data can be interpreted in an easy way to obtain very fast a first idea of the geological structures of an investigated area. In one day RF-EM data can be obtained and interpreted and in a second day Slingram measurements can be done to refine the RF-EM interpretation. So, two or three days are sufficient for proposing two to three locations for successful ground water drillings. Even in large areas the RF-EM will find very fast all elongated structures, which may represent ground water bearing faults. So, the method is very fast, cheap and efficient for ground water prospecting, too.

The case studies about the measurements in Niger allow to develop strategies for future measurements and to further improve the method. They confirm the conclusions concerning the fault structures which have been drawn from the case studies in the Swiss Jura karst. A combination of RF-EM with a second, high-resolution method gives best results for ground water prospecting.

## Hardware and Software

The title photo shows one of the continuously measuring RF-EM devices developed in Neuchâtel with an automatically oriented antenna fixed behind a car.

The most recent model is even more protected against rain and wind and may also be employed in stormy weather conditions. New parameters which can be measured beside the traditional VLF-EM in-phase and outphase allow even the development of new interpretation techniques.

Compared to traditional equipment the data volume has grown up by three magnitudes. So, new data processing and plotting capabilities are required. Integration of RF-EM data processing and GPS positioning allows the creation of three-dimensional graphs directly after recording, with the help of the concepts and programs presented in this thesis.

## Conclusion

Several case studies have shown the very high efficiency of the RF-EM method for finding elongated structures like fractures and faults. Supplementary, slower methods with better resolution are especially needed if a more complex structure model should be established. A combination with such a second independent method is therefore strongly recommended.

In Neuchâtel the Radiomagnetotellurics and Slingram (Dipol-Dipol) are two methods which have been applied routinely together with RF-EM measurements. Other possible methods are seismics or Georadar which could be combined successfully with RF-EM, too.

The differences between the main features of the RF-EM method compared to the traditional VLF-EM methods are as follows:

- The continuously recording RF-EM device produces data with a very high lateral resolution of several centimeters.

- An automatically orientated antenna, which may be fixed behind a car, allows fast, efficient and cheap profiling.
- RF-EM frequency soundings are possible, with the combination of the Very Low Frequency (VLF) and Low Frequency (LF) ranges.
- The combination of sounding, profiling and a resistivity-transformation allows to obtain a detailed image of the subsurface in form of pseudo-resistivity-sections.
- The RF-EM data is suitable for inversion to obtain geological models.

Several case studies have proved the advantages of the RF-EM method compared to standard VLF-EM. The data acquisition velocity and precision are strongly enhanced by together three magnitudes.

The equipment was employed with great success in the Swiss karst, for the investigation of faults and caves. The knowledge of such geological structures is very important for the planning of ground water protection zones based on the evaluation of potential hazards for ground water. Other applications of the RF-EM method are the investigation of landslides and ground water prospecting in arid and semi-arid zones.

Especially the combination of RF-EM with other geophysical methods is very advantageous compared to simple VLF-EM applications. Radio Magnetotellurics (RMT), Georadar (GPR), Slingram and Seismics showed up to be very productive when applied together with RF-EM. The joint interpretation of RF-EM and other geophysical methods permits to profit from the efficiency of the RF-EM combined with the capabilities of the other methods, for measuring directly rock parameters. For example, RMT resistivities measured on a sparse grid may be refined by dense RF-EM measurements.

The presented case studies and more than a million data points prove the importance of geophysical investigations for the solution of hydrogeological problems. They prove also the practical value of the extended features of the RF-EM method.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Imprimatur</b>	iii
<b>Zusammenfassung</b>	vii
<b>Abstract</b>	ix
<b>Extended Abstract</b>	xi
<b>Inhaltsverzeichnis</b>	xv
<b>Tabellenverzeichnis</b>	xix
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	xxi
<b>1 Einleitung</b>	1
<b>2 Einführung</b>	3
2.1 Motivation	3
2.2 Historischer Abriss	3
2.3 Traditionelle Very Low Frequency (VLF) Methoden	4
2.3.1 Primärfeld	4
2.3.2 Sekundärfeld	7
2.3.3 Very Low Frequency Resistivity (VLF/R)	8
2.3.4 Very Low Frequency Electromagnetics (VLF-EM)	11
2.4 Erweiterungen der traditionellen VLF-Methoden	14
2.4.1 Radio Magnetotellurics (RMT)	14
2.4.2 Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM)	19
2.5 Zusammenfassung	20
<b>3 Die RF-EM Methode</b>	23
3.1 Herleitung der Begriffe Inphase und Outphase	23
3.2 Definition von $E$ - und $H$ -Polarisation	25
3.3 Frequenzbereich des RF-EM	26
3.4 Verschiebungsströme	35
3.5 Fernfeldnäherung	38
3.6 Topographische Korrekturen	39
3.7 Ausreichende Datenbasis	40
3.7.1 Beispiel — Langgestreckte künstliche Leiter	41
3.8 Effizienzvergleich	45
3.9 Stabilität der Meßparameter	46
3.10 Absolute Felder und zusätzliche Meßparameter	47
3.10.1 Automatische Antennenorientierung	48

3.10.2	Manuelle Antennenorientierung	49
3.10.3	Meßparameter des RF-EM 2	50
3.10.4	Zukünftig mögliche Meßparameter	52
3.10.5	Zusammenfassung	53
3.11	Darstellungsverfahren für die Ergebnisse	53
3.12	Modellierungen	54
3.12.1	Modellsammlungen	54
3.12.2	Modellrechnungen	56
3.13	Zusammenfassung	57
<b>4</b>	<b>Filtertechniken</b>	<b>59</b>
4.1	Differenzierende Filter	59
4.1.1	Fraser-Filter	59
4.1.2	Karous-Hjelt-Filter	70
4.1.3	Ableitung	77
4.1.4	Zusammenfassung	78
4.2	Integrative Filter	80
4.2.1	Chouteau-Filter	80
4.2.2	Herleitung des Chouteau-Filters	80
4.2.3	Herleitung einer verallgemeinerten Widerstands/Phasen-Transformation	83
4.2.4	Relacon-Filter	84
4.2.5	Anwendung der rekursiven Filter	85
4.2.6	Zusammenfassung	98
4.3	Zusammenfassung	100
<b>5</b>	<b>3D-Fallbeispiel — Bure, Schweizer Jura</b>	<b>103</b>
5.1	Karst	103
5.1.1	Definition	103
5.1.2	Karst des Schweizer Juras	105
5.1.3	Grundwasserschutz — EPIK-Mehode	106
5.2	Geologie	107
5.2.1	Die Geologie des französisch-schweizerischen Juras	107
5.2.2	Lagebeschreibung	109
5.2.3	Geologie in der Umgebung von Bure	117
5.2.4	Die Grotte Milandre	117
5.2.5	Bohrungen im Einzugsgebiet der Milandrine	119
5.3	Geophysikalische Voruntersuchungen und deren geologische Interpretation	123
5.3.1	RMT-Messungen in Sektor B17	124
5.3.2	RMT-Messungen in Sektor B15/19	126
5.3.3	Zusammenfassung	129
5.4	Geophysikalische Hohlraumerkundung	130
5.4.1	Lage der geophysikalischen Profile zur Hohlraumsuche	130
5.4.2	Geophysikalische Messungen über der Grotte Milandre	132
5.4.3	Ergebnisse der geophysikalischen Grottensuche	145
5.5	RF-EM Widerstandskartierung	145
5.5.1	Vergleich von VLF-EM und Magnetik	145
5.5.2	VLF-EM Kartierung	148
5.5.3	RF-EM Profilierung	154
5.5.4	RF-EM Widerstandskartierung	162
5.5.5	Ergebnisse der Widerstandskartierung	164
5.6	Zusammenfassung	165

<b>6</b>	<b>Hangrutschung — Falli Hölli, Schweiz</b>	<b>167</b>
6.1	Einleitung	167
6.1.1	Motivation	168
6.2	Geologie	168
6.2.1	Entwicklung der Rutschung	169
6.3	Hochauflösende Reflexionsseismik	172
6.3.1	Interpretation des Seismikprofils	173
6.4	VLF-EM Messungen	174
6.4.1	Interpretation des VLF-EM Profils	176
6.4.2	Zusammenfassung	176
6.5	Modellierungen	178
6.5.1	Aufsteigendes Festgestein	181
6.5.2	Rutschungsfronten	182
6.5.3	Rutschungsränder	182
6.5.4	Zusammenfassung	182
6.6	Schlußfolgerungen	183
<b>7</b>	<b>Grundwassersuche — Maradi, Niger</b>	<b>185</b>
7.1	Einleitung	185
7.2	Allgemeine Geologie	186
7.3	Anwendung von geophysikalischen EM-Verfahren in ariden Zonen	188
7.3.1	Slingram-Methode	188
7.3.2	Slingram und VLF-EM in ariden Zonen	190
7.4	Modellierungen	191
7.5	Lage, Geologie und Hydrogeologie des Meßgebietes	195
7.5.1	Niederschlag	197
7.5.2	Geologie im Süden von Maradi	198
7.5.3	Hydrogeologie	198
7.6	Meßablauf	199
7.6.1	Details der VLF-EM Messungen	201
7.6.2	Details der Dipol-Dipol Messungen	206
7.6.3	Lokalisierung der Anomalien	207
7.7	Geophysikalische Messungen	208
7.7.1	N'Wala Arzika	208
7.7.2	Farou	213
7.8	Bohrungen	214
7.9	Bewertung	218
7.10	Schlußfolgerungen	219
<b>8</b>	<b>Diskussion und Ausblick</b>	<b>221</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>225</b>
<b>A</b>	<b>The RF-EM equipment</b>	<b>A-1</b>
A.1	Data acquisition	A-1
A.1.1	RF-EM	A-1
A.1.2	Datalogger	A-11
A.1.3	GPS	A-14
A.1.4	Details — Power box	A-14
A.1.5	Data acquisition	A-15
A.2	Data processing	A-19
A.2.1	Menu — <i>vm.bat</i>	A-21

A.2.2	Recording and plotting of data — <i>vlf.bat</i>	A-22
A.2.3	Reading, converting and plotting of data — <i>bt.bat</i>	A-22
A.2.4	Duplicating of labels — <i>copytx.bat</i>	A-24
A.2.5	The GPS system — <i>gps100.bat</i> and <i>gl.bat</i>	A-24
A.2.6	Distance calibration of data — <i>tx.bat</i>	A-24
A.2.7	Hardcopy — <i>gnuterm.bat</i> and <i>gnuprint.bat</i>	A-25
A.2.8	Cleaning up of data directory — <i>ca.bat</i>	A-25
A.2.9	PV-Wave	A-25
A.3	File formats	A-26
A.3.1	<i>memocard.tme</i> and <i>name.tme</i> — binary files	A-26
A.3.2	<i>name.??g</i> — raw data	A-26
A.3.3	<i>name.??l</i> — label file without coordinates	A-27
A.3.4	<i>name.dxy</i> and <i>name.pxy</i> — profile list	A-27
A.3.5	<i>name.??m</i> — label file with coordinates	A-29
A.3.6	<i>name.??h</i> — data on profiles, with coordinates	A-29
A.3.7	<i>name.xyz</i> — data on surface, with coordinates	A-29
A.3.8	GNUPlot command files <i>name.plt</i> and <i>name.plo</i> — producing graphics	A-30
A.3.9	<i>name.lbt</i> and <i>name.ltx</i> — logfiles	A-30
A.3.10	GPS files	A-30
A.4	Directory Structure	A-30
A.5	Software Installation	A-30
A.6	Software Problems	A-34

# Tabellenverzeichnis

2.1	Erweiterung der traditionellen VLF-Methoden	4
2.2	VLF-Senderliste	6
2.3	Gesteinswiderstände	10
2.4	Magnetische Permeabilität $\mu$	10
2.5	Widerstände für wasserhaltige Gesteine	11
2.6	Frequenzbereiche	15
2.7	Vergleich von traditionellen und erweiterten VLF-Methoden	21
2.8	Liste der Neuchâtel VLF-Geräte	21
3.1	RF-EM Senderliste	27
3.2	Frequenzzuweisungsplan	32
3.3	Starke VLF- und LF-Sender im mitteleuropäischen Empfangsraum	33
3.4	Starke LW-Rundfunksender (LF) im mitteleuropäischen Empfangsraum	34
3.5	Widerstand in Abhängigkeit von Verschiebungsströmen	37
3.6	Typische Dielektrizitäten	37
3.7	Vergleich von RF-EM 1 und RF-EM 2	53
4.1	Karous-Hjelt-Filter-Koeffizienten	72
4.2	Gemittelte Karous-Hjelt-Filter-Koeffizienten	72
4.3	Modellparameter	86
4.4	Verwendete rekursive Filter	87
4.5	Inversion von RF-EM Daten	99
5.1	Bohrungen in Sektor B17	120
5.2	Bohrungen in Sektor B15/19	123
5.3	Transportgeschwindigkeiten	123
5.4	RF-EM Kartographierungen in Sektor B17	133
5.5	VLF-EM Kartographierungen mit automatischer Antenne in Sektor B15/19	149
5.6	VLF- und LF-Sender für Messungen mit RF-EM 1 auf Profil 1 in Sektor B15/19	154
5.7	RF-EM Sender für Messungen mit RF-EM 2 auf Profil 1 in Sektor B15/19	155
7.1	Typische Gesteinswiderstände für Westafrika	187
7.2	Dipol-Dipol Frequenz-Abstands-Paare für konstante Induktionszahl	207
7.3	Liste der ausgeführten Bohrungen	216
A.1	Technical specifications of the RF-EM device	A-7
A.2	Weights and dimensions of the RF-EM system	A-9
A.3	Technical specifications of the datalogger	A-15
A.4	Overview about programs in this package and their input and output files	A-20
A.5	Overview about function of input and output files	A-20
A.6	Information for calculating the size of <i>memocard_fin</i> and <i>memocard.tme</i>	A-26
A.7	Example file for <i>memocard.tme</i> and <i>name.tme</i>	A-26
A.8	Example file for <i>name.??g</i>	A-27

---

A.9 Example file for <i>name.??l</i> . . . . .	A-27
A.10 Example file for <i>name.dxy</i> and <i>name.pxy</i> . . . . .	A-28
A.11 Example file for <i>name.??m</i> . . . . .	A-28
A.12 Example file for <i>name.??h</i> . . . . .	A-28
A.13 Example file for <i>name.xyz</i> . . . . .	A-30
A.14 Example file for <i>name.plt</i> . . . . .	A-31
A.15 Example file for <i>name.plo</i> . . . . .	A-32
A.16 Example file for <i>name.lbt</i> . . . . .	A-33
A.19 Location of executables invoked by GPS batches . . . . .	A-33
A.17 Example file for <i>name.ltx</i> . . . . .	A-34
A.18 Example file for GPSfile . . . . .	A-35

# Abbildungsverzeichnis

1.1	Natürlicher Wasserkreislauf	1
2.1	Ausstrahlung von VLF-Wellen	5
2.2	VLF-Sender Jim Creek	5
2.3	Induktion durch VLF-Sender	7
2.4	Current Channeling	7
2.5	VLF-Fernfeld	8
2.6	VLF/R	8
2.7	RMT	9
2.8	Typische Widerstände	11
2.9	VLF-EM Feld über vertikaler Schicht	12
2.10	VLF-EM 1	13
2.12	Richtungs- und Frequenzverteilung der RF-EM Sender	14
2.11	Frequenzspektrum	15
2.14	RMT	18
2.13	RMT	18
2.15	RF-EM 1	19
2.16	RF-EM 2	20
3.1	Wirkung des VLF-Feldes auf eine vertikale Platte	23
3.2	Polarisationsellipse	24
3.3	Richtungsverteilung für einige ausgesuchte gute RF-EM Sender	35
3.4	Skintiefe	36
3.5	Einfluß der Verschiebungsströme auf Widerstand bei $f = 320$ kHz	37
3.6	Einfluß der Verschiebungsströme auf Widerstand bei $f = 1'280$ kHz	37
3.7	Inphase über Wasserrohr	42
3.8	Inphase über Telefonleitung	43
3.9	Outphase über Gasleitung	44
3.10	RF-EM mit Schneescooter	46
3.11	Stabilitätstest für Neuchâtelar Meßfahrzeug bei 16.0 kHz	47
3.12	Magnetische Felder über Gasleitung vermessen mit RF-EM 2	51
3.13	Elektrische Felder über Gasleitung vermessen mit RF-EM 2	51
3.14	HLEM-Messungen in Abhängigkeit von der Frequenz	55
4.1	Fraser-Filter	60
4.2	Inphase mit originalen Datenpunkten	62
4.3	Interpolierte Inphase mit dichten Datenpunkten (Abstand 1 m)	62
4.4	Interpolierte Inphase mit reduzierter Anzahl von Datenpunkten (Abstand 10 m)	63
4.5	Interpolierte Inphase mit reduzierter Anzahl von Datenpunkten (Abstand 20 m)	63
4.6	Fraser-Filter mit 1 m Fenstergröße	64
4.7	Gleitender Fraser-Filter mit 10 m Fenstergröße	64
4.8	Grober Fraser-Filter mit 10 m Fenstergröße	65

4.9	Gleitender Fraser-Filter mit 20 m Fenstergröße . . . . .	65
4.10	Grober Fraser-Filter mit 20 m Fenstergröße . . . . .	66
4.11	Outphase mit originalen Datenpunkten . . . . .	68
4.12	LF-Inphase . . . . .	69
4.13	LF-Outphase . . . . .	69
4.14	Karous-Hjelt-Filter . . . . .	70
4.15	Anwendung des Karous-Hjelt-Filter . . . . .	73
4.16	Karous-Hjelt-Filter mit 1 m Fenstergröße . . . . .	75
4.17	Gleitender Karous-Hjelt-Filter mit 10 m Fenstergröße . . . . .	75
4.18	Grober Karous-Hjelt-Filter mit 10 m Fenstergröße . . . . .	76
4.19	Gleitender Karous-Hjelt-Filter mit 20 m Fenstergröße . . . . .	76
4.20	Grober Karous-Hjelt-Filter mit 20 m Fenstergröße . . . . .	77
4.21	VLF und Geoelektrik . . . . .	78
4.22	Kontaktmodell . . . . .	85
4.23	Grabenmodell . . . . .	85
4.24	Grabenmodell mit Deckschicht . . . . .	85
4.25	Kontaktmodell, VLF, Inphase . . . . .	87
4.26	Kontaktmodell, VLF, Outphase . . . . .	87
4.27	Kontaktmodell, VLF, Scheinbarer Widerstand . . . . .	88
4.28	Kontaktmodell, VLF, Scheinbare Phase . . . . .	88
4.29	Kontaktmodell, $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM Widerstand . . . . .	88
4.30	Kontaktmodell, $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM Phase . . . . .	88
4.31	Kontaktmodell, $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM Widerstand . . . . .	88
4.32	Kontaktmodell, $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$ , LF, RF-EM Widerstand . . . . .	89
4.33	Kontaktmodell, $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , LF, RF-EM Widerstand . . . . .	89
4.34	Grabenmodell, VLF, Inphase . . . . .	90
4.35	Grabenmodell, VLF, Outphase . . . . .	90
4.36	Grabenmodell, VLF, Scheinbarer Widerstand . . . . .	90
4.37	Grabenmodell, VLF, Scheinbare Phase . . . . .	90
4.38	Grabenmodell, $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM Widerstand . . . . .	90
4.39	Grabenmodell, $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM Phase . . . . .	91
4.40	Grabenmodell, $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM Widerstand . . . . .	91
4.41	Grabenmodell mit Deckschicht, $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , Inphase . . . . .	92
4.42	Grabenmodell mit Deckschicht, $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , Outphase . . . . .	92
4.43	Grabenmodell mit Deckschicht, $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , Inphase . . . . .	92
4.44	Grabenmodell mit Deckschicht, $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , Outphase . . . . .	92
4.45	Graben mit Deckschicht, $f = 20 \text{ kHz}$ , Scheinbarer Widerstand . . . . .	93
4.46	Graben mit Deckschicht, $f = 20 \text{ kHz}$ , Scheinbare Phase . . . . .	93
4.47	Graben mit Deckschicht, $f = 20 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand . . . . .	93
4.48	Graben mit Deckschicht, $f = 20 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase . . . . .	93
4.49	Graben mit Deckschicht, $f = 20 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand . . . . .	93
4.50	Graben mit Deckschicht, $f = 20 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase . . . . .	93
4.51	Graben mit Deckschicht, $f = 50 \text{ kHz}$ , Scheinbarer Widerstand . . . . .	94
4.52	Graben mit Deckschicht, $f = 50 \text{ kHz}$ , Scheinbare Phase . . . . .	94
4.53	Graben mit Deckschicht, $f = 50 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand . . . . .	94
4.54	Graben mit Deckschicht, $f = 50 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase . . . . .	94
4.55	Graben mit Deckschicht, $f = 50 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand . . . . .	94
4.56	Graben mit Deckschicht, $f = 50 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase . . . . .	94
4.57	Graben mit Deckschicht, $f = 100 \text{ kHz}$ , Scheinbarer Widerstand . . . . .	95
4.58	Graben mit Deckschicht, $f = 100 \text{ kHz}$ , Scheinbare Phase . . . . .	95
4.59	Graben mit Deckschicht, $f = 100 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand . . . . .	95

4.60	Graben mit Deckschicht, $f = 100 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase . . . . .	95
4.61	Graben mit Deckschicht, $f = 100 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand . . . . .	95
4.62	Graben mit Deckschicht, $f = 100 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase . . . . .	95
4.63	Graben mit Deckschicht, $f = 200 \text{ kHz}$ , Scheinbarer Widerstand . . . . .	96
4.64	Graben mit Deckschicht, $f = 200 \text{ kHz}$ , Scheinbare Phase . . . . .	96
4.65	Graben mit Deckschicht, $f = 200 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand . . . . .	96
4.66	Graben mit Deckschicht, $f = 200 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase . . . . .	96
4.67	Graben mit Deckschicht, $f = 200 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand . . . . .	96
4.68	Graben mit Deckschicht, $f = 200 \text{ kHz}$ , $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase . . . . .	96
5.1	Epikarst im Steinbruch von Buix . . . . .	104
5.2	Epikarst im Steinbruch Les Breuleux . . . . .	105
5.3	Karst — Epikarst . . . . .	106
5.4	Verunreinigung von Karstquellen . . . . .	107
5.5	Geologie des französisch-schweizerischen Juras . . . . .	108
5.6	Lage von Bure innerhalb der Schweiz . . . . .	109
5.7	Regionale Verwerfungen im Einzugsgebiet der La Font, Le Saivu und La Bâme Quellen . . . . .	109
5.8	Topographische Karte von Bure . . . . .	110
5.9	Großräumige Darstellung des Meßgebietes bei Bure . . . . .	111
5.10	Profil 1 und regionale Verwerfung (Frontansicht) . . . . .	112
5.11	Profil 1 und regionale Verwerfung (Panorama) . . . . .	112
5.12	Profil 1 und regionale Verwerfung (Seitenansicht) . . . . .	113
5.13	Tracerversuch . . . . .	113
5.14	Eingang der Grotte Milandre . . . . .	114
5.15	Suche nach aufsteigenden Kaminen . . . . .	115
5.16	Einbruch in Doline . . . . .	115
5.17	Autobahntrasse N16 über der Grotte Milandre . . . . .	116
5.18	Schnitt der Grotte Milandre . . . . .	117
5.19	Milandrine im Höhlensystem Milandre . . . . .	118
5.20	Bohrungen in Bure/Maira . . . . .	119
5.21	Lithologie der Bohrungen NEB6, NEB7, NEB10 und NEB11 . . . . .	121
5.22	Lithologie der Bohrungen FN1, FN2 und Mil1 . . . . .	122
5.23	Lithologie der Bohrungen Mil2, Mil3 und Mil9 . . . . .	122
5.24	RMT-Messungen in Sektor B17 . . . . .	124
5.25	RMT-Konturplot in Sektor B17: Widerstand und Phase . . . . .	125
5.26	RMT-Konturplot in Sektor B15/19: Widerstand und Phase . . . . .	127
5.27	Geologische Interpretation von Profil 1 . . . . .	128
5.28	Hydrogeologische Interpretation von Profil 1 . . . . .	129
5.29	Ausgesuchte RF-EM Profile in Sektor B17 . . . . .	131
5.30	Profil für RF-EM und GPR . . . . .	131
5.31	Inphase für 18.3 kHz in Sektor B17 . . . . .	134
5.32	Inphase für 18.3 kHz in Sektor B17 . . . . .	134
5.33	Outphase für 18.3 kHz in Sektor B17 . . . . .	135
5.34	Fraser-Inphase für 18.3 kHz in Sektor B17 . . . . .	135
5.35	Inphase für 162.0 kHz in Sektor B17 . . . . .	137
5.36	Outphase für 162.0 kHz in Sektor B17 . . . . .	137
5.37	Fraser-Inphase für 162.0 kHz in Sektor B17 . . . . .	138
5.38	Fraser-Outphase für 162.0 kHz in Sektor B17 . . . . .	138
5.39	Fraser-Inphase (großes Filterfenster) für 162.0 kHz in Sektor B17 . . . . .	139
5.40	Differenzierte Inphase für 162.0 kHz in Sektor B17 . . . . .	139
5.41	Referenz für 162.0 kHz in Sektor B17 . . . . .	140

5.42	Inphase für 16.8 kHz in Sektor B17 . . . . .	140
5.43	Outphase für 16.8 kHz in Sektor B17 . . . . .	141
5.44	Inphase für 183.0 kHz in Sektor B17 . . . . .	142
5.45	Outphase für 183.0 kHz in Sektor B17 . . . . .	142
5.46	Referenz für 183.0 kHz in Sektor B17 . . . . .	143
5.47	Vergleich von RF-EM mit GPR-Daten . . . . .	144
5.48	Outphase, Fraser-Outphase, Magnetik . . . . .	146
5.49	Lagekarte für VLF-EM Profile . . . . .	146
5.50	VLF-EM Profile für 16.0 kHz in Sektor B15/19 . . . . .	148
5.51	VLF-EM Profile für 23.4 kHz in Sektor B15/19 . . . . .	149
5.52	Inphase für 16.0 kHz in Sektor B15/19 . . . . .	150
5.53	Outphase für 16.0 kHz in Sektor B15/19 . . . . .	150
5.54	Inphase für 23.4 kHz in Sektor B15/19 . . . . .	151
5.55	Outphase für 23.4 kHz in Sektor B15/19 . . . . .	151
5.56	Fraser-Inphase für 23.4 kHz in Sektor B15/19 . . . . .	153
5.57	Fraser-Outphase für 23.4 kHz in Sektor B15/19 . . . . .	153
5.58	VLF und LF auf Profil 1 in Sektor B15/19 . . . . .	154
5.59	Inphase für RF-EM 2 auf Profil 1 . . . . .	156
5.60	Outphase für RF-EM 2 auf Profil 1 . . . . .	156
5.61	Referenz ( $H_y$ ) für RF-EM 2 auf Profil 1 . . . . .	157
5.62	Azimutale Quadratur ( $Q_{Az}$ ) für RF-EM 2 auf Profil 1 . . . . .	158
5.63	$E_{inphase}$ für RF-EM 2 auf Profil 1 . . . . .	159
5.64	$E_{outphase}$ für RF-EM 2 auf Profil 1 . . . . .	159
5.65	Hin- und Rückmessung: 1. Teil . . . . .	161
5.66	Hin- und Rückmessung: 2. Teil . . . . .	161
5.67	Chouteau-Filterung für 23.4 kHz in Sektor B15/19 . . . . .	163
5.68	Modifizierte Chouteau-Filterung für 23.4 kHz in Sektor B15/19 . . . . .	164
6.1	Lageplan der Rutschung Falli Hölli . . . . .	169
6.2	Blick von der oberen Hälfte der Rutschung herunter ins Tal . . . . .	170
6.3	Blick vom oberen Drittel der Rutschung herunter ins Tal . . . . .	170
6.4	Schäden durch die Rutschung . . . . .	171
6.5	Erdbewegungen mit Grabenbildung . . . . .	172
6.6	Blick auf die zerstörte Ferienhaussiedlung . . . . .	173
6.7	Seismische Sektion . . . . .	174
6.8	VLF-EM Profil . . . . .	175
6.9	Rutschungsmodell . . . . .	179
6.10	VLF-Inphase für Rutschungsmodell . . . . .	179
6.11	VLF-Outphase für Rutschungsmodell . . . . .	180
6.12	LF-Inphase für Rutschungsmodell . . . . .	180
6.13	LF-Outphase für Rutschungsmodell . . . . .	181
7.1	Geologische Sektion in Burkina Faso . . . . .	186
7.2	Verwitterungszonen . . . . .	187
7.3	Slingram/HLEM-Methode . . . . .	189
7.4	EM über verwitterter Schicht . . . . .	190
7.5	EM über steilstehenden Schichten . . . . .	190
7.6	Deckschichtmodell . . . . .	192
7.7	Deckschichtmodell: VLF-Inphase . . . . .	192
7.8	Deckschichtmodell: VLF-Outphase . . . . .	193
7.9	Deckschichtmodell: LF-Inphase . . . . .	193
7.10	Deckschichtmodell: LF-Outphase . . . . .	194

7.11 Lage des Untersuchungsgebietes im Süden von Maradi . . . . .	195
7.12 Geographische Lage der vermessenen Dörfer . . . . .	196
7.13 Übersichtskarte der vermessenen Dörfer . . . . .	197
7.14 VLF-EM Messung in nigerischem Dorf . . . . .	201
7.15 VLF-EM Messung vor nigerischem Dorf . . . . .	202
7.16 Fußpumpenbrunnen . . . . .	203
7.17 VLF-EM . . . . .	204
7.18 Durchqueren eines Wadis . . . . .	204
7.19 Mannelle Antenne . . . . .	205
7.20 Felddauswertung . . . . .	206
7.21 Felddauswertung . . . . .	206
7.22 Dipol-Dipol . . . . .	207
7.23 Auswertung der Luftaufnahmen von N'Wala Arzika . . . . .	209
7.24 Situationsplan der Bohrungen in N'Wala Arzika . . . . .	210
7.25 Situationsplan der geophysikalischen Profile in N'Wala Arzika . . . . .	211
7.26 VLF-EM Outphase 18.3 kHz in N'Wala Arzika . . . . .	212
7.27 Dipol-Dipol Profilierung T3 in N'Wala Arzika . . . . .	212
7.28 Auswertung der Luftaufnahmen von Farou . . . . .	213
7.29 Situationsplan der geophysikalischen Profile in Farou . . . . .	214
7.30 VLF-EM Outphase 18.3 kHz in Farou . . . . .	215
7.31 Dipol-Dipol Profilierung T2 in Farou . . . . .	215
A.1 Measurements with manual antenna and Laptop (optional) . . . . .	A-2
A.2 Searching reference minimum with manual antenna . . . . .	A-3
A.3 Rotating antenna into maximum of reference . . . . .	A-4
A.4 Car with automatically oriented antenna . . . . .	A-5
A.5 Automatically oriented antenna . . . . .	A-6
A.6 RF-EM motor control . . . . .	A-7
A.7 RF-EM motor control (back view) . . . . .	A-7
A.8 RF-EM receiver . . . . .	A-8
A.9 RF-EM receiver (back view) . . . . .	A-8
A.10 RF-EM power box . . . . .	A-9
A.11 RF-EM 2 receiver . . . . .	A-10
A.12 Electronically oriented antenna (RF-EM 2) . . . . .	A-10
A.13 Connection scheme for <i>automatic mode</i> . . . . .	A-13
A.14 Connection scheme for <i>manual mode</i> . . . . .	A-13
A.15 Flow chart of data acquisition (1/6, mounting procedure) . . . . .	A-16
A.16 Flow chart of data acquisition (2/6, switching on) . . . . .	A-16
A.17 Flow chart of data acquisition (3/6, preparing datalogger) . . . . .	A-17
A.18 Flow chart of data acquisition (4/6, recording data with datalogger) . . . . .	A-17
A.19 Flow chart of data acquisition (5/6, data processing and plotting) . . . . .	A-18
A.20 Flow chart of data acquisition (6/6, finish) . . . . .	A-18

# Kapitel 1

## Einleitung

**G**eophysikalische Verfahren können einen entscheidenden Beitrag zur Lösung hydrogeologischer Problemstellungen liefern.

Das vornehmliche Untersuchungsgebiet der Hydrogeologie sind dabei alle Zusammenhänge, die für das Grundwasser eine Rolle spielen. Schon in der vereinfachten Abbildung 1.1 des natürlichen

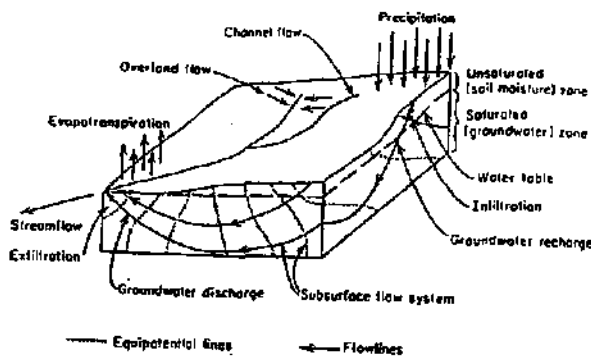


Abbildung 1.1: Natürlicher Wasserkreislauf (nach Freeze und Cherry, 1979; Zwahlen, 1993)

Wasserkreislaufs erkennt man dessen Komplexität. Neben geologischen Strukturen wie Verwerfungen spielen auch Niederschlag, Abfluß, Bodenbedeckung, Verdunstung und andere Faktoren eine wichtige Rolle bei der Beurteilung von Aquiferen. Die Geophysik ist hierbei ein wichtiges Hilfsmittel zur Analyse desjenigen unterirdischen Teils der Wasserströme im gezeigten natürlichen Wasserkreislauf, der durch geologische Strukturen geprägt wird.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde für diesen Zweck die traditionell in der Erzprospektion eingesetzte Very Low Frequency - Electromagnetics Methode (VLF-EM) angepaßt und zur Radio Frequency - Electromagnetics Methode (RF-EM) erweitert.

Beide Verfahren nutzen terrestrische Radioemissionen zur Messung von Magnetfeldern, deren Amplituden und Phasen durch die Geologie am

Meßort beeinflusst werden. Ihre Stärke gegenüber anderen geophysikalischen Methoden ist die besonders große Empfindlichkeit für langgestreckte zweidimensionale geologische Strukturen, wie Verwerfungen, die auch in der Hydrogeologie eine wichtige Rolle spielen. VLF-EM und RF-EM sind daher prädestiniert für eine Anwendung in der Hydrogeologie.

In dieser Arbeit werden die folgenden, wesentlichen Neuerungen des Neuchâtelers RF-EM gegenüber traditionellem VLF-EM erläutert:

1. Das Neuchâtelers RF-EM mißt kontinuierlich, so daß laterale Auflösungen von wenigen Zentimetern erzielt werden können.
2. Das Neuchâtelers RF-EM hat auch ohne Mittelwertbildung schon eine hohe Stabilität der Meßwerte und eine gute Auflösung, selbst bei schwankender Senderstärke, so daß die kontinuierliche Meßweise keine Einschränkung für die Genauigkeit bedeutet.
3. Das RF-EM mißt in einem erweiterten Radio Frequenz Bereich, der VLF und LF einschließt und damit Frequenzsondierungen erlaubt.
4. Das RF-EM kann mit einer Antenne eingesetzt werden, die sich automatisch auf den Sender ausrichtet und hinter einem Auto fixiert werden kann. So sind sehr schnelle Messungen möglich mit Geschwindigkeiten von 40 km/h oder mehr.
5. Die Benutzung des RF-EM ist sehr schnell, effizient und deshalb kostengünstig.
6. Durch die Herleitung einer rekursiven Widerstandsfilterung können RF-EM Inphase und Outphase in scheinbare Widerstände und Phasen analog zur VLF/Resistivity (VLF/R) und Radio Magnetotellurics (RMT) Methode transformiert werden. Anschließend ist eine

Dateninversion möglich, um ein geologisches Modell zu erhalten.

7. Die Aufnahme neuer Meßparameter erlaubt eine zukünftige Weiterentwicklung der VLF-Methode.

Zahlreiche Fallstudien demonstrieren den praktischen Nutzen der erweiterten Möglichkeiten der RF-EM Methode bei der Lösung von hydrogeologischen Fragestellungen und zeigen dadurch die Vorteile gegenüber traditionellen VLF-Geräten auf:

1. Die Methode wurde zuerst erfolgreich im schweizerischen Karst eingesetzt, bei der Analyse von Verwerfungen und bei der Suche nach Grotten.
2. Für Hangrutschungen konnten Gefahrenpotentiale korrekt abgeschätzt werden und mögliche Rutschungen richtig vorhergesagt werden.
3. Beim Einsatz in Afrika zur Grundwassersuche erwies sich das RF-EM als sehr robust und routinemäßig einsetzbar. Es war der Garant für eine hohe Erfolgsquote bei Grundwasserbohrungen.

Es folgt nun zuerst eine Einführung in die Entwicklung von der traditionellen VLF-Methode zur kombinierten Anwendung von VLF und LF (Low Frequency) hin. Danach wird mit einer Vertiefung einzelner RF-EM spezifischer Gesichtspunkte fortgefahren und schließlich enden die einführenden Betrachtungen zur Methodik mit der Entwicklung einer Widerstandstransformation, die einfachere Filterungen ersetzt und sogar Dateninversionen ermöglicht. Anschließend werden die angesprochenen Vorteile der RF-EM Methode in den erwähnten Fallstudien demonstriert. Die englischsprachige Dokumentation im Anhang vertieft die im Hauptteil angesprochenen konstruktionsmäßigen Details der verschiedenen Neuchâtel-er Geräte und erlaubt die Anwendung und Weiterentwicklung der für diese Arbeit entwickelten und benutzten Programme.

# Kapitel 2

## Einführung

**D**iese Arbeit beschäftigt sich mit der Anwendung elektromagnetischer Verfahren bei der Erforschung von Aquiferen.

Neu ist insbesondere die Erweiterung der traditionellen Very Low Frequency - Electromagnetics (VLF-EM) Methode auf die Bedürfnisse von Hydrogeologen.

Die folgenden Ausführungen führen an die Methode heran und weisen die Unterschiede zwischen herkömmlichen kommerziellen Geräten und den in Neuchâtel entwickelten Geräten auf. Zu Beginn steht dabei eine Einführung in die Grundlagen der traditionellen VLF-Methoden. Hierauf folgt eine Erklärung der in Neuchâtel bereits etablierten Radio Magnetotellurics (RMT) Methode und der in dieser Arbeit neu entwickelten Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM) Methode. Vor der Einführung in den Stand der Technik wird die Verwendung der VLF-Methode in der Hydrogeologie motiviert und ein kurzer Überblick über die historische Entwicklung gegeben.

### 2.1 Motivation

Ein Verständnis der technischen Unterschiede der angeführten Methoden ist unerlässlich um deren Vor- und Nachteile zu verstehen. Daher sind die Motivationen, die zu den verschiedenen Konstruktionsdetails der Geräteentwicklungen geführt haben, auf die folgenden Unterkapitel verteilt. Vorweggenommen sei jedoch, daß alle Entwicklungen eine Adaptation vorhandener Techniken auf hydrogeologische Belange gewesen sind. Bei der Abwägung geophysikalischer, physikalischer und hydrogeologischer Präferenzen hat also ein Schwerpunkt bei der Hydrogeologie gelegen. Mit dieser Arbeit soll dem Hydrogeologen ein geophysikalisches Werkzeug in die Hand gegeben werden, das sich als praxistauglich für routinemäßige Untersu-

chungen herausgestellt hat. Die Ergebnisse dieser Arbeit dienen als Basis für geplante Weiterentwicklungen auf dem Gebiet der RF-EM Methode.

Auch wenn der Schwerpunkt dieser Arbeit auf der Entwicklung der geophysikalischen RF-EM Methode liegt, so bleibt also die Ausrichtung auf eine hydrogeologische Anwendbarkeit immer im Blickpunkt. Die Geophysik ist nur eine von vielen Methoden, die bei hydrogeologischen Untersuchungen angewandt werden. Vollständige hydrogeologische Untersuchungen gehen aus hydrogeologischer Sicht weit über die Betrachtungen in dieser Arbeit hinaus, müssen aber andererseits auf die in dieser Arbeit gewonnenen grundlegenden Erkenntnisse über geophysikalische Methoden vertrauen können. Geophysikalische Zusammenhänge sollen im folgenden also vom Standpunkt des Hydrogeologen betrachtet werden, aber gleichzeitig auf eine ausreichend sichere wissenschaftliche Basis gestellt werden, vom Standpunkt des Geophysikers aus. Am Anfang steht dabei ein einführender historischer Überblick über die VLF-Methode.

### 2.2 Historischer Abriss

Die historische Entwicklung der VLF-Methode begann laut McNeill und Labson (1991–1993) in den dreißiger Jahren mit den Arbeiten von Feldman (1933); Smith-Rose (1933); Barfield (1934). Bemerkenswert ist, daß diese mit sehr viel höheren Frequenzen arbeiteten als VLF, bis in den Kurzwellenbereich beziehungsweise MF (Medium Frequency) Bereich hinein. Damals wurde die Methode allerdings wegen zu geringer Eindringtiefen abgetan (McNeill und Labson, 1991–1993).

Inzwischen kehrt die Entwicklung der Methode jedoch zurück zu ihren Ursprüngen, mit der Ausweitung des VLF zu hohen Frequenzen, wie in den folgenden Unterkapiteln noch dargestellt wird.

Meßparameter	Name der Methode	
	traditionell	weiterentwickelt
Widerstand/Phase	VLF/R	RMT (Radio Magnetotellurics)
Inphase/Outphase	VLF-EM	RF-EM (Radio Frequency EM))

Tabelle 2.1: Erweiterung der traditionellen VLF-Methoden

McNeill und Labson (1991–1993) führen weiter aus, daß Paal (1965) erstmals 1963 die VLF-Methode zur Erzexploration nutzte und daß Rönkä 1964 (Paterson und Rönkä, 1971) das erste kommerzielle VLF vertrieb. Innerhalb weniger Jahre gab es dann mehrere verschiedene Geräte. Collet und Becker (1967) erhielten ein Patent für ihr Radiohm Gerät (VLF/R) und VLF mit Hilfe von portablen Sendern wurde von Tilsley (1973, 1976, 19XX) vorgestellt. Dieser Sender arbeitet mit gerdeten Bipolen, das heißt, mit Dipolen endlicher Länge, während Sinha und Hyles (1988) mit magnetischen horizontalen Spulen als Sender arbeiten.

Erste Sender für die Kommunikation über lange Distanzen wurden in den Jahren zwischen 1910 und 1920 gebaut. Insbesondere für Kolonial- und Militärmächte waren VLF-Sender wichtig. Auch heute werden VLF-Sender noch zur Kommunikation mit U-Booten gebraucht, da sie die Übermittlung von Daten auch an untergetauchte U-Boote erlauben.

Airborne VLF-Messungen zum schnelleren Kartographieren wurden von Barringer (1973) vorgestellt. Eine vertiefende Einführung in die Geschichte und Theorie der Airborne VLF-Methode ist in Palacky und West (1991–1993) zu finden und ein weitergehender Einblick in die allgemeine Geschichte des VLF in McNeill und Labson (1991–1993).

Zukünftig werden vielleicht auch niederfrequente Verfahren von 35 Hz bis 70 Hz aus dem ELF-Bereich (Extra Low Frequency, 3 Hz bis 3'000 Hz) für die U-Boot Kommunikation eingesetzt. Die Eindringtiefe ist höher, die mögliche Datentransferate jedoch sehr viel geringer. So ist Sprache nicht mehr direkt übertragbar, da die Informationsdichte für die Audiofrequenzen mit 50 Hz bis 20 kHz sehr viel höher ist. Für die Geräteentwicklung ändert sich jedoch nur der Frequenzbereich und die Eindringtiefe. Ansonsten ist die VLF- auf eine mögliche ELF-Methode übertragbar.

In dieser Arbeit werden verschiedene VLF-Methoden angesprochen. Mit VLF sollen dabei generell alle Methoden, wie VLF/R, RMT, VLF-EM und RF-EM gemeint sein. Alle diese einzelnen

Methoden werden im weiteren noch erklärt. Insbesondere werden die Unterschiede zwischen traditionellen und erweiterten Methoden erklärt, wie sie in Tabelle 2.1 zu sehen sind. Vor der Erklärung der Erweiterungen steht dabei die Einführung in die traditionellen Methoden.

## 2.3 Traditionelle Very Low Frequency (VLF) Methoden

Die traditionelle, erprobte und etablierte VLF-Methode soll im folgenden kurz allgemein eingeführt werden, bevor auf die Unterschiede der einzelnen existierenden Geräte und Applikationen eingegangen wird. Basierend auf diesen Ausführungen können dann die Unterschiede der Neuchâtelers Geräte zu den bereits lange existierenden kommerziellen Geräten dargestellt werden, um so die Notwendigkeit eigener Entwicklungen gegenüber dem Stand der Technik besser zu verstehen. Gleichzeitig werden aber auch die Gemeinsamkeiten der Methoden erläutert.

Standardfragen zu VLF und MT (Magnetotellurics) werden in der vorhandenen Literatur ausführlich behandelt und auch in diesem Unterkapitel noch zahlreich besprochen. Detaillierte Erläuterungen hierzu befinden sich unter anderem auch in Watt (1967); Paterson und Rönkä (1971); Kaufmann und Keller (1981); Parasnis (1986); Nabighian (1988–1994, 1991–1993); Wright (1988); McNeill (1990–1994); Telford *et al.* (1990); Ward (1990–1994); McNeill und Labson (1991–1993); Vozoff (1991–1993); Ward und Hohmann (1991–1993). Zu Gunsten eines ungestörteren Leseflusses wird diese lange Liste verfügbarer Standardliteratur im weiteren jedoch nur noch verkürzt aufgeführt.

Es soll nun die Erzeugung des Primärfeldes und der ausgestrahlten Wellen eingeführt werden.

### 2.3.1 Primärfeld

Bei den für die VLF-Methode eingesetzten Sendern handelt es sich um ganz gewöhnliche Radio-

sender, bestehend aus einer mehr als hundert Meter hohen vertikalen Antenne und einer Senderleistung bis zu mehreren Megawatt. Die ausgestrahlten Wellen werden zwischen Erdoberfläche und Ionosphäre reflektiert, teilweise sogar mehrfach. Ein vereinfachtes Schema findet sich in Abbildung 2.1 wieder. Die direkte Grundwelle (direct

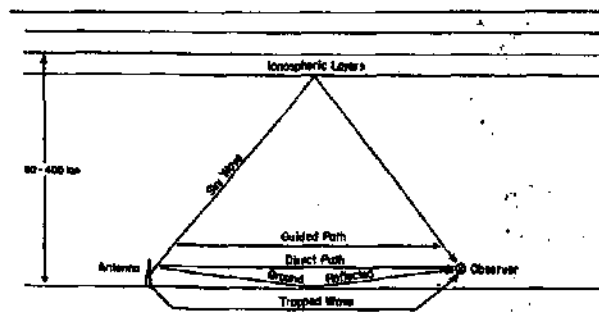


Abbildung 2.1: Ausstrahlung von VLF-Wellen (Wright, 1988)

path) und die einfach reflektierte (ground reflected) löschen sich im allgemeinen durch ihre Phasenverschiebung aus und die eindringende Welle (trapped wave) klingt recht schnell ab. Auch die an der Ionosphäre reflektierten Wellen spielen bei den VLF-Wellen eine geringere Rolle. Der überwiegende Anteil der empfangenen VLF-Wellen besteht aus den zwischen Ionosphäre und Erdoberfläche geführten Wellen (Wright, 1988).

Da der Zustand dieser Ionosphäre variabel ist, kann der exakte Weg der elektromagnetischen Welle nur sehr schwierig berechnet werden. Allerdings ist für den Empfänger wichtiger, daß durch den speziellen Weg, den die VLF-Wellen nehmen, ein Empfang auf sehr große Distanzen möglich ist und von einer ebenen Welle ausgegangen werden kann. So ist die VLF-Radiokommunikation heute hauptsächlich für militärische Zwecke, wie die Kommunikation mit U-Booten, interessant. Auf Grund der besseren Qualität der höherfrequenten Radiosender spielen die VLF-Sender im zivilen Bereich jedoch kaum noch eine Rolle. Einige weitere Sender, besonders im LF-Bereich, werden noch für Navigationsaufgaben und als Zeitzeichensender benutzt und ab 150 kHz fangen dann auch schon normale Radio-Langwellensender an.

Weitere detaillierte Erläuterungen, auch besonders zu den Empfangscharakteristika der VLF-Sender, finden sich in McNeill und Labson (1991–1993). So fassen diese Autoren unter anderem Karten von Hauser und Rhoads (1974) zusammen, aus

denen vorhergesagt werden kann, wann und wo, welcher Sender gut zu empfangen ist. Die Qualität der noch heute aktiven Sender wird recht gut vorhergesagt, auch wenn die Karten nicht mehr ganz aktuell sind. Solche Informationen sind wichtig für Planungen von Messungen in Afrika. Im Niger können die Frequenzen 16.0, 21.4 und 24.0 kHz empfangen werden, wie dies richtig vorhergesagt wird. Die auch gut zu empfangenden Frequenzen 18.3 und 23.4 kHz fehlen jedoch unglücklicherweise in der Auflistung. Leider wird deshalb der Wert dieser unvollständigen Auflistung etwas geschmälert, da der beste Empfang im Niger für den Sender 18.3 kHz festgestellt wurde. Die Ergebnisse von Hauser und Rhoads (1974) bestätigen aber immerhin die Erfahrungen, die mit den Neuchâtel Geräten gemacht wurden.

Aus Hauser und Rhoads (1974) kann weiterhin abgeleitet werden, daß für geophysikalische Zwecke auf etwa einem Sechstel bis einem Viertel der Erdoberfläche um den Sender herum die Empfangsstärke für Messungen ausreicht. Die exakte Empfangscharakteristik variiert jedoch nach Senderleistung und Position. Auch der Tagesgang des VLF-Empfangs kann aus Hauser und Rhoads (1974) abgelesen werden. So ist die beste Meßzeit zwischen acht Uhr morgens und zwölf Uhr mittags. Gegen vier Uhr nachmittags steigt das Rauschen auf seinen maximalen Wert, um Nachts wieder langsam auf das Minimum von acht Uhr morgens zurückzufallen.

Abbildung 2.2 zeigt als Beispiel für einen typi-

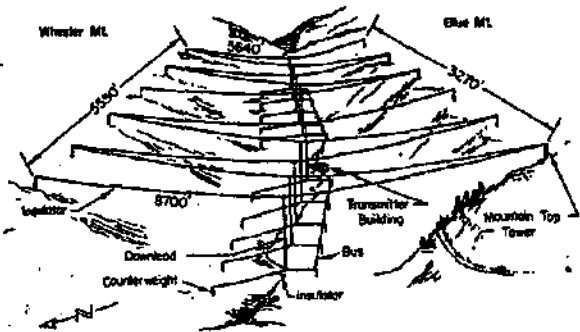


Abbildung 2.2: VLF-Sender Jim Creek (NLK, Washington) (nach Wan, 1967; McNeill und Labson, 1991–1993)

schen VLF-Sender den amerikanische Sender Jim Creek. Da die Wellenlänge der VLF-Wellen mit etwa 15 km (siehe dazu die Herleitung der Fernfeldnäherung auf Seite 38) sehr viel größer als der

<i>f</i>	Name	Code	Bemerkungen
15.1	F: Bordeaux (Le Blanc?)	FUO, FUA, FVO	kein Empfang
15.5	Australien: Nordwestkap	NWC	kein Empfang
16.0	GB: Rugby	GBR (BGR?)	
16.4	N: Helgeland	JXN (JXZ?)	
16.8	Sainte Assise (Bordeaux?)	FTA2	
17.0	GUS: Gorki	ROR, RUR	kein Empfang
17.1	GUS: Moskau	UMS	kein Empfang
17.4	J: Yosam(a)i	NDT	kein Empfang
17.7	USA: Cutler, Maine	NAA	kein Empfang
17.8	USA: Cutler, Maine	NAA	kein Empfang
18.1	GUS: Murmansk (oder Moskau?)	UPP	kein Empfang
18.3	GUS: Murmansk		
18.3	F: Le Blanc	HWU	
18.6	USA: Seattle, Jim Creek, Washington	NLK	kein Empfang
19.0	GB: Rugby oder Criggeon	GBR oder GQD?	kein Empfang
19.0	Indonesien	PKX	kein Empfang
19.1	GUS: ?	?	kein Empfang
19.6	GB: Oxford oder Rugby?	GBZ	
19.6	GUS ?		kein Empfang
20.3	I: Tavolara		
20.5	Moskau ?		kein Empfang
20.7	F	UFT	kein Empfang
21.1	?		kein Empfang
21.4	USA, Maryland: Annapolis	NSS	
22.3	Australien: Nordwestkap, Exmouth	NWC	kein Empfang
23.4	D: Rhauferhn	DMB	
23.4	D: Burlage	DHO	
23.4	USA: Hawaii, Lualualei, Oahu	NPM, NPN	
24.0	USA: Cutler, Maine	NAA	
24.0	Panama	NBA	Empfang ?
24.8	USA: Seattle, Jim Creek, Washington	NLK	kein Empfang
25.1	Moskau ?		kein Empfang
28.5	Puerto Rico: Aguada	NAU	

Tabelle 2.2: VLF-Senderliste (zusammengefaßt aus diversen Literaturquellen)

Senderdipol von maximal einigen hundert Metern ist, müssen zusätzliche Maßnahmen ergriffen werden, um die gewünschte Senderleistung zu erzielen. So ergibt sich für einen einfachen Antennendipol der Länge  $d$  und der Senderwellenlänge  $\lambda$ , daß für große Wellenlängen und kleine Dipolgrößen, das heißt für  $d \ll \lambda$ , die Senderleistung  $P$  proportional zum Quadrat des Quotienten aus beiden Größen ist (Jackson, 1983):

$$P \sim \left(\frac{d}{\lambda}\right)^2 \quad (2.1)$$

Für große Wellenlängen und kleine Senderdipole ist die Senderleistung also gering. Die Senderleistung wird daher durch in komplexer Wei-

se aufgespannte Erdungsdrähte gesteigert. Somit entsteht nicht nur durch den komplexen Weg der Welle in der Atmosphäre neben vertikalem elektrischen Feld noch ein horizontales elektrisches Feld (Wright, 1988), sondern auch durch den Aufbau der Antenne (McNeill und Labson, 1991–1993). Für das aufgeführte Beispiel mit Toplast muß daher in den Ausführungen von Watt (1967); McNeill und Labson (1991–1993) auch der Zusammenhang zwischen Sendergröße, Frequenz und Senderleistung noch modifiziert werden. Diese Details hängen jedoch auch von der speziellen Sendergeometrie ab und sind daher an dieser Stelle weniger interessant.

Einige der namentlich bekannten VLF-Sender

sind in Tabelle 2.2 zusammengefaßt. Die Tabelle wurde aus verschiedenen, teilweise widersprüchlichen Literaturquellen zusammengetragen, und ist als ungefähre Anhaltspunkt gedacht. Da die Koordinatenangaben teilweise völlig voneinander abweichen, werden sie hier nicht aufgelistet. Außerdem ist alleine die Richtungsbestimmung vor Ort entscheidend für die Bestimmung der Senderrichtung.

Für geophysikalische Messungen sind nicht nur die Primärfelder, sondern auch die von ihnen erzeugten Sekundärfelder besonders wichtig.

### 2.3.2 Sekundärfeld

Im Erduntergrund werden in geologischen Anomalien durch das Primärfeld der VLF-Sender sekundäre Felder erzeugt, die mit VLF-Geräten gemessen werden können. Einige Autoren, wie Wright (1988), zerlegen die sekundären Felder in einen induzierten und einen galvanischen Anteil, um so ein prinzipielles Verständnis der VLF-Methode zu gewinnen.

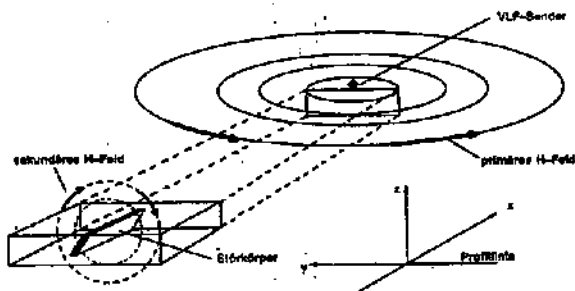


Abbildung 2.3: Induktion durch VLF-Sender (nach ABEM (19XXa))

- Der *induktive Effekt* des VLF-Wechselfeldes führt für einen gut leitenden Körper in schlecht leitendem Muttergestein zu Wirbelströmen im gut leitenden Körper, die mit steigender Frequenz nach außen streben. Da sie jedoch im Körper kreisen, entsteht kein sekundäres elektrisches Feld an der Oberfläche, sondern nur ein magnetisches sekundäres Feld, wie Abbildung 2.3 zeigt. Eine vertikale, dünne, gut leitende Platte simuliert dort eine Verwerfung, die von den induzierten, sekundären Magnetfeldern umkreist wird. Die Meßprofile überqueren diese Platte orthogonal.
- Der in Abbildung 2.4 gezeigte *galvanische Effekt* hingegen führt in einer solchen gut leitenden

Platte zu einer Stromkanalisierung und erzeugt nicht nur ein sekundäres magnetisches Feld, sondern durch Ladungsverschiebungen auch ein sekundäres elektrisches Feld.

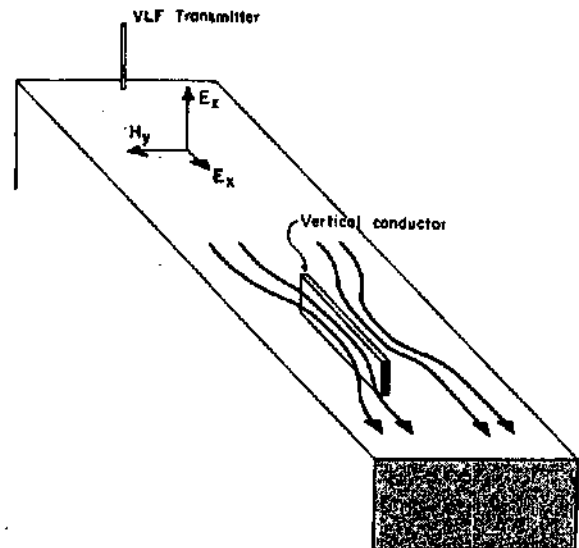


Abbildung 2.4: 'Current Channeling' (nach McNeill, 1990–1994)

Nach McNeill (1990–1994) wird in aktuellen Arbeiten die Vorstellung von Induktionen im guten Leiter mehr und mehr durch Strombündelung ('Current Channeling') ersetzt. Auch seien mehr Anomalien durch das horizontale elektrische Feld  $E_x$  als durch das horizontale magnetische Feld  $H_y$  verursacht. Da solche Effekte jedoch implizit bei der algorithmischen Modellierung berücksichtigt werden, haben sie auf die Herleitungen in dieser Arbeit keinen direkten Einfluß.

Weiterhin gilt auch, daß im allgemeinen die Aufspaltung in verschiedene Anteile nur für spezielle Modelle und Frequenzen gültig ist. Der LF-Bereich bleibt hierbei im allgemeinen unberücksichtigt, obwohl inzwischen auch kommerziell vertriebene LF-Geräte erhältlich sind. Deshalb sind solche Zerlegungen nur für sehr einfache Modelle wirklich hilfreich. Da die beobachteten Effekte frequenzabhängig sind und sich gegenseitig aufheben können, werden die Möglichkeiten für eine solche Aufspaltung mit steigender Komplexität der Modelle immer schwieriger und eine Vorhersage der Effekte unmöglich. Besonders zu hohen Frequenzen und Leitfähigkeiten kann daher eine solche Unterscheidung nicht mehr getroffen werden (Wright, 1988).

Auch Wright (1988) führt deshalb aus, daß solche Zerlegungen nur für einfache Modelle hilfreich

seien, da die komplexen Zusammenhänge der elektromagnetischen Felder für kompliziertere Modelle noch nicht ausreichend verstanden seien. Solche Zerlegungen unterstützen aber immerhin das prinzipielle und anschauliche Verständnis der VLF-Methode.

Aber nicht nur induktive und galvanische Effekte überlagern sich, sondern zusätzlich auch die Effekte benachbarter Anomalien. Eine im allgemeinen vorhandene Deckschicht kann einige Effekte maskieren oder sogar umkehren. Solche Effekte können nur noch ausgereifte Modellierungen und Inversionsalgorithmen berücksichtigen. Allerdings sind solche Inversionen nur möglich, durch die Erweiterung des Frequenzbereiches, wie er im weiteren noch besprochen wird.

Solche Interpretationsmöglichkeiten hängen auch stark von der gewählten speziellen VLF-Methode ab. So werden je nach Aufbau des Gerätes unterschiedliche Parameter gemessen. Das wichtigste traditionelle Unterscheidungsmerkmal ist, ob nur magnetische Felder (VLF-EM) oder magnetische und elektrische Felder (VLF/R) gemessen werden. Die genauen Einzelheiten hierzu ergeben sich in den nächsten Unterkapiteln.

### 2.3.3 Very Low Frequency Resistivity (VLF/R)

Zuerst soll die Very Low Frequency - Resistivity (VLF/R) Methode erklärt werden, bei der elektrische und magnetische Felder gemessen werden. Sie wird daher von einigen Autoren wie Guerin *et al.* (1994) auch Magnetotellurics-VLF (MT-VLF) genannt. Erste Messungen in Neuchâtel wurden mit dieser Methode von Müller (1982, 1983) durchgeführt.

Das Meßprinzip dieser etablierten Methode wird im folgenden noch einmal kurz angesprochen, demonstriert am Beispiel der Neuchâtel Geräte.

#### 2.3.3.1 Meßprinzip

Abbildung 2.5 zeigt die prinzipiellen Meßgrößen bei einer VLF/R Messung. Links befindet sich der vertikale Hertzsche Dipol und in einigen hundert Kilometern Entfernung kann das horizontale Normalfeld, bestehend aus elektrischem Feld  $E_x$  in Richtung des Senders und dem magnetischem Feld  $H_y$ , senkrecht dazu, gemessen werden. Weiterhin existiert noch das vertikale elektrische Feld  $E_z$ ,

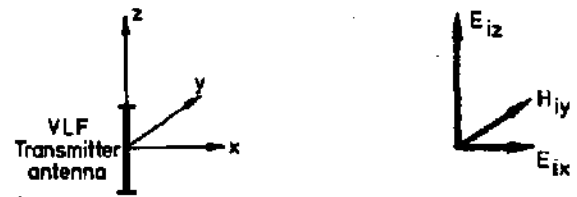


Abbildung 2.5: VLF-Fernfeld (Parasnis, 1986)

welches sehr viel größer als das horizontale elektrische Feld ist (Parasnis, 1986). In der Abbildung indiziert Parasnis (1986) zur Verdeutlichung die einfallenden Felder zusätzlich noch mit 'i' für 'incident'. Es handelt sich um das Normalfeld über einem homogenen Halbraum, ohne mehrdimensionale Störungen.

Das Schema 2.6 nach Koll und Müller (1989)

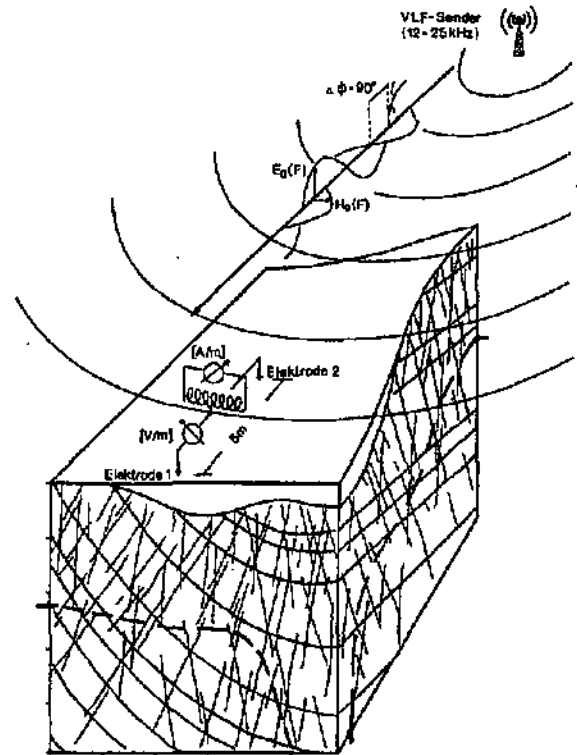


Abbildung 2.6: VLF/R nach Koll und Müller (1989)

skizziert das Meßprinzip und die Ausrichtung der magnetischen Meßspule und der Meßelektroden bezüglich der Richtung des eingezeichneten Senders und seiner ausgestrahlten Wellen. Allgemein üblich sind Elektrodenabstände von 1 bis 5 m. Ein kleinerer Elektrodenabstand ergibt eine höhere Auflösung, wie sie zum Beispiel für archäologische Untersuchungen wichtig ist. Andererseits steigt das Rauschen im Verhältnis zum Nutzsignal

mit einer Verringerung des Abstandes, so daß die in Neuchâtel bevorzugte Konfiguration mit 5 m Elektrodenabständen arbeitet. Das Neuchâtel-Gerät wurde aber auch schon mit 1 m Elektrodenabstand erfolgreich bei archäologischen Untersuchungen eingesetzt (Zacher *et al.*, 1996b).

Die Messung des elektrischen Feldes erfolgt bei allen bekannten VLF-Geräten über eine Spannungsmessung, die sich aus dem Verhältnis des elektrischen Feldes zum Elektrodenabstand ergibt. Daher ist für kleine Abstände die genaue Bestimmung des Abstandes sehr viel wichtiger, da bei absolut gleichem Fehler des Abstandes, sein relativer Fehler bei kleinem Abstand größer ist, als bei großem Abstand. Bei kleinerem Abstand empfiehlt sich daher die beiden Elektroden fest miteinander zu verbinden, so daß der Abstand nicht mehr von seinem Sollwert abweichen kann.

Abbildung 2.7 zeigt das Neuchâtel RMT-Gerät



Abbildung 2.7: RMT mit Elektroden, Magnetfeldspule, Batterie, Empfänger und Kopfhörer

im Einsatz. Dieses ist ein erweitertes VLF/R und wird in den folgenden Unterkapiteln noch beschrieben. Das Neuchâtel VLF/R ist ähnlich aufgebaut, mit Meßspule und zwei Meßelektroden. Es wird

praktisch nicht mehr verwendet, da das RMT sehr viel weitergehende Möglichkeiten bietet. Abbildung 2.14 auf Seite 18 zeigt das gleiche RMT noch einmal deutlicher, aber mit liegenden Elektroden. Neben dem eigentlichen Gerät und den Meßsonden sind noch die Batterieversorgung und ein Kopfhörer zu sehen. Mittels dieses Kopfhörers kann akustisch ein Signalminimum gefunden werden und somit scheinbarer Widerstand und Phase mittels Potentiometer dermaßen abgeglichen werden, daß diese direkt abgelesen werden können. Auch bei der Suche des Magnetfeldmaximums wird diese akustische Kontrolle benötigt. Hierzu wird die Spule in das Minimum gedreht, so daß das Sendersignal nicht mehr zu hören ist. Anschließend wird die Spule in die orthogonale Richtung und damit ins Maximum gedreht. Eine solche akustische Abstimmung ist sehr viel genauer als der Versuch, dieselbe Abgleichung mittels der Anzeige des Magnetfeldes zu machen. So schwankt das Magnetfeld teilweise enorm, besonders bei getakteten Sendern, wie Zeitzeichensendern.

Auf Grund dieser Schwankungen, wird auch auf die Aufnahme absoluter Felder verzichtet. Stattdessen werden scheinbare Widerstände und Phasen ausgegeben. Besonders der scheinbare Widerstand als Gesteinsparameter ist sehr viel besser für eine folgende Interpretation geeignet.

### 2.3.3.2 Scheinbarer Widerstand und Phase

Aus den gemessenen elektromagnetischen Feldern  $\vec{E}$  und  $\vec{H}$  wird vom VLF-Gerät nach Tikhonov (1950); Cagniard (1953a,b) der scheinbare Widerstand zu

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (2.2)$$

berechnet, mit  $f = \frac{\omega}{2\pi}$  als Senderfrequenz und  $\mu$  als magnetischer Permeabilität.

Diese magnetische Permeabilität ist für die meisten Gesteine ungefähr gleich 1 (Telford *et al.*, 1990), wie man auch in Tabelle 2.4 sieht. Nur magnetische Gesteine weisen deutlichere Abweichungen auf. Da auch die Senderkreisfrequenz  $\omega$  bekannt ist, können alle Vorfaktoren in der obigen Gleichung des scheinbaren Widerstandes direkt ausgerechnet werden. Somit kann das Neuchâtel-Gerät direkt den scheinbaren Widerstand angeben. Zusätzlich wird bei diesem Gerät die Phasenverschiebung zwischen gemessenem elektrischem und magnetischen Feld mit angegeben. Mit Hilfe

Mineral, Rock	Formula	Resistivity range [ $\Omega\text{m}$ ]	Resistivity Average [ $\Omega\text{m}$ ]
Pyrite	FeS <sub>2</sub>	$2.9 \cdot 10^{-5}$ – $1.5$	$3 \cdot 10^{-1}$
Hematite	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$3.5 \cdot 10^{-3}$ – $10^7$	
Magnetite	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	$5 \cdot 10^{-5}$ – $5.7 \cdot 10^3$	
Quartz	SiO <sub>2</sub>	$4 \cdot 10^{10}$ – $2 \cdot 10^{14}$	
Calcite	CaCO <sub>3</sub>		$2 \cdot 10^{12}$
Rock salt	NaCl	$30$ – $10^{13}$	
Mica		$9 \cdot 10^2$ – $10^{14}$	
Anthracite		$10^{-3}$ – $2 \cdot 10^5$	
Natural waters (ign. rocks)		0.5–150	9
Natural waters (sediments)		1–100	3
Sea water			0.2
Saline waters, 20%			0.05
Diabase (various)		$20$ – $5 \cdot 10^7$	
Lavas		$10^2$ – $5 \cdot 10^4$	
Gabbro		$10^3$ – $10^6$	
Basalt		$10$ – $1.3 \cdot 10^7$ (dry)	
Schists (calcareous and mica)		$20$ – $10^4$	
Tuffs		$2 \cdot 10^3$ (wet)– $10^5$ (dry)	
Graphite schist		$10$ – $10^2$	
Slates (various)		$6 \cdot 10^2$ – $4 \cdot 10^7$	
Gneiss (various)		$6.8 \cdot 10^4$ (wet)– $3 \cdot 10^6$ (dry)	
Marble		$10^2$ – $2.5 \cdot 10^8$ (dry)	
Quartzites (various)		$10$ – $2 \cdot 10^8$	
Consolidated shales		$20$ – $2 \cdot 10^3$	
Argillites		$10$ – $8 \cdot 10^2$	
Conglomerates		$2 \cdot 10^3$ – $10^4$	
Sandstones		$1$ – $6.4 \cdot 10^8$	
Limestones		$50$ – $10^7$	
Dolomite		$3.5 \cdot 10^2$ – $5 \cdot 10^3$	
Unconsolidated wet clay			20
Marls		3–70	
Clays		1–100	

Tabelle 2.3: Typische Widerstände für Mineralien, Gesteine und Sedimente (nach Telford *et al.*, 1990)

Mineral	Permeability $\mu$
Magnetite	5
Pyrrhotite	2.55
Titanomagnetite	1.55
Hematite	1.05
Pyrite	1.0015
Calcite	0.999987
Quartz	0.999985

Tabelle 2.4: Typische magnetische Permeabilitäten  $\mu$  (nach Telford *et al.*, 1990)

des scheinbaren Widerstands und dieser Phasenverschiebung können aus den Meßwerten wieder die absoluten Felder berechnet werden, bis auf einen

konstanten Faktor. Dies ist wichtig für die Anwendung von MT-Inversionen, wie in Smith und Booker (1991); Wu *et al.* (1993). Weicht die magnetische Permeabilität jedoch signifikant von 1 ab, so müssen die Resultate für den scheinbaren Widerstand nach obiger Formel korrigiert werden.

Aus den angezeigten Werten für scheinbaren Widerstand und Phase können also die elektromagnetischen Felder zurückberechnet werden, bis auf einen von der Senderstärke und vom Zustand der Ionosphäre abhängigen Proportionalitätsfaktor. Aber selbst nach einer erfolgten Kalibrierung muß zusätzlich noch eine Basisstation eingesetzt werden, um die zeitlichen Schwankungen der Felder zu observieren, wenn eine Beobachtung der abso-

luten Felder gewünscht wird. Der Aufwand steht also kaum in einem Verhältnis zum Informationsgewinn durch absolute Felder.

Scheinbarer Widerstand und Phase dagegen sind vom Sendersignal unabhängig und ausschließlich Funktionen der Geologie. Die absoluten Felder hingegen können durchaus beträchtlich in Abhängigkeit von den Radioemissionen schwanken. Das beschriebene Meßprinzip macht daher einen Teil der überlegenen Präzision der Neuchâtel Geräte gegenüber Geräten aus, die versuchen die absoluten Felder zu messen und auszuwerten.

Ziel der Messungen ist eine geologische Interpretation, so daß eine Zuordnung der gemessenen Widerstände zu bestimmten Gesteinsformationen unabdingbar ist. Tabelle 2.3 listet daher einige typische Gesteinswiderstände auf. Für den Hydrogeologen sind jedoch auch besonders die in Tabelle 2.5

Rock	H <sub>2</sub> O [%]	$\rho$ [ $\Omega$ m]
Siltstone	0.54	$1.5 \cdot 10^4$
Siltstone	0.38	$5.6 \cdot 10^8$
Coarse grain SS	0.39	$9.6 \cdot 10^5$
Coarse grain SS	0.18	$10^8$
Medium grain SS	1.0	$4.2 \cdot 10^3$
Medium grain SS	0.1	$1.4 \cdot 10^8$
Graywacke SS	1.16	$4.7 \cdot 10^3$
Graywacke SS	0.45	$5.8 \cdot 10^4$
Dolomite	1.3	$6 \cdot 10^3$
Dolomite	0.96	$8 \cdot 10^3$
Granite	0.31	$4.4 \cdot 10^3$
Granite	0.19	$1.8 \cdot 10^6$
Granite	0	$10^{10}$
Diorite	0.02	$5.8 \cdot 10^5$
Diorite	0	$6 \cdot 10^6$
Basalt	0.95	$4 \cdot 10^4$
Basalt	0	$1.3 \cdot 10^8$

Tabelle 2.5: Typische Widerstände für wasserhaltige Gesteine (nach Telford *et al.*, 1990)

gezeigten Variationen des Gesteinswiderstandes in Abhängigkeit vom Wassergehalt sehr wichtig.

Die in den Tabellen aufgeführten Variationen des Widerstands in Abhängigkeit vom Gestein sind sehr groß. Eine übersichtlichere graphische Darstellung der Widerstandsbereiche befindet sich daher zusätzlich in Abbildung 2.8. Weitere ausführliche Erläuterungen zu dieser Thematik sind auch in Palacky (1991–1993) zu finden. Es ist leicht ersichtlich, daß die starken Schwankungsbandbreiten nicht erlauben, alleine aus einem gemessenem Wi-

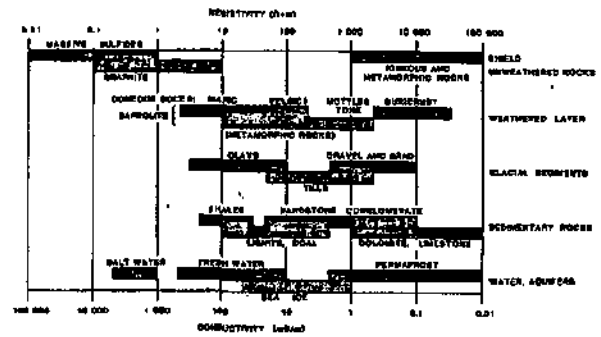


Abbildung 2.8: Typische geophysikalisch gemessene Widerstände (Palacky *et al.*, 1981)

derstand, direkt auf den hydrogeologischen Parameter Permeabilität zu schließen. Solche Schlüsse können nur unter Hinzuziehen anderer Informationen, wie Bohrungen, gezogen werden.

Zusätzliche und ergänzende Ausführungen zur VLF/R-Methode finden sich auch in den folgenden Unterkapiteln, besonders bei den Erklärungen zu den höherfrequenten Methoden. Vorher erfolgt aber noch eine Einführung in die VLF-EM Methode.

### 2.3.4 Very Low Frequency Electromagnetics (VLF-EM)

Im Unterschied zur VLF/R-Methode mißt die Very Low Frequency Electromagnetics (VLF-EM) Methode nur magnetische Felder, so daß keine direkte Berechnung des Widerstandes möglich ist. Auch andere Unterschiede werden in diesem Unterkapitel noch aufgezeigt.

Zuerst erfolgt wiederum eine Demonstration des Meßprinzips am Beispiel von Geräten aus Neuchâtel.

#### 2.3.4.1 Meßprinzip

Das schon im vorherigen Unterkapitel erwähnte elektromagnetische Feld verursacht in vertikalen Anomalien einen Stromfluß, der ein sekundäres magnetisches Feld induziert. Dieses sekundäre magnetische Feld wird von VLF-EM Geräten in Relation zum anregenden magnetischen Feld gemessen. Auf Grund der Phasenverschiebung dieser Felder ist dieses Verhältnis komplex, so daß man einen Realteil und einen Imaginärteil erhält.

Man nennt diese auch 'in-phase' und 'out-of-phase'. Ersterer beschreibt den Anteil des Sekundärfeldes der gleichphasig mit dem anregenden

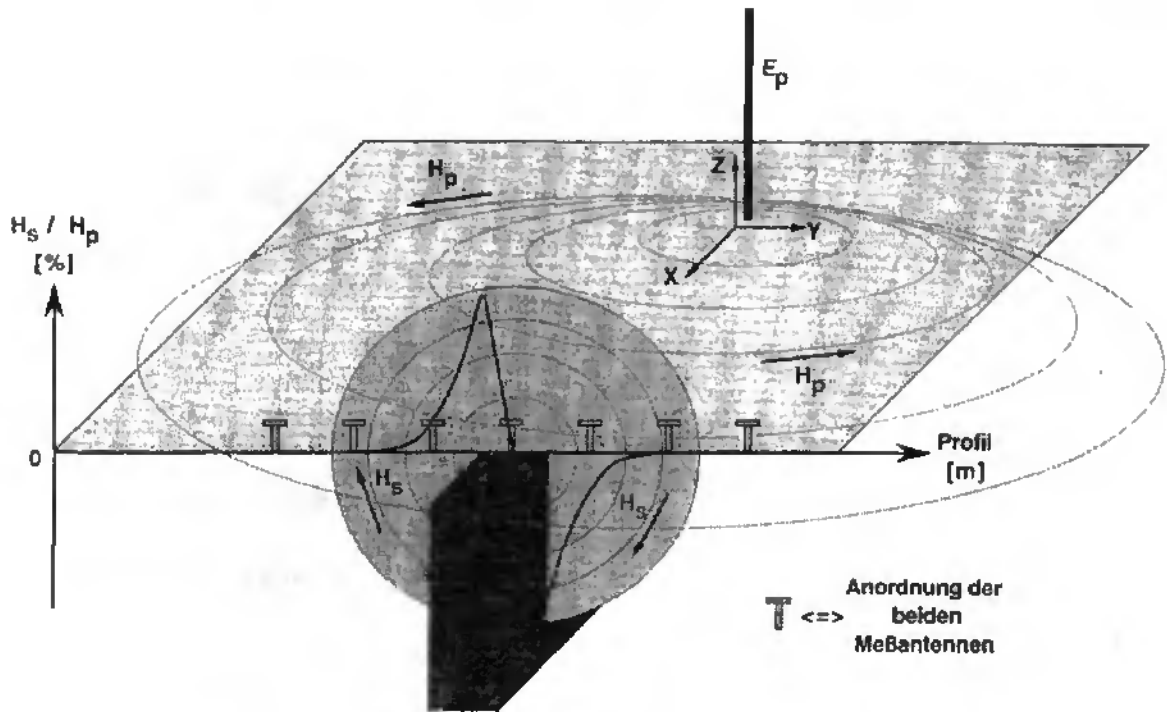


Abbildung 2.9: VLF-EM Feld über gut leitender dünner vertikaler Schicht (nach Parasnis, 1986; Turberg und Müller, 1992; Stiefelhagen und Raetzo, 1995)

Feld schwingt, während letzterer den senkrecht dazu schwingenden Anteil beschreibt. In dieser Arbeit wird 'in-phase' verkürzt als 'Inphase' und 'out-of-phase' als 'Outphase' geschrieben. Die Outphase wird manchmal auch als 'Quadratur' bezeichnet. Das resultierende magnetische Gesamtfeld, bestehend aus Primär- und Sekundärfeld, ist elliptisch polarisiert.

Abbildung 2.9 zeigt, wie durch VLF-EM Messungen in orthogonalen Profilen über einem vertikalen guten Leiter, zum Beispiel einer Verwerfung, dessen Position lokalisiert werden kann. Das VLF-EM Gerät wird durch die Kombination aus horizontaler und vertikaler Spulenchse symbolisch angedeutet. Es ist mehrfach abgebildet, entsprechend dem Verlauf des Meßprofils. Daneben sind auch die elektrischen und magnetischen Senderfelder  $E_p$  und  $H_p$  und das induzierte Magnetfeld  $H_s$  mit eingezeichnet.

Die Entwicklungen zur VLF-EM Methode in Neuchâtel gingen mit einem solchen traditionellen VLF-EM an, welches jedoch schon einige Vorteile gegenüber kommerziellen Geräten aufwies, wie im weiteren dargelegt.

### 2.3.4.2 Motivation für kontinuierliche Messungen

Die VLF-EM Methode reagiert sehr viel sensibler auf vertikale, langgestreckte Strukturen, wie zum Beispiel wasserführende Spalten und Klüfte, als die VLF/R Methode (Wright, 1988). Da nur das horizontale primäre und das vertikale sekundäre Magnetfeld gemessen werden, ist keinerlei Bodenkontakt nötig und diese Methode prädestiniert für kontinuierliche Messungen mit einer Antenne, die hinter einem Auto befestigt wird. Sie ist somit auch sehr viel schneller als die VLF/R Methode.

Auch für viele andere geophysikalischen Methoden wurde bereits eine kontinuierliche Meßweise eingeführt, mit dem Ziel die Meßgeschwindigkeit zu erhöhen und die Auflösung zu vergrößern:

- Für die RMT-Methode werden kontinuierlich messende Geräte im nächsten Unterkapitel präsentiert. Ihre Vor- und Nachteile werden dort noch detaillierter ausgeführt.
- Kontinuierliche oder quasi-kontinuierliche Geoelektrikmessungen wurden in Dabas und Pasnissod (1996); Sørensen (1996); Pasnissod *et al.* (1997) gezeigt und auch entsprechende kommerzielle Geräte sind erhältlich: So zum

Beispiel das CORIM von Iris Instruments (19XX) oder das RMCA-4 und das ESR-66 von EUROCIM (1996a,b,c,d). Letzteres wurde in Zusammenarbeit mit dem CNRS, Garchy entwickelt, deren kontinuierliche RMT-Methode im nächsten Unterkapitel noch vorgestellt wird.

- Auch bei Magnetfeldmessungen mit einem nicht metallischen Handwagen zeigt Herwanger *et al.* (1996) eine Verbesserung der Ergebnisse durch die fahrzeugunterstützte kontinuierliche Datenaufnahme. Da magnetische Messungen stark durch metallische Gegenstände verfälscht werden, kommt hier allerdings der Einsatz eines Motorfahrzeuges nicht in Frage, so daß die Methode nicht die Geschwindigkeit der in dieser Arbeit präsentierten VLF-EM Methode erreichen kann.

Eine ähnliche Entwicklung wurde auch in Neuchâtel vollzogen, mit der Konstruktion des ersten Neuchâtelers VLF-EM. Es ist auf Grund der kontaklosen Meßweise den erwähnten RMT und geoelektrischen Methoden an Schnelligkeit überlegen.

### 2.3.4.3 VLF-EM in Neuchâtel

Der Vorteil der beschriebenen VLF-EM Methode gegenüber der VLF/R Methode ist die erwähnte kontaklose Magnetfeldmessung, die es erlaubt, kontinuierliche Messungen ohne Ankopplungsprobleme durchzuführen, wie für das Neuchâtelers Gerät erstmals in Turberg und Müller (1992) erwähnt. Auch Messungen auf flachen Seen (Kohlbeck *et al.*, 1993) und auf Hangrutschungen (Raetzo *et al.*, 1995; Stiefelhagen *et al.*, 1995; Raetzo, 1997; Stiefelhagen und Müller, 1997) können somit einfach und präzise durchgeführt werden.

Kontinuierliche Meßweise und automatische Ausrichtung der Antenne ermöglichen zusammen eine schnelle und effiziente Arbeitsweise. Die erste Anwendung einer solchen automatisch orientierten Antenne in Neuchâtel wird von Stiefelhagen *et al.* (1994); Müller *et al.* (1995) eingeführt. Mit Hilfe dieser Konfiguration ist es möglich, die Antenne hinter einem Fahrzeug zu montieren, so daß Messungen mit sehr hohem Meßfortschritt möglich sind. Dieses Modell und seine Erweiterung zu hohen Frequenzen, das heißt zum RF-EM, wird ausführlich im Anhang dieser Arbeit dokumentiert. Abbildung 2.10 zeigt die Antenne des VLF-EM,



Abbildung 2.10: VLF-EM 1

montiert hinter einem Meßwagen. Dieses Gerät wurde inzwischen zum RF-EM 1 aufgerüstet, und wird auch in Unterkapitel 2.4.2 und im Anhang beschrieben. Da sich das VLF-EM und RF-EM 1 äußerlich nicht unterscheiden, können die Photos der beiden verschiedenen Versionen für Erklärungen zur jeweils anderen Methode auch gegenseitig ausgewechselt werden. Dies ist auch in dieser Arbeit nötig, da auf Grund der Umrüstung vom VLF-EM zum RF-EM 1 kein motorisiertes VLF-EM Gerät ohne zusätzliche LF-Erweiterung mehr in Neuchâtel existiert.

Ein Nachteil der VLF-EM Methode ist das Fehlen einer direkten Messung von Gesteinsparametern, wie das mit dem scheinbaren Widerstand bei der VLF/R Methode der Fall ist. Wie aus Tabelle 2.3 auf Seite 10 leicht ersichtlich ist, muß dies jedoch nicht unbedingt ein gravierender Nachteil sein, da die Schwankungsbreiten der Widerstände für die aufgeführten Mineralien doch recht stark sind, teilweise über mehrere Größenordnungen. Deshalb ist auch mit den Methoden, die eine Bestimmung des Widerstandes erlauben, nicht immer eine sehr viel weiterführende Interpretation möglich, als dies schon mit den Informationen über Widerstandskontraste, wie sie die VLF-EM Methode liefert, ist.

Hinzu kommt, daß in den Ausführungen über Filtertechniken in Unterkapitel 4.2.1 ab Seite 80 mit dem Chouteau-Filter eine Möglichkeit vorgestellt wird, auch aus VLF-EM Meßwerten scheinbare Widerstände zu gewinnen.

Dieses und das vorhergehende Unterkapitel sind als kurze Einführung in die traditionellen VLF-Methoden gedacht, so daß die Unterschiede zu den Neuentwicklungen in Neuchâtel und in anderen Forschungsinstituten in den folgenden Unterkapiteln herausgestellt werden können. Die in diesem Unterkapitel behandelte Neuchâtelers VLF-EM Methode stellt auf Grund der kontinuierlichen Meßweise und der Verwendung einer automatisch aus-

gerichteten motorisierten Antenne schon eine Weiterentwicklung gegenüber kommerziellen VLF-EM Methoden dar. Sie wurde dennoch mit diesen zusammen behandelt, da sie in Neuchâtel inzwischen durch die RF-EM Methode ersetzt wurde und inzwischen selbst eine traditionelle Methode in Neuchâtel geworden ist. Teile der weiterreichenden Überlegungen zum RF-EM in den folgenden Unterkapiteln gelten aber auch für das Neuchâteler VLF-EM.

## 2.4 Erweiterungen der traditionellen VLF-Methoden

Auch für die in Neuchâtel frequenzerweiterten VLF-Methoden wird wieder unterschieden, zwischen Widerstandsmethoden einerseits und kontaktlosen Methoden, die nur Magnetfelder messen, andererseits.

### 2.4.1 Radio Magnetotellurics (RMT)

Die erste Erweiterung einer VLF-Methode zu höheren Frequenzen wurde in Neuchâtel für die VLF/R Methode durchgeführt. Die Motivation für die Weiterentwicklung dieser Radio Magnetotellurics (RMT) Methode aus der VLF/R Methode heraus, soll nun dargelegt werden.

#### 2.4.1.1 Motivation

VLF-EM und VLF/R wurden für Erzprospektionen entwickelt und sind dort sehr gut etabliert. Die bereits erwähnten Standardwerke der geophysikalischen Literatur geben hierzu ausführliche Beispiele. Zunehmende Verbreitung dieser Methoden in Anwendungsgebieten außerhalb der Standardeinsätze verlangen jedoch nach Adaptierungen hinsichtlich dieser neuen Aufgaben.

Sowohl die Untersuchung von Deponiestandorten als auch die Lösung hydrogeologischer Fragestellungen erfordert neue Ansätze bei der Anwendung von VLF-Verfahren. Beide Einsatzgebiete benötigen eine bessere Auflösung in niederen Tiefen. Die Ausdehnung der Anomalien und damit auch Größe der Meßsignale kann sehr viel kleiner sein als bei Erzprospektionen, wo sehr gute elektrische Leiter starke Meßanomalien verursachen können.

Aber auch für Standardanwendungen scheint eine Frequenzbereichserweiterung sinnvoll. Schon

in der Magnetotellurik wurde gezeigt, daß durch fehlende hohe Meßfrequenzen ein oberflächennaher guter Leiter verborgen werden kann (Vozoff, 1989). So entsteht ein 'Static Shift', bei dem die Widerstands-Frequenz-Kurve um einen konstanten Faktor verschoben wird, was im doppeltlogarithmischen Plot zu einer linearen Verschiebung führt. Auch McNeill (1990–1994); Vozoff (1991–1993) führen diesen 'Static Shift' auf oberflächennahe Strukturen zurück, die mit alleinigen VLF-Messungen nicht erfaßt werden. Sie bemängeln unabhängig voneinander in Vozoff (1971); McNeill (1990–1994); McNeill und Labson (1991–1993) weiterhin die Verwendung nur einer einzigen Frequenz, so daß keine magnetotellurische Inversionen zum Zuge kommen können.

Vozoff (1971) zeigt auch den Einfluß der Deckschicht auf VLF-Messungen. Insbesondere konzentriert er sich dabei auf die Messung der vertikalen Magnetfeldkomponente. Unter ungünstigen Umständen kann eine solche Deckschicht eine VLF-Anomalie verbergen. Er zeigt weiterhin, daß bei der Verwendung einer Frequenzbandmethode, die mindestens über eine Frequenzdekade arbeitet, solche Effekte vermieden werden können. Beispiele hierzu sind die RMT und die im nächsten Unterkapitel erklärte RF-EM Methode. Allerdings gab es zum Zeitpunkt der Veröffentlichung von Vozoff (1971) noch kein entsprechendes Gerät. Erst zwanzig Jahre später werden die dort geforderten Bedingungen unter anderem von den Geräten aus Neuchâtel erfüllt.

Einige der in Neuchâtel zu empfangenden Sender sind in Abbildung 2.12 mit der Senderrichtung

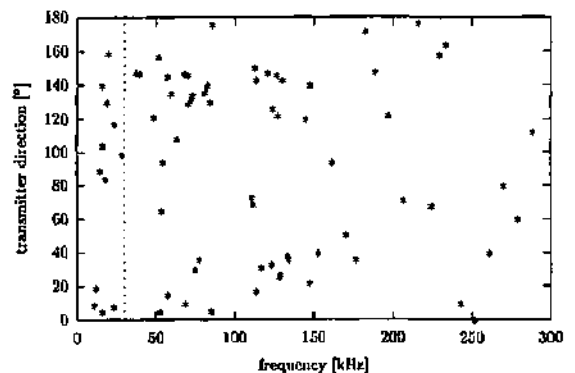


Abbildung 2.12: Richtungs- und Frequenzverteilung der RF-EM Sender

gegen die Senderfrequenz aufgetragen. Man sieht deutlich, daß die VLF-Frequenzen nur einen geringen Teil der verfügbaren Radiofrequenzen aus-

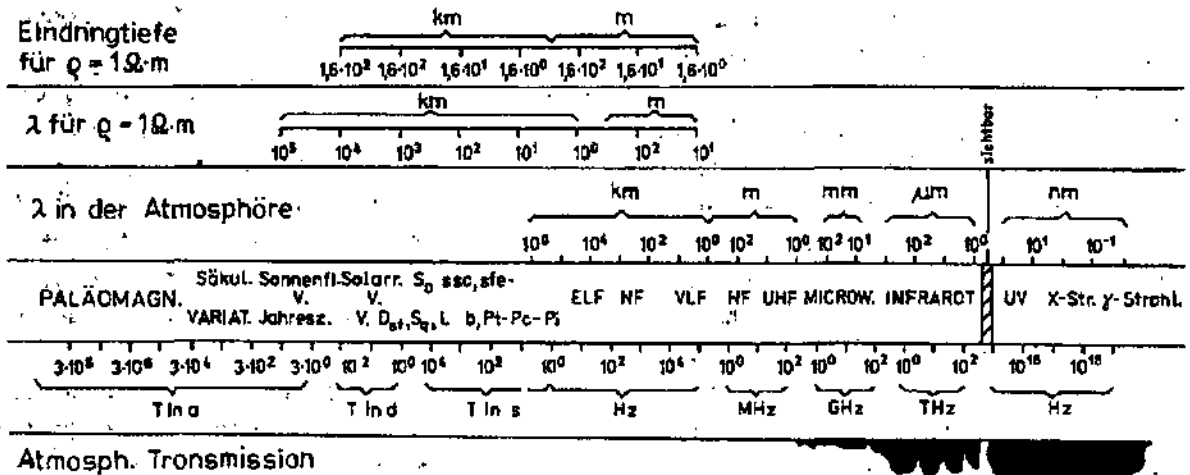


Abbildung 2.11: Frequenzspektrum (Porstendorfer et al. (1985))

machen. Die 30 kHz Grenze für Standard VLF ist durch eine vertikale Linie markiert. Selbst die in der Abbildung gewählte 300 kHz Grenze stellt nur das obere Limit der Neuchâtelers Geräte dar. Für den abgebildeten Frequenzbereich sind weder frequenzmäßig noch richtungsmäßig größere Lücken aufzufinden.

Porstendorfer et al. (1985) gibt in Abbildung 2.11 einen Überblick über das gesamte geophysikalisch interessante Frequenzspektrum, welches in Tabelle 2.6 noch einmal zusammenge-

Name	Frequency
SHF	3-30 GHz
UHF	0.3-3 GHz
VH	F30-300 MHz
HF	3-30 MHz
MF	0.3-3 MHz
LF	304-300 kHz
VLF	3-30 kHz
ELF	3-3000 Hz
ULF	<3 Hz

Tabelle 2.6: Frequenzbereiche (nach Vozoff, 1991-1993)

faßt wird.

Die erwähnten Probleme können also durch die zusätzliche Verwendung des LF-Bereiches umgangen werden. Im nächsten Kapitel über Filter, besonders ab Seite 59, werden hierzu noch einige Modellrechnungen durchgeführt, in denen auch die Nützlichkeit der hohen Frequenzen belegt wird. Auch im Unterkapitel 6.5 mit der Modellierung der Hangrutschung 'Falli Hölli' befinden sich ab Sei-

te 178 weitere Modellrechnungen, die die Nützlichkeit einer Frequenzbandmessung beweisen.

Inzwischen existiert ein breites Spektrum von verwandten Verfahren, die analog zum Neuchâtelers RMT, Frequenzbandmessungen unter Einschluß des VLF-Bereiches durchführen.

#### 2.4.1.2 RMT und verwandte Verfahren

Telford et al. (1990) empfindet geringere Eindringtiefe, Empfindlichkeit für Grundwassergehalt, Deckschicht und Oberflächenstrukturen noch als Nachteil der VLF-Methode gegenüber Verfahren mit geringeren Frequenzen, wie AFMAG (Audio Frequency Magnetics, ELF-Bereich) oder AMT (Audio Magnetotellurics, 1 Hz-20 kHz) und CSAMT (Controlled Source Audio Magnetotellurics).

AFMAG arbeitet ähnlich wie ein VLF-EM, jedoch im 'Extended Frequency' ELF-Bereich (3 Hz bis 3'000 Hz), mit tieferen Frequenzen und größeren Eindringtiefen. Ähnlich ist AMT das niederfrequente Analogon zu RMT. Allerdings arbeiten AFMAG und AMT mit natürlichen Quellen. Sollten die VLF-Sender durch ELF-Sender ergänzt werden, wäre AFMAG mittels künstlicher Sender möglich, wie dies schon für AMT mit der CSAMT-Methode der Fall ist. Die Einführung solcher Sender ist auf Grund der niedrigen Datenübertragungsraten, die damit möglich sind, jedoch noch ungewiß. So besteht zur Zeit nur ein geringes Interesse an solchen Sendern, außer für militärische, geophysikalische und Hobbyfunker-Zwecke.

Ein weiteres Verfahren für den Frequenzbereich

zwischen RMT und Georadar wird von Pellerin und Alumbaugh (1997) zitiert, die High Frequency Ellipticity (HFE) Methode. Sie wird jedoch nicht weiter von Pellerin und Alumbaugh (1997) erklärt, da für den gezeigten Testdatensatz unter anderem die RMT-Methode überlegen ist. Die erwähnte Arbeit gibt einen Vergleich der Ergebnisse von oberflächennah messenden EM-Methoden, bei dem die RMT-Methode Dank der Möglichkeiten zur 2D-Inversion sehr gut abschneidet. Andere von Pellerin und Alumbaugh (1997) untersuchte Methoden sind unter anderem Dipol-Dipol in VMD (Vertikal Magnetic Dipol) und HMD (Horizontal Magnetic Dipol) Konfiguration, Time Domain Transient EM (TEM), Metalldetektoren, CSAMT, Geoelektrik und Induzierte Polarisation (IP).

Demgegenüber nutzen Fischer *et al.* (1987) die Möglichkeit der RMT-Methode um die CSAMT- und AMT-Methode zu den höheren Frequenzen zu ergänzen und damit den Static Shift zu reduzieren.

Auch für hydrogeologische Zwecke ist die Empfindlichkeit der RMT-Methode gegenüber weniger tiefen Strukturen wichtig bei der Aufstellung von Modellen. Diese Empfindlichkeit des RMT, die Telford *et al.* (1990) für die Erzexploration noch als Nachteil der Methode erwähnt, gewinnt daher für hydrogeologische Zwecke zunehmend an positiver Bedeutung.

Da die Eindringtiefe der VLF-Meßmethode mit steigender Frequenz abnimmt, während gleichzeitig die laterale Auflösung zunimmt, ist die Kombination von VLF mit LF (Low Frequency) die logische Antwort auf steigende Anwendungen in Hydrogeologie und Altlastesanierungen. An mehreren Stellen gleichzeitig wurden und werden solche Geräte entwickelt.

Eine französische Gemeinschaftsentwicklung mißt kontinuierlich magnetisches und elektrisches horizontales Feld mit einer hinter einem Meßfahrzeug befestigten Vorrichtung (Guineau, 1975; Dupis und Carneiz, 1976; Lagabrielle und Yardin, 1978; Lagabrielle *et al.*, 1983; Lagabrielle, 1986; Merot *et al.*, 1986; Benderitter und Robin, 1987; Bossuet *et al.*, 1987; Gauthier, 1987; Benderitter *et al.*, 1988; Gauthier *et al.*, 1988; Bossuet, 1989; Busch und Dupis, 1991; Dupis *et al.*, 1991, 1995; Tabbagh *et al.*, 1991; Guerin *et al.*, 1994; Hollier-Larousse *et al.*, 1994; Cholet, 1995; Chaplot *et al.*, 1996; Dupis und Choquier, 1996, vor allem auch: Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Garchy und Caen) und Laboratoire Cen-

trale de Ponts et Chaussées (LCPC), Bouguenais bei Nantes).

Bei diesem RMT schleifen in Kautschukmatten integrierte Elektroden über den Erdboden. Das Gerät mißt zur Zeit noch keine Phase, sondern nur scheinbare Widerstände. Weiterhin ist die Profilrichtung vorgegeben, da die Ausrichtung der Elektroden und Spule durch die Fahrtrichtung festgelegt ist. Dieses System orientiert sich also nicht automatisch auf den Sender.

Auch die Ankopplung der Elektroden an den Erduntergrund ist nach Benderitter *et al.* (1988) eine kritische Größe. Dafür ist dieses Verfahren sehr schnell und wird deshalb von den genannten Autoren auch im großflächigen Einsatz zur Hohlräumortung auf Straßen und für ähnliche Aufgaben eingesetzt. Außerdem ist es möglich, mehrere Frequenzen gleichzeitig zu messen. Spezielle Elektroden montiert auf den Rädern eines kleinen Meßanhängers erlauben eine quasikontinuierliche Messung, falls die kapazitive Ankopplung der in Kautschukmatten integrierten Elektroden nicht ausreicht. Benderitter *et al.* (1988) gibt einen zusammenfassenden Überblick über die verschiedenen Techniken zur besseren Bodenankopplung, die in der anfänglichen Entwicklungsphase des erwähnten Gerätes getestet wurden.

Die Methode hat sich inzwischen derart stark etabliert, daß sie eine der bevorzugten Meßmethoden der für Straßen und Brücken zuständigen Behörden geworden ist (Lagabrielle, 1995, LCPC). Das Gerät wird auch bereits kommerziell vertrieben (Selva, 19XX, 1996) und zukünftig ist nach Aussagen der Vertreter wohl auch die Konstruktion eines Gerätes geplant, das die Phase mit mißt.

Parallel zur obigen Entwicklung wurde in Neuchâtel ein Gerät entwickelt, das im Frequenzbereich von 12 kHz bis 240 kHz arbeitet und nicht nur scheinbaren Widerstand sondern auch scheinbare Phase mißt.

Damit ist dieses Gerät besonders dazu geeignet, Meßwerte zu liefern, die mit Programmen aus der Magnetotellurik invertiert werden können. Einfache eindimensionale Inversionen wie in Fischer *et al.* (1981, 1983) und zweidimensionale Vorwärtsrechnungen wie in Wannamaker *et al.* (1985, 1987); Steiner und Szarka (1992); Steiner *et al.* (1992) werden seit langer Zeit vom Hydrogeologischen Zentrum der Universität Neuchâtel dazu benutzt, geologische Modelle zur Lösung hydrogeologischer Fragestellungen zu erstellen (Thier-

rin und Müller, 1988; Turberg, 1991a,b; Turberg und Müller, 1991; Turberg *et al.*, 1994; Müller und De Carvalho Dill, 1996; Turberg und Barker, 1996; Turberg und Persson, 1997).

Die Arbeit von Turberg (1994) stellt einen Überblick über Anwendung, Theorie und Interpretation der Neuchâtel RMT-Methode dar, mit einem Schwerpunkt auf hydrogeologischen Fragestellungen.

Auch in Amerika wird ein ähnliches Gerät produziert (Geometrics, 19XX). Dieses Gerät arbeitet jedoch mit niedrigeren Frequenzen zwischen 10 Hz und 100 kHz. Es kombiniert natürliche elektromagnetische Quellen für die niedrigen Frequenzen mit einem eigenen Sender im Frequenzbereich von 1 kHz bis 65 kHz. Es stellt also ein MT-Gerät mit Erweiterung zu den höheren VLF-Frequenzen dar, während das Neuchâtel Gerät eine Erweiterung eines VLF zu den noch höheren LF-Frequenzen ist.

Ein Berliner Gerät, welches den scheinbaren Widerstand alleine aus Magnetfeldgradienten bestimmen soll, wird zur Zeit von Radic (1994); Radic und Rath (1994); Elsen und Siever (1994); Burkhard und Radic (1995) geplant.

Es wird von diesen Autoren mit RMS für Radiomagnetische Sondierung abgekürzt und soll im Frequenzbereich von 20 kHz bis 2 MHz arbeiten. Prototypen stehen jedoch zur Zeit noch nicht zur Verfügung. Außerdem ist dieses Gerät nicht sehr einfach einzusetzen, da die Elektroden eingegraben werden müssen.

Allerdings geben die theoretischen Ausführungen von Radic (1994) schon einige Perspektiven für weitere Entwicklungen auf dem Gebiet des RF-EM und des RMT. So können Gradientenmessungen der magnetischen Felder die Messungen des elektrischen Feldes ersetzen, und trotzdem eine Bestimmung eines scheinbaren Widerstandes ermöglichen. Vorarbeiten hierzu sind schon lange vorher von Meyer (1965) geleistet worden, trotzdem sind laut Radic (1994) die derzeitigen technischen und methodischen Probleme noch erheblich, so daß noch keine Prototypen dieses neuartigen Gerätes existieren.

Ein noch in der Entwicklung befindliches System ist auch das Comtran Radio Magnetotelluric System der Deutschen Montantechnologie (DMT), Bochum (Elsen und Siever, 1994; DMT, 1996a,b) welches im Bereich von 5 kHz bis 2500 kHz messen soll. Dieses Gerät stellt einen weiteren Schritt beim Ausbau der RMT-Methode dar, da es alle ma-

gnetischen Felder und die beiden horizontalen elektrischen Felder messen kann. Die Auswertung dieser Daten erfordert jedoch noch neue Softwarelösungen für die Zukunft. Außerdem ist zur Zeit, wohl auch auf Grund technischer Probleme, noch keine Kommerzialisierung dieses Gerätes in Sicht.

Für das RMS- und das COMTRAN-Gerät müssen insbesondere noch die Probleme gelöst werden, die sich auf Grund der hohen Frequenzen ergeben, wo der Verschiebungsstrom nicht mehr vernachlässigt werden kann (Radic, 1994).

Gemeinsam verbindet die Entwicklung aller erwähnten Geräte die Überlegung, daß die Erweiterung eines bestehenden EM-Gerätes zu höheren Frequenzen die Auflösung steigert und Messungen in niederen Tiefen erlaubt. Alle genannten Gerätehersteller führen die Wichtigkeit der Nutzung höherer Frequenzen für hydrogeologische Zwecke als eine der Motivationen für ihre neuen Geräteentwicklungen an.

Es ist ersichtlich, daß eine große Anzahl Hersteller bestrebt sind, die VLF/R Methode frequenzmäßig zu erweitern oder sogar in eine kontinuierlich messende Methode umzuwandeln. Da die Meßprinzipien von VLF/R und RMT identisch sind, werden im weiteren nur noch einige Besonderheiten zum RMT aufgeführt.

#### 2.4.1.3 Meßprinzip

Abbildung 2.7 auf Seite 9 und Abbildung 2.14 zeigen das Neuchâtel RMT-Gerät. Neben dem eigentlichen Gerät sind die beiden Meßelektroden und die Meßspule zu sehen, die liegenden Meßsonden müssen zur Messung noch in die Erde gespießt werden. Statt der Spieße können auch Tellerelektroden verwendet werden. Die Ergebnisse schwanken dann jedoch stärker in Abhängigkeit von der Ankopplung. In Abbildung 2.13 nach Zacher *et al.* (1996a) wird das Neuchâtel Gerät noch einmal schematisch dargestellt.

Diese Konfiguration und das Meßprinzip des RMT wurde schon im Unterkapitel über VLF/R erklärt. Der einzige technische Unterschied zwischen beiden Geräten besteht in der zusätzlichen Verwendung des LF-Bereiches. Die gleichzeitige Messung von elektrischen und magnetischen Feldern erlaubt es, von magnetotellurischen Messungen zu sprechen. Entsprechend dem verwendeten Frequenzbereich wird dieses Meßprinzip deshalb Radiomagnetotellurics (RMT) genannt.

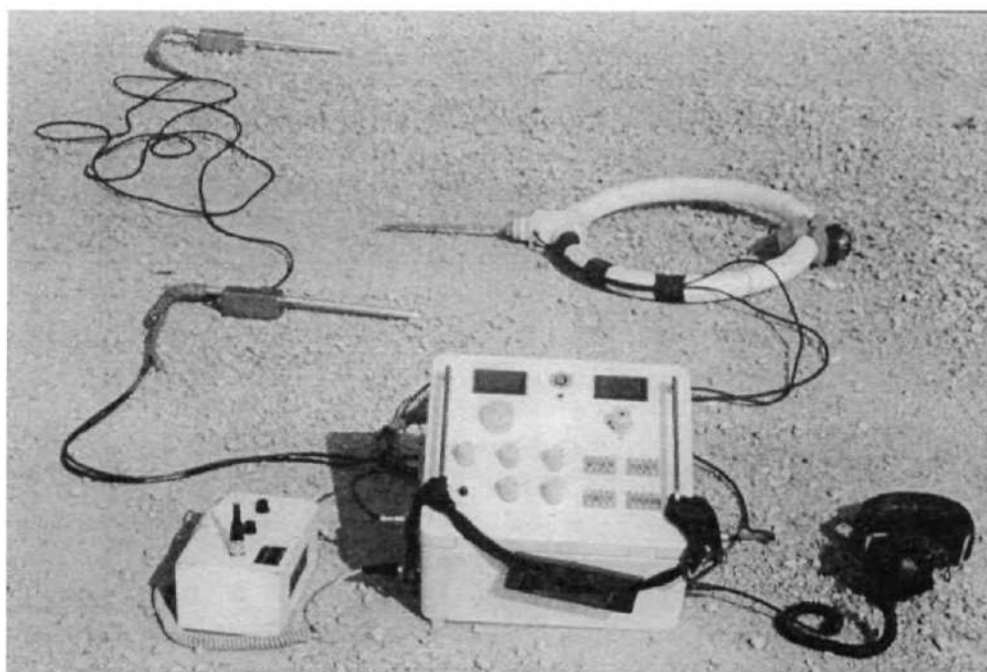


Abbildung 2.14: RMT mit zwei Elektroden, Magnetspule, Batterie, Empfänger und Kopfhörer

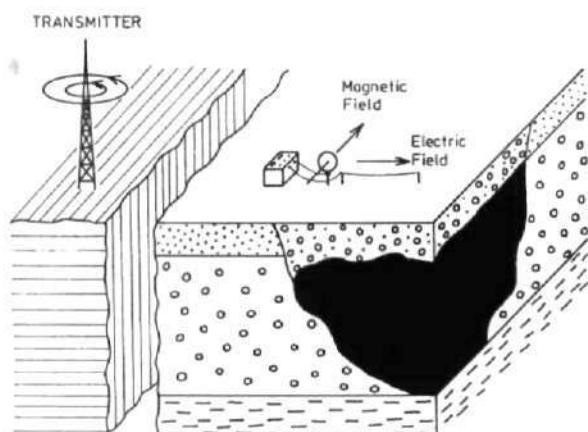


Abbildung 2.13: RMT (nach Zacher *et al.*, 1996a)

Mit der gezeigten Konfiguration können etwa 450 bis 600 Messungen pro Tag gemacht werden. Für wissenschaftliche Frequenzen sollten vier Frequenzen von Sendern aus ähnlicher Richtung ausgewählt werden, für ingenieur-hydrogeologische Messungen reichen aber oft auch drei Frequenzen aus. Zur Bestimmung der Anisotropie empfiehlt sich, wenigstens eine Messung durchzuführen, mit einem Sender der orthogonal zu den anderen verwendeten Sendern liegt. Für wissenschaftliche Analysen der RMT-Methode und zur Anwendung von 2D-Inversionen sollten sogar jeweils für alle vier Frequenzen benachbarte Frequenzen mit orthogonaler Senderrichtung hinzugenommen wer-

den. Die Meßabstände sollten für wissenschaftliche Anwendungen höchstens zwischen 10 bis 20 m liegen (Turberg, 1994).

Aus einer Kooperation der Universität Neuchâtel mit der Universität Köln haben sich weiterreichende Entwicklungen ergeben, die bis zu zweidimensionaler Inversion (Smith und Booker, 1991; Wu *et al.*, 1993) von RMT-Daten, gemessen auf Altlaststandorten, gehen. Zahlreiche resultierende Veröffentlichungen und Präsentationen zu diesem Thema machen den Fortschritt dieser Methode deutlich (Greinwald *et al.*, 1992, 1993; Neubauer *et al.*, 1993, 1994; Tezkan *et al.*, 1994, 1995, 1996a,b; Zacher *et al.*, 1994a,b,c,d, 1995a,b, 1996a; Müller, 1996; Tezkan, 1996; Tezkan und Dautel, 1996; Zacher, 1996). Das Neuchâtelere Gerät wurde bereits auf mehreren Ausstellungen dem breiten Anwenderpublikum vorgestellt (Zacher und Edelmann, 1995; Turberg, 1996).

Eine Umstellung des Gerätes von fünf auf ein Meter Elektrodenabstand macht sogar archäologische Untersuchungen sehr erfolgreich (Zacher *et al.*, 1996b). Allerdings steigt mit der Verkürzung des Abstandes das Rauschen im Verhältnis zum Nutzsignal, so daß diese Konfiguration nur für Spezialfälle empfehlenswert ist.

In diesem Unterkapitel wurde deutlich, das in zahlreichen verschiedenen Instituten einschließlich des Neuchâtelere Zentrums für Hydrogeologie, die Erweiterung des VLF/R Verfahrens auf höhere Fre-

quenzen vorangetrieben wird. Im nächsten Kapitel soll gezeigt werden, wie eine solche Erweiterung in Neuchâtel für die VLF-EM Methode durchgeführt wurde.

## 2.4.2 Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM)

Ausgehend von den vorherigen Unterkapiteln wird nun die Erweiterung der VLF-EM zur RF-EM (Radio Frequency Electromagnetics) Methode motiviert.

Die Kombination von Very Low Frequency (VLF) und Low Frequency (LF) erlaubt auch mit VLF-EM Tiefensondierungen wie mit einem RMT durchzuführen. Daher wurde der Name Radio Frequency Electromagnetics für dieses neue Verfahren gewählt (Stiefelhagen und Müller, 1997), um die Analogie der Entwicklungen VLF-EM zu RF-EM und VLF/R zu RMT herauszuheben.

### 2.4.2.1 Motivation

Die RMT-Methode hat bereits in zahlreichen Veröffentlichungen den Beweis geliefert, wie wertvoll die Ausweitung der VLF/R Methode auf hohe Frequenzen ist. Aber auch die VLF-EM Methode mit Messungen von Inphase und Outphase kann in ähnlicher Weise verbessert werden. Die ausführliche Erläuterung der Vorteile einer solchen erweiterten Radiofrequenzmethode ist einer der zentralen Punkte dieses Unterkapitels über die RF-EM Methode.

Aus dem Neuchâtel kontinuierlich messenden VLF-EM wurde so das RF-EM entwickelt, um auch für die hohen Frequenzen, wie bei der Entwicklung vom VLF/R zu RMT, eine kontaklos und kontinuierlich messende VLF-Methode einsetzen zu können.

Zwei Gedanken führten also zur Entwicklung des RF-EM:

1. Eine zusätzliche Nutzung hoher Frequenzen erlaubt eine bessere Tiefenauflösung.
2. Eine kontinuierliche Meßweise erzielt eine bessere laterale Auflösung.

Der erste Prototyp für den erweiterten Frequenzbereich, das kontinuierlich messende RF-EM 1, wird im nächsten Unterkapitel beschrieben.

### 2.4.2.2 RF-EM 1

Das von der Universität Neuchâtel entwickelte RF-EM Gerät hat sich bei vielen Messungen bewährt. Vor der Umrüstung zum RF-EM wurde es als VLF-EM im teilweise undurchdringlichen Busch von Niger mit sehr gutem Erfolg getestet (Boeker, 1995; Turberg *et al.*, 1996). Die robuste Konstruktionsweise erlaubte auch Stürze des Meßwagens in ausgetrocknete Flußbetten ohne Schaden für die Meßapparatur.

Das in Abbildung 2.15 gezeigte Gerät für Fre-



Abbildung 2.15: RF-EM 1

quenzen zwischen 15 kHz und 300 kHz wurde bereits in Stiefelhagen (1996) einer breiten Anwenderöffentlichkeit vorgestellt. In Stiefelhagen und Müller (1997) befindet sich eine Demonstration der Fähigkeiten des RF-EM an Hand von ausgewählten Datensätzen und deren Interpretation mit Hilfe von modernen Filterverfahren und Darstellungsmethoden. Das RF-EM 1 ist aus dem VLF-EM (Müller *et al.*, 1995) durch Aufrüstung hervorgegangen und unterscheidet sich daher rein äußerlich nicht von diesem. Die eingesetzte Antenne ist drehbar gelagert und richtet sich automatisch auf den Sender aus. Bei nicht zu starken Schwankungen des Meßfahrzeuges bleibt die Antenne stabil vertikal ausgerichtet. Lediglich die Inphase ist sehr sensibel für Pendelbewegungen der Antenne, verursacht durch die Fahrbewegung und durch Wind. Für das RF-EM 1 existiert noch eine kleinere portable Antenne, die manuell orientiert wird. Diese Antenne und weitere Details sind im Anhang abgebildet und beschrieben. Die manuelle Antenne wurden in dieser Arbeit jedoch nur in Ausnahmefällen und für Tests benutzt, da nur mit der motorisierten Antenne der volle Geschwindigkeitsvorteil des RF-EM ausgenutzt werden kann.

Die in dieser Arbeit gemachten Erfahrungen führten zur Weiterentwicklung des RF-EM 1 zum derzeit aktuellsten Gerät, dem RF-EM 2.

### 2.4.2.3 RF-EM 2

Die neueste Neuchâtel Entwicklung besteht aus einer gekapselten Antenne, in der die elektromechanische Antennendrehung durch eine elektrische Drehung ersetzt worden ist. In dieser Antenne befinden sich keine mechanischen Teile mehr, außer solchen, die zur vertikalen Ausrichtung notwendig sind. Die Bewegungen der Antenne zur vertikalen Ausrichtung sind daher sehr viel stärker gedämpft, so daß auch die Qualität der Inphase nicht mehr von der Untergrundbeschaffenheit abhängt.

Schon das RF-EM 1 erlaubt Messungen unter den erwähnten harten Bedingungen in Afrika, wo auf Bodenkontakt angewiesene Verfahren versagen. Das RF-EM 2 kann die Datenqualität noch einmal verbessern und damit auch die Produktivität weiter erhöhen.

Abbildung 2.16 zeigt die automatische Anten-



Abbildung 2.16: RF-EM 2

ne des neuen RF-EM 2 für Frequenzen zwischen 15 kHz und 250 kHz. Außer der gekapselten Magnetfeld-Antenne sind noch die vertikale elektrische Antenne, die Empfängereinheit und eine große Erweiterungsbox für Stromversorgung, GPS (Global Positioning System), Datenlogger und andere zusätzliche Einheiten zu sehen, die alle im Anhang erläutert werden. Dort finden sich auch vergrößerte Abbildungen zum RF-EM und seinen Komponenten. Die Erweiterungsbox kann auch mit dem RF-EM 1 eingesetzt werden. Für die Satellitennavigation mittels GPS bestehen mehrere verschiedene Optionen. Mittels einer fixen Referenzstation können Korrekturwerte geliefert werden. Diese werden nachträglich verwendet, bei der Benutzung eigener Referenzstationen, oder während der Messungen, mit Hilfe von Korrekturen übermittelt durch normale Radiosender (Radio Data System, RDS).

Die Entwicklung des RF-EM vereint Ideen, die vom VLF/R zum RMT und von punktuellen VLF-EM Messungen zu kontinuierlichen VLF-EM Messungen geführt haben. Die Eigenschaften dieser vorteilhaften Kombination werden im weiteren noch einmal zusammengefaßt.

## 2.5 Zusammenfassung

An dieser Stelle sollen noch einmal kurz die Unterschiede zwischen Neuchâtel RF-EM und Standard VLF-EM zusammengefaßt werden:

1. Das Neuchâtel RF-EM mißt kontinuierlich und daher mit einer Auflösung, die je nach Aufnahmezeit des verwendeten Datenloggers und Fortbewegungsgeschwindigkeit zwischen zwei Metern und wenigen Zentimetern liegt.
2. Kommerzielle Geräte messen oft Mittelwerte. Alle Neuchâtel VLF-Geräte messen jedoch nur Verhältnisse elektromagnetischer Felder, die stabil sind, da sie proportional zu geologischen Parametern sind und nicht zum Sendersignal. Daher sind die Schwankungen der Meßparameter teilweise geringer als ein zehntel Prozentpunkt und eine Mittelwertbildung nicht nötig, selbst bei schwankender Senderqualität.
3. Das RF-EM mißt in einem erweiterten Radio Frequenz Bereich, der VLF und LF einschließt.
4. Das RF-EM kann mit einer Antenne eingesetzt werden, die sich automatisch auf den Sender ausrichtet und hinter einem Auto fixiert werden kann. So sind sehr schnelle Messungen möglich. Bei der in dieser Arbeit verwendeten automatischen Antenne richtet eine Hilfsspule die Antenne auf das Senderminimum aus und dreht damit die orthogonal montierte Hauptspule automatisch in das Sendermaximum. Mit dem neuesten Modell RF-EM 2 wird die elektromechanische Drehung durch eine elektrische Rotation ohne mechanische Bewegungen ersetzt, so daß Geschwindigkeiten von 40 km/h oder mehr bewältigt werden können, ohne gravierende Qualitätseinbußen für die aufgenommenen Daten.

Keiner der aufgeführten Punkte wird von einem bekannten kommerziellen Produkt erfüllt. Die Fä-

Methode	VLF/R	RMT	VLF-EM	RF-EM
Entwicklungsstatus	Traditionell	Erweitert	Traditionell	Erweitert
Frequenzbereich [kHz]	12-30	12-300	12-30	12-300
Frequenzbereichsname	VLF	VLF, LF $\Rightarrow$ RF	VLF	VLF, LF $\Rightarrow$ RF
gemessene EM Felder	$E_x$ und $H_y$ oder $E_y$ und $H_x$		$H_y$ und $H_x$	
Meßgrößen	scheinbare Widerstände und Phasen		In- und Outphase	
Bodenkontakt notwendig	ja		nein	
Meßfortschritt	schnell		sehr schnell	

Tabelle 2.7: Vergleich von traditionellen und erweiterten VLF-Methoden

Gerät	Frequenzbereich [kHz]
VLF-EM	15-28
LF-EM	150-289
RF-EM 1 mit elektromechanischer Antenne	15-300
RF-EM 2 mit elektrischer Antenne	15-250
VLF/R	15-28
RMT	12-240

Tabelle 2.8: Liste der Neuchâtelers VLF-Geräte

higkeiten des Neuchâtelers RF-EM haben deshalb folgende Vorteile:

1. Das RF-EM hat eine sehr hohe laterale Auflösung.
2. Das RF-EM hat eine hohe Amplitudenauflösung.
3. Das RF-EM erlaubt die Ausführung von Frequenzsondierungen.
4. Das RF-EM ist sehr schnell, effizient und deshalb kostengünstig.

Beim Vergleich traditioneller und neuer VLF-Verfahren ergibt sich das in Tabelle 2.7 aufgeführte Bild. Die entsprechenden Neuchâtelers Geräte werden in Tabelle 2.8 aufgeführt. Zum besseren Verständnis soll auch die zugehörige historische Entwicklung der Neuchâtelers Geräte noch zusammengefaßt aufgeführt werden:

1. Zuerst wurde ein VLF-EM mit einer wahlweise zu benutzenden manuellen oder automatischen Antenne konstruiert. Ein weiteres Neuchâtelers VLF-EM mit manueller Antenne ist auch in Sopron, Ungarn im Einsatz.
2. Danach wurde ein LF-EM mit manueller Antenne gebaut.
3. Als nächstes wurde das RF-EM 1 konstruiert und anschließend wurde die automatische VLF-EM Antenne umgerüstet, so daß sie nur

noch mit dem RF-EM 1 zu nutzen ist. Zusätzlich wurde noch eine neue manuelle RF-EM Antenne konstruiert.

4. Das letzte Gerät, RF-EM 2, wurde nur mit einer neuartigen automatischen Antenne ausgerüstet. Auf eine zusätzliche manuelle Antenne wurde in Neuchâtel verzichtet, jedoch zusammen mit einer automatischen Antenne und einem weiteren RF-EM 2 an ein staatliches Geologisches Institut in Portugal geliefert. Bei Bedarf kann in Neuchâtel immer noch das RF-EM 1 mit manueller Antenne eingesetzt werden, die auch leichter ist, als die manuelle Antenne für das RF-EM 2. Keine der manuellen Antennen mißt mehr als Inphase und Outphase. Neue Parameter werden nur mit der automatischen RF-EM 2 Antenne gemessen. Somit besteht in Neuchâtel kein besonders großer Bedarf nach einer manuellen Antenne für das RF-EM 2.

Da die neuesten Geräte, das heißt besonders das RF-EM 2, erst gegen Ende dieser Arbeit fertiggestellt wurden, ist die Datenbasis hierfür noch sehr viel geringer. Erst zukünftige Arbeiten werden also voll von den neuen Eigenschaften profitieren können. Weiterhin fehlte zum Zeitpunkt der Messungen auch noch der theoretische Hintergrund, der in den nächsten Kapiteln gebildet wird, mit dem Ziel eine Inversion von RF-EM Daten zu ermöglichen.

Daher werden diese Forschungen nach Abschluß dieser Arbeit weitergeführt werden.

Mit Einführung der LF-Methode wird die Anzahl der gemessenen Parameter erhöht und die mögliche Qualität einer fortgeschritteneren Interpretation angehoben. So bezeichnen schon McNeill und Labson (1991–1993) die VLF-EM Methode trotz der fehlenden Möglichkeit zur direkten Bestimmung von Gesteinsparametern, als eine der führenden geophysikalischen Methoden, auf Grund des sehr guten Preis-Leistungs-Verhältnisses und der schnellen Durchführbarkeit. Beide Vorteile werden durch die Neuchâtelier Geräte noch einmal um Größenordnungen gesteigert und durch zusätzliche Vorteile wie neue Parameter ergänzt.

Es gibt kaum eine bodengebundene geophysikalische Meßmethode, die bei der beschriebenen Meßgenauigkeit schneller arbeitet als die vorgestellte RF-EM Methode.

Nach diesem Vergleich mit den existierenden Methoden und der Einführung der RF-EM Methode folgen im nächsten Kapitel einige weiterführende, spezifische Details für die RF-EM Methode.

## Kapitel 3

# Die RF-EM Methode

**Z**um Verständnis einiger Eigenheiten des VLF-EM und des RF-EM sind einige Überlegungen zur Theorie der verwendeten Methoden nötig, die über die allgemeinen Aussagen des vorherigen einführenden Kapitels hinausgehen. Insbesondere die Gültigkeit der allgemein bekannten Gleichungen für das VLF-EM können nicht ohne Beweis für das RF-EM vorausgesetzt werden.

Hier sollen jedoch nur einige, für das RF-EM besonders wichtige Punkte herausgegriffen werden, da die Theorie zur VLF-Methode schon in den bereits in der Einführung zitierten Arbeiten ausführlich behandelt wurde.

Es sollen zuerst die Begriffe Inphase und Outphase als Meßparameter des RF-EM motiviert werden. Weiterhin werden einige Modellrechnungen durchgeführt, um verschiedene Eigenschaften der VLF- und insbesondere der LF-Meßwerte zu verstehen. Dies schließt den Nachweis der Notwendigkeit für LF-Messungen, auch in den folgenden Kapiteln, ein. Auch andere allgemeine Betrachtungen, die über die Einführung des vorherigen Kapitels hinausgehen, werden in diesem Kapitel betrachtet.

### 3.1 Herleitung der Begriffe Inphase und Outphase

Die folgende Herleitung motiviert die Definition von In- und Outphase: Es wird von der bereits in Abbildung 2.3 auf Seite 7 gezeigten vereinfachten Situation ausgegangen. Die genauen Bezeichnungen der Felder entnehme man Abbildung 3.1.

Je nach Autor besitzt die Anomalie des guten Leiters ein anderes Vorzeichen, da die Definitionen der Koordinatensysteme variieren. Bei guten Leitern, das heißt fallenden Widerständen, fällt auch die Inphase in Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987); Steiner und Szarka (1992); Steiner *et al.*

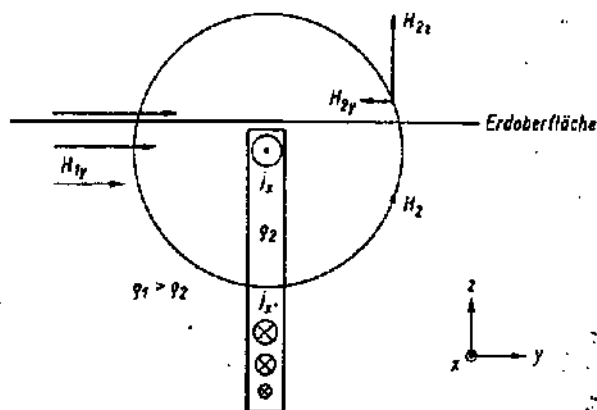


Abbildung 3.1: Wirkung des horizontalen magnetischen VLF-Normalfeldes auf eine gut leitende vertikale Platte im Untergrund (Janschek *et al.*, 1985)

(1992) und bei den Neuchâtel Geräten. Ein Vergleich der verschiedenen Definitionen ist jedoch sehr unproduktiv und wird an dieser Stelle unterlassen, da die folgende Herleitung nicht hiervon beeinflusst wird.

Eine vertikal stehende elektrisch leitende Platte sei in Richtung Sender beziehungsweise parallel zur  $x$ -Achse orientiert. Das magnetische Normalfeld  $H_{1y}$  des Senders induziert in der Platte Wirbelströme, die sich wegen des Skinneffekts im oberen Teil der Platte zu einem Stromfluß in  $x$ -Richtung, zum Sender hin und aus der Zeichenebene heraus, konzentrieren. Dieser Stromfluß  $j_x$  verursacht ein anomales, sekundäres Feld  $H_2$ , welches durch eine kreisförmige Feldlinie schematisch angedeutet ist.

Das anomale Feld besitzt sowohl eine horizontale Komponente  $H_{2y}$ , als auch eine vertikale Komponente  $H_{2z}$ . Folglich hat auch das aus Normalfeld und anomalem Feld resultierende Gesamtfeld eine Horizontalkomponente  $H_y$  und eine Vertikalkomponente  $H_z$ , die in der Regel gegeneinander phasenverschoben sind.

Das resultierende Feld  $H(t)$  rotiert unter ständi-

ger Änderung seiner Amplitude in der  $y$ - $z$ -Ebene und beschreibt dabei die in Abbildung 3.2 gezeigte Ellipse.

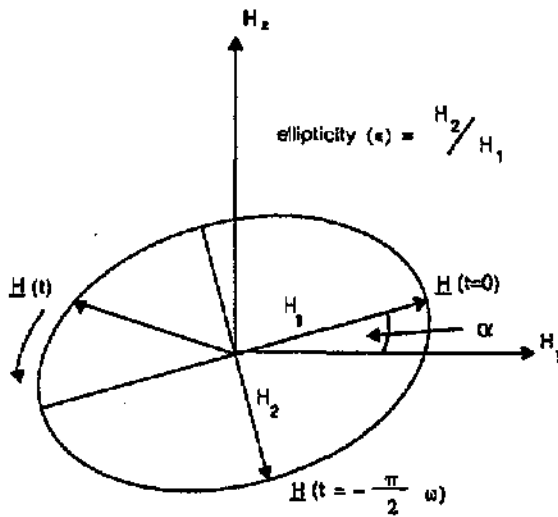


Abbildung 3.2: Polarisationsellipse des resultierenden Magnetfeldes (Wright, 1988)

Für das VLF-Fernfeld gilt nach Parasnis (1986): Das magnetische Primärfeld ist horizontal und größer als das Sekundärfeld. Aus diesem Zusammenhang können die folgenden Annahmen für die Maximalbeträge der Magnetfeldkomponenten abgeleitet werden, die die Herleitung der Relation zwischen der Polarisationsellipse und dem Magnetfeld vereinfachen:

1. Die horizontale Komponente des totalen Magnetfeldes  $H_y$  wird nur vom Primärfeld bestimmt:

$$H_y \approx H_y^{\text{primär}} = |H_{1y}| \quad (3.1)$$

oder

$$|H_{1y}| \gg |H_{2y}| \quad (3.2)$$

2. Die Vertikalkomponente  $H_z$  des Magnetfeldes ist klein gegenüber der Horizontalkomponente  $H_y$ .

$$H_z \ll H_y \quad (3.3)$$

Das Weglassen der Annahme, daß das vertikale magnetische Feld klein gegenüber dem horizontalen Feld ist, führt zu leicht komplizierteren Gleichungen für In- und Outphase. Sie werden

zum Beispiel von Smith und Ward (1974); Wright (1988); McNeill und Labson (1991–1993) hergeleitet. Zum besseren Verständnis geht die folgende Herleitung trotzdem von der vereinfachenden Annahme aus.

Das totale Magnetfeld  $\vec{H}$  kann als Überlagerung zweier Schwingungen dargestellt werden, dem Primärfeld  $\vec{H}_1$  und dem um  $\varphi$  phasenverschobenem Sekundärfeld  $\vec{H}_2$ . Es gilt daher mit den Abkürzungen  $H_y = |H_{1y}|$  und  $H_z = |H_{2z}|$  für die einzelnen Felder

$$\vec{H}_1 = \begin{pmatrix} H_{1y} \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} |H_{1y}| \\ 0 \end{pmatrix} e^{i\omega t} \quad (3.4)$$

$$\vec{H}_2 = \begin{pmatrix} H_{2y} \\ H_{2z} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} |H_{2y}| \\ |H_{2z}| \end{pmatrix} e^{i(\omega t - \varphi)} \quad (3.5)$$

und für das Totalfeld

$$\begin{aligned} \vec{H} &= \vec{H}_1 + \vec{H}_2 \\ &= \begin{pmatrix} H_y + |H_{2y}|e^{-i\varphi} \\ H_z e^{-i\varphi} \end{pmatrix} e^{i\omega t} \end{aligned} \quad (3.6)$$

Dieses Totalfeld kann nun in einen Realteil und einen Imaginärteil aufgespalten werden, von denen beide unabhängig die beschriebene Ellipse durchlaufen. Für physikalische Betrachtungen reicht es aus, nur den Realteil zu betrachten. Es gilt:

$$\begin{aligned} \Re(\vec{H}) &= \begin{pmatrix} H_y + |H_{2y}| \cos \varphi \\ H_z \cos \varphi \end{pmatrix} \cos \omega t \\ &+ \begin{pmatrix} |H_{2y}| \sin \varphi \\ H_z \sin \varphi \end{pmatrix} \sin \omega t \end{aligned} \quad (3.7)$$

Wegen der ersten der beiden erwähnten Annahmen beziehungsweise Gleichung 3.2 können nun die Terme mit  $H_{2y}$  gegenüber  $H_y = |H_{1y}|$  vernachlässigt werden:

$$\begin{aligned} \Re(\vec{H}) &= \begin{pmatrix} H_y \\ H_z \cos \varphi \end{pmatrix} \cos \omega t \\ &+ \begin{pmatrix} 0 \\ H_z \sin \varphi \end{pmatrix} \sin \omega t \end{aligned} \quad (3.8)$$

Der Realteil von  $\vec{H}$  setzt sich also aus zwei Anteilen zusammen, von denen der eine mit  $\cos \omega t$  und der andere mit  $\sin \omega t$  variiert. Den Anteil  $H_z \cos \varphi$  bezeichnet man als 'in-phase'-Komponente, da er in der gleichen Phase schwingt, wie das Primärfeld  $H_y$ . Der Anteil  $H_z \sin \varphi$ , ist die 'out-of-phase'-Komponente, da er zum Primärfeld gegenphasig schwingt. Er wird auch 'Quadratur' genannt. In dieser Arbeit wird 'out-of-phase' einfach kürzer mit 'Outphase' gleichgesetzt, und 'in-phase' mit 'Inphase'.

Weiterhin kann auch der zeitlich konstante Anteil des Totalfeldes in Gleichung 3.6 in Realteil und Imaginärteil zerlegt werden, so daß sich die z-Komponente zu

$$H_z e^{i\varphi} = H_z \cos \varphi + i H_z \sin \varphi \quad (3.9)$$

ergibt. Vergleicht man diesen Term nun mit der eben definierten Inphase, so ist direkt ersichtlich, daß die Inphase gleich dem Realteil der gemessenen z-Komponente ist, im folgenden kurz mit  $H_z^{\text{Re}} = H_z \cos \varphi$  bezeichnet. Die Quadratur ist hingegen gleich dem Imaginärteil, im folgenden mit  $H_z^{\text{Im}} = H_z \sin \varphi$  bezeichnet.

Man kann nun die Neigung und die Elliptizität der Polarisationsellipse durch die Komponenten von  $\vec{H}$  ausdrücken. Für  $t = 0$  gilt wegen Gleichung 3.8

$$\begin{aligned} \Re(\vec{H}(t=0)) &= \begin{pmatrix} H_y \\ H_z \cos \varphi \end{pmatrix} \\ &= \begin{pmatrix} H_y \\ H_z^{\text{Re}} \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (3.10)$$

und damit

$$\tan \alpha = \frac{H_z \cos \varphi}{H_y} = \frac{H_z^{\text{Re}}}{H_y} \quad (3.11)$$

wie leicht aus Abbildung 3.2 ersichtlich wird.

Zu beachten ist dabei, daß die Neigung  $\alpha$  im allgemeinen verschieden von der Phasenverschiebung  $\varphi$  ist. Im Englischen bezeichnet man den Kippwinkel  $\alpha$  der Ellipse als 'tilt'. Manche älteren Geräte geben auch diesen statt der Inphase aus.

Aus der vorigen Gleichung ergibt sich also, daß die Inphase gleich dem Tangens der Ellipsenneigung ist.

Für  $\omega t = \pi/2$  gilt analog

$$\begin{aligned} \Re(\vec{H}(t = \frac{\pi}{2\omega})) &= \begin{pmatrix} 0 \\ H_z \sin \varphi \end{pmatrix} \\ &= \begin{pmatrix} 0 \\ H_z^{\text{Im}} \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (3.12)$$

und aus Abbildung 3.2 ergibt sich weiterhin

$$H_2 = \left| \Re(\vec{H}(t = \frac{\pi}{2\omega})) \right| = H_z \sin \varphi \quad (3.13)$$

Nach Abbildung 3.2 und Gleichung 3.10 gilt außerdem wegen der zweiten Annahme beziehungsweise Gleichung 3.3

$$H_1 = \left| \Re(\vec{H}(t=0)) \right| \approx H_y \quad (3.14)$$

Folglich ist die Elliptizität

$$\epsilon = \frac{H_2}{H_1} = \frac{H_z \sin \varphi}{H_y} = \frac{H_z^{\text{Im}}}{H_y} \quad (3.15)$$

gleich der Quadratur oder Outphase.

Laut Parasnis (1986) wird diese Elliptizität manchmal mit der Exzentrizität verwechselt, die

durch  $\sqrt{1 - (H_2/H_1)^2}$  definiert ist. Die Exzentrizität wird in der Theorie der Kegelschnitte auch als Verhältnis zwischen Ellipsenbrennpunkt und großer Halbachse  $H_1$  definiert (Bronstein und Semendjaev, 1985; Fischer, 1985) und ähnelt in dieser Schreibweise daher der Elliptizität.

Die gezeigten Überlegungen stellen einen Zusammenhang her zwischen den Parametern älterer VLF-EM Geräte und den Parametern neuer Geräte: Messungen von Tilt und Elliptizität werden mehr und mehr durch Messungen der Inphase und Outphase ersetzt.

Viele Überlegungen zu speziellen Modellen nehmen noch Bezug auf Tilt und Elliptizität, insbesondere bei analytischen Herleitungen. Da aber bei Verwendung von Programmen und Methoden aus der Magnetotellurik im allgemeinen nur die elektromagnetischen Felder berechnet werden, sind In- und Outphase leichter zu handhaben, da sie sich als direktes Verhältnis zweier solcher Felder ergeben. Somit sind keine weiteren Umrechnungen mehr nötig. Die gemessenen In- und Outphasewerte können direkt mit MT-Programmen modelliert werden. Beim Vergleich der Vorzeichendefinition solcher Programme muß jedoch berücksichtigt werden, daß in manchen Definitionen die z-Achse nach unten weist.

Eine ausführlichere und allgemeinere Herleitung der in diesem Unterkapitel gezeigten Zusammenhänge in dreidimensionalen Koordinaten befindet sich in Wright (1988), der auch auf andere Literatur alleine zu diesem Thema verweist.

Zusammengefaßt ergibt sich in diesem Unterkapitel, daß die im Feld gemessenen Werte für Inphase und Quadratur gerade den Tangens der Neigung und die Elliptizität der Polarisationsellipse angeben.

## 3.2 Definition von E- und H-Polarisation

Im 2D-Modell des vorherigen Unterkapitels ist das magnetische Primärfeld orthogonal und das elektrische Primärfeld parallel zur Streichrichtung. Diese Konfiguration nennt man auch E-Polarisation oder Transversalelektrische Mode (TE-Mode). Die dazu orthogonale Konfiguration nennt sich H-Polarisation, B-Polarisation, oder Transversalmagnetische Mode (TM-Mode) (McNeill und Labson, 1991–1993).

Für zweidimensionale Modelle spielt nur die beschriebene *E*-Polarisation eine Rolle bei VLF-EM Messungen, da nur für diese ein vertikales magnetisches Feld und damit Anomaliefeld existiert.

Für Senderrichtungen, die weder genau der *H*-Polarisation noch der *E*-Polarisation entsprechen, kann die Anregung immer in einen *H*-Polarisationsanteil und einen *E*-Polarisationsanteil zerlegt werden, um beide Moden entkoppelt zu betrachten. Die Orientierung des Senders ist daher nicht sehr kritisch. Probleme sind nur zu erwarten, wenn die Anregung zu schwach wird durch eine zu starke Abweichung von der Idealrichtung. Für eine sichere Anregung einer Anomalie müssen also zwei linear unabhängige Senderrichtungen eingesetzt werden. Um wenigstens durch einen Sender eine möglichst starke Anregung zu erhalten, sollten die beiden Senderrichtungen sogar möglichst orthogonal zueinander sein.

Die Richtung einiger Sender darf dabei stärker von der optimalen Richtung abweichen als bei anderen Sendern, ohne daß eine wesentliche Verschlechterung der Ergebnisse eintritt. In Bure ist das der Sender 16.0 kHz und im Niger der Sender 18.3 kHz. Da die Anregungsmechanismen noch nicht ganz verstanden sind (Wright, 1988) und zudem geologische Strukturen im allgemeinen Abweichungen von der exakten Zweidimensionalität aufweisen, ist diese Beobachtung vorstellbar, aber nur sehr schwierig zu verstehen. Eventuell sind auch Effekte wie Schieferung, Schichtung und Anisotropie verantwortlich für eine Anregung in der zur Streichrichtung orthogonalen Richtung. Durch solche Effekte sind Anregungen orthogonal zur Verwerfungsrichtung auf jeden Fall erklärbar.

Auch wenn also eine Anregung mit Sendern aus verschiedenen Richtungen möglich ist, so hat dennoch bei stark dreidimensionalen Modellen die Wahl der Senderrichtung einen Einfluß auf die Form und Amplitude der Anomaliekurven. In diesen Fällen ändert sich aber auch die Bedeutung von In- und Outphase und eine einfache Zuordnung zwischen Kurvenparametern und Anomalie ist nicht mehr möglich.

Innerhalb eines Frequenzbandes (VLF oder LF) können Sender benachbarter Frequenzen verglichen oder sogar notfalls gewechselt werden, wenn ein Sender ausfällt. Dies wird sich noch besonders im Kapitel über die Messungen in Bure zeigen, wo Messungen mit sehr vielen unterschiedlichen Frequenzen durchgeführt wurden. Insbeson-

dere ist hier Unterkapitel 5.5.3.1 ab Seite 155 zu nennen. Für eine qualitativ hochwertige dreidimensionale Darstellung paralleler Profile sollten jedoch nur Sender gleicher Frequenz zusammen dargestellt werden, um keine inexistenten Anomalien vorzutäuschen.

Im folgenden wird das Radiofrequenzband noch genauer untersucht und somit die Überleitung von den einführenden Überlegungen des vorherigen Kapitels zu etwas detaillierteren Informationen über den erweiterten Frequenzbereich des RF-EM geschaffen.

### 3.3 Frequenzbereich des RF-EM

Tabelle 3.1 listet die wichtigsten Sender auf, die mit den Neuchâtel RF-EM und RMT-Geräten empfangen werden. Sehr schlecht zu empfangende Sender, oder Sender die sehr unregelmäßig senden, fehlen, obwohl sie an anderen Standorten vielleicht gut zu verwenden sind. Da die Literaturangaben jedoch sehr uneinheitlich sind, konzentriert sich die Tabelle bei Sendern, die nicht in der Schweiz empfangen werden können, auf einige wenige, mehrfach in der Literatur belegte Sender. Auf Grund der großen Anzahl zu empfangender Sender sind Testmessungen unter gleichen Bedingungen schwierig durchzuführen, da ein Vergleich aller Parameter für alle Frequenzen mehr als einen Tag in Anspruch nimmt. Auch unregelmäßige Sendertätigkeiten erschweren das Aufstellen einer Senderliste, so daß einige nicht verfügbare Informationen in der Tabelle mit '?' gekennzeichnet werden mußten.

Die Tabelle erspart ein lästiges Suchen nach Frequenzen und macht gleichzeitig die Größe der RF-Bandbreite gegenüber alleiniger Verwendung des VLF-Bereiches klar. Sie ist daher von zentraler Bedeutung für Frequenzbandmessungen.

In der in dieser Arbeit zitierten geophysikalischen Literatur sind kaum Angaben über Sender im Bereich von mehr als 30 kHz zu finden, da die inzwischen existierenden Geräte, die diesen Frequenzbereich benutzen, noch keine Berücksichtigung erfahren. Außerdem ist mit steigender Frequenz die Reichweite der Sender und damit natürlich auch die Gültigkeit solcher Frequenzlisten sehr viel geringer. So nehmen zum Beispiel in Afrika die Chancen sehr stark ab, verwertbare Sender für die hohen Frequenzen zu finden. Dort können jedoch sehr viel einfacher portable Sender zum Einsatz kommen, da weniger postalische Hindernisse

Tabelle 3.1: RF-EM Senderliste

f	[0°, 180°]	[-90°, 90°]	[270°, 90°]	φ + 90°	Ref.	W	r	i	o	Qual.	Bemerkungen
11.1	9	9	9	99	7	6	6	6	6	---	getaktet
12.1	19	19	19	109	7	6	6	6	6	---	getaktet
14.9	89	89	89	179	7	6	6	6	6	---	getaktet
16	140	-40	320	50	4	1	1	1	1	++	temporär, Service: Di 10 <sup>00</sup> -14 <sup>00</sup> ?
16.4	5	5	5	95	6	2	1	1	1	++	extrem temporär
16.8	104	-76	284	14	3	5	?	?	?	?	extrem temporär
18.3	84	84	84	174	2	1	1	1	1	++	
19.6	130	-50	310	40	5	2	2	2	2	+	
20.3	159	-21	339	69	6	4	?	?	?	?	extrem temporär
21.4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	extrem temporär
23.4	8	8	8	98	3	1	1	1	1	++	temporär (mittags)
23.4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	zu schwach ?
24	117	-63	297	27	7	3	3	3	3	0	temporär, Service: Mo 12 <sup>00</sup> -20 <sup>00</sup> ?
25.6	?	?	?	?	8	?	?	?	?	?	
28.5	99	-81	279	9	10	4	4	4	4	-	temporär
37.5	148	-32	328	58	7	1	1	1	1	++	temporär
39.9	147	-33	327	57	6	1	1	1	1	++	
45.9	?	?	?	?	4	?	?	?	?	?	
49	121	-59	301	31	8	5	6	6	6	---	extrem temporär
50	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	extrem temporär
52	157	-23	337	67	8	3	4	3	3	0	
53	5	5	5	95	7	2	1	2	2	+	
54	65	65	65	155	10	4	4	3	3	0	temporär
54.8	94	-86	274	4	10	3	5	4	4	-	
57.4	145	-35	325	55	10	4	5	4	4	-	
57.7	15	15	15	105	10	4	5	4	4	-	
60	135	-45	315	45	7	3	5	3	3	-	getaktet
63.8	108	-72	288	18	5	1	2	1	1	++	
65.8	?	?	?	?	4	?	?	?	?	?	
68	147	-33	327	57	8	3	2	3	3	0	
68.9	10	10	10	100	8	4	6	4	4	-	Richtig. 89°?
70.4	146	-34	326	56	10	4	5	4	4	-	
70.8	129	-51	309	39	9	4	5	4	4	-	getaktet
71.4	?	?	?	?	7	?	?	?	?	?	getaktet
73.1	132	-48	312	42	7	2	2	2	2	+	
73.2	?	?	?	?	6	?	?	?	?	?	
73.3	134	-46	314	44	7	2	2	2	2	+	
73.4	?	?	?	?	6	?	?	?	?	?	
75	30	30	30	120	4	2	2	3	2	-	getaktet
77.5	36	36	36	126	4	1	1	1	1	0	getaktet
81	136	-44	316	46	7	2	2	2	1	+	
82.9	140	-40	320	50	10	5	4	5	5	---	
84.3	?	?	?	?	8	?	?	?	?	?	
84.6	?	?	?	?	5	?	?	?	?	?	
85	130	-60	310	40	9	4	5	4	4	---	intermediär?
85.3	5	5	5	95	10	4	4	5	3	-	getaktet
85.7	176	-4	356	86	10	4	4	4	3	-	getaktet
111.3	73	73	73	163	8	4	4	3	3	-	extrem temporär
111.95	69	69	69	159	7	6	?	?	?	?	extrem temporär
112.8	150	-30	330	60	10	4	4	4	4	-	getaktet
113.4	143	-37	323	53	10	4	3	4	4	-	getaktet
113.8	17	17	17	107	10	3	4	3	3	0	getaktet
117.5	31	31	31	121	4	1	1	1	1	++	
118.8	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	EW Richtig.
120.9	147	-33	327	57	10	3	3	3	3	0	temporär
122.45	?	?	?	?	5	?	?	?	?	?	
123.55	33	33	33	123	9	3	3	3	3	-	getaktet, extr. tmp.

Fortsetzung auf nächster Seite

Fortsetzung von vorheriger Seite											
$f$	$[0^\circ, 180^\circ]$	$[-90^\circ, 90^\circ]$	$[270^\circ, 90^\circ]$	$\phi + 90^\circ$	Ref.	W	r	i	o	Qual.	Bemerkungen
123.7	33	33	33	123	9	2	1	1	1	+	extrem temporär
124.5	126	-54	306	36	9	5	2	1	1	+	extrem temporär, morgens 33°?
126.8	146	-34	326	56	9	3	3	3	3	-	getaktet
127.5	122	-58	302	32	9	3	3	3	3	-	getaktet
128	?	?	?	?	8	?	?	?	?	?	getaktet
128.5	?	?	?	?	8	?	?	?	?	?	getaktet
128.9	26	26	26	116	3	3	3	3	3	-	getaktet
129	27	27	27	117	3	3	1	3	3	-	getaktet, temporär
130	143	-37	323	53	10	3	4	3	3	-	temporär
131.7	?	?	?	?	9	?	?	?	?	?	getaktet
134	38	38	38	128	7	4	1	1	1	+	extrem temporär, schwank. Qual.
134.3	36	36	36	126	4	2	2	2	2	+	
141.4	?	?	?	?	10	?	?	?	?	?	
145	120	-60	300	30	10	3	3	3	3	0	temporär?
145.4	?	?	?	?	9	?	?	?	?	?	
145.8	?	?	?	?	9	?	?	?	?	?	
147.3	22	22	22	112	9	3	3	3	3	0	temporär?
147.8	140	-40	320	50	10	2	3	2	2	+	temporär?
153	40	40	40	130	3	4	5	3	3	-	intermediär
162	94	-86	274	4	2	1	1	1	1	++	
171	51	51	51	141	7	6	6	6	6	--	intermediär
177	36	36	36	126	8	1	1	1	1	++	
179.7	?	?	?	?	5	?	?	?	?	?	
183	172	-8	352	82	1	1	1	1	1	++	
189	148	-32	328	58	9	2	2	2	2	+	
198	122	-58	302	32	5	2	2	2	2	+	
207	71	71	71	161	7	1	1	1	1	++	intermediär?
216	177	-3	357	87	7	1	1	1	1	++	
225	68	68	68	158	2	2	2	2	2	+	temporär
229.9	158	-22	338	68	8	3	4	3	3	-	
234	164	-16	344	74	3	1	2	1	1	++	
243	10	10	10	100	9	3?	3	3	3	0	
252	0	0	0	90	8	3	3	3	3	-	intermediär
261	40	40	40	130	8	1?	1	1	1	0	intermediär
270	80	80	80	170	8	2	2	2	2	+	
279	60	60	60	150	9	2?	1	2	3	0	
289	112	-68	292	22	9	5	6	5	5	--	getaktet

zu überwinden sind.

Andererseits sind die elektrischen Leitfähigkeiten in ariden Zonen oft sehr hoch und die ungesättigte Zone sehr tiefreichend, so daß höhere Eindringtiefen gewünscht sind, die nur mit dem VLF und nicht mit dem LF erreicht werden (McNeill und Labson, 1991–1993).

Die erste Spalte in der Tabelle gibt die Senderfrequenz an, die folgenden drei die Senderrichtung, bestimmt im Schweizer Jura. Die Richtung ist auf die Intervalle  $[0^\circ, 180^\circ]$ ,  $[-90^\circ, 90^\circ]$  und  $[270^\circ, 90^\circ]$  umgerechnet. Je nach gewünschtem Sender in Nord-Süd oder Ost-West Richtung kann so die optimale Spalte zur Suche verwendet werden. Die Richtung weist eine Mehrdeutigkeit von  $180^\circ$  auf, da aus einer einzigen Messung nicht die Senderrichtung bestimmbar ist. Soll diese Mehrdeutigkeit eliminiert werden, so können Sender gleicher Richtung und vergleichbarer Frequenz über einer bekannten Verwerfung miteinander verglichen werden. Ist die Richtung eines Sender genau bekannt, muß nur auf das Vorzeichen der Meßwerte geachtet werden, um festzustellen, ob weitere Sender aus der gleichen oder entgegengesetzten Richtung senden. Werden bei einem solchen Vergleich allerdings Frequenzen aus verschiedenen Frequenzbereichen verwendet, so kann durch den Einfluß der Deckschicht eine Vorzeicheninversion eintreten (Wright, 1988; Steiner und Szarka, 1992). Solche Fälle lassen sich jedoch durch die Verwendung einer ausreichend großen Anzahl von Frequenzen aussondern, wie zum Beispiel in Unterkapitel 5.5.3.1 ab Seite 155 gezeigt wird.

Nur innerhalb eines Frequenzbereiches wie VLF oder LF sind fast identische Kurven für verschiedene Sender zu erwarten. Weiterhin sollten die zu untersuchenden Sender über einer Anomalie verglichen werden, die ungefähr in Senderrichtung liegt, da ansonsten Fehlinterpretationen möglich sind. Eine Abweichung von mehr als  $45^\circ$  sollte deshalb nicht überschritten werden.

Die fünfte Spalte in der Tabelle gibt die um  $90^\circ$  gedrehte Senderrichtung an. Diese Richtung ist nötig bei der Suche des Senderminimums für die manuelle Bestimmung der Senderrichtung.

In der folgenden Spalte befindet sich der Verstärkungsfaktor 'Ref'. Mögliche Werte sind 0 bis 9. Zwischen zwei Stufen wird die Verstärkung jeweils verdoppelt. Verstärkungen größer als 8 sind zu vermeiden, da das Signal-zu-Rauschen-Verhältnis ungünstig wird.

'W' gibt eine Art subjektiver Wichtigkeit an, und 'r', 'i' und 'o' beurteilen die Signalqualität für Referenzsignal (Primärfeld), Inphase und Outphase. Die Werte liegen zwischen 1 (sehr gut) und 6 (sehr schlecht).

Die nächste Spalte enthält eine Qualitätsangabe, die folgende Abstufungen zuläßt: '++', '+', '0', '-', '--'. Diese sind natürlich subjektiv. Weiterhin stehen Qualität von Referenzsignal (Primärfeld), Inphase und Outphase nicht immer in einem direkten Zusammenhang. Als Beispiel sollen die beiden Sender mit den Frequenzen 53.0 kHz und 63.8 kHz dienen. Ersterer besitzt eine sehr gute Bewertung für die Referenz, aber nur eine gute Bewertung für Inphase und Outphase. Die Meßwerte des anderen Sender verhalten sich hingegen genau umgekehrt.

Die erwähnte Spalte versucht daher einer Gesamtbeurteilung aller drei Meßgrößen gerecht zu werden. Einige Sender besitzen trotz extrem schwankendem Sendersignal eine sehr stabile In- und Outphase. Bei anderen Sendern kann sogar das Referenzsignal direkt zur Beurteilung geophysikalischer Anomalien herangezogen werden, da dieses proportional zum Primärfeld  $H_y$  ist. Normalerweise ist dies jedoch nur mit einer Basisstation sinnvoll, die zeitliche Schwankungen des Primärfeldes erfaßt.

Zur Beurteilung der Qualität eines Senders wurde eine stationäre Messung durchgeführt und die Schwankungen der Signale betrachtet. Sehr gute Sender zeigen Schwankungen von weniger als einem zehntel Prozentpunkt. Die Qualität der Sender sollte möglichst zum gleichen Zeitpunkt beobachtet werden, da die Signale gegen Abend schlechter werden und sich die benötigten Verstärkungsfaktoren vergrößern, so daß besonders nach  $16^{00}$  bis  $17^{00}$  Uhr im allgemeinen nicht mehr gemessen werden sollte. Dies ist bei der Länge der abgebildeten Liste natürlich kein leichtes Unterfangen.

Auch tagsüber kann die Senderqualität stark schwanken. Neben Ionosphärenstörungen sind hauptsächlich betriebsbedingte Schwankungen verantwortlich für unterschiedliche Senderqualitäten. So gibt es einige Sender, die ihren Betrieb zu bestimmten Tageszeiten, Wochentagen oder Jahreszeiten einstellen oder einschränken. Andere Sender scheinen zu verschiedenen Zeiten mit verschiedenen Leistungsstufen zu arbeiten.

Eine der wichtigsten Aufgaben vor dem Start einer größeren Meßkampagne ist die Determination

der Senderqualität in Abhängigkeit von Wochentag und Tageszeit. Da diese praktisch jedes Jahr und von Meßort zu Meßort stark schwanken, ist diese Vorbereitung für jedes neue Meßgebiet zu wiederholen.

Die letzte Spalte der Tabelle ist reserviert für Bemerkungen. Hier sind Anomalien im Senderverhalten aufgeführt. Dies können zum Beispiel temporäre Sender sein, aber auch Sender die im Laufe des Tages ihre Richtung ändern. Bei diesen arbeiten mehrere Sender auf der gleichen Frequenz, aber an verschiedenen Orten. Wenn einer dieser Sender nur temporär sendet, ändert sich die Orientierung des Gesamtsignals mit dem Sendeverhalten der Sender.

Andere Sender haben ein getaktetes Signal. Auch für diese können oft noch stabile Signale bestimmt werden, da in den Taktphasen die Signalstärke manchmal nur abgesenkt wird und das Signal nicht ganz verschwindet. Die Amplituden von Inphase und Outphase sind jedoch eventuell verfälscht. Beispiele hierzu sind die Sender 12.1, 75.0 und 77.5 kHz, die für RMT-Messungen immer noch verwertbare Resultate produzieren.

Existieren mehrere solche Sender auf der gleichen Frequenz, so entsteht ein intermediäres Signal, mit Änderungen der Senderrichtung im Sekunden- oder Minutenbereich. Dies kann mit der elektromechanisch gedrehten, automatischen Antenne eindrucksvoll demonstriert werden. Für solche Sender ändert die Antenne automatisch in den erwähnten Zeitabständen ihre Richtung. Je nach Sender nur für einige Sekunden oder aber auch für einige Minuten.

Natürlich kann die RF-EM Senderliste auch für das RMT benutzt werden. Teilweise wurden die Senderrichtungen sogar zusätzlich mit dem RMT überprüft.

Die Verstärkung kann mit dem neuen RF-EM im allgemeinen eine Stufe kleiner gewählt werden, als in der Tabelle angegeben. Außerdem ist noch einmal die Qualität der Signale, insbesondere der Inphase, gesteigert worden.

Die Verwendung noch höherer Frequenzen für eine noch bessere Auflösung der oberflächennahen Schichten ist wünschenswert. Allerdings befinden sich direkt über 300 kHz kaum Sender ausreichender Qualität. Erst zu sehr viel höheren Senderfrequenzen sind wieder Sender besserer Qualität zu empfangen. In diesen Bereichen müssen dann jedoch Verschiebungsströme beachtet werden, wie auch im nächsten Unterkapitel noch erläutert wird.

Eine Möglichkeit, Senderlücken zu schließen, ist die Verwendung portabler Sender. Bei den möglichen Senderleistungen ist die Distanz zwischen Sender und Empfänger jedoch nur einige Kilometer, so daß die Annahme einer ebenen Welle für die einfallende Primärwelle nicht mehr richtig ist.

Zum Vergleich gibt Tabelle 2.2 auf Seite 6 einen Überblick über einige der aus der bereits zitierten Literatur bekannten VLF-Sender. Die beiden Spalten mit Name und Code stimmen jedoch nicht immer mit dem wirklichen Sendernamen überein, da nicht überall die gleichen Sender empfangen werden. Außerdem sind für diese Tabelle nur Informationen für einige wenige VLF-Sender verfügbar. Informationen zu den LF-Sendern sind sehr schwierig zu erhalten. Die aufgeführten Informationen stammen aus diversen Büchern, technischen Prospekten und privaten Listen. Einige Frequenzen wie 23.4 kHz sind mehrfach belegt. Ob für diese Frequenz wirklich zwei Frequenzen in Deutschland existieren, ist nicht gesichert. Der amerikanische Sender ist, wenn überhaupt, nur bei Sendepause der deutschen Sender zu messen. Er ist sehr viel schwächer und sendet aus einer anderen Richtung. An Hand bekannter geographischer Senderlokationen kann in solchen Fällen entschieden werden, welcher Sender gerade empfangen wird.

Vorsicht ist beim deutschen Sender 23.4 kHz auch deshalb geboten, da er sich relativ nahe befindet, so daß die Senderrichtung zwischen Deutschland und der Schweiz sehr stark schwanken kann. Andererseits ist die Qualität dieses Senders ausgezeichnet, so daß er relativ häufig eingesetzt wird.

Auch die Frequenzen mancher Sender ändern sich von Zeit zu Zeit, oder sogar regelmäßig. Nach Pedersen *et al.* (1994) wechselt der Sender Rugby je nach Meßzeitpunkt seine Frequenz zwischen 16.0 kHz und 19.0 kHz.

Die Sender in der ehemaligen Sowjetunion haben seit den politischen Veränderungen ihre Sendertätigkeit sehr stark reduziert. Bei einer Absuche aller zu empfangenden Frequenzen tauchen sie manchmal auf. Bis zum Start der eigentlichen Messungen sind sie meistens schon wieder verschwunden. Je nach Standort mag dies auch an den atmosphärischen Bedingungen liegen.

Die erwähnten Autoren technischer Prospekte listen natürlich gerne alle Sender auf, um eine größere Anzahl Sender präsentieren zu können. Außerdem variiert der Empfang in Abhängigkeit von der geographischen Position, so daß viele technische

Prospekte Frequenzen enthalten, die ausschließlich besonders gut am Herstellungsort des Gerätes zu empfangen sind.

Viele Literatur zur VLF-Methode stammt aus dem nordamerikanischen Raum (Kaufmann und Keller, 1981; Nabighian, 1988–1994, 1991–1993; Wright, 1988; McNeill, 1990–1994; Telford *et al.*, 1990; Ward, 1990–1994; McNeill und Labson, 1991–1993) oder aus Skandinavien (Karous und Hjelt, 1977, 1983; Hjelt *et al.*, 1985; Pararnis, 1986), wo die Empfangsbedingungen komplett anders sind als in Zentraleuropa. Dies ist beim Vergleich verschiedener Frequenzlisten zusätzlich zu berücksichtigen.

Beim Einsatz in Afrika muß mit noch stärkeren Abweichungen gerechnet werden. Die Liste der verfügbaren Sender ist dort sehr viel kürzer. LF-Sender sind kaum zu empfangen.

Schon beim Vergleich zwischen dem Empfang in München (Schleicher, 1991) und Neuchâtel zeigen sich starke Differenzen, besonders beim Auftauchen nicht identifizierbarer Sender. Bei diesen ist eventuell zusätzliche Vorsicht gegeben, da es sich um lokale Sender handeln kann, für die die Fernfeldnäherung nicht gilt!

Gibson und Bedford (1997) berichten über Anstrengungen, VLF und LF für Kommunikation in Höhlen zu benutzen und dafür entsprechende Amateurfunkfrequenzen zugeteilt zu bekommen. Im Gespräch sind besonders 73 kHz und 135 kHz. Beim Auftauchen dieser Frequenzen in einem Frequenzscan sollte also besondere darauf geachtet werden, daß ein Fernfeldsender vorliegt. Andererseits bieten solche auch unterirdisch eingesetzte Sender eventuell auch neue Möglichkeiten in der Geophysik und Höhlenforschung.

Gibson und Bedford (1997) geben auch

[www.sat.dundee.ac.uk/~arb/creg/](http://www.sat.dundee.ac.uk/~arb/creg/)

und

[members.aol.com/lwcanews/](http://members.aol.com/lwcanews/)

als nützliche Internetadressen an, unter denen man zahlreiche Verweise auf Informationen zu Senderfrequenzen und den benötigten Empfangsgeräten erhält. Allerdings ist die Auswertung dieser Angaben recht mühsam, da viele der dort aufgelisteten Sender zwar im VLF- oder LF-Bereich arbeiten, aber nur mit beschränkter Senderleistung. Deshalb sind solche Frequenzlisten leider oft nur von sehr lokaler Bedeutung. Auch Brannolte und Siebel (1998) geben zusätzlich noch

[www.gem.net/~berri/wun/](http://www.gem.net/~berri/wun/)

an. Auf den genannten Seiten finden sich viele Hinweise auf weitere Internetseiten. Teilweise existieren dort auch aktuelle Empfangslisten für bestimmte Frequenzbereiche.

In den letzten Jahren haben sehr viele Sender ihre Frequenzen geändert, so daß bei einem Vergleich verschiedener Literaturangaben ein sehr uneinheitliches Bild entsteht. Da die verwendete geophysikalische Literatur die Frequenzlisten im allgemeinen nur an Hand von Frequenzlisten aus älteren Quellen fortschreibt, sind solche fremden Listen also für den praktischen Gebrauch oft wertlos.

Die für VLF-Messungen oft verwendeten Omega-Sender haben zum Beispiel Ende 1997 ihren Dienst eingestellt (Brannolte und Siebel, 1998). LF-Sender, die laut Brannolte und Siebel (1998) ihren Dienst eingestellt haben, sind das Presse- und Informationsamt der deutschen Bundesregierung (1995, 123.7 kHz) und die Deutsche Presse Agentur (1993, DCF39, 139 kHz).

Sehr aktuelle und ausführliche Listen besonders für den mitteleuropäischen Raum befinden sich jedoch in Freyer (1995); Freyer und Meffert (1996); Brannolte und Siebel (1998). In diesen, für Funkamateure geschriebenen Büchern, finden sich auch viele weitere nützliche Hinweise. Funkamateure geben oft statt der Senderfrequenzen die entsprechenden Wellenlängen an, das heißt Long Wave (LW) statt VLF und LF. Dabei fassen sie unter dem Begriff LW sowohl Langwellen als auch Längstwellen zusammen (Brannolte und Siebel, 1998).

Freyer und Meffert (1996) ordnen detailliert verschiedene Frequenzbereiche nach ihrer Verwendung in Europa und Umgebung. Ein Auszug hierzu befindet sich in Tabelle 3.2. Die verschiedenen verwendeten Begriffe werden im folgenden erklärt: Beim festen Funkdienst sind Sender und Empfänger stationär, beim beweglichen Funkdienst ist zumindestens einer der beiden Kommunikationspartner beweglich. Sowohl fester als auch beweglicher Funkdienst dienen der Radiokommunikation. Der Navigationsfunkdienst dient zur Funkortung, einschließlich der Ortung von Hindernissen, er wird teilweise noch unterteilt in See- und Flugnavigationfunkdienst. In der Tabelle schließt die Bezeichnung "allgemeiner Navigationsfunkdienst" sowohl See- als auch Flugnavigationdienst mit ein. Die Rundfunkdienste sind zum unmittelbaren Empfang durch die Allgemeinheit bestimmt. Freyer und Meffert (1996) führen diese Tabelle bis 27.5 MHz

Frequenzbereich [kHz]		Zuordnung der Funkdienste						
von	bis	fest	bwgl. Seefunk	allg.	Flug- Navigation	See-	Rund- funk	Normalfreq. und Zeitzeichen
9.0	14.0	-	-	X	-	-	-	-
14.0	19.95	X	X	-	-	-	-	-
19.95	20.05	-	-	-	-	-	-	X
20.05	70.0	X	X	-	-	-	-	-
70.0	72.0	-	-	X	-	-	-	-
72.0	84.0	X	X	X	-	-	-	-
84.0	86.0	-	-	X	-	-	-	-
86.0	90.0	X	X	X	-	-	-	-
90.0	110.0	X	-	X	-	-	-	-
110.0	112.0	X	X	X	-	-	-	-
112.0	115.0	-	-	X	-	-	-	-
115.0	126.0	X	X	X	-	-	-	-
126.0	129.0	-	-	X	-	-	-	-
129.0	130.0	X	X	X	-	-	-	-
130.0	148.5	X	X	-	-	-	-	-
148.5	255.0	-	-	-	-	-	X	-
255.0	283.5	-	-	-	X	-	X	-
283.5	325.0	-	-	-	X	X	-	-
325.0	405.0	-	-	-	X	-	-	-
405.0	415.0	-	-	X	-	-	-	-
415.0	495.0	-	X	-	X	-	-	-
495.0	505.0	-	X	-	-	-	-	-
505.0	526.5	-	X	-	X	-	-	-
526.5	1'606.5	-	-	-	-	-	X	-

Tabelle 3.2: Frequenzzuweisungsplan (Ausschnitt aus Freyer und Meffert, 1996) und daraus resultierende Verwendbarkeit für RF-EM Messungen

fort. Die hier gezeigte, gekürzte Version, enthält also nicht alle möglichen Funkdienstarten. Insbesondere Ortungsfunkdienste, Amateurfunkdienste und Radioastronomiefunkdienste sind an dieser Stelle nicht erfaßt worden.

Vergleicht man Tabelle 3.2 mit Tabelle 3.1 auf Seite 27 so ist ersichtlich, daß die festen Sender einschließlich der Rundfunksender durchschnittlich weitaus bessere Empfangsqualitäten aufweisen. Besonders die den Navigationsfunkdiensten zugewiesenen Frequenzbänder fallen durch eine gehäufte Anzahl getakteter Sender aus, so daß sie nicht für RF-EM Messungen zu empfehlen sind. Besonders die getakteten Sender im VLF-Bereich sind jedoch noch interessant für RMT-Messungen.

Für einige gut zu empfangende VLF- und LF-Sender ergibt sich laut Freyer und Meffert (1996); Brannoite und Siebel (1998) die Tabelle 3.3. Es handelt sich hauptsächlich um nähere Sender, die bei Testmessungen trotzdem nicht alle in der Schweiz empfangen werden konnten.

Bemerkenswert ist, daß die in Mitteleuropa besonders gut zu empfangenden Zeitzeichensender 75

und 77.5 kHz neben einigen anderen Zeitzeichensendern in einem Bereich senden, der eigentlich nicht dem Zuweisungsschema in Tabelle 3.2 nach Freyer und Meffert (1996) entspricht. Weiterhin ist zu bemerken, daß einige Ortsangaben etwas irreführend sein können: So ist der Zeitzeichensender der PTB Braunschweig in Mainflingen bei Frankfurt (77.5 kHz) und der Zeitzeichensender des Observatoriums Neuchâtel in Genf (75.0 kHz).

Freyer (1995) erläutert auch noch einige weitere Details zur Aufteilung der Frequenzbänder. Im Langwellenband (LW, 148.5–283.5 kHz) betragen die Kanalabstände der Trägerfrequenzen und die Bandbreite des modulierten Signals im allgemeinen bis auf einige Ausnahmen weltweit 9 kHz. Durch Beschränkung der Signalmodulierung auf das untere oder obere Halbband können auf einer Mittenfrequenz zwei verschiedene Sender arbeiten. Es ergeben sich damit die in Tabelle 3.4 aufgelisteten Frequenzen, die zu großen Teilen auch in Neuchâtel gemessen wurden, wie in Tabelle 3.1 auf Seite 27 zu sehen ist. Einige Ausnahmen bei der regelmäßigen Frequenzbelegung sind durch

f [kHz]	Rufzeichen	Name	Übertragung	Land
16	GBR	Ny Rugby	Telex	Großbritannien
18.2	VTX3	Ny Vishakapatnam	Morsetelegraphie,	Indien
18.5	DHJ58	Ny Saterland, Ramsloh	Morsetelegraphie, Telex	Deutschland
19	GBZ	Ny Criggion	Telex	Großbritannien
23	DHJ58	Ny Saterland, Ramsloh	Morsetelegraphie, Telex	Deutschland
23.4	DHO38	Ny Saterland, Ramsloh	Morsetelegraphie, Telex	Deutschland
24	NAA	US Ny Cutler	Telex	ME, USA
25	RJH69	TS Molodecno	Morsetelegr. (Zeitzeichen)	Bulgarien
25	RJH99	TS Nizhnij-Novgorod	Morsetelegr. (Zeitzeichen)	Rußland
25	RJH66	TS Bishkek	Morsetelegr. (Zeitzeichen)	Kirgisistan
25	RJH77	TS Archangelsk	Morsetelegr. (Zeitzeichen)	Rußland
50	OMA	Observatory Prag	Morsetelegraphie	Tschech.
53	DHJ59	Ny Wilhelmshaven	Telex	Deutschland
53.6	RTO	Moskau Meteo	FAX	Rußland
60	MSF	TS (NPL) Teddington	Morsetelegr. (Zeitzeichen)	Großbritannien
66.7	RBV	TS Moskau	Morsetelegr. (Zeitzeichen)	Rußland
75	HBG	Observatory Neuchâtel	Morsetelegr. (Zeitzeichen)	Schweiz
77.5	DCF77	PTB Braunschweig	Morsetelegr. (Zeitzeichen)	Deutschland
82.8	MKL	RAF Pitreavie	Morsetelegraphie, Telex	Großbritannien
85.6	IDQ	Ny Roma	Morsetelegraphie	Italien
111.3	SOA211	Warschau Meteo	Telex	Polen
111.8	OLT21	Prag Meteo	FAX	Tschech.
117.4	DCF37	DWD Offenbach	FAX	Deutschland
119	IDQ	Ny Roma	Morsetelegraphie	Italien
120	SXA	Ny Spata Attikis	Morsetelegraphie	Griechenland
122.3	QUA23	Ny Aahms	Morsetelegraphie	Dänemark
123.7	DCF42	IfaG Potsdam	DGPS ALF Mainflingen	Deutschland
129.1	DCF49	Europ. Funkrundsteuerung, Berlin	Telex, Sender Mainflingen	Deutschland
129.5	SOA212	Warschau Meteo	Telex	Polen
134.2	DCF54	DWD Offenbach	FAX	Deutschland
144.5	RCG	Moskau Meteo	FAX	Rußland
139	DCF39	Europ. Funkrundsteuerung, Berlin	Telex, Sender Mainflingen	Deutschland
147.3	DDH47	DWD Quickbom, Hamburg	Telex	Deutschland

Tabelle 3.3: Starke VLF und LF-Sender (ohne LW-Rundfunksender) im mitteleuropäischen Empfangsraum (nach Freyer und Meffert, 1996; Brannolte und Siebel, 1998)

! besonders gekennzeichnet worden. Für höhere Frequenzen befindet sich bis zu den Mittelwellen (MW, 526.5–1'606.5 kHz) rundfunkmäßig eine Lücke, die hauptsächlich durch bewegliche Sender ausgefüllt wird. Eine eventuell gewünschte Erweiterung der neuchâtelers Geräte zu höheren Frequenzen sollte also bis zu den MW-Sendern erfolgen. Dort müssen dann aber Verschiebungsströme berücksichtigt werden, wie im nächsten Unterkapitel noch gezeigt wird.

Laut Brannolte und Siebel (1998) ist inzwischen eine Erweiterung der VLF-Sender für die U-Boot Kommunikation erfolgt. So arbeiten seit 1989 zwei Sender in Wisconsin und Michigan im ELF-Bereich mit der sehr niedrigen Frequenz von 76 Hz, also 0.076 kHz. Somit können auch tiefer untergetauchte U-Boote erreicht werden. Die verwendete

Senderantennen ähneln Überlandleitungen mit einer Länge von 45 km. Andere Systeme der US Navy arbeiten mit 1000 m langen Antennendrähten, die von Flugzeugen gezogen werden, und im Bereich von 20 bis 27 kHz, teilweise aber auch noch mit niedrigeren Frequenzen, arbeiten.

Die Tabelle zeigt, daß selbst in Afrika wenigstens stellenweise das gesamte Spektrum des RF-EM Frequenzbereiches empfangbar ist. Freyer (1995) gibt weiterhin an, daß für Asien und Afrika nur eine Auswahl der wichtigsten beziehungsweise stärksten Sender getroffen wurde, so daß bei Messungen in diesen Gebieten durchaus noch mit weiteren empfangbaren Sendern zu rechnen ist. Alleine in Australien, Neuseeland und dem gesamten amerikanischen Raum werden laut Freyer (1995) keine LW-Sender eingesetzt.

f [kHz]	Ort	Land	Leistung [kW]	Programm/Bemerkungen
153	Asgabat	Turkmenistan	500	Turkmen Radio
153	Bechar	Algerien	1'000	
153	Brasov	Rumänien	1'000	
153	Donebach	Deutschland	250	DLF
162	Agri	Türkei	1'000	
162	Allouis	Frankreich	2'000	
162	Taschkent	Usbekistan	150	Uzbek Radio
! 164	Ulan Bator	Mongolei	100	Ububaatar Radio
171	Bolshakovo	Ukraine	1'200	
171	Elektrostal	Rußland	1'250	
171	Lviv	Ukraine	1'000	
171	Osipovicy	Weißrußland	1'000	
171	Sasnovy	Weißrußland	1'000	
171	Tbilisskoye	Rußland	1'200	
! 177	Oranienburg	Deutschland	100	DLR Berlin
180	Aktöbe/Aktyubinsk	Kasachstan	150	Kazakh Radio
180	Almati	Kasachstan	250	Kazakh Radio
180	Polatli	Türkei	1'200	
! 183	Saarlouis	Deutschland	2'000	Europa 1
189	Tbilisi	Georgien	500	
189	Tiflis	Georgien	500	Georgian Radio
198	Bishkek	Kirgisistan	150	Kyrgyz Radio
198	Droitwich	Großbritannien	500	
198	Moskau	Rußland	100	
198	Ouargla	Algerien	1'000	
198	Sankt Petersburg	Rußland	150	
198	Warschau	Polen	200	
207	Aholming	Deutschland	250	DLF
207	Al Karanah	Jordanien	600	JRTV
207	Kiew	Ukraine	500	
207	Azilal	Marokko	800	RTM
! 209	Choibaisan	Mongolei	150	Ububaatar Radio
! 209	Dalanzadgad	Mongolei	150	Ububaatar Radio
216	Oslo	Norwegen	200	
216	Roumoules	Frankreich	1'400	RMC
! 218	Gyanca	Aserbaidshjan	500	AZR 1
225	Van	Türkei	600	
225	Warschau	Polen	600	
! 227	Murun	Mongolei	150	Ububaatar Radio
234	Arkhangelsk	Rußland	500	
234	Grigoriopol	Moldawien	1'000	
234	Junglinster	Luxemburg	2'000	
234	Krasnyy Bor	Rußland	1'200	
234	Syzran	Rußland	2'000	
243	Almati	Kasachstan	1'000	Kazakh Radio
243	Erzurum	Türkei	200	
243	Kalundborg	Dänemark	500	
243	Karagandy	Kasachstan	1'000	Kazakh Radio
252	Kazan	Rußland	150	
252	Lahti	Finnland	200	
252	Tipaza	Algerien	1'500	
261	Taldom	Rußland	2'000	
270	Uherské Hradité	Tschech.	750	
279	Sasnovy	Weißrußland	500	

Tabelle 3.4: Starke LW-Rundfunksender (LF) im mitteleuropäischen Empfangsraum (nach Freyer, 1995)

Die Daten von Freyer (1995); Freyer und Mefert (1996); Brannolte und Siebel (1998) sind hauptsächlich auf die Bedürfnisse von Funkamateuren zugeschnitten. Da es jedoch für den LF-Bereich keine entsprechende geophysikalische Literatur gibt, sind die hier gezeigten Informationen sehr wichtig für eine Beurteilung der Herkunft der gemessenen LF-Signale. Aber selbst die aufgeführten vollständigeren Listen können nur einen Auszug aus den Empfangsmöglichkeiten geben, da insbesondere geophysikalisch nutzbare militärische Sender teilweise fehlen, da deren Funktion und Standort nicht immer öffentlich zugänglich ist. Die Sender diplomatischer Dienste wechseln manchmal sogar während der Übertragung ohne Informationsverlust die Frequenz (Brannolte und Siebel, 1998). Für Messungen in einem neuen Meßgebiet muß die Senderrichtung daher immer wieder aufs Neue bestimmt werden, um Fehlinterpretationen zu vermeiden, die sich aus der Annahme falscher Senderrichtungen aus veralteten Frequenzlisten ergibt.

Die Bestimmung der Qualität der einzelnen Sender sollte dabei immer bei ungefähr bekannten geologischen Verhältnissen erfolgen. Im allgemeinen werden ein oder zwei Sender besonders gut sein: In der Umgebung von Neuchâtel ist dies zum Beispiel der Sender Rugby mit der Frequenz 16.0 kHz. Dieser erlaubt sowohl das Auffinden von Anomalien in Nord-Süd Richtung als auch in Ost-West Richtung. Natürlich kann der Kurvenverlauf deformiert sein, wenn die Senderrichtung nicht exakt in Streichrichtung einer gegebenenfalls komplexeren Struktur liegt.

Für zweidimensionale Strukturen können die elektromagnetischen Felder immer in eine  $E_{\text{pol}}$ - und eine  $H_{\text{pol}}$ -Konfiguration zerlegt werden, so daß nur bei absolut reiner  $H_{\text{pol}}$ -Konfiguration überhaupt keine Anregung eines sekundären Feldes in einer Verwerfungsanomalie zu beobachten ist. Natürlich sinkt die Stärke der Anregung und damit auch das Verhältnis von Signal zu Rauschen. Allerdings ist weniger klar, warum einige Sender sehr viel weniger empfindlich für eine Abweichung von Senderrichtung zu Anomalierichtung sind als andere. Dieser Zusammenhang konnte auch nicht auf die Entfernung zum Sender oder dessen Stärke zurückgeführt werden. Wahrscheinlich spielen Senderrichtung und Stärke, neben dem tageszeitlich variierendem Zustand der Ionosphäre und dem Senderort, eine zu komplexe Rolle bei der Anregung. Wie bereits im vorherigen Unterkapitel erwähnt, ist

auch eine Anregung für Sender orthogonal zu einer Verwerfung, alleine auf Grund von Anisotropien, wie Schichtungen oder Schieferungen, vorstellbar.

Einige in Neuchâtel gut zu empfangende Sender sind in Abbildung 3.3 graphisch aufgetragen.

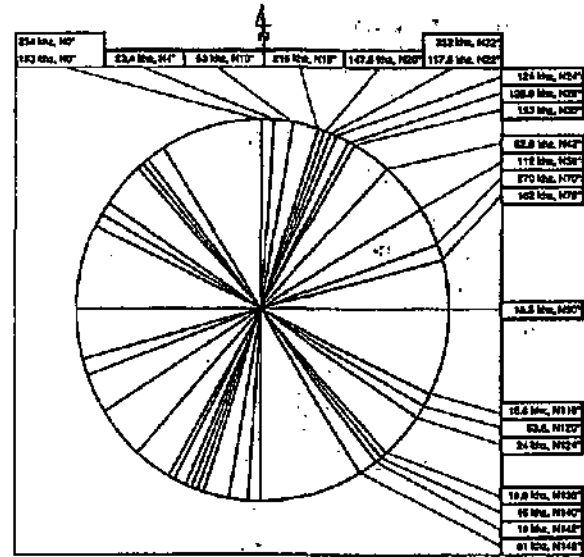


Abbildung 3.3: Richtungsverteilung für einige ausgesuchte gute RF-EM Sender

Die dort angegebenen Richtungen sind natürlich nur relevant für die Umgebung von Neuchâtel, einschließlich des Schweizer Juras, wie schon in Abbildung 2.12 auf Seite 14. Es ist leicht ersichtlich, daß für die meisten Richtungen Sender gefunden werden können.

Die bisherigen Ausführungen über die wichtigsten RF-EM Größen galten für VLF und LF gemeinsam. In den folgenden Unterkapiteln soll nun auf die Unterschiede zwischen diesen beiden Frequenzbereichen eingegangen werden.

### 3.4 Verschiebungsströme

Ein wichtiger Unterschied existiert zwischen RF-EM und VLF-EM: Die Gültigkeit der verwendeten Gleichungen, Annahmen, und Näherungen in der Theorie des VLF-EM kann für hohe Frequenzen, bei denen Verschiebungsströme eine Rolle spielen können, nicht einfach vorausgesetzt werden.

Zacher (1992); Radic (1994); Radic und Rath (1994); Schröder (1994) zeigen jedoch, daß bei dem in Neuchâtel verwendeten LF-Bereich und bei üblichen Dielektrizitätskonstanten die Verschiebungsströme noch vernachlässigt werden können.

Weitere ausführlichere Informationen zur Dielektrizitätskonstante, auch speziell im Zusammenhang mit Gesteinseigenschaften, befinden sich in Keller (1991–1993) und der bereits zitierten Standardliteratur.

Insbesondere Radic (1994) formuliert den Einfluß von Verschiebungsströmen auch konkret mit Hilfe von Betrachtungen über die Skintiefe für den homogenen Halbraum. Diese Skintiefe gibt die Eindringtiefe für die elektromagnetische Welle an, bei der das eindringende Feld auf den  $1/e$ -ten Teil des Feldes im freien Raum abgefallen ist. Für eine grobe Abschätzung reicht die Annahme eines homogenen Halbraumes aus. Die Skintiefe unter Berücksichtigung der dielektrischen Verschiebungsströme beträgt für den homogenen Halbraum (Parasnis, 1986; Radic, 1994):

$$\delta = \frac{1}{\omega \sqrt{\frac{\epsilon_0 \epsilon_r \mu_0}{2} \left( \sqrt{1 + \frac{1}{(\rho \epsilon_0 \epsilon_r \omega)^2}} - 1 \right)}} \quad (3.16)$$

Für die magnetische Permeabilität von nichtmagnetischen Gesteinen wurde wiederum  $\mu = 1$  angenommen, wie schon auf Seite 10 mit Hilfe von Tabelle 2.4 begründet wurde. Die magnetische Permeabilitätskonstante beträgt  $\mu_0 = 4\pi/10^7$  H/m. Weiterhin ist  $\epsilon_0 = 10^7/(4\pi c^2)$  Vm/As die Dielektrizitätskonstante im Vakuum und  $\epsilon_0 \epsilon_r$  die Dielektrizität im Medium. Die Kreisfrequenz  $\omega = 2\pi f$  ergibt sich aus der Senderfrequenz  $f$  und  $\rho$  ist der Widerstand des Halbraumes.

Ohne Berücksichtigung der dielektrischen Verschiebungsströme ergibt sich einfacher

$$\hat{\delta} = \sqrt{\frac{2\hat{\rho}}{\omega \mu_0}} \quad (3.17)$$

Dies ist die allgemein bekannte Formel für die Skintiefe, auch als Faustformel in der Form

$$d_{\text{skin}} = 503 \sqrt{\rho_a / f} \quad (3.18)$$

geschrieben, mit dem scheinbaren Widerstand  $\rho_a$  in  $\Omega\text{m}$ , der Frequenz  $f$  in Hertz und der Skintiefe  $d_{\text{skin}}$  in Metern.

Abbildung 3.4 zeigt diesen Zusammenhang graphisch und macht anschaulich, wie die Verwendung von Frequenzen aus verschiedenen Bereichen zur Variation der Skintiefe verwendet werden kann. Sie macht somit auch noch einmal die Vorteile einer Frequenzsondierung klar.

Durch Gleichsetzen beider Gleichungen kann ein Halbraumwiderstand  $\hat{\delta}$  errechnet werden, wie er sich ergibt, wenn Verschiebungsströme ignoriert

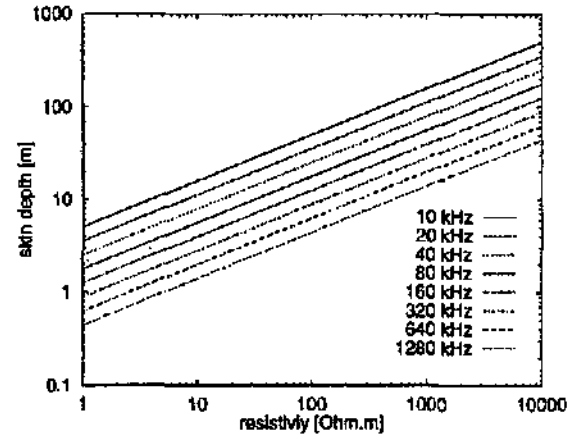


Abbildung 3.4: Skintiefe in Abhängigkeit vom Widerstand für verschiedene Frequenzen

werden:

$$\hat{\rho} = \frac{1}{\omega \epsilon_0 \epsilon_r \left( \sqrt{1 + \frac{1}{(\rho \epsilon_0 \epsilon_r \omega)^2}} - 1 \right)} \quad (3.19)$$

Setzt man einige typische Werte ein, so ergibt sich Tabelle 3.5, in der einige Vergleiche der Abweichungen der scheinbaren Widerstände in Abhängigkeit von Frequenz und Dielektrizität aufgelistet sind. Alle Beispiele mit Werten kleiner als  $f = 2$  MHz,  $\epsilon_r = 10$  und  $\rho = 100 \Omega\text{m}$  ergeben Abweichungen kleiner als 10% für Skintiefe und scheinbaren Widerstand. Erst wenn alle angegebenen oberen Werte erreicht werden, wird der Fehler größer als 10%.

Viele Gesteine weisen Werte kleiner als 10 für  $\epsilon_r$  auf (Telford *et al.*, 1990), wie auch aus Tabelle 3.6 ersichtlich ist. Allerdings sind die Bandbreiten teilweise recht groß und es gibt deshalb viele Gesteine, die auch größere Werte erreichen können. Zu beachten ist weiterhin, daß diese Werte für hohe Frequenzen größer als 100 Hz gelten. Die Dielektrizität ist frequenzabhängig, und für geringere Frequenzen sind höhere Werte zu erwarten (Telford *et al.*, 1990).

Abbildungen 3.5 und 3.6 zeigen graphisch den Zusammenhang zwischen scheinbarem Widerstand mit und scheinbarem Widerstand ohne Berücksichtigung der Verschiebungsströme. Es wurden zwei sehr hohe Frequenzen ausgewählt: 320 kHz und 1280 kHz. Beide liegen höher als die in Neuchâtel verwendeten Frequenzen. Das erste Beispiel steht für die obere Grenze der Frequenzen der Neuchâtel-er Geräte, die zur Zeit bei 300 kHz liegt. Das zweite Beispiel mit einer viermal so hohen Frequenz ist wichtig für Überlegungen über eine Erweiterung der Neuchâtel-er Geräte zu noch höheren Frequen-

Frequenz $f$ [kHz]	$\epsilon_r$	$\rho$ [ $\Omega\text{m}$ ]	$\delta$ [m]	$\hat{\rho}$ [ $\Omega\text{m}$ ]	$\hat{\delta}$ [m]
200	4	10	3.561	10.005	3.562
200	4	100	11.26	100.44	11.28
200	10	10	3.561	10.01	3.563
200	10	100	11.26	101.12	11.32
2'000	4	10	1.126	10.04	1.128
2'000	4	100	3.56	104.55	3.63
2'000	10	10	1.126	10.11	1.13
2'000	10	100	3.56	111.74	3.76

Tabelle 3.5: Einfluß des Verschiebungsstromes auf die Berechnung des Halbraumwiderstandes (Radic, 1994)

Rock, mineral	Dielectric const.
Hematite	25
Calcite	7.8–8.5
Diabase	10.5–34.5
Rock salt	5.6
Anthracite	5.6–6.3
Gypsum	5–11.5
Biotite	4.7–9.3
Quartz	4.2–5
Granite (dry)	4.8–18.9
Gabbro	8.5–40
Diorite	6.0
Serpentine	6.6
Gneiss	8.5
Sandstone (dry to moist)	4.7–12
Packed sand (dry to moist)	2.9–105
Soil (dry to moist)	3.9–29.4
Basalt	12
Clays (dry to moist)	7–43
Petroleum	2.07–42.14
Water (20° C)	80.36
Ice	3–4.3

Tabelle 3.6: Typische Dielektrizitäten (nach Telford *et al.*, 1990)

zen, wie zum Beispiel in Radic (1994).

Selbst bei hohen Widerständen von mehr als 1'000  $\Omega\text{m}$  und Frequenzen von bis zu  $f = 1.280$  MHz und gleichzeitig hoher Dielektrizitätszahl von  $\epsilon_r = 10$  beginnen sich die Verschiebungsströme nur langsam bemerkbar zu machen.

Bis zu  $\rho_a = 100 \Omega\text{m}$  stimmen die scheinbaren Widerstände noch sehr gut überein, die verschiedenen Kurven in den Abbildungen verlaufen noch alle näherungsweise wie die erste Winkelhalbierende.

Erst für größere Widerstände machen sich Un-

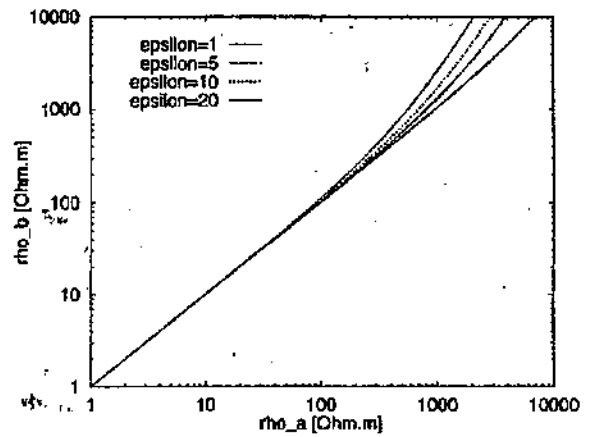


Abbildung 3.5: Effekt der Verschiebungsströme auf scheinbaren Widerstand bei  $f = 320$  kHz:  $\hat{\rho} = \rho_b$  ohne,  $\rho_a$  mit Berücksichtigung

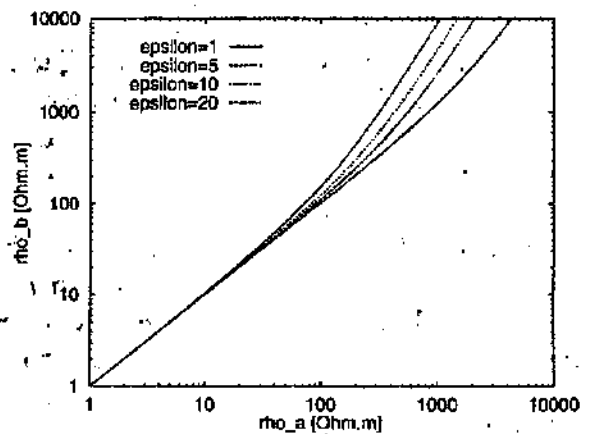


Abbildung 3.6: Effekt der Verschiebungsströme auf scheinbaren Widerstand bei  $f = 1'280$  kHz:  $\hat{\rho} = \rho_b$  ohne,  $\rho_a$  mit Berücksichtigung

terschiede bemerkbar und für große Dielektrizitätszahlen  $\epsilon_r$  und große Frequenzen  $f$  ist ein Unterschied zwischen scheinbarem Widerstand mit und scheinbarem Widerstand ohne Berücksichtigung der Verschiebungsströme, zu sehen.

Es zeigt sich also, daß erst bei hohen Frequenzen von mehr als 2 MHz die Verschiebungsströme wichtig werden. Allerdings nutzen die Neuchâtel RMT und RF-EM Geräte mit bis zu 300 kHz bereits Frequenzen bis nahe an dieses Limit heran. Bei einer Heraufsetzung der technischen Spezifikationen müßte also eine Berücksichtigung der Verschiebungsströme stattfinden. Die Frequenzen über 300 kHz bis 3000 kHz gehören jedoch schon zum Medium Frequency (MF) Bereich.

Für Geräte, die diese Bereiche mitbenutzen, müssen die verwendeten Formeln und Programme also Verschiebungsströme berücksichtigen. Dies sind zum Beispiel die Geräte von Radic (1994); Radic und Rath (1994); Burkhard und Radic (1995) oder Elsen und Siever (1994); DMT (1996a,b). Aber auch für die Neuchâtel Geräte sind in Spezialfällen mit hohem Widerstand und hoher Dielektrizität für den LF-Bereich größere Fehler durch Vernachlässigung der Verschiebungsströme vorstellbar.

Auch bei LF-Messungen auf Seen muß auf Grund der hohen Dielektrizitätszahl von über 80 für Wasser, der Verschiebungsstrom berücksichtigt werden. Auf Grund der gewünschten Eindringtiefe in den Seegrund wird jedoch im allgemeinen der VLF- dem LF-Bereich vorzuziehen sein. So ist schon bei 16 kHz für Seewasser mit einem Widerstand von 0.2  $\Omega$ m (siehe Tabelle 2.3 auf Seite 10) die Eindringtiefe nur noch 2 m, so daß die Methode auf sehr flache Seeo, wie den Neusiedler See (Österreich, Uogarn) oder den Plattensee (Uogarn) beschränkt ist. Dort wird die Methode dann aber auch erfolgreich eingesetzt (Kohlbeck *et al.*, 1993).

Zur Skintiefe als Eindringtiefe ist noch zu bemerken, das die elektromagnetische Welle sich sehr viel weiter als die Skintiefe ausbreiten kann. So sind besonders auch in Seen noch tiefere Messungen möglich (Kohlbeck *et al.*, 1993). Auch im Meer untergetauchte U-Boote können noch Signale empfangen (McNeill und Labson, 1991–1993).

Aus den Betrachtungen dieses Unterkapitels ergibt sich, daß die in Neuchâtel verwendeten Frequenzen im allgemeinen noch keine Berücksichtigung von Verschiebungsströmen erfordern. Dies ist besonders wichtig bei der Verwendung von Programmen wie Wannamaker *et al.* (1985, 1987); Steiner *et al.* (1992), die keine Verschiebungsströme berücksichtigen. RMT und RF-EM Daten der Neuchâtel Geräte können ohne Probleme noch mit solchen, aus der Magnetotellurik stammenden Programmen, modelliert werden.

Neben den Verschiebungsströmen muß jedoch auch die Gültigkeit der Fernfeldnäherung für VLF und LF noch gesondert betrachtet werden.

### 3.5 Fernfeldnäherung

Auch für die Fernfeldnäherung verhalten sich LF und VLF unterschiedlich. Diesmal jedoch zum Vorteil der LF-Geräte.

Wright (1988) leitet ausführlich das Feld eines RF-Dipols her und zerlegt es in verschiedene Bestandteile mit verschiedener Distanzabhängigkeit. Er kommt dabei analog zu Jackson (1983); Telford *et al.* (1990) zum Schluß, daß für Distanzen  $r$ , die groß gegen die Wellenlänge  $\lambda$  sind, die Fernfeldnäherung gilt. Es soll also

$$r \gg \lambda = 2\pi c/\omega = c/f \quad (3.20)$$

gelten.

Für empfohlene Werte von etwa 3 bis 4  $\lambda$  (Jackson, 1983; Vozoff, 1989; Telford *et al.*, 1990) ergibt sich dann eine Minimaldistanz zum Sender von etwa 60 km für  $f = 16.0$  kHz (VLF-Bereich,  $\lambda = 15$  km) oder 6 km für  $f = 160.0$  kHz (LF-Bereich,  $\lambda = 1.5$  km), die nicht unterschritten werden sollte.

Nimmt man die Gültigkeit der Fernfeldnäherung als Kriterium beim Einsatz von portablen Sendern an, so ist der LF-Bereich weniger kritisch als der VLF-Bereich. Beispiele zu solchen portablen Sendern sind zu finden in Tilsley (1973, 1976, 19XX) für einen geerdeten elektrischen Bipol, oder in Sinha und Hyles (1988) für eine horizontale magnetische Spule.

Die genannten Autoren berücksichtigen den Unterschied zwischen Fernfeld und Nahfeld durch Herleitung zusätzlicher Formeln. Für die RMT-Methode sind auch besonders Rechnungen zur CSAMT Methode, wie in Zonge und Hughes (1991–1993) wichtig, da somit weiter Magnetotellurik Interpretationstechniken wie Inversionen angewendet werden können.

Bei den in Neuchâtel durchgeführten Messungen spielten Abweichungen vom Fernfeld bisher keine Rolle. Eio zukünftig geplanter Einsatz portabler Sender wird dies jedoch eventuell ändern. Für diesen Fall sollten die bereits aus den zitierten Arbeiten bekannten Korrekturen, berücksichtigt werden.

Neben Verschiebungsströmen und Fernfeldnäherung sind auch topographische Korrekturen ein häufig diskutiertes Thema, bei der Anwendung von VLF und LF.

### 3.6 Topographische Korrekturen

Ein weiteres Problem bei der Beurteilung von RF-EM Daten sind topographische Effekte. Es wurde daher versucht die Erfahrungen und Überlegungen anderer Autoren über topographische Effekte in den gemessenen Daten zu identifizieren. Deren Überlegungen werden an dieser Stelle jedoch nur kurz zusammengefaßt:

- Topographische Effekte sind vor allem für die *H*-Polarisation wichtig (Gürer und Metin, 1997). Diese spielt jedoch für RF-EM kaum eine Rolle, da für näherungsweise zweidimensionale Strukturen nur in der *E*-Polarisation ein sekundäres vertikales magnetisches Feld erzeugt wird.
- Topographischen Effekte können vor allem einen regionalen Trend verursachen, so daß möglichst weit über eine Anomalie hinaus gemessen werden sollte, um solche Effekte korrigieren zu können. Im allgemeinen sollte das Profil sogar mindestens drei- bis viermal größer als die Anomalie sein (Wright, 1988).
- An den Kanten topographischer Abweichungen können Extrema in den Meßkurven entstehen (Fischer, 1989).
- Das horizontale Totalfeld folgt laut Eppelbaum (1991) der Topographie.
- Messungen parallel zum Hang bringen keine bemerkenswerten Abweichungen für die RF-EM Methode, da ein topographischer Effekt bei homogenem Untergrund an allen Stellen des Profils gleich groß ist. Bei Vorhandensein einer RF-EM Anomalie wird diese eventuell etwas verändert. Der stärkste Effekt ist deshalb beim Vergleich paralleler Profile zu sehen. Die Höhe der Anomalie wird in Abhängigkeit von der Lage des Profils variieren (Mathes, 1992).
- Nur Messungen mit Senderrichtung parallel zum Streichen der Topographie ergeben einen Effekt auf die Messung von In- und Outphase (Wollny, 1994).
- Die meisten elektromagnetischen Größen, wie scheinbarer Widerstand, weisen an den Knickpunkten der Topographie Extremalwerte auf. Die vertikalen Größen, wie In- und Outphase, zeigen hingegen Maxima an den Hangflächen.

Dies rührt nach Wollny (1994) aus einer Konzentration der Stromlinien in den Hangflächen her.

- Bei den in dieser Arbeit auftretenden Leitfähigkeiten, Rampenhöhen und Frequenzen sind kaum Effekte größer als zehn Prozentpunkte für die Outphase zu erwarten. Die Effekte für die Inphase können etwas stärker sein (Wollny, 1994).
- Topographie und Morphologie sind oft durch die unterliegende Geologie bedingt. In solchen Fällen ist eine Trennung in geologisch beziehungsweise topographisch verursachten Anomalieanteil sehr schwierig (Eberle, 1977, 1981; Wollny, 1994).
- Das Verhältnis zwischen Eindringtiefe und Talbreite hat einen Einfluß auf den topographischen Effekt, das heißt, der Effekt ist frequenzabhängig (Fischer, 1989; McNeill und Lahson, 1991–1993).

Insbesondere verhalten sich die topographischen Effekte unterschiedlich für die drei Fälle von Modellen mit einer Talbodenbreite die größer, gleich oder kleiner als die Eindringtiefe ist (Fischer, 1989).

Fischer (1989) erklärt die beobachteten Effekte für die *E*-Polarisation unter anderem mit einem Ansteigen der Stromdichte im Talboden.

Der genannte Autor benutzt für die Erstellungen der Modelle das auch in dieser Arbeit verwendete Programm von Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987), welches die Modellierung topographischer Effekte recht zuverlässig erlaubt, unter Vernachlässigung von Verschiebungsströmen (Weaver *et al.*, 1985, 1986; Fischer, 1989). Hierfür werden halbierte Blöcke beziehungsweise Prismen unendlichen Widerstandes für Luft als erste Schicht angenommen.

Wright (1988) empfiehlt statt einer quantitativen Überinterpretation von VLF-Daten mit Hilfe topographischer Korrekturen, die Aufnahme von unabhängigen geophysikalischen Daten. Er erwähnt zum Beispiel die Horizontal Loop Electromagnetics (HLEM) Methode, wie sie auch in Neuchâtel angewendet wird. Ein Beispiel hierzu findet sich bei den Messungen im Niger in Kapitel 7 ab Seite 185. Je nach Hersteller wird statt HLEM auch

Dipol-Dipol, Slingram, Ronka EM, MaxMin, Boliden oder EM Gun Methode als Begriff benutzt. Stimmen mehrere unabhängige Methoden in ihren Ergebnissen überein, so ist nur ein geringer topographischer Effekt zu erwarten, da kaum alle Methoden in gleicher Art und Weise durch die Topographie beeinflusst werden (Wright, 1988).

Topographische Effekte können also nicht immer vernachlässigt werden. Eine Kontrolle kann aber durch kombinierte Anwendung verschiedener unabhängiger geophysikalischer Verfahren und eine ausreichende Datendichte erfolgen.

In den drei in dieser Arbeit präsentierten Messungen konnten keine topographischen Effekte beobachtet werden:

- In Bure wurden für ein Profil in Unterkapitel 5.5.3.1 ab Seite 155 alle mit dem RF-EM 2 meßbaren Parameter aufgezeichnet. Es konnte dort keine Korrelation zwischen der Topographie und den Meßdaten gefunden werden. Alle anderen aufgenommenen Profile besitzen weit weniger topographische Variationen. Auf dem erwähnten Profil ergeben Magnetik und RF-EM übereinstimmende Resultate in Abbildung 5.48 auf Seite 146 (Stiefelhagen *et al.*, 1994; Intchi, 1994; Müller *et al.*, 1995), was ein weiterer Hinweis darauf ist, daß topographische Effekte zu vernachlässigen sind (Wright, 1988).

Auch Turberg (1994) führt Analysen über den topographischen Effekt im gleichen Meßgebiet durch, und kommt zum Schluß, daß kein signifikanter Einfluß der Geländetopographie auf die Meßdaten zu beobachten ist.

Eine Verlängerung der vermessenen Profile zur vollständigen Aufnahme und Modellierung eines eventuellen topographischen Effektes ist jedoch nicht möglich, da die benachbarte Staatsgrenze nicht mit Fahrzeugen oder geophysikalischem Gerät passiert werden darf.

- Auf der Hangrutschung Falli Hölli decken sich die topographischen Anstiege an den Rändern der Rutschung weitgehend mit dem Beginn des Festgesteins. Eine Trennung beider Effekte ist daher sehr schwierig.
- In Afrika wurden alle Profile in topographisch wenig variierendem Terrain aufgenommen, so daß keine Effekte zu erwarten sind.

Wichtiger als topographische Korrekturen scheint also eine ausreichende Datenbasis zu sein.

### 3.7 Ausreichende Datenbasis

In diesem Unterkapitel sollen einige kommerzielle Geräte mit den Neuchâtel Geräten verglichen werden, um zu zeigen, daß für die Anwendung von VLF-EM in der Hydrogeologie ein Bedarf an Neuentwicklungen bestand.

Oft sind Daten aus technischen Gründen zu stark unterbestimmt für die geologischen Größen, die damit interpretiert werden sollen. Dies ist besonders kritisch bei hydrogeologischen Untersuchungen, wo kleine Verwerfungen wichtiger für die Wasserführung sein können als ein regionaler Graben.

Beim Vergleich der einzelnen Geräte werden auch Empfehlungen und Berechnungen anderer Autoren herangezogen und in den folgenden Ausführungen zitiert.

So empfiehlt ABEM für hydrogeologische Zwecke eine Verringerung des traditionellen Meßabstandes auf etwa 5 m (ABEM, 19XXb), statt der etwa 20 m Abstand für Erzexploration (Fraser, 1969). Ihr Gerät bietet eine erste Interpretation mittels Karous-Hjelt-Stromdichteverteilung an und ermittelt während der Messungen schon Einfall und Tiefe von guten Leitern. Voraussetzung ist jedoch, daß der Meßpunkteabstand ausreichend klein gewählt wird und auf keinen Fall variiert, weil ansonsten laut Karous und Hjelt (1977, 1983) die Pseudosektion nicht korrekt berechnet wird. Das Gerät ist durch seine robuste Bauweise sehr praxistauglich, die gemessenen Daten sollten jedoch nicht überinterpretiert werden. Insbesondere darf bei stark verrauschten und unterbestimmten Datensätzen nicht alleine auf die glättende Wirkung der Filterung vertraut werden.

VLF-Daten, gemessen mit dem Neuchâtel Gerät, sind auch ohne Filterung fast immer glatt. Durch die kontinuierlich messende Bauweise werden auch Vorzeichenwechsel mit einem sehr steilen Kurvenverlauf sehr gut erfaßt. Kommerzielle Geräte, die in 5 m Abständen angewendet werden, erzeugen teilweise zufällige Signale, wenn innerhalb des Meßabstandes mehrere sehr lokale Veränderungen der Signale zu messen sind. Schwankungen, die bei einem Meßpunktabstand von 5 m auftreten würden, waren bei keiner Messung mit

dem Neuchâtel Gerät auf Rauschen zurückzuführen, sondern immer mit der Geologie korreliert, da sie sich immer wieder reproduzieren ließen. Das heißt, die Existenz solcher lokalen Änderungen in der Geologie kann mit dem Neuchtel Gerät auch in wiederholten Messungen mit einer lateralen Genauigkeit von bis zu einem Meter und besser reproduziert werden. Auch die Outphase kann in wiederholten Messungen bis auf wenige Prozentpunkte genau bestimmt werden. Alleine die Inphase schwankt stärker. Mit der neuen Antenne des RF-EM 2 ist aber selbst die Inphase sehr gut wiederholbar. In dieser Arbeit wurden die meisten Profile allerdings noch mit dem RF-EM 1 aufgenommen, für das die Inphase stärkere Schwankungen als die Outphase zeigt.

Der Beweis dieser Aussagen erfolgt unter anderem in Unterkapitel 5.5.3.2 auf Seite 160 als Teil der Messungen in Bure.

Auch GEM Systems (19XX) steigern durch näherungsweise kontinuierliche Messungen die Datenqualität erheblich. In GEM Systems (19XX) wird mit dem GSM-19 ein kombiniertes Magnetometer-VLF-System gezeigt, für welches im 'Walking' Modus mit zwei Messungen pro Sekunde die erhaltene Datenqualität der Magnetfelddaten erheblich gesteigert werden kann. Für die VLF-Messungen scheint jedoch noch kein solcher 'Walking Modus' möglich zu sein, obwohl auch diese von einer dichteren Datenaufnahme profitieren würden.

Auch Scintrex (1995) stellt ein ähnliches kombiniertes Magnetometer-VLF-System vor mit einem 'Walking Modus' mit zwei Messungen pro Sekunde für die Magnetometer Daten. Allerdings gilt auch hier, daß die Datendichte des VLF-Teils nicht in derselben Weise verbessert wurde.

Auf das immer noch erhältliche und eingesetzte Geonics EM-16 (VLF-EM) und EM16R (VLF/R) soll hier nicht allzu weit eingegangen werden. Es handelt sich um eines der ersten VLF Geräte, so daß es noch nicht von den aktuellen Entwicklungen auf dem Gebiet der Elektronik profitieren konnte. So werden Sender immer noch durch Quarztausch ausgewählt. Seit der Entwicklung des Gerätes 1964 (Tilsley, 19XX) hinzugekommene Sender können somit teilweise nicht empfangen werden, dafür könnten immer noch solche Sender empfangen werden, die schon längst ihren Dienst eingestellt haben. Da für Anwendungen in der Erzprospektion jedoch andere Anforderungen an die Da-

tenqualitat und die Aufnahmedichte gestellt werden, ist dort die Anwendung des EM-16 immer noch verbreitet.

Telford *et al.* (1990) als Standardwerk der geophysikalischen Literatur gehen bei der Beurteilung der technischen Möglichkeiten leider auch 1990 noch vom Geonics EM-16 als Referenzgerät aus. Daher können die gezeigten Interpretationstechniken kaum noch als modern bezeichnet werden. Zum einführenden Verständnis sind sie jedoch immer noch nützlich.

Weiterhin warnen Ogilvy und Lee (1991), daß die Vorzeichenkonventionen des Geonics EM-16 und des Scintrex fGS/2/VLF-3 ein entgegengesetztes Vorzeichen zu Karous und Hjelt (1983, 1977) besitzen. Ihre Vorzeichenkonvention ist damit auch umgekehrt zu der Konvention in dieser Arbeit.

Im nächsten Unterkapitel soll nun gezeigt werden, warum hochauflösende Messungen so wichtig sind. Als Beispiele sollen einige künstliche gute Leiter dienen, da diese nur eine sehr geringe Ausdehnung von wenigen Millimetern haben können, und trotzdem noch sehr gut meßbar sind. Metallische Leiter können als stark vereinfachtes Modell einer Verwerfung dienen, zum erleichterten Studium der Eigenschaften der RF-EM Methode.

### 3.7.1 Beispiel — Langgestreckte künstliche Leiter

Zuerst werden nun zwei Beispiele von Messungen mit kommerziellen Geräten gezeigt, um anschließend die Ergebnisse mit Daten des hochauflösenden Neuchtel RF-EM zu vergleichen.

Abbildung 3.7 zeigt die Inphase für eine in zwei Metern Tiefe vergrabene, ein Zoll starke Wasserleitung, gemessen mit einem kommerziellen VLF-EM Gerät. Das Vorzeichenverhalten ist umgekehrt zum Neuchtel Gerät und zu Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987); Wright (1988); Steiner und Szarka (1992); Steiner *et al.* (1992). Bei guten Leitern, das heißt fallenden Widerständen, fällt auch die Inphase bei diesen Autoren. Genau wie für die Neuchtel Geräte und umgekehrt zur gezeigten Abbildung.

Dieser von Schleicher (1991) ausgesuchte Datensatz weist 'zufällig' einen Meßpunkt im Nulldurchgang auf. Wären die Messungen um 2.5 m versetzt angefangen worden, so gäbe es je einen Meßpunkt vor und hinter dem Nulldurchgang, im Abstand von 2.5 m zum Nulldurchgang. Ein zusätzlicher regio-

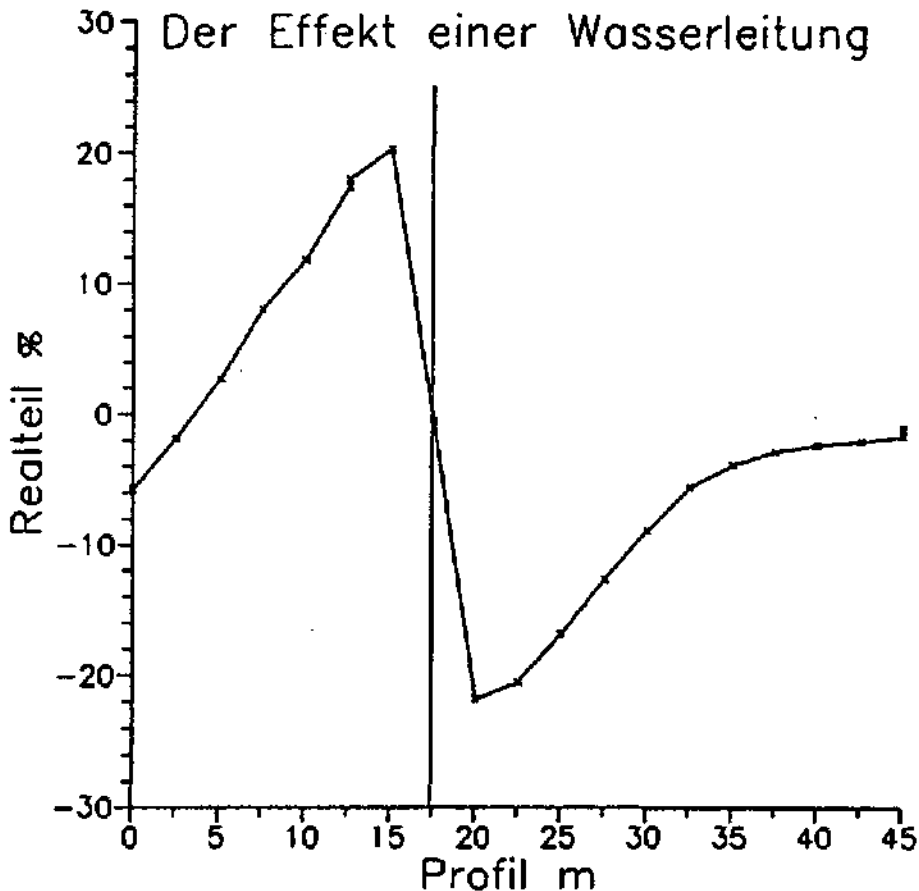


Abbildung 3.7: Inphase über Wasserrohr, gemessen mit kommerziellem VLF-EM (Schleicher, 1991)

naler Trend, oder mehrere benachbarte Leitungen würden eine Gesamtanomalie erzeugen, in der keine genaue Lokalisierung mehr möglich ist, da die Form der gezeigten Kurve sehr un stetig ist.

Wichtig ist eine genauere Lokalisierung zum Beispiel, wenn ein Bagger die vermessene Leitung freilegen soll, ohne sie zu durchtrennen. Bei Verwendung des obigen Datensatzes besteht ein höheres Risiko für Beschädigungen der Leitung als bei der Verwendung von Datensätzen des Neuchâtelers Gerätes. Aus diesem Grund muß ein größerer Anteil der Bauarbeiten durch manuelles Freilegen erledigt werden, so daß die Gesamtkosten dieser Arbeiten ansteigen. Ist von vornherein nur geplant, Arbeiten in ausreichendem Abstand zur existierenden Leitung durchzuführen, so reichen Messungen, wie von Schleicher (1991) durchgeführt, natürlich aus.

Soll eine schmale Verwerfung von weniger als 1 m durch eine Bohrung getroffen werden, ist allerdings die Genauigkeit des Neuchâtelers RF-EM erforderlich. Solche Bohrungen wurden bei der Grundwassersuche im Niger durchgeführt, wie in

Kapitel 7 beschrieben.

Wright (1988) nennt als Kriterium für ausreichend dicht aufgenommene Daten, daß die durch lineare Interpolation bestimmte Verbindungskurve durch die Meßwerte, bei einer geringen Modifikation der Meßdichte, ihre Gestalt nicht ändert. Andernfalls tritt ein 'Aliasingeffekt' beziehungsweise 'Undersampling' auf.

Der gezeigte Datensatz erfüllt diese Bedingung nicht. Die Form der Kurve an der Stelle des Nullpunktdurchganges wird bei der Reduzierung der Datendichte auf die Hälfte merklich geändert. Hier muß also für eine genaue Lokalisierung die Datendichte um die Anomalie herum erhöht werden. Der Vorteil des Neuchâtelers Gerätes ist, daß auf Grund der standardmäßig hohen Datendichte eine nachträgliche Erhöhung nicht nötig ist, und somit der Aufwand für zusätzliche Messungen entfällt.

Auch Wright (1988) demonstriert in Abbildung 3.8 unterbestimmte ('undersampled') Daten einer VLF-Messungen über einer Telefonleitung, in denen durch mangelnde Datendichte die Extrema der Kurve falsch bestimmt würden. Auch hier gilt

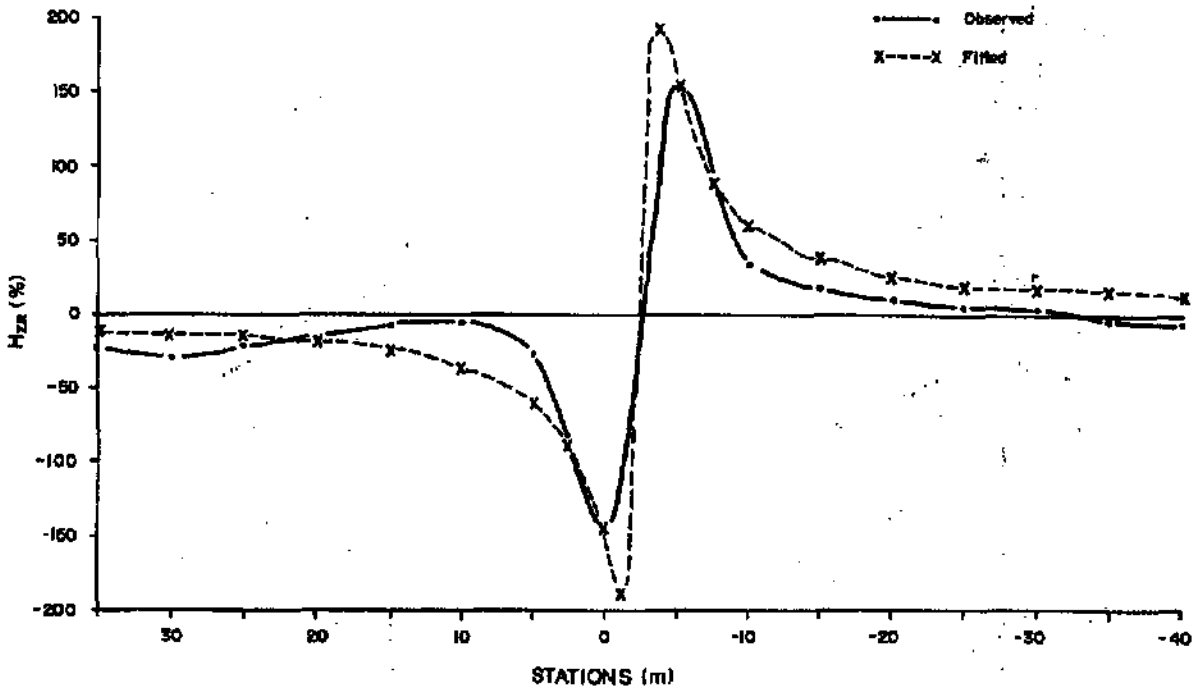


Abbildung 3.8: Inphase über Telefonleitung, gemessen mit kommerziellem VLF-EM (Wright, 1988)

das von Wright (1988) geförderte Kriterium nicht. Die beobachtete Meßkurve ('observed') stimmt nicht mit der von ihm berechneten Kurve ('fitted') überein. Der Nulldurchgang der gemessenen Kurve entspricht nicht dem erwarteten sehr steilen Durchgang.

Hier tritt gerade der Fall ein, daß bei fünf Metern Meßpunkteabstand, der Nulldurchgang zwischen zwei Meßpunkten liegt. Durch Modellierung eines Linienstroms versucht Wright (1988) nachträglich, die korrekte Inphase zu berechnen. Er erreicht durch nachträgliche theoretische Überlegungen, eine dem Neuchâtelers Gerät vergleichbare Datenqualität. Probleme können jedoch bei komplizierter gelagerten Fällen auftreten, zum Beispiel bei benachbarten Anomalien, oder geologisch verursachten Anomalien, die nicht mehr mit Hilfe eines simplen Linienstroms zu simulieren sind. Eine korrekte Aufnahme der Daten ist daher immer sinnvoller als nachträgliche Manipulationen. Wright (1988) demonstriert, daß er im vorliegenden Fall die Art der Anomalie ausreichend gut erkennt, und sie deshalb auch korrekt simulieren kann. Er verweist jedoch darauf, daß dies für komplexe Strukturen im allgemeinen nicht der Fall sein wird.

Mit den Neuchâtelers Geräten sind solche zusätzlichen Berechnungen Dank der kontinuierlichen Datenaufnahme jedoch nicht nötig. In Abbildung 3.9 wurde die Outphase mit dem Neuchâte-

ler VLF-EM über einer Gasleitung gemessen. Die senkrechte Linie gibt die Position der Gasleitung bei 147 m an. Sie kann auf wenige Zentimeter genau oder sogar besser lokalisiert werden. Zwischen den Extrema wird der Nulldurchgang durch genau einen Punkt markiert. Dieser stimmt mit der oberirdisch bereits vorhandenen Markierung überein. Selbst ein regionaler Trend hat für solche Kurven nur einen geringen Einfluß, da Minimum und Maximum sehr dicht beieinander liegen und genau zwischen ihnen die Stelle mit der steilsten Steigung. Für eine Betrachtung des Nullpunktdurchganges wird also statt der tatsächlichen Gerade durch den Nullpunkt der Inphase oder Outphase, die asymptotische Gerade durch die Anomalie genommen.

Das gezeigte Profil von 100 m Länge wurde mit 10 km/h beziehungsweise 3 m/s und einer Auflösung von 0,7 m innerhalb einer halben Minute aufgenommen. Die beiden mit kommerziellen Geräten aufgenommenen Kurven bieten bei höherem Aufwand gerade einmal eine Auflösung von 5 m an. Allerdings verhinderte ein starker Wind eine stabile Aufnahme der Inphase mit dem VLF-EM, da die Antenne hierfür zu stark schwankte.

Mit dem neuen RF-EM 2 wurden eine noch bessere Outphase, eine stabile Inphase und zusätzliche Parameter über dieser Gasleitung gemessen. Diese Resultate werden jedoch erst in Unterkapitel 3.10.3

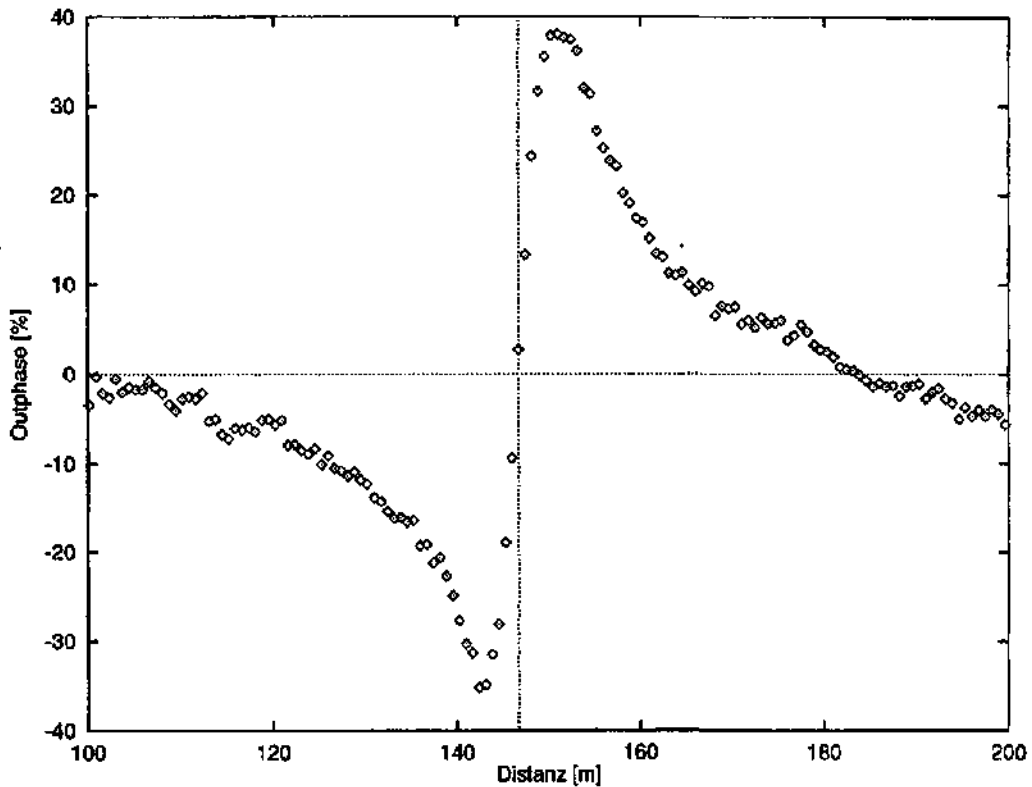


Abbildung 3.9: Outphase über Gasleitung, gemessen mit Neuchâtel VLF-EM

ab Seite 50 präsentiert, nach einer Einführung in die zusätzlichen Meßparameter des RF-EM 2. Dort ist auch ersichtlich, daß im vorliegenden Fall kein regionaler Trend vorliegt und sich die Kurve am linken Rand asymptotisch Null nähert und rechts bereits der Einfluß einer weiteren Anomalie sichtbar ist. An dieser Stelle wurde für einen Vergleich mit den anderen Beispielen nur ein kleiner Ausschnitt ausgewählt, so daß die Maßstäbe der gezeigten Abbildungen nicht zu stark voneinander abweichen.

Ist die Aufnahmezeit des Datenloggers nicht hoch genug, oder der filternde Effekt auf Grund der endlichen Reaktionszeit des RF-EM Gerätes auf Signaländerungen zu groß, sollte nach einer schnellen RF-EM Messung zur groben Lokalisierung, eine langsamere Messung in der näheren Umgebung der Anomalie, zur genaueren Lokalisierung erfolgen. Bei dieser langsamen Messung kann durch Vor- und Zurücksetzen des Meßwagens der Nulldurchgang noch exakter bestimmt und direkt ausgepflockt werden.

Eine solche Messung wurde bereits mit sehr großem Erfolg auf dem Gelände der Universität Neuchâtel durchgeführt. Bei der Suche nach einer alten Stromzuleitung für eine Wasserpumpe konnte diese innerhalb weniger Minuten mit der manuellen Antenne lokalisiert werden, obwohl sie weniger

als hundert Meter lang war. Wahrscheinlich wurde unter anderem auch die Auffüllung des Grabens gemessen, in dem die Stromleitung vergraben war. Die Stromleitung konnte auf jeden Fall an der vorhergesagten Stelle in etwa eineinhalb Metern Tiefe freigelegt werden. So wurden der Universität Neuchâtel einige Tausend Franken Baukosten erspart, da die Stromleitung somit nicht neu verlegt werden mußte.

Dieses Unterkapitel belegt die Verwendbarkeit des RF-EM bei der Suche nach metallischen Zuleitungen wie zum Beispiel Stromleitungen, Gasrohren, Pipelines und Wasserleitungen. Weiterhin belegt es, wie Überinterpretationen ganz einfach durch eine Erhöhung der Datendichte vermieden werden können. Im Falle des Neuchâtel RF-EM geschieht dies nicht nur ohne zusätzlichen Aufwand, sondern auch noch mit einem Geschwindigkeitsgewinn für die Messungen.

Die Steigerung der Effizienz motorisierter Messungen gegenüber traditionellen VLF-EM Verfahren wird im nächsten Unterkapitel noch weiter ausgeführt.

### 3.8 Effizienzvergleich

In diesem Unterkapitel sollen einige Beispielmessungen verglichen werden, um die gesteigerte Effizienz einer motorisierten Messung zu belegen.

- Ein weiteres Gerät, neben den bereits vorgestellten, ist das OMNI-VLF von EDA über das Schleicher (1991) detailliert berichtet. Der Autor geht auch ausführlich auf Messungen mit einem solchen kommerziellen Gerät ein. So nimmt er eine Meßdauer von zwei Tagen bei einer Speicherkapazität von 1300 Messungen an. Diese Datenmenge wird mit dem Neuchâtelier Gerät in fünf Minuten erreicht. Damit ergibt sich für die Meßgeschwindigkeit eine etwa tausendmal schnellere Datenaufnahme für das Neuchâtelier Gerät.

Weiterhin weist Schleicher (1991) auf mögliche schlechte Datenqualität hin, wenn bei der bis zu einer Minute dauernden Messung der Operator, der das Gerät auf dem Rücken trägt, nicht ausreichend ruhig steht. Ein Problem, das man bei Messungen mit einer Antenne, fixiert hinter einem Fahrzeug, sehr gut umgehen kann.

Weiterhin sind solche Probleme beim Neuchâtelier Gerät sehr viel geringer, da die Meßwerte instantan aufgenommen werden, ohne Mittelwertbildung. Dafür liefert es im Gegensatz zum OMNI-Gerät keine absoluten Feldstärken, die in der Tat sehr stark schwanken können, wie man am Referenzsignal ablesen kann, das der magnetischen Primärfeldstärke proportional ist. Eine Verwendung dieses Referenzsignals für die Bestimmung absoluter Werte ist jedoch möglich, nach einer Kalibrierung und gleichzeitiger Verwendung einer Basisstation, um zeitliche Schwankungen korrigieren zu können.

- Auch Strobl (1991) kommt bei der Betrachtung typischer VLF-Meßzeiten zum selben Bild wie Schleicher (1991). Für 121 Meßpunkte in einem Meßraster mit 50 m Kantlänge und fünf Metern Abstand zwischen den Profilen und den Meßpunkten entlang eines Profils ergibt sich laut Schleicher (1991); Strobl (1991) eine Meßdauer von zwei Stunden.

Bei gleichem Profilabstand und einer zehnfach größeren Datendichte von einer Messung alle 50 cm entlang der Profile ergibt sich für

das Neuchâtelier Gerät eine Meßzeit von etwa 5 min und eine Datenanzahl von etwa 1100 Datenpunkten bei einer Fahrzeuggeschwindigkeit von 7.6 km/h. Auch hier zeigt sich also ein Geschwindigkeitsvorteil beziehungsweise Auflösungs-vorteil von zusammen mindestens zwei Größenordnungen.

Die Geschwindigkeit bei der Aufnahme des erwähnten Meßrasters hängt beim Neuchâtelier Gerät praktisch nur von der Geschwindigkeit bei der Erstellung des Meßrasters, das heißt dem Ausmessen, ab. Selbst diese Rastervermessung kann mit Hilfe eines GPS entfallen.

- Sehr lange brauchen auch Covell und Kaymen (1996) für insgesamt 5 km VLF-Profil. Mit zwei Personen und einem Meßpunkt-Abstand von zehn Metern sowohl auf den Profilen als auch zwischen den Profilen geben Covell und Kaymen (1996) sechs Tage Meßzeit für drei Frequenzen an.

Mit dem Neuchâtelier motorisierten Gerät kann eine Person in einer Stunde nacheinander drei Frequenzen auf je fünf Kilometer Profil aufnehmen, bei einem Meßpunkt-Abstand von einem Meter und zehn Metern Abstand zwischen benachbarten Profilen.

Dies entspricht einer Fahrgeschwindigkeit von 15 km/h mit einem 4 Hz Datalogger. Das Meßraster wird dabei dreimal abgefahren, da das Neuchâtelier RF-EM auf Grund des kontinuierlichen Meßprinzips nur eine Frequenz zur gleichen Zeit aufnimmt. Insgesamt ergibt sich eine tausendfach größere Effizienz der Neuchâtelier Geräte gegenüber Covell und Kaymen (1996).

- Die Standardkapazität des Scintrex IGS-2/VLF-4 beträgt 40 kByte (Kampmeier, 1992). Für das Neuchâtelier Gerät wäre dies ausreichend für vierzig Minuten Datenaufnahmen. Auch dieses kommerzielle Gerät ist also nicht standardmäßig für hohe Datenmengen konzipiert. Allerdings kann es nachträglich aufgerüstet werden, wie dies auch für die meisten anderen Geräte der Fall ist.

Diese Beispiele für traditionelle, langsamere VLF-Verfahren sollen als Demonstration ausreichen. Es hat sich gezeigt, daß motorisierte Messungen bis zu tausendfach effizienter sein können.



Abbildung 3.10: RF-EM mit Schneescooter (P. Turberg, Pers. Kommunik.)

Die gewöhnliche VLF-Methode unter Anwendung der aufgeführten kommerziellen Geräte ist bereits als schnell bekannt (Wright, 1988; McNeill, 1990–1994; Telford *et al.*, 1990; McNeill und Labson, 1991–1993), die motorisierte VLF-Methode übertrifft dies jedoch noch bei weitem. Somit wird die Methode eine Konkurrenz zu Airborne-Methoden, wo zwar noch schneller gemessen werden kann, die Auflösung aber drastisch absinkt. Insofern ist verständlich, daß die existierenden Airborne-Methoden der Auslöser für die Idee zur Konstruktion eines motorisierten RF-EM waren (I. Müller, Pers. Kommunik.).

Auf Grund der effizienten kontinuierlichen Meßweise können allerdings keine Mittelwerte gebildet werden, so daß der Stabilität der gemessenen Parameter besonderes Augenmerk zukommen muß.

### 3.9 Stabilität der Meßparameter

Die Stabilität der Meßparameter der Neuchâtelers Geräte ist sehr hoch. Die verwendeten Autos, Schneescooter und Boote hatten keinen Einfluß auf die Messungen. Weder metallische Teile, noch Motor oder Motorelektronik, haben die Signale beeinflußt. Dies wurde in mehreren Versuchen belegt und wird im weiteren noch exemplarisch gezeigt. Die Untersuchung des Einflusses des Transportfahrzeuges hat jedoch mit jedem Fahrzeugwechsel erneut zu erfolgen. Eine Mindestdistanz von fünf

Metern zwischen Motor und Antenne sollte aber in den meisten Fällen ausreichen.

Manchmal bietet sich die Montierung der Antenne auf einen Anhänger an. So wurde dies zum Beispiel für Messungen auf Schwedens gefrorenen Seen gemacht, wo mit Hilfe eines Schneescooters ein großer Schlitten gezogen wurde (P. Turberg, Pers. Kommunik.). Eine solche Kombination ist in Abbildung 3.10 zu sehen, wo selbst bei Schneetreiben gemessen wurde.

In flachen Seen können Strukturen mit Hilfe der VLF-EM Methode auch von der Wasseroberfläche aus erkannt werden. Beispiele hierzu sind der Neusiedler See (Kohlbeck *et al.*, 1993) und der Plattensee. Dort wurde ein nichtmetallisches Schlauch- oder Kunststoffboot mit den Meßgeräten von einem entfernten Motorboot gezogen.

Bereits die elektromechanische Antenne erlaubt Messungen mit Geschwindigkeiten von 20 km/h und mehr. Die neue Antenne erlaubt stabile Messungen von in- und Outphase selbst bei 40 km/h, da der Einfluß der Fahrzeugvibrationen durch die stärkere Verwendung von elektrischen Schaltkreisen statt mechanischer Bauteile und eine bessere Lagerung, enorm verringert wurde.

Im allgemeinen wird daher die Fahrgeschwindigkeit in bebauten Feldern nur durch die Leidensfähigkeit der Fahrzeuginsassen und die Stabilität des Fahrzeuges bestimmt. Weiterhin sollte nicht ignoriert werden, daß das RF-EM eine gewisse filternde

Wirkung besitzt. Auf eine Änderung des Signales reagieren die Schwingkreise mit einer Verzögerung von einigen Millisekunden. Bei Aufnahme von wesentlich mehr als vier Messungen pro Sekunde reagiert das Gerät also eventuell nicht mehr ausreichend schnell beim Überfahren kleinräumiger Geologieänderungen, so daß vor einer Erhöhung der Samplingrate, erst Untersuchungen dieses Effektes zu erfolgen haben.

Gute Erfahrungen wurden vor allem bei Fahrzeugen mit Dieselmotoren gemacht, ohne elektrische Zündung. Bei Messungen mit fremden Fahrzeugen konnten jedoch einige, meist ältere Modelle ausfindig gemacht werden, wo schlecht abgeschirmte automatische Einspritzanlagen oder Motorelektronik einen Einfluß hatten, so daß das Fahrzeug gewechselt wurde. Benzinmotoren mit ihrer aufwendigeren, teilweise sogar elektronischen Einspritzung, erzeugen wahrscheinlich sehr viel mehr Störsignale als Dieselmotoren.

Ein Stabilitätstest für das in Neuchâtel eingesetzte Meßfahrzeug bei der Frequenz 16.0 kHz ist in Abbildung 3.11 zu sehen. Das Fahrzeug steht wäh-

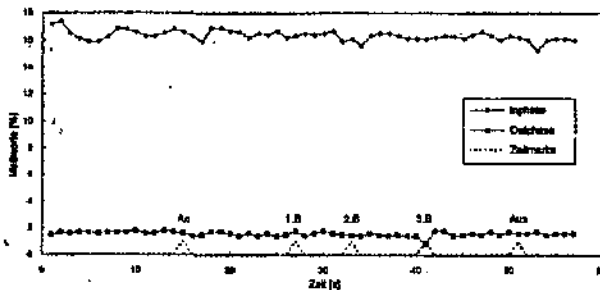


Abbildung 3.11: Stabilitätstest für Neuchâtelers Meßfahrzeug bei 16.0 kHz mit Zeitmarken bezüglich des Fahrzeugmotorzustandes: an; 1., 2., 3. Beschleunigung; aus

rend der ganzen Messung. Nach Anlassen des Motors wird dieser im Leerlauf dreimal stark beschleunigt und dann abgeschaltet. Es ist kein Zusammenhang zwischen den Schwankungen in Inphase und Outphase und dem Zustand des Motors zu sehen. Schwankungen kommen alleine durch Bewegungen der Antenne zustande. Wind oder Erschütterungen des Fahrzeuges durch die Motorbewegungen führen zu einem leichten Pendeln der Antenne, welches sich für die elektromechanische Antenne besonders für die Inphase bemerkbar macht. Die neue elektrische Antenne RF-EM 2 wird hiervon überhaupt nicht mehr beeinflusst. Ähnliche Untersuchungen des Einflusses vorbeifahrender Fahrzeu-

ge zeigen, daß diese Effekte für alle Anteonea ignoriert werden können. Vorsicht ist nur bei landwirtschaftlichen Maschinen gegeben, die nicht immer ausreichend abgeschirmt sind.

Sehr viel wichtiger war bei allen verwendeten Meßfahrzeugen jedoch die Federung des Wagens. Bis zur Konstruktion des RF-EM 2 entstanden bei ruckhaften Bewegungen des Fahrzeuges Pendelbewegungen der Antenne, so daß ein gleichmäßiger Fahrstil nötig war, wenn die Inphase interpretiert werden sollte. Seit Existenz des RF-EM 2 können selbst Ackerfurchen ohne Probleme für die Antenne quer durchfahren werden. Der Schwerpunkt der neuen Antenne liegt nur geringfügig unter ihrem Mittelpunkt und die gesamte Antenne ist gekapselt. Weder Wind, Regen, noch Schläge auf die Antenne beeinflussen die Messungen. Ein absichtliches Ruckeln beim Anfahren und Abbremsen macht sich höchstens für ein bis drei Sekunden in den Messungen bemerkbar.

Ein Beispiel für die Wiederholbarkeit von Messungen mit dem RF-EM 2 auf einem ausgesuchten Profil befindet sich in Unterkapitel 5.5.3.2 auf Seite 160.

Neben Inphase und Outphase können manchmal auch absolute Felder betrachtet werden. Die mit den Neuchâtelers Geräte zu Zeit meßbaren Felder werden im nächsten Unterkapitel behandelt.

### 3.10 Absolute Felder und zusätzliche Meßparameter

Einige der im folgenden zitierten Autoren betrachten auch die absoluten elektromagnetischen Felder. Diese sind jedoch zeitlich nicht stabil, wie bereits erwähnt. Trotzdem wurden auch für diese Parameter einige Messungen durchgeführt, um die Verwendbarkeit der absoluten Felder beurteilen zu können. Insbesondere ist die Untersuchung dieser Felder auch wichtig für ein Verständnis der technischen Realisation der Ausrichtung der Antenne auf den Sender.

Der Tagesgang von VLF-Feldern wird unter anderem von Schleicher (1991) untersucht und in Verbindung mit dem Zustand der Ionosphäre gebracht. Er beobachtet, daß die Empfangsfeldstärken bei Annäherung an einen Sonnenuntergang oder Sonnenaufgang rapide abnehmen. Maßgeblich für die Zeit des Sonnenunterganges oder Sonnenaufganges ist dabei im allgemeinen der Reflektionspunkt in

der Ionosphäre, für den Wellenweg zwischen Sender und Empfänger. Da sich das empfangene Signal aus reflektierten und direkten Wellen zusammensetzt, ergibt sich insgesamt noch ein weitaus komplexerer Zusammenhang, so daß in der Literatur im allgemeinen von vereinfachten Modellen ausgegangen wird (Wright, 1988).

Die Messung absoluter Felder ist auch mit den Neuchâtel Geräten möglich, da das Referenzsignal proportional zu  $H_y$  ist und mit Hilfe einer Eichmessung kalibriert werden könnte. Da inzwischen mehrere Geräte einschließlich Datenlogger zur Verfügung stehen, wären auch absolute Messungen mit Hilfe einer Basisstation zur Korrektur der zeitlichen Variationen möglich.

Aus bekanntem magnetischen Feld  $H_y$ , Inphase und Outphase kann dann auch  $H_x$  bestimmt werden. Das neueste Gerät, RF-EM 2, mißt zusätzlich noch die Outphase des fehlenden dritten Magnetfeldes beziehungsweise die azimutale Quadratur  $Q_{AZ}$ , die es erlaubt, auch  $H_x$  zu berechnen. Alternativ kann mit dem RF-EM 2 auch das vertikale elektrische Feld statt des vertikalen magnetischen Feldes bestimmt werden. Diese Felder spielen eine Rolle bei der in den folgenden Unterkapiteln beschriebenen automatischen Antennenorientierung.

### 3.10.1 Automatische Antennenorientierung

In diesem Unterkapitel wird auf einige elektromagnetische Hilfsfelder eingegangen, die eine automatische Orientierung der Antenne erlauben. Die Funktionsweise ist für alle Neuchâtel RF-EM Geräte gleich. Beim VLF-EM, das inzwischen zum RF-EM 1 aufgerüstet wurde, handelt es sich jedoch um eine elektromechanische Rotation der Antenne, während die Felder, die mit der RF-EM 2 Antenne gemessen werden, auf elektrischem Wege rotiert beziehungsweise zerlegt werden. Auch wenn also die technische Realisation etwas unterschiedlich ist, so werden dennoch die gleichen Magnetfelder bestimmt.

Da  $H_y$  in Richtung des maximalen Feldes orientiert ist, besitzt  $H_x$  nur eine Outphase und keine Inphase. Dies liegt an der technischen Realisation des Gerätes durch J. Duperrex (Pers. Kommunik.), das sich auf den vermeintlichen Sender ausrichtet, indem es die Antenne so dreht, daß die azimutale Inphase gleich Null wird und nur noch eine azimutale Outphase existieren kann. Gleichzeitig wird damit

$H_y$  maximal. Da  $H_y$  die Referenz für alle anderen Phasenbestimmungen bildet, ist  $H_y$  definitionsgemäß immer in Phase mit sich selbst und besitzt daher auch niemals eine Outphase.

Die Drehung der beiden zueinander orthogonalen horizontalen Spulen erfolgt instantan, so daß auch auf kurvigen Profilen das Meßsystem immer auf den Sender ausgerichtet bleibt. Für das neue RF-EM 2 wurde die elektromechanische Drehung durch eine elektrische Drehung ersetzt, die ohne bewegliche Teile auskommt. Statt der Drehung werden die Felder zweier zueinander orthogonaler Spulen mit Hilfe von elektrischen Schaltkreisen zerlegt, so daß wiederum ein Anteil in Richtung des maximalen Feldes und ein dazu senkrechter Anteil entsteht. Weitere Details sind jedoch Bestandteile der Konstruktionspläne von J. Duperrex (Pers. Kommunik.).

Die neue Antenne orientiert sich noch schneller auf den Sender und besitzt nur noch zwei bewegliche Achsen zur vertikalen Ausrichtung. Ihr Schwerpunkt liegt nur unwesentlich unter dem Drehpunkt, so daß die Antenne zusammen mit einer stärkeren Dämpfung zu noch besseren Resultaten führt. Die Inphase wird in unregelmäßigem Terrain sehr viel weniger durch die Fahrzeugbewegungen beeinflusst und die Outphase ist selbst bei Geschwindigkeiten von mehr als 40 km/h noch sehr stabil.

Über einem sehr guten Leiter, wie metallischen Leitungen, weicht die Richtung des Maximalwertes von  $H_y$  im allgemeinen von der Senderrichtung ab, und wird zwischen Sender und gutem Leiter liegen. In diesem Fall ist  $H_y$  nicht exakt in Phase mit dem Sendersignal. Zukünftige Geräte werden vielleicht diesen Abweichungswinkel messen können. Aus diesen Informationen kann dann eventuell die Streichrichtung des guten Leiters bestimmt werden. Zur Zeit gibt auch schon die azimutale Quadratur eine Indikation für diese Abweichung an. Da das RF-EM 2 erst gegen Ende dieser Arbeit fertiggestellt wurde und erst alle anderen Geräte, wie zum Beispiel die Datenlogger, angepaßt werden mußten, existieren erst wenige Datensätze und Untersuchungen zum RF-EM 2. Einige erste Ergebnisse sollen jedoch noch nach dem Unterkapitel zur manuellen Orientierung präsentiert werden.

Die Annahme, daß die Richtungen von maximalem und primärem Feld übereinstimmen, ist also nur für Sonderfälle, wie zweidimensionale geologische Strukturen mit paralleler Ausrichtung von

Sender- und Streichrichtung, gültig. Dies sind aber auch die Strukturen die man im allgemeinen mit dem RF-EM untersucht: Klüfte, Spalten, Verwerfungen, Gräben, Horste und elektrische Leitungen.

Weichen Senderrichtung und Streichrichtung sehr stark voneinander ab, so liegt, wie bereits erwähnt, das maximale Magnetfeld zwischen Primärfeldrichtung und Streichrichtung. Dies wird besonders stark deutlich beim Überqueren von sehr guten Leitern wie elektrischen Leitungen: Dort dreht sich für ein bis zwei Meter die Antenne in Richtung des Verlaufes der Leitung. Ansonsten sind die existierenden Abweichungen jedoch gering und beeinflussen nur die Größe der Amplitude. Die Nulldurchgänge bleiben exakt und können zur Lokalisierung solcher Leiter benutzt werden, mit einer Präzision von wenigen Zentimetern.

Ausgefeiltere Interpretationen können in Zukunft von der gesteigerten Anzahl möglicher Meßparameter profitieren. Die Ausführungen von Wright (1988) geben schon einige Hinweise, wie die Darstellung der Polarisationsellipse zu erfolgen hat, um die zusätzlichen Parameter zu berücksichtigen. In seiner Herleitung sind dann auch einige einschränkende Annahmen über die Geologie nicht mehr nötig, wie noch für die in dieser Arbeit gewählte Herleitung von In- und Outphase. Zu diesen Überlegungen sollten noch weitere Messungen mit dem neuen RF-EM 2 erfolgen. Insbesondere die dazugehörige vollständige Theorie muß jedoch noch entwickelt werden.

Bevor noch detaillierter auf die zusätzlichen Meßparameter des RF-EM 2 eingegangen wird, soll erst noch die manuelle Antennenorientierung erklärt werden.

### 3.10.2 Manuelle Antennenorientierung

Alle VLF-EM und RF-EM Geräte in Neuchâtel können auch mit einer manuellen Antenne benutzt werden. Für das Neuchâtel RF-EM 2 wurde keine automatische Antenne gebaut. Ein nach Portugal geliefertes zweites RF-EM 2 wurde jedoch mit einer solchen manuellen Antenne ausgestattet. Das RF-EM 2 Gerät integriert alle benötigten Empfänger- und Steuereinheiten, so daß es schwerer als der RF-EM 1 Empfänger ist, für dessen Antennenmotorsteuermodul eine separate Einheit konstruiert wurde. Für einen Einsatz mit der manuellen Antenne wird keine Steuereinheit ('Motorcontrol') benötigt, so daß in diesem Fall der Einsatz des

leichteren RF-EM 1 praktikabler ist. Deshalb wird das RF-EM 2 in Neuchâtel nur mit einer automatischen Antenne eingesetzt. Weitere Details über die Gewichte und Dimensionen finden sich auf Seite A-9 in Tabelle A.2 des Anhangs, der die Einzelheiten der verschiedenen Geräte noch weiter ausführt.

In Neuchâtel wird die manuelle Antenne auf folgende Weise orientiert: Vor der Aufnahme eines Meßprofils wird die Antenne in ihr Minimum orientiert, und dann um  $90^\circ$  um die vertikale Achse gedreht. Diese Orientierung wird mit Hilfe eines Fixpunktes beibehalten, und am Ende des Profils noch einmal überprüft. Ein an der Antenne angebrachter Kompaß kann bei der Orientierung helfen. Es muß jedoch beachtet werden, daß die Meßspule den Kompaß beeinflusst und dieser nicht die korrekte Himmelsrichtung anzeigt.

Mit Hilfe eines Fixpunktes kann die Orientierung im allgemeinen nur auf sehr kurzen Profilen beibehalten werden, da selten ein ausreichend weit entfernter Fixpunkt existiert, der auch auf Profilen von einigen hundert Metern Länge immer sichtbar ist, und auf Grund der großen Distanz immer in der gleichen Richtung zu liegen scheint. In der Schweiz ist die Sonne auf Grund des gebirgischen Geländes, des Wetters und der Bewaldung nicht immer ausreichend sichtbar, so daß sie in der Schweiz oft als Fixpunkt ausscheidet.

Andererseits verfälscht eine Misorientierung hauptsächlich die Amplitudenhöhe und nicht den Nulldurchgang, so daß die Ergebnisse immer noch sinnvoll interpretiert werden können. Dies wurde überprüft durch Vergleiche von Ergebnissen bei Messungen mit der manuellen Antenne beziehungsweise der automatischen Antenne. Sie wurden bereits in Bobadji (1995) gezeigt, und werden hier nicht mehr aufgeführt, da der überwiegende Teil der in dieser Arbeit präsentierten Daten mit der automatischen Antenne aufgenommen wurde. Außerdem kommt der Geschwindigkeits- und Auflösungs Vorteil der Neuchâtel RF-EM Geräte erst mit den automatischen Antennen voll zum Tragen.

Ein weiteres Problem bei der Anpeilung der vermeintlichen Senderrichtung ist die Tatsache, daß die Ausbreitung der RF-EM Wellen nicht symmetrisch um den Sender herum verteilt ist. So verändern solare Aktivitäten, Tag-Nacht-Rhythmus, örtliche Gewitter und viele andere Faktoren den Zustand der Ionosphäre und die Feldstärkeverteilung in einer komplexen Weise (Hauser und Rhoads,

1974; McNeill und Labson, 1991–1993), so daß auch bei geologisch homogenem Untergrund das maximale elektromagnetische Feld nicht in der exakten Richtung des Sender liegen muß. Hauser und Rhoads (1974); McNeill und Labson (1991–1993) präsentieren ausführliche Karten, die diesen Zusammenhang belegen. Sie zeigen auch, daß die europäischen Sender Rugby (Großbritannien) 16.0 kHz und Helgeland (Norwegen) 16.4 kHz der idealen rotationssymmetrischen Feldstärkeverteilung sehr nahe kommen. Die gezeigten amerikanischen Sender weisen hingegen eine sehr viel unsymmetrischere Feldstärkeverteilung auf, sind aber in Europa auch nur sehr schlecht zu empfangen.

Für die Messungen selber spielt keine Rolle, in welcher genauen Richtung der Sender liegt und welchen exakten Weg die Welle zum Beobachtungspunkt genommen hat. Wichtig alleine ist nur die einfallende Richtung der ebenen Welle. Deren Richtung kann selbst bei Einfallen aus der Senderichtung, immer noch von der Richtung des maximalen Gesamtfeldes abweichen, wenn das horizontale Sekundärfeld nicht mehr vernachlässigt werden kann.

Weder die geographische Richtung des Senders noch die maximale Gesamtfeldrichtung entsprechen also zwangsläufig der Richtung der einfallenden Primärwelle. Eine Beurteilung, welches Verfahren zu besseren Ergebnissen führt, wird jedoch auch nicht von McNeill und Labson (1991–1993) gegeben, die sich ansonsten recht ausführlich mit der Problematik des Senderfeldes beschäftigen. Da mit dem neuen RF-EM 2 auch die azimutale Quadratur gemessen werden kann, empfiehlt sich daher die kanalmäßige Aufrüstung des Datenloggers, um diesen neuen Parameter in Zukunft stärker zu untersuchen. Allerdings kann ein aufgerüsteter Datenlogger nur noch mit der automatischen Antenne eingesetzt werden. Die existierende Version des Dataloggers wurde möglichst klein und leicht konstruiert, für einen kostengünstigen Einsatz mit der manuellen und der automatischen Antenne. Eine Erhöhung von Auflösung und Kanalanzahl verlangt nach teureren und schwereren Analog-Digital-Wandlern und Prozessor-Einheiten. Außerdem werden größere und schwerere Batterien benötigt.

Durch die enormen Vorteile der automatischen Antenne wurde die Verwendung der manuellen Antenne in Neuchâtel allerdings stark zurückgedrängt, so daß zukünftige Entwicklungen weniger Rück-

sicht auf Gewicht und Dimensionen nehmen werden. Als nächstes werden die neuen Meßparameter des RF-EM 2 präsentiert, für deren gleichzeitige Aufnahme die erwähnte Erweiterung der Datenlogger nötig ist.

### 3.10.3 Meßparameter des RF-EM 2

Wie schon erwähnt, kann das RF-EM 2 neben Inphase, Outphase und Referenz beziehungsweise Primärfeld auch noch die azimutale Quadratur  $Q_{AZ}$  bestimmen. Aber auch das vertikale Feld in Relation zum primären horizontalen Magnetfeld kann als Inphase  $E_{inphase}$  und Outphase  $E_{outphase}$  bestimmt werden.

Vor der eigentlichen Messung muß die Antenne des RF-EM 2 mit Hilfe des elektrischen vertikalen Feldes ausgerichtet werden. Dessen Inphase sollte bei allen Messungen positives Vorzeichen zeigen (J. Duperrex, Pers. Kommunik.). Allerdings zeigten erste Messungen in Unterkapitel 5.5.3.1 ab Seite 155, daß die elektrische Inphase negativ sein sollte, um gleiche Vorzeichen für die Messungen von magnetischer Inphase und Outphase zu erhalten, wie das RF-EM 1. Hierzu müssen jedoch noch weitere Überprüfungen stattfinden.

Ein Schalter an der Empfängereinheit erlaubt einen Polarisationswechsel. Entsprechend wird mit dem alten RF-EM 1 die Antenne mittels eines Schalters in die entgegengesetzte Richtung gedreht. Da die Antennen des RF-EM 1 markiert sind, ist somit immer eine gleichartige Ausrichtung auf den Sender möglich. Beim neuen RF-EM 2 ist jedoch keine Drehung mehr sichtbar, so daß das elektrische Feld zur Orientierung hinzugezogen wird. Die Ausrichtung garantiert nur, daß die Antenne für alle Messungen gleich orientiert ist. Die Mehrdeutigkeit von  $180^\circ$  bei der Bestimmung der Senderrichtung kann auch mit der neuen Antenne nicht aufgelöst werden.

Während der eigentlichen Messungen wird das elektrische Feld nicht mehr gemessen. Dies ist jedoch möglich, mit Hilfe zusätzlicher Empfangsmodule. Zur Zeit kann das elektrische Feld jedoch nur alternativ zum vertikalen magnetischen Feld gemessen werden.

Die erwähnten Parameter sollen nun gezeigt werden, um einen Ausblick auf zukünftige Möglichkeiten zu geben. Entsprechende Messungen für 16.4 kHz über derselben Gasleitung, wie schon in Abbildung 3.9 auf Seite 44, werden in den Abbil-

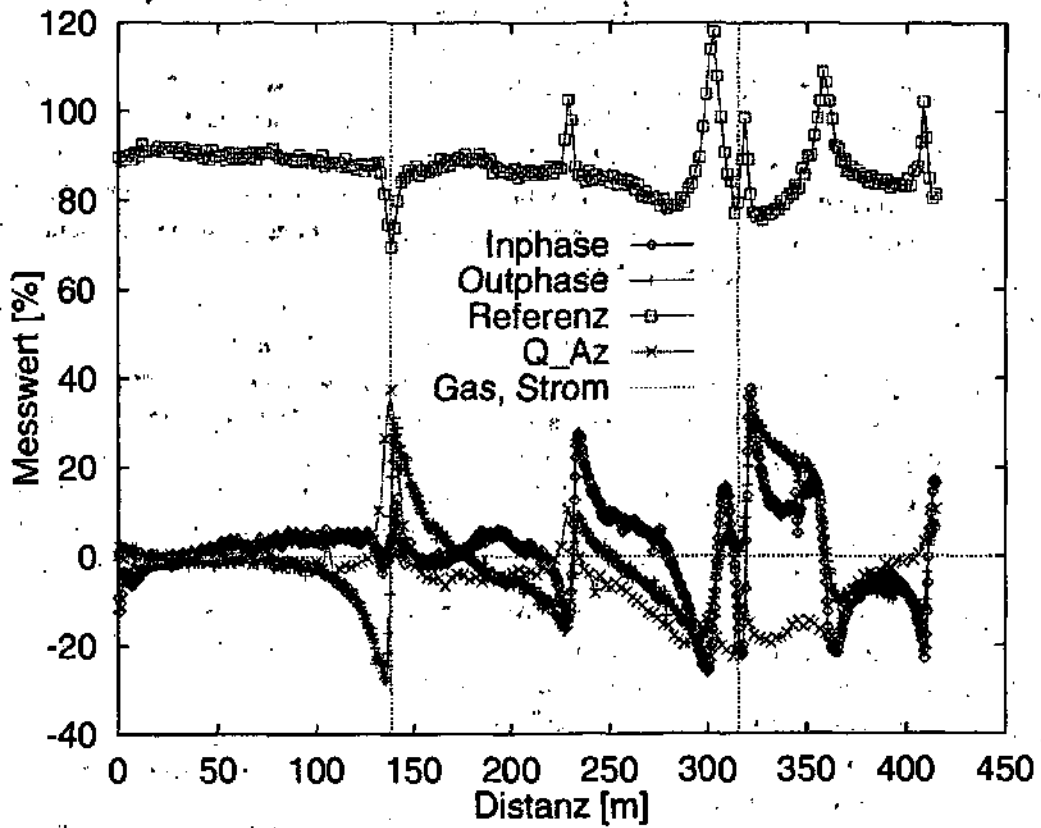


Abbildung 3.12: Magnetische Felder über Gasleitung vermessen mit RF-EM 2

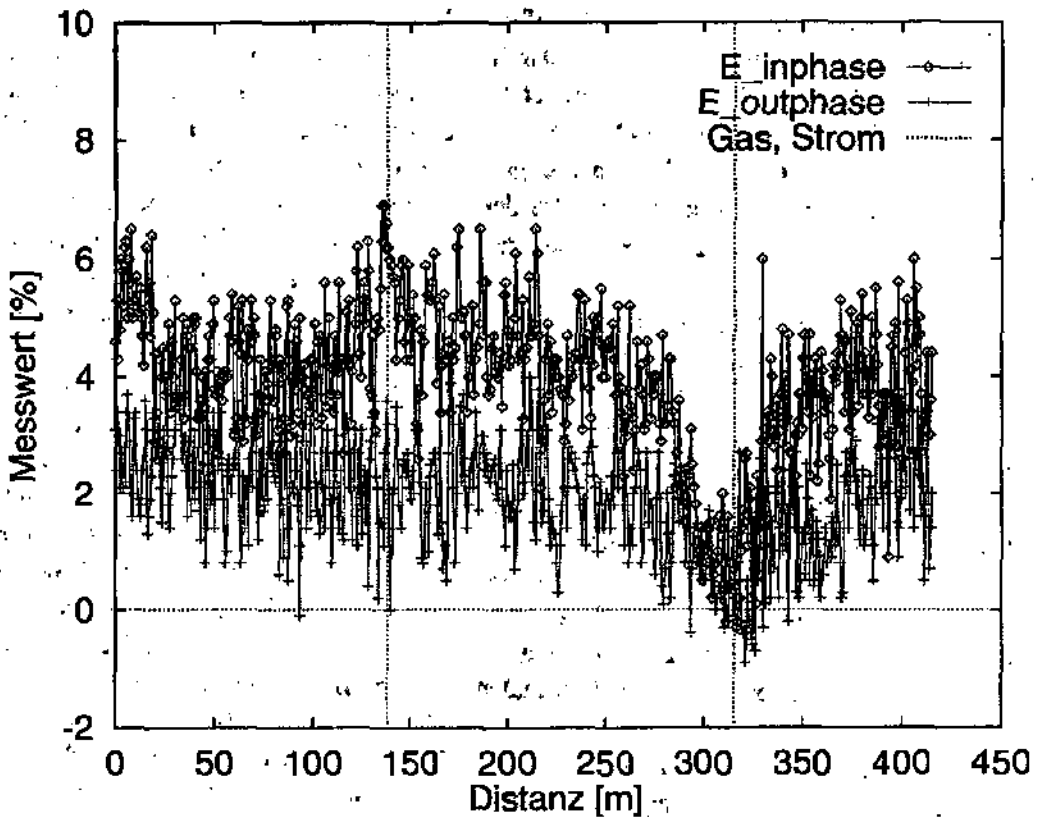


Abbildung 3.13: Elektrische Felder über Gasleitung vermessen mit RF-EM 2

dungen 3.12 und 3.13 gezeigt. Die oberirdisch ausgewiesene Gasleitung und eine große Hochspannungsleitung sind in beiden Graphiken markiert.

Magnetische und elektrische Inphase und Outphase wurden mit 4 kHz aufgenommen, die azimutale Quadratur und die Referenz mit 1 Hz. Die Auflösung betrug je nach Parameter etwa 30 cm bis 2 m und macht sich in den Abbildungen durch unterschiedliche Datenpunktdichten bemerkbar.

Alle magnetischen Parameter werden in Prozent bezüglich der Referenz angegeben. Die Referenz selber ist unkalibriert. Alle elektrischen Felder werden auch in Prozent bezüglich der Referenz angegeben, zuzüglich eines unbestimmten gerätespezifischen Kalibrationsfaktors. Die elektrischen Felder sind damit zur Zeit auch noch unkalibriert.

Der verwendete Sender liegt fast in Richtung des Profils und damit auch fast orthogonal zu den metallischen Leitern ausgerichtet. Die gewählte Konfiguration ist also ungünstig für die Suche nach der Gaspipeline. Trotzdem kann die Leitung zweifelsfrei gefunden werden.

Die Position der Gasleitung bei 137.8 m entspricht der Position 147 m in Abbildung 3.9 für die Messungen mit Hilfe des RF-EM 1. Unterschiede in den Distanzen kommen nur durch verschiedene Start- und Endpunkte für die Profile zustande. Oberirdisch wurde die Gasleitung an derselben Stelle gefunden. Der Bereich von 100 bis 200 m in den Abbildungen für das RF-EM 2 stimmt ungefähr mit dem Ausschnitt in Abbildung 3.9 überein.

Diesmal ist auch die Qualität der Inphase gut. Weiterhin wird die Gasleitung auch mit Hilfe der azimutalen Quadratur  $Q_{AZ}$  und der Referenz  $H_y$  gefunden.

Die Anomalien sind stark und deutlich zu sehen und können zweifelsfrei von geologischen Anomalien unterschieden werden. Selbst die extreme Abweichung von einer  $E_{pol}$ -Konfiguration verhindert nicht die Detektierung der metallischen Leiter.

Die Qualität mit dem neuen RF-EM 2 ist sogar noch besser als mit dem erprobten RF-EM 1.

Das elektrische Feld bleibt annähernd konstant, nur unter der Hochspannungsleitung bricht es zusammen. Ähnliche Effekte treten beim Passieren einer Hochspannungsleitung auch bei normalen Radios auf.

Bei Verwendung des Senders 23.4 kHz wechselt die Elektronik an dieser Stelle sogar das Vorzeichen. Daher ist der Bau eines weiteren Empfängermoduls und die Erweiterung des Datenloggers an-

geraten, um solche Vorzeichenwechsel auf Grund künstlicher Leiter protokollieren und korrigieren zu können.

Für das RF-EM 1 ist dies nicht nötig, da die mechanische Drehung unter einer Hochspannungsleitung beobachtet werden kann. Die Drehung des RF-EM 2 dagegen ist vollständig durch elektrische Schaltkreise ohne jegliche mechanische Drehung realisiert.

Neue Erkenntnisse auf Grund der Verwendung zusätzlicher Parameter sind also zu erwarten. Eine erste Anwendung des RF-EM 2 folgt im Kapitel über die Messungen in Bure, beziehungsweise in Unterkapitel 5.5.3.1 ab Seite 155. Das RF-EM 2 wurde konstruiert, auf Grund der Erfahrungen die in dieser Arbeit gemacht wurden. Seine vollen Möglichkeiten sind daher noch nicht ausgetestet. Deshalb sind die folgenden Ausführungen über zukünftig mögliche Meßparameter noch spekulativ.

### 3.10.4 Zukünftig mögliche Meßparameter

Eine Überlegung zu anderen möglichen Meßparametern ist die Messung von magnetischen Gradienten mittels einer zweiten Empfangseinheit, wie dies zum Beispiel auch in (Meyer, 1965; Radic, 1994; Radic und Rath, 1994; Burkhard und Radic, 1995) vorgeschlagen wird. Eventuell ist sogar die Berechnung eines scheinbaren Widerstandes aus den Gradienten möglich. Da die Maxwellgleichungen einen Zusammenhang zwischen zeitlicher Ableitung des elektrischen Feldes und der örtlichen Ableitung des Magnetfeldes herstellen, kann das elektrische Feld durch magnetische Gradientenfelder ersetzt werden. Auch hierzu sind noch die Entwicklungen weiterer theoretischer Vorstellungen nötig. Insbesondere müssen auch noch technische und theoretische Überprüfungen erfolgen, welche Gradienten sinnvoll verwendet werden können, bevor erste Messungen hierzu erfolgen können.

In Unterkapitel 4.2.1 des nächsten Kapitels über die Entwicklung des Chouteau-Filters wird von dieser Überlegung schon Gebrauch gemacht. Aus den horizontalen magnetischen Gradienten werden elektrische Felder berechnet, und aus dem Verhältnis von magnetischen und elektrischen Feldern kann dann ein Widerstand berechnet werden.

Durch parallele Profile erhält man die magnetischen Gradienten der zweiten horizontalen Richtung. Es fehlt also nur noch die Untersuchung verti-

Parameter	VLF/EM, RF-EM 1	RF-EM 2
Inphase von $H_z/H_y$	ja	ja
Outphase von $H_z/H_y$	ja	ja
Referenz $H_y$	ja, unkalibriert	ja, unkalibriert
Azimutale Outphase $H_x/H_y$	nein	ja, statt Referenz
Inphase von $k_i \cdot E_z/H_y$	nein	ja, statt magnetischer Inphase, unkalibriert
Outphase von $k_o \cdot E_z/H_y$	nein	ja, statt magnetischer Inphase, unkalibriert

Tabelle 3.7: Vergleich von RF-EM 1 und RF-EM 2.

kaler Gradienten. Die vertikal zu differenzierenden Magnetfelder müssen jedoch gleichzeitig bestimmt werden, da die Differenz sehr klein ist. Die technische Realisation könnte deshalb sehr schwierig werden.

Die Erkenntnisse über die absoluten Felder und das neue RF-EM 2 sollen im weiteren noch einmal kurz zusammengefaßt werden.

### 3.10.5 Zusammenfassung

In diesem Unterkapitel wurden die zusätzlichen Meßparameter des Neuchâtel RF-EM gegenüber herkömmlichen VLF-EM aufgeführt. Tabelle 3.7 faßt die zur Zeit möglichen Meßparameter noch einmal zusammen, alle anderen angesprochenen Meßparameter sind Optionen für zukünftige Entwicklungen. Mit der aktuellen Version des Datenloggers können gleichzeitig maximal drei der sechs möglichen Parameter aufgenommen werden. Eine Erhöhung der Kanalanzahl ist jedoch möglich. Zur gleichzeitigen Messung der Inphase und Outphase von  $H_z/H_y$  und von  $E_z/H_y$  muß eine weitere Empfangseinheit in den dafür schon vorbereiteten RF-EM 2 Empfänger eingeschoben werden. Zukünftige Messungen sollten klären, ob dies sinnvoll ist. Die in der Tabelle erwähnten Faktoren  $k_i$  und  $k_o$  sind bei der Konstruktion so eingestellt worden, daß die Variationen des vertikalen elektrischen Feldes auf den gleichen Displays darstellbar sind, wie alle anderen Parameter.

Außer den bereits implementierten Parametern wurden in diesem Unterkapitel auch Vorschläge für zukünftige Entwicklungen technischer und theoretischer Art gemacht. Die gesteigerte Anzahl von Meßparametern und die Erhöhung der Datendichte erfordert eine Anpassung der Datenverarbeitung. Es folgen daher nun einige Ausführungen über die Weiterentwicklung der Methoden zur Datenpräsektion.

## 3.11 Darstellungsverfahren für die Ergebnisse

Nach Schleicher (1991), Strobl (1991) bietet die flächenhafte Darstellung der VLF-Daten enorme Vorteile gegenüber einer einfachen Profildarstellung. Allerdings hängt bei den verwendeten Geräten das Ergebnis der Darstellung von den verwendeten Interpolationsverfahren ab. Hier ist also Vorsicht vonnöten.

Daten, die mit dem Neuchâtel Gerät aufgenommen werden, sind jedoch im allgemeinen sehr viel dichter, so daß bei der graphischen Darstellung keine Interpolation nötig ist, sondern eher eine Datenreduktion auf die geringere Auflösung des darstellenden Bildschirms. Nur zwischen den Profilen ist eine Interpolation nötig.

Beim Standardverfahren mit Profilen senkrecht zur Streichrichtung und Senderichtung sind die stärksten VLF-EM Signaländerungen jedoch im wesentlichen in Richtung der Profile zu erwarten. Zwischen benachbarten Profilen existieren im allgemeinen nur sehr viel geringere Abweichungen. Dies gilt natürlich nur bei ausreichend dicht benachbarten Profilen. Aus Erfahrung haben sich Abstände von 5, 10 oder 20 m zwischen den Profilen bewährt. Stellt sich während der Messungen heraus, daß dies nicht reicht, können sehr leicht zusätzliche Profile eingeschoben werden, dank der graphischen Fähigkeiten des im Anhang präsentierten Programmpaketes.

Eine lineare Näherung ist hier im allgemeinen also ausreichend. Wie erwähnt, betrachtet Wright (1988) die Gültigkeit dieser Annahme als Kriterium für ausreichend dicht aufgenommene Daten. Eine Verwendung ausgereifter Interpolationsverfahren bringt bei der hohen Datendichte der Datensätze, die mit den Neuchâtel Geräten aufgenommen wurden, keine Änderung der Ergebnisse mit sich, so daß die flächenhafte Darstellung bei benachbarten Profilen die beste Darstellungsmethode

für die Neuchâtelers Geräte repräsentiert. Dementsprechend ist die im Anhang dokumentierte Software ausgerichtet.

Da die Anzahl der Punkte pro Profil variiert, muß außerdem eine Umrechnung der gemessenen Daten auf ein äquidistantes Gitter erfolgen, um die Verwendung einfacherer Transformationsverfahren für dreidimensionale graphische Darstellungen zu erlauben. Dies ist zum Beispiel eine Voraussetzung für die Anwendung des in dieser Arbeit verwendeten Programmes PV-Wave<sup>®</sup>, welches Darstellungstransformationen der Daten mit Hilfe einfach zu formulierender algebraischer Matrixgleichungen erlaubt.

Alleine die flächenhafte Präsentation mittels dreidimensionaler rechnerunterstützter Graphiken erlaubt, die enormen Datenmengen zu verarbeiten, die durch die Neuchâtelers Geräte erzeugt werden. Mittels solcher Darstellungsmethoden können einfache Filterungen durch ausgereifte Bildverarbeitungsmethoden ersetzt werden. Solche potenten Verfahren dürfen jedoch nicht dazu verleiten, Daten solange zu manipulieren, bis sie der Wunschvorstellung über die gesuchte Geologie entsprechen.

Eine dreidimensionale Darstellung der Rohdaten scheint deshalb noch am sinnvollsten und für eine weitere wissenschaftliche Verarbeitung sollte zumindest eine 2D-Inversion angestrebt werden. Die hierzu benötigten Programme werden im nächsten Unterkapitel kurz eingeführt.

### 3.12 Modellierungen

Zur Modellierung von VLF-Daten wurden in der Vergangenheit vielfach Modellatlanten benutzt. Moderne angepaßte Vorwärtsrechnungen und Inversionen drängen deren Verwendung jedoch mehr und mehr zurück. Solche Modellsammlungen dienen jedoch immer noch einem prinzipiellem Verständnis der VLF-Methoden.

#### 3.12.1 Modellsammlungen

Zahlreiche Autoren (Madden und Vozoff, 1971; Parry und Ward, 1971; Kaikkonen, 1980; Saydam, 1981; Wright, 1988; Telford *et al.*, 1990; McNeill und Labson, 1991–1993) demonstrieren die Interpretation von VLF-Kurven an Hand von Nomogrammen.

Hierzu wird ein simples Modell angenommen, im allgemeinen eine dünne, vertikale, unendlich lang ausgedehnte, gut leitende Schicht, in einem Medium mit hohem Widerstand. Zusätzlich wird noch eine Deckschicht variabler Mächtigkeit und Widerstandes zugelassen. Zur Interpretation werden die Differenzen gebildet zwischen Minimum und Maximum der Tiltkurve und der Elliptizitätskurve, beziehungsweise entsprechend für In- und Outphase. Weiterhin wird der laterale Abstand der Extrema betrachtet. Aus diesen Parametern wird versucht, bei vorgegebenem Widerstand des Muttergesteins auf Deckschichtmächtigkeit, Deckschichtwiderstand und Leitfähigkeitsdickeprodukt des dünnen Leiters zu schließen.

Dieses Verfahren funktioniert besonders für große Anomalien, wie sie in der Erzexploration untersucht werden. Eine Überlagerung kleinerer Anomalien verändert die Form der Anomaliekurven, so daß eine nomographische Interpretation solcher, für hydrogeologische Untersuchungen wichtigen Anomalien, durch inzwischen verfügbare Modellierung und Inversionen ersetzt werden sollte. Reelle Kurven bestehen selten aus einzelnen Anomalien, in denen eine eindeutige Zuordnung möglich ist. Das dichte Auftreten benachbarter Anomalien ist eher die Regel als die Ausnahme (Wright, 1988). Wie sich in Kapitel 5 bei den Messungen in Bure zeigt, sind aber gerade solche kleinen Strukturen für geophysikalische Untersuchungen oft wichtiger, da die großen Strukturen oft schon aus geologischen Untersuchungen richtig erkannt werden.

Auch Vozoff (1971, 1991–1993); Smith und Ward (1974); Wright (1988) weisen auf die Gefahren vorbehaltloser Anwendung solcher Nomogramme hin. Schon bei leicht abweichender Geologie kann die Form der Anomalie gravierend verändert sein. Vozoff (1971) schlägt vielmehr vor, die Messungen auf ein Frequenzspektrum auszuweiten, wie dies beim Neuchâtelers RF-EM der Fall ist, um mit Hilfe solcher Breitbanduntersuchungen, Überinterpretationen zu vermeiden. Er rät von einer geometrischen Auswertung der Anomaliekurven ab. Die geometrische Bestimmung von Amplitudendifferenz und lateraler Differenz zwischen den Extrema, wie in Telford *et al.* (1990), erlaubt nur für ungestörte einzelne Anomalien die Bestimmung von Neigungsrichtungen einfallender, dünner, gut leitender Schichten. Reelle Daten weichen im allgemeinen so stark von den Modellkurven ab,

daß solche Bestimmungen nicht mehr durchgeführt werden können (Telford *et al.*, 1990).

Einige hilfreiche Indikationen zur Art der Anomalie findet man in der Modellsammlung von Wright (1988). Diese gelten jedoch vornehmlich für das vertikale Gesamtfeld oder für die Inphase, da eine gut leitende Deckschicht nach Parry und Ward (1971); Saydam (1981); Wright (1988); Steiner und Szarka (1992) zu einem Vorzeichenwechsel in der Outphase führen kann. Diese Vorzeichenumkehr erschwert stark die Interpretation von dicht beieinander liegenden Anomalien, da besonders die Zuordnung der Extrema zu den unterschiedlichen Anomalien mehrdeutig wird. Einige allgemeine Resultate für vier verschiedene Modellkategorien aus der Modellsammlung von Wright (1988) werden an dieser Stelle kurz aufgelistet, da sie immerhin bei der Erstellung von Startmodellen für eine weitere Modellierung und Inversion hilfreich sein können.

#### 1. Verwerfung oder lithologischer Kontakt in Senderrichtung:

- Keine sekundären Komponenten für  $H_y$  und  $E_x$ .
- Sekundäres Feld  $H_z$  mit Nulldurchgang über Kontaktfläche.

#### 2. Verwerfung oder lithologischer Kontakt orthogonal zu Senderrichtung:

- Keine sekundären Komponenten für  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$  und  $E_y$ .

#### 3. Geneigter Graben mit Streichrichtung in Senderrichtung:

- Keine sekundären Komponenten für  $H_y$  und  $E_x$ .
- Sekundäres Feld  $H_z$  wird asymmetrisch mit steigender Grabenneigung.

#### 4. Vorherige Modelle mit Überdeckung:

- Möglicher Vorzeichenwechsel in Abhängigkeit von der Meßfrequenz, insbesondere für die Outphase.

Analoge Messungen für die HLEM-Methode (Horizontal Loop EM, Slingram, Dipol-Dipol) sind in Abbildung 3.14 zu sehen, wo die Meßkurven besonders übersichtlich zusammen dargestellt worden sind. Deutlich ist dort die Umkehr des Verlaufes

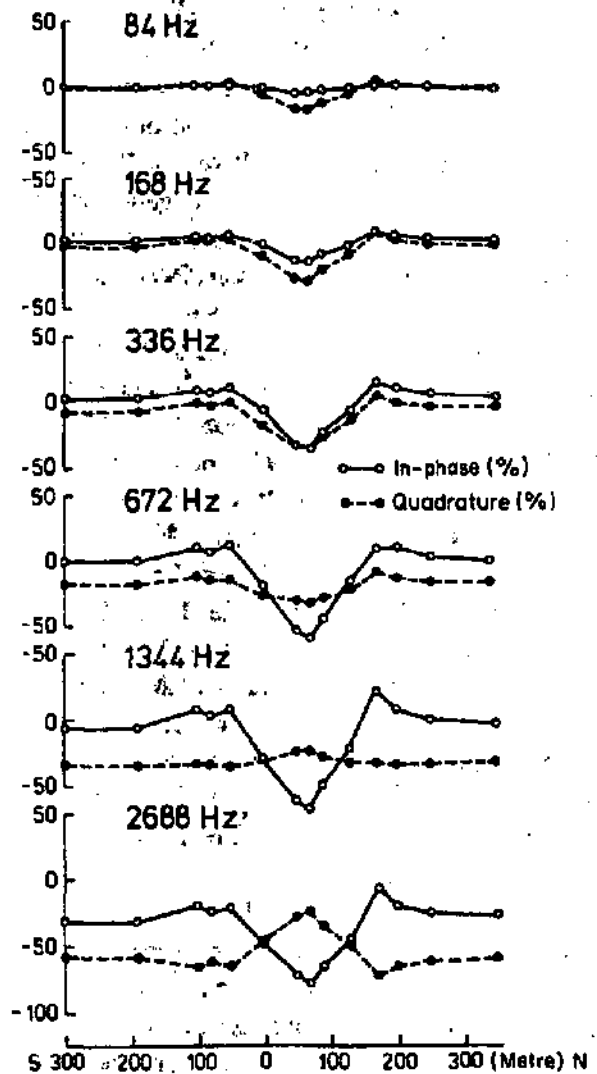


Abbildung 3.14: Beispiel der Variationen der gemessenen In- und Outphase für horizontale Spule (Slingram) in Abhängigkeit von der Frequenz (Parasnis, 1986)

der Quadratur zwischen 672 Hz und 1344 Hz zu sehen. Es ist weiter zu beobachten, wie sich trotz steigender Frequenz die Amplituden von In- und Outphase betragsmäßig vergrößern. Parasnis (1986) erklärt dies mit den in der Deckschicht mit steigender Frequenz vermehrt induzierten Strömen, die durch 'Current Channeling' im darunter liegenden guten Leiter konzentriert werden. Erst bei noch höheren Frequenzen mit einer Eindringtiefe kleiner als die Deckschicht setzt der maskierende Effekt der Deckschicht ein, so daß die Felder wieder abfallen. Die Eindringtiefe bei den gezeigten Frequenzen ist jedoch wesentlich höher, so daß erst bei VLF beziehungsweise LF ein Abklingen der Werte zu erwarten ist (Parasnis, 1986).

Aus diesen Betrachtungen mit Hilfe einer Frequenzsondierung resultiert die folgende Interpretation: Bei den gezeigten Daten wird ein vertikaler Graben von einer etwa 17 m mächtigen Deckschicht aus Basalt überlagert (Parasnis, 1986).

Weitere ausführliche Modellierungen, auch zur Vorzeichenumkehr, findet man in Madden und Vozoff (1971); McNeill und Labson (1991–1993). So führen McNeill und Labson (1991–1993) massive Änderungen von VLF-EM Modellkurven in Abhängigkeit von der gewählten gut leitenden Deckschicht auf. Madden und Vozoff (1971); McNeill und Labson (1991–1993) demonstrieren somit auch, wie eine Vernachlässigung der beschriebenen Effekte zu Fehlinterpretationen führt. Da ihnen jedoch keine Geräte für höhere Frequenzen zur Verfügung standen, konnten sie die Mehrdeutigkeiten nicht durch Frequenzsondierungen auflösen, wie das Parasnis (1986) für die HLEM-Methode in obigem Beispiel demonstriert. Mit Einführung der RF-EM Methode in dieser Arbeit wurde auch die VLF-EM Methode erweitert, um Frequenzsondierungen zur Auflösung solcher Mehrdeutigkeiten zu ermöglichen.

Für VLF/R machen sich die beschriebenen Effekte analog als 'Starc Shift' bemerkbar, bei dem die Widerstands-Frequenzkurven in doppeltlogarithmischer Darstellung um einen konstanten additiven Term verschoben werden, wenn eine gut leitende Deckschicht nicht berücksichtigt wird (Vozoff, 1971, 1991–1993; McNeill, 1990–1994; McNeill und Labson, 1991–1993).

Weitere Modellrechnungen im Kapitel über die Messungen im Niger ab Seite 192 zeigen, daß völlig verschiedene Anomalien, gleichartige In- und Outphasen produzieren können, wenn sich auf einen Frequenzbereich beschränkt wird. Auch hier können einfache Modellsammlungen die Mehrdeutigkeiten nicht mehr lösen, so daß eine Frequenzsondierung empfehlenswert ist.

Für komplexe 3D-Strukturen sind pauschale Aussagen noch weitaus schwieriger zu treffen. Eine sorgfältige Analyse solcher komplexer Strukturen nimmt schon für wenige Spezialfälle Buchform an und einige traditionell verwendete MT-Parameter wie Skew und scheinbarer Widerstand verändern stark ihre Bedeutung, so daß je nach Definition dieser Parameter eine sinnvolle Verwendung überhaupt nicht mehr möglich ist (Wright, 1988; Szarka *et al.*, 1994a,b,c).

Anf Grund theoretischer Fortschritte und der Ent-

wicklung leistungsfähiger Bürorechner haben moderne Modellierungen und Inversionen daher langwierige Anpassungsversuche mit Hilfe von Nomogrammen fast völlig ersetzt. Die hierzu benötigten Programme werden im weiteren eingeführt.

### 3.12.2 Modellrechnungen

Im folgenden werden einige Programme kurz vorgestellt, die für die Modellierung von VLF-Daten verwendet werden können. Ziel dieser Arbeit war auch, die Voraussetzungen für eine Dateninversion zu liefern, mit Hilfe solcher Programme. Die endgültige Realisierung ist jedoch nicht mehr Thema dieser Arbeit.

Alle in dieser Arbeit modellierten Daten wurden mit einem Programm von Steiner und Szarka (1992); Steiner *et al.* (1992) berechnet, das auf der weit verbreiteten und bekannten 2D-Vorwärtsrechnung von Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987) basiert. Das Programm von Steiner und Szarka (1992); Steiner *et al.* (1992) hilft bei der Formulierung des Rechengitters und ist daher für einfachere Modellierungen sehr viel handlicher im Gebrauch als die alleinige Anwendung von Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987). Allerdings muß für die Berücksichtigung topographischer Effekte oder bei Benutzung von schräg einfallenden Strukturen manuell das Gitter für die Programme von Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987) angepaßt werden, da Steiner und Szarka (1992); Steiner *et al.* (1992) nur für einfachere Modelle ein Gitter erzeugen kann. Außerdem muß bei der Verwendung hoher Frequenzen beachtet werden, daß Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987) keine Verschiebungsströme berücksichtigt. In Unterkapitel 3.4 wurden daher schon einige Berechnungen zu Verschiebungsströmen durchgeführt, in denen gezeigt wurde, daß diese Näherung für den Frequenzbereich der Neuchâtel-er Geräte im allgemeinen noch gültig ist.

Eine Weiterentwicklung des Programmes von Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987) durch Schöegg (1993, 1996) erlaubt mit Hilfe einer Polynomialzerlegung die Bestimmung von Modellen aus den Meßdaten, ähnlich einer Inversion. Allerdings muß die Modellgeometrie in etwa bekannt sein, um die Widerstände des Blockmodells bestimmen zu können. Der automatisierte Prozeß vergleicht dabei verschiedene Vorwärtsrechnungen und erlaubt so eine Anpassung der Modellparame-

ter. Die Ergebnisse sind mit einigen Einschränkungen schon einer Inversion vergleichbar. Es werden also ähnliche Voraussetzung angenommen, wie bei der Anwendung von Nomogrammen. Durch die Polynomialzerlegung können jedoch auch benachbarte Anomalien untersucht werden. Außerdem wird die Schnelligkeit und Genauigkeit der Modellergebnisse gegenüber einer einfachen nomographischen Auswertung verbessert. In den folgenden Kapiteln zur Bestimmung scheinbarer Widerstände aus RF-EM Daten werden die Voraussetzungen für die Anwendung des Programmes von Schnegg (1993, 1996) geschaffen.

Dessen Ergebnisse kommen einer wirklichen Inversion wie in Smith und Booker (1991); Wu *et al.* (1993) schon recht nahe. Für einige Modelle erkennen sie sogar besser die untere Grenze einer Struktur (Jones, 1993; Schnegg, 1993, 1996). Auch die Inversion von Smith und Booker (1991); Wu *et al.* (1993) kann durch die Entwicklungen in dieser Arbeit angepaßt werden, um eine Inversion der RF-EM Daten zu erlauben.

Die genannten Programme haben den Nachteil, für magnetotellurische Messungen entwickelt worden zu sein. Damit ist eine direkte Inversion von RF-EM Daten nicht wie beim RMT möglich, da andere Felder gemessen werden. Einen Ausweg bildet die in Unterkapitel 4.2.1 des nächsten Kapitels entwickelte Widerstandstransformation. Mit Hilfe dieser Transformation und einiger weniger RMT-Messungen können auch RF-EM Daten invertiert werden. Im erwähnten Kapitel können erste vielversprechende Tests mit synthetischen Daten durchgeführt werden.

Weitere Informationen zur ständig ansteigenden Anzahl numerischer Modellierungen und Inversionen für MT, RMT und ähnliche Methoden findet man zum Beispiel in Nabighian (1988–1994); Hohmann (1991–1993); Hohmann und Raiche (1991–1993); Ward und Hohmann (1991–1993). So ist zu hoffen, daß in Zukunft auch eine direkte Inversion von RF-EM Daten möglich sein wird.

Im nächsten Kapitel wird also mit dem Chouteau-Filter eine Widerstandstransformation vorgestellt, die einen Anfang darstellen könnte, auf dem Weg zu einer RF-EM Inversion hin, und zu einer Verwendung der hier vorgestellten Programme. Vorher wird jedoch noch einmal dieses Kapitel über die RF-EM Methode zusammengefaßt.

### 3.13 Zusammenfassung

An dieser Stelle sollen noch einmal kurz die Unterschiede zwischen Neuchâtel RF-EM und Standard VLF-EM herausgestellt werden, die in diesem Kapitel behandelt wurden:

1. Das RF-EM mißt kontinuierlich und daher mit einer Auflösung, die herkömmliche Geräte weit übertrifft, bei gleichzeitig erhöhter Meßgeschwindigkeit. Je nach Datenlogger und Fortbewegungsgeschwindigkeit liegt sie zwischen zwei Metern und wenigen Zentimetern.
2. Der erweiterte Frequenzbereich des RF-EM erlaubt Frequenzsondierungen, so daß unter anderem der Einfluß einer Deckschicht durch Messungen belegt werden kann. Trotz der höheren Frequenzen können Verschiebungsströme im allgemeinen weiterhin vernachlässigt werden. Beim Einsatz von Frequenzen höher als die obere Grenze von 300 kHz für die Neuchâtel RF-EM Geräte, fangen Verschiebungsströme jedoch an, sich bemerkbar zu machen.
3. Das RF-EM kann mit einer Antenne eingesetzt werden, die sich automatisch auf den Sender ausrichtet und hinter einem Auto fixiert werden kann. Die neueste Ausführung dieser Antenne (RF-EM 2) mißt einige zusätzliche Parameter:
  - (a) Azimutale Quadratur als Maß für die Abweichung von der Annahme, daß Sender und maximales Feld in der gleichen Richtung liegen.
  - (b) Inphase und Outphase des vertikalen elektrischen Feldes.

Zukünftige Verwendungen dieser Parameter müssen jedoch noch weiter untersucht werden.

4. Die Neuchâtel RF-EM Geräte sind wesentlich schneller und effizienter als kommerzielle Geräte, bei gleichzeitiger Erhöhung der lateralen Auflösung um mehrere Größenordnungen.

In diesem Kapitel über die Theorie für das RF-EM und verwandte Geräte wurden einige Annahmen und Aussagen erklärt und hergeleitet, die für das Verständnis der Interpretationen in den folgenden Kapiteln wichtig sind. Insbesondere die Unterschiede zwischen traditionellem VLF-EM und neuem RF-EM machen klar, daß die gesteigerte Anzahl

von Datenpunkten nach weiter entwickelten Auswerteverfahren verlangt.

Die Implementierung dieser Algorithmen ist im Anhang als Dokumentation beschrieben. Im nächsten Kapitel sollen erst einmal traditionelle Filterverfahren vorgestellt und dann ein neuer rekursiver Filter eingeführt werden, der eine Widerstands-Transformation erlaubt und somit zu einer Dateninversion hinführt.

Da die neuesten Geräte erst gegen Ende dieser Arbeit fertiggestellt wurden, ist die Datenbasis hierfür noch sehr viel geringer. Erst zukünftige Arbeiten werden also voll von den neuen Eigenschaften profitieren können. Weiterhin fehlte zum Zeitpunkt der Messungen auch noch der theoretische Hintergrund, der in diesem und dem nächsten Kapitel gebildet wird, mit dem Ziel eine Inversion von RF-EM Daten zu ermöglichen. Diesbezügliche Untersuchungen werden daher im Anschluß an diese Arbeit erfolgen.

Mehrere wichtige Besonderheiten für die LF-Methode im Vergleich zu VLF wurden in diesem Kapitel erklärt. McNeill und Labson (1991–1993) beklagen noch die rudimentären Möglichkeiten für die Interpretation von VLF-Daten ohne Zuhilfenahme zusätzlicher Informationen. Sie warnen explizit vor der Nutzung von nur ein oder zwei Meßparametern bei der Berechnung mehrerer Modellparameter und besonders vor einer Überinterpretation der Daten mittels Filterung und anderer Datenmanipulationen. Mit Einführung der LF-Methode wird die Anzahl der gemessenen Parameter erhöht und die mögliche Qualität einer fortgeschritteneren Interpretation angehoben. Eine Überinterpretation erübrigt sich also.

Schon McNeill und Labson (1991–1993) nennen die VLF-EM Methode trotz der fehlenden Möglichkeit zur direkten Gesteinsparameterbestimmung, eine der führenden geophysikalisch-elektromagnetischen Methoden, auf Grund des sehr guten Preis-Leistungs-Verhältnisses und der schnellen Durchführbarkeit. Beide Vorteile werden durch die Neuchâtelier Geräte noch einmal um Größenordnungen gesteigert und durch zusätzliche Vorteile wie neue Meßparameter ergänzt. Eine Inversion rückt auf Grund der durchgeführten Verbesserungen und zukünftiger Entwicklungen in greifbare Nähe.

Im nächsten Kapitel wird von Standardfiltern ausgehend die erwähnte Widerstands-Transformation hergeleitet, die eine indirekte Inversion von RF-

EM Meßdaten ermöglicht und somit die Voraussetzungen dafür schafft, den Gesteinsparameter Widerstand durch RF-EM Messungen bestimmen zu können.

# Kapitel 4

## Filtertechniken

In diesem Kapitel sollen einige Filter vorgestellt werden, die auf RF-EM Daten angewendet werden können. Es soll jedoch von vornherein nicht verschwiegen werden, daß Standard VLF-Filtertechniken keine Verbesserung der Daten bringen, da sie für sehr viel grobräumigere Strukturen und für sehr schlechte Datenqualität entwickelt wurden.

Vergleiche haben gezeigt, daß ungefilterte Daten für die Neuchâtel VLF-EM und LF-EM Geräte bereits genauso gut sind, wie gefilterte VLF-EM Daten, die mit kommerziellen Geräten aufgenommen worden sind. Bei kommerziellen Geräten erlauben die Filter eine deutlich glattere Darstellung von Daten, die im Original sehr unruhig aussehen, auf Grund von Unterbestimmung ('Under-sampling'). In den folgenden Unterkapiteln wird auf die Probleme unzureichender Datenqualität bei kommerziellen Geräten noch vertiefend eingegangen.

Als grundlegende Literatur bieten sich auch hier wieder Wright (1988); McNeill (1990-1994); Telford *et al.* (1990); McNeill und Labson (1991-1993) an. Eine erste Präsentation der Anwendung der in dieser Arbeit vorgestellten neuen fortgeschrittenen Filtertechniken findet sich in Chouteau *et al.* (1996); Stiefelhagen und Müller (1997).

Bevor auf diese neuartigen integrativen VLF-Filter eingegangen wird, sollen erst einmal die traditionellen VLF-Filter einführend abgehandelt werden, um die Unterschiede besser verstehen zu können.

### 4.1 Differenzierende Filter

Zuerst sollen der Fraser- und der Karous-Hjelt-Filter erklärt und demonstriert werden. Bei beiden handelt es sich um differenzierende Bandpaßfilter, da sowohl hochfrequentes Rauschen als auch

langwellige regionale Trends herausgefiltert werden. Ihre Anwendbarkeit ist nicht nur auf die VLF-EM Methode beschränkt. Trotzdem werden sie fast ausschließlich dort verwendet. Viele Auswertungen basieren auf mit diesen Filtern bearbeiteten Daten. Im folgenden soll daher auch besonders auf die Gefahren einer bedingungslosen Anwendung dieser Filter aufmerksam gemacht werden.

#### 4.1.1 Fraser-Filter

Fraser (1969) hat einen einfachen, aber weit verbreiteten Filter konstruiert. Der Fraser-Filter als Bandpaßfilter ist besonders dazu geeignet, solche Anomalien hervorzuheben, die seiner Größe entsprechen.

Langwellige regionale Trends werden genauso herausgefiltert wie für Erzexploration unerwünschte kurzwellige Störungen (Fraser, 1969; Tilsley, 19XX; Wright, 1988).

Die kurzwelligen Störungen, von Fraser (1969); Wright (1988) als geologisches Rauschen bezeichnet, sind jedoch sehr wichtig für hydrogeologische Interpretationen. Tilsley (19XX) warnt deshalb vor zu großen Meßabständen (mehr als 15 m) bei der Bestimmung des Einfallswinkels einer geologischen Verwerfung. Der Fraser-Filter erlaubt nur die Analyse von Anomalien, die größer oder gleich dem Meßpunktabstand sind. Weiterhin weist Tilsley (19XX) auch darauf hin, daß der Fraser-Filter nahe beieinander liegende Anomalien durch den Mittelwert einer Anomalie ersetzt.

Nach Wright (1988) entspricht die Durchführung einer Fraser-Filterung einer Kreuzkorrelation oder Faltung mit einer angenommenen Anomalie. Damit betont der Fraser-Filter gesuchte Modelle und eliminiert unerwünschte. Die Höhe der Peaks nach der Filterung sind ein Maß für die Wahrscheinlichkeit, daß eine Modellhypothese richtig ist. Die gefilterten Daten werden um 90° verschoben und

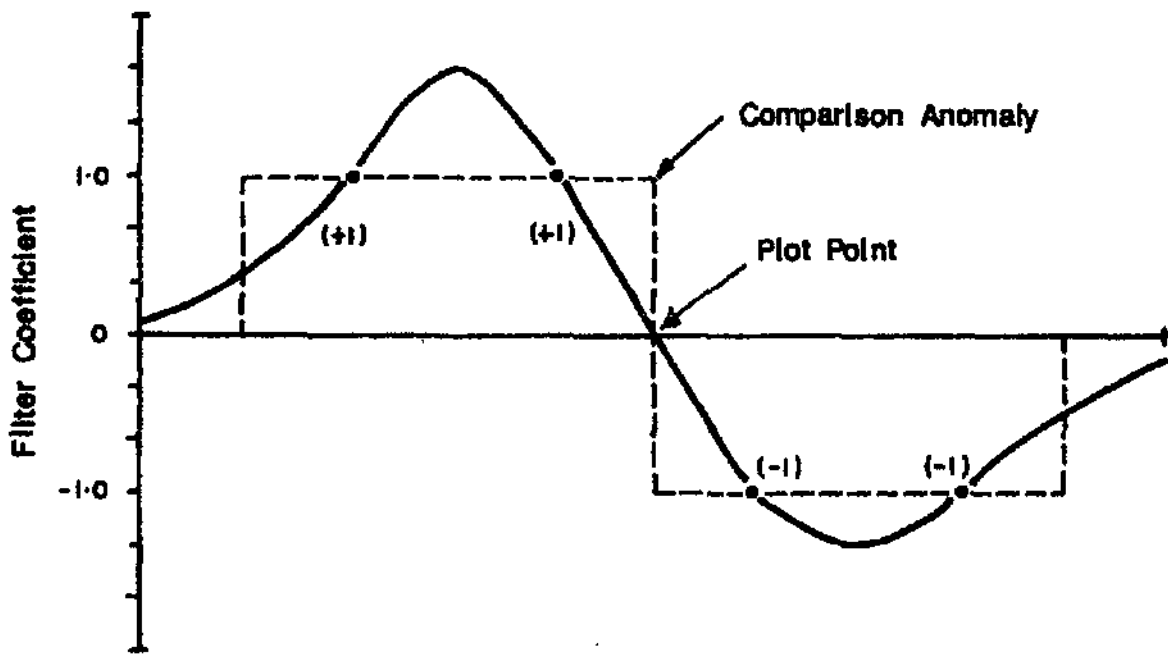


Abbildung 4.1: Fraser-Filter (Wright, 1988)

Nulldurchgänge in Peaks umgewandelt und umgekehrt.

Moderne dreidimensionale, rechnerunterstützte Darstellungen ersetzen eine solche Filterung durch automatisch ausgeführte Skalierungen, mit dem Vorteil, daß die Auflösung der Daten nicht reduziert wird. Zahlreiche Beispiele hierzu finden sich im nächsten Kapitel, bei den Messungen im Schweizer Jura.

Der Fraser-Filter ist vornehmlich dazu geeignet die Daten für einen Konturplot aufzubereiten. Allerdings helfen die Extrema der In- und Outphase bei der Bestimmung der Anomaliegeometrie, das heißt, ein Konturplot der Originaldaten ist nicht weniger sinnvoll als die Darstellung der gefilterten Daten.

Auch Schleicher (1991) führt auf, das der Fraser-Filter nur eine anschauliche Datendarstellung ist, aber keine zusätzlichen Informationen liefert, während eher im Gegensatz bei konstantem Filter und schwankendem Meßabstand die gefilterten Daten verfälscht sein können.

• McNeill (1990–1994) warnt sogar ausdrücklich vor einem Informationsverlust und der Abhängigkeit der Resultate vom gewählten Filter. Alleinige VLF-Messungen bezeichnet er als rudimentär, für die einfache Interpretationstechniken ausreichen würden. Auch Wright (1988) empfiehlt den Fraser-Filter deshalb nur als qualitatives Hilfsmittel.

Abbildung 4.1 zeigt den Fraserfilter und die Anomalie die er simulieren soll. Durch Variation der Filtergröße können angeblich Anomalien verschiedener Tiefe betont werden, da tiefere Anomalien im allgemeinen breitere Signale verursachen. Werden solche Kurven als Pseudosektion aufgetragen, erhält man ein approximatives Modell, das aber nicht gleich dem wirklichen Modell sein muß (Wright, 1988). Dies liegt an der Tatsache, daß nicht nur tiefere sondern auch breitere geologische Anomalien eine breitere VLF-EM Anomalie erzeugen. Eine Variation der Filtergröße gibt also nur einen sehr unsicheren Aufschluß über die Anomaliegeometrie. Karous und Hjelt (1983, 1977) zeigen in Abbildung 4.15 auf Seite 73 eine solche Pseudosektion für den Karous-Hjeltfilter, der eine Verallgemeinerung des Fraser-Filters darstellt.

Ein Gegenbeispiel zu obiger Behauptung sind jedoch benachbarte Verwerfungen ohne Deckschicht. Da dieses Modell für alle Tiefen konstant ist, müßten sich nach Fraser (1969) auch die gefilterten Daten für alle Fensterbreiten ähneln. Hierzu folgen jedoch im nächsten Unterkapitel einige Gegenbeispiele, wo die Anomalien sehr nahe sind. Die Position der gefilterten Anomalie ändert sich dort als Funktion der Fensterbreite, obwohl sie im Original für alle Tiefen gleich ist.

Bei einer Vergrößerung des Filterfensters kann die Anzahl der verwendeten Meßpunkte beibehalten oder erhöht werden. Bei einer Erhöhung der

Anzahl der Filterkoeffizienten besteht weiterhin eine Hälfte aus positiven und die andere Hälfte aus negativen Koeffizienten. Beim Vergleich verschiedenen großer Filter muß dann aber durch die Anzahl der Koeffizienten dividiert werden, um die gefilterten Daten zu skalieren. Dieser Vorschlag von Wright (1988) wird in dieser Arbeit allerdings nicht ernsthaft in Erwägung gezogen, um die Dank kontinuierlicher Messungen gewonnene höhere Auflösung nicht direkt wieder zu vernichten, da für die hydrogeologische Untersuchungen auch kleine Strukturen wichtig sind.

Für seine Zeit (Fraser, 1969) war der Fraser-Filter sehr gut angepaßt auf die Problemstellungen der Erzexploration. Besonders das von Fraser (1969) definierte Rechenschema machte es möglich, diese Filterungen ohne großen Aufwand selbst ohne Taschenrechner durchzuführen. Die verwendeten Geräte lieferten nur wenige Daten, so daß die Auswertung trotzdem recht rasch geschehen konnte. Heutigen Anforderungen, insbesondere in der Hydrogeologie, genügt der Fraser-Filter nur sehr bedingt.

Die in Fraser (1969) empfohlene Distanz von 15 m Meßpunktabstand ist völlig unzureichend für hydrogeologische Problemstellungen. Aber auch Fraser (1969) selber merkt bereits an, daß die Wahl des Meßpunktabstandes die Tiefe eines gefundenen Leiters variiert. Um ein vollständiges Bild zu erhalten, müssen die Daten also mit verschiedenen breiten Fraser-Filter gefiltert werden. So können bei sehr kleinen Abständen zwischen den Meßwerten auch Daten in den oberen Schichten betont werden. Ohne Filtern ist dies jedoch bereits durch Verwendung des LF-Bereiches möglich. Eine Erhöhung der Datendichte und Erweiterung auf hohe Frequenzen scheint also sinnvoller als umfangreiche Datenmanipulationen.

Fraser (1969) empfiehlt weiterhin, die negativen Anomalien zu unterdrücken. Wie jedoch noch in den Modellrechnungen dieser Arbeit gezeigt wird, erzeugen geologische Anomalien sowohl negative als auch positive Anomalien.

Ein Vorteil des Filters ist nach Fraser (1969) die Phasenverschiebung. Nullpunktdurchgänge werden zu Extrema und umgekehrt. Mit den heutigen Darstellungsmethoden einer dreidimensionalen Computergraphik verschwindet dieser Vorteil jedoch. Nach einer Skalierung auf die zur Verfügung stehende Darstellungsfläche sieht die dreidimensionale Darstellung der Originaldaten nicht sehr verschieden von der Darstellung der gefilter-

ten Daten aus. Allerdings gehen durch die Filterung Auflösung und damit Informationen verloren.

Letztendlich empfahl Fraser (1969) selber schon vor Jahrzehnten die Verwendung von komplizierteren Filtern bei Vorhandensein eines Computers.

#### 4.1.1.1 Fraser-Filterung der VLF-Inphase

Eine Modellrechnung für 16 kHz, das heißt den VLF-Bereich, soll im folgenden zeigen, wie gefährlich eine blinde Interpretation mittels gefilterter Daten sein kann. Als Modell sollen in einem Muttergestein von 400  $\Omega\text{m}$  Gräben von 40  $\Omega\text{m}$  eingelagert sein.

Der erste Graben ist nur 2 m breit und der zweite 9 m. Beide Gräben sind 400 m voneinander entfernt. Die Daten beeinflussen sich daher nicht gegenseitig. Noch einmal 400 m weiter befinden sich wieder je ein Graben von je 2 m und 9 m Breite, diesmal aber nur 12 m voneinander getrennt. Die Anomalien beider Gräben können sich also überlagern. Das Modell ist in allen Datenkurven mit eingezeichnet. In den Abbildungen sind die Gräben durch vertikale Linien angedeutet. Zu beachten ist, daß linker und rechter Rand für die Gräben von 2 m in den Abbildungen miteinander verschmelzen. Da Modell und Datenkurven in gleichem Maßstab gezeigt werden sollen, ist dies bei der Größe der Graphiken nicht zu vermeiden.

Sowohl die originalen Daten in Abbildung 4.2 als auch die interpolierten Daten in Abbildung 4.3 stimmen überein. Dies ist, wie schon erwähnt, nach Wright (1988) ein Kriterium für die Qualität der Daten. Durch lineare Interpolation erzeugte Daten sollten nicht eine andere Kurvenform erzeugen als die originalen Daten.

Wird die Datendichte nun ausgedünnt, auf 10 m oder 20 m Meßabstände, wie in Abbildungen 4.4 und 4.5, so gehen Informationen verloren. Bei 10 m können die beiden dichten Gräben gerade noch durch einen Punkt separiert werden, bei 20 m verschmelzen sie zu einer Anomalie, die sich kaum von der Anomalie des vorherigen neun Meter breiten Graben, unterscheidet.

Es folgen nun die Kurven der gefilterten Daten. Abbildungen 4.6, 4.8 und 4.10 zeigen die Anwendung des Fraser-Filters mit 1, 10 beziehungsweise 20 m Datenpunktabstand. Die Fenstergröße des Filters entspricht dem für große Breiten groben Datenpunktabstand, das heißt, die Anzahl der Fraserkoeffizienten bleibt bei vier.

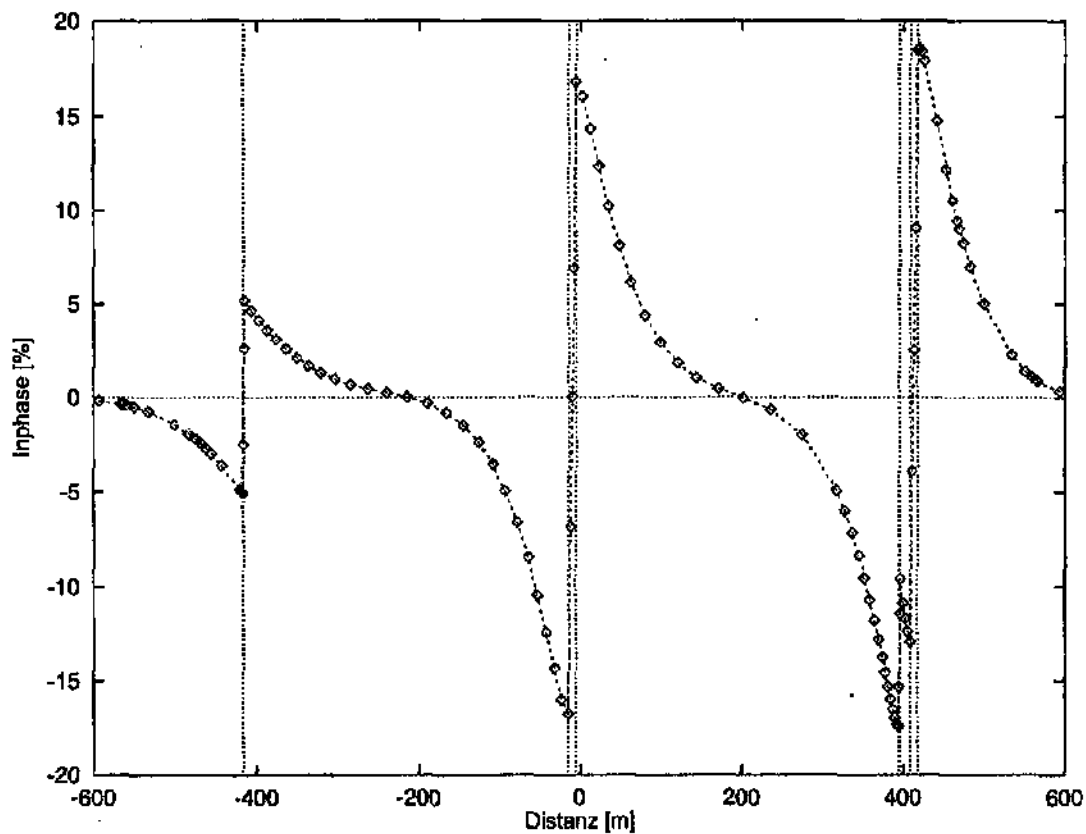


Abbildung 4.2: Inphase mit originalen Datenpunkten

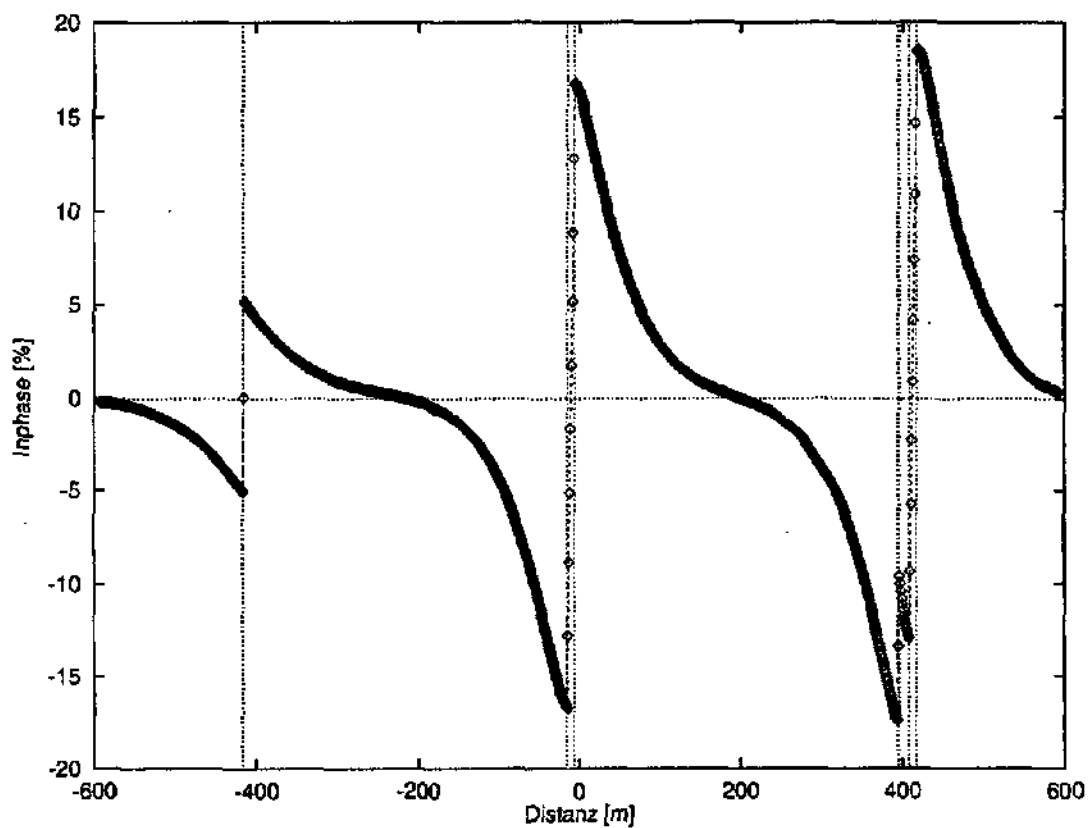


Abbildung 4.3: Interpolierte Inphase mit dichten Datenpunkten (Abstand 1 m)

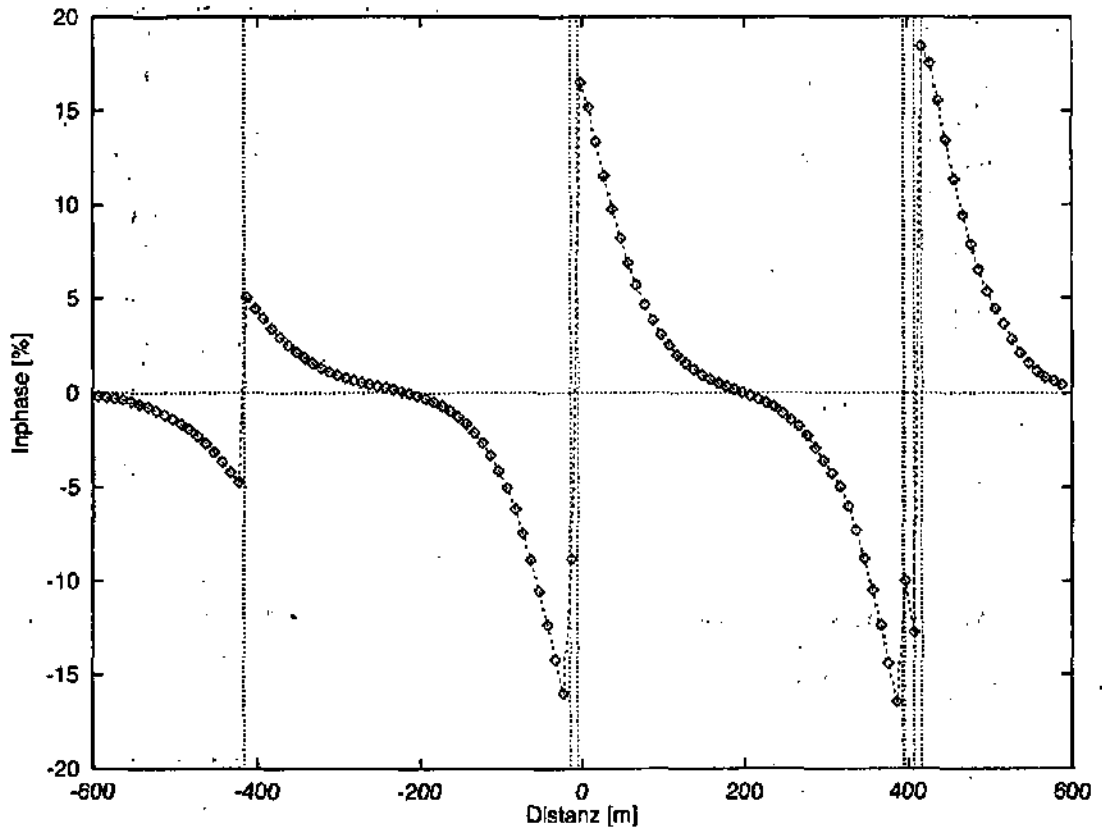


Abbildung 4.4: Interpolierte Inphase mit reduzierter Anzahl von Datenpunkten (Abstand 10 m)

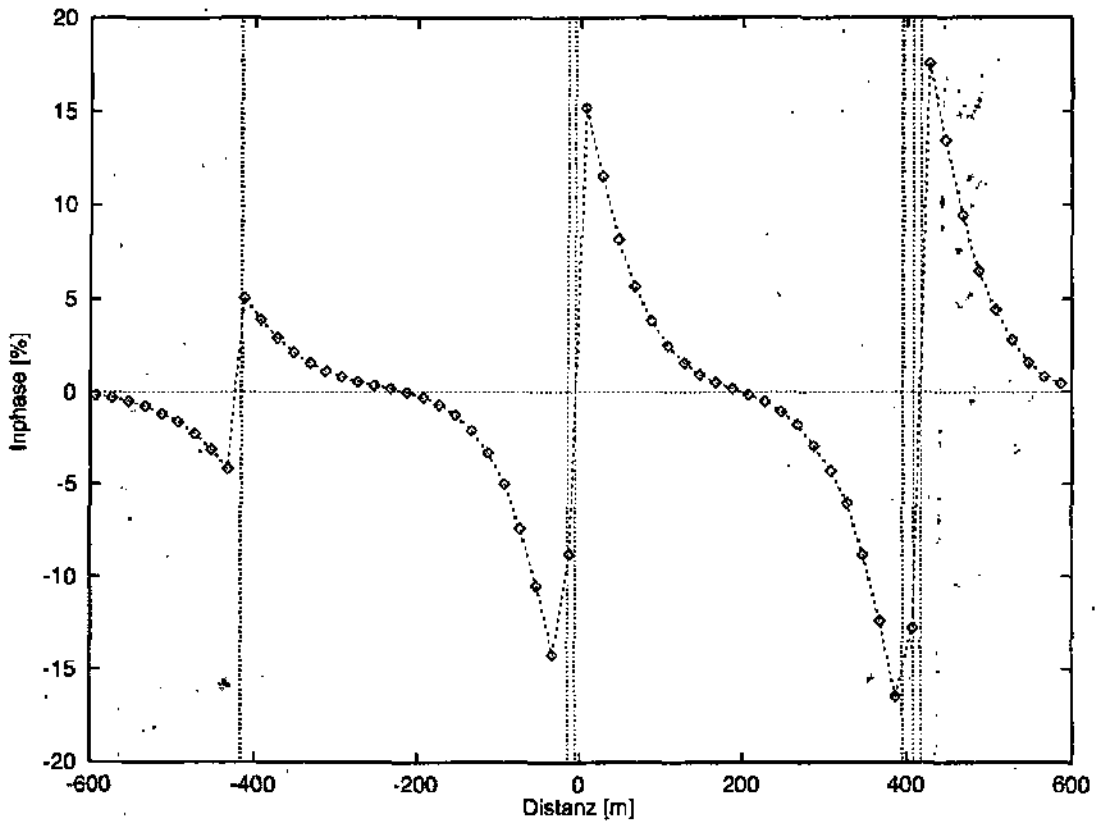


Abbildung 4.5: Interpolierte Inphase mit reduzierter Anzahl von Datenpunkten (Abstand 20 m)

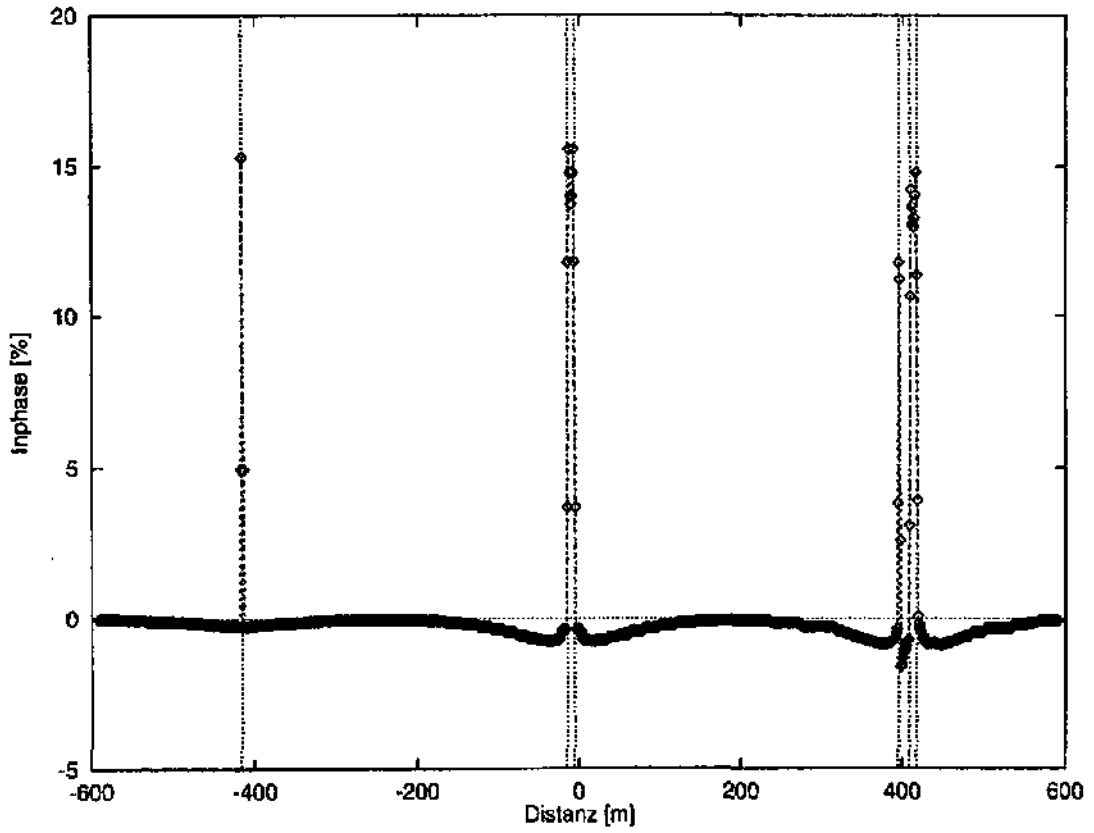


Abbildung 4.6: Fraser-Filter mit 1 m Fenstergröße

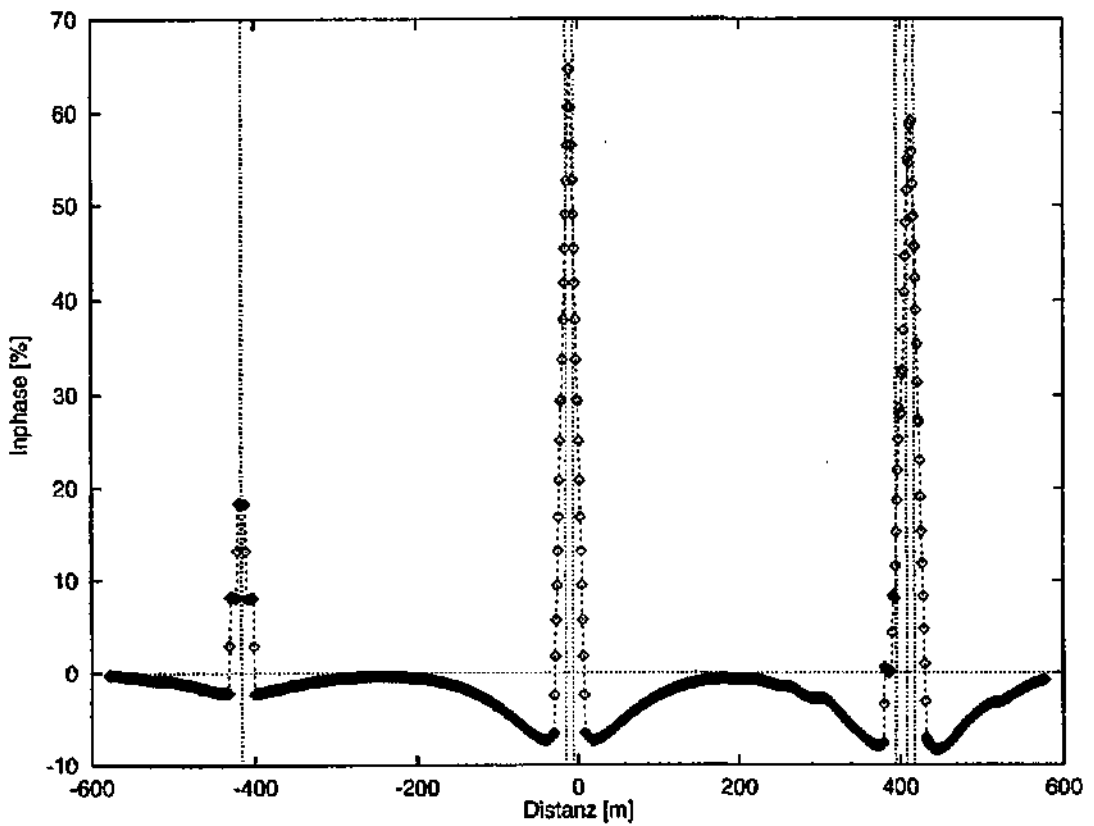


Abbildung 4.7: Gleitender Fraser-Filter mit 10 m Fenstergröße

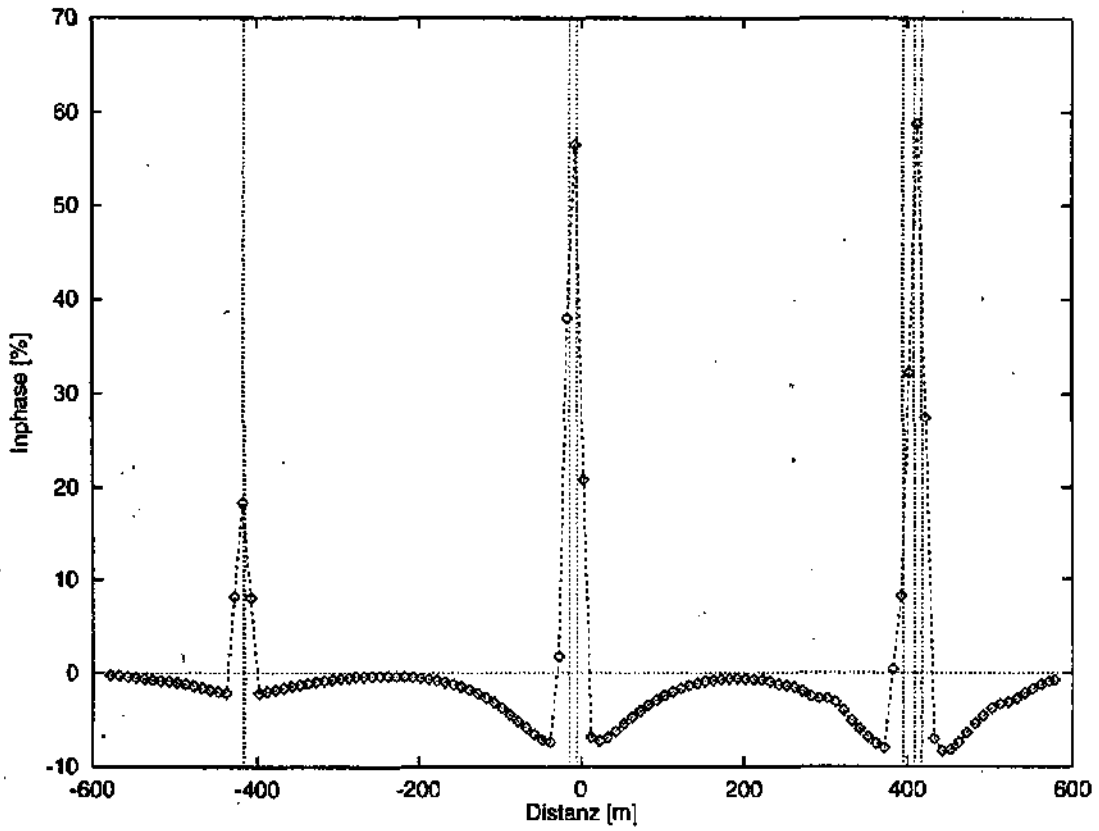


Abbildung 4.8: Grober Fraser-Filter mit 10 m Fenstergröße

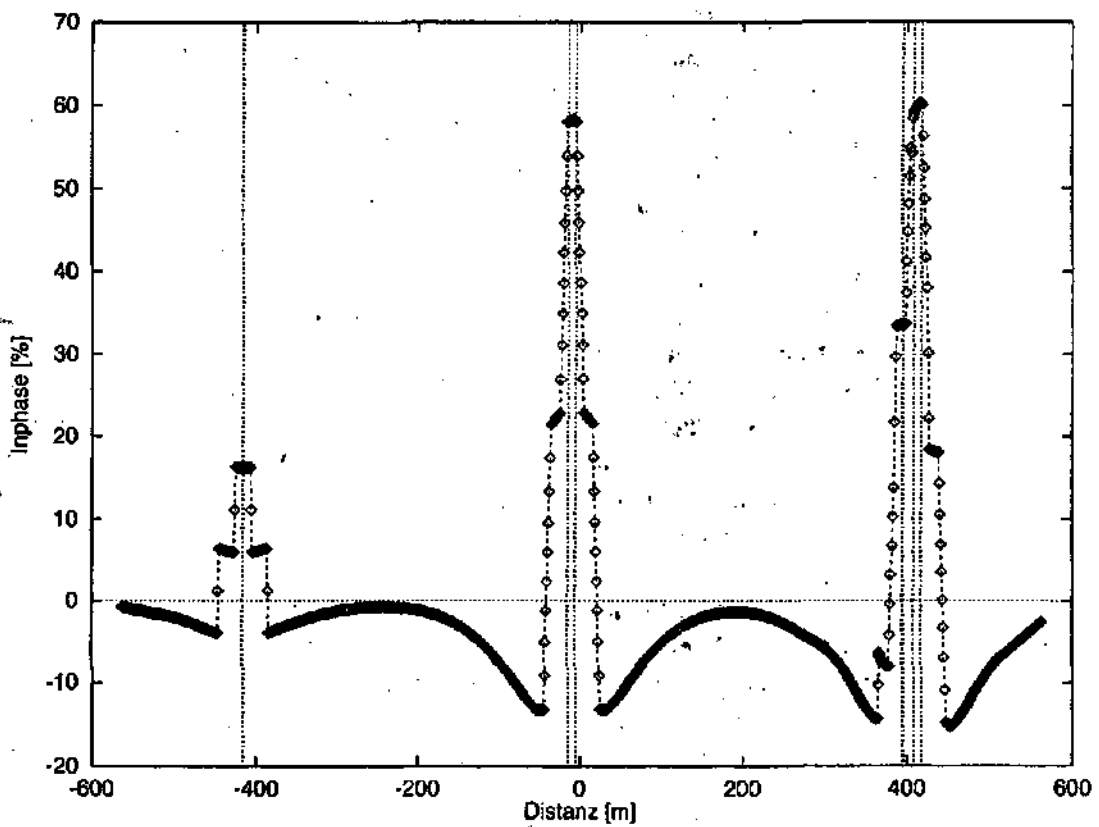


Abbildung 4.9: Gleitender Fraser-Filter mit 20 m Fenstergröße

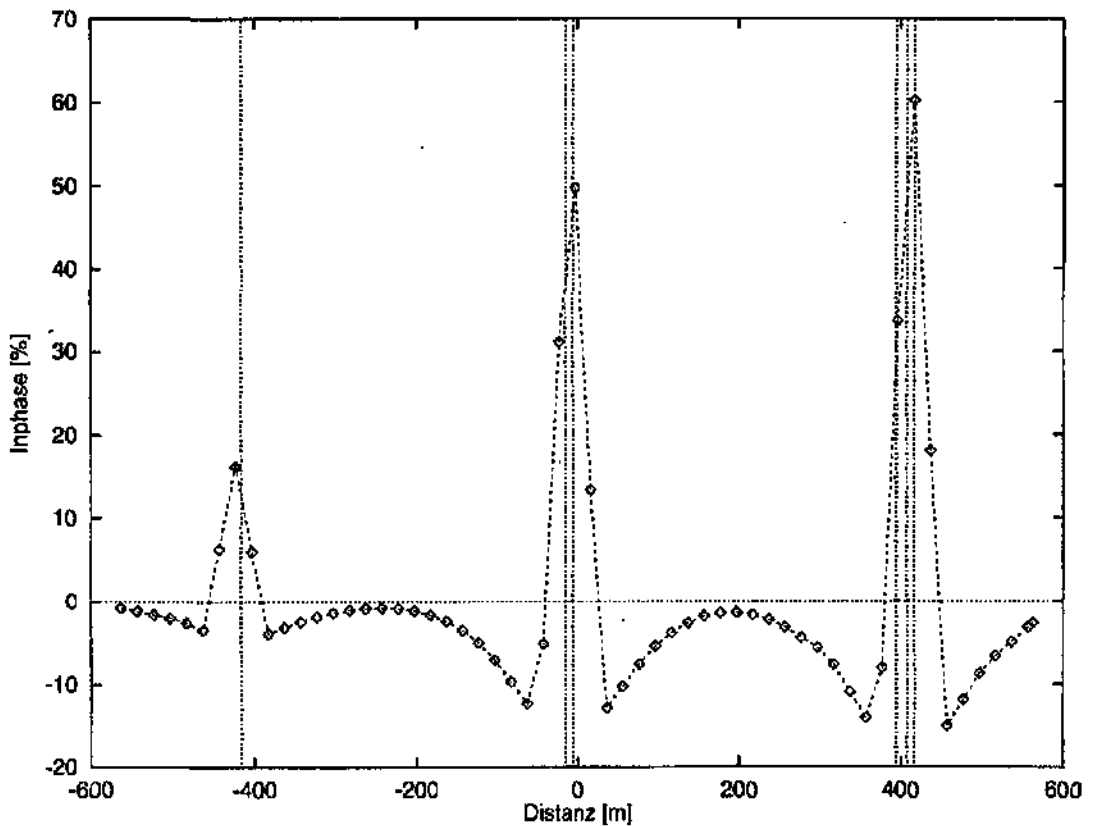


Abbildung 4.10: Grober Fraser-Filter mit 20 m Fenstergröße

Abbildungen 4.7 und 4.9 zeigen noch einmal die Anwendung des Fraser-Filters für 10 und 20 m Fenstergröße, aber unter Nutzung der dicht aufgenommenen Meßdaten mit einem Datenpunktabstand von 1 m. In diesem Fall gleitet der Filter also in 1 m Datenpunktschritten, bei 10 und 20 m Fenstergröße. Somit wird bei vorhandenen dichten Datenpunkten die Datendichte nicht schon alleine durch Wahl der Fenstergröße reduziert, wie im ersten Fall.

Mit grober Filterung wird hier also die Filterung bezeichnet, bei der die Datendichte der Filtergröße entspricht. Bei den gleitenden Filtern wird der Filter in kleineren Schritten verschoben, als seiner Fenstergröße entspricht. Mit Fenstergröße wird hier immer der Abstand zweier Filterpunkte bezeichnet. Der gesamte Fraser-Filter ist also dreimal größer als das Fenster.

Alleine bei einer Fenstergröße von 1 m in Abbildung 4.6 ergeben die gefilterten Daten ähnlich gute Resultate wie eine direkte Interpretation der Originaldaten. Zusätzliche Informationen liefern sie aber nicht. Ein regionaler Trend in reellen Daten würde jedoch immer noch weggefiltert. Dies kann ein erwünschter, aber auch ein unerwünschter Effekt sein. Auch ein regionaler Trend könnte eine geologisch wichtige Bedeutung haben.

Für den gleitenden Filter mit einer Fenstergröße von 10 m in Abbildung 4.7 zeigen die erste Anomalie und die doppelte Anomalie ähnliche, kleine lokale Einbrüche in den Kurven. Somit würde entweder in der ersten Anomalie eine nicht vorhandene Doppelanomalie, oder in der Doppelanomalie eine Einzelanomalie interpretiert. Die Ergebnisse einer Interpretation, die von kleinen Strukturen abhängt, wären also falsch. Wenigstens liegen jedoch alle Maxima innerhalb der Anomalien, so daß sie ungefähr lokalisiert werden können.

Eine Mittelwertbildung, wie in Wright (1988) vorgeschlagen, würde sämtliche Versuche zunichte machen, benachbarte Anomalien zu trennen. Es wird daher, wie bereits erwähnt, keine Mittelung durchgeführt.

Für den gleichen Filter mit grober Datendichte in Abbildung 4.8, ergibt sich keine Mehrdeutigkeit mehr. Hier ist die doppelte Anomalie zu einer einzigen verschmolzen und eindeutig nicht mehr zu trennen. In den zur Filterung verwendeten Daten in Abbildung 4.4 konnte noch eine Doppelanomalie vermutet werden, in den gefilterten Daten ist hiervon nichts mehr zu sehen. Auch hier wären die Ergebnisse einer Interpretation, die von kleinen Strukturen abhängt, falsch. Wenigstens liegen jedoch alle

Maxima innerhalb der Anomalien.

Bei einem Meßpunktabstand von 10 m ergibt die Fraser-Filterung also schlechtere Resultate als die ungefilterten Daten in Abbildung 4.4.

Nach der gleitenden Filterung mit Fenstergröße von 20 m in Abbildung 4.9 entstehen sehr viele kleine lokale Einbrüche. Sie besitzen jedoch absolut keine Korrelation mit den Daten und täuschen nicht vorhandene Anomalien vor. Ob es sich um einen einzelnen oder mehrere dichte Gräben handelt, kann aus diesen Einbrüchen nicht geschlossen werden.

Mit grober Datendichte ergeben weder die Originaldaten in Abbildung 4.5 noch die gefilterten Daten in Abbildung 4.10 ein korrektes Bild von Anzahl, Position und Ausdehnung der Anomalien. Weder sind Einzel- und Doppelanomalie unterscheidbar, noch liegen die Maxima innerhalb der Anomalien. Eine Interpretation basierend auf einer Filterung mit 20 m Fenstergröße ergäbe für hydrogeologische Untersuchungen völlig falsche Resultate.

Aus all diesen Abbildungen wird also klar, daß die Verwendung der dichteren Datensätze bei großen Fenstergrößen die Mehrdeutigkeit der Interpretation durch die zusätzlichen Einbrüche in den Kurven erhöht. Es sind also die Filter mit einer Datendichte, die der Fenstergröße entspricht, zu bevorzugen. Eine Erhöhung der Datendichte bei Beibehaltung der Fenstergröße erzeugt nicht vorhandene Anomalien, so daß Doppelanomalien weiterhin nicht von Einzelanomalien unterschieden werden können und stattdessen an anderen Stellen zusätzliche Anomalien vorgetäuscht werden.

Ein Kriterium für die Qualität ist nach Wright (1988), daß eine Anomalie durch etwa acht bis zehn Punkte belegt sein sollte. Der Autor folgert hieraus, daß demnach viele Literaturdatensätze nicht die erforderlichen Meßpunktabstände aufweisen, um daraus kleine, hydrogeologisch wichtige Modellstrukturen ableiten zu können. Dies ist ein Problem, daß bei kontinuierlicher Aufnahme, wie beim Neuchâtel Gerät, nicht auftreten kann.

Der Datensatz mit 1 m Datendichte ist der einzige Datensatz, der mit mehr als zehn Punkten die Doppelanomalie auflöst, bei einem Abstand der beiden Gräben von immerhin 12 m. Um zehn Meter nebeneinander liegende Anomalien noch aufzulösen, sollte der Meßpunktabstand einen Meter also nicht überschreiten. Eine Forderung, die mit vernünftigem Meßaufwand nur eine kontinuierlich messen-

de Methode leistet.

Nur wenn auch die Meßdaten dicht aufgenommen wurden und die Fenstergröße des Filters entsprechend klein gewählt wurde, können kleine Strukturen aufgelöst werden. Der Fraser-Filter ist also kein Ersatz für fehlende Datenauflösung. Er ist genau dann sinnvoll, wenn die Anomaliebreite der Meßpunktbreite entspricht. Genau für diesen Fall, definiert auch Fraser (1969) seinen Filter. Standardfenstergrößen und Datenpunktabstände von 10 bis 20 m sind völlig ungeeignet für die Analyse des vorgestellten Modells. Eine Auflösung der einzelnen Strukturen ist mit diesen gefilterten Daten nicht möglich. Erst bei dichtem Meßpunkteabstand können solche, für hydrogeologische Messungen potentiell wichtigen Anomalien, untersucht werden.

In Extremfällen kann sogar eine Auflösung besser als 1 m nötig sein, was mit den Neuchâtel kontinuierlich messenden Geräten absolut kein Problem darstellt. Bei Bedarf kann durch Vor- und Zurücksetzen des Meßwagens oder durch Bewegen der Handantenne sehr schnell ein Nulldurchgang gefunden werden. Die graphische Anzeige mittels PC erlaubt hierbei, selbst den additiven Term eines regionalen Trends zu berücksichtigen.

In den vorgeführten Modellen wurde also gezeigt, daß eine Anwendung des Fraser-Filters nur bei ausreichender Datendichte sinnvoll ist. Anomalien die in den Originaldaten mangelhaft belegt werden, können in den gefilterten Daten ganz verschwinden. Andererseits kann der Fraser-Filter auch zusätzliche Anomalien erzeugen, wenn er falsch angewendet wird. Eine Anwendung ist daher nur zusammen mit einer Betrachtung der Originaldaten sinnvoll. Auf diese Weise kann bei geschickter Anpassung der Fensterbreite des Filters eine gesuchte Anomalie auf Kosten anderer Anomalien verstärkt werden, um so eine einfachere Korrelation paralleler Profile zu ermöglichen.

#### 4.1.1.2 Fraser-Filterung der VLF-Outphase

Zusätzlich zur Inphase wurden auch die Outphasen berechnet und gefiltert. In Abbildung 4.11 ist zu sehen, daß in der Outphase die beiden benachbarten Anomalien besser aufgelöst werden, als von der Inphase in Abbildung 4.2. Ein weiterer Beweis, daß die Outphase für die Interpretation wichtiger als die Inphase sein kann.

Der Verlauf der gefilterten Kurven stimmt für

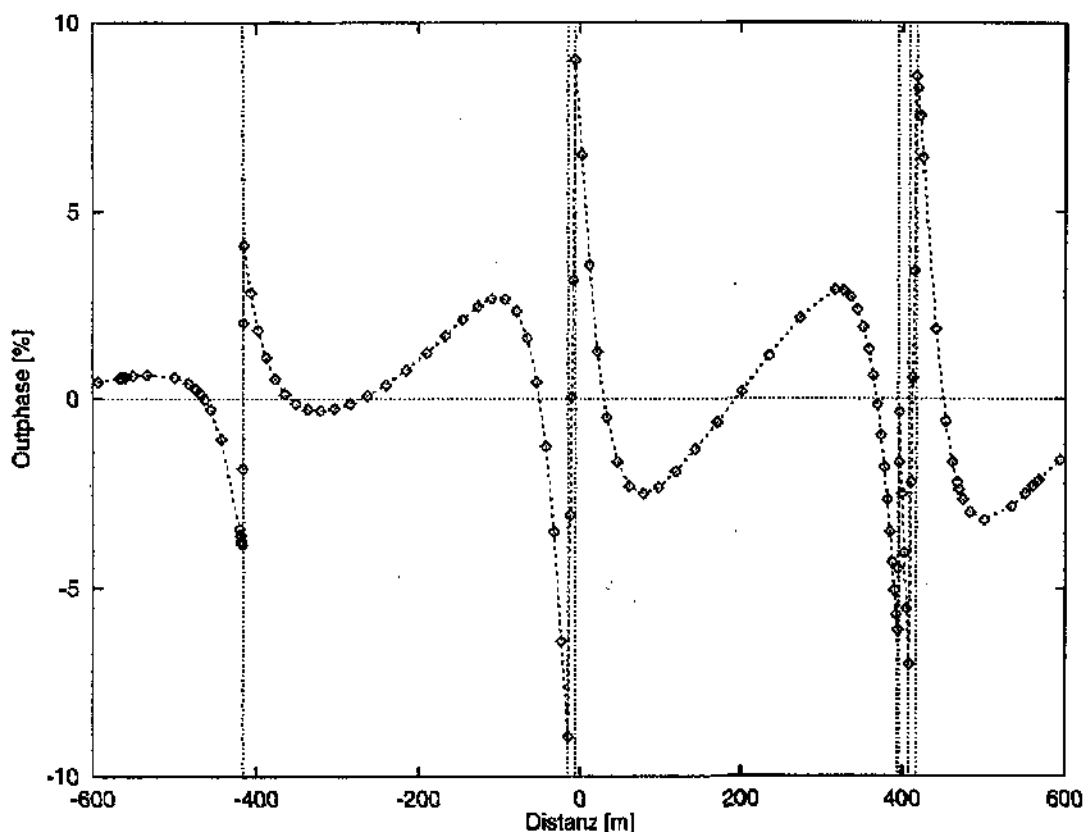


Abbildung 4.11: Outphase mit originalen Datenpunkten

das gezeigte Modell für In- und Outphase ungefähr überein, bis auf die Amplitudenhöhe. Da sich also keine neuen Erkenntnisse ergeben, werden sie hier nicht mit abgebildet. Der erwähnte Unterschied für die benachbarten Anomalien in den Originaldaten, ist der einzige bemerkenswerte Unterschied.

#### 4.1.1.3 Fraser-Filterung von LF-EM Daten

Die gleichen Tests wurden auch für die LF-Frequenz 160 kHz durchgeführt. Hier zeigt schon die Inphase in Abbildung 4.12 eine bessere Auflösung der benachbarten Anomalie, als dies bei 16 kHz in Abbildung 4.2 der Fall ist. Die Outphase für 160 kHz in Abbildung 4.13 ist sogar noch besser in der Auflösung der beiden benachbarten Anomalie. Für die Outphase bei 160 kHz sind beide Anomalien etwa gleich groß, und können nicht mehr übersehen werden, wie das beim gleich dicht aufgenommenen Datensatz der Inphase für 16 kHz in Abbildung 4.2 noch möglich wäre.

Weiter fällt auf, das auch die beiden weit auseinander liegenden Anomalien noch sauberer getrennt werden. Zwischen diesen weit auseinander liegenden Anomalien verlaufen In- und Outphase waage-

recht auf der Nulllinie. Für die VLF-Daten in Abbildung 4.2 (VLF-Inphase) und 4.11 (VLF-Outphase) schließen die beiden ersten Anomalien direkt aneinander an.

Die LF-Methode erlaubt also die Untersuchung von benachbarten Anomalien mit einer deutlich höheren Auflösung als die VLF-Methode. Eine Trennung von unabhängigen geologischen Strukturen ist somit sehr viel einfacher. Die LF-Methode sollte daher in Zukunft vermehrt eingesetzt werden, wenn ihre Eindringtiefe mit der Tiefe der gesuchten Struktur übereinstimmt.

Die gefilterten Daten ergeben etwa die gleichen Resultate wie bereits beobachtet und werden deshalb an dieser Stelle nicht gezeigt. Sie vermindern die Auflösung und machen damit den Auflösungs-vorteil der LF-Methode zunichte.

#### 4.1.1.4 Zusammenfassung

Es hat sich also gezeigt, daß eine hohe Datendichte nicht durch Datenmanipulation mittels Fraser-Filterung ersetzbar ist. Interpretationen von Datenstrukturen kleiner als der Datenpunktabstand oder die Fenstergröße sind wissenschaftlich unhaltbar.

Eine Erhöhung der Datendichte, die Verwendung

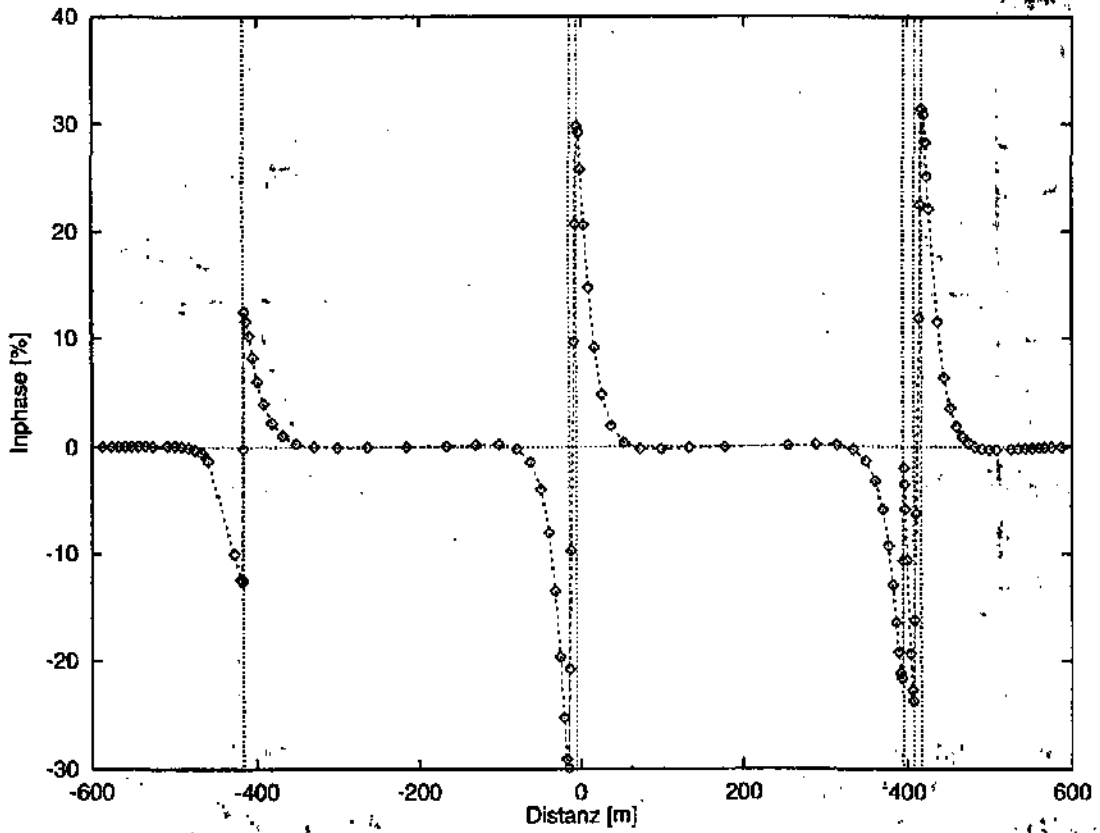


Abbildung 4.12: LF-Inphase für 160 kHz

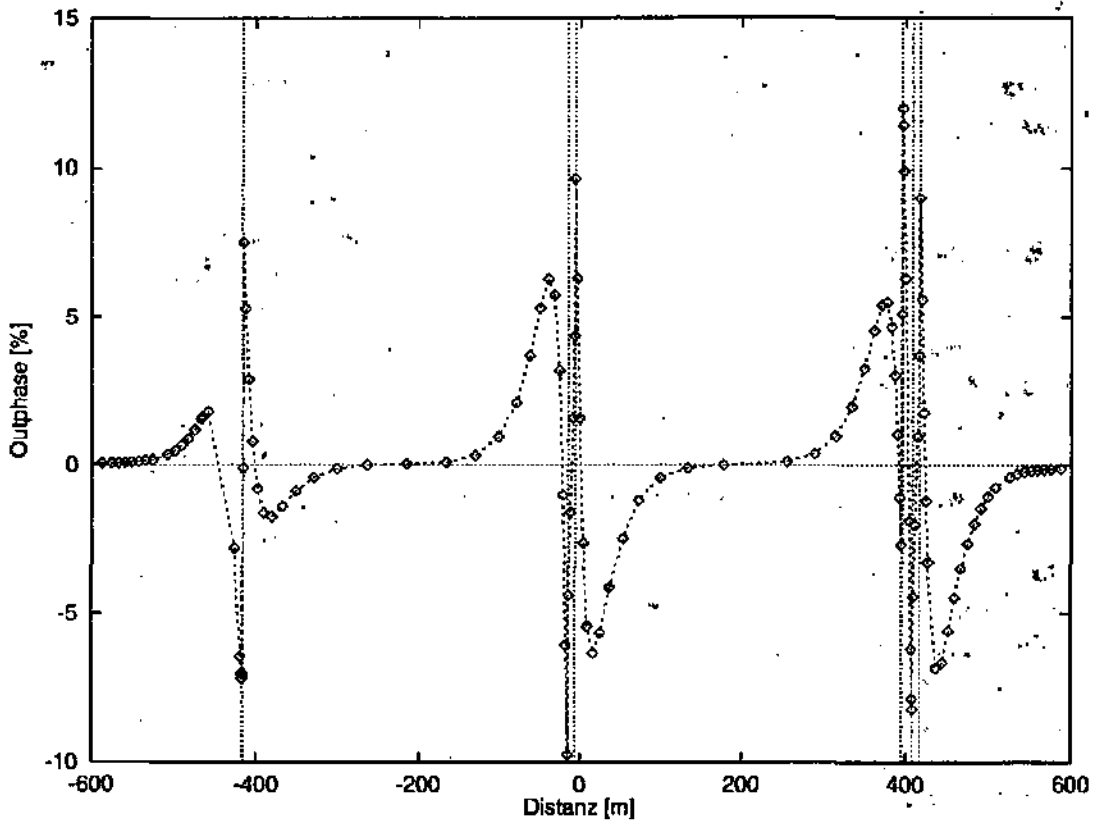


Abbildung 4.13: LF-Outphase für 160 kHz

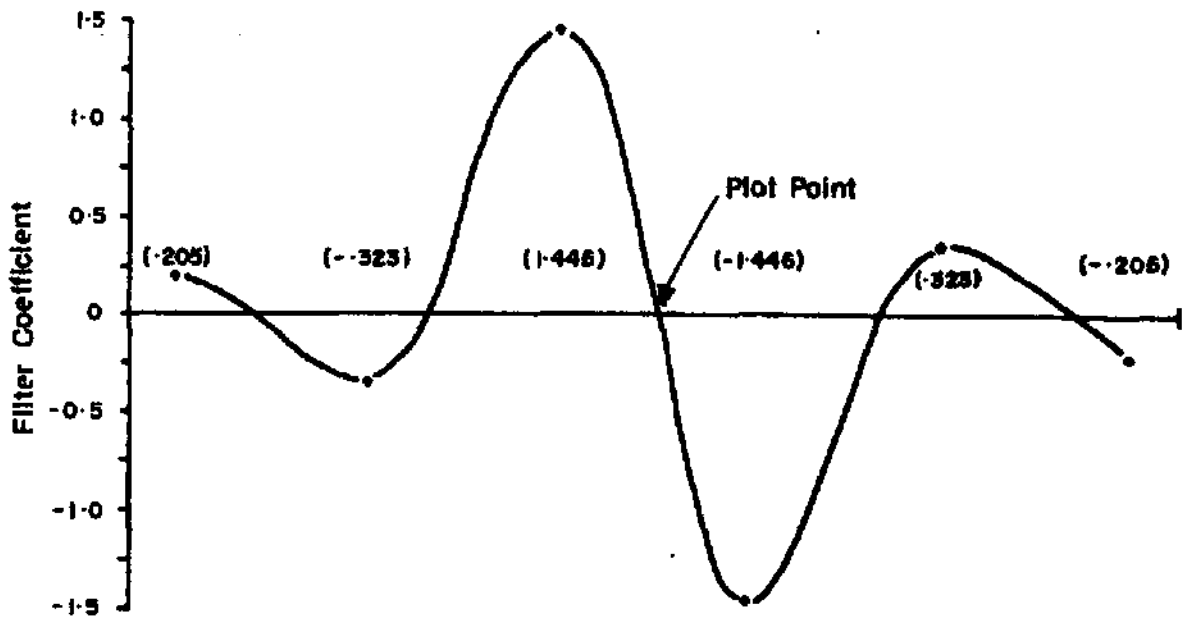


Abbildung 4.14: Karous-Hjelt-Filter (Wright, 1988)

von In- und Outphase, und die zusätzliche Verwendung hoher Frequenzen ist dagegen sinnvoll. Auf solche Daten kann auch ohne Schaden für eine Interpretation kleiner Strukturen, der Fraser-Filter angewendet werden.

Im folgenden soll hinsichtlich dieser Problematik auch der Karous-Hjelt-Filter untersucht werden, der eine Weiterentwicklung des Fraser-Filters darstellt und dessen Entwicklung einen weiterführenden konkreten geophysikalischen Hintergrund besitzt.

#### 4.1.2 Karous-Hjelt-Filter

Der Filter von Karous und Hjelt (1977, 1983) stellt eine Verbesserung des Fraser-Filters dar. Er transformiert die Magnetfeldmessungen in eine scheinbare Stromdichte für verschiedene Tiefen.

Schon der Fraser-Filter kann angeblich durch Variation der Fensterbreite auf verschieden tiefe Anomalien angepaßt werden (Wright, 1988). Im vorherigen Unterkapitel wurde dies jedoch schon durch die Modellrechnungen widerlegt. Allerdings erwähnt Wright (1988) diesen Effekt sowieso nur als stark approximativ.

Karous und Hjelt (1977, 1983) stellen die Berechnung ihrer Koeffizienten auf eine breite Basis aus der Filtertheorie. Bei vorgegebener Fehlergrenze suchen sie nach einem kürzestmöglichen Filter, um die Rechnungen zu vereinfachen. Wie der Fraser-Filter, ist auch der Karous-Hjelt-Filter ein

antisymmetrischer Filter.

Die Stromdichte wird bei einem guten Leiter durch Stromkanalisierung größer sein als bei einem schlechten Leiter. Allerdings sind für die Bestimmung eines konkreten geologischen Modells nach Karous und Hjelt (1977) immer noch weitere geologische Vorinformationen nötig, um die Anwendbarkeit des Karous-Hjelt-Filters zu beurteilen. Auch leiten Karous und Hjelt (1977) den Filter nur für Anomalien her, die weiter auseinander liegen, als die Größe des Filters.

Auch für diesen Filter gilt also als Voraussetzung, daß der Datenpunktabstand sehr viel kleiner als der Anomalieabstand sein muß, damit auch die Filtergröße kleiner als der Anomalieabstand sein kann.

Karous und Hjelt (1977, 1983) schlagen für einen Filter mit einem Fehler von weniger als 8%, berechnet aus filtertheoretischen Überlegungen zur Transformation von Magnetfeldern in Stromdichten, folgende Koeffizienten vor:

$$\begin{aligned}\hat{H} &= K \cdot I_a(\Delta x/2) \\ &= -0.205H_{-3} + 0.323H_{-2} - 1.446H_{-1} \\ &\quad + 1.446H_1 - 0.323H_2 + 0.205H_3\end{aligned}\quad (4.1)$$

Die gefilterten Daten  $\hat{H}$  sind proportional zur scheinbaren Stromdichte  $I_a$  an der Stelle  $x = 0$  und der Abstand zweier Punkte ist gleich  $\Delta x$ . Im Proportionalitätsfaktor fließt die vertikale Ausdehnung des Integrationsvolumens über die Stromdichteverteilung ein. Karous und Hjelt (1977, 1983) igno-

rieren diesen Faktor und betrachten daher nicht die absolute Stromdichteverteilung, sondern nur deren relative Verteilung. Abbildung 4.14 zeigt den so definierten Karous-Hjelt-Filter.

Für den vorgegebenen Fehler ist dies also der kürzestmögliche Filter. Er nähert die Ableitung des magnetischen Feldes an und entspricht einer Verallgemeinerung des Fraser-Filters (Karous und Hjelt, 1977, 1983), der somit auch einem vereinfachten Stromdichtefilter entspricht.

Daher gelten auch für den Karous-Hjelt-Filter ähnliche Überlegungen über die Vor- und Nachteile wie beim Fraser-Filter. Allerdings ist die Motivation auf eine breitere theoretische Basis gelegt worden. Die detaillierten Berechnungen werden jedoch numerisch gelöst, so daß auch Karous und Hjelt (1977, 1983) nur das Ergebnis für die Koeffizienten angeben. Die Herleitung fassen sie übersichtsmäßig zusammen.

Karous und Hjelt (1977, 1983) zeigen unter anderem die Vorteile der Anwendung ihres Filters über geneigten, gut leitenden, dünnen Platten. Da die Geometrie der Stromdichtekurven näherungsweise der Geometrie der Platte folgt, ergibt der Karous-Hjelt-Filter ein deutlicheres Bild über die Modellgeometrie, als der Fraser-Filter.

Ein Vorteil der Arbeiten von Karous und Hjelt (1977, 1983) ist, daß auch das Verhalten der Outphase betrachtet wird, und so ein allgemeinerer Überblick entsteht, als bei der ausschließlichen Betrachtung der Inphase, für die alleine Fraser (1969) seinen Filter definiert.

Karous und Hjelt (1977, 1983) empfehlen eine Mittelwertbildung benachbarter Punkte, um die Daten zu glätten. Sie berechnen also

$$\bar{I}(0) = \frac{1}{2} [I_a(-\Delta x) + I_a(\Delta x)] \quad (4.2)$$

Rechnerisch weniger Operationen entstehen durch Mittelwertbildung direkt auf die Filterkoeffizienten. Aus Gleichung 4.1 wird dann

$$\begin{aligned} \bar{H} &= K \cdot \bar{I}(0) \\ &= -0.102H_{-3} + 0.059H_{-2} - 0.561H_{-1} \\ &\quad + 0.561H_1 - 0.059H_2 + 0.102H_3 \end{aligned} \quad (4.3)$$

Eigentlich entsteht ein zusätzlicher Koeffizient durch diese Mittelwertbildung. Andererseits ergibt sich der mittlere Koeffizient an der untersuchten Stelle zu  $H_0 = 0$ , so daß sich die Anzahl der von Null verschiedenen Koeffizienten nicht verändert.

Die gleichen Koeffizienten werden zum Beispiel auch von ABEM (19XXb) während der Messung

zur Berechnung und Anzeige einer Pseudosektion verwendet.

Tabelle 4.1 zeigt die von Karous und Hjelt (1977, 1983) hergeleiteten Koeffizienten  $K_i$ . Nicht besetzte Positionen in der Tabelle sind gleich Null. Hieraus ergibt sich bei Mittelwertbildung die Tabelle 4.2. Die gemittelten Werte weichen für  $n = 2$  durch Rundungsfehler etwas von Gleichung 4.3 ab.

Je größer der Filter, das heißt  $n$ , gewählt wird, desto schmaler und höher werden die gefilterten Anomalien. Für unendlich große Filter ergibt die Anomalie nur noch einen unendlich hohen Peak genau über dem guten Leiter. Für große Filter besteht für kleine Laufindizes  $i$  kaum noch ein Unterschied zwischen Filtern verschiedener Größe  $n$ , so daß wesentlich längere Filter nur noch unwesentlich bessere Resultate erzielen. Außerdem erfassen größere Filter sehr viel schneller benachbarte Anomalien und verfälschen somit das Resultat.

Etabliert hat sich der Karous-Hjelt-Filter mit sechs Koeffizienten, das heißt, entweder Gleichung 4.1 oder 4.3. Er wird auch in den Arbeiten von Fraser (1981); Karous und Hjelt (1983) bevorzugt.

Die Berechnungstiefe ist gleich dem Meßwertabstand, so daß durch verschieden große Filterfenster die Stromdichte für verschiedene Tiefen berechnet werden kann. Allerdings stimmt die Stromlinienverteilung im Konturplot nicht mit der wirklichen Stromlinienverteilung überein (Fraser, 1981; Karous und Hjelt, 1983), so daß die graphische Darstellung der Stromdichteverteilung daher auch als Pseudosektion bezeichnet wird (Karous und Hjelt, 1983).

Da eine Anomaliebreite im Stromlinienmodell von Karous und Hjelt (1983) wenig Sinn macht, ergibt sich nämlich ein Problem. Die Pseudostromsektion weicht von der wirklichen Stromverteilung ab, bei der Filterung gleich tiefer aber verschieden breiter Anomalien, da der Karous-Hjelt-Filter diese Breite nur für die Bestimmung der Tiefe einer Anomalie verwendet, aber nicht für die Bestimmung der Breite der Struktur.

In einem solchen Fall sind die Ergebnisse über die Modellgeometrie, die alleine auf die Pseudosektion vertrauen, schlichtweg falsch, wie schon im vorherigen Unterkapitel zur Fraser-Filterung gezeigt wurde. Karous und Hjelt (1977, 1983) empfehlen daher die Konstruktion weiterer adaptierter Filter. Zur Beurteilung der Gültigkeit der Filterung berechnen sie aber auch selber Modelle in

Laufindex $i$	${}_nK_i$					
	$n=0$	$n=1$	$n=2$	$n=3$	$n=4$	$n=9$
-9						-0.081
-8						-0.022
-7						-0.022
-6						-0.019
-5						-0.020
-4					-0.116	-0.027
-3				-0.102	0.003	-0.013
-2			-0.205	0.109	-0.116	-0.109
-1		0.115	0.323	0.299	0.298	0.299
0	-1.250	-1.383	-1.446	-1.434	-1.434	-1.434
1	1.250	1.383	1.446	1.434	1.434	1.434
2		-0.115	-0.323	-0.299	-0.298	-0.299
3			0.205	-0.109	0.116	0.109
4				0.102	-0.003	0.013
5					0.116	0.027
6						0.020
7						0.019
8						0.022
9						0.022
10						0.081

Tabelle 4.1: Karous-Hjelt-Filter-Koeffizienten für Filter der Größe  $n$ 

Laufindex $i$	${}_nK_i$					
	$n=0$	$n=1$	$n=2$	$n=3$	$n=4$	$n=9$
-10						-0.041
-9						-0.052
-8						-0.022
-7						-0.021
-6						-0.020
-5					-0.058	-0.024
-4				-0.051	0.057	-0.020
-3			-0.103	0.004	-0.057	-0.058
-2		0.058	0.059	0.204	0.091	0.095
-1	-0.625	-0.634	-0.562	-0.568	-0.568	-0.568
0	0	0	0	0	0	0
1	0.625	0.634	0.562	0.568	0.568	0.568
2		-0.058	-0.059	-0.204	-0.091	-0.095
3			0.103	-0.004	0.057	0.058
4				0.051	-0.057	0.020
5					0.058	0.024
6						0.020
7						0.021
8						0.022
9						0.052
10						0.041

Tabelle 4.2: Gemittelte Karous-Hjelt-Filter-Koeffizienten für Filter der Größe  $n$

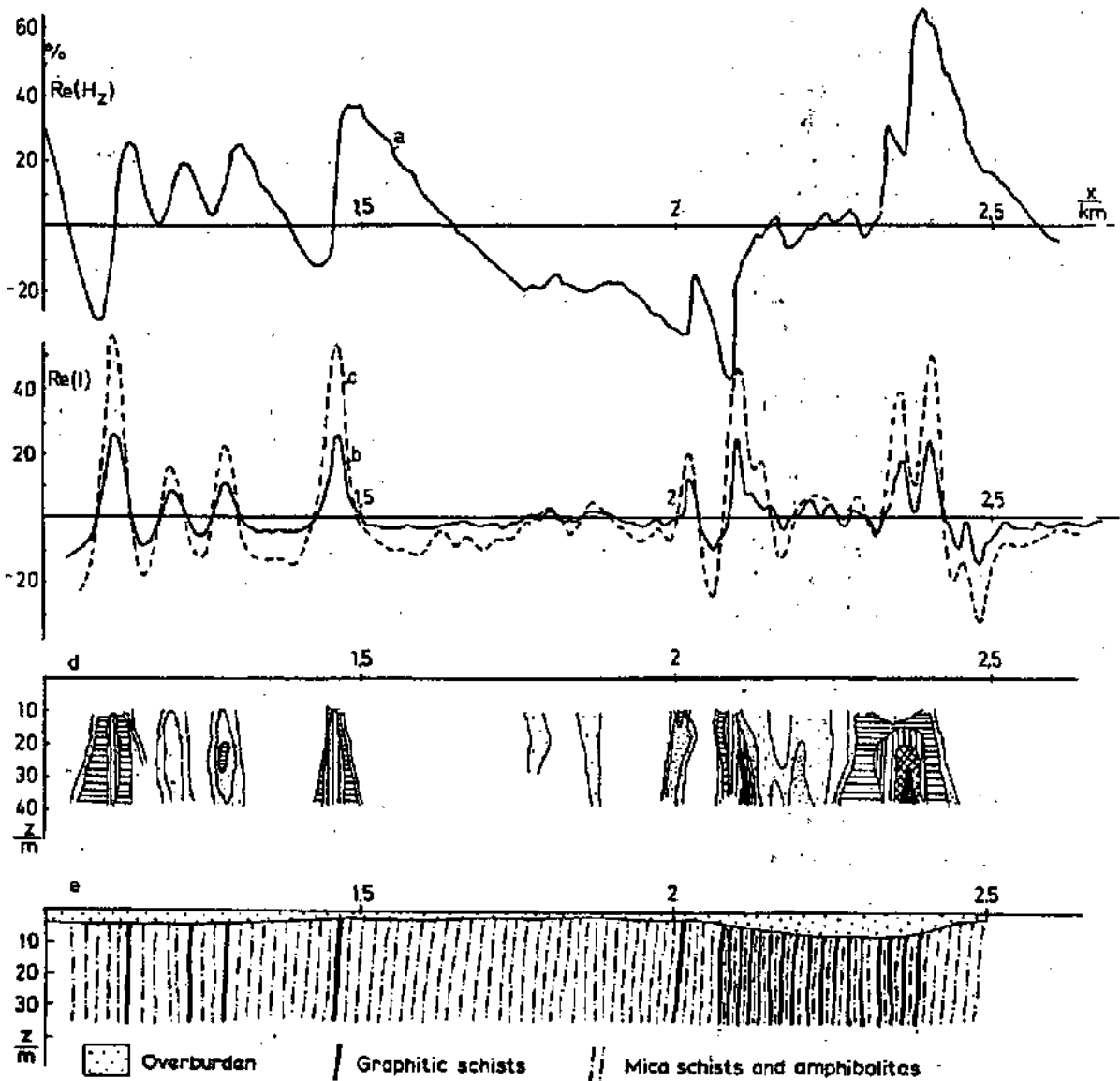


Abbildung 4.15: Anwendung des Karous-Hjelt-Filters a) Inphase, b) Filterfenster 10 m, c) Filterfenster 20 m, d) Pseudostromsektion, e) geologische Interpretation (Karous und Hjelt, 1983, 1977)

Hjelt *et al.* (1985) und zeigen, wo einfache Filtertechniken auf Grund der Existenz komplexerer Strukturen versagen und ein tiefliegender Körper in der Pseudosektion der Stromdichteverteilung verborgen bleibt. Sie erzielen jedoch durch eine gemeinsame Inversion von VLF-EM Daten einer Frequenz auf einem Profil, Hinweise auf den verborgenen Körper.

In Abbildung 4.15 wird ein Beispieldatensatz gezeigt, der über der Kiirminski-Utajärvi-Schist-Zone nahe bei Oulu, Finnland aufgenommen wurde. Kurve a) zeigt die Inphase, b) und c) die Karous-Hjelt-gelichterten Daten für eine Tiefe von  $z = 10$  m und  $z = 20$  m. Aus den beiden gefilterten Datensätzen wurde die Pseudosektion d) er-

zeugt und als geologisches Modell e) interpretiert.

Es wird leicht ersichtlich, daß Stromdichteverteilung und geologisches Modell auch ohne vorherige Filterung, das heißt Datenmanipulation, direkt aus den Originaldaten hätten abgeleitet werden können. Das von Karous und Hjelt (1983, 1977) angeführte Beispiel reicht also nicht aus, um die Notwendigkeit einer Filterung zu begründen. Alleine der Vorteil einer anschaulichen Präsentation durch die Pseudostromsektion läßt die Filterung gerechtfertigt erscheinen. Diese sollten jedoch auf keinen Fall alleine interpretiert werden, sondern immer zusammen mit den originalen Daten.

Ogilvy und Lee (1991) berechnen verschiedene Modelle und filtern die Datenkurven um die Vor-

und Nachteile des Karous-Hjelt-Filters zu analysieren. Sie kommen zum Schluß, daß die laterale Auflösung durchaus befriedigend ist, daß aber die Tiefenabschätzung eines Körpers schon bei kleineren Abweichungen vom 2D-Fall, problematisch sein kann. Sie empfehlen die Resultate der Filterung daher nur als Startmodell für eine anschließende Modellierung zu benutzen.

Sowohl Karous-Hjelt- als auch Fraser-Filter manipulieren die Originaldaten ohne wirklich neue Informationen zu liefern. Eine direkte Interpretation der Stellen des steilsten Anstiegs oder Abfalls von In- und Outphase als geologische Strukturen führt im allgemeinen zu den gleichen Ergebnissen wie der Umweg über vorheriges Filtern. Allerdings erlauben die Originaldaten sehr viel besser zu beurteilen, wie sicher eine Aussage gemacht werden kann, zum Beispiel zur Auflösung zweier benachbarter Anomalien.

Ein Vorteil der gefilterten Daten, die vereinfachte Darstellungsmöglichkeiten von Extrema statt Nulldurchgängen, ist seit der Existenz leistungsfähiger Computer verschwunden. Heutige Graphikinterpretationssysteme erzielen bei der Bildverarbeitung die gleichen Effekte schon ohne Filterungen. Zusätzliche Möglichkeiten liefern Filterverfahren wie die Hervorhebung von Kanten, Glätten, Schärpen, Mittelwertbildungen verschiedener Art, Frequenzanalysen, und andere. So stellte sich auch bei der Interpretation der in dieser Arbeit aufgenommenen Daten heraus, daß die beschriebenen Filterungen in einer dreidimensionalen Darstellungsweise keine neuen Informationen liefern, sondern nur die Auflösung des bearbeiteten Datensatzes herabsetzen.

Es wurde daher im allgemeinen auf eine Darstellung der gefilterten Daten in dieser Arbeit verzichtet, auch wenn sie meistens interessehalber zusätzlich berechnet wurden.

#### 4.1.2.1 Karous-Hjelt-Filterung von RF-EM Daten

Der Karous-Hjelt-Filter wurde mit den gleichen Fenstergrößen wie der Fraser-Filter auf den Datensatz des vorherigen Unterkapitels angewendet. Auch hier wird mit Fenstergröße der Abstand zweier Filterpunkte bezeichnet. Der gesamte verwendete Karous-Hjelt-Filter ist also sechsmal größer als das Fenster.

Die Beurteilung der Ergebnisse für die Karous-

Hjelt-Filterung stimmen in etwa mit denen des vorherigen Unterkapitels überein. Besonders für kleine Fenstergrößen von einem Meter sind die Ergebnisse von Fraser- und Karous-Hjelt-Filter bis auf einen Skalierungsfaktor gleich. Gezeigt werden hier nur die VLF-Inphase-Filterungen des gleichen Datensatzes wie in Abbildungen 4.2 bis 4.4 ab Seite 62, im Unterkapitel zum Fraser-Filter.

Bei den Filterungen in den Abbildungen 4.16, 4.18 und 4.20 stimmen Fenstergröße und Datenpunktabstand wieder überein. Sie betragen wiederum 1, 10 und 20 m. In den Abbildungen 4.17 und 4.19 werden wieder die gleitenden Filterungen mit Datenpunktabstand 1 m und Fenstergrößen von 10 und 20 m gezeigt.

Schon bei Fenstergrößen von 10 m führt die Filterung zum Auftreten von kleinen Einbrüchen in den Kurven, die zusätzliche, nicht vorhandene Anomalien vortäuschen könnten.

Auch der Karous-Hjelt-Filter führt zu unbrauchbaren Ergebnissen bei ungenügender Datendichte und auch hier gelten die gleichen Beobachtungen für die gefilterten Daten von In- und Outphase. Selbst die Betrachtungen von VLF- und LF-Bereich ergeben die gleichen Resultate wie im vorherigen Unterkapitel und werden daher nicht mehr gezeigt.

#### 4.1.2.2 Zusammenfassung

Der Karous-Hjelt-Filter ist eine Weiterentwicklung des Fraser-Filters, der die Nachteile einer Datenmanipulation mit diesem teilt: Auch hier gilt, daß die Erhöhung der Datenbasis durch kontinuierliche Messungen, die gemeinsame Verwendung von In- und Outphase, und den Einsatz von VLF und LF, abgesicherte Resultate erzielt als die Filterung.

Besonders die Variation der Eindringtiefe mit Hilfe einer Variation der Filterbreite ist sehr fragwürdig. Statt einer solchen Datenmanipulation sollten besser zusätzliche LF-Messungen durchgeführt werden. Die Manipulationen des Karous-Hjelt-Filters werden allerdings auf eine besser begründete Basis gestellt als beim Fraser-Filter. Strukturen, die deutlich kleiner als die Filterfensterbreite sind, können jedoch auch mit diesem Filter, wie eigentlich zu erwarten, nicht aufgelöst werden.

Eine Umwandlung von Nullpunktdurchgängen der untersuchten Anomalien erreicht man genauso durch eine direkte numerische Differenzierung.

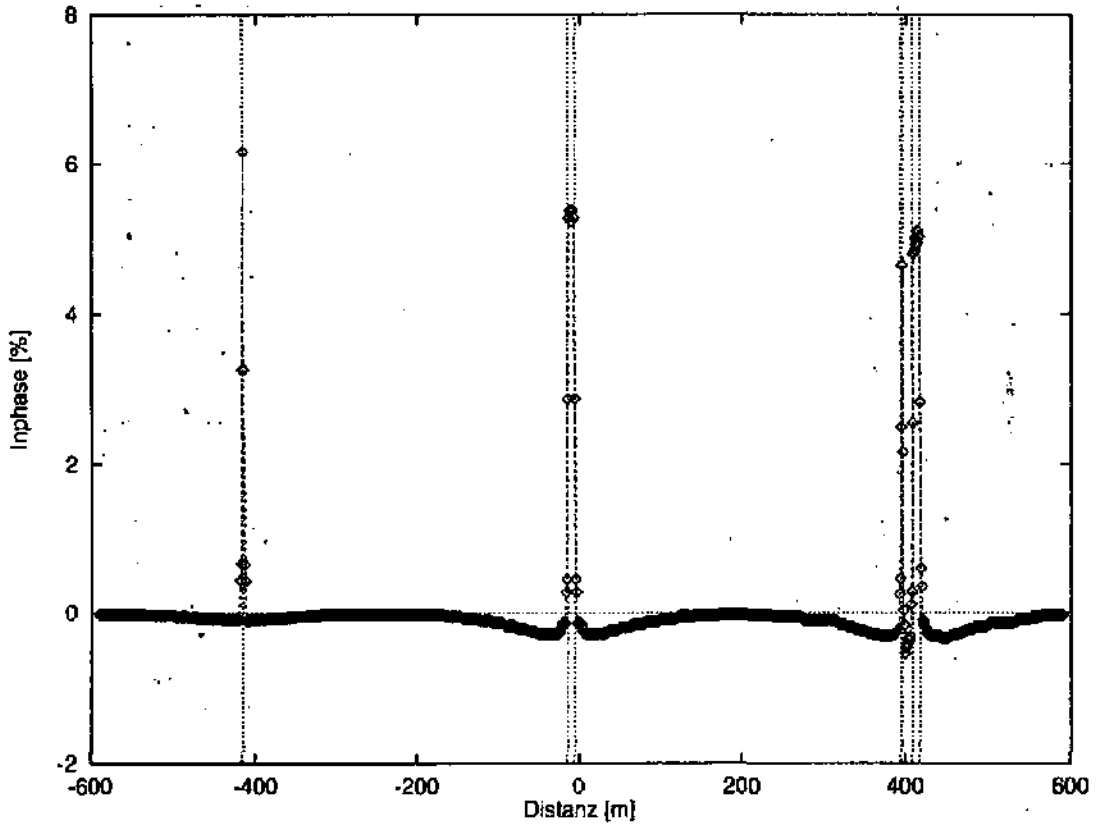


Abbildung 4.16: Karous-Hjelt-Filter mit 1 m Fenstergröße

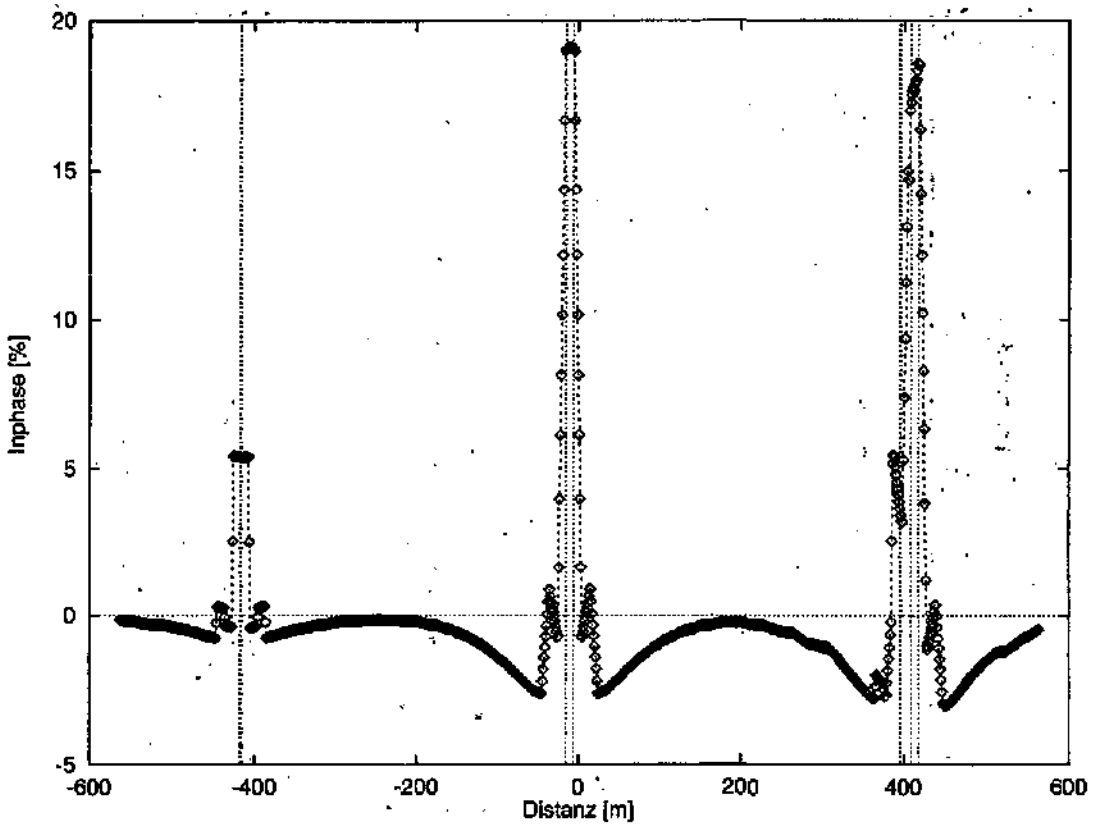


Abbildung 4.17: Gleitender Karous-Hjelt-Filter mit 10 m Fenstergröße

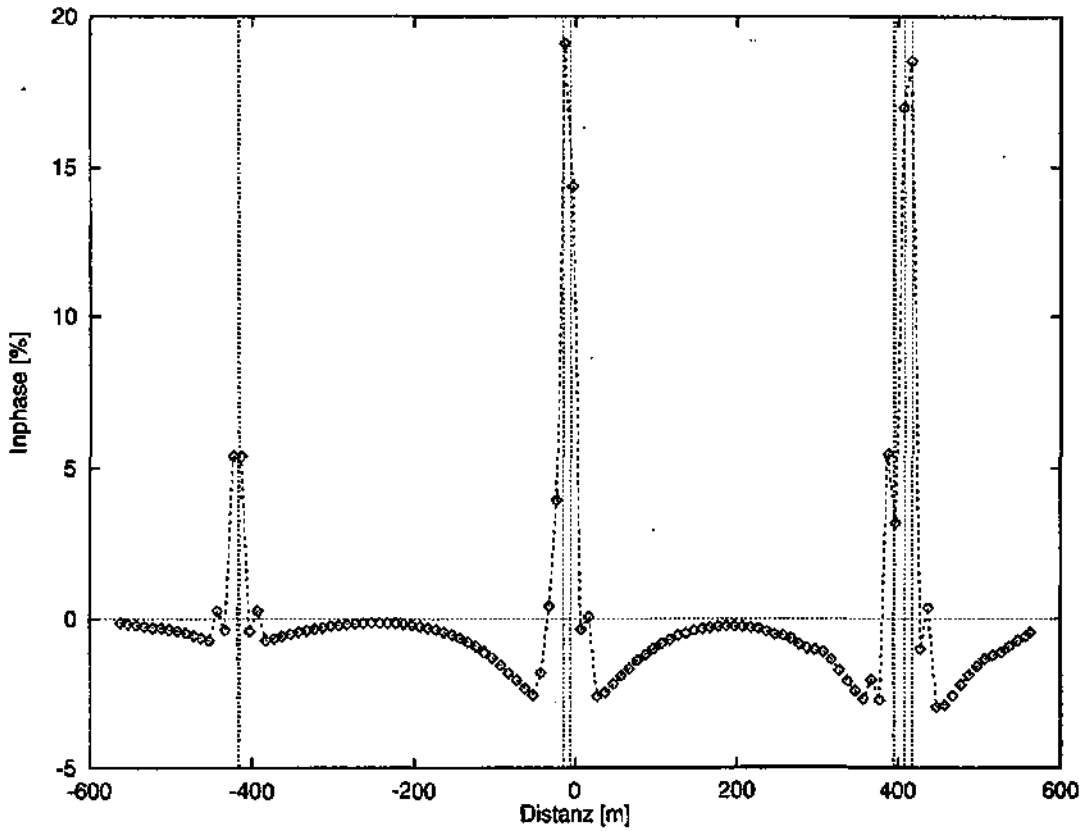


Abbildung 4.18: Grober Karous-Hjelt-Filter mit 10 m Fenstergröße

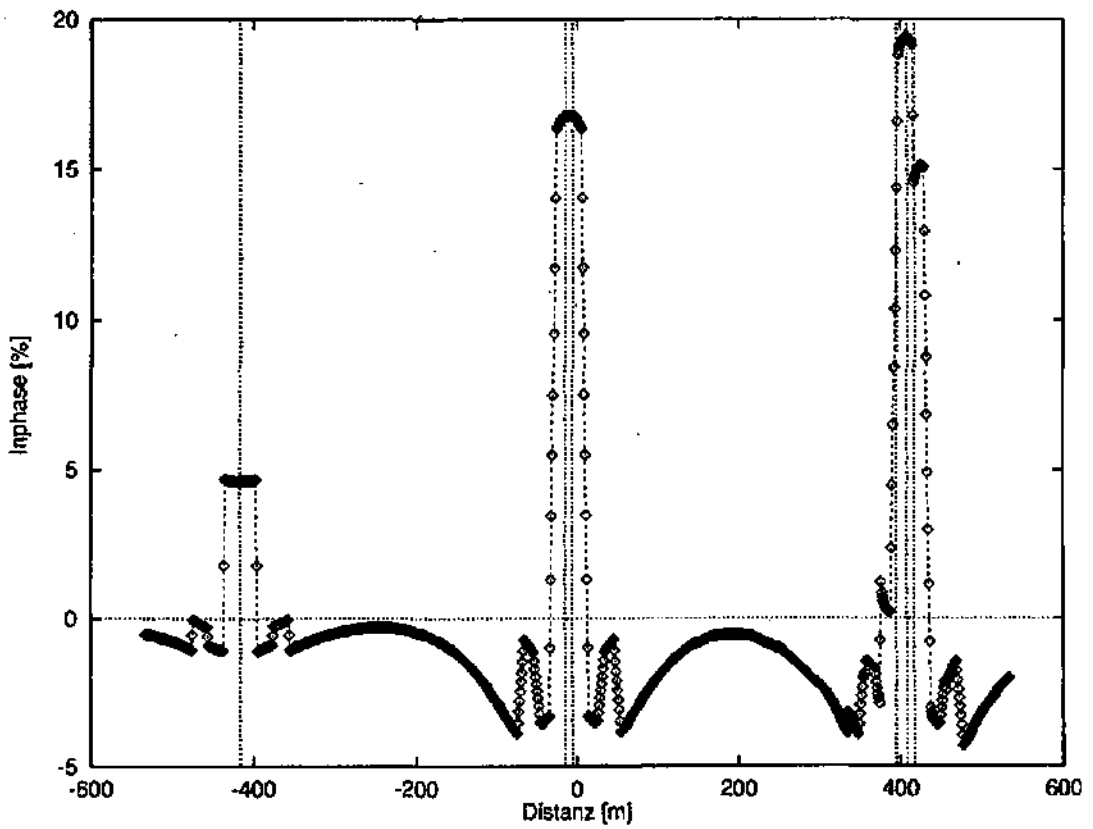


Abbildung 4.19: Gleitender Karous-Hjelt-Filter mit 20 m Fenstergröße

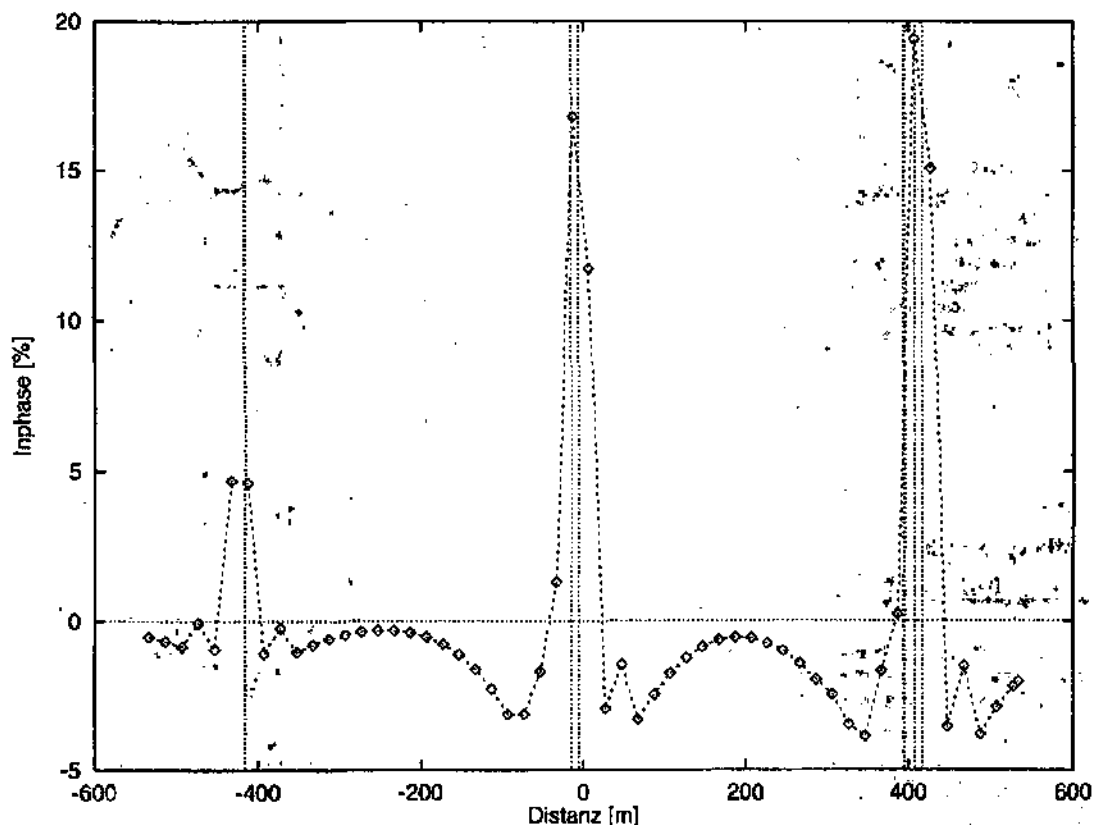


Abbildung 4.20: Grober Karous-Hjelt-Filter mit 20 m Fenstergröße

Daher soll diese im nächsten Unterkapitel als letzter differenzierender Filter besprochen werden.

### 4.1.3 Ableitung

Moderne graphische Interpretationssysteme bieten verschiedene differenzierende Filter an. Besonders Bildverarbeitungssoftware erlaubt spezielle Effekte, wie das Hervorheben von Kanten. Diese Bildmanipulationssoftware ist den bisher gezeigten Filtern weit überlegen bei der Suche nach speziellen Eigenschaften der Daten. Allerdings gilt auch für diese, daß das Ergebnis von den Wünschen des Bearbeiters abhängt.

Dehalb wurden solche Filter auch in dieser Arbeit nur bei der Suche nach speziellen Eigenschaften der Daten verwendet. Für den definitiven Nachweis solcher Eigenschaften wurde jedoch eine Verbesserung der Datenbasis oder eine Modellierung gegenüber einer Ausweitung der Datenmanipulation vorgezogen.

Eine erfolgreiche Anwendung eines Ableitungsfilters findet sich in einem Prakla-Seismos Datensatz (Prakla-Seismos, 1981), präsentiert in McNeill und Labson (1991–1993). Abbildung 4.21 zeigt VLF-Inphase, VLF-Outphase, Ableitung der VLF-

Inphase, scheinbare geoelektrische Widerstände und die dazugehörige geologische Interpretation. In diesem speziellen Fall stimmt die Ableitung der Inphase sehr gut mit der Widerstandsverteilung überein, die durch geoelektrische Verfahren bestimmt wurde. Der Vorteil liegt in der sehr viel schnelleren Durchführbarkeit der VLF-Messungen gegenüber geoelektrischen Messungen.

Der beschriebene Zusammenhang zwischen der Ableitung der Inphase und dem Widerstand ergibt sich aus der Maxwellgleichung.

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (4.4)$$

Unter Vernachlässigung des Verschiebungsstromes  $\vec{J}$  entspricht diese dem Ampereschen Gesetz, aus dem man mit Hilfe von  $\vec{D} = \epsilon_0 \epsilon_r \vec{E}$  und einem harmonischem Ansatz  $\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega t}$  die vereinfachte Beziehung

$$\frac{\partial}{\partial y} H_z - \frac{\partial}{\partial z} H_y = i\omega \epsilon_0 \epsilon_r E_x \quad (4.5)$$

für die  $x$ -Komponente erhält.

Nach Division durch  $H_y$  und unter der Annahme, daß  $H_y$  sich nur wenig entlang der  $y$ -Achse ändert, erhält man

$$\frac{\partial}{\partial y} \frac{H_z}{H_y} - \frac{1}{H_y} \frac{\partial}{\partial z} H_y = i\omega \epsilon_0 \epsilon_r \frac{E_x}{H_y}$$

**VLF-measurement**  
 Transmitter: GBR (Rugby-England)  
 Frequency: 16 kHz  
 → Survey direction  
 ..... Line points (spacing 10 m)  
 H<sub>v</sub> Vertical component  
 H<sub>h</sub> Horizontal component  
 — Inphase component (corrected values)  
 - - - Out of phase component (corrected values)

**Resistivity profiling**  

$$\rho_a = \frac{U}{I} \cdot \pi \cdot \frac{(L/2)^2 - (a/2)^2}{a} \quad (\Omega m)$$
 a/2 = 5 m (half potential electrode spacing)  
 L/2 = 205 m (half current electrode spacing)  
 L/2 = 105 m (half current electrode spacing)

**Topography and Geology**

- S = Serpentine
- ts = Calcium Silicate rock
- Gg = younger medium grain Granite
- gnf = Biotite-Plagioclase-schist Gneiss
- gnz = Biotite-Plagioclase-epi band Gneiss

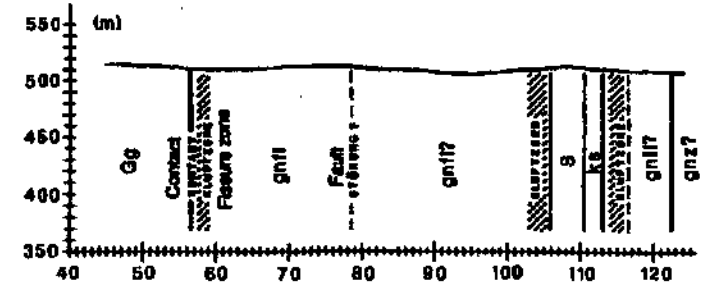
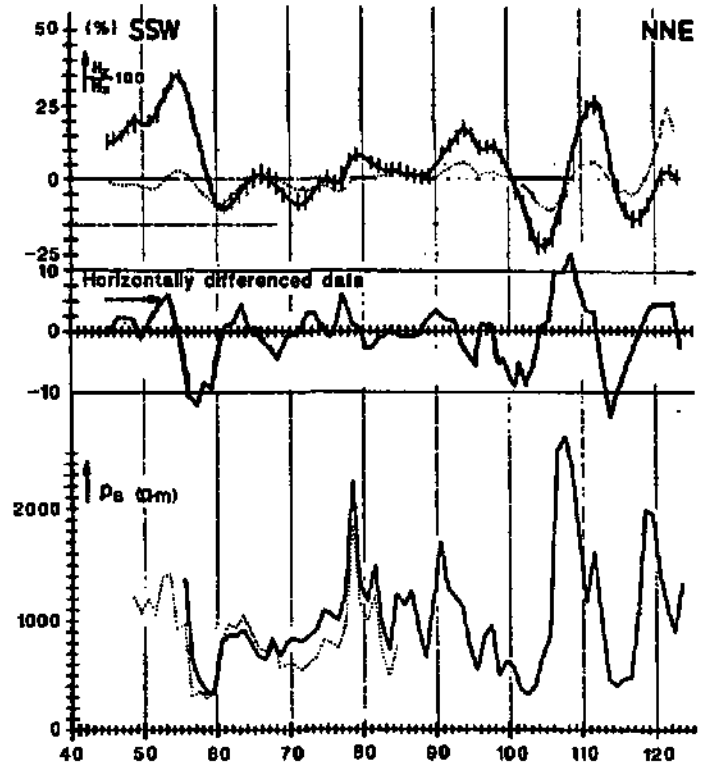


Abbildung 4.21: VLF und Geoelektrik: Vergleich der Inphaseableitung mit scheinbarem geoelektrischem Widerstand (Prakla-Seismos, 1981; McNeill und Labson, 1991-1993)

$$= i\omega\epsilon_0\epsilon_r Z_{xy} \quad (4.6)$$

Die Ableitung der Magnetfeldverhältnisse ist also in komplexer Weise proportional zum Impedanz-tensorelement  $Z_{xy}$ .

Im nächsten Unterkapitel wird für den Chouteau-Filter in ähnlicher Weise eine Gleichung zwischen den Magnetfeldverhältnissen und dem Impedanz-tensorelement  $Z_{xy}$  hergeleitet, aus dem sich dann der scheinbare Widerstand ergibt.

Da die dortige Herleitung sehr viel einfacher ist, wird obige Gleichung an dieser Stelle nicht mehr weiterentwickelt.

**4.1.3.1 Zusammenfassung**

Die Ergebnisse eines Ableitungsfilters entsprechen in etwa der Filterung mit Fenstergröße 1 m beim

**Fraser und Karous-Hjelt-Filter.**

Für die direkte Ableitung gilt noch stärker als für Fraser- und Karous-Hjelt-Filter, daß in einer dreidimensionalen Darstellung durch die Skalierung die Unterschiede zwischen Originaldatensatz und gefiltertem Datensatz verwischen. Bei einer dreidimensionalen Darstellung macht sich ein regionaler Trend, der durch die Filterung eliminiert werden soll, sowieso kaum bemerkbar.

**4.1.4 Zusammenfassung**

Weder Fraser-Filter noch Karous-Hjelt-Filter nehmen Rücksicht auf die verwendete Frequenz. Eine Deckschicht oder oberflächennahe Strukturen können zu deutlichen Abweichungen von LF- und VLF-Daten führen, wie zum Beispiel im Kapitel

über die Messungen im Niger gezeigt wird. Dort werden ab Seite 191 verschiedene Modelle für verschiedene Frequenzen berechnet, mit unterschiedlichen Ergebnissen für den VLF- und für den LF-Bereich. Auch in diesem Kapitel werden solche Vergleiche gezogen, mit ähnlichen Ergebnissen: Die laterale Auflösung erhöht sich mit steigender Frequenz, worauf weder Fraser- noch Karous-Hjelt-Filter Rücksicht nehmen.

Da die vorgestellten differenzierenden Filter keinen Informationsgewinn erzielen, wird im weiteren allgemein auf ihre Anwendung verzichtet. Nach der Aufnahme der Daten, die in den folgenden Kapiteln noch präsentiert werden, wurden zwar hin und wieder solche Filter getestet, es ergab sich jedoch niemals eine neue Erkenntnis, so daß die Abbildung der Resultate entfallen kann.

Diese Einführung soll hauptsächlich erklären, warum die erwähnten weit verbreiteten Filter nur mit großer Zurückhaltung angewendet wurden. Weiterhin wird so der Unterschied zu integrativen Filtern, wie im nächsten Unterkapitel vorgeschlagen, deutlich. Der in dieser Arbeit präsentierte Filter nach Chouteau *et al.* (1996) erzielt einen wirklichen Informationsgewinn. So wie der Karous-Hjelt-Filter Pseudostromsektionen erzeugt, so können mit Hilfe von Chouteau *et al.* (1996) Pseudowiderstandssektionen bestimmt werden. Der Unterschied besteht darin, daß Widerstände dem geologischen Verständnis besser zugänglich sind als Ströme, da es sich bei ihnen um Gesteinsparameter handelt.

Ein weiterer Unterschied ist, daß die Widerstandstiefenverteilung aus verschiedenen geophysikalischen Messungen bei unterschiedlichen Frequenzen gewonnen werden, und nicht durch Variationen der Filterparameter. Die Ergebnisse des nächsten Unterkapitels werden also sehr viel stärker durch Daten als durch alleinige Datenverarbeitung belegt.

Die Verwendung der vorgestellten Filter bei der Analyse breiter Strukturen ist sinnvoll bei der Elimination von gerätebedingtem Rauschen, einem Problem, das es mit den Neuchâtelern Geräten nicht gibt. Die Filter helfen bei der automatisierten Auswertung großer Anomalien zur Erzprospektion. Sie sind besonders hilfreich, bei Airborne VLF-EM, da die dort anfallenden Datenmenge ähnlich groß sind, wie bei den Neuchâtelern Geräten.

McNeill und Labson (1991–1993) fassen auf Grund der vorgestellten Überlegungen die Beden-

ken vieler Geophysiker bei der Verwendung der beschriebenen differenzierenden Filter wie folgt zusammen:

1. Der Filterprozeß kann die Anomalie deplazieren, so daß für eine genaue Lokalisierung die Originaldaten zwingend herangezogen werden müssen.
2. Kompliziertere oder mehrfache Strukturen besitzen Anomaliekurven, deren Gestalt durch die Filterung substantiell verändert werden kann.
3. Kontaktflächen werden durch die Filterung in Linienstromanomalien transformiert.
4. Die Steigung im Nulldurchgang und damit die Amplitude der gefilterten Anomalie ist relativ insensitive gegenüber Änderungen des Leitfähigkeitsdickeprodukts eines vertikalen, leitfähigen Grabens.

Beweise und Modellrechnungen hierzu befinden sich in Madden und Vozoff (1971); McNeill und Labson (1991–1993).

Die genannten Autoren beurteilen diese Filter also eher skeptisch und empfehlen deshalb immer die gleichzeitige Betrachtung von gefilterten Daten und Originaldaten.

Auch Falacky und West (1991–1993) empfehlen die gleichzeitige Betrachtung originaler und gefilterter Daten um fehlerhafte Interpretationen auf Grund der Deformation der originalen Anomaliekurve durch den Filtervorgang zu verhindern.

Es soll ausdrücklich davor gewarnt werden, die gefilterten Daten als alleinige Basis für weitere Interpretationen zu benutzen, wenn die Qualität der Originaldaten mangelhaft ist, auf Grund ungünstiger Meßkonditionen, komplexer geologischer Strukturen oder zu großer Meßabstände. Mangelhafte Datensätze werden durch Filtern zwar geglättet, die Resultate entsprechen jedoch nicht den geologischen Gegebenheiten. Sowohl der Fraser-Filter als auch der Karous-Hjelt-Filter sind für VLF-EM entwickelt worden. Bei ihrer Anwendung auf LF-Daten stellt sich die Frage nach der Frequenzabhängigkeit. Wie in den Modelldaten zu sehen war, verhalten sich VLF und LF Daten durchaus unterschiedlich. Die genannten Filter berücksichtigen dies jedoch nicht.

Beide Filter können bei zu weit auseinander liegenden Datenpunkten die wahre Lokation der Anomalie verschieben. In den originalen Daten ist dies

leicht durch eine angepaßte Auswertung zu beheben, beim bloßen Betrachten der Daten. In der automatisierten Auswertung mittels Filterung und anschließendem Konturplot geht dies nicht. Die genannten Filter können also nur als Interpretationshilfe gesehen werden, zur schnellen Erstellung einer ersten Pseudosektion.

Fraser- und Karous-Hjelt-Filter sind differenzierende Filter. Einige neuere Filter arbeiten mit integrierenden Eigenschaften und werden im nächsten Unterkapitel vorgestellt.

## 4.2 Integrative Filter

Nach dem Abriß über die Verwendung von differenzierenden Filtern bei der Interpretation von VLF-EM Daten sollen nun zwei integrative Filter vorgestellt werden. Auch diese manipulieren die Daten und können nicht vorhandene Anomalien vortäuschen, allerdings erlauben die beiden hier vorgestellten Filter eine Berechnung von scheinbaren Widerständen, die sehr viel einfacher mit den Resultaten anderer Methoden verglichen werden können. Hier drängt sich eine Kombination von RF-EM mit RMT-Messungen geradezu auf.

Zuerst soll der Chouteau-Filter hergeleitet werden, der auch Bestandteil des in dieser Arbeit entwickelten Softwarepaketes ist. Der zweite integrative Filter, der Relacon-Filter, wird nur kurz gestreift, da seine Motivation anscheinend zur Zeit noch nicht veröffentlicht wurde.

Außerdem wird sich zeigen, daß die Filterung nach Chouteau *et al.* (1996) im allgemeinen bessere Ergebnisse als die Filterung nach McNeill (1991) erzielt.

### 4.2.1 Chouteau-Filter

In diesem Unterkapitel soll der Filter von Chouteau *et al.* (1996) eingeführt werden. Eine erste Anwendung auf RF-EM Daten befindet sich in Stiefelhagen und Müller (1997).

Der Chouteau-Filter wandelt VLF-EM Daten in scheinbare Widerstände um. Er basiert auf dem für zweidimensionale Modelle gültigen Zusammenhang zwischen der horizontalen Ableitung des elektrischen Feldes an der Oberfläche und dem dortigen vertikalen magnetischen Feld. Er ist rekursiv definiert und erlaubt mit Hilfe eines einzigen Startwertes für den Widerstand, der zum Beispiel aus RMT-Messungen bestimmt werden kann, die

scheinbaren Widerstände auf einem ganzen Profil anzunähern. Seine Tiefpaßeigenschaft eliminiert zugleich kleine Anomalien, so daß nur noch der kleinräumige Trend dargestellt wird. In dieser Hinsicht verhält er sich vergleichbar zu den bereits vorgestellten Filtern.

Da der Algorithmus von Chouteau *et al.* (1996) nicht nur eine filternde Wirkung hat, sondern Inphase und Outphase in scheinbare Widerstände umwandelt, handelt es sich zusätzlich um eine Widerstandstransformation. Analog handelt es sich beim Karous-Hjelt-Filter um eine Stromdichtetransformation. In Anlehnung an Chouteau *et al.* (1996) wird jedoch weiter der Term Filter benutzt, trotz der zusätzlichen, transformativen Eigenschaften des Chouteau-Filters gegenüber, zum Beispiel, dem Fraser-Filter.

Im folgenden sollen nun die Details der Theorie und Anwendung des Chouteau-Filters gezeigt werden. Weiterhin soll der Filter verallgemeinert werden, zur Bestimmung von scheinbaren Phasen, um die Anwendung von Inversionen zu erlauben.

### 4.2.2 Herleitung des Chouteau-Filters

Da der Filter nach Chouteau *et al.* (1996) erst neu veröffentlicht wurde und deshalb noch nicht allgemein bekannt ist, wie die Filter im vorangehenden Abschnitt, soll er hier in größerer Ausführlichkeit behandelt werden. Im folgenden wird sich herausstellen, daß dieser Filter sehr viel besser geeignet ist, zusätzliche Informationen zu liefern, da er RF-EM Messungen mit Hilfe von RMT- oder anderen Widerstands-Messungen, von Inphase und Outphase in scheinbare Widerstände transformieren kann. Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Filtern bestimmt die Chouteau-Widerstandstransformation Gesteinsparameter, was einem Informationsgewinn gleichkommt.

Somit versprechen dieser und ähnliche Filter eine weitere zukünftige Entwicklung für die VLF-EM Interpretation. Auch aus diesem Grund wird der Filter hier in allen Einzelheiten betrachtet.

In einem kartesischen Koordinatensystem mit der  $x$ -Achse parallel zur Streichrichtung und  $z$  nach unten weisend ergeben sich über die Faradaysche Maxwellgleichung der Beziehung zwischen elektrischem Feld  $\vec{E}$  und magnetischem Feld  $\vec{B}$

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (4.7)$$

in einem zweidimensionalen Modell folgende Überlegung: Da keine Änderungen entlang der

$x$ -Achse vorhanden sind, vereinfacht sich Gleichung 4.7 für die  $z$ -Komponente zu einer einfachen Relation zwischen elektrischem horizontalem Feld und dem vertikalen magnetischen Induktionsfeld:

$$\frac{\partial E_x}{\partial y} = \frac{\partial B_z}{\partial t} \quad (4.8)$$

Die vertikale magnetische Induktion ist also proportional zur horizontalen Ableitung des elektrischen horizontalen Feldes.

Eine analoge Idee verwenden Radic (1994); Meyer (1965) zur Entwicklung des bereits erwähnten RMS-Gerätes, welches magnetische Gradienten messen soll, um daraus auch scheinbare Widerstände zu bestimmen, ohne elektrische Felder messen zu müssen.

Unter der Annahme einer harmonischen Anregung  $B_z = B_0 e^{i\omega t}$  und mit  $B_z = \mu H_z$  vereinfacht sich diese Gleichung weiter zu

$$\frac{\partial E_x}{\partial y} = i\omega\mu H_z \quad (4.9)$$

Dividiert man nun beide Seiten dieser Gleichung durch das magnetische Feld  $H_y$  und nimmt gleichzeitig an, daß  $H_y$  sich nicht wesentlich entlang der  $y$ -Achse verändert, so daß  $H_y$  als näherungsweise konstanter Term in die Ableitung hineingezogen werden kann, so ergibt sich

$$i\omega\mu \frac{H_x}{H_y} = \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{E_x}{H_y} \right) = \frac{\partial Z_{xy}}{\partial y} \quad (4.10)$$

mit dem Impedanzensorelement  $Z_{xy}$ .

Das Verhältnis des horizontalen zum vertikalen magnetischen Feld ist also proportional zur Änderung der Impedanz in Richtung der  $y$ -Achse. Nach Tikhonov (1950); Cagniard (1953a,b) gilt für diese Impedanz über einem homogenem Halbraum

$$Z_{xy} = (i\omega\mu\rho)^{1/2} \quad (4.11)$$

Für einen homogenen Halbraum ist der Widerstand  $\rho$  gleich dem wirklichen Widerstand, ansonsten ist er gleich einem scheinbaren Widerstand.

Für eindimensionalen Untergrund ist der beschriebene scheinbare Widerstand der gleiche scheinbare Widerstand, wie er für VLF/R und RMT definiert ist. Nimmt man also für einen lokalen Punkt an, daß in seiner Umgebung die darunterliegenden Strukturen eindimensional sind, so darf man obige Impedanzen gleichsetzen und erhält nach Umstellung der Vorfaktoren

$$\frac{\partial(\rho^{1/2})}{\partial y} = (i\omega\mu)^{1/2} \frac{H_x}{H_y} \quad (4.12)$$

Integriert ergibt sich dann

$$\rho^{1/2} \Big|_y - \rho^{1/2} \Big|_0 = (i\omega\mu)^{1/2} \int_0^y \frac{H_x}{H_y} dy \quad (4.13)$$

An dieser Stelle wechseln Chouteau *et al.* (1996) das Vorzeichen vor dem Integral um, da in der Praxis mit der  $z$ -Achse nach oben gemessen werde. Dies ist wahrscheinlich mit dem Geonics-Gerät der Fall, das Chouteau *et al.* (1996) für die Messung eines Testdatensatzes einsetzen. Allerdings wird so das Koordinatensystem von einem Rechtssystem in ein Linkssystem transformiert.

Dies entspricht nicht den allgemeinen Gepflogenheiten, so daß beim Vergleich mit anderen Systemen dieser Vorzeichenwechsel berücksichtigt werden muß. Insbesondere auch bei der Anwendung des Filters auf Daten, die zum Beispiel mit Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987); Steiner und Szarka (1992); Steiner *et al.* (1992) berechnet wurden, muß dies berücksichtigt werden. Bei guten Leitern, das heißt fallenden Widerständen, fällt auch die Inphase bei den genannten Autoren. Genau wie bei den Neuchâtel Geräten. In dieser Arbeit wird konsequent ein Rechtssystem verwendet, so daß die Formeln ab hier von der Originalherleitung in Chouteau *et al.* (1996) abweichen.

Vergleiche mit anderen Anwendern des Geonics-Gerätes führen zu der Vermutung, daß die Vorzeichendefinition dieses Gerätes etwas von der allgemein üblichen Definition in der MT abweicht. Dies wird auch durch Ogilvy und Lee (1991) bestätigt, der darauf hinweist, daß Geonics EM-16 und Scintrex IGS/2/VLF-3 ein entgegengesetztes Vorzeichen zu Karous und Hjelt (1983, 1977) verwenden. Es sollte hier also immer genau verglichen werden!

In der Arbeit von Chouteau *et al.* (1996) werden teilweise  $\mu$  und  $\mu_0$  gleichgesetzt. Um konform mit Chouteau *et al.* (1996) zu bleiben, wird in der folgenden Herleitung weiter  $\mu$  statt  $\mu_0$  geschrieben, wobei aber eigentlich die Konstante  $\mu_0 = 4\pi/10^7$  H/m gemeint ist.

Chouteau *et al.* (1996) wandeln das Integral in eine diskrete Summation um, mit folgendem Ergebnis:

$$(\rho_{j+1/2})^{1/2} = (i\omega\mu)^{1/2} \sum_{k=1}^j \frac{H_x}{H_y} \Delta y + (\rho_{-1/2})^{1/2} \quad (4.14)$$

$(\rho_{-1/2})^{1/2}$  stellt den Wert des Integrals an der unteren Grenze dar. Durch die Diskretisierung werden die Summanden jeweils als Fläche zwischen zwei benachbarten Punkten betrachtet, so daß der Widerstand  $\rho$  gegenüber  $H_x/H_y$  jeweils um ein halbes Intervall verschoben bestimmt wird.

Der Filter hat also eine autoregressive beziehungsweise rekursive Form

$$y_{j+1/2} = \alpha x_j + y_{j-1/2} \quad (4.15)$$

mit

$$\alpha = (i\omega\mu)^{1/2} \Delta y \quad (4.16)$$

$$x_j = (H_z/H_y)_j \quad (4.17)$$

$$y_{j+1/2} = (\rho_{j+1/2})^{1/2} \quad (4.18)$$

Dies entspricht einem Integrationsoperator im Ortsraum beziehungsweise einem Tiefpaßfilter im Wellenvektorraum. In Chouteau *et al.* (1996) fehlt dabei, wahrscheinlich auf Grund eines Druckfehlers, in der Definition von  $\alpha$  der Faktor  $\Delta y$ .

Das komplexe Verhältnis  $H_z/H_y$  kann als Summe seines Realteils  $P$  und seines Imaginärteils  $Q$  beschrieben werden, so daß sich

$$(i\omega\mu)^{1/2} \frac{H_z}{H_y} = (\omega\mu/2)^{1/2} [(P - Q) + i(P + Q)] \quad (4.19)$$

ergibt, wobei Chouteau *et al.* (1996) ohne Begründung von

$$\sqrt{i} = \pm \frac{1+i}{\sqrt{2}} \quad (4.20)$$

nur die positive Lösung benutzen.

In Unterkapitel 4.2.3 wird der Chouteau-Filter allgemeiner hergeleitet. Dort findet man auch die Erklärung, warum hier nur die positive Lösung verwendet werden muß.

Bei der Programmierung ist zu beachten, daß sich die Kreisfrequenz aus der Senderfrequenz zu  $\omega = 2\pi f$  ergibt, und daß Inphase  $P$  und Outphase  $Q$  in Bruchteilen und nicht in Prozent angegeben werden.

Nach Einsetzen von Gleichung 4.19 in Gleichung 4.17 beziehungsweise 4.15 ergibt sich

$$\begin{aligned} \rho_{j+1/2}^{1/2} &= \rho_{j-1/2}^{1/2} \\ &+ \sqrt{\frac{\mu\omega}{2}} \Delta y [(P - Q) + i(P + Q)] \end{aligned} \quad (4.21)$$

Physikalische Meßgrößen sind reell, so daß sich unter Vernachlässigung des Imaginäranteils

$$\rho_{j+1/2}^{1/2} = \rho_{j-1/2}^{1/2} + \sqrt{\frac{\mu\omega}{2}} \Delta y (P - Q) \quad (4.22)$$

ergibt. Die Entstehung des Imaginäranteils führen Chouteau *et al.* (1996) auf die 1D-Näherung zurück.

Weiterhin erklären Chouteau *et al.* (1996), daß die Inphase im allgemeinen größer ist als die Outphase und außerdem weniger durch oberflächennahe Strukturen beeinflusst wird, so daß sie die Outphase vernachlässigen.

Das Ergebnis nach Chouteau *et al.* (1996) unter ausschließlicher Berücksichtigung der Inphase lautet

$$\rho_{j+1/2}^{1/2} = \rho_{j-1/2}^{1/2} + \sqrt{\mu\omega} \Delta y P \quad (4.23)$$

Chouteau *et al.* (1996) ersetzen dafür in Gleichung 4.22 den Term  $\frac{P-Q}{\sqrt{2}}$  durch  $P$ , was für  $Q \approx -0.4P$  gleich der exakteren Lösung der vorherigen Gleichung ist. Für alle anderen Werte ist dies wohl eher eine empirisch abgeleitete, mathematisch unnötige Näherung. Sie wird in Chouteau *et al.* (1996) auch nicht näher erläutert.

Oberflächennahe Strukturen haben auch einen Einfluß auf den scheinbaren Widerstand des Startwertes. Außerdem fließen sie in die über den Strukturen gemessenen scheinbaren Widerstände mit ein. Die VLF/R und RMT-Methode ermitteln auch immer scheinbare Widerstände, die von den oberflächennahen Strukturen mit beeinflusst werden. Um vergleichbare Ergebnisse zu erhalten, müssen also auch die scheinbaren Widerstände für die RF-EM Daten diese oberflächennahen Strukturen berücksichtigen. Eine anschließende Inversion kann dann aus den scheinbaren Widerständen wirkliche Widerstände berechnen.

Der in dieser Arbeit modifizierte Chouteau-Filter in Gleichung 4.22 mit Berücksichtigung der Outphase ist daher theoretisch dem eingeschränkten Filter 4.23 vorzuziehen. In den Modellrechnungen werden die Ergebnisse beider Versionen dargestellt. Der modifizierte Filter wird von Chouteau *et al.* (1996) nicht explizit erwähnt, ergibt sich aber als Zwischenschritt der von ihm durchgeführten Rechnungen.

In der Originalarbeit von Chouteau *et al.* (1996) wird wie schon erwähnt, der additive Term in einen subtraktiven Term umgewandelt, wahrscheinlich um mit dem eingesetzten Geonics-Gerät konforme Daten zu erzielen. Die von Chouteau *et al.* (1996) mit Hilfe des Programms von Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987) modellierten Daten besitzen jedoch positive Inphase bei steigendem Widerstand. Das heißt, die Anwendung des Filters verlangt nach einem positiven Vorzeichen. Dies entspricht auch der Definition der Neuchâtelers Geräte. Die Modellrechnungen wurden mittels Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987); Steiner und Szarka (1992); Steiner *et al.* (1992) mit dem gleichen Resultat überprüft.

Zusammengefaßt sollen noch einmal die für die Herleitung gemachten Annahmen aufgezählt werden:

1. Das untersuchte Profil verläuft senkrecht zur Streichrichtung eines zweidimensionalen geologischen Modells.
2. Die Änderung des Magnetfeldes  $H_y$  in Richtung der  $y$ -Achse ist deshalb klein gegenüber der Änderung des elektrischen Feldes  $E_x$ . Daher sollten die Daten in möglichst kleinen Abständen aufgenommen werden.
3. An allen Punkten außerhalb eines starken Kontrastes wird ein homogener Halbraum angenommen, so daß der berechnete Widerstand  $\rho$  einem scheinbaren Widerstand entspricht, wie er schon für VLF/R und RMT nach Tikhonov (1950), Cagniard (1953a,b) hergeleitet wurde. Chouteau *et al.* (1996) schränkt zwar nur auf eindimensionale Modelle ein, für diese gilt jedoch nicht allgemein die von ihm vereinfacht angenommene Phasenbeziehung  $\varphi = 45^\circ$ . Im nächsten Unterkapitel wird daher der Filter mit Berücksichtigung einer variablen Phase hergeleitet.

Aus der Analogität der scheinbaren Widerstände heraus, bieten sich VLF/R und RMT-Methode an, als Startwertlieferant für scheinbare Widerstände zu dienen. Allerdings können natürlich auch andere Methoden wie Geoelektrik verwendet werden, um einen Startwert zu finden. Der Vorteil der Verwendung der RMT-Methode ist die Möglichkeit übereinstimmende Frequenzen für RMT und RF-EM zu verwenden, und somit Daten zu erzeugen, die zu direkten RMT-Messungen über das ganze Profil äquivalent sind. Da es sich um das gleiche Meßprinzip handelt, können bei der Anwendung des Filters auf verschiedene Modelldaten oder gemessene Daten auch sehr viel einfacher Vergleiche gezogen werden.

Für weitere Informationen wird auch auf Chouteau *et al.* (1996) verwiesen. Hier folgt nun eine verallgemeinerte Herleitung mit Berücksichtigung der Phase.

### 4.2.3 Herleitung einer verallgemeinerten Widerstands- und Phasen-Transformation aus dem Chouteau-Filter

Im folgenden soll die einschränkende Definition des scheinbaren Widerstandes für den homogenen Halbraum durch die allgemeinere Definition des scheinbaren Widerstandes von Tikhonov (1950),

Cagniard (1953a,b) ersetzt werden, wie sie zum Beispiel in Ward und Hohmann (1991–1993) hergeleitet wird.

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{xy}|^2 \quad (4.24)$$

Da  $Z_{xy}$  eine komplexe Größe ist, ergibt sich mit  $Z_{xy} = |Z_{xy}|e^{i\varphi}$  die Beziehung zwischen Impedanz  $Z_{xy}$  und scheinbarem Widerstand  $\rho_a$  über die Phasenbeziehung  $\varphi$  zu

$$Z_{xy} = (\omega\mu\rho)^{1/2} e^{i\varphi} \quad (4.25)$$

Die Indizes für  $\rho_a$  und  $\mu_0$  wurden hierbei fallengelassen, um zu den Notationen von Chouteau *et al.* (1996) konform zu bleiben. Für den homogenen Halbraum gilt  $\varphi = 45^\circ$ , so daß sich die von Chouteau *et al.* (1996) verwendete Definition des scheinbaren Widerstandes ergibt.

Vergleicht man Gleichungen 4.25 und 4.11 so ergibt sich direkt, daß in Gleichung 4.20, wie erwähnt, nur das positive Vorzeichen verwendet werden darf. Durch Auflösen von  $\sqrt{i}$  direkt bei der Definition des scheinbaren Widerstandes hätten sich Chouteau *et al.* (1996) die spätere Mehrdeutigkeit in Gleichung 4.20 ersparen können.

Die weitere Rechnung verläuft analog zu Chouteau *et al.* (1996). Nur wird nun die Phase mit berücksichtigt. Dies erlaubt auch geschichtete Halbräume zu berücksichtigen, in denen die Phase von  $45^\circ$  abweicht. Es ergibt sich wiederum eine Differentialgleichung

$$\frac{\partial}{\partial y} [\rho^{1/2} e^{i\varphi}] = i\sqrt{\omega\mu} \frac{H_z}{H_y} \quad (4.26)$$

Nach der Integration und Umwandlung in eine diskrete Summenbildung ergibt sich wieder eine rekursive Formel. Sie lautet

$$\rho^{1/2} e^{i\varphi} \Big|_{j+1/2} = \rho^{1/2} e^{i\varphi} \Big|_{j-1/2} + \beta(iP - Q) \quad (4.27)$$

mit

$$\beta = \sqrt{\omega\mu} \Delta y \quad (4.28)$$

Wiederum gilt, daß für den homogenen Halbraum  $\varphi = 45^\circ$  wird, und somit  $e^{i\varphi} = (1+i)/\sqrt{2}$ . Hieraus leitet sich wieder Gleichung 4.21 ab, und damit der Filter nach Chouteau *et al.* (1996).

Für den allgemeinen Fall läßt sich die komplexe Beziehung in Gleichung 4.27 mit  $e^{i\varphi} = \cos\varphi + i\sin\varphi$  in ein Gleichungssystem zerlegen, entsprechend dem Real- und dem Imaginärteil.

$$\rho_{j+1/2}^{1/2} \cos\varphi_{j+1/2} = \rho_{j-1/2}^{1/2} \cos\varphi_{j-1/2} - \beta Q \quad (4.29)$$

$$\rho_{j+1/2}^{1/2} \sin\varphi_{j+1/2} = \rho_{j-1/2}^{1/2} \sin\varphi_{j-1/2} + \beta P \quad (4.30)$$

Die letztere der beiden Gleichungen geht für den homogenen Halbraum bis auf einen Vorfaktor von  $\sqrt{2}$  in Gleichung 4.23 über, dem Ergebnis von Chouteau *et al.* (1996). Allerdings kann aus der ersten Gleichung eine analoge Formel hergeleitet werden, so daß zwei Gleichungen entstehen.

$$\rho_{j+1/2}^{1/2} = \rho_{j-1/2}^{1/2} - \sqrt{2}\beta Q \quad (4.31)$$

$$\rho_{j+1/2}^{1/2} = \rho_{j-1/2}^{1/2} + \sqrt{2}\beta P \quad (4.32)$$

Bei der praktischen Anwendung ergibt sich das Problem, das selten beide Formeln das gleiche Ergebnis erzielen. Außer für den Fall von  $Q = -P$ , das heißt die Outphase ist genauso groß wie die Inphase, jedoch mit umgekehrter Polarität.

Dieser Widerspruch liegt in der Annahmen eines 1D-Falles begründet, in dem es gar keine Anregung einer vertikalen Magnetfeldkomponente gibt, und damit In- und Outphase beide gleich Null sind.

Der Vorfaktor von  $\sqrt{2}$  entsteht in den vorherigen beiden Gleichungen, weil sowohl Impedanz, als auch die Magnetfeldrelation als komplex betrachtet werden. Chouteau *et al.* (1996) nimmt nur die Magnetfeldrelation  $H_x/H_y$  als komplex an und vergleicht sie mit dem Betrag der Impedanz  $|Z_{xy}|$ . Bei den Modellrechnungen wird sich noch zeigen, wie sich dies auf das Ergebnis auswirkt.

Durch Addition der Quadrate beider Gleichungen 4.29 und 4.30 für den allgemeinen Fall und unter Ausnutzung der trigonometrischen Umformungsregel  $\sin^2 \varphi + \cos^2 \varphi = 1$  wird die Unbekannte  $\varphi_{j+1/2}$  eliminiert, und es bleiben nach einigen Umstellungen die beiden bekannten Größen  $\varphi_{j-1/2}$  und  $\rho_{j-1/2}$ .

$$\begin{aligned} \rho_{j+1/2} &= \rho_{j-1/2} + \beta^2(P^2 + Q^2) \\ &+ 2\beta\rho_{j-1/2}^{1/2}(P \sin \varphi_{j-1/2} - Q \cos \varphi_{j-1/2}) \end{aligned} \quad (4.33)$$

Nach Bestimmung von  $\rho_{j+1/2}$  aus dieser Gleichung kann  $\varphi_{j-1/2}$  aus Gleichung 4.29 oder 4.30 bestimmt werden.

Unbekannte Größen sind die Startwerte  $\rho_{-1/2}$  und  $\varphi_{-1/2}$ . Sie müssen mit Hilfe eines unabhängigen Verfahrens, wie zum Beispiel RMT bestimmt werden. Verfahren wie die Geoelektrik, die im allgemeinen keine Phase angeben, können hierfür nicht verwendet werden.

Mit Hilfe dieser Startwerte und des eben definierten rekursiven Filters werden die gemessenen Inphase- und Outphasewerte eines Profils in scheinbare Widerstände und Phasen transformiert.

Diese könnten anschließend mit Hilfe einer Inversion in wirkliche Widerstände und Schichtmächtigkeiten umgewandelt werden. Voraussetzung ist natürlich, daß die mit Hilfe des Filters ermittelten scheinbaren Widerstände den scheinbaren Widerständen entsprechen, die zum Beispiel mit Hilfe der RMT-Methode gemessen werden. Dazu werden im Unterkapitel über die Anwendung rekursiver Filter einige Beispielrechnungen durchgeführt.

Der verallgemeinerte Filter ist sehr viel komplexer als der Filter nach Chouteau *et al.* (1996). Für ein anschauliches Verständnis ist der Filter nach Chouteau *et al.* (1996) also besser geeignet. Im Zeitalter von Computern steht der Anwendung des verallgemeinerten Filters jedoch nichts entgegen.

Ob er wirklich besser ist, soll im folgenden noch geklärt werden.

#### 4.2.4 Relacon-Filter

Nicht nur Chouteau *et al.* (1996) versuchen eine Transformation von VLF-EM Meßwerten in scheinbare Widerstände. Sie verweisen in ihrer Arbeit vergleichend auf McNeill (1991), der auch einen rekursiven Filter entwickelt hat. Jedoch schon Chouteau *et al.* (1996) bedauern das Fehlen jeglicher Herleitung. Das Resultat der Überlegungen von McNeill (1991) lautet:

$$\sigma_{j+1/2} = \sigma_{j-1/2} - R\Delta y P_j \quad (4.34)$$

Auch hier notieren Chouteau *et al.* (1996) ein umgekehrtes Vorzeichen. Das negative Vorzeichen entspricht der Vorzeichenkonvention der in dieser Arbeit verwendeten Programme.

Die Proportionalitätskonstante  $R$  ist im allgemeinen gleich 1 wenn der Datenpunktabstand  $\Delta y$  in Metern angegeben wird.  $P_j$  ist die Inphase in Bruchteilen am Ort  $j$  und die Leitfähigkeit  $\sigma$  wird in mS/m angegeben.

Zum Vergleich mit dem Chouteau-Filter können mit  $\sigma = 1/\rho$  diese Leitfähigkeiten in Widerstände transformiert werden.

$$\frac{1}{\rho_{j+1/2}} = \frac{1}{\rho_{j-1/2}} - \frac{R\Delta y}{1'000} P_j \quad (4.35)$$

Um die Widerstände in  $\Omega\text{m}$  angeben zu können, wurde die Gleichung zusätzlich durch 1'000 dividiert.

Nach weiteren Umformungen ergibt sich

$$\rho_{j+1/2} = \frac{\rho_{j-1/2}}{1 - \frac{R\Delta y}{1'000} \rho_{j-1/2} P_j} \quad (4.36)$$

Chouteau *et al.* (1996) formt Gleichung 4.35 etwas anders um. Durch Multiplikation von Gleichung 4.35 mit  $\rho_{j+1/2}\rho_{j-1/2}$  ergibt sich

$$\rho_{j+1/2} = \rho_{j-1/2} + \frac{R\Delta y}{1'000} \rho_{j+1/2}\rho_{j-1/2}P_j \quad (4.37)$$

Chouteau *et al.* (1996) vergleicht diese Formel mit seinem Filter, das heißt Gleichung 4.23, und führt dazu aus: Beide Filter ähneln sich, McNeill (1991) definiert seinen Filter jedoch für Widerstände und nicht für die Wurzeln der Widerstände, wie Chouteau *et al.* (1996), so daß die Änderungen der scheinbaren Widerstände größer sein werden, für vorgegebene Inphase.

Für die getesteten Modelle in den nächsten Unterkapiteln ergibt sich daher insgesamt eine sehr viel größere Dynamik für den Filter nach McNeill (1991), leider zum Nachteil der Ergebnisse.

So werdeo Überschwinger an Kontaktstellen zu stark gewertet, mit dem Resultat, daß der Algorithmus versagt. Versagt er einmal nicht, so werden anschließende steigende Modellwiderstände in der Filterung zu klein berechnet.

McNeill (1991) nennt seinen Filter auch 'Relation', für 'relative conductivity', da er Leitfähigkeiten relativ zu einem Startwert bestimmt.

Entsprechend könnte der Filter nach Chouteau *et al.* (1996) 'Relares' für 'relative resistivity' genannt werden, da auch er nur Werte relativ zu einem Startwert bestimmt.

Da der Filter nach McNeill (1991) die Frequenz unberücksichtigt läßt, ergeben Filterungen von VLF- und LF-Daten unterschiedliche Widerstände, selbst für eine einfache Kontaktanomalie. Das kann natürlich nicht sein.

Im nächsten Unterkapitel werdeo die bisher erklärten rekursiven Filter auf Modelldaten angewandt, um den besten der vorgestellten Filter herauszufinden.

### 4.2.5 Anwendung der rekursiven Filter

Trotz der Simplizität des von Chouteau *et al.* (1996) entwickelten Filters und der stark vereinfachenden Annahmen können Chouteau *et al.* (1996) an Hand typischer Modellstrukturen die positiven Eigenschaften ihres Filters demonstrieren.

Zur Überprüfung der in dieser Arbeit implementierten Algorithmen wurden die gleichen Modelle wie schon in Chouteau *et al.* (1996) ausgewählt. Dabei stellt sich heraus, das einige Kurven nach

Chouteau *et al.* (1996) umgekehrtes Vorzeichenverhalten haben als sich beim Nachvollziehen ihrer Rechnungen mit Hilfe der Programme nach Wannamaker *et al.* (1985, 1986, 1987); Steiner und Szarka (1992); Steiner *et al.* (1992) ergibt. Außerdem sind bei der Beschriftung der verschiedenen Modelle einige Widerstände durcheinander geraten. Daher werden an dieser Stelle nur die neu berechneten Kurven benutzt.

Die von Chouteau *et al.* (1996) ausgewählten Daten stellen Extremdatensätze mit sehr starken Widerstandscontrasten dar, wie sie in der Erzexploration vorkommen. Daher wurden ergänzend auch einige Modelle mit niedrigerem Kontrast berechnet und gefiltert.

Abbildungen 4.22 bis 4.24 zeigen die ausge-

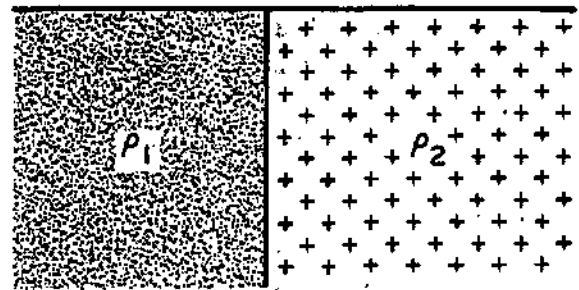


Abbildung 4.22: Kontaktmodell (Chouteau *et al.*, 1996)

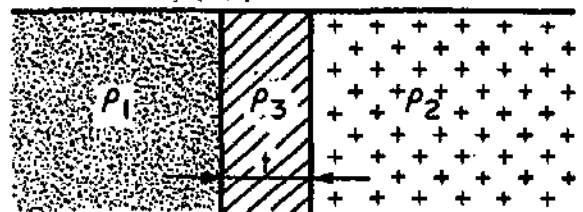


Abbildung 4.23: Grabenmodell (Chouteau *et al.*, 1996)

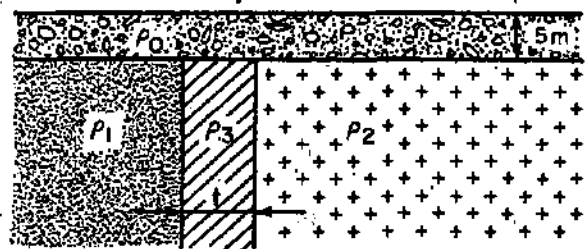


Abbildung 4.24: Grabenmodell mit Deckschicht (Chouteau *et al.*, 1996)

Modell Name	Deckschicht $\rho_0$ [ $\Omega\text{m}$ ]	Linker Viertelraum $\rho_1$ [ $\Omega\text{m}$ ]	Rechter Viertelraum $\rho_2$ [ $\Omega\text{m}$ ]	Graben $\rho_3$ [ $\Omega\text{m}$ ]
Kontakt	-	10	100	-
Graben	-	1'000	1'000 oder 10'000	0.125 oder 10
Graben mit Deckschicht	100	1'000	1'000 oder 10'000	0.125 oder 10

Tabelle 4.3: Modellparameter

wählten Modelle. Zuerst ein Kontaktmodell mit zwei Viertelräumen und den Widerständen  $\rho_1$  beziehungsweise  $\rho_2$ . Für das zweite Modell wurde zwischen den gleichen Viertelräumen wie im vorherigen Modell der Graben mit Widerstand  $\rho_3$  und Dicke  $t$  eingefügt. Im dritten Modell wird zusätzlich noch eine Deckschicht von 5 m und Widerstand  $\rho_0$  hinzugefügt.

Chouteau *et al.* (1996) rechnen ihre Modelle für verschiedene Widerstände durch. Für das Kontaktmodell ist der Widerstand  $\rho_1$  des linken Viertelraumes gleich 10  $\Omega\text{m}$ . Der rechte Viertelraumwiderstand variiert zwischen  $\rho_2$  gleich 100  $\Omega\text{m}$  und 1'000  $\Omega\text{m}$ .

Für das Grabenmodell und das Grabenmodell mit Deckschicht hat der linke Viertelraum den Widerstand  $\rho_1 = 1'000 \Omega\text{m}$ . Der rechte Viertelraumwiderstand variiert zwischen  $\rho_2$  gleich 1'000  $\Omega\text{m}$  und 10'000  $\Omega\text{m}$ . Chouteau *et al.* (1996) gibt ein Leitfähigkeitsdickeprodukt, das heißt Leitfähigkeit, von 8 S für den Graben an. In dieser Arbeit wird eine Dicke von  $t = 1 \text{ m}$  angenommen, mit  $\rho_3 = 0.125 \Omega\text{m}$ . Dies entspricht dem von Chouteau *et al.* (1996) verwendeten Leitfähigkeitsdickeprodukt.

Der Widerstand der Deckschicht im dritten Modell beträgt  $\rho_0 = 100 \Omega\text{m}$ .

Bei der Begriffsbestimmung sollte aufgepaßt werden. Im allgemeinen wird der Begriff spezifisch bei spezifischem Widerstand weggelassen, um die Bezeichnungen nicht aufzublasen. Der Leitwert als Kehrwert des Widerstandes und die Leitfähigkeit als Kehrwert des spezifischen Widerstandes können hingegen begrifflich sehr viel einfacher auseinandergelassen werden. Das Produkt aus Leitfähigkeit und Dicke ergibt dann den Leitwert.

Es handelt sich beim beschriebenen Beispiel also um einen leitfähigen Graben, eingelagert in ein Medium mit hohem Widerstand. Auch die Deckschicht ist leitfähig. Es handelt sich um typische Modelle für VLF-EM Messungen. Allerdings ist die Leitfähigkeit für den Graben mit 8 S extrem hoch, so wie es in der Erzexploration typisch ist. Bei Messungen in der Schweiz wurden solche Anomalien kaum gefunden.

Daher wurden zusätzlich Modelle mit kleineren Leitfähigkeiten berechnet, das heißt einem Grabenwiderstand von  $\rho_3 = 10 \Omega\text{m}$ , also 80 mal größer als bei Chouteau *et al.* (1996). Die erzeugten Anomalien sind viel kleiner, dafür wird die MT-Phase auch stabiler.

Einige Ausführungen zu den typischen Modellen befinden sich auch im Kapitel über die Messungen im Niger. Speziell im Unterkapitel 7.4 ab Seite 191 befinden sich hierzu einige Modellierungen.

Eine Zusammenfassung der unterschiedlichen Modellparameter befindet sich in Tabelle 4.3.

Ein Problem bei der Anwendung des Filters nach McNeill (1991) ist die Tatsache, daß bei großen VLF-EM Meßwerten durch die Filterung negative Leitfähigkeiten und damit auch negative Widerstände entstehen. Das ist natürlich physikalisch gesehen unmöglich. Programmtechnisch wird dies durch Beibehalten des vorherigen Wertes gelöst um die Filterung nicht abrechnen zu müssen, die Resultate für den Rest des Profils machen jedoch im allgemeinen keinen Sinn mehr. Dieses Problem tritt besonders bei den LF-Frequenzen auf. Dort wird der Vorfaktor vor dem additiven Term ungefähr gleich 0.5 und damit der additive Term etwa gleich groß wie die Leitfähigkeit selber.

Ein ähnliches Problem tritt bei der in dieser Arbeit entwickelten Formel auf. In Gleichungen 4.29 oder 4.30 auf Seite 83 können Kosinus oder Sinus größer als Eins werden, so daß die Anwendung der Arkusfunktionen nicht mehr möglich ist, und die Phase nicht bestimmt werden kann. Programmtechnisch wird dies durch eine Limitierung der Phasen auf das Intervall  $[0 : 90^\circ]$  gelöst, mit  $45^\circ$  als Normalfall eines homogenen Halbraumes. Trotzdem verhalten sich wenigstens die berechneten Widerstände weiterhin vernünftig.

Andererseits hat die Annahme einer falschen Phase ähnlich schwache Auswirkungen wie in der Formel von Chouteau *et al.* (1996), die die Phase konstant gleich  $45^\circ$  setzen. Allerdings ist bei dem benutzten Programm von Fischer *et al.* (1981) ohne korrekte Phasen keine Inversion der erzielten Daten

Nummer	additiver Term	Gleichung(en)	Seite	Autor/Name
1	$\sqrt{\mu\omega\Delta y}P$	4.23	82	Chouteau
2	$\sqrt{\mu\omega/2\Delta y}(P - Q)$	4.22	82	Stiefelhagen, Chouteau
3	$\sqrt{2\mu\omega\Delta y}P$	4.32	84	Stiefelhagen
4	$-\sqrt{2\mu\omega\Delta y}Q$	4.31	84	Stiefelhagen
5	$-R\Delta yP$	4.35,4.36	84	McNeill/Relacon
6	kompliziert	4.29,4.30,4.33	84	Stiefelhagen

Tabelle 4.4: Legende zu den verwendeten rekursiven Filtern

mehr möglich.

Die Wurzel der Widerstände nach Chouteau *et al.* (1996) ist bisher bei keiner durchgeführten Simulation negativ geworden. Dennoch ist nicht auszuschließen, daß der additive Term für spezielle Modelle einen negativen Wert annehmen kann, so daß er größer wird als die Wurzel des Widerstandes und der Filter nicht mehr funktioniert. Da der additive Wert jedoch im allgemeinen kleiner als Eins ist, muß der Widerstand auch sehr klein sein.

Allgemein hat sich bei der Wahl der Gleichung nach Chouteau *et al.* (1996) oder den modifizierten Gleichungen eine bemerkenswerte Unempfindlichkeit der Ergebnisse gegenüber einem Austausch der Gleichungen herausgestellt. Die gemeinsame Anwendung von In- und Outphase oder geringfügige Modifikationen der Vorfaktoren ändern nur sehr wenig am Resultat. Für jedes Modell kann eine andere Gleichung das beste Resultat erzielen.

Um die Anzahl der Graphiken nicht explodieren zu lassen, werden die Resultate der verschiedenen Filter in jeweils einer Graphik zusammengefaßt. In Tabelle 4.4 sind die Zuordnung der Filter zu den Nummern in den Graphiken aufgeführt. Außerdem sind für die einfacheren Filter noch einmal die additiven Terme mit aufgelistet. Die Gleichungsnummern und Seitenzahlen helfen, die Herleitungen zu den Filtern schneller wieder aufzufinden.

Der sechste Filter liefert sowohl einen RF-EM Widerstand als auch eine RF-EM Phase.

Die gefilterten Daten werden mit RF-EM Widerstand und RF-EM Phase bezeichnet, zur Unterscheidung von den scheinbaren Widerständen und Phasen der Magnetotellurik, des RMT und des VLF/R.

Wenn nicht anders vermerkt, wurden die VLF-Berechnungen für eine Frequenz von 20 kHz und die LF-Berechnungen für 200 kHz durchgeführt.

Die Ergebnisse der Modellierungen und Filterungen werden nun im folgenden einzeln diskutiert.

#### 4.2.5.1 Modellierung eines geologischen Kontaktes

Abbildungen 4.25 bis 4.28 zeigen Inphase, Outpha-

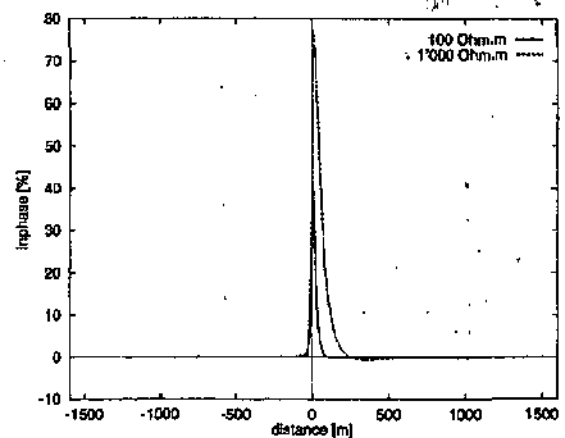


Abbildung 4.25: Kontaktmodell, VLF, Inphase

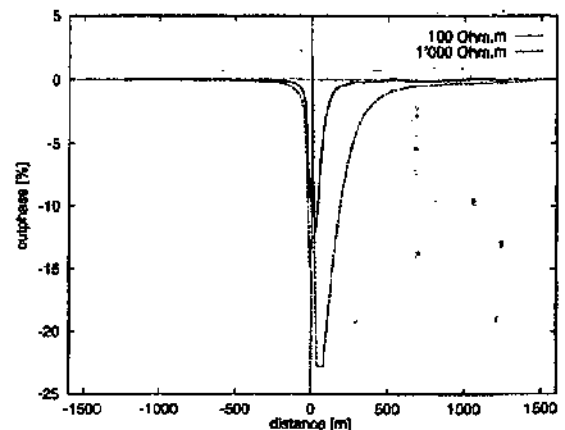


Abbildung 4.26: Kontaktmodell, VLF, Outphase

se, scheinbaren Widerstand und Phase für die beiden Kontaktmodelle mit  $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$  und  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ . Beide Modelle sind in den Graphiken zusammengefaßt.

Die Ergebnisse für Inphase, scheinbaren Widerstand und die Ergebnisse für den ersten Filter stimmen mit Chouteau *et al.* (1996) überein. Die weiteren Resultate finden sich nur in dieser Arbeit. Da

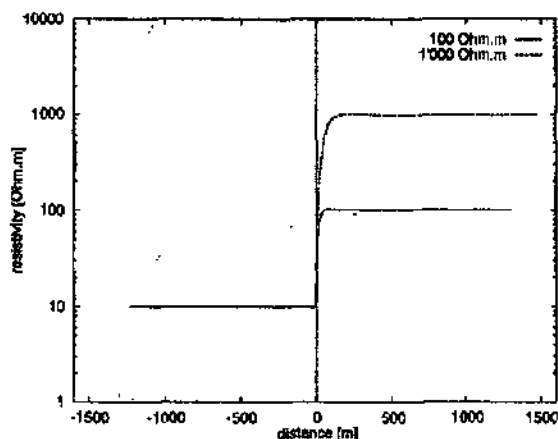


Abbildung 4.27: Kontaktmodell, VLF, Scheinbarer Widerstand

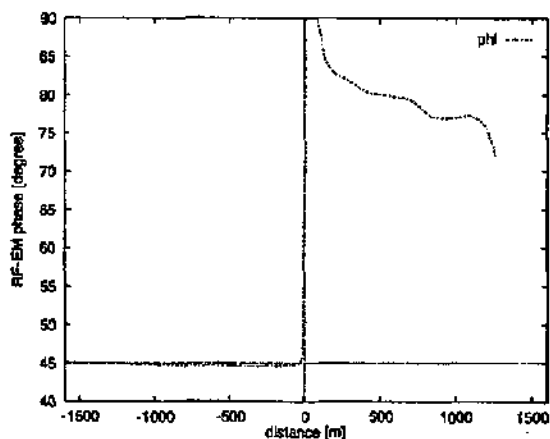
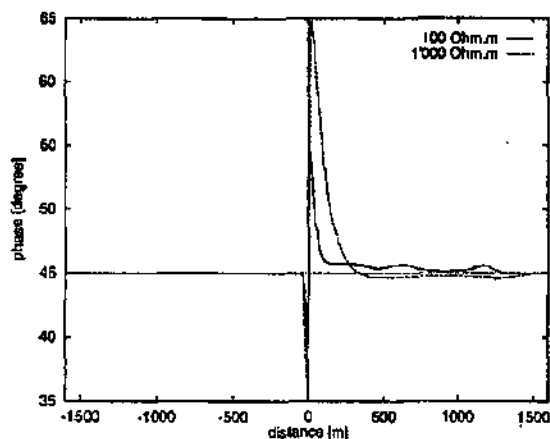
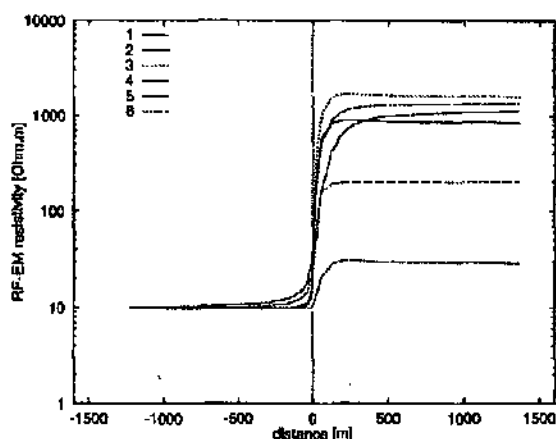
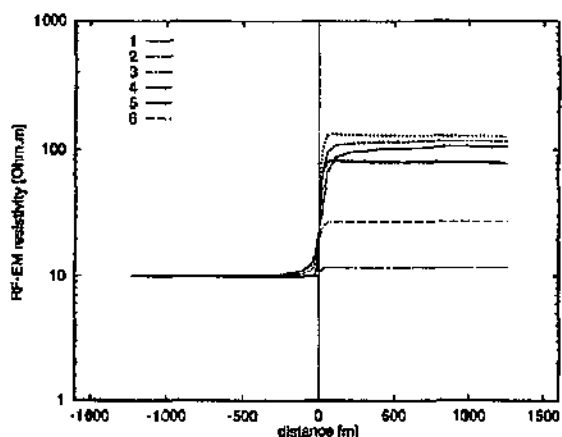
Abbildung 4.30: Kontaktmodell,  $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM Phase

Abbildung 4.28: Kontaktmodell, VLF, Scheinbare Phase

Abbildung 4.31: Kontaktmodell,  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM WiderstandAbbildung 4.29: Kontaktmodell,  $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM Widerstand

die positive Inphase in einem Widerstandszuwachs resultiert, muß auch Chouteau *et al.* (1996) an dieser Stelle mit positivem additivem Term gerechnet haben, wie bereits in der Herleitung erwähnt. Kleinere Abweichungen erklären sich durch unter-

schiedliche Diskretisierungen bei den Modellierungen und unterschiedliche Datenpunktabstände.

Die gefilterten Resultate sind in Abbildungen 4.29 bis 4.31 zu sehen. Die RF-EM Widerstände für das erste Modell, dann die zum sechsten Filter zugehörige RF-EM Phase für das erste Modell, und als letztes der RF-EM Widerstand des zweiten Kontaktmodells. Die zum hohen Widerstand zugehörige RF-EM Phase ergibt keine neuen Aufschlüsse und wird deshalb hier nicht gezeigt. Auch die gezeigte RF-EM Phase ist kaum verwendbar. Über dem Kontakt muß der Arkussinus von einer Zahl größer Eins gebildet werden, so daß eigentlich keine weiteren Phasen berechnet werden können. Dies wirkt sich auch auf die weitere Anwendung des sechsten Filters bei der Bestimmung der zugehörigen RF-EM Widerstände aus.

Aber auch die RF-EM Widerstände des fünften Filters (McNeill, 1991) sind nach Passieren der Anomalie zu klein. Sie sind sogar schlechter als

die Werte des versagenden sechsten Filters. Alleine die ersten vier Filter ergeben Resultate, die nahe zum gesuchten Widerstand sind. Trotz unterschiedlicher additiver Konstanten weichen sie nur geringfügig voneinander ab. Die Qualität der Ergebnisse und die Rangfolge der Filtergüte stimmt für beide Modelle überein.

Die berechneten Werte für Inphase und Outphase für LF sind etwas unruhiger als für die VLF-Werte. Eventuell könnte dies durch eine bessere Diskretisierung des Modells noch verbessert werden. Andererseits setzen die zulässigen Knotenzahlen des Berechnungsgitters ein Limit bei der Verfeinerung der Daten, wobei die meisten Modelle schon bis nahe an diese Grenze heran diskretisiert wurden. Ähnliche Effekte sind jedoch auch bei reellen Werten immer vorhanden, auf Grund sehr kleinräumiger Inhomogenitäten des Erduntergrundes. Für dieses Modell werden sie jedoch nicht gezeigt, um die Anzahl der Graphiken überschaubar zu halten.

Die Resultate in Abbildung 4.32 zeigen, daß die

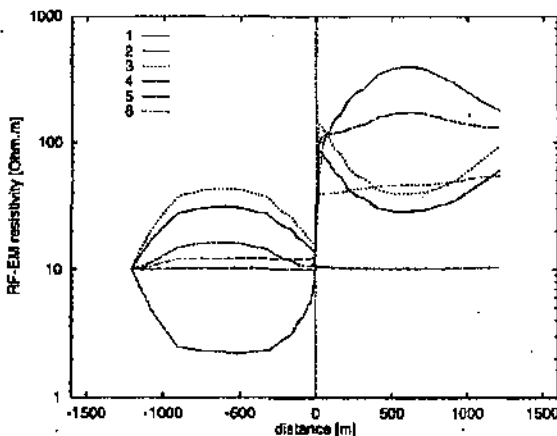


Abbildung 4.32: Kontaktmodell,  $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$ , LF, RF-EM Widerstand

RF-EM Widerstände für das Modell mit  $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$  und LF sehr viel stärker schwanken. Der zweite, modifizierte Chouteau-Filter zeigt die besten Resultate. Für das Modell mit  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$  in Abbildung 4.33 ergeben jedoch wieder alle vier ersten Filter gute Resultate.

Der fünfte Filter (McNeill, 1991) zeigt wiederum kaum eine Änderung des Widerstandes an. Für dieses Modell scheint er bei hohen Frequenzen völlig unbrauchbar zu sein. Erst im linearen Plot sieht man die Wirkung dieses Filters. Wahrscheinlich steckt im Vorfaktor des additiven Terms des Relacon-Filters die Frequenz und wurde von McNeill (1991) konstant gleich einem mittleren VLF-

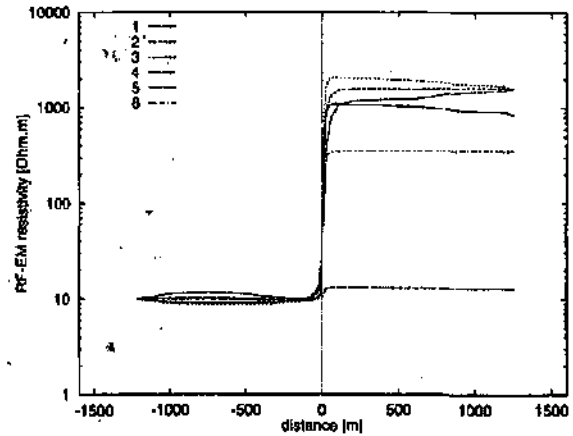


Abbildung 4.33: Kontaktmodell,  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , LF, RF-EM Widerstand

Wert gesetzt.

Die vier ersten Filter haben sich als gut erwiesen, bei Anwendung auf Daten des Kontaktmodells für VLF und LF. Der zweite Filter ist dabei eventuell ein wenig besser als die anderen drei. Der sechste Filter ergibt vernünftige Resultate, ohne vollständig den richtigen Widerstand zu ermitteln. Der fünfte Filter erzielt die schlechtesten Resultate, oder überhaupt keine.

Reine Kontaktanomalien sind wohl eher rar. Am Kontakt zweier geologischer Formationen oder in einer Verwerfung sind immer auch zusätzliche chemische und physikalische Reaktionen zu erwarten. Somit ist erklärlich, daß eine Kontaktanomalie äußerst selten in reellen Daten präsentiert wird. Schon bei einer Übergangzone von einem Zentimeter können sehr starke Merkmale eines Grabens vorliegen. Solch eine Spalte kann hohl sein, wassergefüllt, mit Sedimenten gefüllt, kolmatiert, oder zum Beispiel mit Quarz- oder Erzadern verschlossen sein. Deshalb erscheint die Modellierung eines Grabenmodells sinnvoller zu sein, als die Modellierung einer reinen Kontaktanomalie.

#### 4.2.5.2 Modellierung eines Grabens

Als nächstes folgen Modellierungen zu einem Grabenmodell ohne Deckschicht.

Abbildungen 4.34 bis 4.37 zeigen wieder Inphase, Outphase, scheinbaren Widerstand und Phase für zwei Modelle mit variierendem Widerstand für den rechten Viertelraum, das heißt für  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$  beziehungsweise  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ .

Die Inphase besitzt gegenüber den Ergebnissen von Chouteau *et al.* (1996) ein unterschiedliches Vorzeichen. Hier muß also Chouteau *et al.* (1996)

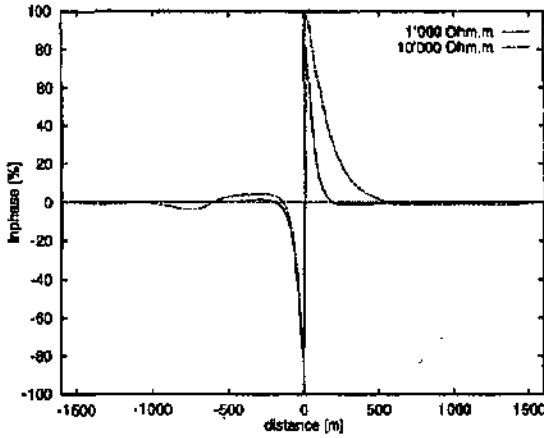


Abbildung 4.34: Grabenmodell, VLF, Inphase

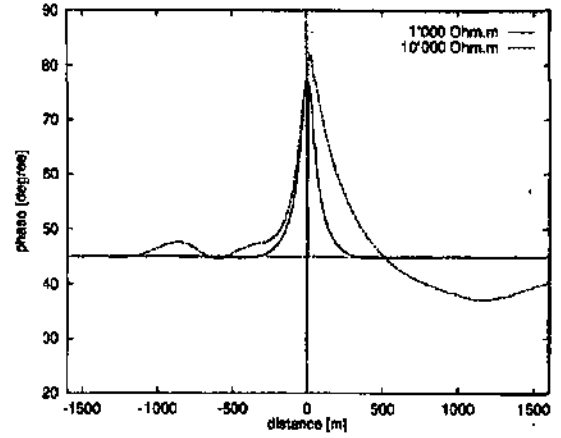


Abbildung 4.37: Grabenmodell, VLF, Scheinbare Phase

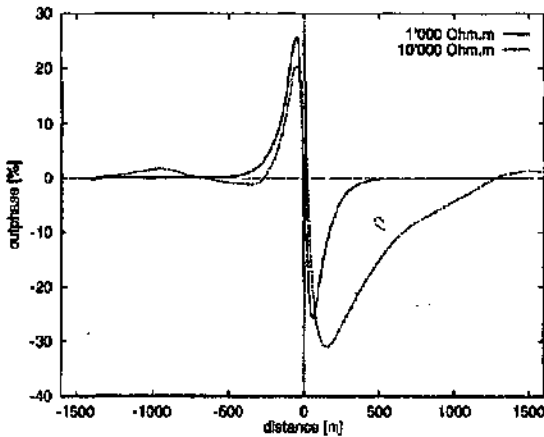


Abbildung 4.35: Grabenmodell, VLF, Outphase

In Abbildung 4.38 gibt der sechste Filter diesmal

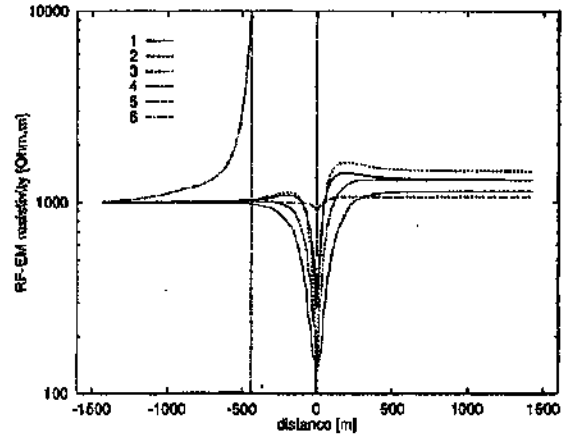


Abbildung 4.38: Grabenmodell,  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM Widerstand

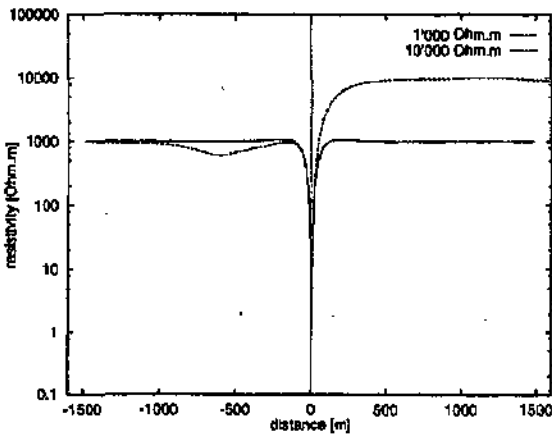


Abbildung 4.36: Grabenmodell, VLF, Scheinbarer Widerstand

auch das Vorzeichen seines additiven Terms gegenüber dem Kontaktmodell geändert haben. Für diese Arbeit ist dies irrelevant, da konsequent das gleiche Vorzeichen verwendet wurde. Beim Vergleich mit den Ergebnissen der Originalveröffentlichung von Chouteau *et al.* (1996) ist dies jedoch zu berücksichtigen.

die besten Resultate für das erste Modell. Da er jedoch in den bisher gezeigten Kurven eher immer zu niedrige Resultate erzielte, ist dies auch verständlich. Die ersten vier Filter ergeben immer noch gute Resultate. Nur der fünfte Filter erreicht nicht den Widerstand des Viertelraumes, da er vorher schon negative Widerstände berechnet. Die RF-EM Phase in Abbildung 4.39 des sechsten Filters gleicht diesmal sogar schon der scheinbaren Phase in Abbildung 4.37. Die beiden Maxima und das dazwischen liegende Minimum sind nur etwas zu kleineren Werten verschoben. Außerdem wird am rechten Rand nicht die 1D-Phase von  $45^\circ$  erreicht.

Der absolute Wert des Grabens wird von keinem der Filter erreicht. Dies ist aber auch kaum zu erwarten, bei einem extrem niedrigen Widerstandswert von  $\rho_3 = 0.125 \Omega\text{m}$ .

Für das zweite Grabenmodell ergeben in Abbildung 4.40 die ersten vier Filter wieder die besten

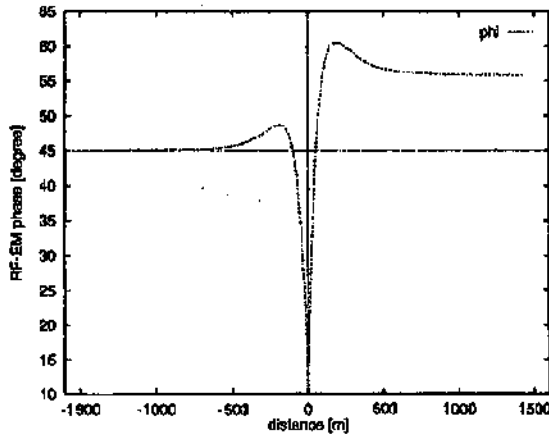


Abbildung 4.39: Grabenmodell,  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM Phase

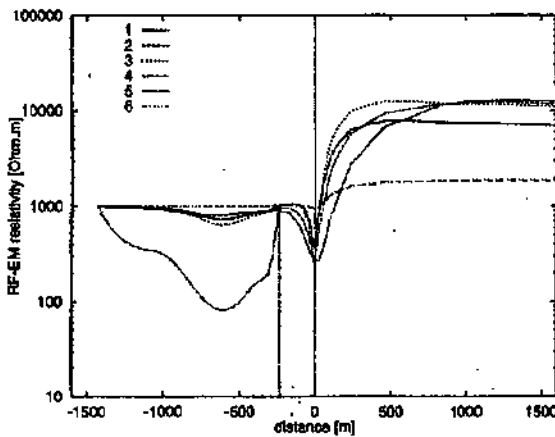


Abbildung 4.40: Grabenmodell,  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , VLF, RF-EM Widerstand

und der fünfte keine Resultate. Für die RF-EM Phase ergeben sich diesmal wieder numerische Probleme.

Das Grabenmodell verhält sich beim Vergleich von VLF mit LF ähnlich wie schon das Kontaktmodell. Die zugehörigen Kurven werden daher an dieser Stelle weggelassen.

Bemerkenswert ist, daß für die Modelle ohne Deckschicht, die in diesem und dem vorherigen Unterkapitel behandelt wurden, die Modellkurven für VLF und LF sehr ähneln. Die Maximalamplituden stimmen fast überein. Alleine die Breite der Anomalien ist sehr viel kleiner für LF, sie sinkt in etwa mit der Wurzel der Steigerung der Frequenz.

Da der additive Term im Chouteau-Filter mit der Wurzel der Frequenz steigt, ergibt die Aufsummierung wieder ein ähnliches Resultat. Die gleiche Aussage gilt für die aus diesem Filter abgeleiteten Filter. Die Ergebnisse für diese Filter sind also relativ unabhängig von der Frequenz für Modelle oh-

ne Deckschicht, da der additive Term die Änderung der Anomaliebreite mit der Frequenz berücksichtigt.

Allerdings sind die von Null verschiedenen additiven Terme für LF sehr viel größer, aber weniger zahlreich, da die Anomalie schmäler ist. Somit haben kleinere Schwankungen der Modellierungsergebnisse einen größeren Einfluß auf die Stabilität der Ergebnisse. Also müssen die Meßpunktabstände für LF kleiner gewählt werden, entsprechend den geringeren Anomaliebreiten. Allerdings wurde dies für die hier berechneten Modelle nicht so gehandhabt, da bereits die maximale Anzahl von berechneten Knoten im Modellgitter erreicht war. Deshalb ist nicht verwunderlich, daß die Ergebnisse der LF-Datenfilterungen etwas weniger stabil als die Filterungen der VLF-Daten sind.

Außer den Modellvorschlägen von Chouteau *et al.* (1996) wurden die gleichen geometrischen Strukturen auch mit weniger starken Kontrasten gerechnet. Bei einer weniger ausgeprägten Leitfähigkeit des Grabens wird dieser auch weniger deutlich in den gefilterten Daten sichtbar, besonders in den Modellen mit erhöhtem Widerstand im rechten Viertelraum.

Dafür werden der RF-EM Widerstand und die zugehörige RF-EM Phase für den sechsten Filter besser berechnet, besonders wenn rechter und linker Viertelraum den gleichen Widerstand haben.

Um die Anzahl der Graphiken auf ein sinnvolles Maß zu reduzieren, werden die Ergebnisse der weniger extremen Modelle nicht gezeigt und dies soll als Zusammenfassung des zweiten Modells nach Chouteau *et al.* (1996) ausreichen, da für das nächste Modell noch ausführlichere Rechnungen durchgeführt werden.

Die Ergebnisse über die Reihenfolge der Qualität der einzelnen Filter bei Anwendung auf die Daten des Grabenmodells sind im wesentlichen wie im vorherigen Unterkapitel gegeben: Die ersten vier Filter arbeiten gut, der sechste vernünftig und der fünfte gar nicht.

So wird verständlich, warum Chouteau *et al.* (1996) den Filter nach McNeill (1991) nur für das vorherige Modell und für reelle Daten miteinander vergleichen.

Es folgt nun die Modellierung eines komplexeren und realistischeren Modells.

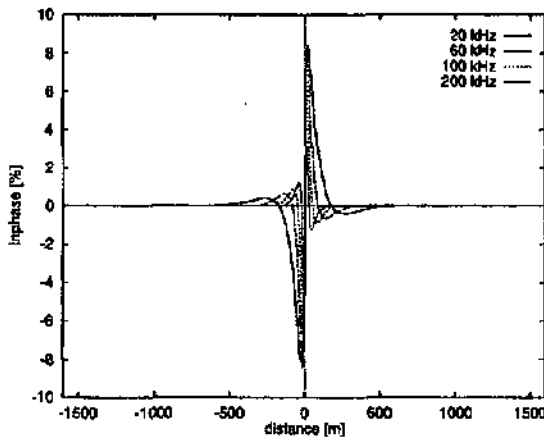


Abbildung 4.41: Grabenmodell mit Deckschicht und  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , Inphase

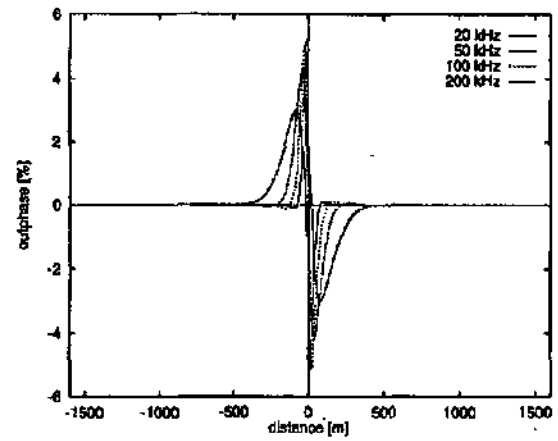


Abbildung 4.42: Grabenmodell mit Deckschicht und  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , Outphase

#### 4.2.5.3 Modellierung eines Grabens mit Deckschicht

Als letztes Modell wurde von Chouteau *et al.* (1996) ein gut leitender Graben mit gut leitender Deckschicht vorgeschlagen. Dieses Modell entspricht einem Großteil der mit den Neuchâtel Geräten vermessenen Anomalien.

Chouteau *et al.* (1996) nehmen einen sehr gut leitenden Graben an. Um realistischere Modelle zu simulieren, wie sie mit den Neuchâtel Geräten bisher in der Schweiz und im Niger vermessen wurden, wird jedoch noch eine Modellierung mit einem weniger extrem gut leitenden Graben durchgeführt.

Die Ergebnisse der Modellierungen mit gemäßigt gut leitendem Graben sollen in aller Ausführlichkeit dargestellt werden, da sie noch für eine Inversion verwendet werden sollen. Es wurden daher Daten für vier Frequenzen berechnet. Die Modelle unterscheiden sich nur durch eine bessere Qualität der Resultate von den Modellen wie sie von Chouteau *et al.* (1996) vorgeschlagen wurden. Daher werden Kurven für die mit den Vorgaben von Chouteau *et al.* (1996) durchgeführten Berechnungen an dieser Stelle nicht mehr gezeigt. Für das letzte, mäßig kontrastreiche Modell wird ein Grabenwiderstand von  $\rho_3 = 10 \Omega\text{m}$  angenommen. Der Graben ist damit leitfähiger als die Deckschicht, aber weniger leitfähig als die von Chouteau *et al.* (1996) modellierten Gräben.

Abbildungen 4.41 bis 4.46 zeigen Inphase, Outphase, scheinbaren Widerstand und Phase für die beiden Modelle mit  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$  beziehungsweise  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$  für die Frequenzen  $f = 20, 50, 100$  und  $200 \text{ kHz}$ .

Abbildungen 4.47 bis 4.68 auf den nächsten Sei-

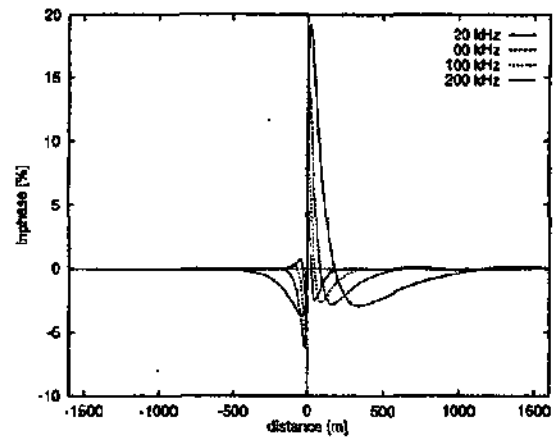


Abbildung 4.43: Grabenmodell mit Deckschicht und  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , Inphase

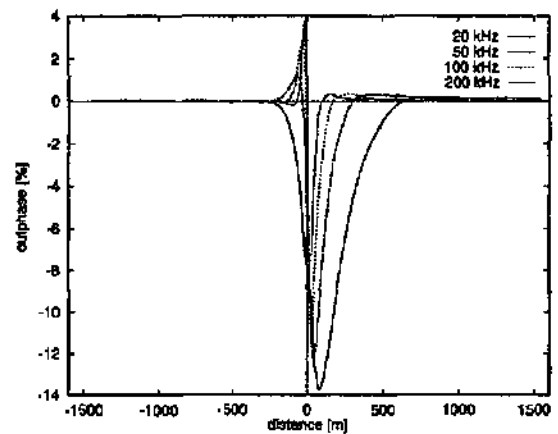


Abbildung 4.44: Grabenmodell mit Deckschicht und  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , Outphase

ten zeigen die gefilterten Daten, das heißt RF-EM Widerstand und Phase jeweils für zwei Modelle mit  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$  beziehungsweise  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ .

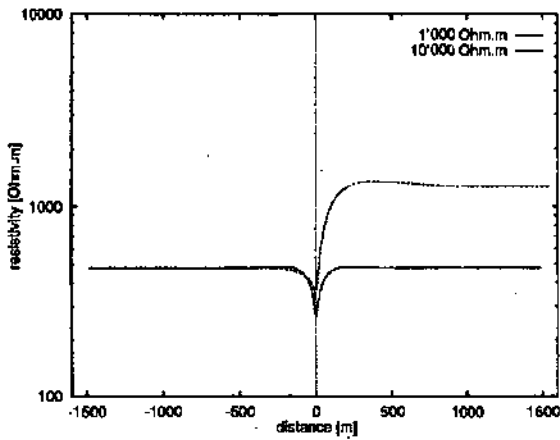


Abbildung 4.45: Graben mit Deckschicht,  $f = 20$  kHz, Scheinbarer Widerstand

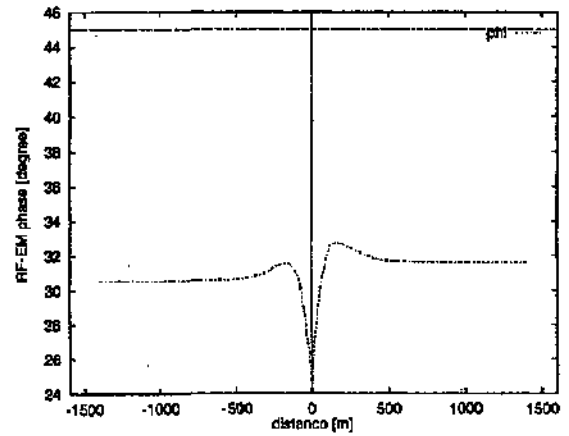


Abbildung 4.48: Graben mit Deckschicht,  $f = 20$  kHz,  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase

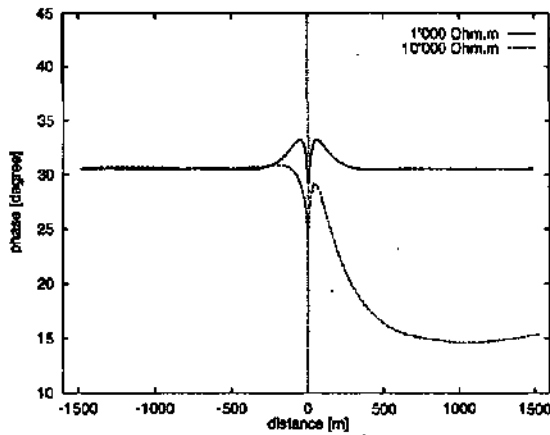


Abbildung 4.46: Graben mit Deckschicht,  $f = 20$  kHz, Scheinbare Phase

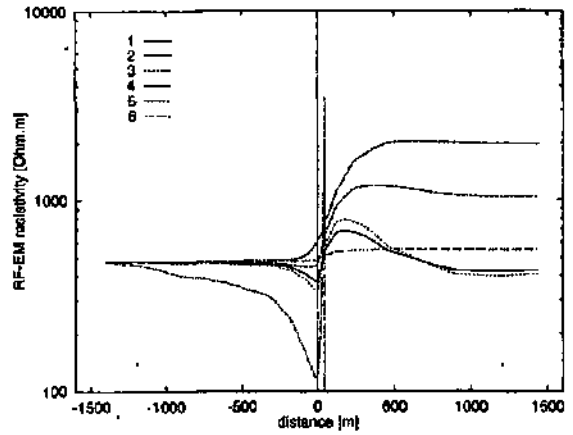


Abbildung 4.49: Graben mit Deckschicht,  $f = 20$  kHz,  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand

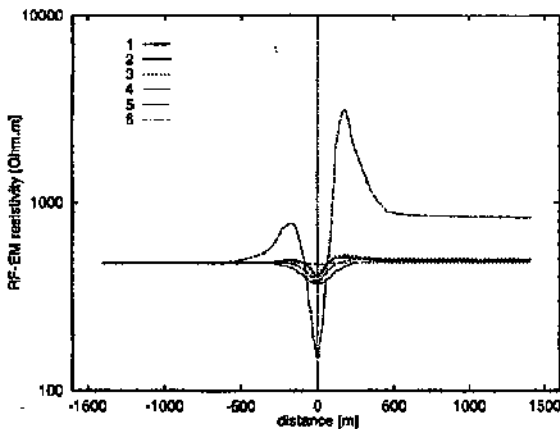


Abbildung 4.47: Graben mit Deckschicht,  $f = 20$  kHz,  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand

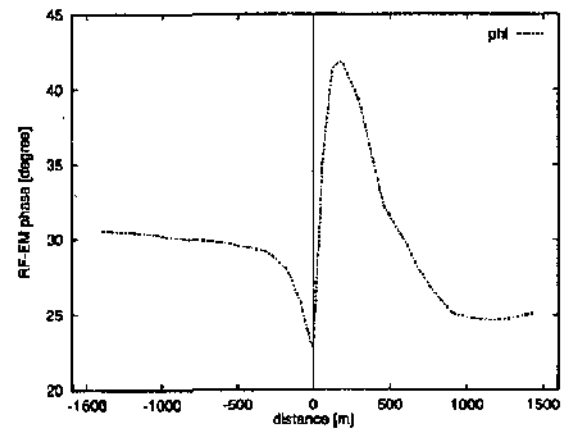


Abbildung 4.50: Graben mit Deckschicht,  $f = 20$  kHz,  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase

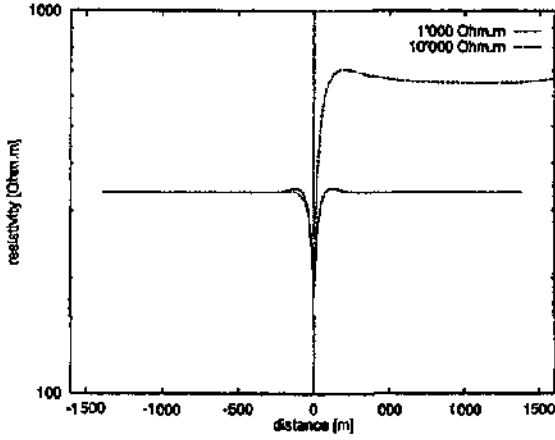


Abbildung 4.51: Graben mit Deckschicht,  $f = 50$  kHz, Scheinbarer Widerstand

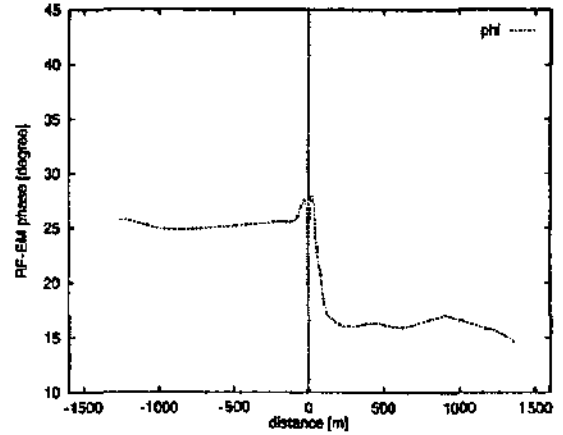


Abbildung 4.54: Graben mit Deckschicht,  $f = 50$  kHz,  $\rho_2 = 1'000 \Omega m$ , RF-EM Phase

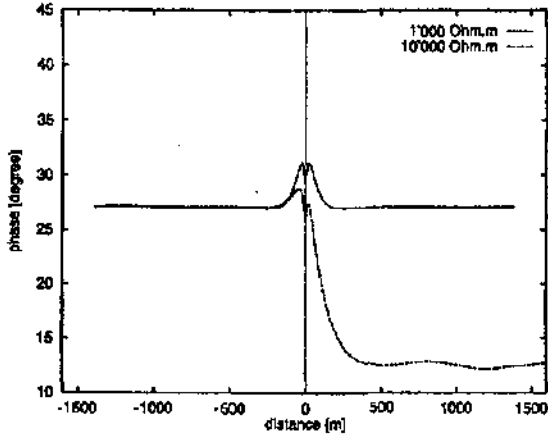


Abbildung 4.52: Graben mit Deckschicht,  $f = 50$  kHz, Scheinbare Phase

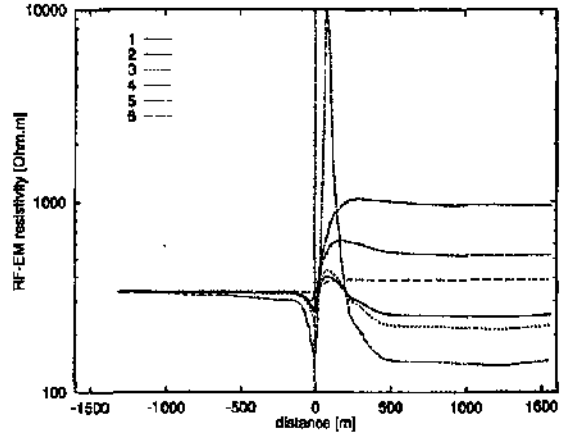


Abbildung 4.55: Graben mit Deckschicht,  $f = 50$  kHz,  $\rho_2 = 10'000 \Omega m$ , RF-EM Widerstand

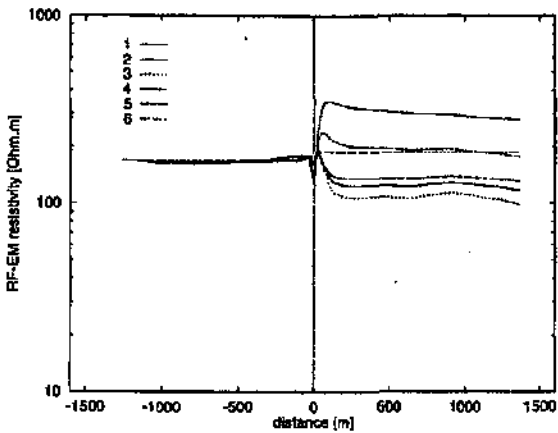


Abbildung 4.53: Graben mit Deckschicht,  $f = 50$  kHz,  $\rho_2 = 1'000 \Omega m$ , RF-EM Widerstand

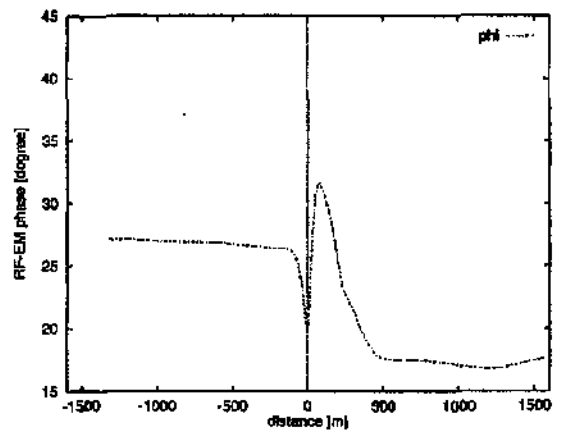


Abbildung 4.56: Graben mit Deckschicht,  $f = 50$  kHz,  $\rho_2 = 10'000 \Omega m$ , RF-EM Phase

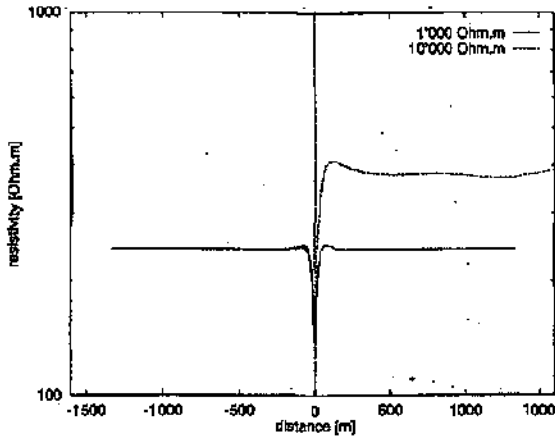


Abbildung 4.57: Graben mit Deckschicht,  $f = 100 \text{ kHz}$ , Scheinbarer Widerstand

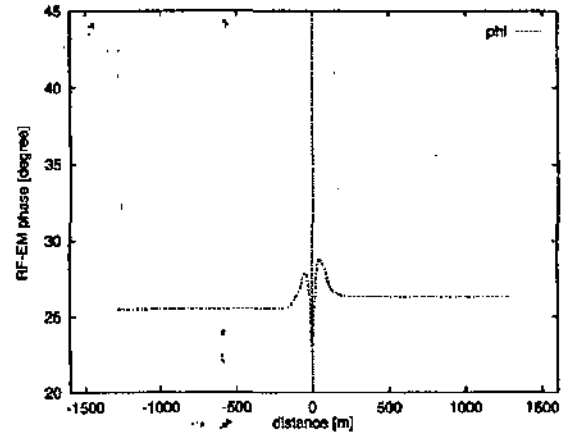


Abbildung 4.60: Graben mit Deckschicht,  $f = 100 \text{ kHz}$ ,  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase

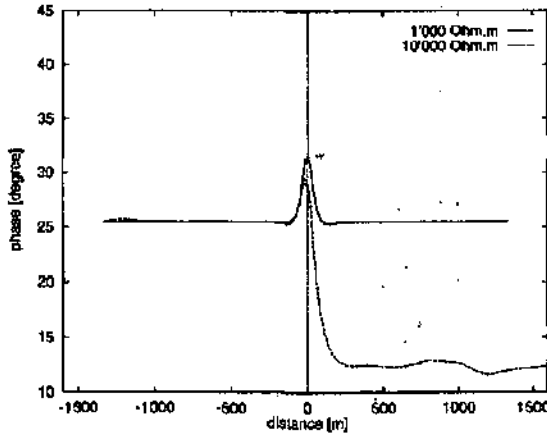


Abbildung 4.58: Graben mit Deckschicht,  $f = 100 \text{ kHz}$ , Scheinbare Phase

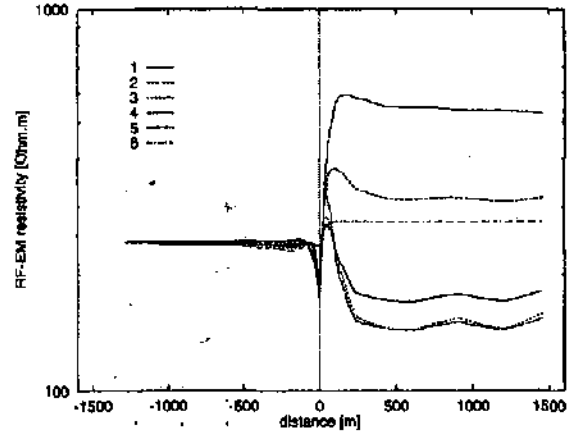


Abbildung 4.61: Graben mit Deckschicht,  $f = 100 \text{ kHz}$ ,  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand

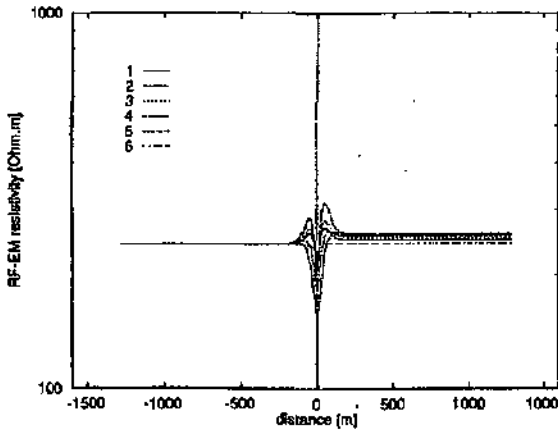


Abbildung 4.59: Graben mit Deckschicht,  $f = 100 \text{ kHz}$ ,  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Widerstand

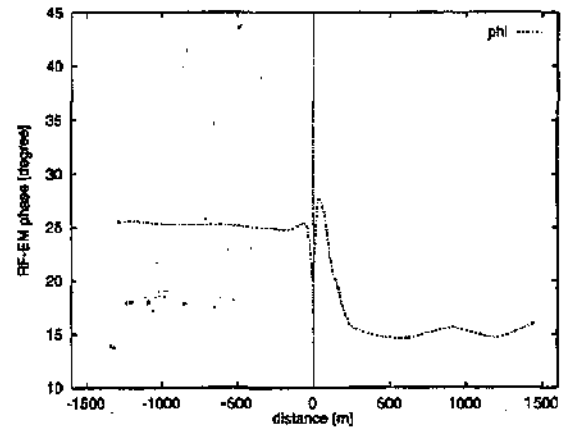


Abbildung 4.62: Graben mit Deckschicht,  $f = 100 \text{ kHz}$ ,  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$ , RF-EM Phase

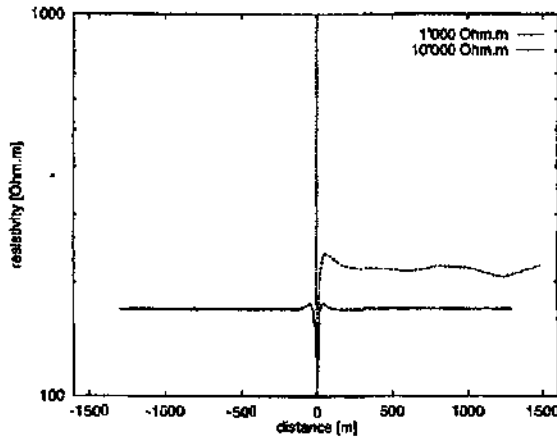


Abbildung 4.63: Graben mit Deckschicht,  $f = 200$  kHz, Scheinbarer Widerstand

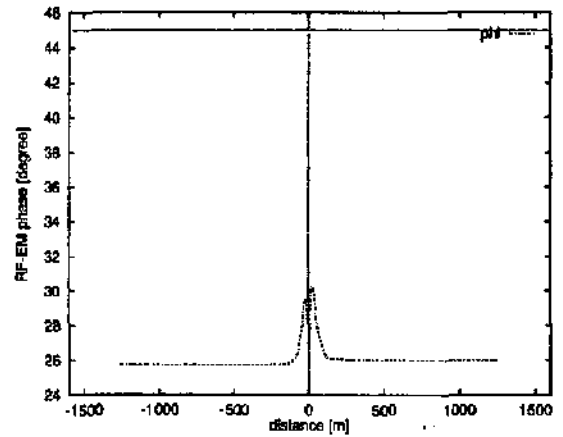


Abbildung 4.66: Graben mit Deckschicht,  $f = 200$  kHz,  $\rho_2 = 1'000 \Omega m$ , RF-EM Phase

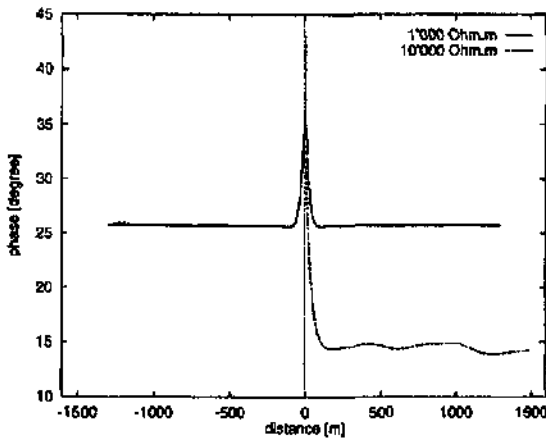


Abbildung 4.64: Graben mit Deckschicht,  $f = 200$  kHz, Scheinbare Phase

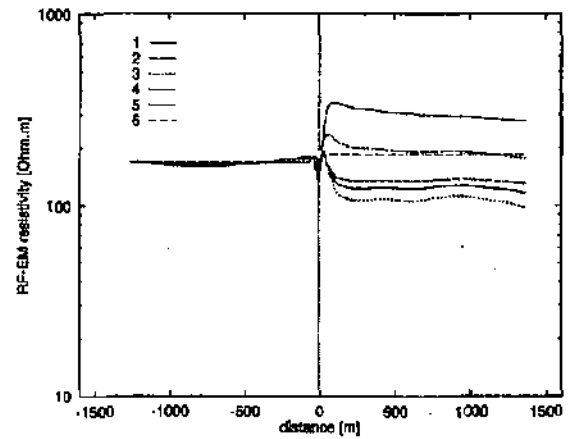


Abbildung 4.67: Graben mit Deckschicht,  $f = 200$  kHz,  $\rho_2 = 10'000 \Omega m$ , RF-EM Widerstand

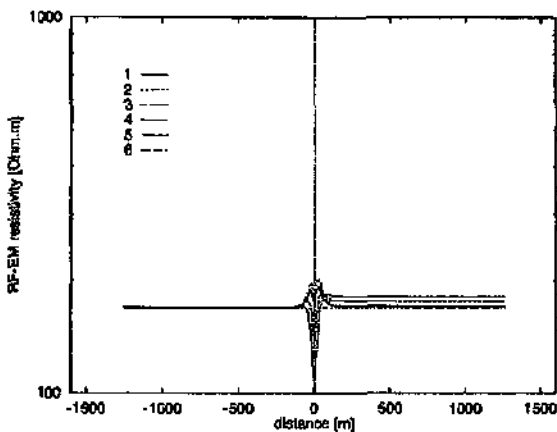


Abbildung 4.65: Graben mit Deckschicht,  $f = 200$  kHz,  $\rho_2 = 1'000 \Omega m$ , RF-EM Widerstand

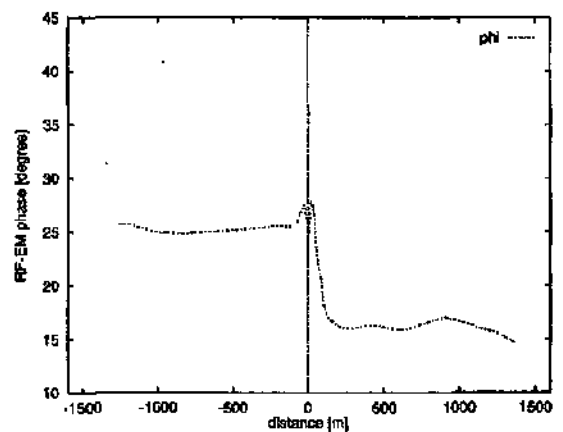


Abbildung 4.68: Graben mit Deckschicht,  $f = 200$  kHz,  $\rho_2 = 10'000 \Omega m$ , RF-EM Phase

Auffallend ist, daß für diese mäßig kontrastreichen Modelle der fünfte Filter besser arbeitet. Somit ergeben alle sechs Filter sinnvolle Resultate. Auch die RF-EM Phasen des sechsten Filters stimmen besonders für 20 kHz und 50 kHz näherungsweise mit den scheinbaren Phasen für die verschiedenen Frequenzen überein. So ist eventuell eine Inversion der Daten möglich.

Insgesamt scheint der vierte Filter die besten Resultate zu geben, gefolgt vom zweiten und dann sechsten Filter. Der erste und dritte Filter ergeben teilweise Daten, deren Niveau gegen Ende des Profils abfallen. Der fünfte Filter ergibt die schlechtesten Resultate.

Im folgenden sollen noch einmal kurz die Ergebnisse für die gezeigten Modelle zusammengefaßt werden, bevor eine Dateninversion auf die transformierten Kurven des letzten Modells angewendet wird.

#### 4.2.5.4 Resultate der Modellierungen

Zusammengefaßt für alle Modelle ergibt sich, daß die ersten vier Filter sehr gut funktionieren. In einigen Situationen sind der zweite und der vierte Filter besser. Obwohl alle vier Filter mit Näherungen arbeiten, sind die Resultate besser als mit dem verallgemeinerten sechsten Filter. Dieser ergibt bessere Resultate für Modelle mit weniger starken Kontrasten.

Der fünfte Filter nach McNeill (1991) ergibt für die meisten Fälle keine vernünftigen Resultate. Er ist nur sinnvoll, über Strukturen mit nicht allzu starken Kontrasten, da er ansonsten negative Widerstände ausgibt.

Trotz der Simplizität des Filters nach Chouteau *et al.* (1996) konnten die Resultate überzeugen. Die Filter, die zusätzlich in dieser Arbeit entwickelt wurden und weniger Näherungen benutzen als Chouteau *et al.* (1996), geben nicht wesentlich bessere Ergebnisse.

Der sechste Filter mit Berechnung der Phase leidet unter der numerischen Empfindlichkeit des Algorithmus zur Bestimmung der Phase. Die beiden Gleichungen 4.29 und 4.30 auf Seite 83 ergeben teilweise Winkeldifferenzen von  $5^\circ$ , obwohl beide Gleichungen den selben Winkel ergeben sollten. Eine Verbesserung der Näherung mit gleichzeitiger Berücksichtigung der Phase ist wichtig für die Durchführung einer Inversion der RF-EM Widerstände, da für die Durchführung einer solchen

Inversion die Phase im allgemeinen notwendig ist.

Der Filter nach McNeill (1991) ergibt nur in wenigen speziellen Fällen sinnvolle Resultate. Der Kontrast darf auf keinen Fall zu groß sein. Chouteau *et al.* (1996) führen den Vergleich deshalb nur für die Fälle durch, in denen dieser Filter funktioniert. Auf das Versagen für die restlichen Modelle wird nicht weiter eingegangen.

Chouteau *et al.* (1996) erwähnen noch, daß auf Grund regionaler Effekte das Referenzniveau gegen Null verschoben sein kann, so daß sie empfehlen den Mittelwert eines Profils von den Daten abziehen, da eine solche Verschiebung ansonsten die Filterung negativ beeinflusst. Weiterhin weisen sie auf die Tiefpaßeigenschaften des Integrators hin. Hochfrequente Störungen werden herausgefiltert. Für hydrogeologische Problemstellungen heißt das aber auch, daß der Filter nur zur Darstellung der großräumigen Effekte geeignet ist. Sehr kleinräumige Strukturen, die nur in den Originaldaten zu sehen sind, müssen nachträglich eingebaut werden, bei der Interpretation der aus den gefilterten Daten gewonnenen Pseudowiderstandssektionen.

Als nächstes sollen die ausführlich gezeigten Daten des letzten Modells invertiert werden.

#### 4.2.5.5 Inversion

Wie bereits angesprochen, ist letztendlich die Inversion von scheinbaren Widerständen das Ziel einer fortgeschrittenen Interpretation. Mittels des in dieser Arbeit entwickelten Filters, der nicht nur einen scheinbaren Widerstand, sondern auch die zugehörige Phase liefert, ist es erstmals möglich, auch RF-EM Daten zu invertieren, mit einem geschichteten Modell als Resultat. Im folgenden wird diese neuartige Möglichkeit demonstriert.

Dazu werden die Daten der Modellierung eines Grabens mit Deckschicht aus dem vorherigen Unterkapitel herangezogen und mit Fischer *et al.* (1981) invertiert. Die anderen bisher gezeigten Modelle sind nicht geschichtet, so daß die Anwendung einer 1D-Inversion keinen Sinn macht.

Fischer *et al.* (1981) berechnen aus scheinbaren Widerständen mit den zugehörigen Phasen die Parameter eines geschichteten Halbraumes. Die Anzahl der berechenbaren Schichten hängt auch von der Anzahl der Messungen bei verschiedenen Frequenzen ab. Nach Erfahrungen von I. Müller (Pers. Kommunik.) reichen für hydrogeologisch-ingenieurmäßige Untersuchungen oft schon drei

Widerstands-Phase-Paare aus. Für wissenschaftliche Untersuchungen werden besser vier Frequenzen verwendet. In diesem Fall sind dies  $f = 20, 50, 100$  und  $200$  kHz.

Um eine optimale Anpassung zu erzielen, werden durch den Inversionsalgorithmus während der Berechnungen mehr Schichten erzeugt als unbedingt nötig. Diese müssen beim Betrachten der Resultate noch zusammengefaßt werden. Im gezeigten Fall mit vier Frequenzen ergeben sich bis zu fünf Schichten, wobei die jeweils letzte Schicht gleich einem Halbraum angenommen wird.

Ist bekannt, daß zwei Schichten gesucht werden, wie im vorliegenden Fall, so können die zuviel erzeugten Schichten auf Grund ihrer gleich großen Widerstände leicht zusammengefaßt werden.

Es werden nur die Resultate des sechsten Filters verwendet. Nimmt man wie in den Annahmen zur Herleitung der anderen Filter den scheinbaren Winkel zu  $\varphi = 45^\circ$  an, so ergibt die Inversion der Ergebnisse der anderen Filter nach Fischer *et al.* (1981) alle Schichtmächtigkeiten als Null. Somit erlauben Fischer *et al.* (1981) ausschließlich die Verwendung der Daten des sechsten Filters mit Berücksichtigung der Phase.

Tabelle 4.5 listet die Ergebnisse der Inversion auf.  $h_i$  bezeichnet die  $i$ -te Schicht mit Schichtwiderstand  $\hat{\rho}_i$ . Es wurden Datenpunkte von  $x$  gleich  $-500$  m bis  $500$  m mit einem Punktabstand von  $20$  m mit Hilfe von Fischer *et al.* (1981) invertiert. Für reelle Messungen sollten die Inversionen in einem dichteren Raster durchgeführt werden. Bei wesentlich höherer Datendichte würde die Tabelle jedoch zu umfangreich, um abgedruckt zu werden.

Die Ergebnisse der Modellierungen mit  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$  und  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$  werden zusammen in der Tabelle präsentiert. Zur besseren Übersicht wurde die Spalte mit den Meßpunktdistanzen  $x$  zwischen den Ergebnissen der Inversionen für die beiden Modelle eingefügt. Die Anomalie bei  $x = 0$  ist in der Tabelle besonders gegenüber den anderen Werten abgesetzt.

Zuerst soll nun das Modell mit  $\rho_2 = 1'000 \Omega\text{m}$  diskutiert werden. Die gut leitende Deckschicht wird überall gefunden. Ihr Widerstand liegt zwischen  $26$  und  $84 \Omega\text{m}$ . Ein einzelner Wert direkt nach dem Graben steigt bis auf  $121 \Omega\text{m}$  an. Die Mächtigkeiten liegen zwischen  $0.8$  und  $3.6$  m, mit einer Tendenz zu  $3.6$  m hin. An der Stelle des maximalen Widerstands der Deckschicht wird auch deren Mächtigkeit maximal mit  $6.4$  m. Auffallend ist,

daß die Qualität der Bestimmung von Widerstand und Phase nach Passieren des gut leitenden Grabens mindestens genauso gut sind, wie vorher.

Die restlichen Schichten können zu einer schlecht leitenden Schicht zusammengefaßt werden, mit einem Widerstand von ungefähr  $600$  bis  $900 \Omega\text{m}$ .

Der Filter funktioniert sehr gut auf einer Profillänge von deutlich mehr als  $1$  km. Auch  $500$  m nach Passieren der Anomalie ergibt er immer noch sehr gute Resultate. Aber auch die Resultate außerhalb des gezeigten Abschnittes sind sehr gut. Sie werden hier aber nicht diskutiert, da das Augenmerk auf dem Verhalten um die Anomalie herum liegt.

Für das Modell mit  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$  ergeben sich ähnliche Resultate. Die Deckschichtwiderstände und Deckschichtmächtigkeiten werden nach Passieren der Anomalie geringfügig schlechter wiedergefunden als im vorherigen Modell. Beide Parameter werden zu klein bestimmt. Die Deckschicht kann jedoch immer noch deutlich identifiziert werden.

Die zweite Schicht wird zwar auch identifiziert, jedoch wird der sehr viel höhere Widerstand von  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$  nach der Anomalie mit  $2'000$  bis  $3'000 \Omega\text{m}$  nur annähernd erreicht. Allerdings ist der Kontrast von  $1$  zu  $10$  zwischen  $\rho_1 = 1'000 \Omega\text{m}$  und  $\rho_2 = 10'000 \Omega\text{m}$  auch noch recht hoch.

Insgesamt kann die Inversion der Daten überzeugen. Eine Anwendung auf reelle Daten sollte also möglich sein. Allerdings war zum Zeitpunkt der Entwicklung des präsentierten Filters zur Bestimmung von scheinbarem Widerstand und Phase die Datenaufnahme schon abgeschlossen. Ein für Inversionen geeigneter Datensatz muß also noch aufgenommen werden. Dies ist jedoch erst für eine zukünftige Fortsetzung dieser Arbeit geplant.

#### 4.2.6 Zusammenfassung

Der Chouteau-Filter besticht auf Grund der guten Übereinstimmung zwischen Modellwiderständen und den aus der Filterung gewonnenen Widerständen.

Die verallgemeinerte Version des Filters mit Berücksichtigung der Phase liefert für das Beispielmmodell eines gut leitenden Grabens mit gut leitender Deckschicht hervorragende Daten. Sie können sogar invertiert werden und erzielen dabei fast wieder das Originalmodell.

$\rho_2 = 1'000 \Omega m$							$x$	$\rho_2 = 10'000 \Omega m$								
$\hat{\rho}_1$	$h_1$	$\hat{\rho}_2$	$h_2$	$\hat{\rho}_3$	$h_3$	$\hat{\rho}_4$		$\hat{\rho}_1$	$h_1$	$\hat{\rho}_2$	$h_2$	$\hat{\rho}_3$	$h_3$	$\hat{\rho}_4$	$h_4$	$\hat{\rho}_5$
84	3.9	806	10	925			-500	84	3.9	866	14.9	980	15.2	1033	52.5	1195
84	3.9	806	10	925			-480	84	3.9	866	14.9	980	15.2	1033	52.5	1195
84	3.9	806	10	925			-460	84	3.9	866	14.9	980	15.2	1033	50.6	1216
84	3.9	806	10	925			-440	84	3.9	866	16.1	1001	21.4	1056	56.5	1248
84	3.9	806	10	925			-420	84	3.9	853	15.4	1004	22.8	1057	52.9	1269
68	2.8	674	10.4	869			-400	84	3.9	853	15.4	1004	22.8	1057	52.9	1269
68	2.8	674	10.4	869			-380	84	3.9	853	15.4	1004	22.8	1057	52.9	1269
68	2.8	674	10.4	869			-360	84	3.9	841	14.9	1006	24	1059	49.9	1291
50	1.9	579	10.8	823			-340	84	3.9	841	14.9	1006	23.8	1080		
50	1.9	579	10.8	823			-320	84	3.9	841	14.9	1006	23.8	1080		
28	0.9	506	11.2	783			-300	84	3.9	841	15.2	1008	23.7	1081	56.5	1376
26	0.8	497	11.2	784			-280	84	3.9	829	15.3	1030				
26	0.8	497	11.2	784			-260	84	3.9	829	15.3	1030	32.7	1114	51.4	1499
26	0.8	497	11.2	784			-240	82	3.7	808	15.5	1041				
26	0.8	497	11.2	784			-220	82	3.7	797	15.1	1044				
26	0.8	497	11	772			-200	82	3.7	797	15.1	1044				
26	0.8	497	11	772			-180	82	3.7	797	15.1	1044				
26	0.8	497	11	772			-160	80	3.6	778	14.8	1033				
26	0.8	497	10.4	749			-140	80	3.6	788	15.1	1032				
84	3.8	784	2.7	851	2.3	941	-120	84	3.9	817	14.7	1015	27.3	1163	43.9	2294
84	3.8	773	8.3	963			-100	84	3.9	817	14.4	998	24.2	1209	51.6	2575
84	3.8	742	13.7	1008			-80	84	3.8	795	13.5	971	22.4	1283	60.5	3066
84	3.6	651	18.2	1131			-60	84	3.7	713	12.6	982	24.1	1558		
84	3.5	575	3.5	714	28.6	1364	-40	84	3.7	668	13.7	1079	27.6	2044		
82	3.2	495	9.8	903	41	1831	-20	62	2.4	532	15.2	1448				
26	0.8	425	13.3	1158			0	26	0.9	556	17.7	1931				
121	6.4	986					20	88	3.6	633	11.6	1065	24.7	1643		
84	3.3	500	2.2	655	25.3	1267	40	92	4	802	11	1028				
84	3.6	626	10.6	993			60	62	2.6	970						
84	3.7	676	6.4	943			80	44	1.8	997						
80	3.5	699					100	34	1.4	1232	18.1	895	27.9	370		
70	2.9	646					120	26	1.1	1329	7.5	1132	34.3	437		
76	3.3	695					140	26	1.1	1445	31.1	595				
78	3.4	711					160	26	1.1	1465	29.1	695				
80	3.5	727					180	26	1.1	1529	23.5	872	52	122		
80	3.5	727					200	26	1.1	1575	15.7	1056	56.8	141		
78	3.4	720					220	26	1.1	1599	3.9	1236				
80	3.6	737					240	46	2.2	2180	52.3	298				
80	3.6	737					260	62	3.1	2958	47.7	339				
80	3.6	737					280	62	3.1	2958	46.7	364				
80	3.6	737					300	62	3.1	2958	45.7	390				
80	3.6	737					320	62	3.1	2894	44.2	434				
80	3.6	737					340	58	2.9	2665	42.9	485				
80	3.6	737					360	56	2.7	2511	41.1	543				
80	3.6	737					380	54	2.6	2418	38.9	607				
80	3.6	737					400	50	2.4	2249	37.2	667				
80	3.6	737					420	44	2.1	1998	35.6	738				
80	3.6	737					440	38	1.7	1823	33.2	815				
80	3.6	737					460	32	1.4	1676	30.5	889				
80	3.6	737					480	28	1.2	1615	29.4	917				
80	3.6	737					500	26	1.1	1574	27	957				

Tabelle 4.5: Inversion der beiden RF-EM Pseudosektionen (Schichtmächtigkeit  $h_i$  [m], Schichtwiderstand  $\hat{\rho}_i$  [ $\Omega m$ ])

Damit ist dieser Filter der Pseudostromsektion des Karous-Hjelt-Filters überlegen, da Widerstände im Gegensatz zu Strömen Gesteinsparameter sind. Dies ist wichtig für eine anschließende geologische Interpretation.

Natürlich ist ein einziges Modell nicht ausreichend, die Güte des Filters zu beurteilen. Insofern ist die Demonstration in dieser Arbeit nur als Ansatz für weitere Untersuchungen zu sehen.

Insbesondere muß sich der Filter auch noch für gemessene Daten bewähren.

### 4.3 Zusammenfassung

Zahlreiche Filter-Methoden stehen für eine VLF-EM Interpretation zu Verfügung. Allerdings nutzte bisher keiner der präsentierten Filter die Eigenschaften eines RF-EM aus. Die zusätzlichen Informationen, die eine Messung von LF-Daten liefert, werden ignoriert und stattdessen die VLF-Daten manipuliert.

Noch zu entwickelnde Filter sollten daher VLF- und LF-Daten gemeinsam interpretieren. Allerdings steigt hierdurch auch der Rechenaufwand und die Komplexität der herzuleitenden Formeln. Wahrscheinlich wird die Anwendung einer angepassten Inversion daher einfacher zu einem geologischen Modell führen, das nicht nur die VLF-Daten erklärt, sondern auch die RF-EM Daten.

Der in dieser Arbeit analog zu Chouteau *et al.* (1996) entwickelte Filter kann sowohl auf VLF-EM als auch auf LF-EM Daten angewendet werden, um die RF-EM Daten in scheinbare Widerstände und Phasen umzuwandeln, so daß eine 1D-Inversion nach Fischer *et al.* (1981) oder eine 2D-Inversion nach Wu *et al.* (1993); Smith und Booker (1991) möglich wird. Benötigt werden neben den RF-EM Messungen nur noch Startwerte für scheinbaren Widerstand und Phase, zum Beispiel aus RMT-Messungen. Im vorherigen Unterkapitel wurde eine solche 1D-Inversion bereits erfolgreich durchgeführt.

Ein Schwachpunkt des Chouteau-Filters ist die Annäherung durch einen homogenen Halbraum. Eventuell sollte also ein Filter entwickelt werden, der mit geschichteten Viertelräumen arbeitet. Hierzu sind allerdings noch zukünftige Berechnungen nötig.

Eine weitere Möglichkeit wäre die Einbeziehung eines Start- und eines Endwertes für Widerstand

und Phase, so daß aus der Extrapolation eine Interpolation würde. Auch hierfür sind noch weitere zukünftige Berechnungen nötig.

Mit Hilfe einer Basisstation können auch absolute Felder bestimmt werden. Somit kann die Annahme entfallen, daß  $H_y$  zwischen zwei Punkte näherungsweise konstant ist. Eine konsequente Weiterentwicklung der technischen Möglichkeiten wird also in Zukunft noch Potential darstellen, für eine parallele Weiterentwicklung der Interpretationsalgorithmen.

Schon Chouteau *et al.* (1996) berechnen hierfür auch die absoluten Felder, um den Einfluß der erwähnten Vernachlässigung nach zu vollziehen. Sie lassen die beobachteten Ergebnisse allerdings noch in keiner Weise in ihren Algorithmus einfließen.

Die Überlegenheit des integrativen Filters nach Chouteau *et al.* (1996) über die differenzierenden Filter nach Fraser (1969) und Karous und Hjelt (1977, 1983) hat sich in diesem Kapitel gezeigt. Deshalb wird im allgemeinen im weiteren auf die Anwendung differenzierender Filter verzichtet.

Der nächste Schritt ist die praktische Anwendung der hier vorgestellten Algorithmen in den folgenden Kapiteln. Eine Anwendung der vorgestellten integrativen Filter auf reelle Daten wird in Unterkapitel 5.5.4 ab Seite 162 demonstriert, für Daten gemessen in Bure. In Zukunft werden wahrscheinlich auch 2D-Inversionen wie zum Beispiel mit Smith und Booker (1991); Wu *et al.* (1993) möglich sein.

Die in dieser Arbeit entwickelte RF-EM Methode stellt zusammen mit den neuartigen Filtern ein gewaltiges Potential dar, für zukünftige Anwendungen und Weiterentwicklungen, auf dem technischen und theoretischen Sektor der VLF-EM Forschung, mit Inversionen die sowohl laterale Änderungen entlang eines Profils als auch Änderungen mit der Tiefe durch eine Frequenzvariation erfassen.

Im Umfeld dieser Arbeit wurden sowohl die technischen, als auch die theoretischen Grundlagen geschaffen, um den Schritt vom VLF-EM zum allgemeineren RF-EM zu vollziehen.

Das im Anhang dokumentierte Softwarepaket stellt dabei das Bindeglied zwischen Technik und Theorie her. Ohne eine solche standardisierte Software kann die Geschwindigkeit der Interpretation nicht mit dem Fortschritt der Datenaufnahme und theoretischen Möglichkeiten mithalten.

Viele der in den nächsten Kapiteln präsentierten Daten wurden noch ohne die Kenntnisse und

Möglichkeiten aufgenommen, die durch dieses Kapitel über Filter ermöglicht wurden. Auch die Entwicklung der im Anhang dargelegten Interpretationshilfen erfolgte schrittweise mit einem entstehenden Bedarf.

Die Messungen für das nächste Kapitel über Bure hatten so zum Beispiel einen starken Einfluß auf die wissenschaftliche Entwicklung des Programmpaketes und führten zur Entwicklung der Basissoftware und der hier vorgestellten Filter.

Die Messungen auf der Hangrutschung Falli Hölli im darauf folgenden Kapitel zeigten auf, wo Verbesserungen bei der Bedienung der Konfiguration mit einer manuellen Antenne nötig sind.

Auch die Erfahrungen bei den Messungen im Niger, präsentiert im letzten Daten-Kapitel, halfen Verbesserungen in der Bedienung von Hard- und Software zu finden.

Diese technischen Entwicklungen gipfelten in der Konstruktion des RF-EM 2 (J. Duperrex, Pers. Kommunik.), mit Inphase-Messungen, die nun auch an die Qualität der Outphase-Messungen heranreichen. Die Steigerung der Qualität der Inphase ist jedoch eine der Voraussetzungen für die Anwendung der hier beschriebenen Filter auf RF-EM Daten. Für die Gewinnung der Inphase stand leider bisher nur das RF-EM 1 und seine Vorgänger mit etwas schlechteren Werten für die Inphase als für die Outphase zur Verfügung.

Außerdem steht der LF-Bereich für motorisierte Anwendungen erst seit kurzem zur Verfügung. So wurden alle LF-Messungen in Bure bis auf ein Profil noch alle mit der manuellen Antenne durchgeführt. Im Niger wurde auch noch das ältere VLF-EM eingesetzt. Zudem war dort gar nicht mit LF-Sendern zu rechnen und die Anwendung wegen der erhöhten Leitfähigkeiten auch nicht angezeigt.

Zum Zeitpunkt der Messungen auf der Hangrutschung Falli Hölli gab es noch gar keine LF-Meßbereichserweiterung, so daß auch hier nur VLF-EM Messungen durchgeführt werden konnten.

Deshalb können die Datensätze der folgenden Kapitel noch nicht von allen theoretischen Neuentwicklungen profitieren, wie das ab jetzt alle mit dem RF-EM 2 gemessenen Datensätze können.

Auch auf der theoretischen Seite sind LF-Messungen bisher wenig beachtet worden. Dies sollte also in Zukunft nachgeholt werden.

Mit dem neuen RF-EM 2 entstehen neue Möglichkeiten bei der qualitativ hochwertigen Aufnah-

me von In- und Outphase, mit dem Resultat eines noch stabileren scheinbaren Widerstands und Phase bei der Anwendung des in dieser Arbeit entwickelten Filters.

Somit ist ab sofort eine Inversion machbar, von Daten die über einer geeigneten geologischen Struktur gemessen wurden.

## Kapitel 5

# 3D-Fallbeispiel — Bure, Schweizer Jura

**D**as Testgebiet Bure im Schweizer Jura an der Grenze zu Frankreich ist eines der am besten hydrogeologisch untersuchten Gebiete in der Schweiz.

Auch für diese Arbeit stellen die Messungen in Bure einen großen Anteil der durchgeführten Forschungsarbeiten dar. Im folgenden soll daher zuerst ausführlich in die geologische Situation eingeführt werden. Nach der Lokalisierung der Meßgebiete werden dann an mehreren Datensätzen vor allem die Vorteile der RF-EM Methode studiert und aufbauend auf den theoretischen Ausführungen des vorherigen Kapitels die Vorteile der RF-EM Methode demonstriert.

Auf Grund einer geplanten Autobahn sind viele geologische und geophysikalische Untersuchungen in Zusammenarbeit mit dem lokalen Geologenbüro (R. Christe, MFR, Delémont, Pers. Kommunik.) entstanden (Christe *et al.*, 1995; Müller *et al.*, 1995; Hessenhauer *et al.*, 1997; Meier *et al.*, 1997; Stiefelwagen und Müller, 1997).

Es existieren weiterhin auch schon zahlreiche allgemeine Arbeiten über die Region Bure beziehungsweise der nächst größeren Stadt Porrentruy (Siméoni und Jamier, 1975; Gretillat *et al.*, 1992; Lievre *et al.*, 1992; Pantillon, 1993; Jeannin, 1996, 1997; Thierrin, 1996a; Jeannin und Maréchal, 1997; Puech und Jeannin, 1997).

Besonders die hydrogeologische Karte von Gretillat (1992) stellt eine umfangreiche Synthese der hydrogeologischen Untersuchungen der Region um Bure dar. Ihre komplexe Struktur und Größe verhindert jedoch auch eine nur auszugsweise Abbildung in dieser Arbeit, da sie die Synthese zahlreicher Tracerversuche in der Region um Bure herum ist (Pochon und Siméoni, 1979; Flury, 1984; Rossi *et al.*, 1992, 1994; Rossier *et al.*, 1992; Maréchal, 1994; Rossi, 1994; Doerfliger, 1996; Jeannin, 1997; Jeannin und Maréchal, 1997).

Die verfügbare Literatur ist also umfangreich, besonders aber auch zum Karst, durch den die Region geprägt wird. Diesem soll daher eine eigene Einleitung gewidmet sein.

## 5.1 Karst

Bevor über die Eigenschaften des Karstes diskutiert wird, soll er zuerst definiert werden. Die Erklärungen hierzu folgen im wesentlichen Auszügen aus Doerfliger (1996).

### 5.1.1 Definition

Neben dem eigentlichen Karst spielt noch der Epikarst eine wichtige Rolle bei der Beurteilung der Gefährdung beziehungsweise Verwundbarkeit von Aquiferen. Beide Terme werden in den nächsten Unterkapiteln erläutert.

#### 5.1.1.1 Definition von Karst

Das international gebräuchliche Wort für 'Karst' ist die Eindeutschung des serbo-kroatischen Wortes für 'Stein'. Es ist gleichzeitig die geographische Bezeichnung für eine Kalksteinregion zwischen Triest und Ljubljana in Slowenien. Letztendlich steht es auch für eine spezielle Morphologie mit einem hydraulischen Verhalten, das durch eine hohe Gesteinslöslichkeit charakterisiert ist.

Karst ist geprägt durch Heterogenität, Diskontinuitäten und Grundwasserfluß vorherrschend entlang von Kanälen und Hohlräumen. Gestein geringer Permeabilität kann durch starke Klüftung eine hohe Gesamtpermeabilität besitzen.

Die Strukturen des Karstes sind vielfältig. Einige von ihnen sind Dolinen, Grotten mit Stalagmiten, Stalagtiten und Kaminen, Einbrüche und Karrenfelder (Doerfliger, 1996). Sie führen zu schnellen

Reaktionszeiten des Karstes auf Wassereinleitungen. Die Fließgeschwindigkeiten erreichen bei Tracerversuchen in Bure sogar bis zu 500 m/h, gegenüber 0.05 bis 10 m/h für poröse Medien. Selbst die kleinste Geschwindigkeit lag in Bure immer noch bei 15 m/h. Hierfür wurden natürlich nur die Versuche gezählt, bei denen der Tracer im unterirdischen Bach Milandrine wiedergefunden werden konnte, was nicht immer der Fall war (Doerfliger, 1996). Durch die Heterogenität des Karstes können dabei absolute Undurchlässigkeit und sehr hohe Permeabilität in schneller Folge abwechseln (Jeannin und Grasso, 1995a).

Die Wichtigkeit von Klüften und Verwerfungen als Wasserleiter im Karst macht diese geologischen Strukturen zu einem vornehmlichen Ziel geophysikalischer Untersuchungen im Karst. Die komplexe Anordnung erlaubt jedoch keine direkten Schlüsse auf die Struktur eines Aquifers durch alleinige geophysikalische Messungen zu ziehen, da die Wasserströme den hydraulischen Gradienten folgen, und somit nicht immer scheinbar präferentiellen Wegen, die durch geophysikalische Messungen bestimmt wurden. Ein Beispiel hierzu ist eine kleine Verwerfung mit vertikaler Verschiebung, die einen großen Graben hoher Permeabilität schneidet. Obwohl die Verwerfung eventuell eine kleinere Permeabilität besitzt als der Graben, kann durch die vertikale Verschiebung eine Drainage des Grabens erfolgen. Ein Beispiel hierzu findet sich in Unterkapitel 5.2.5.1 auf Seite 119 über die Geologie von Sektor B17 von Bure.

Wichtig für den Karst ist also: Kleine versteckte Strukturen können wichtiger sein für die Wasserführung als offensichtliche, große Strukturen. Geophysikalische Untersuchungen sind nur ein Mittel unter vielen zur Analyse von Karstaquiferen. Geologische Studien, Tracerversuche, hydraulische Versuche und speläologische Begehungen sind einige andere Methoden, die zusätzlich verwendet werden müssen. Parameter, die nicht durch direkte Messungen zugänglich sind, können eventuell nur noch durch Black-Box Modelle beschrieben werden (Eisenlohr, 1994). Geophysikalische Untersuchungen können dabei helfen, den unbekanntem Anteil solcher Modelle zu minimieren.

Ein für hydrogeologische Untersuchungen besonders wichtiger Teil des Karstes ist der Epikarst, wie er im nächsten Unterkapitel beschrieben wird.

### 5.1.1.2 Definition von Epikarst

Epikarst ist die oberflächennahe Verwitterungs- und Wasseradsorptionszone des Karstes, mit einer Ausdehnung von 0.5 bis 10 m (Bonnaci, 1987; Doerfliger, 1996), wie auch Meury *et al.* (1991); Turberg (1994); Veiga (1995); Doerfliger (1996) durch Bohrungen für die Region um Bure bestätigen.

Die Gesamtausdehnung des Epikarst von dem Abbildung 5.2 einen Teil zeigt, beträgt 10 m. In der Abbildung sind Klüfte variabler Länge und Dicke zu sehen. Der gezeigte Steinbruch Les Breuleux befindet sich bereits im Faltenjura, 29 km entfernt vom Eingang der Grotte Milandre in Bure/Maira. Auch Abbildung 5.1 zeigt einen Epikarst, der durch



Abbildung 5.1: Mit Kamin verbundener Epikarst im Steinbruch von Buix (Koordinaten  $x = 569'600$  m,  $y = 259'800$  m) (Doerfliger, 1996)

einen vertikalen Kamin an ein Karstnetzwerk angeschlossen ist. Der gezeigte Steinbruch von Buix befindet sich im Tafeljura, 4 km entfernt vom Eingang der Grotte Milandre in Bure/Maira. Bemerkenswert ist die große Variabilität der Klufmächtigkeiten und Längen innerhalb weniger Meter des Epikarstes. Eine geophysikalische Erfassung einzelner Strukturen kann somit unmöglich sein. Andererseits können eventuell immer noch pauscha-

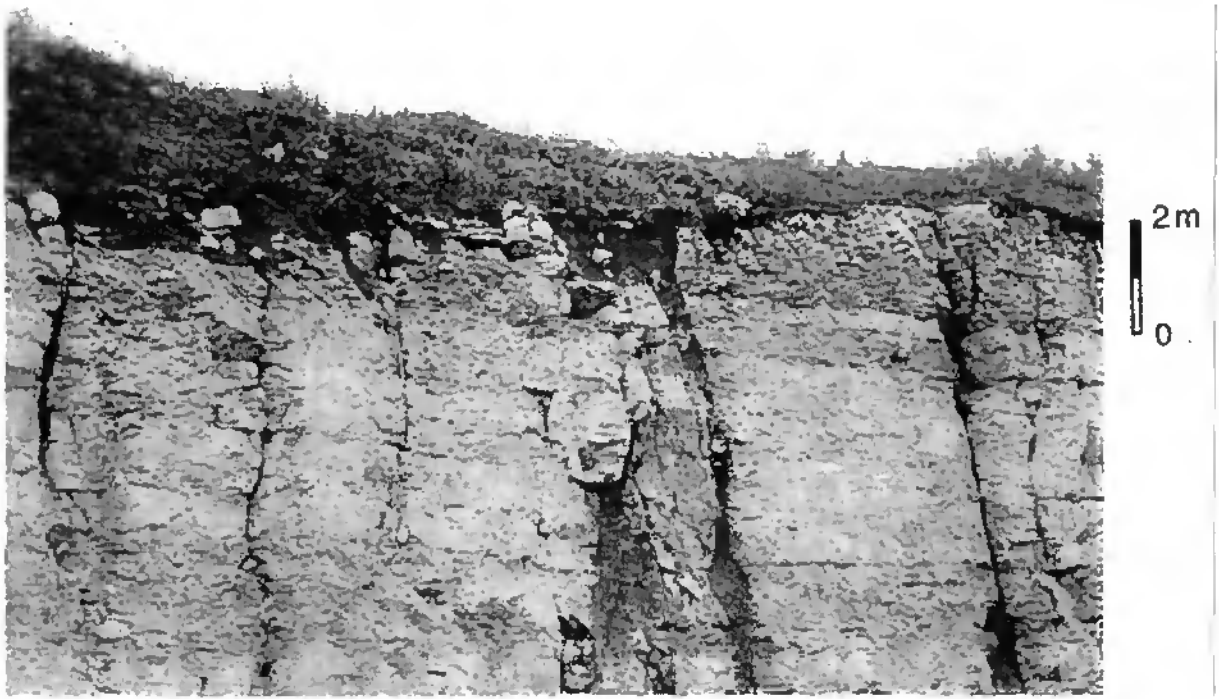


Abbildung 5.2: Epikarst im Steinbruch Les Breuleux (Koordinaten  $x = 568'200$  m,  $y = 228'600$  m), Portlandkalkstein (Doerfliger, 1996)

liertere Aussagen über den Grad der Verkarstung getroffen werden (Veiga, 1995).

Fehlt eine Deckschicht über dem Epikarst, so ist er als Karrenfeld sichtbar. In Bure sind solche Karrenfelder aber auf wenige Quadratmeter beschränkt. Die Dicke der Deckschicht spielt eine wichtige Rolle für die EPIK-Methode, wie sie im folgenden noch erklärt wird. Dort wird auch noch vertiefend auf die Funktion und Wirkung des Epikarstes eingegangen. Bei Handbohrungen zur Bestimmung der Dicke der Deckschicht über dem Epikarst stellte sich heraus, daß die Interpolation zwischen solchen Bohrungen ohne Hinzunahme von geophysikalischen Daten zu fehlerhaften Ergebnissen führt (Doerfliger, 1996). Deshalb wurden die hydrogeologischen Arbeiten in Bure durch zahlreiche geophysikalische Untersuchungen begleitet.

Das Karstgebiet um Bure ist also eines der Testgebiete des Instituts für Hydrogeologie in Neuchâtel. Das nächste Unterkapitel gibt einen Überblick über die detaillierte Neuchâtel hydrogeologische Forschung in dieser Region.

### 5.1.2 Karst des Schweizer Juras

Allgemeine Untersuchungen über Karst als Spezialgebiet des Zentrums für Hydrogeologie der Universität Neuchâtel runden das Bild über die Re-

gion um Bure ab (Király, 1969, 1979, 1993; Király *et al.*, 1979; Kuebler, 1987; Galbane *et al.*, 1992; Rossier und Király, 1992; Doerfliger, 1994, 1997; Eisenlohr, 1994; Grasso, 1994; Grasso und Jeannin, 1994b; Zwahlen und Doerfliger, 1994; Doerfliger und Zwahlen, 1995c,b, 1997; Doerfliger *et al.*, 1995; Zwahlen, 1995; Jeannin, 1996; Thierriin, 1996b; Hauns und Jeannin, 1997).

Anwendungen zur VLF/R und RMT-Methode im Karst sind speziell in Müller (1982, 1983); Turberg (1991b, 1994); Turberg und Müller (1991); Veiga (1995) zu finden. Für die VLF-EM Methode sind Turberg und Müller (1992); Intchi (1994); Stiefelhagen *et al.* (1994); Bobadji (1995); Müller *et al.* (1995); Veiga (1995); Meier *et al.* (1997); Stiefelhagen und Müller (1997) zu nennen. Turberg (1994) gibt den vollständigsten Überblick über die bisherigen geophysikalischen Untersuchungen in Bure.

Nach Müller (1983); Jeannin *et al.* (1993a); Doerfliger und Zwahlen (1995a,b,c, 1997); Doerfliger *et al.* (1995); Zwahlen (1993, 1997) stellt die Gefährdung des Karstes durch Schadstoffeinträge einen sehr wichtigen Punkt der Neuchâtel Forschungstätigkeiten dar. Zwahlen (1993) führt dazu aus, daß die meisten Karstquellen des schweizerischen Juras stark belastet sind und deshalb standardmäßig vor der Trinkwassernutzung eine Reini-

gung zu erfolgen hat. Karstquellen sind durch die besonderen Strukturen des Karstes schwieriger zu schützen als andere Quellen (Zwahlen, 1993). Verunreinigungen finden sehr schnell ihren Weg von der Eintragsstelle bis ins Trinkwasser.

Eines der vornehmlichen Ziele der Neuchâtelers Arbeiten sind daher der Schutz dieser Aquifere, wie im nächsten Unterkapitel ausgeführt.

### 5.1.3 Grundwasserschutz — EPIK-Methode

In Jeannin *et al.* (1993a); Doerfliger und Zwahlen (1995a,c,b, 1997); Doerfliger *et al.* (1995); Zwahlen und Doerfliger (1995); Doerfliger (1996); Zwahlen (1997) wird die EPIK-Methode erklärt.

EPIK (Epikarst, Protection cover, Infiltration conditions, Karstic network) erlaubt mit Hilfe verschiedener Parameter eine Einschätzung der Gefährdung eines Karstaquifers durch potentielle Schadstoffinfiltratoren. Geophysikalische Messungen stellen dabei ein wichtiges Werkzeug unter anderen dar, um die komplizierte Struktur eines Karstes besser zu verstehen.

Die EPIK-Methode stellt den Versuch dar, die im November 1992 novellierten schweizerischen Grundwasserschutzgesetze in die Realität umzusetzen. Für aktuelle Gutachten wird dort eine gesteigerte quantitative Erfassung von Gefährdungspotentialen gefordert. Somit hat die Struktur des Aquifers, ob porös, geklüftet oder verkarstet, einen großen Einfluß auf die Ausweisung von Wasserschutz-zonen (Doerfliger, 1996).

Mit über 35 % Anteil an Europas Gesamtfläche machen Karbonatgesteine einen Großteil der Oberflächengeologie aus. Daher spielt Karst eine enorme Rolle bei der Wasserversorgung. So werden in der Schweiz 15 % des Wasserbedarfs aus Karstgebieten befriedigt (Doerfliger, 1996). Insbesondere die Verbindung zwischen eigentlichem Karst und der Deckschicht, der Epikarst, ist sehr wichtig für die Beurteilung des Gefährdungspotentials. Da die Fließgeschwindigkeiten im Karst und Epikarst sehr viel größer als in porösen Medien sind, liefert die Bestimmung des Epikarstes ein Kriterium bei der Ausweisung von Wasserschutz-zonen. Doerfliger und Zwahlen (1997) geben hierzu in Abbildung 5.3 eine schematische Einführung in die komplexen Strukturen eines solchen Karstsystems.

In geologischen Senken (Dolinen) wird Wasser gesammelt und durch den oberflächennahen Epi-

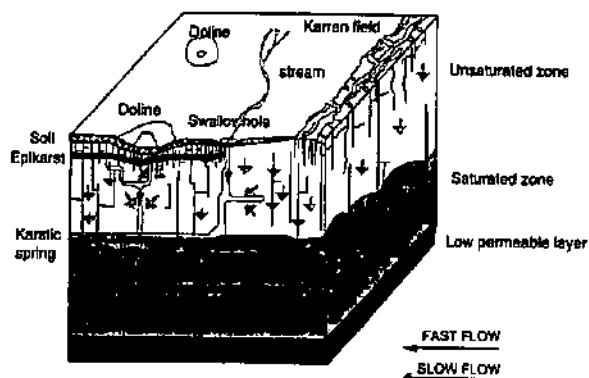


Abbildung 5.3: Karst — Epikarst (Zwahlen und Doerfliger, 1995; Doerfliger, 1996; Doerfliger und Zwahlen, 1997)

karst gesammelt und dem eigentlichen, tieferliegenden Karst zugeführt. Natürlich nur unter der Voraussetzung, daß Epikarst und Karst verbunden sind. Andernfalls puffert der Epikarst als kleiner Wasserspeicher den Wassereintrag und verzögert und verkleinert damit die Infiltration in den eigentlichen Karst. In den Klüften sind die Fließgeschwindigkeiten hoch und in einer porösen Überdeckung sind sie klein. Ist der Epikarst nicht mit dem Karstnetzwerk verbunden, so sind die Gesamtfließgeschwindigkeiten gering, obwohl sie im Epikarst selber groß sind. Die genaue Kenntnis der Ausprägung dieser Zusammenhänge ist für den konkreten Fall wichtig, um Wasserschutz-zonen definieren zu können.

Gegensätzliche Interessen von Wasserschützern (OFPE, 1977, 1982) und Wirtschaft durch einen steigenden Landbedarf für Bebauung und Landwirtschaft zwingen Hydrogeologen nach der kleinstmöglichen und dennoch ausreichend großen Wasserschutz-zone zu suchen (Doerfliger und Zwahlen, 1997). Hierfür werden in der Schweiz die Grundwasserschutzgebiete in die drei Zonen S1, S2 und S3 unterteilt: Die Zone S1 umfaßt dabei die ersten paar, komplett geschützten Meter um eine Quelle herum. Sie wird auch landwirtschaftlich nicht genutzt. In der Schutzzone S2 sind Bebauungen untersagt und die landwirtschaftliche Nutzung eingeschränkt. In Zone S3 ist immer noch der Betrieb von Industrieanlagen und Mülldeponien untersagt (Doerfliger und Zwahlen, 1995b; Tripet *et al.*, 1995; Doerfliger, 1996).

Laut Doerfliger und Zwahlen (1995b); Doerfliger (1996) sind die nach älteren Kriterien aufgestellten Zonen S1 und S2 nach dem heutigen Stand der Er-

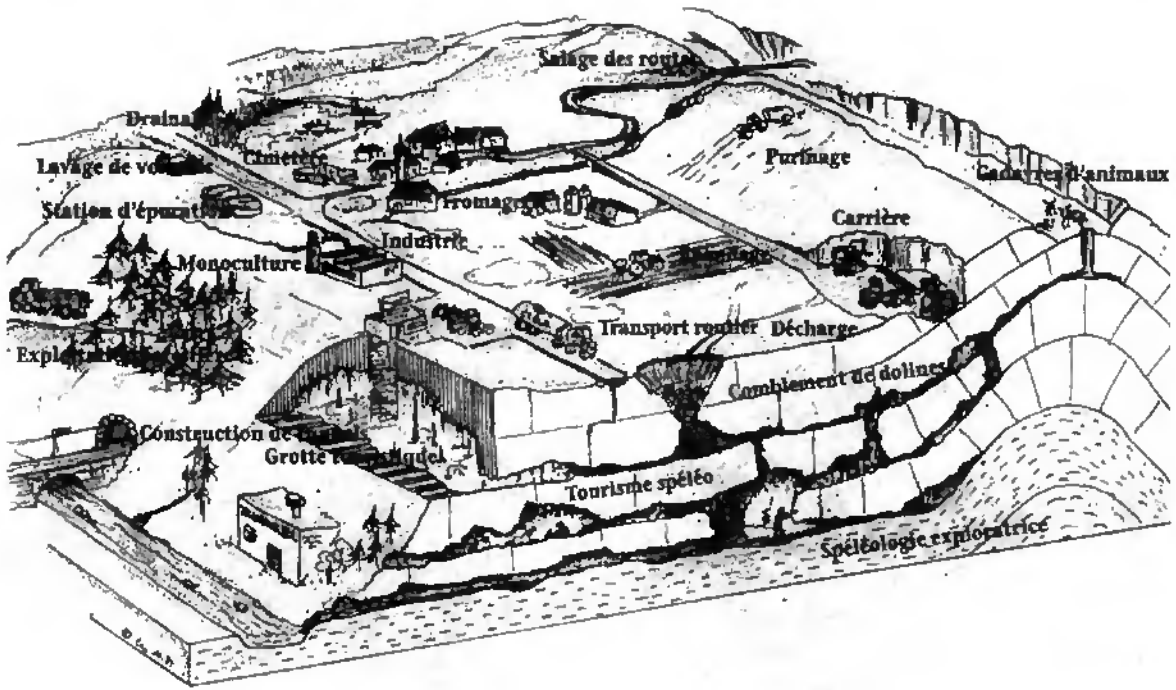


Abbildung 5.4: Verunreinigung von Karstquellen (SSS, 1994)

kenntnisse und Gesetze oft zu klein ausgewiesen, während die Zone S3 oft übertrieben den gesamten Einzugsbereich einer Quelle ausweist. EPIK und die unterstützende Geophysik sollen diesem Mißstand abhelfen. Geophysik als Bestandteil des EPIK-Systems kann somit helfen, durch bessere Kenntnis der Gefährdungspotentiale, unnötig große Wasserschutzzonen zu vermeiden. Einige wichtige geophysikalisch bestimmbare Strukturen, die für EPIK eine Rolle spielen, sind Deckschicht, Verkarstung, Klüfte, Verwerfungen, Horste und Gräben.

Die typischen schweizerischen Belastungen für eine Karstquelle aus der Sicht der Speläologen (SSS, 1994) können in Abbildung 5.4 ausgemacht werden: Wintersalzstreuung, Drainage, Autowäsche, Friedhöfe, Kläranlagen, Käsereien, landwirtschaftliche Bearbeitung wie Düngung und Pflügen, Industrie, Monokulturen, Forstwirtschaft, Tierkadaver, Steinbrüche, Straßentransporte, Tunnelbau, Grottentourismus und Dolineneinbrüche. Diese plastische Darstellung macht einige der mannigfaltigen Gefahren klar, die für eine Karstquelle bestehen und von denen einige besser durch geophysikalische Untersuchungen belegt werden können.

Unterirdische Flußsysteme und Grotten, wie sie in Bure zu finden sind, spielen eine wesentliche Rolle beim Transportverhalten dieser Schadstoffe. Unter anderem deshalb untersuchten bereits Kiraly *et al.* (1971); Müller und Vouillamoz (1979);

Turberg und Müller (1991); Jeannin *et al.* (1993b); Grasso und Jeannin (1994a); Jeannin und Grasso (1995b) die Grotte von Milandre, deren Ursprung in Bure beziehungsweise Maira liegt.

Dies soll als Einführung in die Besonderheiten des Karstes ausreichen. Es folgt nun eine Übersicht über Geologie und Lage des Meßgebietes Bure/Maira innerhalb des französisch-schweizerischen Juras.

## 5.2 Geologie

Vor einer detaillierteren Analyse der Geologie des Meßgebietes Bure/Maira steht eine generelle Einführung in die großräumige Geologie des französisch-schweizerischen Juras.

### 5.2.1 Die Geologie des französisch-schweizerischen Juras

Nach Sommaruga (1995) ist das Juragebirge ein schmaler, dem westlichen Alpenbogen vorgelagerter Faltungsgürtel. Es wird durch mehrere tertiäre Ebenen eingegrenzt: Im Norden durch den Rheingraben, im Westen durch den Bressegraben und nach Südsüdwesten durch die Molasseebene.

Das Juragebirge zerfällt in zwei prinzipielle Strukturen, das äußere und das innere Jura. Das äußere oder Tafeljura im Norden ist weniger stark

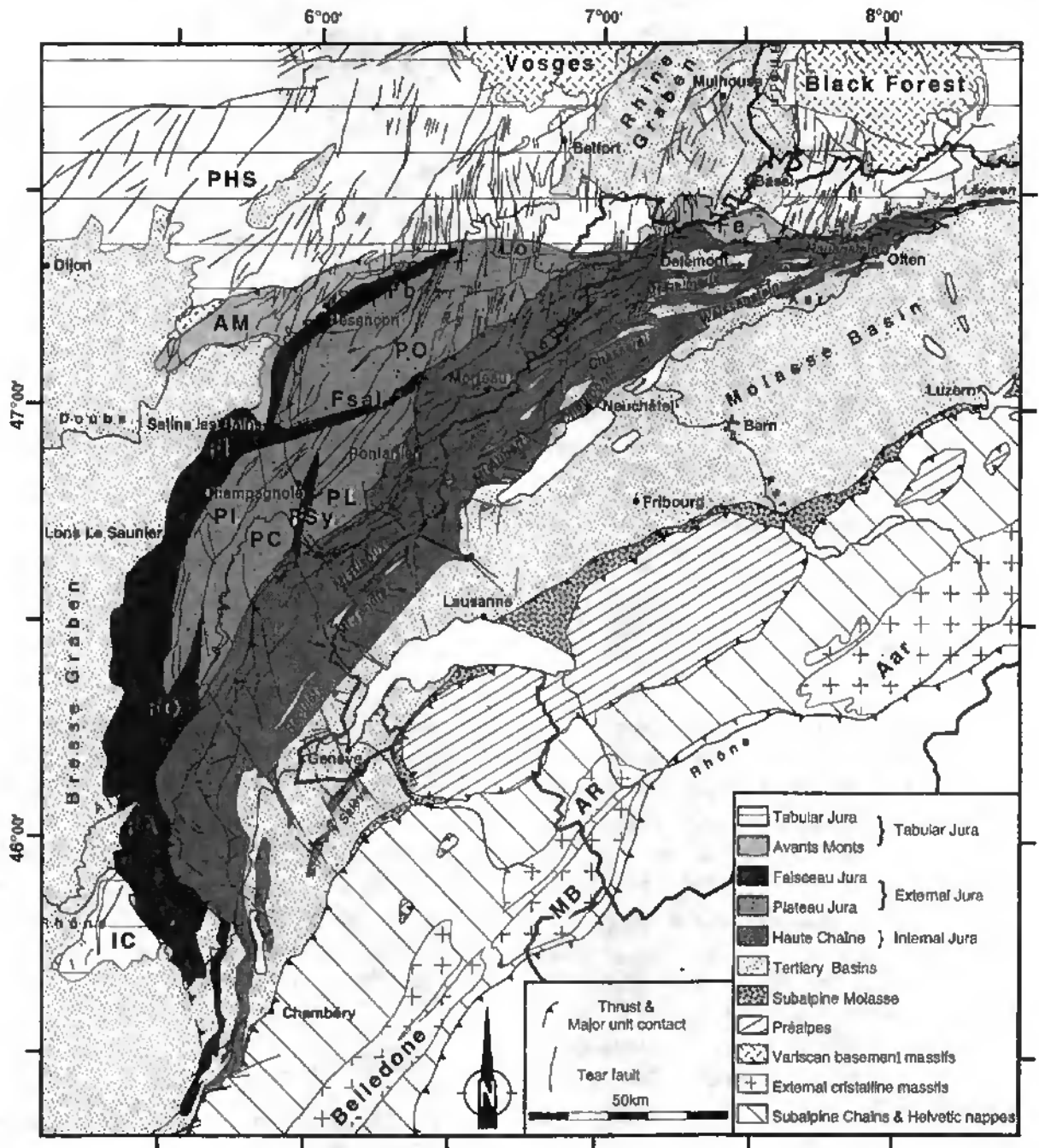


Abbildung 5.5: Geologie des französisch-schweizerischen Juras (nach Sommaruga, 1995)

verworfen als das stark gefaltete Faltenjura im Süden. Das Meßgebiet Bure/Maira beziehungsweise die Region von Porrentruy befindet sich im Tafeljura, das heißt in Abbildung 5.5 nach Sommaruga (1995) auf dem siebten Längengrad zwischen Belfort in Frankreich und Delémont in der Schweiz. Diese schweizerische Region ist von drei Seiten von Frankreich umgeben und das Testgebiet Bure beziehungsweise Maira befindet sich direkt an der Grenze. Die genaue Lage von Bure innerhalb der Schweiz wird durch Abbildung 5.6 beschrieben.

Sommaruga (1995) führt verschiedene Theorien

über die Entstehung des Juras auf. Hier sei jedoch nur noch erwähnt, daß von Sommaruga (1995) interpretierte seismische Messungen ergeben, daß die regionalen Verwerfungen bei Porrentruy das Grundgebirge nicht durchschneiden. Dieses kristalline Grundgebirge steht an keiner Stelle des Jura an. Erst in den Vogesen und dem Schwarzwald kommt es stellenweise an die Oberfläche.

Um die detailliertere Geologie einordnen zu können, soll zunächst die genaue Lage des gesamten Meßgebietes mit einzelnen Untersuchungsarealen und deren morphologische Struktur angesprochen

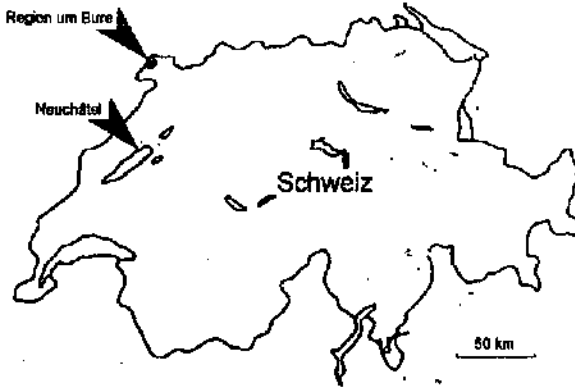


Abbildung 5.6: Lage der Region um Bure innerhalb der Schweiz

werden.

### 5.2.2 Lagebeschreibung

In dieser Arbeit werden die Ergebnisse für zwei verschiedene Untersuchungsareale zwischen Bure und Maira vorgestellt.

Zuerst wird ein flaches Areal neben Maira untersucht, in dem die Grotte Milandre durch Kamine bis fast an die Erdoberfläche kommt.

Danach wird eine kleine Depression analysiert, die durch die regionale Verwerfung beziehungsweise den Graben gebildet wird, der an Maira vorbeiläuft in Richtung Bure. Zur besseren vergleichenden Orientierung werden diese beiden Areale im folgenden zusammen erläutert.

Abbildung 5.7 zeigt die regionalen Verwerfungen im Einzugsgebiet der Milandrine mit den Quellen La Font, Le Saivu und La Bâme. Durch das eingezeichnete Bure/Maira-Testgebiet verläuft der erwähnte Nord-Süd-Graben. In dieser Karte ist auch schon die Nordwest-Südrdest-Verwerfung eingezeichnet, die auch durch die RF-EM Messungen im folgenden noch belegt wird. In bisherigen Untersuchungen fand diese zweite Verwerfung weniger Beachtung. Auch geologisch-morphologisch ist sie sehr viel schwieriger zu identifizieren. Der Ort Bure ist in der Karte durch ein 'B' markiert, und das Gehöft Maira durch ein 'M'. In den folgenden detaillierteren Karten sind Bure und Maira größtenteils nicht mehr mit eingezeichnet, um das dazwischen liegende Testgebiet in einem größeren Maßstab darstellen zu können.

Turberg (1994) untersucht die Region zwischen Bure und Maira mit Hilfe zahlreicher Methoden, unter anderem RMT und VLF-EM. Ein Ausschnitt

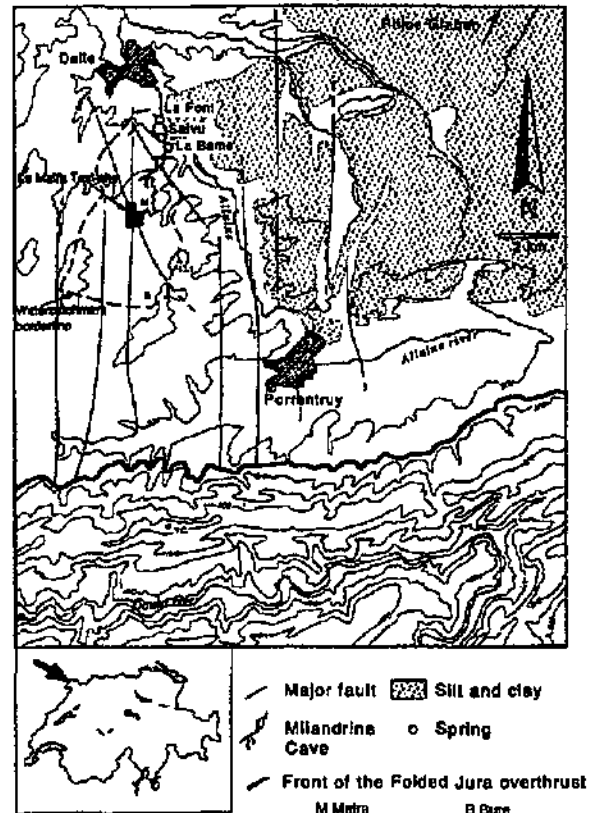


Abbildung 5.7: Regionale Verwerfungen im Einzugsgebiet der La Font, Le Saivu und La Bâme Quellen (modifiziert, nach Jeannin, 1997; Doerfliger, 1996)

des von ihm vermessenen Areals ist in Abbildung 5.9 zu sehen. Darin sind auch die beiden Areale B17 und B15/19 eingezeichnet, die auch in dieser Arbeit untersucht werden. B17 ist das Areal über der Grotte und B15/19 das Untersuchungsgebiet des regionalen Grabens, der aber auch durch B17 weiterläuft. Turberg (1994) zeichnet in der Karte zwei Profile ein und nennt sie P1 und P2. P1 befindet sich am südlichen Rand von Sektor B15 und P2 am nördlichen Rand von B19. Die Sektoren B15 und B19 sind größtenteils deckungsgleich. Mit Profil 1 und Profil 2 werden in dieser Arbeit alle Profile benannt, die wie P1 beziehungsweise P2 verlaufen. Die Profile in dieser Arbeit sind jedoch kürzer als die Profile von Turberg (1994), da basierend auf den Resultaten seiner Arbeiten, das Untersuchungsgebiet verkleinert wurde.

Abbildung 5.8 zeigt eine genaue topographische Karte des Meßgebietes zwischen dem Ort Bure und dem Gehöft Maira. Links im Westen auf der Karte befindet sich bereits Frankreich, und östlich des oberen Teils der Karte befindet sich Maira. Einige

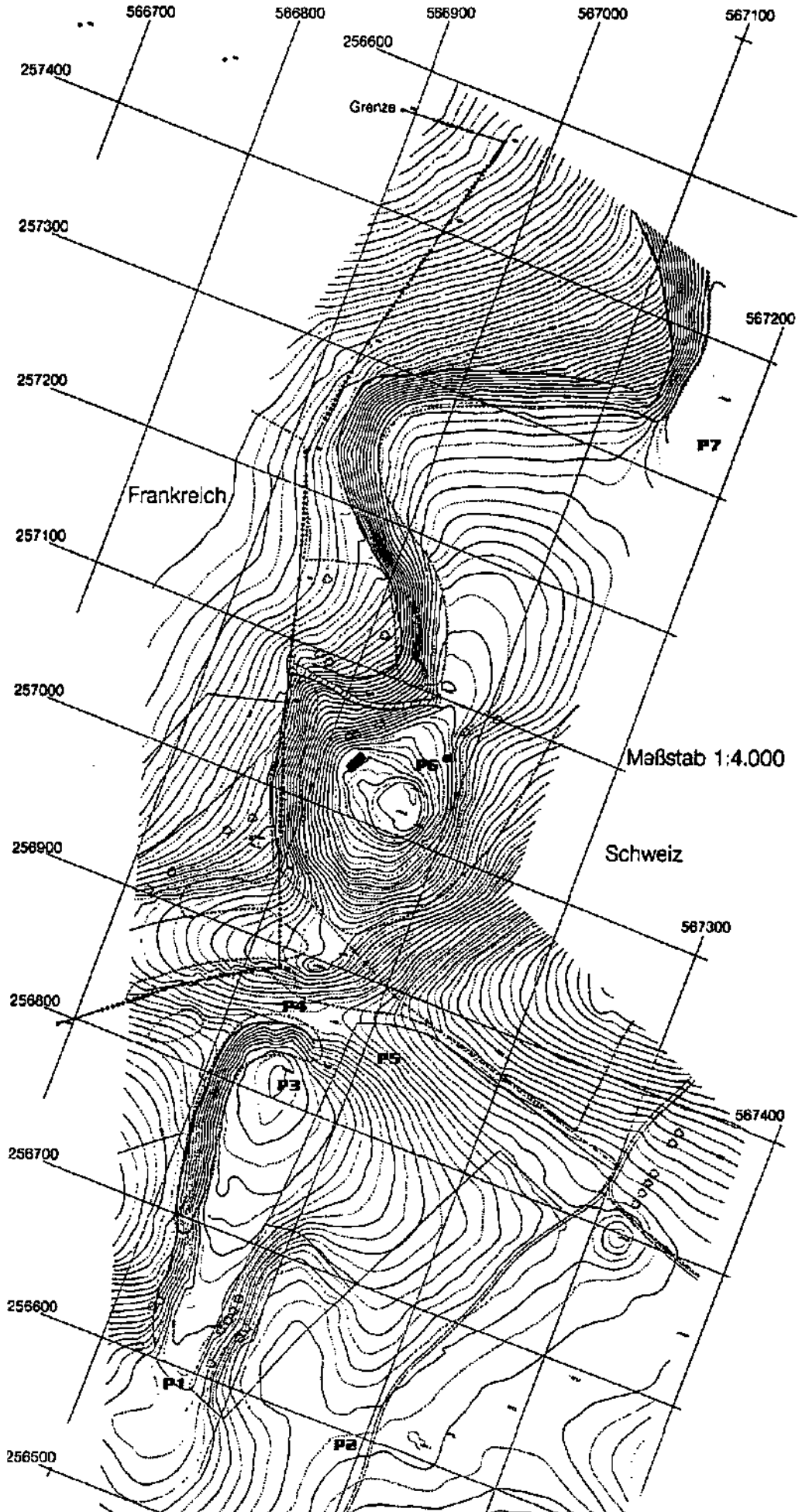


Abbildung 5.8: Topographische Karte des Meßgebietes in Bure und Maira

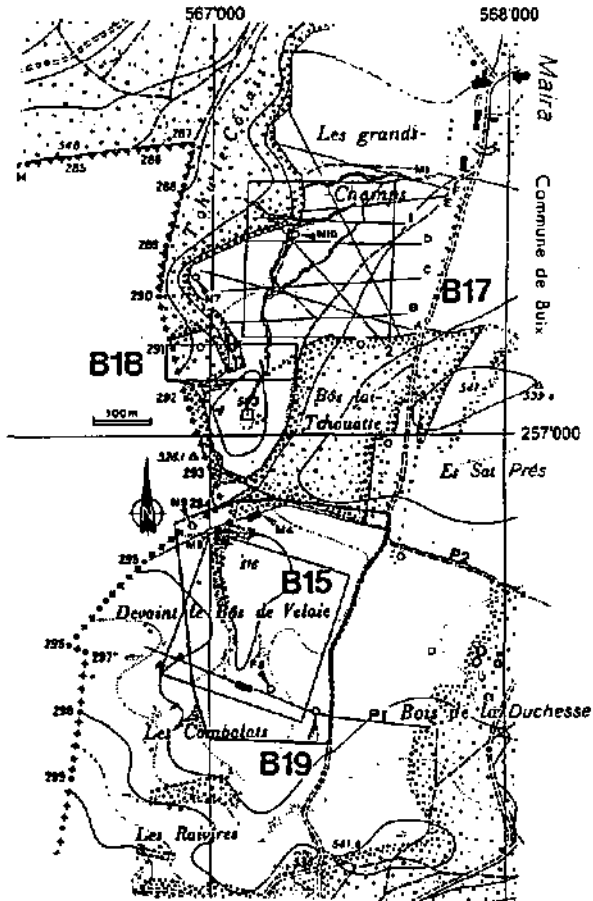


Abbildung 5.9: Großräumige Darstellung des Meßgebietes bei Bure (nach Turberg, 1994)

wichtige Punkte sind mit eingezeichnet, zur besseren Orientierung in den folgenden Ausführungen. Dies ist auch insofern nötig, da die benutzten Wege auf den Profilen 1 und 2 nicht kartographiert sind und bei wechselnder landwirtschaftlicher Nutzung auch einfach umgepflügt werden könnten.

Die folgenden Abbildungen nehmen immer wieder Bezug auf die in dieser wichtigen Karte bezeichneten speziellen Punkte. Zur besseren Orientierung werden im folgenden die Bezeichnungen Profil 1 (Sektor B15/19), Profil 2, und Sektor B17 von Turberg (1994) übernommen. Profil 2 trennt das Areal mit der Depression (Profil 1, Sektor B15/19) vom Areal mit den aus der Grotte Milandre aufsteigenden Kaminen (Sektor B17).

Im allgemeinen werden dabei schweizerische Koordinaten verwendet, mit der  $x$ -Achse von Westen nach Osten und der  $y$ -Achse von Süden nach Norden zeigend.

Es folgen nun die detaillierten Lagebeschreibungen dieser einzelnen Areale.

### 5.2.2.1 Profil 1, Sektor B15/19

Das auf den Abbildungen 5.10 bis 5.12 gezeigte Profil 1 mit mehreren Bohrungen befindet sich zwischen den in der Karte eingezeichneten Punkten P1 und P2. Der dort vorhandene Weg ist nicht in der topographischen Karte eingezeichnet.

Bei P2 endet das Profil auf dem Verbindungsweg zwischen Bure im Süden und Maira im Norden. Um die Abbildungen nicht zu überladen, wurden die Bohrungen Mil und FN zu M und F abgekürzt. Insgesamt fünf Bohrungen befinden sich auf Profil 1, von Westen nach Osten: M(il)1, M(il)2, M(il)3, F(N)2 und F(N)1. Zu Beginn der Messungen 1994 waren einige der Meßsonden über Kabel mit einem Datalogger verbunden. Deshalb befinden sich auf dem ersten der genannten Photos neben einigen Bohrungen Masten, zwischen denen Verbindungskabel in drei Meter Höhe verlaufen. Nachdem diese nicht mehr benötigt wurden, sind sie demontiert worden, wie auf dem dritten Photo zu sehen, um einen Einfluß auf die RF-EM Messungen auszuschließen. Ein Vergleich vor und nach der Entfernung zeigt jedoch, daß die zum Profil 1 parallel verlaufenden Kabel, keinen Einfluß auf die Messungen hatten. Die Punkte P2 und P1 liegen gerade außerhalb des Bildausschnitts. Dieses Photo ist also ein Ausschnitt von P2 bis P1, wie sie im nächsten Photo zu sehen sind.

Beim Blick von P5 aus in Richtung Süden ist in Abbildung 5.11 rechts, beziehungsweise westlich, die regionale Verwerfungsstruktur als Depression ausgebildet. Im Hintergrund ist der Weg mit den beschriebenen Bohrungen zu erahnen. In der Mitte der Abbildung befindet sich eine zusätzliche Depression, die von P2 her nordwestlich bei P3 auf den regionalen Gräben stößt. Diese Struktur verläuft etwa im Übergang zwischen Ackerfeld und Wiese. P1 und P3 sind etwa auf gleicher Höhe, aber einige Meter tiefer als P2. In der Abbildung ist die Südost-Nordwest-Verwerfung praktisch nicht zu erkennen, sie wird aber in den RF-EM Daten ab Seite 150 ersichtlich. Mit bloßem Auge ist sie kaum von den Vegetations- und Eigentums Grenzen zu unterscheiden.

Abbildung 5.12 zeigt einen Blick vom Weg auf Profil 1 aus nach Westen, über die Bohrungen F2, M3, M2 und M1 hinweg. In der Verlängerung des Weges, von einem einzelnen Baum verdeckt, befindet sich noch Bohrung M9. Punkt P1 befindet sich in einer Weggabelung des Wirtschaftsweges. Zwischen F2 und P1 ist die schwache Depression an-

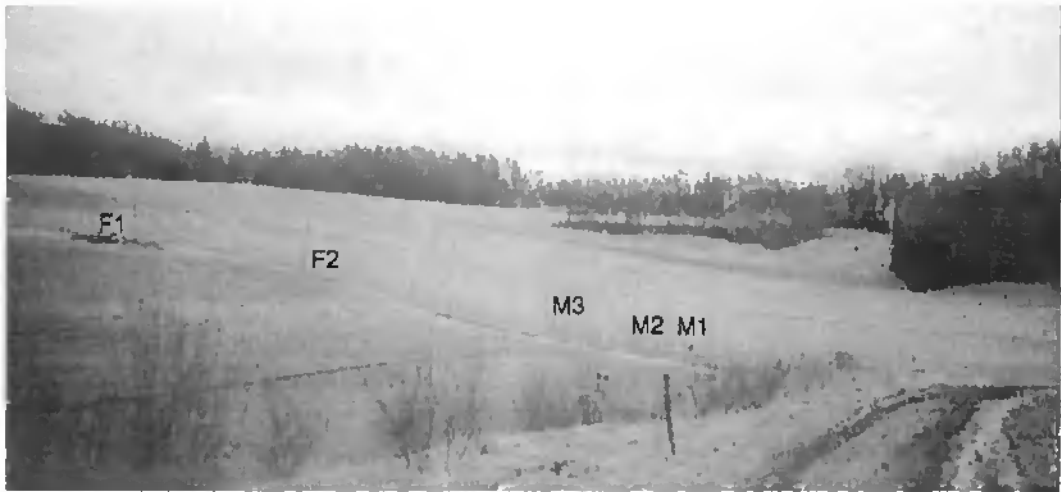


Abbildung 5.10: Nahaufnahme nach Südost von Profil 1 (zwischen P2 nach P1) und der regionalen Verwerfung in Bure



Abbildung 5.11: Panoramablick von P5 aus nach Süden auf Depression P3 nach P1 mit Weg Profil 1 (P2 nach P1) im Hintergrund

deutungsweise zu erkennen. Sie, beziehungsweise der Graben, verläuft von rechts im Norden nach links im Süden.

#### 5.2.2.2 Profil 2, Sektor B15/19

Zwischen P4 und P5 befindet sich die zweite Reihe von Bohrungen, beziehungsweise Profil 2. Auch die Verlängerung bis zum erwähnten Verbindungsweg zwischen Bure und Maira ist zumindestens für

Allradfahrzeuge befahrbar.

Auf Abbildung 5.13 wird eine Salzlösung in Bohrung Mil7 bei Punkt P4 eingeleitet. Vor Mil7 befindet sich noch die Bohrung Mil6. Beide Bohrungen besitzen einen gemeinsamen Leitungsmast mit Datenlogger. Im Hintergrund ist mit eigenem Mast noch die Bohrung Mil4 zu sehen. Mit Hilfe der abgebildeten Bohrungen wurde versucht, eine Fortsetzung der Grotte Milandre nach Süden zu finden.

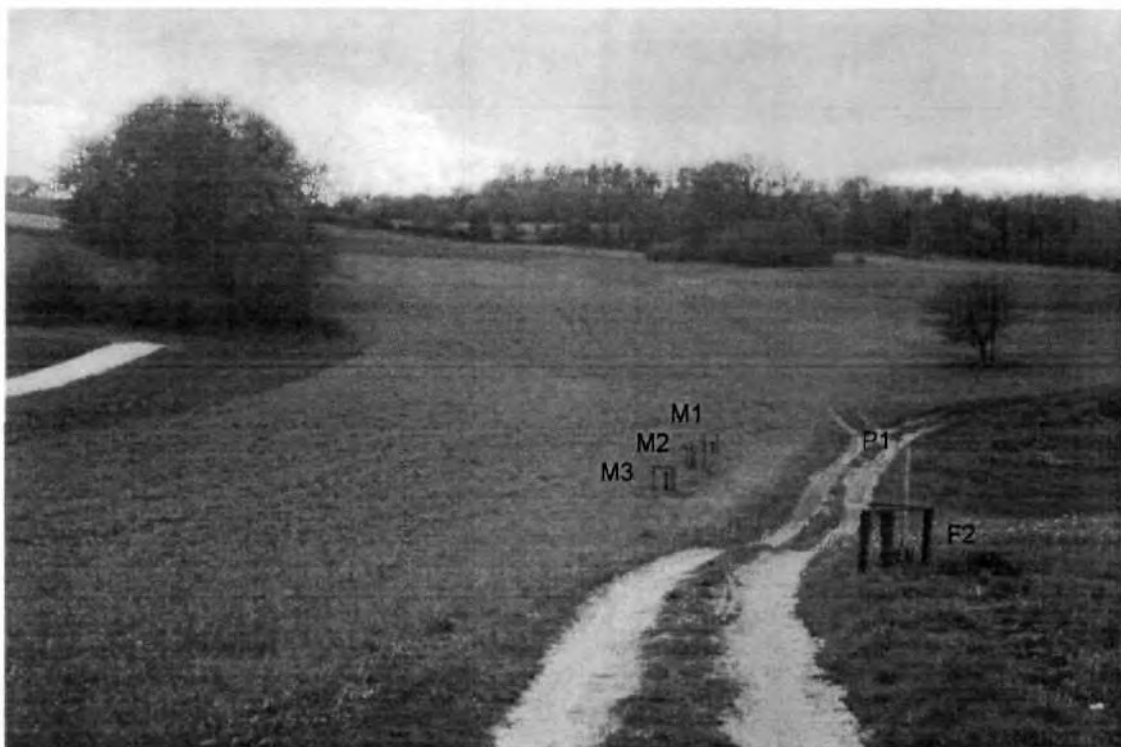


Abbildung 5.12: Seitenansicht von Osten nach Westen auf Profil 1 (P1, P2) über die regionale Verwerfung in Bure hinweg



Abbildung 5.13: Tracerversuch in Bohrung Mil7 bei P4

Parallel zur Depression zwischen P1 und P3 verläuft etwa fünfzig Meter weiter westlich auch ein Verbindungspfad, von dem man von P4 nach P1 gelangt.

Der regionale Graben verläuft in der kleinen Depression von P1 nach P3, und ist bei P4 wie durch einen Damm unterbrochen, auf dem Profil 2 verläuft. Zwischen P6 und P7 ist eine Fortsetzung



Abbildung 5.14: Blick von P4 aus auf künstlichen Eingang P6 der Grotte Milandre

des Grabens in der gleichen Richtung wie von P1 nach P3 gesichert, jedoch gegenüber dieser Verbindungslinie versetzt.

Zwischen dem Damm von P4 nach P5 und dem Grotteingang bei P6 ist die Grotte auf mehreren Metern eingestürzt und ihre mögliche Fortsetzung unbekannt. Der Damm trennt also die Grotte Milandre im Norden von einer möglichen Höhlenfortsetzung in der Depression im Süden. Wie in den Messungen zu sehen sein wird, ist auch eine Fortsetzung der Grotte von P3 nach P2 denkbar, da dort eine zusätzliche Anomalie gefunden wurde. Außerdem ist eine Fortsetzung der Grotte nördlich parallel zum Damm vorstellbar, da dort vermutlich eine West-Ost-Anomalie existiert. Allerdings befindet sich der größte Anteil dieser Anomalie bereits auf französischem Staatsgebiet und darf deshalb nicht so ohne weiteres vermessen werden.

### 5.2.2.3 Sektor B17

Sieht man von P4 aus nicht nach Süden auf Profil 1 sondern nach Norden, wie in Abbildung 5.14, so erblickt man den Grotteingang bei P6. Der Eingang befindet sich direkt neben der Hütte. Im Vordergrund ist ein Markierungsstein der französisch-schweizerischen Grenze zu sehen. Die linke untere

Ecke in der Abbildung befindet sich schon auf französischem Territorium. Dort verläuft die erwähnte West-Ost-Anomalie, die allerdings nicht weiter untersucht werden konnte. Im Hintergrund ist das Meßareal P7 für die Suche nach aufsteigenden Kaminen der Grotte Milandre zu sehen, nördlicher als die Hütte und rechts beziehungsweise östlich des Waldes.

Eine Nahaufnahme von Meßareal P7 befindet sich in Abbildung 5.15. Das vermessene Gelände ist völlig eben. Es sind keinerlei geologische, morphologische oder topographische Hinweise auf aufsteigende Kamine zu finden. Im linken, westlichen Teil, befindet sich im Gestrüpp die Bohrung NEB10.

Südlich von P6 und dem Grotteingang befindet sich eine Doline mit einem Einbruch auf Abbildung 5.16. Das gezeigte Photo wurde Richtung Damm beziehungsweise Profil 2 aufgenommen, das heißt nach Norden, mit dem Grotteingang im Rücken. Etwa fünfzig Meter hinter dem Waldanfang befindet sich Punkt P4. An der gezeigten Stelle waren bisher keine Kamine bekannt. Tracereinleitungen weisen jedoch einen direkten Zugang zur Grotte auf (Doerfliger, 1996).

Sollten ähnliche Erdbewegungen weiter nördlich in der Umgebung der Autobahntrasse bei P7 statt-



Abbildung 5.15: Blick auf das Meßareal (P7) für die Suche nach aufsteigenden Kaminen



Abbildung 5.16: Einbruch in der Doline des künstlichen Eingangs (P6) zur Grotte Milandre

finden, wäre dies sehr schädlich für die Stabilität der Autobahn. Ausführliche geologische und geophysikalische Messungen sind dort also angezeigt. Auf Grund solcher Untersuchungen, wie sie auch in dieser Arbeit ab Seite 130 gezeigt werden, ist die Notwendigkeit von Stabilisierungsmaßnahmen bereits erkannt worden (R. Christe, MFR, Delémont, Pers. Kommunik.).

Nach Nelson und Haigh (1990–1994) neigen Dolinen dazu, in 'Clustern' zu erscheinen. Auch in Bure ist die gezeigte Doline nur eine von vielen, so daß mit weiteren Einbrüchen zu rechnen ist. Nach Nelson und Haigh (1990–1994) ist auch besonders an den Intersektionen von mehreren Verwerfungen mit solchen Einbrüchen zu rechnen. Eine solche Intersektion existiert bei P7 und wird bei den folgenden RF-EM Untersuchungen noch genauer analysiert. Auch kommen in der Umgebung von NEB10 Kamine bis auf höchstens 9 m an die Erdoberfläche. Details sind in Abbildung 5.17 zu sehen.

Die Autobahn passiert an genau dieser Stelle von Südosten nach Nordwesten. Einige hundert Meter weiter nördlich soll sie durch einen Tunnel geführt werden. An der gezeigten Stelle P7 beginnen daher schon die besonderen Arbeiten, um die Tunnel-einfahrt zu gestalten. Für diese Arbeiten werden größere Erdbewegungen als an anderen Stellen der

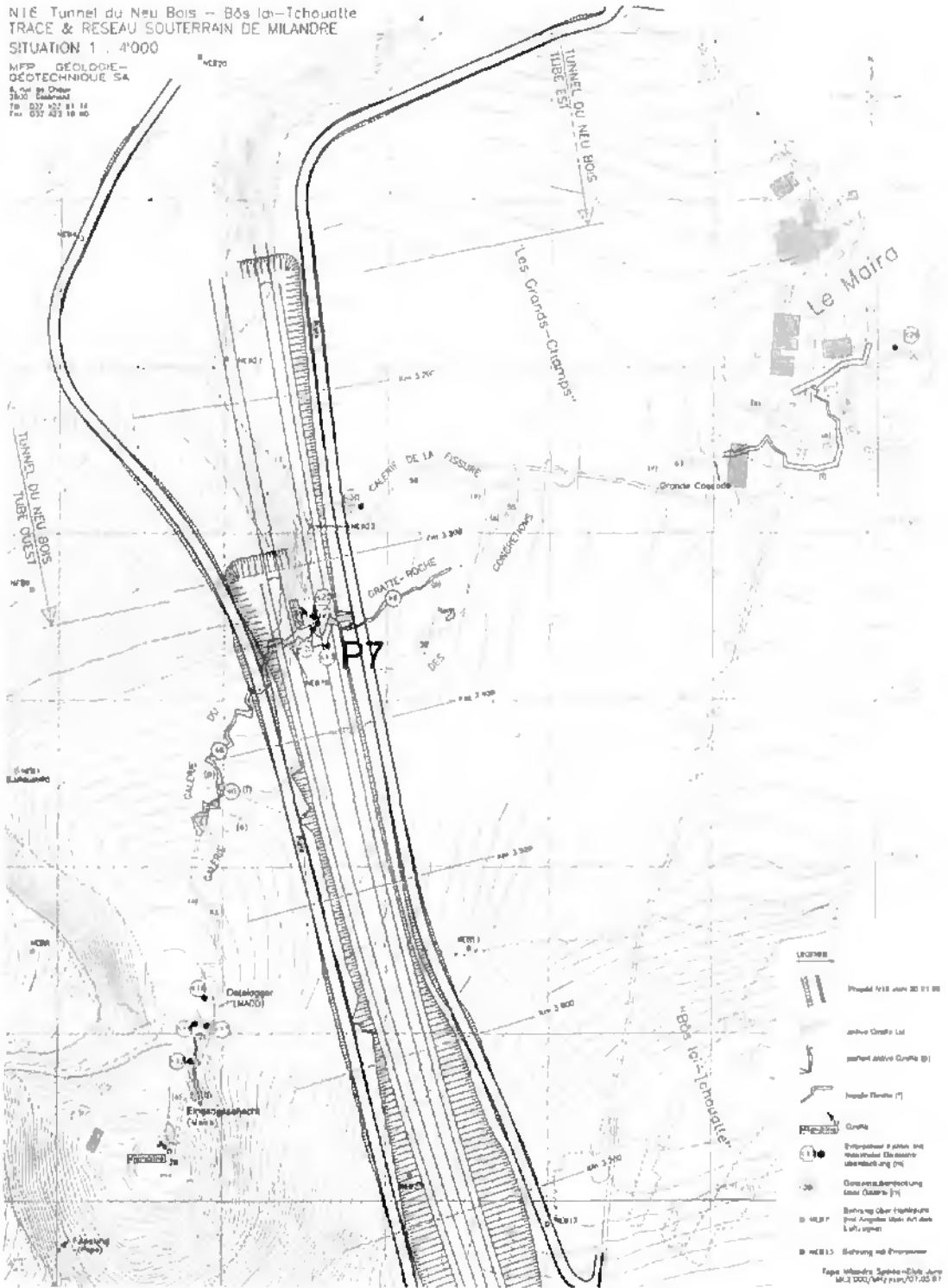


Abbildung 5.17: Autobahntrasse N16/Transjura über der Grotte Milandre (Sektor B17, RF-EM Meßareal bei P7) (modifiziert, nach R. Christe, Pers. Kommunik.)

Autobahntrasse, nötig sein. Daher stellen die aufsteigenden Kamine der Grotte Milandre an dieser Stelle eine besondere Gefahr für die Autobahntrassierung dar. Insbesondere ist auch zu vermerken, daß die bekannten Kamine durch Begehungen von der Grotte aus, erforscht wurden. Unzugängliche,

verengte Teile können dabei nicht in ihrer vollen Länge untersucht werden, so daß durchaus Hohlräume direkt unter der Erdoberfläche zu vermuten sind.

### 5.2.2.4 Zusammenfassung

Durch Ablaufen eines Teils von Profil 2 zwischen P4 und P5 sind also beide Untersuchungsareale sichtbar. Das flache Areal P7 (Sektor B17) im Norden und die kleine Depression P3 nach P1 (Sektor B15/19, Profil 1) im Süden.

Nach dieser einführenden Lagebeschreibung des Testgebietes Bure soll nun die dort vorherrschende Geologie erläutert werden.

### 5.2.3 Geologie in der Umgebung von Bure

Nach Christe (1997); Meier *et al.* (1997) befinden sich der Ort Bure und das Gehöft Maira im Ajoie-plateau, im nördlichen Teil des äußeren Jurabogens, direkt an der französisch-schweizerischen Grenze.

Der Kernteil dieses Plateaus ist durch eine überwiegend kalkhaltige horizontale Schichtenfolge von etwa 300 Metern Oberen Juras bestimmt. Es ist durch überwiegend nord-südlich bis nordost-südwestlich verlaufende näherungsweise vertikale Verwerfungen determiniert, die ihm ein "Piano-Klavatur" ähnliches Aussehen geben, bestehend aus Horsten und Graben. Einige Details hierzu waren schon in Abbildung 5.5 auf Seite 108 und Abbildung 5.7 auf Seite 109 zu sehen.

Die Karstifikation des Kalksteines ist sehr stark ausgeprägt. Insbesondere der oberflächennahe Kalkstein ist als Epikarst stark verkarstet und nur durch eine sehr geringe Deckschicht überlagert. Diese ist teilweise weniger als einen halben Meter dick, kann aber auch stellenweise bis zu 15 m Mächtigkeit erreichen.

Die verkarsteten Strukturen tauchen entweder als Hohlräume oder als Höhlen, gefüllt mit einer Mischung aus Kalkstein und feinen Sedimenten, auf. Diese Zonen bergen ein erhöhtes Setzungs- und Kollapsrisiko im Zusammenhang mit dem geplanten Autobahnprojekt N16/Transjuran auf Abbildung 5.17. Von den zahlreichen bekannten Grotten ist die Milandre Höhle die größte und für das Autobahnprojekt wichtigste Grotte. Die Milandre Grotte befindet sich zwischen 40 m und 50 m unter der Erdoberfläche. Zahlreiche Kamine gefährden das Autobahnprojekt besonders im südlichen Eingang eines geplanten Tunnels. Abbildung 5.18 zeigt einen Schnitt bei P7 durch ein mögliches Szenario, welches unter anderem durch geophysikalische Messungen untersucht werden sollte.

Ein wichtiges Karstmerkmal wird im nächsten

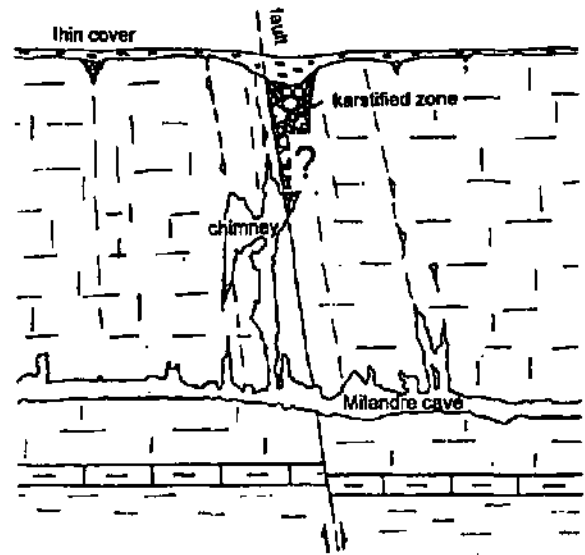


Abbildung 5.18: Blick nach Osten auf Schnitt der Grotte Milandre (Christe, 1997; Meier *et al.*, 1997)

Unterkapitel noch genauer beschrieben: Das Auftreten von Grotten mit unterirdischen Flüssen.

### 5.2.4 Die Grotte Milandre

Karstregionen sind oft durch Höhlensysteme geprägt. So auch das Schweizer Jura. Speziell in Bure findet man die Milandre Grotte.

Sie ist mit 10.520 km die zehntlängste schweizerische Grotte bei nur 135 m Höhendifferenz. Ein typisches Beispiel einer aktiven vadosen Höhle, die von Wasser durchflossen wird, und sich daher noch in der Phase der Höhlenbildung befindet (Wildberger und Preiswerk, 1997). Die erwähnten Autoren erklären hierzu: Die vadoso Zone ist der höhergelegene Teil eines Karstsystems, der zwar wasserführend, aber nicht wassergesättigt ist. Aktive vadoso Höhlen sind dementsprechend durch das Vorkommen unterirdischer Bäche gekennzeichnet, welche nur untergeordnet oder temporär von Siphonstrecken unterbrochen sind.

Vadoso Höhlen entwickeln sich zu großen Teilen im Grenzgebiet von verkarstungsfähigen Kalken und deren wenig durchlässiger Unterlage. Bei flachgelagerten Schichten auch besonders im Bereich des Karstwasserspiegels und damit nur wenig über dem Quellniveau. So entstehen ausgesprochene Horizontalhöhlen, wie etwa das Bättlerloch bei Basel mit einer Höhendifferenz von acht Metern bei einem Kilometer Länge.

Häufig geht der vadosen Höhlenentwicklung eine phreatische Phase voraus. Phreatische Höhlen oder



Abbildung 5.19: Durchquerung der Milandrine im Höhlensystem Milandre

Höhlenteile mit netzartig verzweigten Gangsystemen und typischerweise ellipsenförmigen Gangquerschnitten, vollständig mit Wasser gefüllt, können durch das in geologischen Zeiträumen geschehende Tieferlegen der Täler und damit des Grundwasserspiegels, ganz oder teilweise trockenfallen. In vadosen Höhlen kann dann der ellipsenförmige Querschnitt durch weiter vorhandene unterirdische Bäche zu einem schlüssellochförmigen Querprofil eingefräst werden.

Wildberger und Preiswerk (1997) erklären weiter: Die flachliegenden, im allgemeinen ungefalteten Kalkschichten mit sehr geringmächtiger Überdeckung und Oxfordtonen im Liegenden als dichter Stauhormont, sind ein typisches Merkmal der Grotte Milandre als vadose Höhle. Ein weiteres Merkmal ist der geringe Reliefunterschied mit einem tiefliegenden Karstwasserspiegel knapp über dem Talboden beziehungsweise Vorfluterniveau.

Als Resultat der Absenkung des Karstwasserspiegels im Laufe der Zeit haben sich in Milandre zwei Höhlenteile ausgebildet: Der unterirdische Fluß Milandrine, der auf über 4.5 km begehbar und nur durch einzelne Siphonstrecken unterbrochen ist, sowie ein überlagertes fossiles System, dreißig Meter höher, mit mehreren Verbindungen zum Flußsystem. Die eigentlichen Quellaustritte sind noch in der phreatischen Phase und weder

begeh- noch tauchbar. Die Milandrine besitzt nur ein sehr kurzes überirdisches Leben: Einige Meter nach Quellaustritt fließt sie direkt in die Allaine.

Die nahegelegene Höhle La Bâme bildet einen Hochwasserüberlauf, der bei einer Schüttung der Hauptquelle (Le Saivu) von mehr als 230 l/s aktiv wird (Wildberger und Preiswerk, 1997). Dieser überflutet bei großem Rückstau auch den natürlichen Eingang der Milandre Grotte und damit den ursprünglichen touristischen Zugang. Nach der Konstruktion eines fünfzehn Meter langen Umgehungstunnels ist die Grotte jedoch seit 1967 ganzjährig betretbar. Die Angaben über die Quellschüttungen variieren je nach Autor. Jeannin und Maréchal (1997) messen zum Beispiel als Abfluß der Saivu-Quelle eine etwas geringere Zahl von 20 bis 150 l/s. Für den Überlauf, die Bâme-Quelle, geben sie 0 bis 1500 l/s und für das Einzugsgebiet des unterirdischen Baches Milandrine eine Fläche von 13 km<sup>2</sup> an.

Neben den beiden genannten Quellen erfaßt auch die einige hundert Meter weiter gelegene La Font Quelle einen Teil des Wassers aus dem Einzugsgebiet der Milandrine. Etwa die Hälfte des Volumens der Milandrine geht kurz vor den Quellaustritten wahrscheinlich direkt unterirdisch in die Allaine (Grasso und Jeannin, 1994b; Doerfliger, 1996).

Der künstliche Eingang in Maira am anderen En-

de der Grotte bei Punkt P6 besteht aus einem 21 m tiefen Schacht, der einen Zugang zum Anfang der Milandrine erlaubt. An dieser Stelle ist die Grotte jedoch eingestürzt. Die Suche nach einer Fortsetzung der Grotte weiter hoch ist eine der Aufgaben geologischer, hydrogeologischer und geophysikalischer Untersuchungen. In Abbildung 5.19 wird die Grotte Milandre abwärts, Richtung Quelle begangen. Die gezeigte Stelle befindet sich in der Nähe der geophysikalisch vermessenen Profile. Eine genaue Lokalisierung wurde jedoch nicht vorgenommen.

Siméoni und Jamier (1975); Turberg (1994) gliedern die vorherrschenden Richtungen der Verwerfungen in der Region von Bure in sieben Klassen. Sie decken mit diesen Klassen mehr oder weniger den gesamten Winkelbereich aller Himmelsrichtungen von  $[0^\circ, 180^\circ]$  ab. Nur für ein Drittel der möglichen Winkel verteilt über den gesamten Winkelbereich finden sie keine Verwerfung. Dazu im Gegensatz stehen die Beobachtungen von Kiraly *et al.* (1971); Turberg (1994): Zwei Hauptrichtungen von  $0^\circ$  und  $50^\circ$  prägen den Verlauf der unterirdischen Galerien, neben einer dritten, weniger häufigen Richtung von  $90^\circ$ .

Weitere wichtige Informationen zur Grotte Milandre finden sich in Doerfliger (1996); Jeannin (1997). Dort finden sich auch ausführliche Daten zu den Tracerversuchen, den Bohrungen, der Quantifizierung der Zu- und Abflüsse der Milandrine und weitere geologische Informationen über die Region um Bure, die für die in dieser Arbeit demonstrierten RF-EM Methode jedoch ohne Belang sind.

Neben dem unterirdischen Zutritt zum Karst spielen natürlich auch überirdische Zugänge durch Bohrungen eine große Rolle bei geologischen Untersuchungen. Diese werden im nächsten Unterkapitel behandelt.

### 5.2.5 Bohrungen im Einzugsgebiet der Milandrine

Weit über zwanzig Bohrungen geben einen recht guten Überblick über den Aufbau der Lithologie im Einzugsbereich der Milandrine (Doerfliger, 1996; Jeannin, 1997).

So zeigt Abbildung 5.20 die Verteilung einiger der Bohrungen im Testgebiet Bure/Maira mit den zugehörigen Tracergeschwindigkeiten und dem Anteil des am Entnahmepunkt wiedergefundener Traceranteils. Besonders interessieren für die wei-

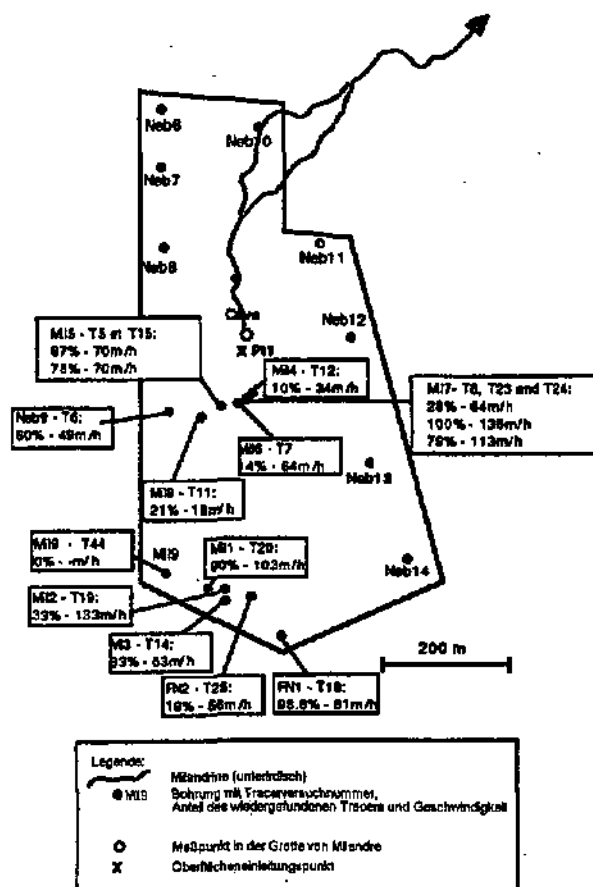


Abbildung 5.20: Bohrungen mit Tracergeschwindigkeiten in Bure/Maira (nach Doerfliger, 1996)

teren RF-EM Untersuchungen die fünf südlichen Bohrungen FN1,2 und M11,2,3 für Profil 1 in Sektor B15/19 und die vier nördlichen Bohrungen NEB6,7,10,11 für Sektor B17. Die ungesättigte Zone beträgt etwa 40 m (Doerfliger, 1996).

Aus den Bohrungen ergeben sich die folgenden Vorinformationen über die Geologie in den einzelnen Sektoren.

#### 5.2.5.1 Lithologie und Geologie in Sektor B17

Die Geologie in der Umgebung der Bohrung NEB10 spielt eine besondere Rolle für diese Arbeit. An dieser Stelle durchteuft eine Bohrung eine partiell aktive Galerie der Grotte Milandre, so daß diese Stelle besonders für einen Vergleich von RF-EM Messungen mit dem Verlauf der Grotte geeignet ist. Dieser Sektor wurde von Turberg (1994) mit B17 bezeichnet.

Die Bohrungen NEB6, NEB7, NEB10 und NEB11 geben einen Überblick über die geologische Struktur in dem gezeigten Areal. Alle vier Bohrungen wurden verrohrt. Die Lithologie in

Bohrung	x [m]	y [m]	z [m]	Tiefe [m]	Schicht	d [m]	
NEB6	566'984	257'366	534.84	0	Lehm/Ton	2.5	
				532	2.5	Epikarst	4
				528	6.5	Oberes Kreiderauracium	17.5
						geklüftet aber wenig verkarstet	
				510.64	24.20	Unteres Rauracium	> 27
						geklüftet aber wenig verkarstet	
			484	51	Sohle		
			452.64	82.2	Liesbergschicht, berechnet aus NEB10		
NEB7	566'975	257'258	517.28	0	Lehm/Ton (Quartär)	6	
				511.3	6	Epikarst	2
				509.3	8	Karst/Kalkstein (Rauracium)	51
						Hohlraum in 27.82 bis 28.95 m Tiefe	
				458.3	59	Mergelkalk (Liesberg)	> 8
				450	67	Grundgebirge nicht erreicht	
NEB10	567'141	257'332	514.68	0	Lehm/Ton	1.5	
				513	1.5	Epikarst	≈ 1
				512	2.5	Karst/Kalkstein (Rauracium)	59.5
						Zentimetergroße Hohlräume	
				463.90	50.78	Partiell aktive Galerie, Südrand	
				452.73	61.95	Mergelkalk (Liesberg)	≈ 2.5
				449.88	64.80	Oxfordmergel	
	439	76	Sohle				
NEB11	567'251	257'151	521.67	0	Lehm/Ton	1.5	
				520	1.5	Epikarst	≈ 2
				518	3.5	Oberes Kreiderauracium	4
				514.42	7.25	Unteres Rauracium	> 24
				490.37	31.30	Sohle	
				456.42	65.22	Liesbergschicht, berechnet aus NEB10	

Tabelle 5.1: Bohrungen in Sektor B17 (berechnet aus Meury *et al.*, 1991; Turberg, 1994)

den Bohrungen wird in Abbildung 5.21 gezeigt. Tabelle 5.1 listet die Bohrungen auf, mit ihren Positionen und den Resultaten der lithologischen Untersuchungen, einschließlich den Schichtmächtigkeiten  $d$ .

NEB6 belegt nur 27 m des unteren Rauracium. Durch einen Lithologievergleich mit NEB10 und der Übernahme der dortigen Mächtigkeit von 58 m für die Liesbergschicht, berechnet sich die Tiefe der Liesbergschicht für NEB6 zu 452.64 m, und damit gleich tief wie 452.73 m für NEB10. NEB6 ist nicht tief genug um diese Schicht zu erreichen, es handelt sich also nur um eine Berechnung. Deshalb ist diese Information in der Tabelle abgesetzt dargestellt.

Ähnlich wurde die Oberkante der Liesbergschicht in NEB11 bestimmt. Beim Vergleich der Oberkanten der Liesbergschicht ergibt sich, daß diese in NEB6 und NEB10 auf gleicher Höhe liegt, aber etwa 6 m tiefer als NEB7. In NEB11 liegt die

Liesbergschicht in etwa zwischen diesen Niveaus.

Der große regionale Nord-Süd-Graben teilt Sektor B17 also in eine höhergelegene östliche Hälfte mit NEB6, NEB7 und NEB10 und eine westliche Hälfte mit NEB6. Eine weitere Verwerfung, ungefähr West-Ost verlaufend, teilt den Sektor B17 weiter, mit NEB7 und NEB11 im Süden, und abgesenkt NEB6 und NEB10 im Norden. Die genaue Richtung dieser Verwerfung wird sich noch als Südwest-Nordost herausstellen, soll an dieser Stelle aber noch unbeachtet bleiben.

Hierdurch entstehen vier Viertelsektoren: Aus dem südwestlichen Viertelsektor mit NEB7 nähert sich die Grotte. Der südöstliche Viertelsektor mit NEB11 liegt etwa 2 m tiefer. Der nordwestliche Viertelsektor mit NEB6 und NEB10 liegt noch einmal weitere 4 m tiefer. Aus der Reihenfolge der geologischen Ereignisse und den bestimmten Tiefen der Liesbergschicht kann geschlossen werden,

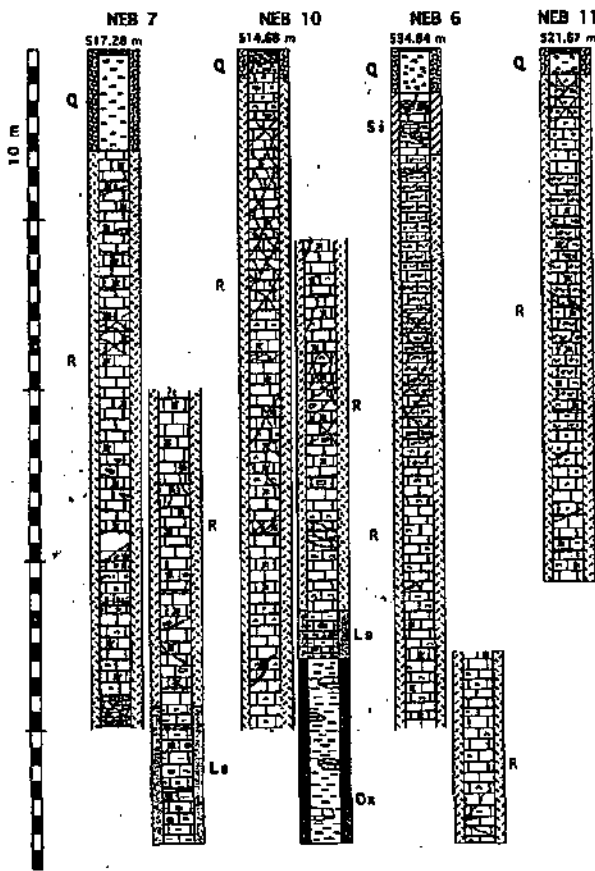


Abbildung 5.21: Lithologie der Bohrungen NEB6, NEB7, NEB10 und NEB11: Q=Quartär, Si=Unteres Sequanium, R=Rauracium, Ls=Liesbergschicht, Ox=Oxfordmergel (nach Menry *et al.*, 1991; Turberg, 1994)

daß der nordöstliche Viertelsektor noch einmal 2 m tiefer liegt, bei etwa  $z = 450$  m. Allerdings existiert in diesem Viertelsektor keine Bohrung.

Hat sich die Grotte entlang einer lithologischen Schichtgrenze entwickelt, so ist zu vermuten, daß sie an der gezeigten Stelle im Kreuzungspunkt des regionalen Grabens und der Verwerfung vom südwestlichen in den nordöstlichen Viertelsektor übergeht. Ein Blick in die Karte in Abbildung 5.17 auf Seite 116 bestätigt, daß genau dies der Fall ist, für die aktive Galerie der Grotte.

#### Zusammenfassung der geologischen Situation in Sektor B17

Lehmig-tonige Quartärablagerungen von 0 bis 6 m Dicke überlagern also eine 60 bis 85 m mächtige Kalkschicht. Der dazwischen liegende Epikarst hat eine Mächtigkeit von 1 bis 4 m. Das Liegende wird durch Oxfordmergel gebildet und der Übergang durch Liesberg-Mergelkalkstein bestimmt. Lateral sind nur wenig Änderungen ersichtlich, die vertika-

le Verschiebung an den Verwerfungen beträgt maximal 6 m.

Turberg (1994) vergleicht die statistischen Untersuchungen von Kiraly *et al.* (1971) bezüglich der Verteilung der Klüftung mit diesen Informationen und erkennt drei Verwerfungssysteme für Sektor B17:  $0^\circ$  mit einer Frequenz von 1 bis 2 Verwerfungen pro Meter,  $25^\circ$  mit einer Frequenz von 3 bis 4 Verwerfungen pro Meter und  $110^\circ$  mit einer Frequenz von 4 bis 5 Verwerfungen pro Meter.

VLF-EM Messungen mit Meßpunktabständen größer als 1 m können in diesem Sektor also kaum ernsthaft interpretiert werden. Schon für die RMT-Messungen mit 25 m Meßpunktabstand bemerkt Turberg (1994) spruoghafte Änderungen der Richtungen des kleinsten Widerstandes. Als nicht-kontinuierliche Methode mit einem Elektrodenabstand von 5 m ist aber nur noch eine minimale Steigerung der Meßdichte vorstellbar.

Die ersten beiden erwähnten Richtungen sind deutlich häufiger als die dritte anzutreffen. Außerdem ist die dritte Richtung weit weniger verkarstet und es sind keine Galerien in dieser Richtung zu finden.

Neben den bereits beschriebenen Bohrungen befinden sich noch weitere Bohrungen in den Nachbarsektoren.

#### 5.2.5.2 Lithologie und Geologie in Sektor B15/19

Turberg (1994) untersucht auch die geologischen Strukturen in Sektor B15/19 unter anderem durch Bohrungen und RMT-Messungen. Der für den Vergleich mit den RF-EM Daten wichtige Teil, umfaßt die Bohrungen M(il)1,2,3, und F(N)1,2.

Die Lithologie dieser Bohrungen leitet sich aus Abbildungen 5.22 und 5.23 ab, zusammengefaßt in Tabelle 5.2. Die aufgelisteten Kalksteine (Sequanium und Rauracium) bestehen dabei aus Malm-Riffkalken.

Kleine Klüfte in der Umgebung der Bohrungen können das hydraulische Verhalten stark verändern, ohne daß dies in den geophysikalischen Messungen zu sehen ist. Daher können erst hydrogeologische Untersuchungen das geophysikalisch-geologische Modell in ein hydrogeologisches Modell umwandeln, mit Informationen über Permeabilitäten.

Turberg (1994) führt einige Ergebnisse der hydrogeologischen Untersuchungen an. Unter diesen sind auch Geschwindigkeiten des Transportes

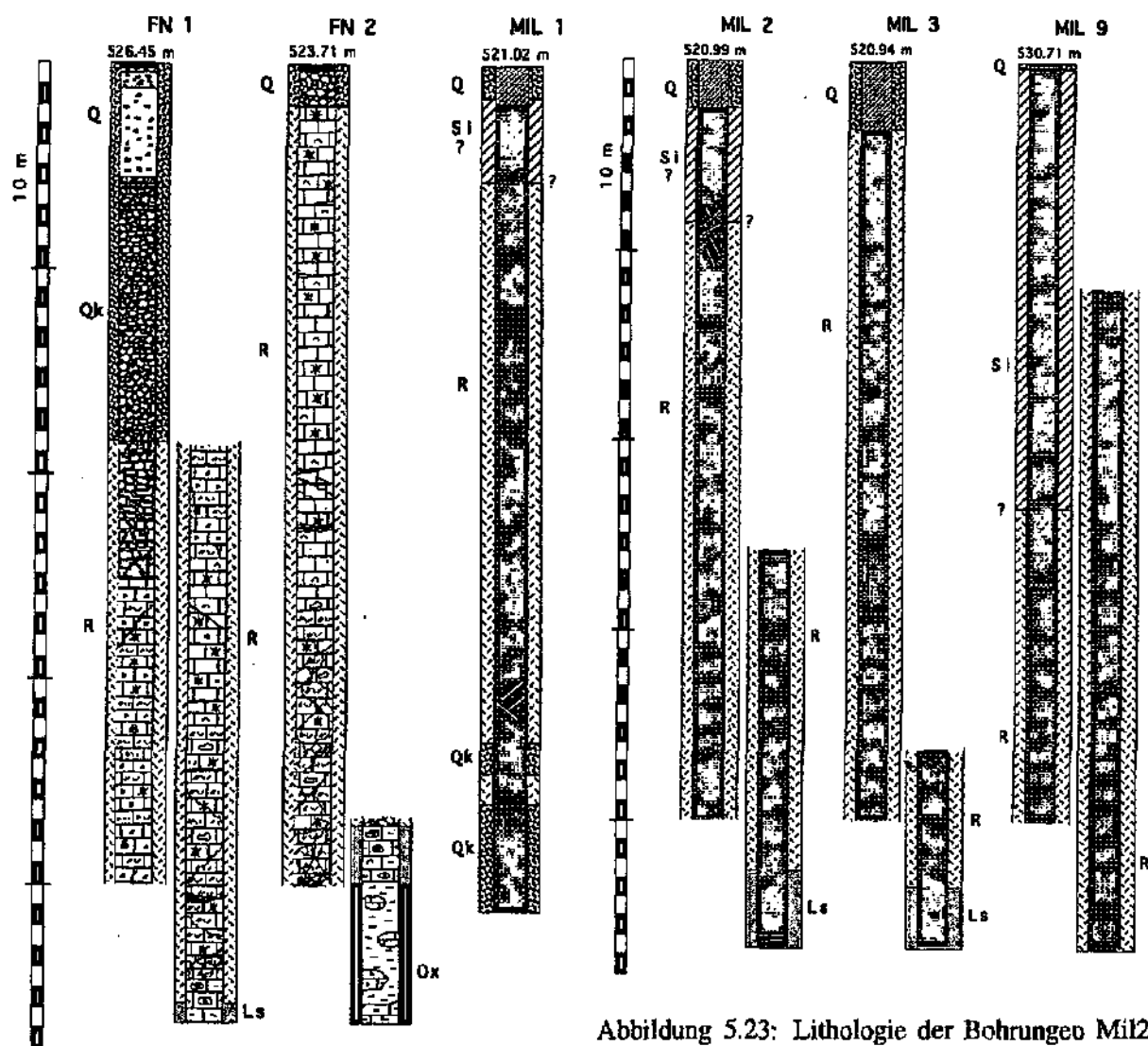


Abbildung 5.22: Lithologie der Bohrungen FN1, FN2 und Mil1: Q=Quartär, Qk=Karstauffüllung, Si=Unteres Sequanium, R=Rauracium, Ls=Liesbergschicht, Ox=Oxfordmergel (nach Meury *et al.*, 1991; Turberg, 1994)

bei Tracer-Einleitungen in die Bohrungen. Sie werden auszugsweise in Tabelle 5.3 zitiert. Die Tabelle stimmt mit den Daten nach Doerfliger (1996) aus Abbildung 5.20 auf Seite 119, überein.

Doerfliger (1996) führt dazu noch weiter aus: Mil1, Mil3 und FN2 durchteufen Zonen hoher hydraulischer Leitfähigkeit. Mil1 besitzt eine Verwerfungszone mit offenen Klüften in etwa 30 m, in Mil3 tritt in etwa 30 m Wasser durch eine Kluft ein und Bohrung FN2 ist in 30 m relativ stark geklüftet. Bohrungen Mil2 und FN1 durchteufen Zonen mittlerer hydraulischer Leitfähigkeit. Bohrung Mil2 besitzt in 10 m Tiefe offene Klüfte, noch im Epikarst. In größeren Tiefen dieses Bohrloches sind

Abbildung 5.23: Lithologie der Bohrungen Mil2, Mil3 und Mil9: Q=Quartär, Qk=Karstauffüllung, Si=Unteres Sequanium, R=Rauracium, Ls=Liesbergschicht (nach Meury *et al.*, 1991; Turberg, 1994)

nur noch wenig Klüfte zu finden. In FN2 sind nur im Epikarst von 6 m bis 25 m einige Klüfte anzutreffen, ansonsten ist diese Bohrung eher schwach geklüftet (Doerfliger, 1996). Alle Tiefen beziehen sich dabei auf die Erdoberfläche.

Es ist klar zu sehen, wie wichtig eine exakte Lokalisierung ist. Bohrung Mil2 mitten im Graben ergibt erhöhte Werte für die Permeabilität, wohl auf Grund der offenen Klüfte, während die nur wenige Meter versetzten Bohrungen Mil1 und Mil3 deutlich niedrigere Werte aufweisen. Besonders Bohrung Mil3 befindet sich schon fast außerhalb des Grabens und zeigt die niedrigste Permeabilität der drei Bohrungen im Graben an.

In den nächsten Unterkapiteln wird die Unterstützung einer solchen Lokalisierung durch geophysi-

Bohrung	x [m]	y [m]	z [m]	Tiefe [m]	Schicht	d [m]
FN1	567'178	256'538	526.45	0	Quartär	5.5
			521	5.5	Karstverfüllung	13
			508	18.5	Kalkstein (Rauracium)	49
			459	67.5	Liesbergkalkstein	> 1
			458	68.5	Sohle	
FN2	567'102	256'578	523.71	0	Quartär	2
			521.5	2	Kalkstein (Rauracium)	38.5
			483	40.5	Liesbergkalkstein	3
			480	43.5	Oxfordmergel	> 7
			473	50.5	Sohle	
Mil1	567'049	256'588	521.02	0	Quartär	2
			519	2	Unteres Sequanium ?	(?) 4
			515	6	Kalkstein (Rauracium)	28
			487	34	Karstverfüllung	1.5
			485.5	35.5	Kalkstein (Rauracium)	1.5
			484	37	Karstverfüllung	> 5
Mil2	567'056	256'586	520.99	0	Quartär	3
			518	3	Unteres Sequanium ?	(?) 6
			512	9	Kalkstein (Rauracium)	49
			463	58	Liesbergkalkstein	> 4
			459	62	Sohle	
Mil3	567'056	256'583	520.94	0	Quartär	4
			517	4	Kalkstein (Rauracium)	43
			474	47	Liesbergkalkstein	> 3
			471	50	Sohle	
Mil9	566'954	256'635	530.71	0	Quartär	< 0.5
			530.5	0	Unteres Sequanium	(?) 23
			507.5	23	Kalkstein (Rauracium)	> 52
			455.5	75	Sohle	

Tabelle 5.2: Bohrungen in Sektor B15/19 (berechnet aus Meury *et al.*, 1991; Turberg, 1994; Döerfliger, 1996)

kalische Untersuchungen demonstriert:

### 5.3 Geophysikalische Voruntersuchungen und deren geologische Interpretation

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, wurden schon zahlreiche geophysikalische Voruntersuchungen in Bure durchgeführt. Ein Teil der RMT-Messungen von Turberg (1994) wird hier herausgegriffen, da er wichtig für die Beurteilung der Qualität der RF-EM Messungen in den Sektoren B17 beziehungsweise B15/B19, in den noch folgenden Unterkapiteln ist.

Ziel dieser Arbeit ist es, Teile der RMT-

Bohrung	Geschwindigkeit [m/h]
FN1	81
FN2	56
Mil1	103
Mil2	133
Mil3	63

Tabelle 5.3: Transportgeschwindigkeiten für einige ausgesuchte Bohrungen in Bure (nach Turberg, 1994)

Messungen durch RF-EM Messungen zu ersetzen, um dichter und schneller messen zu können. Die RF-EM Daten sollen dabei mit den RMT-Daten verglichen werden, die zum hydrogeologischen Modell nach Turberg (1994) führen.

### 5.3.1 RMT-Messungen in Sektor B17

Sektor B17 wurde von Turberg (1994) für Modellierungen ausgewählt, da hier eine inzwischen verworfene Autobahntrassenvariante der N16 geplant wurde.

Die Verteilung seiner RMT-Meßpunkte ist aus Abbildung 5.24 ersichtlich. Das von Turberg

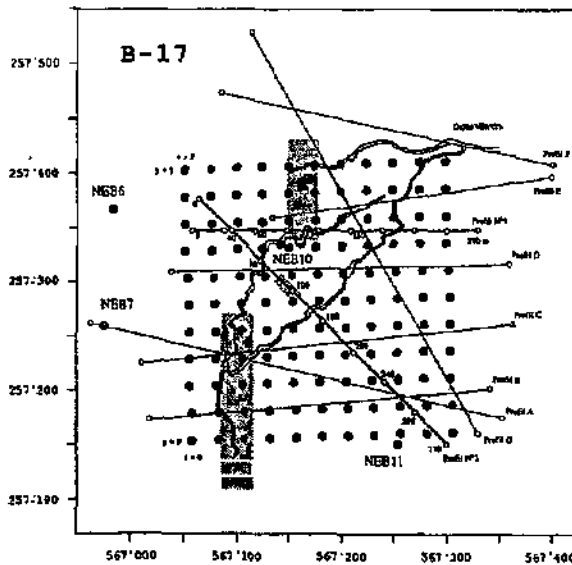


Abbildung 5.24: RMT-Messungen in Sektor B17 (nach Turberg, 1994)

(1994) in diesem Sektor verwendete Raster beträgt 25 m. Einige Profile nimmt Turberg (1994) sogar mit Meßpunktabständen von 5 m auf. Er variiert die erhaltenen Datenkurven in Abhängigkeit von der Meßdichte und zeigt, daß Daten mit einem Meßpunktabstand größer als 15 bis 25 m in Sektor B17 ziemlich unbrauchbar sind. Der regionale Nord-Süd-Graben hat in der Abbildung einen kleinen Versatz, das heißt, er wird von einer weiteren Verwerfung, geschüttet. Die Galerie verläuft wahrscheinlich innerhalb dieser Verwerfung, mit einer Südwest-Nordost-Ausrichtung.

Die RMT-Daten besitzen für hohe Frequenzen eine Phase sehr viel kleiner als  $45^\circ$  und für mittlere nur ein wenig kleiner als  $45^\circ$ . Die steigende Phase zeigt einen schlechten Leiter unter der gut leitenden Deckschicht an (Fischer *et al.*, 1983). Für niedrige Frequenzen steigt die Phase deutlich über  $45^\circ$  an, ein Anzeichen für eine gut leitende Schicht. Die schlecht leitenden Kalke sind also zwischen guten Leitern eingebettet.

Die Struktur des Sektors B17 ist auf Grund des regionalen Grabens und der Verwerfung sehr

komplex dreidimensional. Zusätzlich fallen die Strukturen nicht senkrecht ein. Schon eine 2D-Modellierung wird also fehlerhaft sein. Deshalb versucht Turberg (1994) auch nicht, ein zusammenhängendes RMT-Modell aufzustellen. Er analysiert die Phasen und Widerstandsverteilungen statistisch mit den folgenden Ergebnissen:

In den RMT-Messungen machen sich die gut leitenden Mergel unter den schlecht leitenden Kalken durch eine Phase größer als  $45^\circ$  bemerkbar. Die Widerstände liegen zwischen  $300 \Omega\text{m}$  und  $1'200 \Omega\text{m}$ .

Eine einfache 1D-Modellierung des mittleren Widerstands  $630 \Omega\text{m}$  und Phase von  $59^\circ$  bei einer Frequenz von 16.0 kHz wird durch folgendes, auch durch die Bohrlochdaten in Tabelle 5.1 auf Seite 120 in Unterkapitel 5.2.5.1 bestätigtes, Modell erzielt: Eine mäßig gut leitende Deckschicht aus Quartärablagerungen und Epikarst von zusammen 4 m und einem Widerstand von  $250 \Omega\text{m}$  überlagert schlecht leitenden Karstkalk mit einer Mächtigkeit von 65 m und einem Widerstand von  $950 \Omega\text{m}$ . Die darunter liegenden Mergel weisen einen niedrigen Widerstand von  $70 \Omega\text{m}$  auf.

Abbildung 5.25 zeigt Konturplots der RMT-Daten. Scheinbarer Widerstand und Phase für die drei Frequenzen 12.1 kHz, 24.0 kHz und 19.0 kHz. Die zugehörigen Senderrichtungen sind laut Turberg (1994)  $10^\circ$ ,  $115^\circ$  und  $150^\circ$ .

Die Senderrichtung für das RMT wurde durch manuelle Orientierung und für das RF-EM mit der automatischen Antenne bestimmt. Daher sollten letztere etwas genauer sein. Trotzdem stimmen die Richtungen die von Turberg (1994) bestimmt wurden, ungefähr mit den in Tabelle 3.1 auf Seite 27 aufgelisteten Richtungen überein.

Das Meßgitter ist durch schwarze Punkte in der Abbildung markiert und die Koordinaten sind in Kilometern angegeben. Leider sind die Farbabstufungen der Graphik von Turberg (1994) recht unglücklich gewählt. Die Umwandlung in Graustufen ergibt eine Skala von grau über weiß wieder zurück nach grau. Es interessieren jedoch weniger die absoluten Werte als die Strukturen, um einen Vergleich zu den RF-EM Messungen in den späteren Unterkapiteln dieses Kapitels zu ermöglichen.

Turberg (1994) verweist auch auf die Mängel der Interpolation hin. Das verwendete Kriging-Verfahren sei nicht vollständig adaptiert auf RMT-Daten. Er fordert daher eine Verdichtung von 25 m auf 10 m Meßabstände, also der Steigerung der

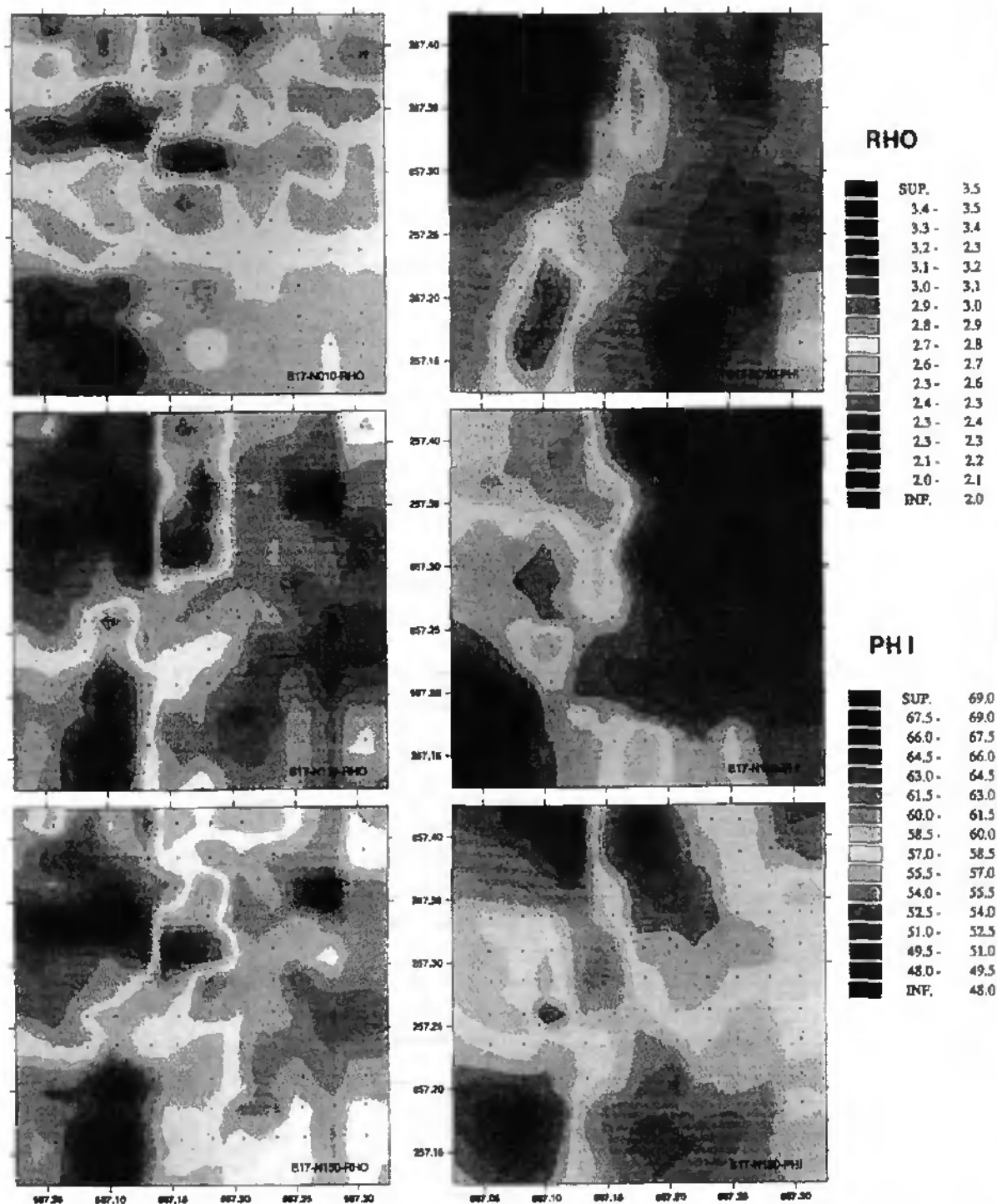


Abbildung 5.25: RMT-Konturplot in Sektor B17: Scheinbarer Widerstand und Phase für 12.1 kHz, 24.0 kHz und 19.0 kHz (nach Turberg, 1994))

Meßpunktzahl um eine Größenordnung. Bei dem von ihm verwendeten Kriging-Verfahren handelt es sich um eine Methode, die statistische Algorithmen bei der Interpolation einsetzt.

Bezüglich der NS-Richtung des Grabens ist die erste Frequenz eine  $E_{\text{pol}}$ -Konfiguration, die zweite Frequenz eine  $H_{\text{pol}}$ -Konfiguration, und die drit-

te Frequenz eine Kombination beider Moden. Die Struktur des Widerstandes beschreibt den Graben am besten in der  $H_{\text{pol}}$ -Konfiguration der zweiten Frequenz und am schlechtesten in der  $E_{\text{pol}}$ -Konfiguration der ersten Frequenz. Für die Phasen gilt dies genau umgekehrt. Dies entspricht auch den Ergebnissen und Erklärungen von Fischer *et al.*

(1983).

Der Graben wird von einer SW-NO Verwerfung geschnitten. Für diese ist die dritte Frequenz eine  $H_{\text{pol}}$ -Konfiguration und ergibt die besten Resultate für die Widerstände. Die beiden anderen Frequenzen sind Mischkonfigurationen und ergeben weniger deutliche Resultate. Die Phasen werden von der Grabenanomalie dominiert und weniger stark durch die SW-NO Verwerfung geprägt.

Durch zahlreiche Modellierungen der Messungen in der Nähe der Bohrungen und anschließende Vergleiche mit der aus den Bohrungen bekannten Lithologie bestätigt Turberg (1994) die Anwendbarkeit der RMT-Methode. Turberg (1994) zeigt weiterhin die Grenzen einer 1D-Modellierungen auf. Der Sektor B17 weist stark dreidimensionale Strukturen auf. Der Umfang seiner Betrachtungen ist allerdings zu groß, als daß er komplett zitiert werden könnte.

Die gezeigten RMT-Messungen dienen als Grundlage für einen Vergleich mit den RF-EM Daten in den folgenden Unterkapiteln. Es wird dort gezeigt, daß die RF-EM Methode mit einem dichteren Datengitter in kürzerer Zeit, vergleichbare Ergebnisse liefert.

Vorher sollen jedoch noch die RMT-Daten des zweiten Testareals präsentiert werden.

### 5.3.2 RMT-Messungen in Sektor B15/19

Abbildung 5.26 zeigt RMT-Konturplots der scheinbaren Widerstände und Phasen in Sektor B15/19 für die Frequenz 63.8/65.8 kHz, also etwa 65 kHz. Beide Sender besitzen etwa West-Ost-Richtung. Die Sender waren nicht durchgehend verfügbar, so daß von einem Sender zum anderen gewechselt werden mußte (Turberg, 1994).

Für den Nord-Süd-Graben entspricht die Verwendung der erwähnten Sender einer  $H_{\text{pol}}$ -Konfiguration. Der Graben ist sowohl in den scheinbaren Widerständen als auch den Phasen deutlich auszumachen. In den scheinbaren Widerständen ist zusätzlich noch eine NW-SO Struktur zu sehen. Allerdings geht Turberg (1994) nicht viel näher auf diese ein. In den RF-EM Daten wird deren reale Existenz jedoch noch weiter belegt.

Die Messungen wurden ungefähr alle 10 m in näherungsweise parallel um 20 m verschobenen Profilen aufgenommen. Die Daten von Turberg (1994) wurden für diese Arbeit mit Hilfe von P. Turberg (Pers. Kommunik.) neu aufbereitet und mit ei-

nem Interpolationsverfahren behandelt, bei dem die Distanz zwischen Interpolationspunkt und Stützstelle mit dem Kehrwert des Quadrates einfließt. Das Meßgitter ist wiederum durch schwarze Punkte markiert. Die Koordinaten sind in Metern. Die Bohrungen Mil1,2,3 und FN2,1 sind auf Profil 1 im Süden mit Pfeilen eingezeichnet. Auf Profil 2 nach Turberg (1994) befinden sich weitere Bohrungen von denen Mil6,7,4 im Norden mit eingezeichnet wurden.

P. Turberg (Pers. Kommunik.) stellte weitere Daten für 162 kHz zur Verfügung. Auch bei diesem Sender handelt es sich um einen West-Ost-Sender. Die Ergebnisse stimmen für 162 kHz näherungsweise mit den Ergebnissen für 65 kHz überein, so daß sie an dieser Stelle nicht gezeigt werden. Die Übereinstimmung der Ergebnisse für mittlere und hohe Frequenzen läßt darauf schließen, daß die Deckschicht sehr dünn sein muß.

Turberg (1994) faßt zusammen, daß die Bohrungen an Stellen mit erhöhter Leitfähigkeit größere Permeabilitäten besitzen als an Stellen mit erhöhtem Widerstand. Dies muß natürlich nicht auch zwangsweise für alle anderen Testgebiete gelten.

Die Strukturen auf Profil 1 sind nur näherungsweise zweidimensional. Im Testgebiet Bure ist auf Grund der hohen Frequenz von Verwerfungen kaum ein interessantes Terrain zu finden, das wirklich genau zweidimensional ist. Da in Sektor B15/19 eine Fortsetzung der Grotte Milandre möglich ist und außerdem eine inzwischen verworfene Autobahntrassenvariante hier passierte, wurde Profil 1 von Turberg (1994) für eine 2D-Modellierung ausgewählt, deren Ergebnisse hier auszugsweise gezeigt werden sollen.

#### 5.3.2.1 RMT-Interpretation für Profil 1

Zusammengefaßt ergibt sich aus den Lithologiedaten und den RMT-Messungen folgendes Bild für Profil 1. Das Liegende bestehend aus gut leitenden Oxfordmergeln ( $\approx 20 \Omega\text{m}$ ) ist relativ homogen. Die überlagernden Kalkschichten (Rauracium, Liesbergschicht) sind relativ schlecht leitend ( $900 \Omega\text{m}$ ) und heterogen. Sie variieren zwischen  $700 \Omega\text{m}$  für mehr geklüftete und über  $1000 \Omega\text{m}$  für weniger geklüftete Blöcke.

Die Deckschicht besteht zum Teil aus heterogenen Ablagerungen mit mäßiger Leitfähigkeit ( $100 \Omega\text{m}$  bis  $250 \Omega\text{m}$ ), in den Bohrungen wiederzufinden als Kalkblöcke in Tonmatrix eingelagert

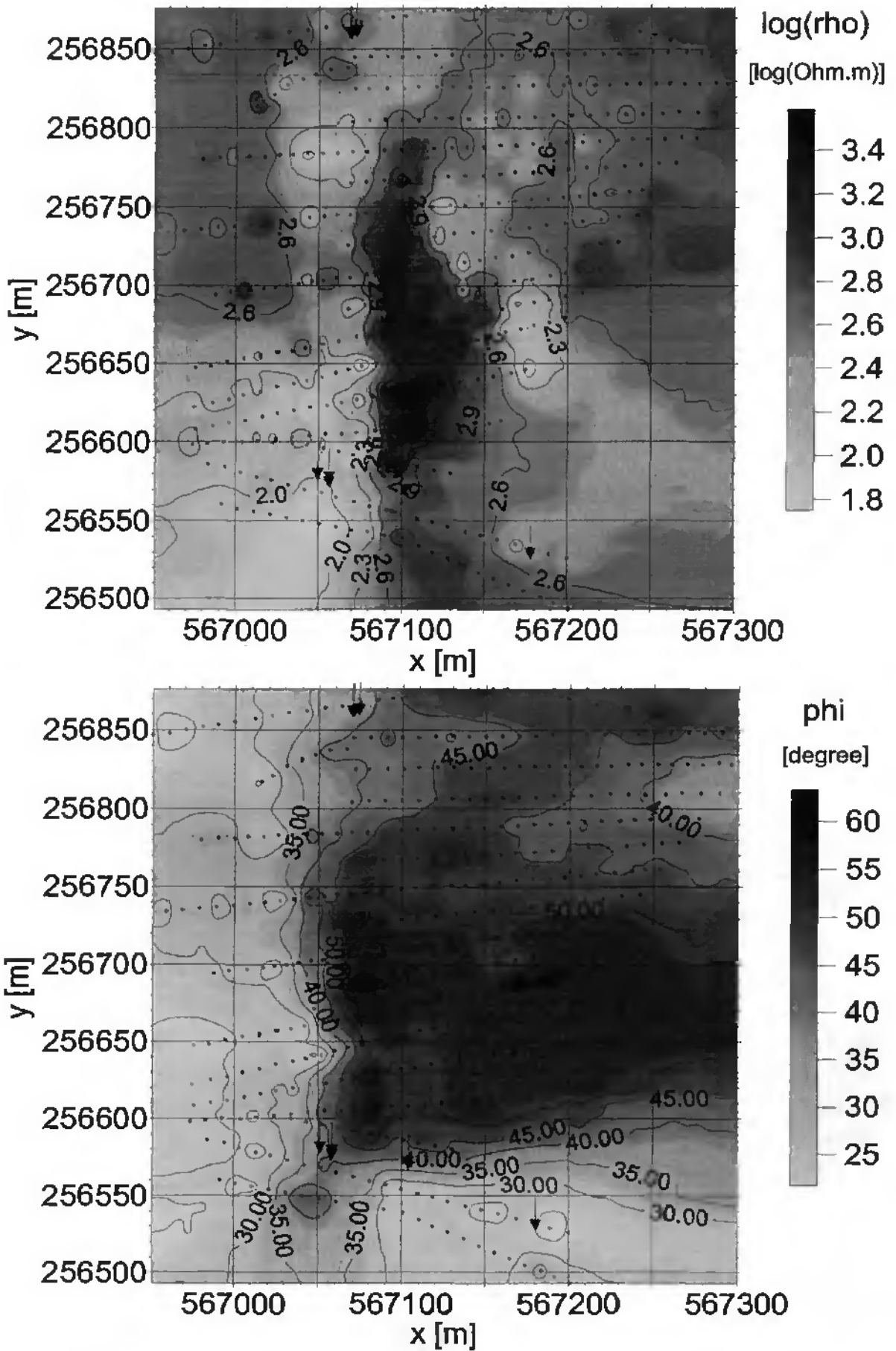


Abbildung 5.26: RMT-Konturplot in Sektor B15/19: Scheinbarer Widerstand und Phase für 65.8 kHz (neu berechnet nach Turberg, 1994)

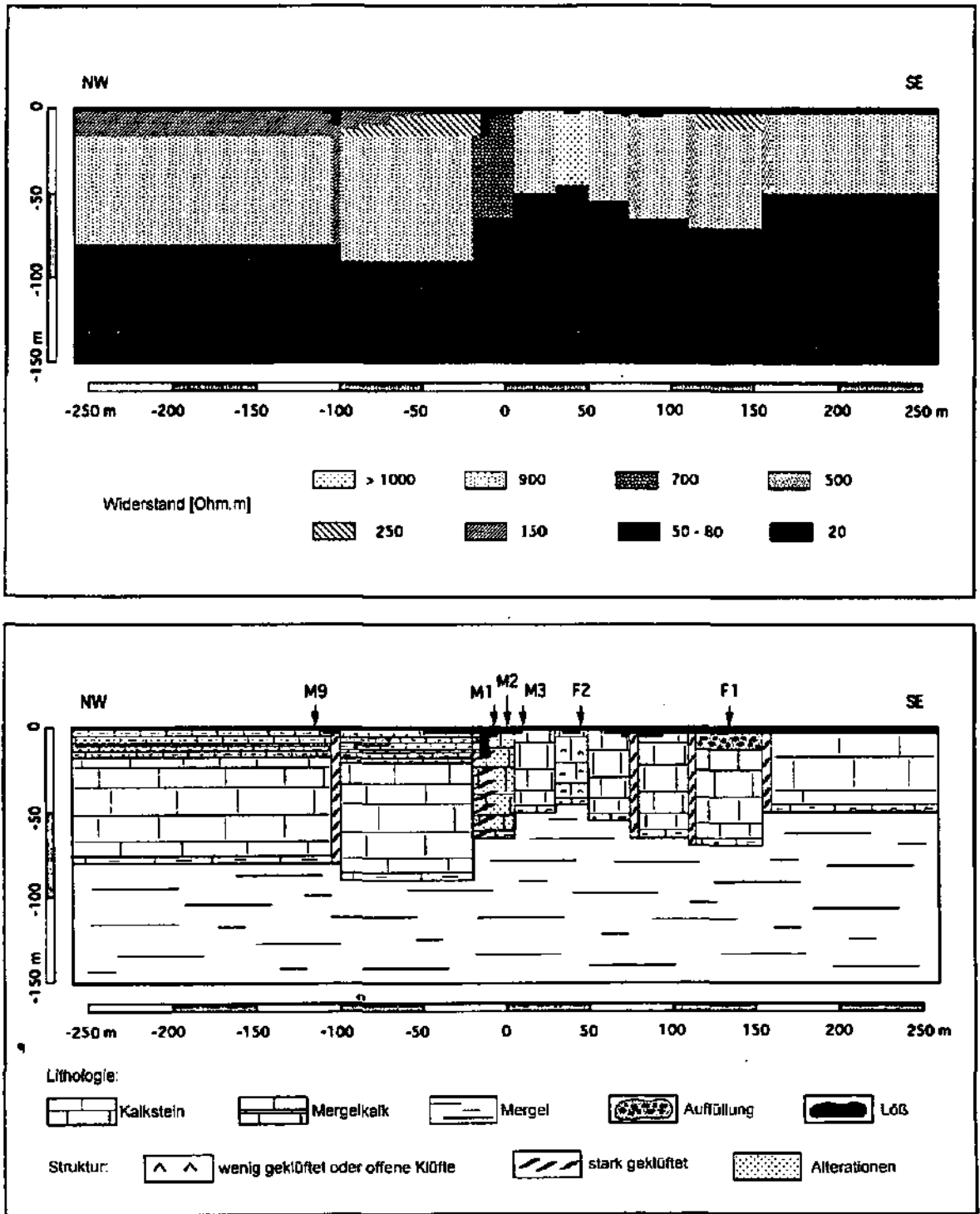


Abbildung 5.27: Geologische Interpretation der RMT-Widerstandssection (aus  $E_{pol}$ : 16, 60 und 198 kHz) und Lithologdaten von Profil 1 (modifiziert, nach Turberg, 1994)

(FN1) oder als Kies-Lehm-Ton-Verschlässe in geklüfteten und verkasteten Zonen (Mil1, Mil3) (Turberg, 1994). Weitere Zonen werden nach Turberg (1994) durch eine Sand-Ton-Lehm-Deckschicht (L8) mit guter Leitfähigkeit ( $10 \Omega m$  bis  $80 \Omega m$ ) überdeckt.

Abbildung 5.27 zeigt die Ergebnisse der RMT-Messungen nach ihrer 1D-Inversion und die folgende geologische Interpretation. Sie berücksichtigt 2D-Modellierungen für Frequenzen aus dem VLF- bis LF-Bereich und zusätzlich die bekannte Lithologie aus sechs Bohrungen. Es wird eine

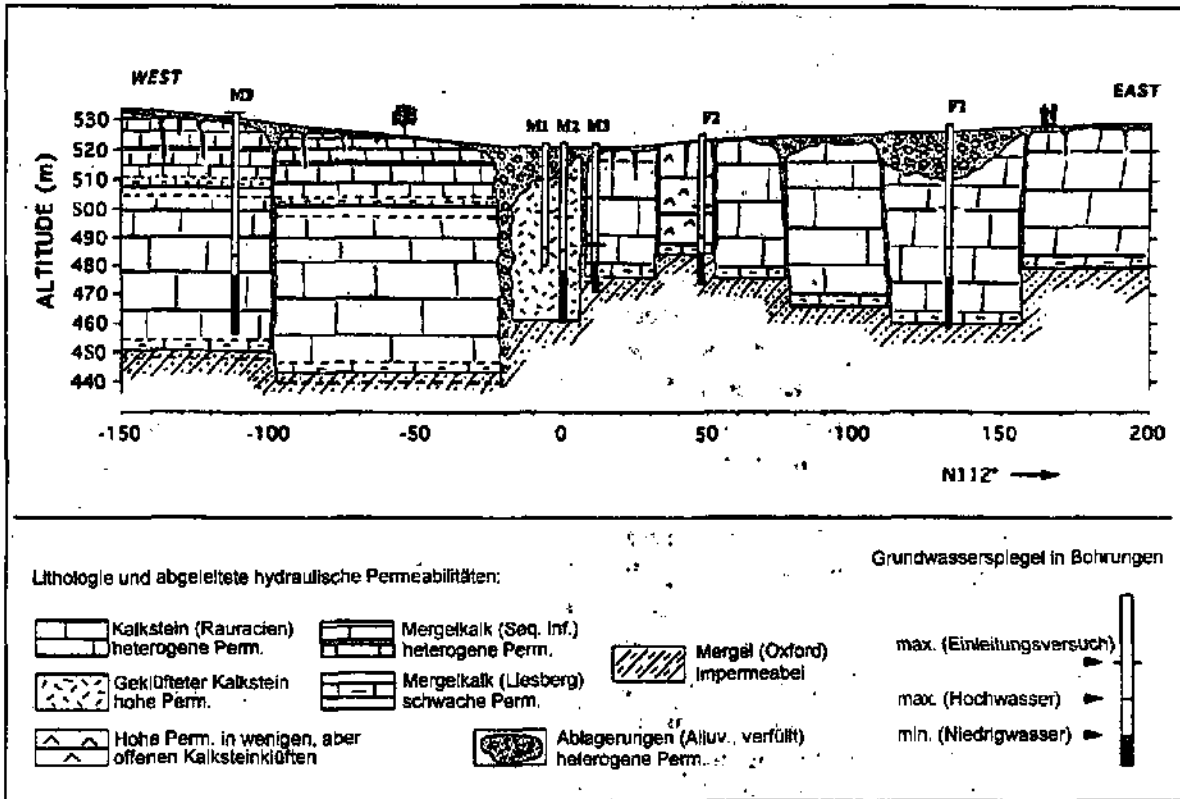


Abbildung 5.28: Hydrogeologisch verfeinerte Interpretation von Profil 1 (modifiziert, nach Turberg, 1994)

unendlich lang ausgedehnte Struktur in Nord-Süd-Richtung angenommen.

Ein simpler Ansatz bei der Interpretation von geophysikalischen Messungen ist die Gleichsetzung von geringen Widerständen mit hohen Permeabilitäten. Somit wirken Kanäle beziehungsweise verfüllte Klüfte hoher Leitfähigkeit als Drainage von zusammenhängenden Blöcken hohen elektrischen und hydraulischen Widerstands (Turberg, 1994). Andererseits können auch hohe Widerstände in Hohlräumen Hinweis auf eine Drainage sein.

Mit Hilfe dieser Annahmen modelliert Turberg (1994) verschiedene Thesen um sein abschließendes hydrogeologisches Modell zu erhalten. Er bemerkt jedoch eindeutig, daß oft kein direkter Zusammenhang zwischen Karststrukturen und VLF-Messungen abgeleitet werden kann. Jedoch können die VLF-Messungen zur Bestimmung des Grades der Verkarstung dienen.

Unter Berücksichtigung von hydrogeologischen Untersuchungen, wie Tracerversuchen (Meury *et al.*, 1991; Turberg, 1994), ergibt sich dann die verfeinerte und abschließende Abbildung 5.28.

Dies soll als Überblick über die geologische Si-

tuation in Sektor B15/19 und auf Profil 1 reichen. Nach der Präsentation der RF-EM Messungen wird noch einmal vergleichend auf die eben gezeigten Untersuchungen zurückgegriffen.

### 5.3.3 Zusammenfassung

Die Geologie in der Region von Bure und Maira ist sehr komplex. Durch zahlreiche Bohrungen sind jedoch einige Stellen dieser Region besonders gründlich untersucht worden, so daß trotz dieser Komplexität ein grundlegendes geologisches Verständnis gegeben ist. Zwei dieser gut untersuchten Regionen wurden für RF-EM Messungen ausgesucht. Ein Testgebiet dient zur Grottenuche, das zweite zur Untersuchung des regionalen Grabens zwischen Bure und Maira.

Dies soll als Einführung in die Geologie und allgemeine Situation der Sektoren B17 und B15/19 reichen. Die genaue Lokalisierung der RF-EM Profile erfolgt in den nächsten Unterkapiteln bei den geophysikalischen Untersuchungen zur RF-EM Hohlraumfindung und anschließend zur RF-EM Widerstandskartierung.

## 5.4 Geophysikalische Hohlraumerkundung

Verschiedene geophysikalische Methoden wie Seismik und RMT wurden in Neuchâtel bereits zur Hohlraumerkundung eingesetzt (Müller und Vouillarnoz, 1979; Turberg und Müller, 1991).

Auch andere Autoren berichten über den Einsatz von VLF/R und VLF-EM (Benderitter und Robin, 1987; Ficsor *et al.*, 1989; Ogilvy *et al.*, 1991; Durless, 1992; Guerin und Benderitter, 1995). Speziell Durless (1992); Guerin und Benderitter (1995) zeigen jedoch schon in Modellrechnungen, daß weniger der Hohlraum als die zugrundeliegende geologische Struktur, mit Hilfe von RMT und ähnlichen Verfahren gefunden werden können. Außerdem zeigt Durless (1992) in Modellbeispielen, daß die Verfüllung einen signifikanten Anteil an der Leitfähigkeit eines Hohlraumes haben kann. Er zeigt weiterhin, daß die unbekannt Variationen dieser Leitfähigkeit und der Hohlraumgeometrie, erhebliche Schwierigkeiten bei der Modellierung darstellen. Vorhersagen, ob eine Grotte detektierbar ist oder nicht, sind deshalb kaum zu treffen.

Hier soll nun speziell auf die RF-EM Methode eingegangen werden, und die Vorteile einer Frequenzsondierung aufgezeigt werden (Stiefelhagen und Müller, 1997). Insbesondere Jointinterpretationen wie RF-EM kombiniert mit Georadar ergeben nach Meier *et al.* (1997); Stiefelhagen (1997); Stiefelhagen und Müller (1997) sehr gute Resultate, die im folgenden gezeigt werden sollen.

Die Georadar oder Ground Penetrating Radar (GPR) Methode wurde deshalb zur Kombination mit der RF-EM Methode gewählt, weil sie bereits durch zahlreiche Applikationen ihre praktische Anwendbarkeit bei der Hohlraumsuche unter Beweis gestellt hat (Robert und Debosset, 1994; Benson, 1995; Benson und Yuhr, 1995; Borne und Lombard, 1996; Chan *et al.*, 1996).

Auch das Grottenystem von Milandre mit seinem Eingang in Maira beziehungsweise Bure stellt nach Hessenhauer *et al.* (1997); Meier *et al.* (1997) eine Gefahr für die Konstruktion der in Planung befindlichen Transjuraautobahn (N16) dar. Umgekehrt repräsentiert der Betrieb der fertiggestellten Autobahn auch ein Risiko für den verwundbaren Karst (Müller, 1983; Jeannin *et al.*, 1993a; Zwahlen, 1993, 1997; Doerfliger und Zwahlen, 1995a,b,c, 1997; Doerfliger *et al.*, 1995).

Der am meisten gefährdete Bereich liegt in Sek-

tor B17, wo die N16 die Grotte Milandre kreuzt. Das Bachniveau liegt hier zwar bei etwa 50 m unter Tage, aber einzelne höher gelegene Galerien und aufsteigende Kamine die bis zu 9 m unter die Erdoberfläche reichen, stellen ein Gefährdungspotential für die Autobahn dar, insbesondere da an dieser Stelle vermehrte Bautätigkeiten nötig sind, zur Vorbereitung eines Tunneleingangs.

Bei den Konstruktionsarbeiten und Abstützmaßnahmen muß eine stabile Arbeitsfläche garantiert werden. Aber auch für die fertige Autobahn muß eine dauerhafte Stabilität des Erduntergrundes gewährleistet werden. Die Lage der geophysikalischen Profile für RF-EM und GPR-Messungen in diesem Sektor wurden entsprechend dieser Vorgaben ausgewählt, wie im nächsten Unterkapitel beschrieben.

### 5.4.1 Lage der geophysikalischen Profile zur Hohlraumsuche

Bisherige RMT-Messungen in einem Meßpunktraster von 10 m konnten keine Anomalie orten, die einer Galerie oder einem Kamin der Grotte zuzuordnen wäre (Turberg, 1994). Für die Ortung der langgestreckten Struktur einer Galerie wurde also nach einer Profilierungsmethode gesucht, mit dichtem Meßpunktstand in der Größenordnung von einem Meter oder besser.

In Zusammenarbeit mit dem zuständigen Geologo Christe *et al.* (1995) wurden daher RF-EM und GPR-Messungen durchgeführt. Zuerst wurden im Abstand von 5 m mehrere parallele RF-EM Profile durchgeführt. Dies jeweils für verschiedene Frequenzbereiche und für Nord-Süd- und West-Ost-Profile. Die vornehmliche Richtung der Galerien in Sektor B17 ist allerdings fast West-Ost, so daß das Hauptaugenmerk auf den Nord-Süd-Profilen liegt.

Da in dem beschriebenen Gebiet die landwirtschaftliche Nutzung und ein Wald die möglichen Profile begrenzen, wurden von den gemessenen Profilen die längsten und aussagekräftigsten Profile für eine Darstellung in dieser Arbeit ausgewählt. Zusätzlich ist bei der Auswahl natürlich zu beachten, daß die Profile die bekannten und vermuteten Anomalien möglichst im rechten Winkel kreuzen, um die Meßsignale zu optimieren.

Anschließend an die RF-EM Messungen wurden von Meier und Huggenberger (1997) GPR-Messungen durchgeführt. Die Georadar-Methode sollte dabei nicht zu dicht am Waldrand eingesetzt

werden, da hier das Rauschen in den Daten sehr viel größer wird als auf dem freien Feld. Weiterhin befindet sich gerade zum Wald hin, der regionale Nord-Süd-Graben parallel zu den zu vermessenden Profilen. Insgesamt gesehen sollten die mit den Georadardaten zu vergleichenden RF-EM Profile daher auch in ausreichendem Abstand zum Wald ausgeführt werden.

Die hier zusammen präsentierten RF-EM Profile in Abbildung 5.29 zeigen also nur einen Teil

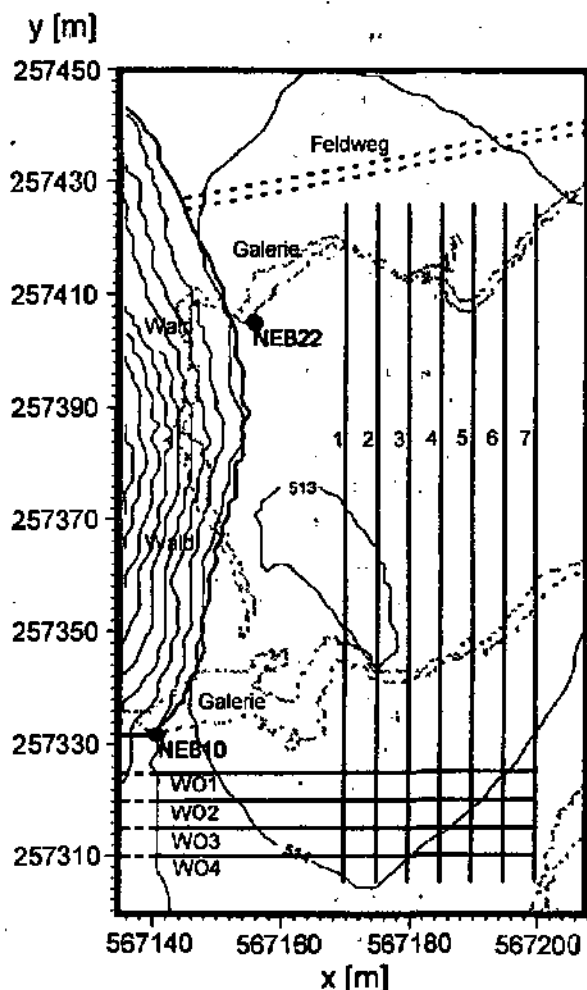


Abbildung 5.29: Ausgesuchte RF-EM Profile in Sektor B17

der gemessenen Daten. Es handelt sich um die größtmögliche rechteckige Fläche mit Nord-Süd-beziehungsweise West-Ost-Profilen, die in Sektor B17 realisierbar war. Alle weiteren Profile sind auf Grund der landwirtschaftlichen Nutzung und des angrenzenden Waldes kleiner. Das erste gezeigte Areal besteht aus sieben parallelen Nord-Süd-Profilen, vermessen mit drei verschiedenen Frequenzen, und das zweite Areal aus vier parallelen West-Ost-Profilen mit einer Frequenz. Teilweise

sind beide Areale sogar deckungsgleich. Die West-Ost-Profile gehen bis  $x = 567'120$  m, also noch 15 m weiter als der linke abgebildete Kartenrand.

Das erste gezeigte Nord-Süd-Profil wird zusätzlich für VLF- und LF-Daten noch mit GPR-Daten verglichen. Es ist in Abbildung 5.30 zusammen mit

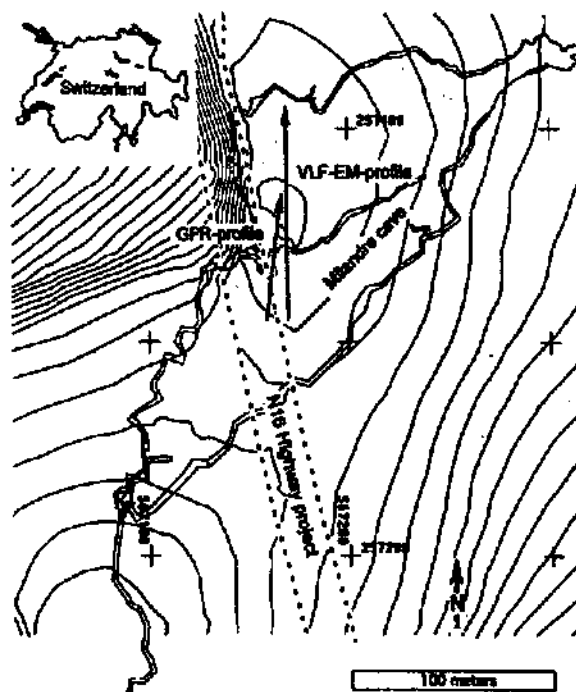


Abbildung 5.30: Ausgesuchte Profile für RF-EM und GPR in Maira (Meier *et al.*, 1997)

dem GPR-Profil eingezeichnet.

Im nächsten Unterkapitel werden dreidimensionale Graphiken der parallelen Profile gezeigt. In diesen befindet sich dieses erste, ausgesuchte und westlichste Profil auf der hinteren Graphikachse. Die regionale Verwerfung verläuft in diesem Sektor etwa genau in der gezeichneten Autobahntrasse. Die Grotte verläuft an dieser Stelle fast orthogonal zum Graben, so daß sie in Nord-Süd-Profilen am besten zu entdecken sein wird. Von den drei Galerien interessiert hier die mittlere am stärksten, da hier bekannte Kamine bis zu 9 m unter die Erdoberfläche aufsteigen. Das Höhlenniveau befindet sich an dieser Stelle bei etwa 30 bis 50 m.

Ein etwas genauerer Kartenausschnitt des planenden Geologenbüros R. Christe, MFR, Delémont (Pers. Kommunik.) befindet sich in Abbildung 5.17 auf Seite 116. Zwischen Hochwert  $y = 257'300$  m bis  $257'400$  m und Rechtswert  $x = 567'100$  m bis  $567'300$  m befinden sich die meisten der beschriebenen Details. Mehrere Kamine, die regionale Ver-

werfung und die Bohrung NEB10, die in etwa 51 m Tiefe auf eine Galerie der Grotte trifft. Die Verwerfung ist durch ein kleines Kästchen angedeutet und das gesamte Areal durch den Punkt P7 markiert.

Weiter nördlich beginnen zwei Tunnelröhren, im Osten liegt das Gehöft Maira, und im Süden befindet sich der künstliche Eingangsschacht zur Grotte Milandre. Der größte Teil der abgebildeten Grotte ist noch aktiv und wird von der Milandriner durchflossen. Etwa ein bis zwei Kilometer weiter südlich befindet sich außerhalb der Abbildung der Ort Bure. Alle verwendeten Koordinaten sind schweizerische Koordinaten und erlauben daher eine einfache Orientierung und ein einfaches Vergleichen verschiedener Datensätze, topographischer und geologischer Karten.

Nach Beschreibung der exakten Lage der Profile folgt nun die Präsentation der Resultate der geophysikalischen Messungen.

#### 5.4.2 Geophysikalische Messungen über der Grotte Milandre

In diesem Unterkapitel wird ausführlich gezeigt, wie mit Hilfe der RF-EM Methode geologische Strukturen nachgewiesen werden können, die eine Rolle bei der Grottenbildung spielen. Weiterhin soll auch gezeigt werden, wie in geringeren Tiefen mit Hilfe der Georadar-Methode solche zugrundeliegenden Strukturen beziehungsweise sogar direkt die darin eingebetteten Hohlräume gefunden werden können.

Damit ist es möglich, die RF-EM Methode als schnelle billige Methode zur großräumigen Analyse von geologischen Strukturen einzusetzen. Mit Georadar kann dann auf ausgesuchten Profilen mit höherer Auflösung eine detailliertere Analyse durchgeführt werden.

Aufbauend auf den Vorarbeiten von Turberg (1994) und R. Christe, MFR, Delémont (Pers. Kommunik.) wurden in Sektor B17 RF-EM und Georadar-Messungen durchgeführt, mit den folgenden Ergebnissen (Bobadji, 1995; Stiefelhagen und Müller, 1997; Meier *et al.*, 1997; Stiefelhagen, 1997).

##### 5.4.2.1 RF-EM Messungen über der Grotte Milandre

Abbildungen 5.31 bis 5.46 auf den nächsten Seiten zeigen VLF- und LF-Messungen über den erwähnten beiden Arealen in Sektor B17. Weitere

Messungen, die in diesem Sektor durchgeführt wurden, werden hier nicht gezeigt, da die hier gezeigten Areale nicht nur die größtmöglichen rechteckigen Areale in Sektor B17 darstellen, sondern genau dort auch gleichzeitig Georadar-Messungen über Galerien durchgeführt wurden.

Bei der Grottenuche wurden die beiden Frequenzen 18.3 kHz mit Senderrichtung  $84^\circ$  und 162.0 kHz mit Senderrichtung  $94^\circ$  auf den Nord-Süd-Profilen verwendet. Somit stehen sowohl Ergebnisse für den VLF- als auch den LF-Bereich zur Verfügung. Ein weiterer eingesetzter Sender ist 16.8 kHz, dessen Senderrichtung  $-76^\circ$  ein wenig von der West-Ost-Ausrichtung abweicht.

Die Abstände zwischen den Profilen betragen jeweils 5 m. Alle VLF-Messungen in Sektor B17 wurden mit der automatisch orientierten hinter einem Auto befestigten Antenne durchgeführt. Inphase und Outphase wurden mit einer Samplingrate von 4 Hz aufgenommen.

Die LF-Messungen wurden alle zu Fuß durchgeführt, mit der manuell orientierten Antenne und einer Samplingrate von 1 Hz. Es wurden somit nicht nur Inphase und Outphase aufgenommen, sondern auch die Referenz, die dem absoluten Senderfeld  $H_y$  proportional ist.

Für LF variiert  $y$  zwischen 257'310 m und 257'430 m, und für VLF zwischen  $y = 257'306$  m und 257'426 m. Tabelle 5.4 listet die Daten der gezeigten Profile summarisch auf.

Die Daten werden zur graphischen Darstellung auf eine äquidistante Meßpunktverteilung umgerechnet. Die Outphase erfährt hierdurch kaum eine Veränderung. Da die Inphase-Daten etwas unruhiger sind, werden diese Daten mit weniger Stützstellen dargestellt, das heißt, es wird eine leichte Glättung durchgeführt. Mit dem neuen RF-EM 2 sollte dies jedoch nicht mehr nötig sein.

Die Daten ab Abbildung 5.31 werden auf zweifache Weise dargestellt. Eine schattierte dreidimensionale Oberfläche wird unter einem zweidimensionalen Konturplot dargestellt. Der Konturplot erlaubt eine einfachere Verfolgung von Strukturen, wie der eingezeichneten Grotte, über mehrere Profile hinweg. Die schattierte Oberfläche hingegen gibt einen plastischeren Eindruck der absoluten Variationen.

Die Grotte wurde sowohl im Konturplot als auch zusätzlich in der Mitte der plastischen Graphik eingezeichnet. Bei der Zuordnung der Grotte zu Extrema oder Wendepunkten ist der Konturplot besser

Frequenz [kHz]	16.8	18.3	162.0	183.0
Senderrichtung	-76°	84°	94°	-8°
Anzahl Profile	7	7	7	4
Profilrichtung	y	y	y	x
Profilabstand [m]	5	5	5	5
Laterale Auflösung [cm]	34	30	97	104
Profillänge [m]	120	120	120	80
$x_{\min}$ [m]	567'170	567'170	567'170	567'120
$x_{\max}$ [m]	567'200	567'200	567'200	567'200
$y_{\min}$ [m]	257'306	257'306	257'310	257'310
$y_{\max}$ [m]	257'426	257'426	257'430	257'325
Gesamtprofillänge [m]	840	840	840	320
Anzahl Datenpunkte	2'480	2'787	866	309
Meßzeit [min]	10	12	14	5
$I_{\min}$ [%]	-15.2	-23.1	-38.1	-29.9
$I_{\max}$ [%]	16.7	13.7	26.8	32.4
$O_{\min}$ [%]	-9.3	-8.9	-8.5	-14.0
$O_{\max}$ [%]	3.9	4.0	3.3	6.8
Ref <sub>min</sub>	-	-	69.4	106.4
Ref <sub>max</sub>	-	-	102.0	148.1

Tabelle 5.4: RF-EM Kartographierungen in Sektor B17 (VLF mit automatischer Antenne, LF mit manueller Antenne)

geeignet, da durch die Projektion einer dreidimensionalen plastischen Graphik auf die zweidimensionale Darstellungsfläche der Vergleich der dreidimensionalen Graphik mit der zweidimensionalen Linie der Grotte, schwerfällt.

Daher bietet das im Anhang beschriebene Programmpaket noch eine weitere zusätzliche kombinierte Darstellungsmöglichkeit, mit schattierten Konturen und einem dreidimensionalen Gittermodell. Da man in dieser Graphik jedoch andere Eigenschaften der Daten weniger gut sieht, wurde diese Darstellungsmethode nur einmal zum Vergleich in Abbildung 5.32 gewählt. So ist zum Beispiel der plastische Eindruck bei einem reinen Gittermodell geringer als bei einem schattierten Modell. Ansonsten sind beide Kombinationsvarianten etwa gleichwertig.

Die Galerie, die das gezeigte Areal im äußeren rechten Rand passiert, ist nicht mit eingezeichnet, da das Profil hier aufhört. Um auch hier eine Korrelation aufzufinden, sollte das Profil für RF-EM und GPR-Daten erst einmal verlängert werden.

Die Daten sollen nun im einzelnen besprochen werden. Abbildungen 5.31 bis 5.34 zeigen die Ergebnisse für den VLF-Sender 18.3 kHz. Neben Inphase und Outphase ist auch die gefilterte Inphase zu sehen. Der Abstand zweier Punkte des verwen-

deten Fraser-Filters beträgt 6.3 m.

Die Eindringtiefe läßt sich aus den Widerstandsmessungen von Turberg (1994) für VLF zu etwa 30 m bis 50 m abschätzen, dies entspricht auch dem Tiefenbereich der Grotte, wie in Abbildung 5.17 auf Seite 116 zu sehen ist.

Die Profile sind gut miteinander korreliert. Es treten keine Sprünge auf. Bemerkenswert ist noch, daß sich das Niveau der Kurven sowohl für Inphase als auch für die Outphase etwa in der Mitte der Graphik verändert. Dies ist wohl darauf zurück zu führen, daß der hintere westliche Teil der Graphik stärker vom regionalen Graben beeinflusst wird.

Aus den Messungen von Turberg (1994) und Abbildung 5.24 auf Seite 124 ist bekannt, daß der südliche Teil des Grabens direkt hinter dem letzten Profil verläuft, und in der Mitte der gezeigten Nord-Süd-Profile von Sektor B17 durch die zusätzliche Verwerfung eine Verschiebung nach Osten erfährt, und damit im hinteren rechten beziehungsweise nordwestlichen Viertel der Graphiken erscheint. Obwohl die anregenden Sender orthogonal zum Graben arbeiten, macht sich dieser Effekt leicht in den Daten bemerkbar, durch eine Veränderung der Amplitudenhöhe in diesem Viertel.

Die eingezeichnete Grotte verläuft ungefähr rechts, beziehungsweise nördlich eines lokalen

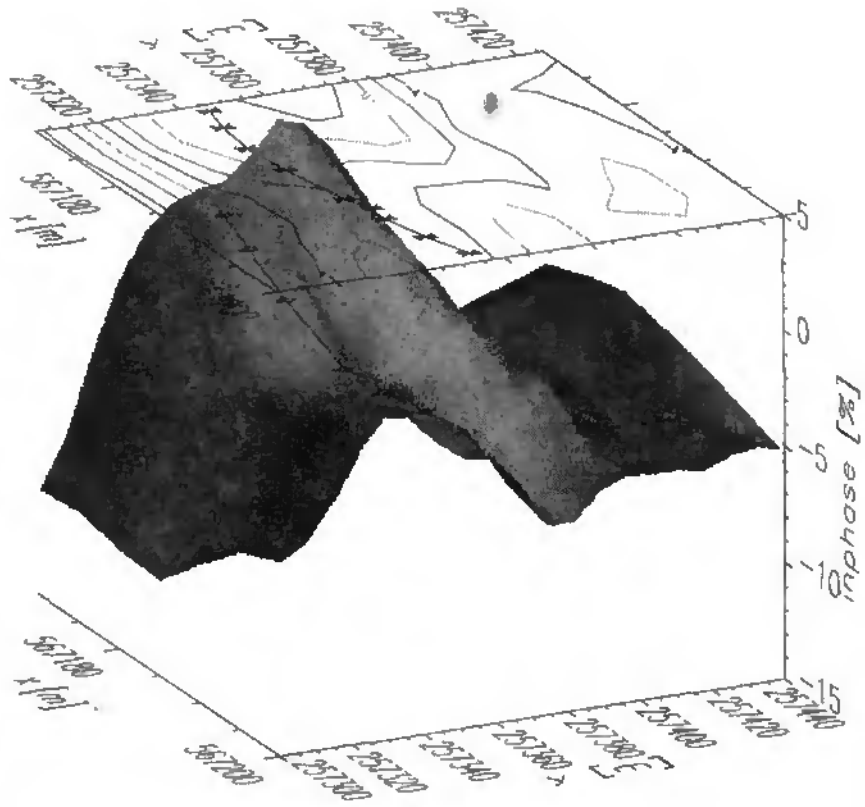


Abbildung 5.31: Inphase für 18.3 kHz in Sektor B17

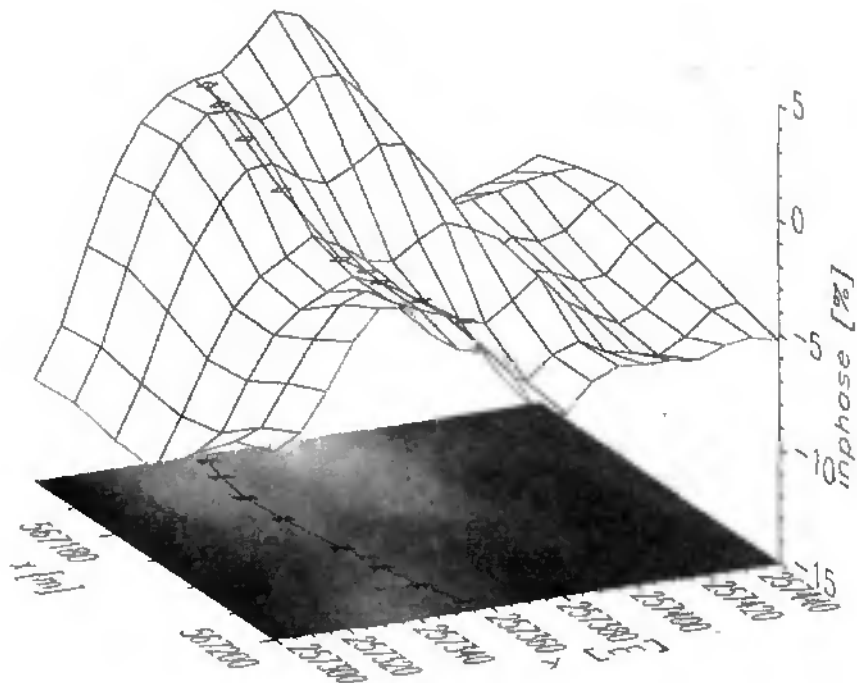


Abbildung 5.32: Inphase für 18.3 kHz in Sektor B17

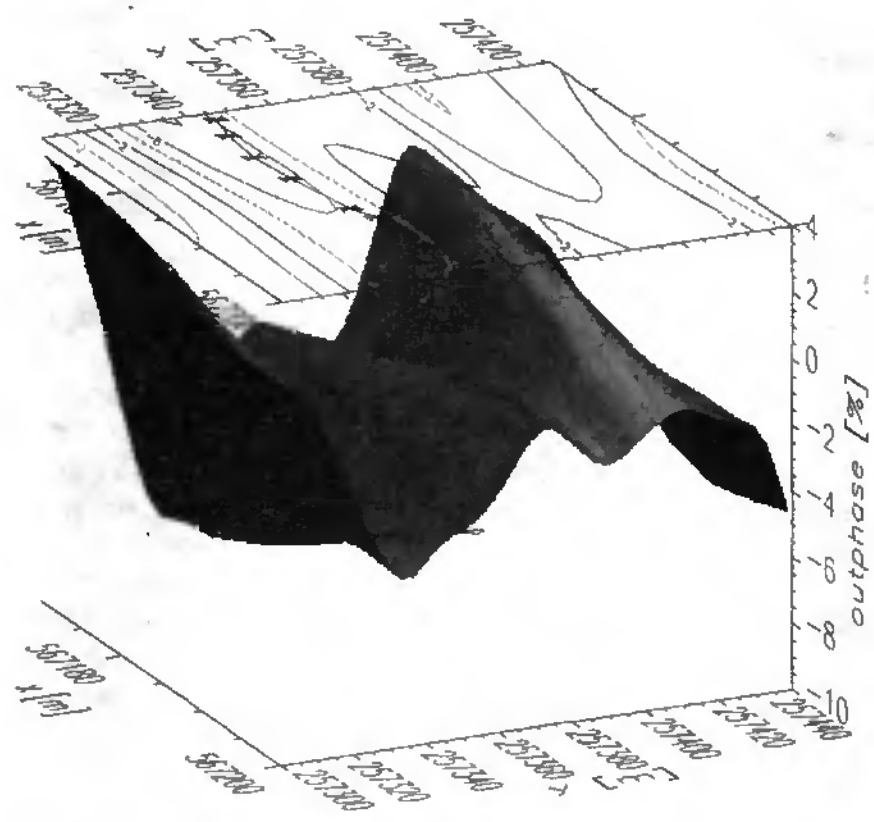


Abbildung 5.33: Outphase für 18.3 kHz in Sektor B17

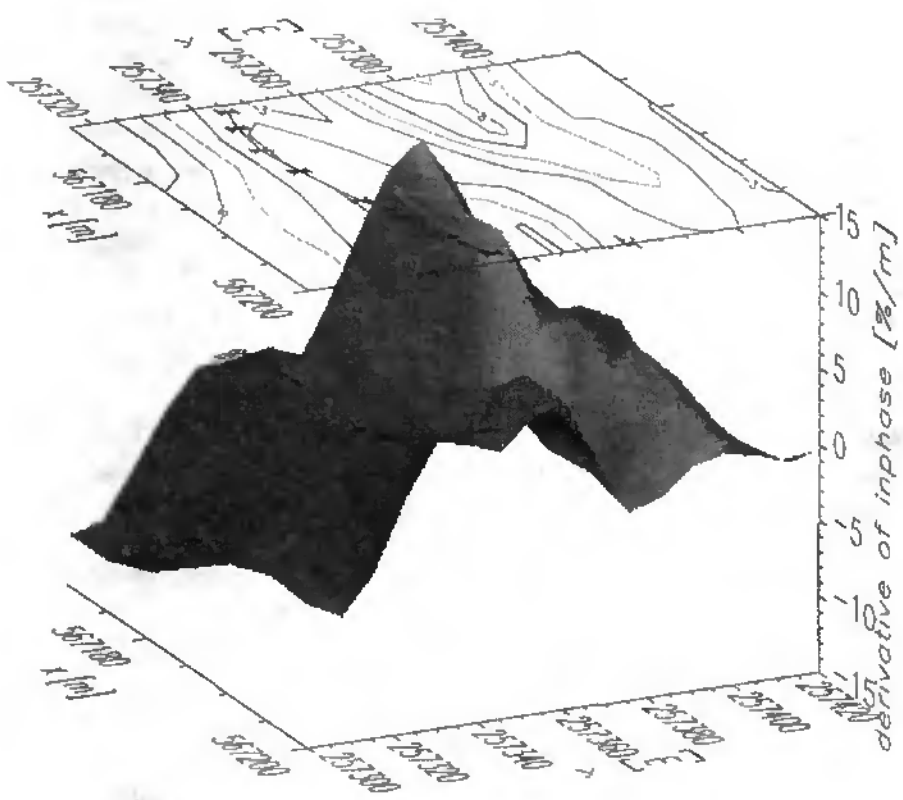


Abbildung 5.34: Fraser-Inphase für 18.3 kHz in Sektor B17

Maximums für die Inphase und rechts eines lokalen Minimums für die Outphase.

Die Fraser-Inphase ist bedeutend unruhiger als die ungefilterten Daten. Sie gibt keine zusätzlichen Hinweise. Bedeutend wichtiger sind die Ergebnisse für den LF-Bereich. Abbildungen 5.35 bis 5.41 zeigen diese Ergebnisse für 162.0 kHz.

Die LF-Outphase in Abbildung 5.36 ähnelt stark der VLF-Outphase in Abbildung 5.33. Die Markierungen für die Grotte befinden sich diesmal mehr im Minimum, das heißt, die LF-Kurven sind gegenüber den VLF-Kurven nach rechts beziehungsweise Norden verschoben. Ansonsten sind sie für beide Frequenzbereiche fast identisch. Dies deutet auf eine nach Süden einfallende Verwerfung hin.

Die Inphase in Abbildung 5.35 ist sehr viel schlechter mit ihrem VLF-Pendant in Abbildung 5.31 zu vergleichen. Sie scheint fast einen Vorzeichenwechsel vollzogen zu haben. Dies wird noch stärker deutlich beim Vergleich der Fraser-Inphasen in Abbildungen 5.34 und 5.37. Der Abstand zweier Filterstützpunkte beträgt wiederum 6.3 m.

Da jedoch Vorzeichenwechsel im allgemeinen in der Outphase auftreten und nicht in der Inphase, wäre in einem solchen Fall anzunehmen, daß 18.3 kHz und 162.0 kHz nicht aus der gleichen Richtung senden, und für einen der beiden Datensätze müßten die Daten gedreht werden. Im gezeigten Ausschnitt ist die Dichte der Anomalien jedoch zu groß und die Anzahl der benutzten Frequenzen zu gering, um eine solche Beurteilung vorzunehmen. Zukünftige Messungen mit dem RF-EM 2 werden vermehrt für solche Beurteilungen die Inphase heranziehen können, auf Grund der gesteigerten Datenqualität.

In Abbildung 5.38 wird diesmal auch die Fraser-Filterung der Outphase dargestellt. Fraser (1969) definiert seinen Filter zwar nur für die Inphase, die Ergebnisse der Outphase sind aber vergleichbar mit der Filterung der Inphase. Auch hier gilt, daß die Filterung keine neuen Informationen ergibt. Auf Grund der automatisch durchgeführten Skalierungen sehen die gefilterten Daten sowohl für die Inphase als auch für die Outphase fast aus wie eine Verzerrung der Originaldaten.

Das Ergebnis der Filterung mit einem größeren Stützpunktabstand von 18.9 m wird in Abbildung 5.39 für die LF-Inphase gezeigt. Dies ist immer noch kleiner als traditionelle, aus der Erzexploration stammende Meßpunktabstände von 25 m.

Alle wichtigen kleinen Strukturen sind durch die Filterung verschwunden. Solche gefilterten Daten sollten also verworfen werden, wie schon im Kapitel über Filterungen gefordert.

Die numerisch differenzierte Inphase in Abbildung 5.40 ähnelt der Inphase mit kleiner Fenstergröße in Abbildung 5.37. Auch hier werden die theoretischen Ausführungen des Kapitels über Filter bestätigt. Der Fraser-Filter geht im Grenzwert kleiner Filterabstände über in eine Differenzierung.

Da die Filterung, wie schon in den theoretischen Ausführungen erwähnt, keine zusätzlichen Informationen liefert, wird in den folgenden Abbildungen darauf verzichtet, um die Präsentation der Daten übersichtlicher zu halten.

Die (unkalibrierte) Referenz beziehungsweise  $H_y$  in Abbildung 5.41 hingegen ist sehr aufschlußreich. Obwohl zwischen den jeweiligen Profilen ein Zeitversatz besteht, ergeben die parallelen Profile fast identische Kurven, das heißt, das Primärfeld unterlag kaum zeitlichen Schwankungen. Allerdings wird auch ersichtlich, daß  $H_y$  nicht, wie im allgemeinen angenommen, konstant ist. Der maximale Wert ist fast anderthalbmal so groß wie der minimale Wert. Diese Schwankungen treten also auch in einem absolut ebenen Terrain, ohne topographische Beeinflussung, auf.

Die Variationen der Referenz mit der Geologie müssen bei der Einstellung des Verstärkungsfaktors berücksichtigt werden, da sich sonst bei einer Verringerung der Referenz das Signal-zu-Rauschen-Verhältnis stark verschlechtern kann, oder bei einem zu großen Anstieg das Signal übersteuert werden kann.

Mit Hilfe einer Basisstation könnten zeitliche Schwankungen des Primärfeldes berücksichtigt werden und die routinemäßige Interpretation von  $H_y$  wäre möglich nach einer Kalibration der Referenz zur Bestimmung des Proportionalitätsfaktors. Aus Inphase, Outphase und  $H_y$  beziehungsweise der Referenz, ist dann auch  $H_z$  bestimmbar. Die entsprechenden Resultate werden hier jedoch nicht gezeigt.

Mit dem neuen RF-EM 2, welches noch mehr Parameter messen kann und dafür nur noch einen Datalogger mit höherer Kanalzahl benötigt, sind also noch mehr Parameter sinnvoll untersuchbar. Solche Untersuchungen sollten daher weiter fortgesetzt werden.

Für die zusätzliche VLF-Messung mit 16.8 kHz

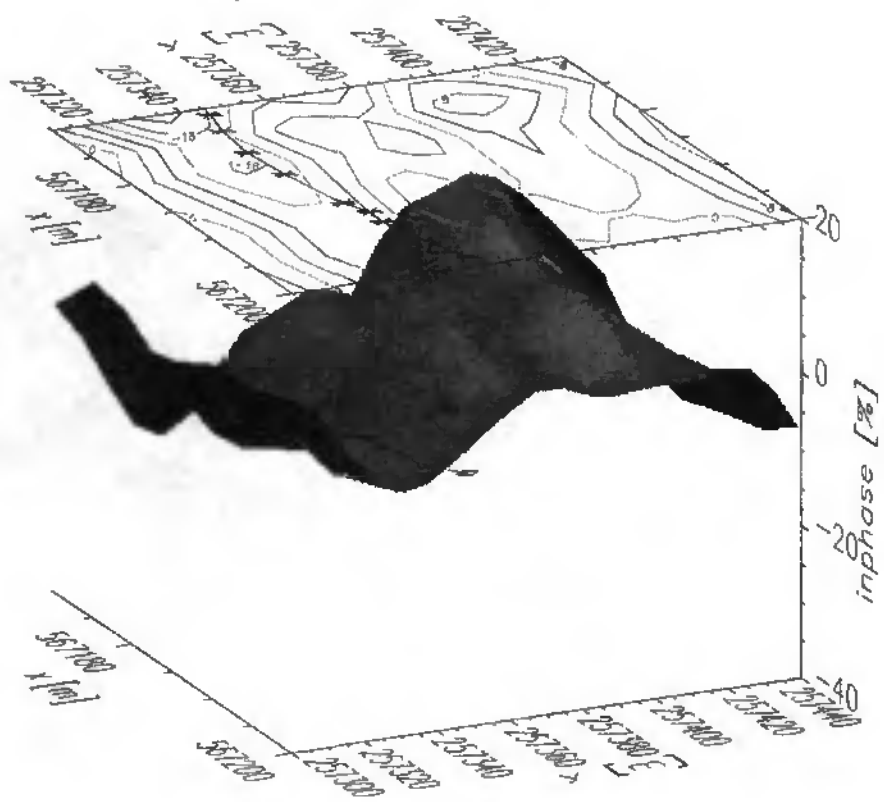


Abbildung 5.35: Inphase für 162.0 kHz in Sektor B17

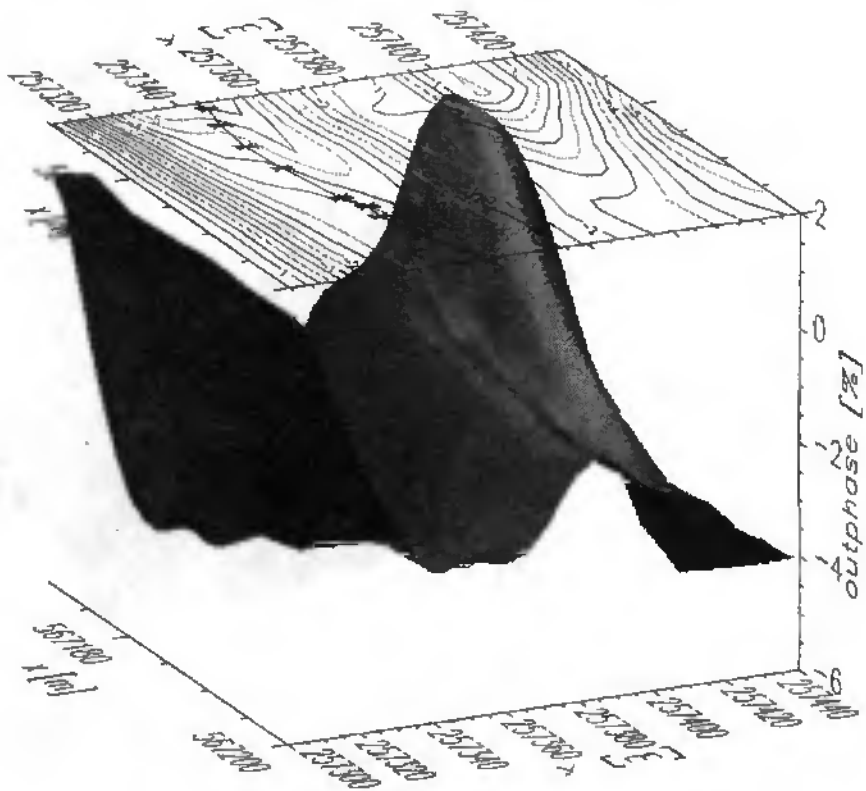


Abbildung 5.36: Outphase für 162.0 kHz in Sektor B17

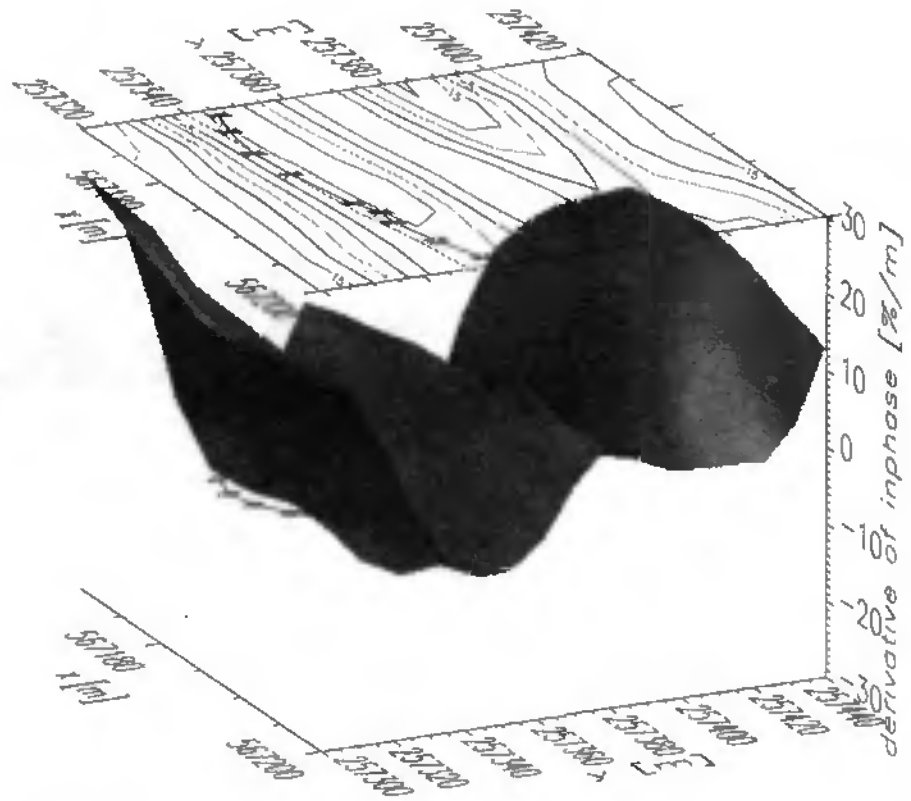


Abbildung 5.37: Fraser-Inphase für 162.0 kHz in Sektor B17

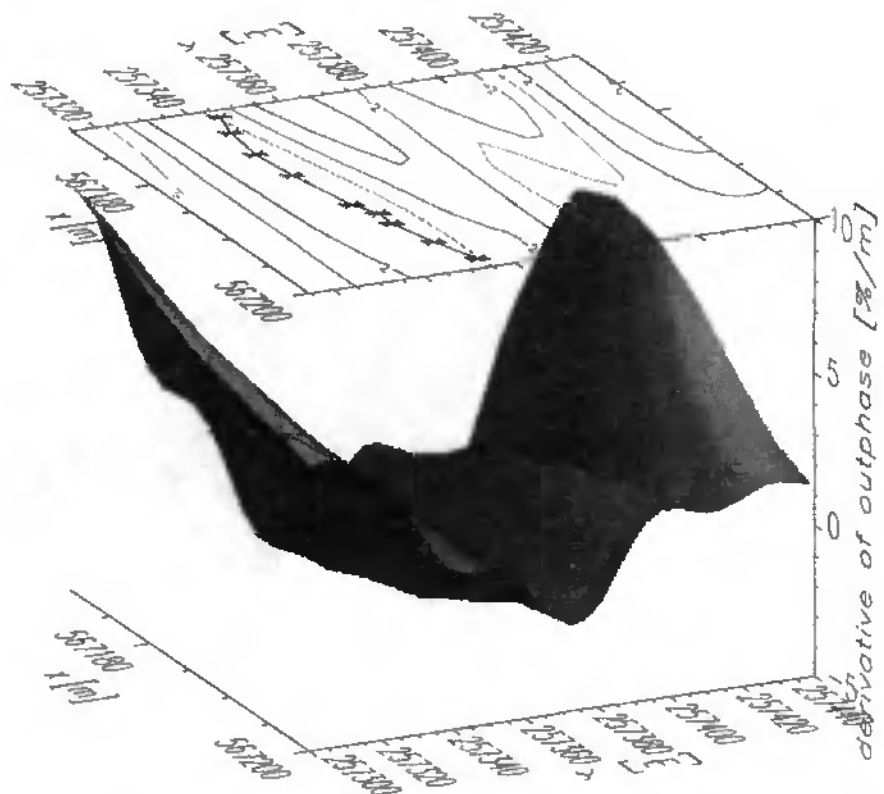


Abbildung 5.38: Fraser-Outphase für 162.0 kHz in Sektor B17

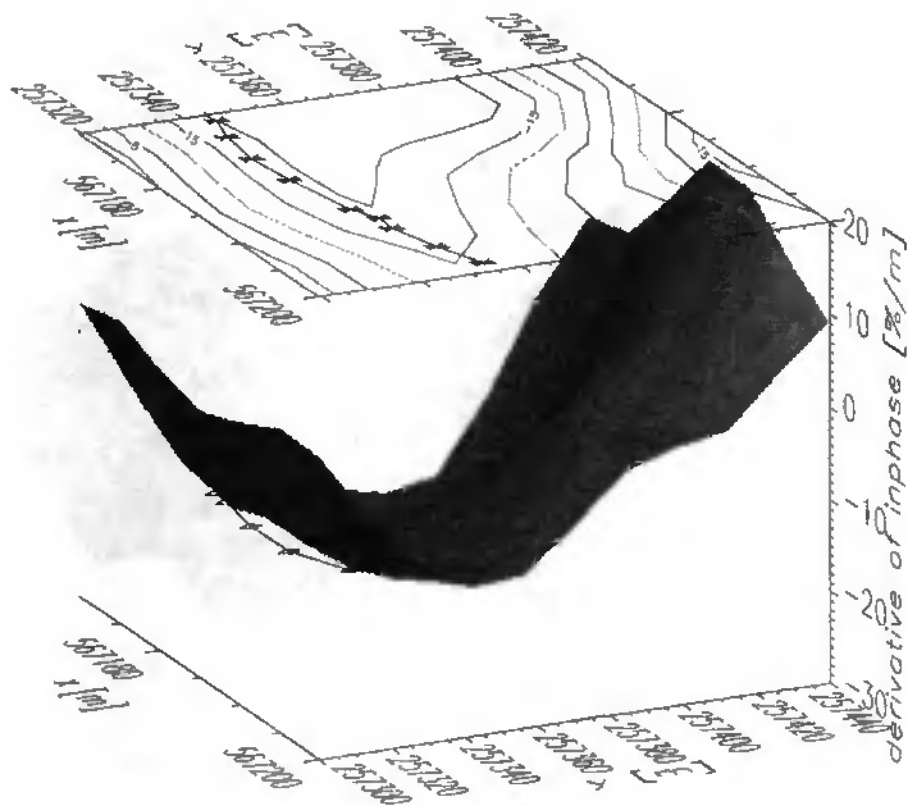


Abbildung 5.39: Fraser-Inphase (großes Filterfenster) für 162.0 kHz in Sektor B17

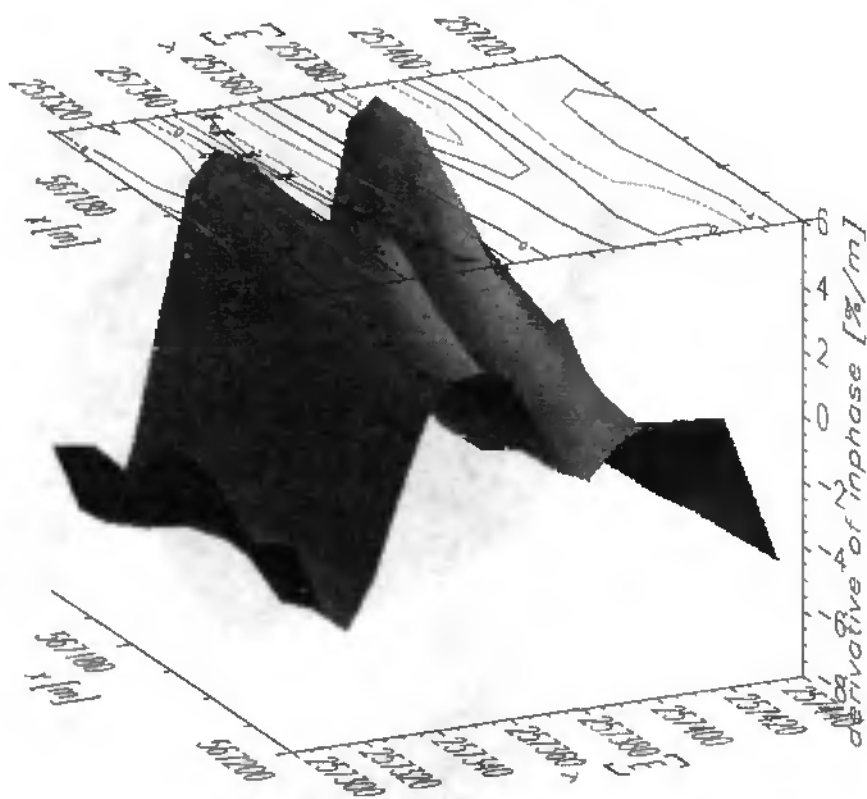


Abbildung 5.40: Differenzierte Inphase für 162.0 kHz in Sektor B17

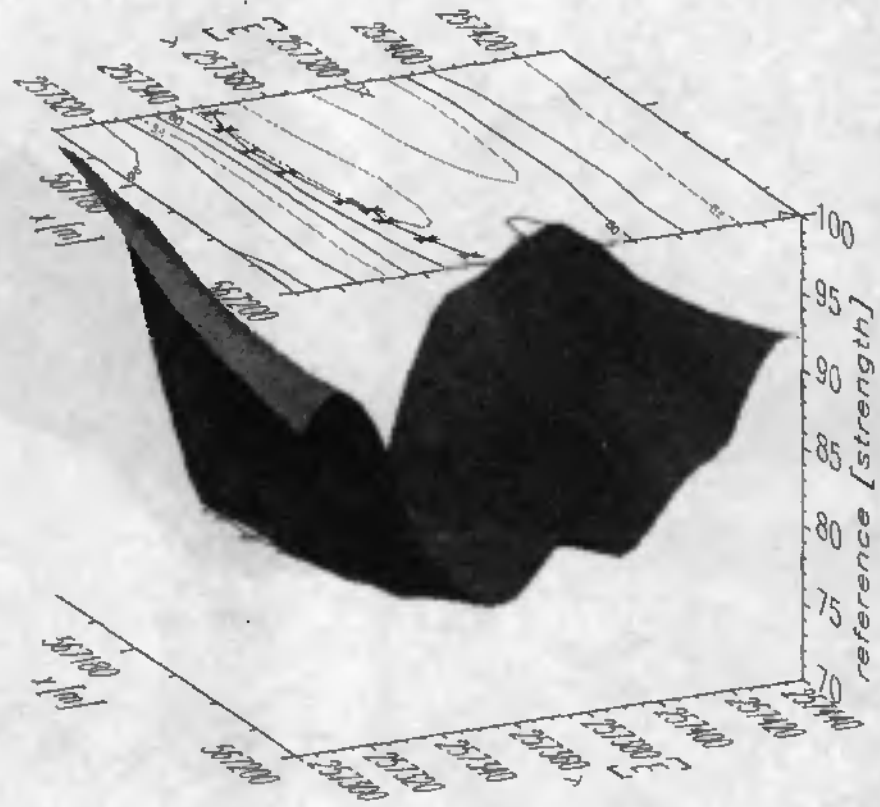


Abbildung 5.41: Referenz (unkalibriert) für 162.0 kHz in Sektor B17

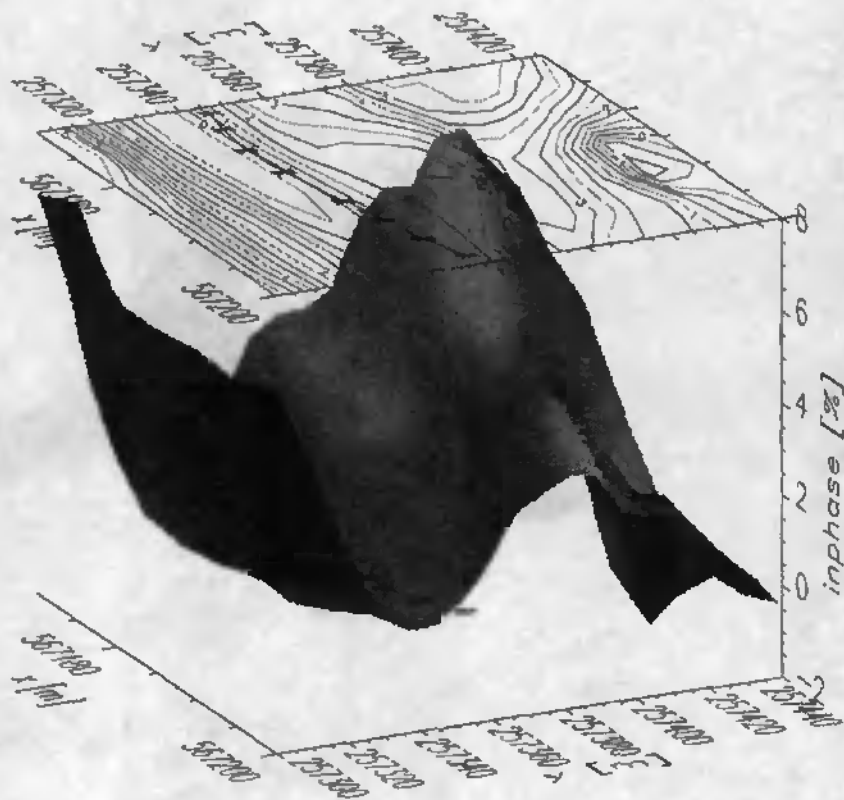


Abbildung 5.42: Inphase für 16.8 kHz in Sektor B17

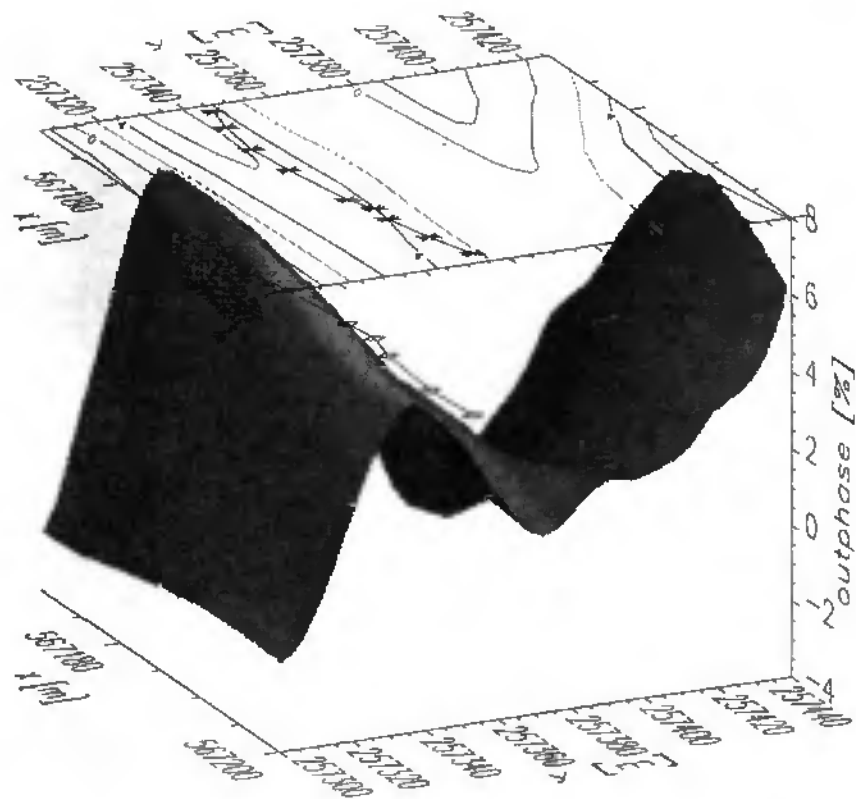


Abbildung 5.43: Outphase für 16.8 kHz in Sektor B17

werden in Abbildungen 5.42 und 5.43 nur noch die Inphase und die Outphase gezeigt. Die Ergebnisse stimmen mit den Ergebnissen für 18.3 kHz in Abbildungen 5.31 und 5.33 überein. Allerdings sind die Vorzeichen genau umgekehrt. Da die Antenne in dieser Arbeit im allgemeinen nach Norden oder Westen ausgerichtet wurde, bedeutet dies, daß einer der beiden Sender im Osten liegt, und der andere im Westen. Ein Blick in Tabelle 2.2 auf Seite 6 bestätigt dies. Bei 18.3 kHz handelt es sich um einen russischen und bei 16.8 kHz um einen französischen Sender.

Dies soll an Resultaten über Nord-Süd-Profilio Sektor B17 reichen. Es folgen mit Abbildungen 5.44 bis 5.46 noch Inphase, Outphase und Referenz für 183.0 kHz und Senderrichtung  $-8^\circ$ . Diese LF-Messungen wurden im gezeigten Areal auf den West-Ost-Profilen durchgeführt.

Links, beziehungsweise westlich, befindet sich die Grabenanomalie. Die Grotte verläuft an dieser Stelle noch nordsüdlich bei  $x = 567'120$  m im Nord-Süd-Graben. Die linke, westliche Kante des Grabens wird nicht mehr erfaßt. Die rechte Kante bei  $x = 567'170$  m ist deutlich in den Daten zu sehen. In der Inphase deutet sich auch schon die linke Kante des Grabens an. Die vermutete Lage

des Grabens stimmt mit den Ergebnissen von Turberg (1994), beziehungsweise Abbildung 5.24 auf Seite 124 überein. Die Anomalie ist auch vergleichbar zur Grabenanomalie in Sektor B15/19 im nächsten Unterkapitel, das heißt den Abbildungen 5.52 bis 5.55 ab Seite 150.

Auch für den Graben variiert die Referenz auf dem Profil, obwohl das Terrain fast eben ist. Das Verhältnis zwischen Maximum und Minimum beträgt wiederum 1.5.

Eine Chouteau-Filterung für diesen Sektor ist wenig sinnvoll, da die Situation mit einer Intersektion zwischen einem Graben und einer Verwerfung zu stark von der geforderten 2D-Situation abweicht. Stattdessen sollen die RF-EM Ergebnisse nun mit den GPR-Ergebnissen verglichen werden.

#### 5.4.2.2 Georadar-Messungen über der Grotte Milandre

Im Gegensatz zum RF-EM Verfahren, daß im VLF- und LF-Frequenzbereich arbeitet, liegen die Frequenzen für Ground Penetration Radar (GPR, Georadar) im HF- und VHF-Band. Beim GPR liegen Sender und Empfängerantennen nur einige Meter auseinander. Gepulste Signale werden an Horizon-

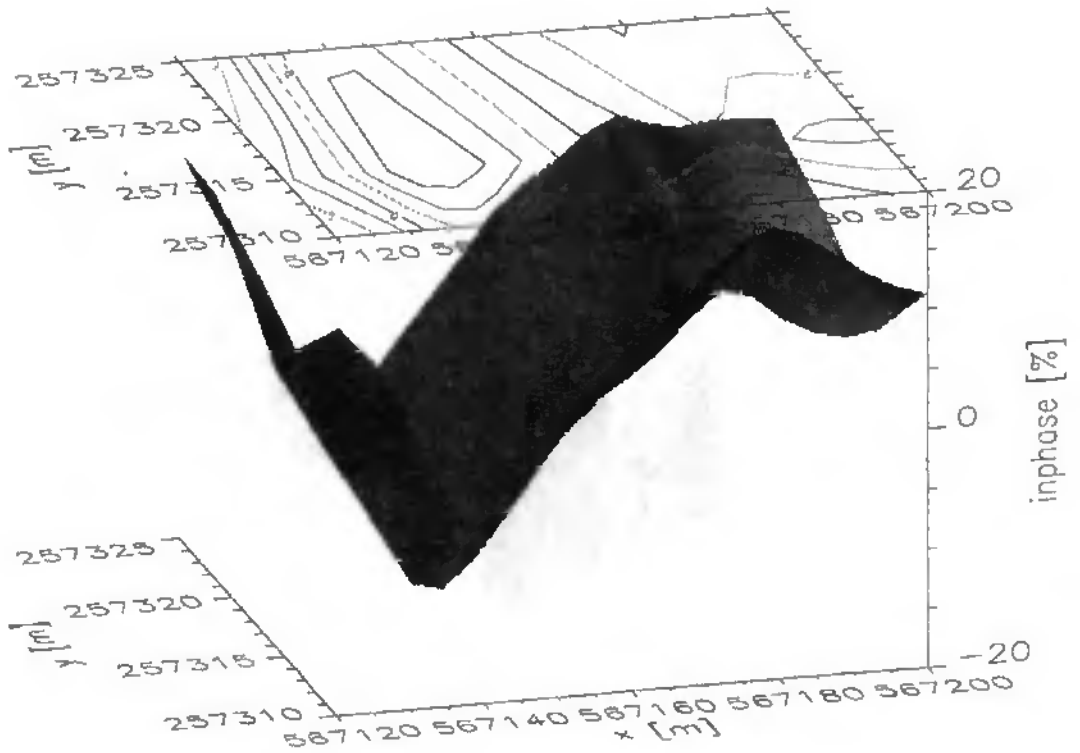


Abbildung 5.44: Inphase für 183.0 kHz in Sektor B17

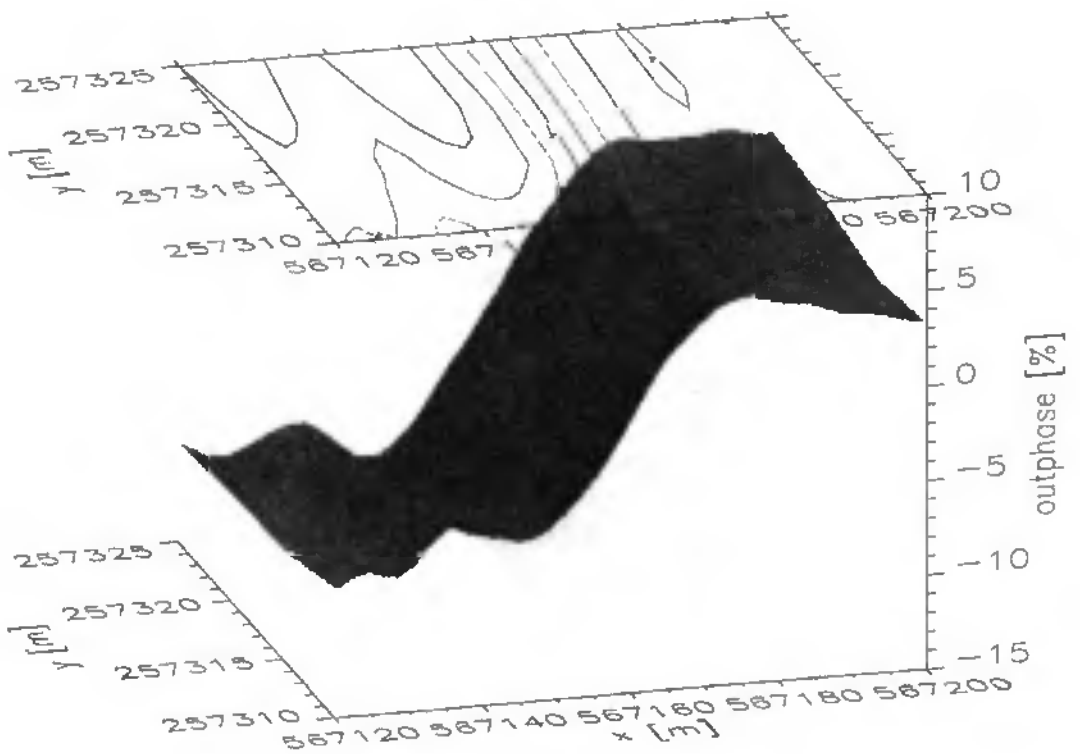


Abbildung 5.45: Outphase für 183.0 kHz in Sektor B17

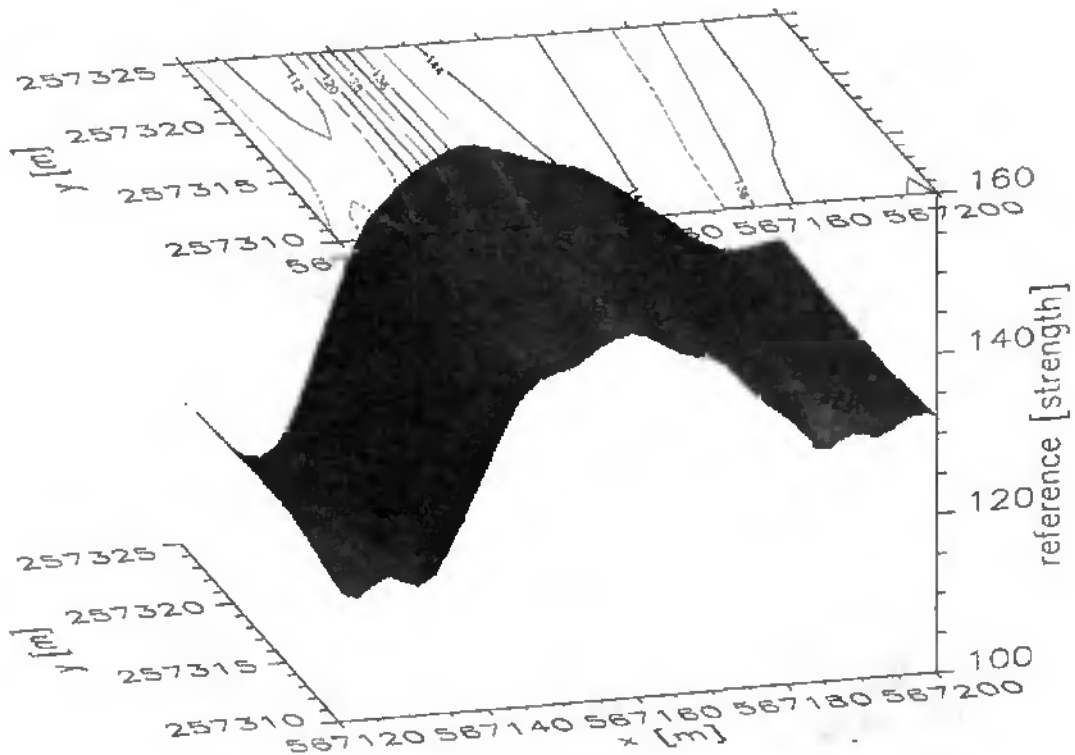


Abbildung 5.46: Referenz (unkalibriert) für 183.0 kHz in Sektor B17

ten mit unterschiedlichen Dielektrizitätskonstanten reflektiert und erlauben eine der Seismik vergleichbare Interpretation der Radarsektion.

Meier und Huggenberger (1997) führten GPR-Messungen in Sektor B17 mit 50 MHz- und 100 MHz-Antennen durch. Die Ergebnisse weisen Reflektoren bis in Tiefen von 25 m auf. Abhängig von der Deckschicht wurde die Eindringtiefe der Georadar-Methode jedoch bis auf einige Meter reduziert.

Auf die Details soll an dieser Stelle nicht weiter eingegangen werden. Stattdessen interessiert besonders der Vergleich mit den RF-EM Daten, wie in Abbildung 5.47. Dort sieht man im oberen Teil die Outphase des letzten Nord-Süd-Profiles der VLF- und LF-Daten aus den Abbildungen 5.33 und 5.36 für  $x = 567'170$  m zusammen geplottet. So erkennt man leichter, daß sich die bekannte Grotte am unteren Teil der ersten aufsteigenden Rampe der VLF-Kurve befindet. Die genaue Position ist aus speläologischen Untersuchungen zu  $y = 257'342$  m bis  $y = 257'345$  m bekannt und in Abbildung 5.47 mit eingezeichnet.

Die LF-Kurve ist gegenüber der VLF-Kurve nach rechts verschoben. Nimmt man eine verwerfungsähnliche Struktur als Ursache für die VLF- und

LF-Anomalie an, so würde man auf eine von Norden nach Süden einfallende Verwerfung schließen. Wenn diese Geologie den Verlauf der Grotte provoziert hat, so besteht die Möglichkeit weitere Hohlräume in niederen Tiefen weiter rechts, beziehungsweise nördlicher im Profil, bei etwa  $y = 257'354$  m bis  $257'356$  m, zu finden.

Die Lokation der bekannten Grotte ist für die VLF-Kurve mit eingezeichnet, eine mögliche Fortsetzung in geringen Tiefen ist für die LF-Kurve mit einem Fragezeichen notiert.

Für die RF-EM Methode müssen längere Profile aufgenommen werden als für die GPR-Methode, da die charakteristischen Größen einer Anomalie breiter sind. Deshalb wird ein RF-EM Profil von 100 m Länge mit einem 60 m GPR-Profil im unteren Teil der Abbildung verglichen. Konsequenterweise sind auch die Maßstäbe verschieden. In der Abbildung sind deshalb Hilfslinien zur Orientierung mit eingezeichnet. Der Nullpunkt  $x = 0$  m des Radarprofils liegt bei  $y = 257'310$  m in schweizerischen Koordinaten. Zu beachten ist, das es sich um Nord-Süd Profile handelt, die Richtung ist also um  $90^\circ$  gegenüber den topographischen Lagekarten gedreht.

Das Radarprofil verläuft nicht ganz genau Nord-Süd. Deshalb sind zwischen GPR und RF-EM

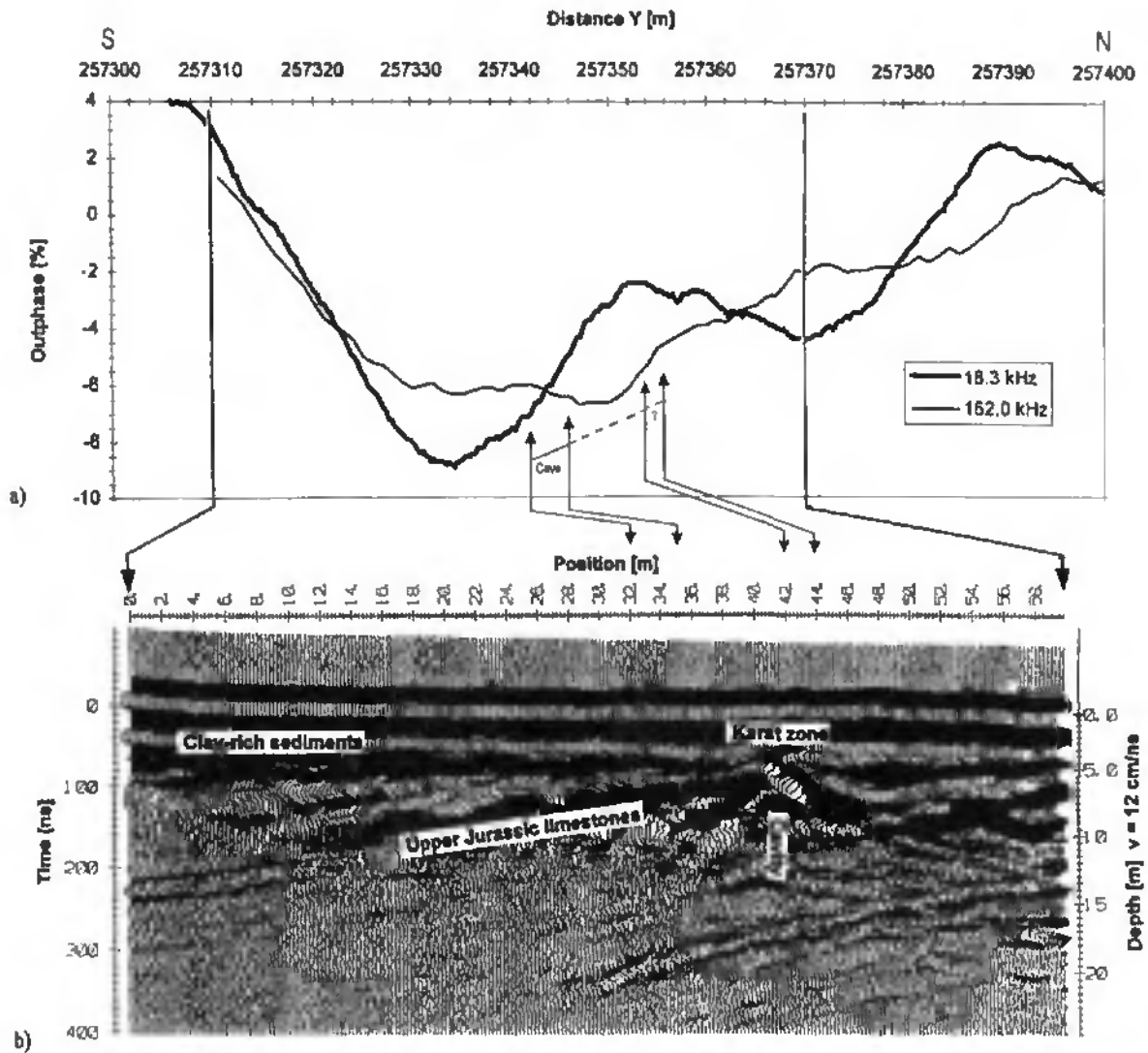


Abbildung 5.47: Vergleich von RF-EM Daten ( $x = 567'170$  m, VLF=18.3 kHz, LF=162.0 kHz) mit GPR-Daten (nach Stiefelhagen (1997))

bei der genauen Lokation einzelner Details kleinere Abweichungen im Meterbereich zu erwarten.

Solch ein Vergleich der Position der Grotte mit den Profilen läßt sich für alle in Abständen von 5 m aufgenommenen parallelen VLF- und LF-Profile von  $x = 567'170$  m bis  $x = 567'200$  m erfolgreich durchführen. Sogar kleinere Variationen lassen sich in den parallelen Profilen weiterverfolgen. Hier wurde jedoch nur das Profil ausgewählt, welches in etwa parallel zum GPR-Profil verläuft, und somit einen zusätzlichen Vergleich mit den GPR-Daten erlaubt.

Mit Hilfe der Widerstände aus Turberg (1994) läßt sich eine Eindringtiefe abschätzen zu 30 m für VLF und zu 10 m für LF. Aus dem Vergleich der VLF-Kurve mit der LF-Kurve ergibt sich eine Verschiebung der Kurve um 10 m, und damit insgesamt

ein Einfallen der Verwerfung von etwa  $25^\circ$  nach Süden.

Die Eindringtiefe des GPR-Datensatzes ist vergleichbar mit der Eindringtiefe von 10 m für den LF-Datensatz. Meier und Huggerberger (1997) vermuten bei  $x=41$  m (Koordinatensystem der Radardaten) in sieben Metern Tiefe einen luftgefüllten Hohlraum. Dies entspricht  $y = 257'351$  m in schweizerischen Koordinaten, also fast an der gleichen Stelle wo eine Struktur in den LF-Daten zu sehen ist. Unabhängig von den GPR-Messungen wurde sie bei etwa  $y = 257'354$  m bis  $257'356$  m in den LF-Daten identifiziert. Dies entspricht  $x = 43$  m bis  $45$  m in den GPR-Koordinaten.

Die Übereinstimmung ist sehr gut; kleinere Abweichungen sind durch eine etwas unterschiedliche Eindringtiefe zu erklären. Die Höhle selber in

30 m Tiefe kann in den GPR-Daten nicht identifiziert werden, da die Eindringtiefe hierfür zu gering ist. RF-EM und Georadar ergeben also konkludente Resultate bei der gezeigten Hohlräumeuche. Auf Grund ihrer unterschiedlichen Eindringtiefen sind sie insbesondere komplementär einsetzbar.

### 5.4.3 Ergebnisse der geophysikalischen Grottensuche

RF-EM kann erfolgreich zur Grottensuche verwendet werden. Zwar ist die Methode als elektromagnetische Methode nicht besonders sensibel für die Hohlräume selber, aber die zu Grunde liegenden geologischen Strukturen können oft bestimmt werden.

Das heißt, RF-EM findet nicht die Grotte selber, sondern hilft einen raschen Überblick über eine Region zu bekommen und Lokationen für weitere genauere Untersuchungen vorzuschlagen.

In Bure hat sich dabei die GPR-Methode als besonders geeignet erwiesen, als komplementäre Methode zu dienen. Da auch die Georadar-Methode zu den schnelleren Meßmethoden zählt, kann insgesamt ein sehr effizientes Werkzeug für ingenieurmäßige Untersuchungen vorgeschlagen werden, bei der Gefahrenpotentialbestimmung von Grotten und Hohlräumen im Straßenbau.

Als nichtdestruktive Methoden sind Georadar und RF-EM auch in kultivierten Landschaften einsetzbar. Es handelt sich um schnelle Methoden. Besonders das RF-EM ist auch sehr kosteneffektiv und einfach zu bedienen.

Zukünftige geologische Untersuchungen, auch während der Autobahntrassierung, werden vom verantwortlichen Geologenbüro deshalb weiter durch solche geophysikalischen Untersuchungen begleitet werden (R. Christe, MFR, Delémont, Pers. Kommunik.).

Weitere Möglichkeiten der RF-EM-Methode werden im nächsten Unterkapitel gezeigt, mit einer Widerstandskartierung des regionalen Nord-Süd-Grabens.

## 5.5 RF-EM Widerstandskartierung

In diesem Unterkapitel soll unter anderem die Gewinnung einer Widerstandskartierung aus RF-EM Daten demonstriert werden. Vorher sollen jedoch

die dafür aufgenommenen RF-EM Daten gezeigt und diskutiert werden.

Für die Untersuchungen in dieser Arbeit wurde der schon in den vorherigen Unterkapiteln beschriebene Graben in der Depression von Sektor B15/19 zuerst durch VLF-EM und Magnetik-Untersuchungen analysiert. Das ursprüngliche Ziel der Untersuchungen dieses Sektors war hierbei die Suche nach einer möglichen Fortsetzung der Grotte Milandre.

### 5.5.1 Vergleich von VLF-EM und Magnetik

Schon Stiefelhagen *et al.* (1994); Intchi (1994); Müller *et al.* (1995) zeigten erstmals den Einsatz der motorisierten VLF-EM Antenne und die Verwendung eines kontinuierlich messenden VLF-EM. Stiefelhagen und Müller (1997); Stiefelhagen (1997) zeigen später die Erweiterung auf den LF-Bereich.

Hier wird nun der erste kontinuierlich gemessene VLF-EM Datensatz und seine Interpretation präsentiert.

#### 5.5.1.1 Erste kontinuierliche VLF-EM Messungen mit der automatischen Antenne

Kontinuierlich messende Geräte erzielen höhere laterale Auflösung, das heißt eine Erhöhung der Datendichte. Die Verwendung von kommerziellen Tabellenkalkulationsprogrammen erlaubt jedoch nur eine sehr simple traditionelle Interpretation wie in Abbildung 5.48, da zum Beispiel EXCEL<sup>®</sup> nach Einladen von mehr als zehn Profilen hoher Datendichte auf einem 486-kompatiblen Rechner nicht mehr reagiert.

Aus Abbildung 5.49 ist die Lage der zugehörigen Profile ersichtlich. Die Orientierungspunkte P1 bis P6 sind übereinstimmend mit Abbildung 5.8 auf Seite 110 auch in dieser Karte mit eingezeichnet. Der Verlauf des Grabens ist nicht in der ganzen Karte belegt, die hypothetischen Teile sind daher durch '?' markiert. Das erste Profil zwischen P1 und P2 stimmt mit Profil 1 nach Turberg (1994) überein. Die restlichen Profile sind parallel dazu in Abständen von 20 m nach Süden versetzt.

Die VLF-EM Daten wurden für 16,0 kHz aufgenommen, mit einer Senderrichtung von  $-40^\circ$ . Es wird nur die stabilere Outphase gezeigt, einschließlich einer Fraserfilterung. Die Outphase variiert um mehr als 20 Prozentpunkte entlang eines Profils.

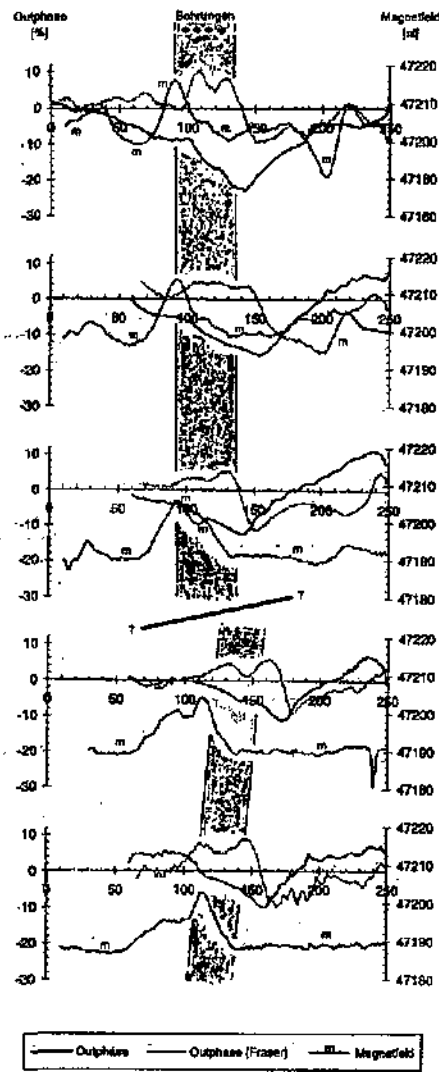


Abbildung 5.48: Outphase, Fraser-Outphase, Magnetik auf Profil 1 (modifiziert, nach Stiefelhagen *et al.*, 1994; Müller *et al.*, 1995)

Dies ist ein relativ hoher Wert für eine Anomalie, die nicht durch Erzablagerungen verursacht wird. Allerdings ist der die Anomalie verursachende Graben mehrere Meter breit, und kommt bis fast an die Erdoberfläche.

Da zum Zeitpunkt der Publikation von Müller *et al.* (1995) das im Anhang beschriebene Programmpaket noch nicht zur Verfügung stand, wurden Standardverfahren zur Interpretation verwendet. Die durchgeführte Fraserfilterung hilft somit beim Vergleich von Magnetfeld und VLF-EM Daten. Outphase, Fraser-gefilterte Outphase und Magnetfelddaten können eindeutig zwischen den parallelen Profilen korreliert werden.

In der Abbildung, zwischen 90 und 140 m, stimmen VLF-EM und Magnetik bei der Diagnose des eingezeichneten Grabens recht gut überein. Zwi-

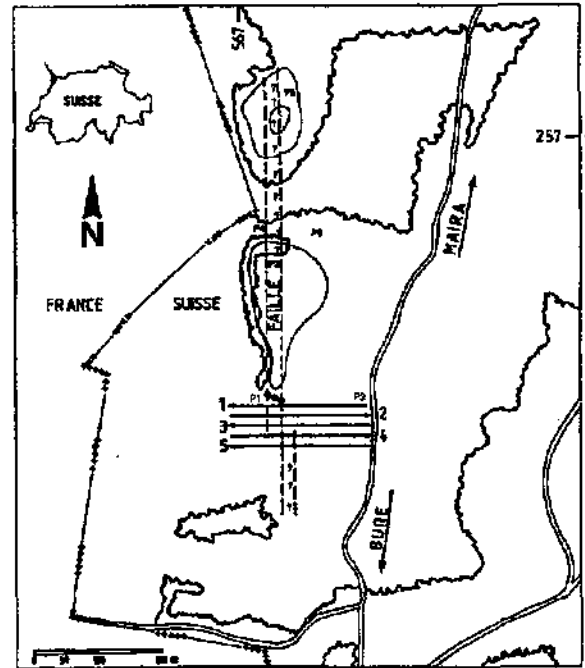


Abbildung 5.49: Lagekarte für VLF-EM Profile in Bure (Stiefelhagen *et al.*, 1994; Intchi, 1994; Müller *et al.*, 1995)

schen drittem und viertem Profil wird die Anomalie des Grabens schmaler. Außerdem erscheint sie etwas verschoben und verläuft nicht mehr exakt in Nord-Süd-Richtung, wie dies bei den ersten drei Profilen der Fall ist. Hier kann eine weitere Verwerfung vermutet werden, die den regionalen Graben schneidet. Ihre genaue Richtung kann jedoch nicht durch die gezeigten Messungen bestimmt werden. Auch am rechten Rand der Profile kann bei etwa 220 m sowohl in den VLF-EM als auch den Magnetik-Daten eine weitere, bisher unbekannte Struktur vermutet werden. Allerdings ist die Qualität der graphischen Darstellung noch nicht ausreichend, um eine abschließende Beurteilung zu erlauben. Hierfür ist eine Verbesserung der Interpretationsmöglichkeiten nötig, wie sie mit dem in dieser Arbeit entwickelten Interpretationssystem geliefert wird.

An dieser Stelle erweist sich die traditionelle Fraser-Filterung noch als vorteilhaft, allerdings ist in diesem Datensatz die Existenz der Anomalie am östlichen rechten Rand nicht durch die Rohdaten abgesichert. Es besteht das Risiko einer Fehlinterpretation von Anomalien, die alleine durch die Filterung erzeugt werden und nicht wirklich existieren.

Die gezeigten Daten stellen einen der ersten Da-

tensätze dar, die mit dem VLF-EM kontinuierlich aufgenommen wurden. Zugleich war es der erste Einsatz einer automatisch orientierten VLF-EM Antenne. Kommerziell verfügbare Software geht im allgemeinen von punktförmigen Messungen aus, mit einem bedeutend geringerem Datenaufkommen. Daher wurde die Entwicklung eines adaptierten Interpretationssystems nötig, zur Automatisierung aller Verarbeitungsschritte, von der Messung bis hin zur graphischen Darstellung. Erst mit einem solchen System können graphische Resultate erzielt werden, wie schon im vorherigen Kapitel bei den Messungen über der Grotte Milandre gesehen.

Nach der Fertigstellung des Interpretationssystems einschließlich Hardware und Software konnten die Daten auch in den nördlicher gelegenen Profilen des Sektors B15/19 sehr viel dichter aufgenommen werden. Diese neuen Messungen bestätigen tatsächlich das Vorhandensein einer weiteren Verwerfung am rechten Rand, nicht nur in den gefilterten Daten, sondern auch in den Rohdaten. Sie werden in Unterkapitel 5.5.2 ab Seite 148 gezeigt.

Auf Grund der agrarwirtschaftlichen Nutzung konnten die Profile zwei bis fünf jedoch nicht mit größerer Genauigkeit und Datendichte wiederholt werden. Außerdem sind die nördlicheren Profile sehr viel interessanter für speläologische Untersuchungen, auf Grund ihrer größeren Nähe zum vermuteten Verlauf einer möglichen Fortsetzung des Milandre Grottensystems. Weiterhin verlaufen die nördlicheren Profile auch näher zur geplanten Autobahn. Deshalb befinden sich nördlich in Sektor B15/19 auch sehr viel mehr vom Autobahnprojekt initiierte und finanzierte geologische und geophysikalische Untersuchungen und eine große Anzahl an Bohrungen.

Der gezeigte Datensatz bleibt trotzdem für Vergleiche, vor allem auch mit den Magnetikdaten, interessant. Auch wurden auf Profil 1, zwischen Punkt P1 und P2, noch viele weitere RF-EM Messungen durchgeführt, da es als Wirtschaftsweg jederzeit abgefahren werden kann. Bevor diese Daten jedoch gezeigt werden, sollen noch einige Details bezüglich der Magnetikmessungen ausgeführt werden.

### 5.5.1.2 Magnetfeldmessungen

Magnetische Messungen gehören wie VLF-EM Messungen zu den schnelleren geophysikalischen

Methoden. Deshalb erweist sich auch die Magnetik als kosteneffizient bei hydrogeologischen Untersuchungen.

Die Magnetfelder in Sektor B15/19 wurden von Müller *et al.* (1995) mit einem Scintrex ENVIMAG in Intervallen von 2 sec aufgenommen. Es wurden sowohl das magnetische Absolutfeld als auch Magnetfeldgradienten gemessen.

Magnetik und VLF basieren auf der Messung unterschiedlicher Parameter. Magnetische Messungen reagieren direkt auf eine Änderung der magnetischen Permeabilität, während VLF-Messungen neben Änderungen der magnetischen Permeabilität vor allem Änderungen der Leitfähigkeit erfassen. Schon Wright (1988) merkt deshalb an, daß zwei solche komplementären Methoden wie Magnetik und VLF, Verfälschungen auf Grund topographischer Effekte besser ausschließen können.

Kleine Magnetitbestandteile in durch Tonablagerungen verschlossenen Verwerfungen weisen eine Abweichung der magnetischen Permeabilität beziehungsweise Suszeptibilität

$$k = 1 - \mu \quad (5.1)$$

gegenüber dem unmagnetischen Kalkstein auf (Müller *et al.*, 1995). Typische Werte für die magnetische Permeabilität  $\mu$  finden sich in Tabelle 2.4 auf Seite 10 in der Einleitung zu dieser Arbeit. Da diese Werte außer für Magnetit nur wenig von 1 abweichen, ist die Verwendung der magnetischen Suszeptibilität  $k$  manchmal handlicher.

Modellierungen der Magnetikdaten weisen auf einen Graben von 16 m mit einer magnetischen Permeabilität von 3.6 hin (P.-A. Schnegg, Pers. Kommunik.).

Gräben und Verwerfungen weisen oft Variationen von Verschlußgrad und Breite auf. Diese kleinräumigen Abweichungen von der Idealform eines unendlich ausgestreckten langen Leiters machen eine alleinige VLF-EM Interpretation schwierig, wenn nicht sogar gefährlich (Müller *et al.*, 1995). Oft kann alleine durch kombinierte Anwendung mehrerer geophysikalischer Verfahren und zusätzlicher geologischer Beobachtungen, ein sinnvolles hydrogeologisches Modell erstellt werden, auf dessen Basis dann Bohrungen niedergebracht werden können (Turberg, 1994; Müller *et al.*, 1995). Das hier gezeigte Beispiel führte dies an der Kombination von VLF-EM mit magnetischen Messungen aus.

Die magnetische Anomalie des Grabens zerfällt in zwei Maxima, deren Höhe zueinander sich von Profil zu Profil langsam ändert. Solche Details

könnten durch weitere Analysen interpretiert werden. Dies war jedoch, wie bereits erwähnt, auf Grund der Bewirtschaftung des Areals, nicht möglich. Basierend auf diesen Messungen wurden erste Ergebnisse erzielt, wie im nächsten Unterkapitel erläutert.

### 5.5.1.3 Erste VLF-EM Ergebnisse

Auf Grund der Voruntersuchungen von Turberg (1994) und den zusätzlichen VLF-EM und Magoetik-Messungen wurde eine erste Interpretation versucht, mit der Forderung nach weiteren VLF-EM Messungen mit verbesserter Datendichte und Darstellung (Müller *et al.*, 1995).

Die gezeigten Daten machen deutlich, daß in Sektor B15/19 eine 2D-Modellierung nur schwierig durchzuführen ist. Nach Kaikkonen (1990) können die Werte der In- und Outphase von 3D-Modellen stark von den Werten für 2D-Modelle abweichen, wenn die Länge der Anomalie kleiner als die Skintiefe wird. Dies ist hier der Fall.

Im Grenzbereich sind die 3D-Anomalien nur kleiner als 2D-Anomalien. Für den hier gezeigten Fall führt Kaikkonen (1990) jedoch aus, daß sogar das Vorzeichenverhalten der Outphase geändert werden kann. Da zusätzlich vielleicht auch noch topographische Effekte zu berücksichtigen sind, sind Resultate einer 2D-Modellierung recht zweifelhaft.

Diese Aussagen wurden auch durch analoge Modellierungen bestätigt. Diese ausführlichen Überprüfungen mit Hilfe von Adam *et al.* (1981) sind jedoch nicht Thema dieser Arbeit.

Mit Hilfe geologischer Zusatzinformationen, wie den vorhandenen Bohrungen, kann jedoch Turberg (1994) zeigen, daß auch mit einer 2D-Modellierung noch sinnvolle Anpassungen möglich sind. Oft ähneln 3D-Anomalien den 2D-Anomalien und verursachen nur schwächere Signale (Kaikkonen, 1990). Mit Hilfe einer dichten Datenaufnahme, die durch das effiziente RF-EM Interpretationssystem recht einfach durchzuführen ist, können solche Problemstellungen daher einfacher gelöst werden.

Weiterhin ist mit dem RF-EM die Verwendung hoher Frequenzen möglich, deren Eindringtiefe kleiner ist, so daß das Verhältnis von Länge des 3D-Körpers zur Skintiefe größer wird. Kaikkonen (1990) zeigt exemplarisch, daß für Fälle, in denen diese Länge groß gegen die Eindringtiefe ist, die 3D-Modellierung durch eine einfachere 2D-

Modellierung ersetzt werden kann. Dies ist wichtig für hydrogeologische Untersuchungen, da langwierige 3D-Modellierungen weit über den Zeitrahmen hinausgehen, der im allgemeinen dem geophysikalischen Teil einer solchen Untersuchung zugestanden wird.

Das nächste Unterkapitel soll zeigen, wie durch eine Erhöhung der Datendichte und eine Anpassung der Interpretationssoftware sehr viel einfacher und schneller eine Basis für weitere Interpretationen mit zusätzlichen Methoden gewonnen werden kann.

### 5.5.2 VLF-EM Kartierung

Basierend auf den Erkenntnissen des vorherigen Unterkapitels wurden in Sektor B15/19 systematische Untersuchungen durchgeführt, mit Profilen in Abständen von 5 m und durch Variation der Frequenzen zwischen VLF und LF.

Einige der Daten für zwei VLF-EM Kartierungen sollen nun gezeigt werden, auch um den Unterschied der Darstellungsqualität zu Standardpräsentationen wie in Abbildung 5.48 auf Seite 146, herauszustellen.

Abbildungen 5.50 und 5.51 zeigen den Verlauf

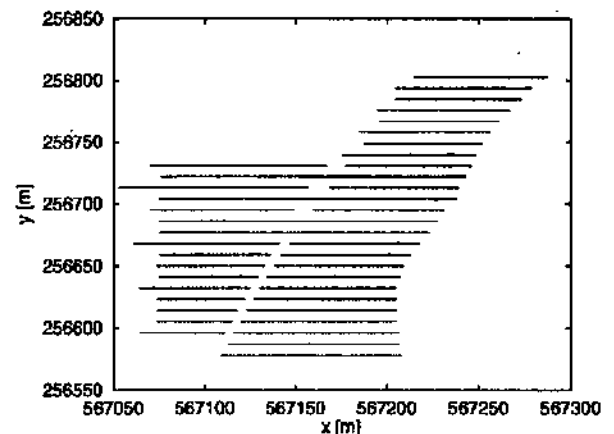


Abbildung 5.50: VLF-EM Profile für 16.0 kHz in Sektor B15/19

der einzelnen Profile für 16.0 kHz und 23.4 kHz. Der Maßstab beider Abbildungen wurde gleich gewählt, um einfachere Vergleiche zu ermöglichen. Die Meßpunkte erscheinen auf Grund der Meßdichte als durchgehende Linien. Wegen eines Zaunes mußte die Meßkampagne in zwei Schritten durchgeführt werden. An den entsprechenden Stellen fehlen für einige Meter Daten. In den Abbildungen der Daten ist dieser Zaun mit eingezeichnet,

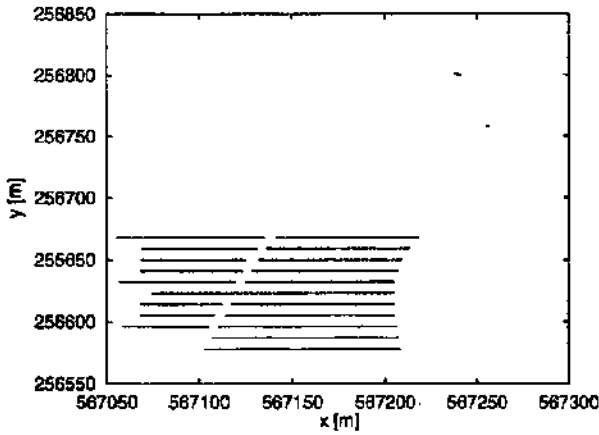


Abbildung 5.51: VLF-EM Profile für 23.4 kHz in Sektor B15/19

um zwischen künstlichen und geologischen Anomalien differenzieren zu können. Der übrige Verlauf der Profile wurde hauptsächlich von den Bedürfnissen der landwirtschaftlichen Nutzung bestimmt, das heißt es wurde möglichst kein kultiviertes Terrain passiert.

Tabelle 5.5 listet einige Details der gezeigten Da-

Frequenz [kHz]	16.0	23.4
Senderrichtung	-40°	8°
Anzahl Profile	26	11
Profilrichtung	x	x
Profilabstand [m]	9	9
Laterale Auflösung [cm]	25	20
Profillänge [m]	≈ 100	≈ 100
$x_{\min}$ [m]	567'053	567'055
$x_{\max}$ [m]	567'287	567'218
$y_{\min}$ [m]	256'578	256'578
$y_{\max}$ [m]	256'803	256'668
Gesamtprofillänge [m]	≈ 2600	≈ 1000
Anzahl Datenpunkte	10'806	5'075
Meßzeit [min]	≈ 45	≈ 21
$I_{\min}$ [%]	-34.3	-58.1
$I_{\max}$ [%]	30.4	54.7
$O_{\min}$ [%]	-17.0	-17.9
$O_{\max}$ [%]	32.9	43.5

Tabelle 5.5: VLF-EM Kartographierungen mit automatischer Antenne in Sektor B15/19

tensätze für Sektor B15/19 auf. Die angegebene Auflösung ist nur ungefähr, da die Fahrzeuggeschwindigkeit von Profil zu Profil variieren kann. Insbesondere Hin- und Rückweg können in hügeligem Terrain unterschiedlich schnell abgefahren worden sein. Die ungefähre Meßzeit wird für ei-

ne Geschwindigkeit von 10 km/h und einer Datenloggeraufnahme rate von 4 Hz angegeben. Zusätzliche Zeit ist für das Wenden und Anrichten des Fahrzeugs einzukalkulieren. Die VLF-EM Messung konnten damit etwa fünf- bis zehnmal schneller als die Magnetik-Messungen durchgeführt werden. Die reine Meßzeit für beide VLF-Datensätze zusammen betrug etwa eine Stunde. Den größten Aufwand stellte die genaue Vermessung der Anfangs- und Endpunkte der Meßprofile dar. Hierfür bräuchten zwei Mann mehrere Stunden.

Leider wird die Genauigkeit von GPS-Messungen aus militärischen und politischen Gründen absichtlich verfälscht, so daß nur eine Genauigkeit von mehreren Metern erreicht werden kann. Dies ist nicht ausreichend für Profile im Abstand von einigen Metern. Zukünftige Entwicklungen auf dem Gebiet der GPS-Geräte lassen hier auf Abhilfe hoffen. Bei größeren Profilabständen lohnt sich bereits heute der Einsatz von GPS, so daß die Koordinaten ohne Aufwand direkt während der Messungen schon zur Verfügung stehen.

Die Interpolation der 3D-Datensätze ist linear. Andere Interpolationsverfahren ergeben bei der Dichte der Daten jedoch nachweislich keine anderen Ergebnisse. Somit wird das Kriterium nach Wright (1988) zu Beurteilung ausreichend dicht aufgenommener Daten erfüllt. Dies wird durch die hohe laterale Auflösung von 25 cm oder besser erreicht. Bei einer VGA-Bildschirmauflösung von 640 Punkten entspricht der Bildschirmpixelabstand dem Meßpunktabstand. Letztendlich wird somit gar nicht mehr interpoliert, sondern es findet eine Datenreduktion auf die geringere Auflösung des Bildschirms statt.

Unglücklicherweise fiel der Sender 23.4 kHz nach 11 Profilen aus, so daß das mit diesem Sender vermessene Areal kleiner ist als das für den Sender 16.0 kHz. Innerhalb von vier Jahren erlaubte die landwirtschaftliche Nutzung durch verschiedene Bauern und damit der Anbau verschiedener Kulturen für die Teilgebiete des gezeigten Areals, nur an einigen wenigen Tagen zu messen. Die Brachezeit zwischen den einzelnen Fruchtfolgen wurde von den Landwirten immer sehr kurz gehalten. Somit konnten die Messungen nicht ausgeweitet werden. Insbesondere konnte das Areal seit Existenz des LF nicht mehr befahren werden.

Die Anomalie des Grabens ist vergleichbar zur Anomalie des gleichen Grabens im bereits gezeigten Unterkapitel über die Grotten suche, das heißt,

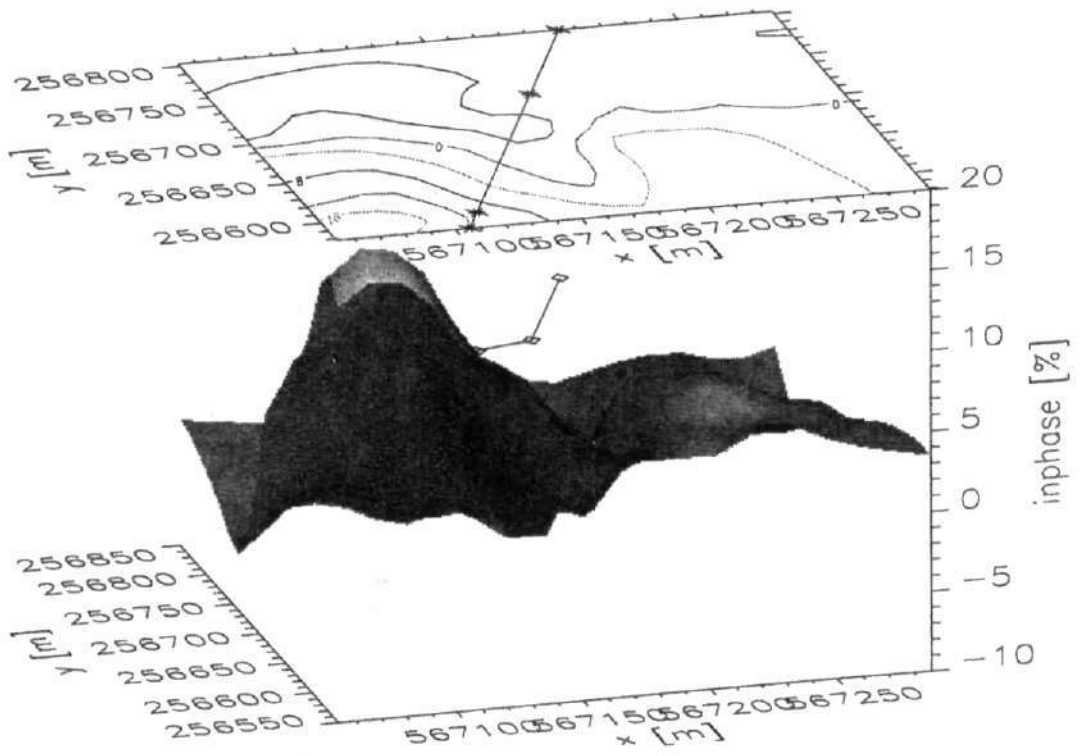


Abbildung 5.52: Inphase für 16.0 kHz in Sektor B15/19

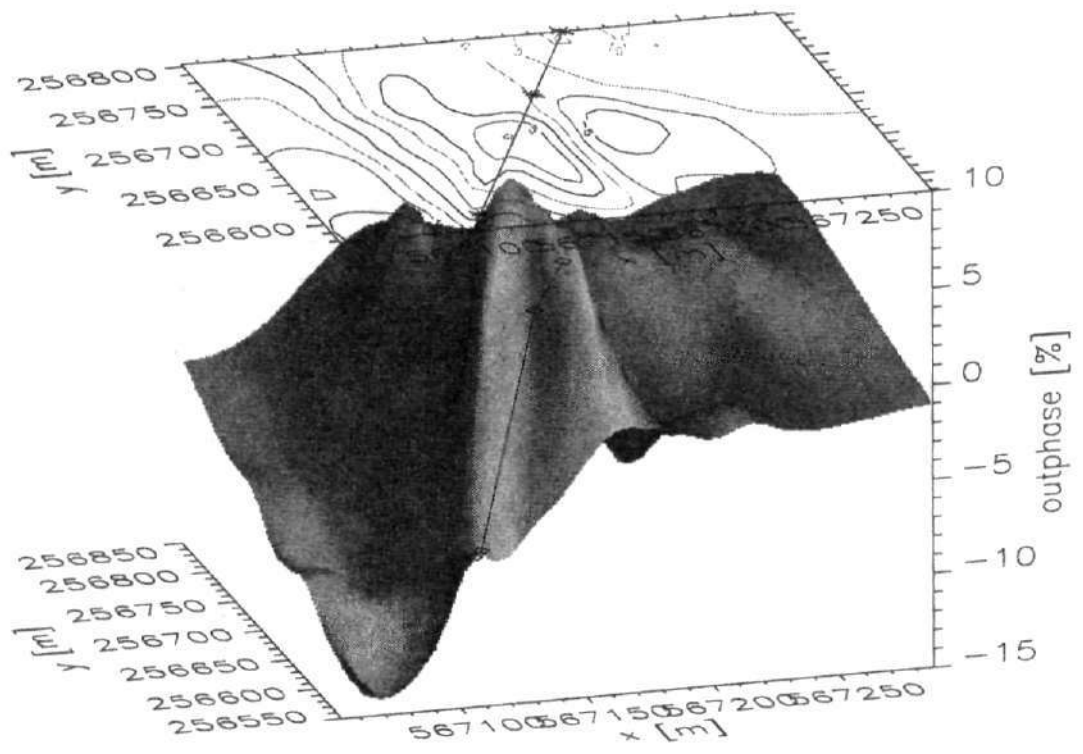


Abbildung 5.53: Outphase für 16.0 kHz in Sektor B15/19

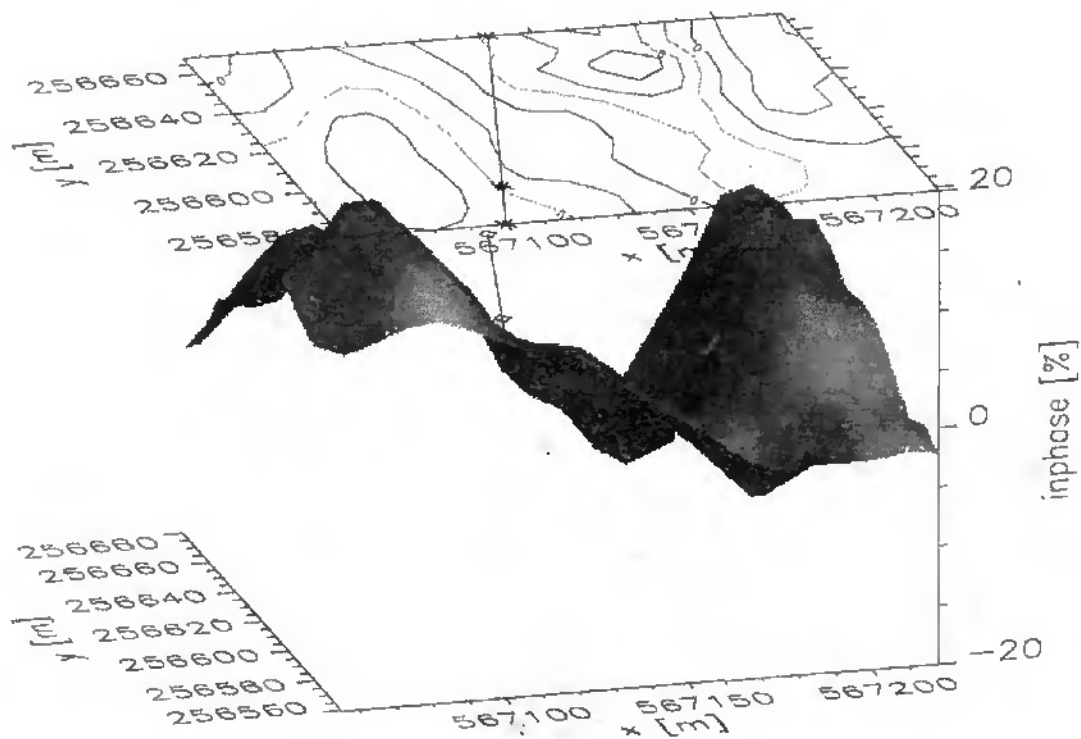


Abbildung 5.54: Inphase für 23.4 kHz in Sektor B15/19

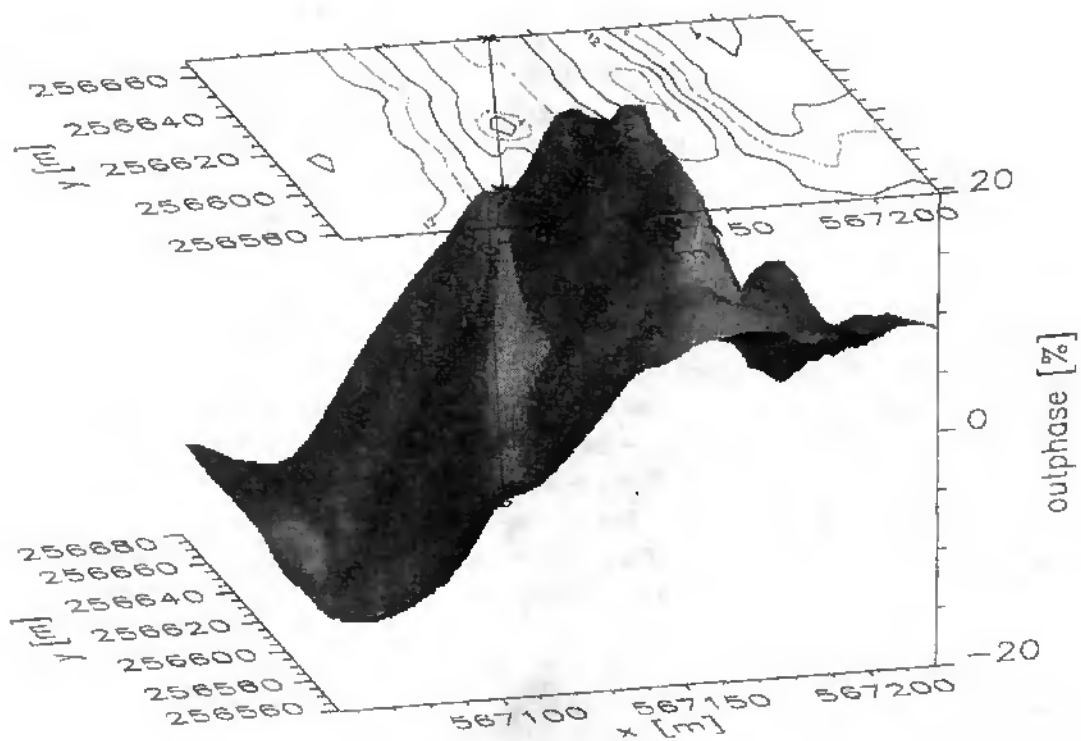


Abbildung 5.55: Outphase für 23.4 kHz in Sektor B15/19

Abbildungen 5.52 bis 5.55 der VLF-Messungen in Sektor B15/19 entsprechen den Abbildungen 5.44 und 5.45 der LF-Messungen in Sektor B17 auf Seite 142. Das größere Areal wird von den Messungen mit dem Sender 16.0 kHz aus Richtung  $-40^\circ$ , also Abbildungen 5.52 und 5.53 abgedeckt. Allerdings liegt der Sender 23.4 kHz mit  $8^\circ$  sehr viel besser in der Richtung des Nord-Süd-Grabens. Da die VLF-EM Daten mit Hilfe des Chouteau-Filters noch in Widerstände transformiert werden sollen, sind die Daten von Abbildungen 5.54 und 5.55 sehr viel besser zu verwenden, da hier die Amplitude nicht durch eine Abweichung von der  $E_{\text{pol}}$ -Konfiguration verfälscht wird.

Die Frequenz 16.0 kHz ergibt für die Nordost-Südwest-Verwerfung eine  $E_{\text{pol}}$ -Konfiguration und für den Nord-Süd-Graben eine Mischkonfiguration, so daß die Nordost-Südwest-Verwerfung im Verhältnis zum Graben in den RF-EM Amplituden zu stark erscheint. Vergleicht man die Inphase und Outphase für 16.0 kHz und 23.4 kHz, so bestätigt sich dies. So erscheint die Nordost-Südwest-Verwerfung in den Daten für 16.0 kHz sehr viel stärker, als für 23.4 kHz.

Allerdings muß bei der Darstellung der Daten für 16.0 kHz bei der Interpretation sehr aufgepaßt werden. Die Darstellung in der linken oberen Ecke ist nur extrapoliert und kann daher stark von den wirklichen Werten abweichen. Da der komplette Datensatz für 16.0 kHz nicht in einem Rechteck aufgenommen wurde, werden die Lücken bei der graphischen Darstellung extrapoliert. Dies kann an den extrapolierten Stellen nicht vorhandene Strukturen vortäuschen. Für 23.4 kHz ist die Form des Meßareals fast rechteckig, so daß das beschriebene Problem nicht auftritt.

In allen Konturplots und zusätzlich in den plastischen Darstellungen ist der Zaun mit eingezeichnet, um die durch ihn verursachte Anomalie zu identifizieren. Diese Anomalie liegt ziemlich genau an der Stelle des Zauns. Kleinere Abweichungen treten dadurch auf, daß das Fahrzeug mit der automatischen Antenne nicht bis ganz an den Zaun herangefahren wurde.

Die Abbildungen 5.56 und 5.57 stellen Fraser-Filterungen der Inphase und Outphase für 23.4 kHz dar. Der Abstand zweier Punkte für den Fraser-Filter beträgt etwa 9 m. Hier zeigt sich, daß auf Grund der verbesserten graphischen Darstellung und der Erhöhung der Datendichte die Filterung keine Vorteile gegenüber den Originaldaten zeigt,

wie dies noch in Abbildung 5.48 auf Seite 146 der Fall war.

Beim Vergleich der RMT-Messungen in Abbildung 5.26 auf Seite 127 mit den RF-EM Messungen sind einige weitere Besonderheiten zu beachten. Die RMT-Messungen von Turberg (1994) wurden für etwa 65 kHz durchgeführt, die RF-EM Messungen hingegen für 16.0 kHz und 23.4 kHz. Aus den Untersuchungen von Turberg (1994) kann jedoch vermutet werden, daß in den ersten 60 m nur geringe Widerstandsvariationen zu erwarten sind, da die gut leitenden Mergel tiefer liegen, und die Deckschicht nur sehr dünn ist.

Leider bestand seit Fertigstellung des LF-Gerätes keine Möglichkeit mehr, den Sektor B15/19 in langen Profilen zu durchqueren. Die Grundstücksparzellierung dieses Sektors ist zu fein und die Fruchtfolge zu dicht, so daß lange Profile über alle Grundstücksgrenzen nur sehr selten durchzuführen sind.

Der nächste Unterschied zwischen den Messungen mit den beiden verschiedenen Methoden ist, daß das RMT mit West-Ost-Sendern und das VLF-EM mit Nord-Süd-Sendern eingesetzt wurde. Das RF-EM benötigt diese  $E_{\text{pol}}$ -Konfiguration um eine Anregung zu erhalten. Das RMT kann jedoch in beiden Moden betrieben werden. Allerdings werden in diesem 2D-Fall die Resultate für  $E_{\text{pol}}$  und  $H_{\text{pol}}$  voneinander abweichen.

Ein weiteres Problem ist die Tatsache, daß die RMT-Stationen relativ weit auseinander liegen, so daß ein exakter Vergleich noch weiter erschwert wird. Trotzdem sind die Übereinstimmungen überraschend gut. Nicht nur der Nord-Süd-Graben wird sehr deutlich erkannt, sondern auch der Verlauf der Nordwest-Südost-Verwerfung stimmt sehr gut mit den Strukturen in den scheinbaren RMT-Widerständen von Abbildung 5.26 auf Seite 127 überein. Besonders die Konturplots der Outphase ergeben ähnliche Resultate wie die scheinbaren RMT-Widerstände. Zukünftige Messungen mit dem RF-EM 2 lassen auch für die Inphase noch eine Verbesserung der Datenqualität erhoffen.

Alleine die VLF-EM Rohdaten ohne irgendwelche manipulierenden Filter lassen also auf ähnliche Strukturen wie die RMT-Messungen schließen, obwohl es sich um unterschiedliche gemessene Parameter handelt. Auf Grund des Geschwindigkeits-Auflösungs-Vorsprungs von drei Größenordnungen ist die RF-EM Methode damit sehr viel kosteneffektiver als die bereits ohnehin kosteneffektive RMT-Methode.

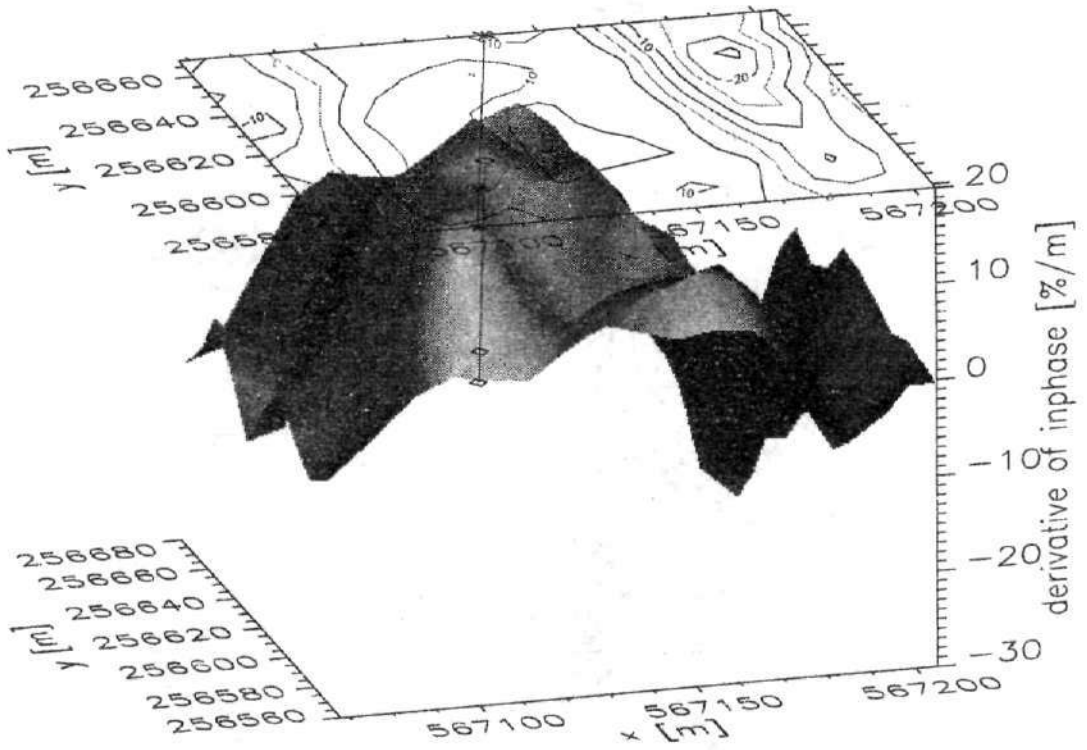


Abbildung 5.56: Fraser-Inphase für 23.4 kHz in Sektor B15/19

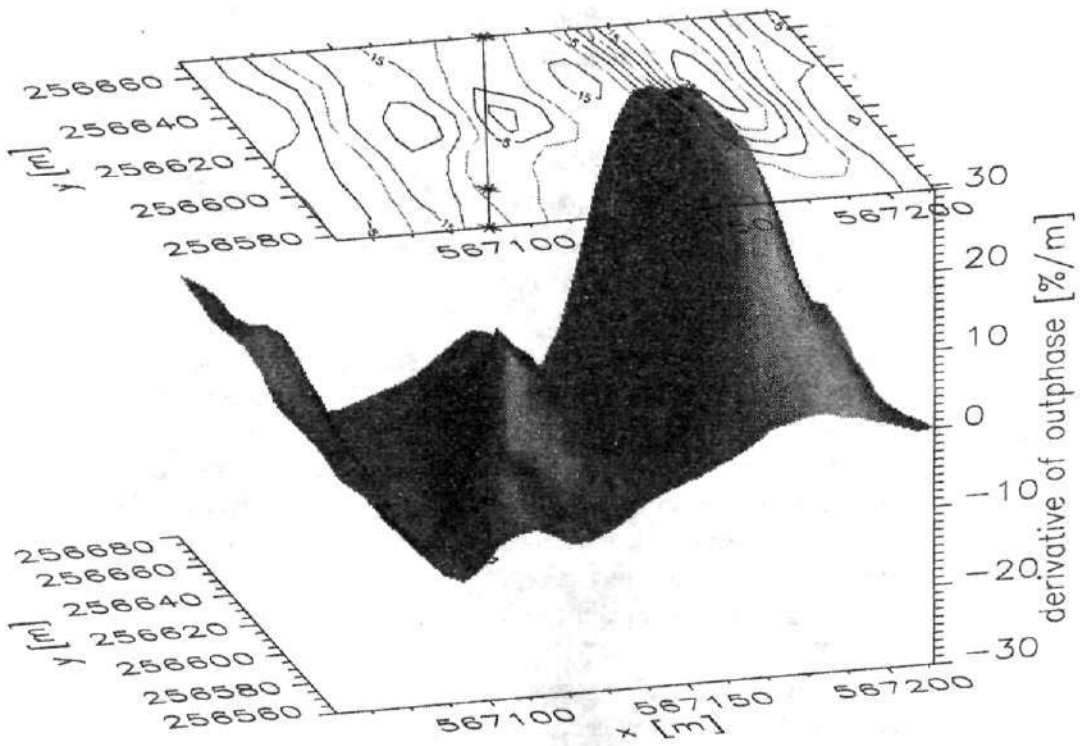


Abbildung 5.57: Fraser-Outphase für 23.4 kHz in Sektor B15/19

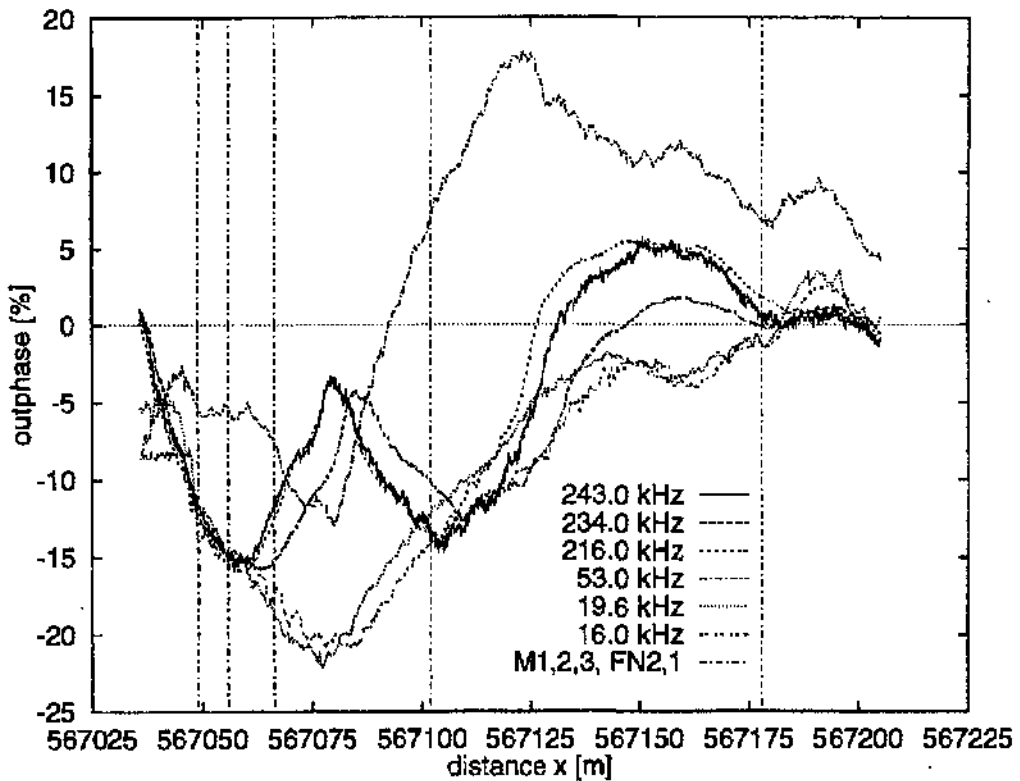


Abbildung 5.58: VLF- und LF-Outphase auf Profil 1 in Sektor B15/19

Beim Vergleich beider Methoden wurden Daten verschiedener Frequenzbereiche herangezogen. Im nächsten Unterkapitel soll daher gezeigt werden, in welchem Umfang eine Variation der Ergebnisse in Abhängigkeit von der Frequenz zu erwarten ist.

### 5.5.3 RF-EM Profilierung

Für einen Vergleich von VLF-EM und LF-EM Daten wurde Profil 1 in Sektor B15/19 ausgewählt, da es als Wirtschaftsweg das einzige interessante Profil ist, das fast jederzeit befahren werden kann.

Von den etwa 60 vermessenen Frequenzen wurden einige ausgewählt, bei denen die Senderrichtung möglichst Nord-Süd ist. Außerdem ist der Bereich von VLF bis LF abgedeckt. Schlechte Sender wurden weggelassen, insbesondere zwischen 53 kHz und 216 kHz wurden deshalb keine Sender ausgewählt. Leider war am Tag des hier gezeigten Versuchs der Sender 23.4 kHz nicht aktiv, stattdessen wurde neben 16.0 kHz auch 19.6 kHz mit aufgenommen. Zusätzlich zu den hier gezeigten Frequenzen können jedoch auch die Daten des vorherigen Unterkapitels für Vergleiche herangezogen werden. Die Sender für die höheren Frequenzen ab 53 kHz weichen alle weniger als 20° von der exakten Nord-Süd-Richtung ab. Details finden sich auch

in Tabelle 5.6.

Frequenz [kHz]	Richtung	Vorzeichen
16.0	-40°	+
19.6	-50°	+
53.0	5°	+
216.0	-3°	-
234.0	-16°	-
243.0	10°	-

Tabelle 5.6: VLF- und LF-Sender für Messungen mit RF-EM 1 auf Profil 1 in Sektor B15/19

Alle Kurven sind so gedreht worden, daß sich gleiches Vorzeichenverhalten ergibt. Die gedrehten Kurven sind in der Tabelle mit '-' bezeichnet. Da die wahre Richtung dieser Sender unbekannt ist, kann das Vorzeichen an dieser Stelle nicht interpretiert werden, bevor die Senderposition bestimmt worden ist.

Abbildung 5.58 zeigt die Ergebnisse für die Outphase. Auf Grund von Regen schwankte die Antenne, so daß die Inphase qualitativ schlechter ist und nicht gezeigt wird. Neben den Outphasen sind auch die Bohrungen M1,2,3 und FN2,1, von links nach rechts, durch vertikale Linien mit eingezeichnet.

Es fällt auf, daß die Outphase für 53 kHz recht gut mit den Outphasen für VLF übereinstimmen.

Sie ist nur etwas zu positiven Werten verschoben. Für die hohen LF-Outphasen zerfällt das Minimum jedoch in zwei Spitzen. Dies kann entweder an der höheren Auflösung liegen, oder am Effekt der Deckschicht. Einige Modellierungen hierzu lassen beide Möglichkeiten offen. Bei der hohen Anzahl lokaler Strukturen kann hier nicht eindeutig auf ein Modell geschlossen werden. Messungen von P. Turberg (Pers. Kommunik.) für 162 kHz zeigen jedoch keinen Unterschied der Strukturen gegenüber den Messungen für 65 kHz. Wichtiger ist jedoch, daß die Daten für 53 kHz mit den VLF-Ergebnissen übereinstimmen, so daß die Verwendung der scheinbaren RMT-Widerstände für 65 kHz bei der RF-EM Widerstandsfilterung im nächsten Unterkapitel gerechtfertigt scheint.

In Bure ist die Deckschicht nur sehr geringmächtig und die Strukturen sind nur sehr kleinräumig. Für eine umfassendere Untersuchung der Unterschiede zwischen VLF und LF sollte daher ein einfacher strukturiertes Terrain mit einer ausreichend mächtigen Deckschicht ausgesucht werden. Für Sektor B15/17 belegen auch die VLF- und LF-Messungen, daß die vorherrschenden vertikalen geologischen Strukturen nur eine geringmächtige Überdeckung besitzen.

Gegen Ende dieser Arbeit wurde das RF-EM 2 fertiggestellt und die Messungen auf Profil 1 zur Qualitätsüberprüfung wiederholt. Die sehr guten Resultate sollen nicht vorenthalten werden.

### 5.5.3.1 Vergleich mit neuem RF-EM 2

Die eben beschriebenen Messungen wurden mit dem neuen RF-EM 2 wiederholt. Während die Inphase beim RF-EM 1 im vorherigen Unterkapitel nicht ausreichend stabil war, um qualitativ hochwertig interpretiert zu werden, gelingt dies sehr viel einfacher mit dem neuen RF-EM 2. Aber mit dem neuen RF-EM 2 können auch noch zusätzliche Parameter gemessen werden.

Um einen Ausblick auf zukünftige Möglichkeiten zu geben, werden daher auch diese Resultate noch gezeigt. Die gleichzeitige Verwendung von In- und Outphase gibt im vorliegenden Fall sogar neue geologische Erkenntnisse gegenüber den eben gezeigten Messungen mit dem RF-EM 1.

Heftige Regenfälle, Wind und Gewitter zwangen dazu, diese Messungen etwas beschleunigt durchzuführen. Gleichzeitig wurden die Daten nur mit 1 Hz gesampled, um drei Parameter aufnehmen zu

können. Somit liegt die resultierende Auflösung nur bei etwa 50 bis 70 cm, während sie für die vorhin gezeigten Daten bei 10 bis 20 cm lag. Auf Grund der geringeren Anzahl an Meßpunkten können diese noch mit in die Graphiken eingezeichnet werden. Abbildungen 5.59 bis 5.64 zeigen die Ergebnisse. Die Bohrungen Mill,2,3 und FN2,1 sind wiederum mit eingezeichnet. Für die hohen Frequenzen wurden wieder nur maximale Abweichungen von höchstens 20° zugelassen. Die exakten Richtungen werden in Tabelle 5.7 aufgelistet. Lei-

Frequenz [kHz]	Richtung
16.0	-40°
53.0	5°
81.0	-44°
183.0	-8°
216.0	-3°
234.0	-16°

Tabelle 5.7: RF-EM Sender für Messungen mit RF-EM 2 auf Profil 1 in Sektor B15/19

der arbeitete der Sender 23.4 kHz mit Richtung 8° auch diesmal nicht, so daß wiederum 16.0 kHz mit -40° verwendet wurde. Dieser Sender ergibt in der Schweiz im allgemeinen auch in solchen, ungünstigeren Konfigurationen immer noch interpretierbare Resultate.

Es werden nicht nur Inphase und Outphase in Abbildung 5.59 und 5.60 gezeigt, sondern in Abbildung 5.61 auch die zum Primärfeld  $H_y$  proportionale Referenz. Da die Referenz nicht kalibriert wurde, ist ihre Einheit willkürlich.

Nach der technisch bedingten Vorzeichenkonvention des RF-EM 2 muß vor der Messung bedarfsweise die Inphase des elektrischen Feldes auf positive Polarität umgeschaltet werden. Nach den Testmessungen auf Profil 1 hat sich jedoch herausgestellt, daß diese Vorzeichenkonvention umgekehrt zu den Konventionen der bisher in Neuchâtel verwendeten Geräte ist. Daher wurden Inphase und Outphase in den folgenden Graphiken gedreht, um vergleichbar zu den bisher gezeigten Daten zu bleiben. Die restlichen gemessenen Parameter wurden jedoch nicht gedreht. Für die Zukunft ist zu überlegen und zu testen, ob das Vorzeichen für die elektrische Inphase nicht besser als negativ zu wählen ist. Die Ergebnisse werden jedoch nicht von solchen Vorzeichenkonventionen beeinflusst, solange diese korrekt dokumentiert und in den verwendeten Algorithmen, wie der Chouteau-Filterung, richtig be-

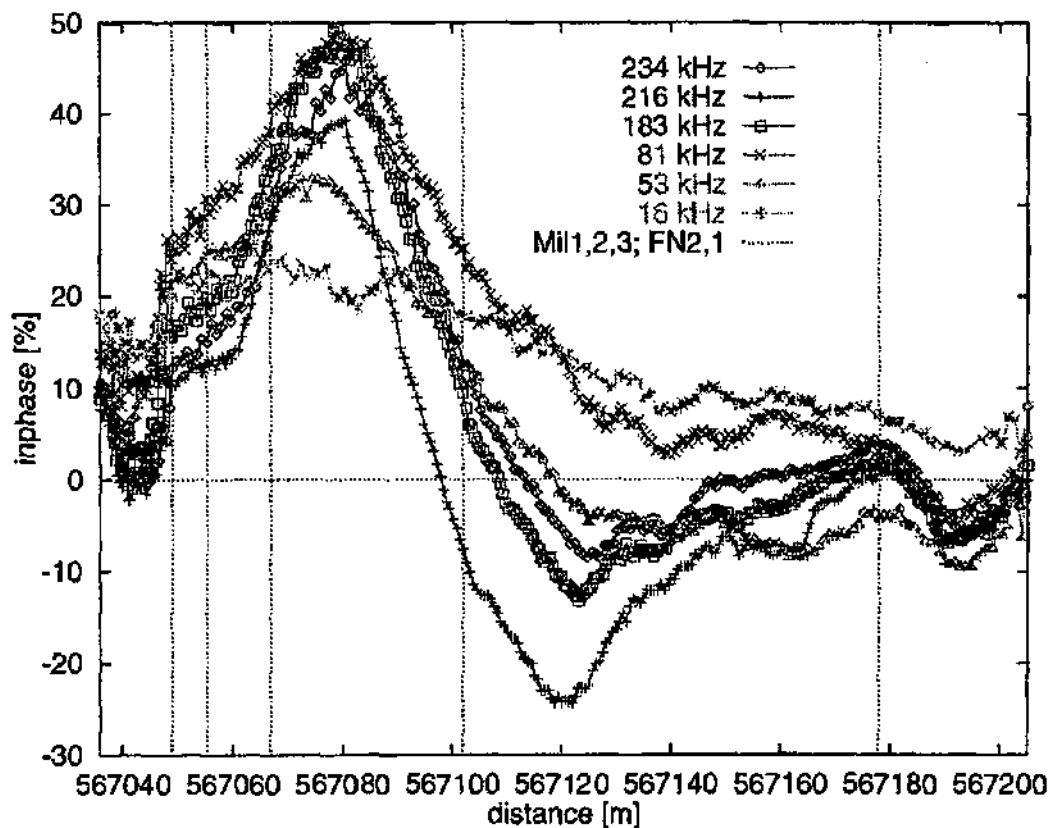


Abbildung 5.59: Inphase für RF-EM 2 auf Profil 1 in Sektor B15/19

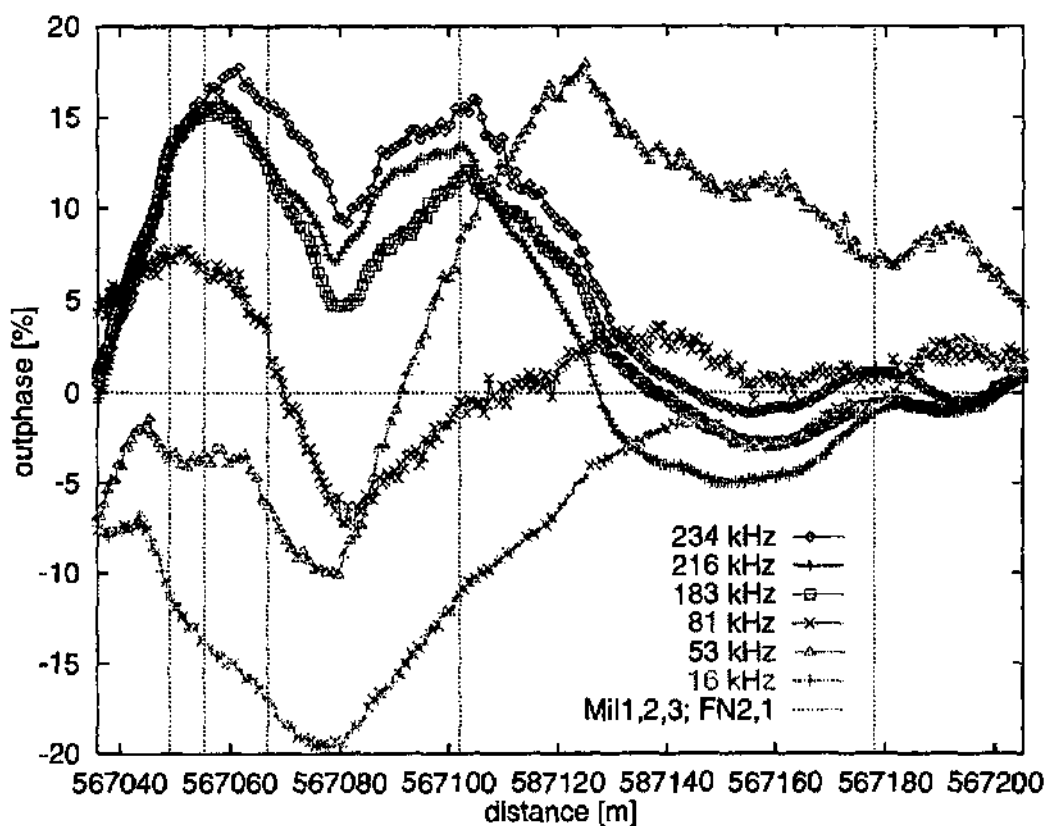


Abbildung 5.60: Outphase für RF-EM 2 auf Profil 1 in Sektor B15/19

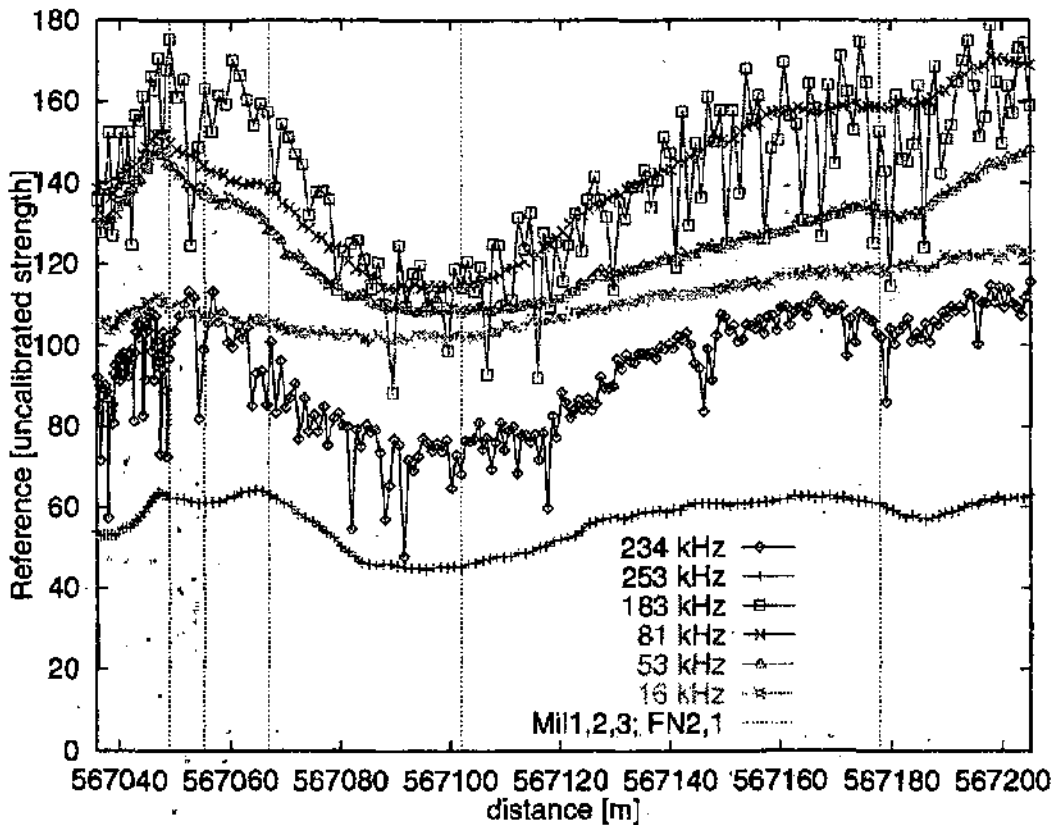


Abbildung 5.61: Referenz ( $H_y$ , unkalibriert) für RF-EM 2 auf Profil 1 in Sektor B15/19

rücksichtigt werden.

Die Qualität der Daten für Inphase und Outphase ist hervorragend. Trotz schwieriger Aufnahmebedingungen, mit einem im Matsch schlingermenden Fahrzeug, sind nun auch die Resultate für die Inphase sehr stabil. Die Inphase ist über alle Frequenzen etwa konstant. Alleine die Inphase für 16.0 kHz weicht etwas ab. Dies ist jedoch nicht verwunderlich, da der zugehörige Sender nicht genau in Nord-Süd-Richtung liegt, wie die anderen Sendern. Allerdings ist das Ergebnis für den Sender 81.0 kHz recht gut, obwohl dessen Senderrichtung in der gleichen Weise abweicht.

Die Outphase ist für 16.0 bis 81.0 kHz fast genau entgegengesetzt zur Inphase. Für die hohen Frequenzen ab 183.0 kHz bleibt das lokale Minimum an der gleichen Stelle, verschiebt sich aber zusammen mit den beiden umgebenden Maxima nach oben, in den positiven Bereich. In der rechten östlichen Hälfte des Profils fallen die Kurven für alle Frequenzen auf etwa Null.

Da für das RF-EM 2 die Kurven mit Hilfe der Inphase eindeutig ausgerichtet werden konnten, stellt sich heraus, daß die Outphase nicht umgedreht wird, wie noch im vorherigen Unterkapitel vermutet, sondern das Niveau für die hohen Frequenzen

nur angehoben wird, und es deshalb zu einem Vorzeichenwechsel kommt. Da der Übergang gleitend ist und die Inphase fast stabil, kann vermutet werden, daß sich innerhalb der Eindringtiefen der verwendeten Frequenzen die geologischen Strukturen nicht verändern, die Deckschicht also sehr dünn ist, und der Graben mindestens bis zum Oxfordmergel in mehr als 50 m Tiefe reicht. Durch die gleichzeitige Verwendung von Inphase und Outphase kann die geologische Interpretation also sehr viel besser abgesichert werden.

Die Messungen zeigen, daß die Deckschicht zwar dünn sein mag, sie aber nicht ganz fehlt. Bei Variationen der Modellparameter von Turberg (1994) zeigt sich, daß die Deckschicht in Sektor B15/19 ungefähr eine Mächtigkeit von drei bis fünf Metern haben muß. Dieses Resultat stimmt mit den Bohrungen und den Ergebnissen von Turberg (1994) überein, wie auch beim Vergleich mit Tabelle 5.2 auf Seite 123 ersichtlich wird.

Obwohl die Referenz in Abbildung 5.61 für die Frequenzen 183.0 und 234.0 kHz zeitlich schwankt, sind die Ergebnisse für die Inphase und Outphase nicht weniger gut als für die anderen Frequenzen. Weder der Einfluß des Unwetters, noch der eingestellte Verstärkungsgrad können

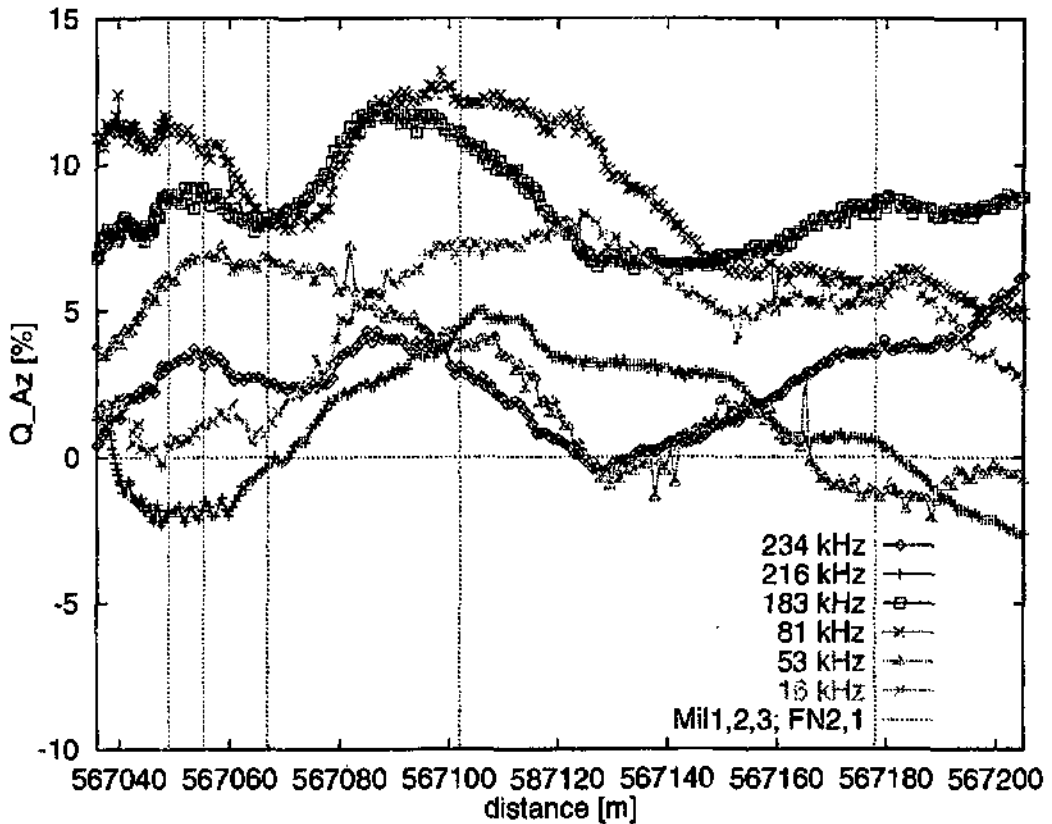


Abbildung 5.62: Azimutale Quadratur ( $Q_{Az}$ ) für RF-EM 2 auf Profil 1 in Sektor B15/19

mit der Qualität der Daten korreliert werden. Die Schwankungen der schlechtesten Referenz sehen aus wie die typischen Schwankungen der Inphase des RF-EM 1 bei zu schnellem Fahren. Daten solcher Qualität wurden in dieser Arbeit normalerweise ignoriert, wie im vorherigen Unterkapitel die Inphase. Beim RF-EM 2 besteht selbst bei schnellem Fahren auch für die Inphase, genau wie für die Outphase, kein Problem mehr bezüglich Pendelns der Antenne.

Ein weiterer gemessener Parameter ist  $Q_{Az}$ , die Quadratur des azimutalen Magnetfeldes, das heißt die Outphase von  $H_x$  in Relation zu  $H_y$ . Sie ist in Abbildung 5.62 zu sehen. Es handelt sich also um das horizontale Magnetfeld der Spule, die orthogonal zur Primärfeldspule ist. Es ergibt sich, daß die Outphase dieses Feldes etwa 10 % des Primärfeldes beträgt. Eine Inphase gibt es nicht, da die Inphase des horizontalen Feldes auf Grund der technischen Konstruktion gleich der Inphase der horizontalen Hauptspule ist. Insofern ist diese zusätzliche Outphase  $Q_{Az}$  ein Maß für die Abweichung der Näherung, daß das horizontale Magnetfeld  $H_y$ , beziehungsweise das Referenzsignal in Richtung des Sender liegt.

Im Gegensatz zu metallischen Leitern, die in Un-

terkapitel 3.10.3 auf Seite 50 mit den erweiterten Möglichkeiten des RF-EM 2 untersucht wurden, sind die auf Profil 1 beobachteten geologisch verursachten Anomalien breiter und flacher. Daten benachbarter Frequenzen besitzen einen ähnlichen Kurvenverlauf, allerdings ist eine Korrelation mit den geologischen Strukturen und damit die Interpretation der azimutalen Quadratur noch schwierig.

Außer den bereits gezeigten Daten wurde auch das vertikale elektrische Feld gemessen. Es wird als Inphase  $E_{inphase}$  in Abbildung 5.63 und als Outphase  $E_{outphase}$  in Abbildung 5.64, jeweils im Verhältnis zum magnetischen Primärfeld ausgegeben, mit einer zusätzlichen Skalierung, damit die Größenordnung vergleichbar zu den anderen gemessenen elektromagnetischen Größen wird.

Die Variationen von Inphase und Outphase des vertikalen elektrischen Feldes zeigen nach Passieren des Grabens ein Maximum, in dem sich die Felder sogar verdoppeln. Sie markieren den rechten, östlichen Rand des Grabens. Nach Westen ist das Profil jedoch zu kurz, um eine entsprechende Aussage machen zu können. Eine Korrelation zwischen Topographie und elektrischem Feld ist nicht erkennbar. Die elektrische Outphase für 53.0 kHz und 81.0 kHz ist etwas verrauschter. Gleichzeitig

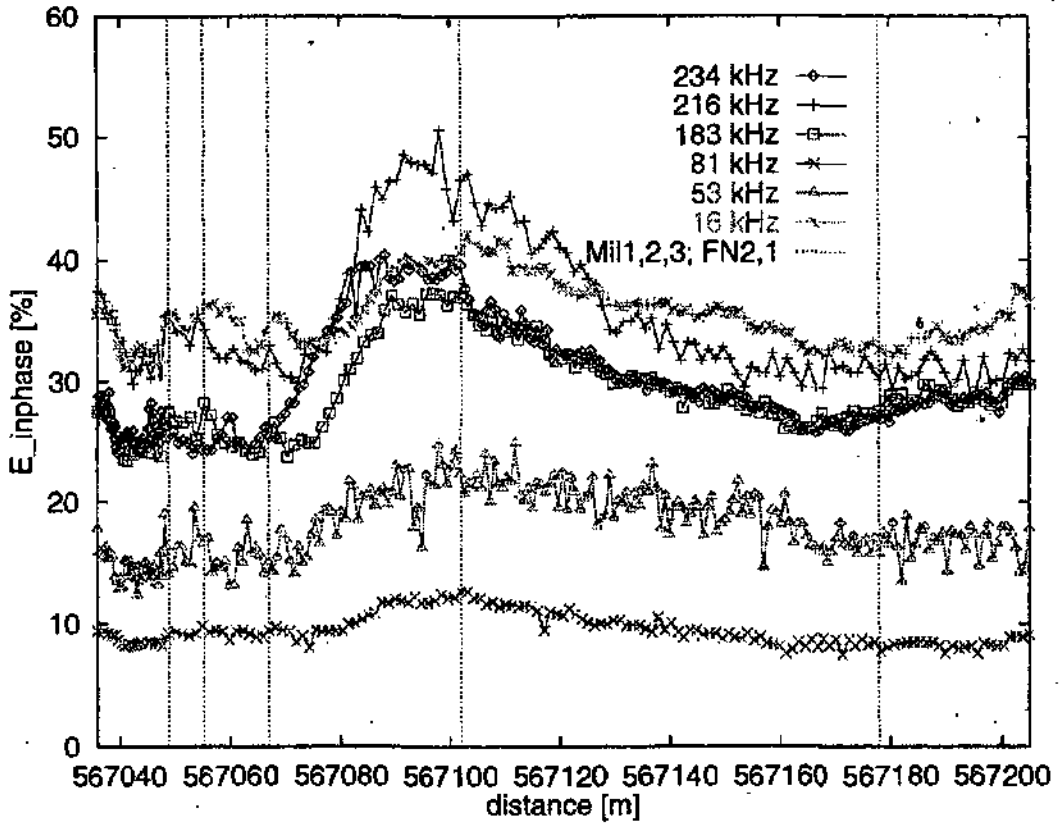


Abbildung 5.63:  $E_{inphase}$  für RF-EM 2 auf Profil 1 in Sektor B15/19

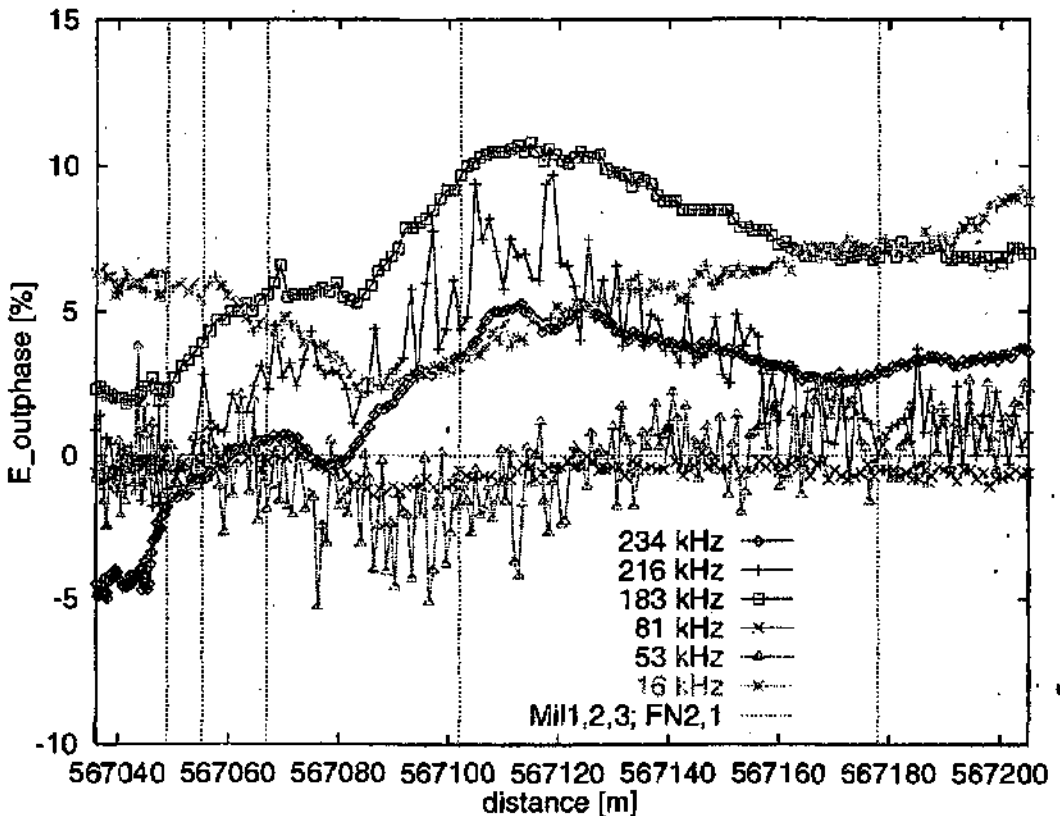


Abbildung 5.64:  $E_{outphase}$  für RF-EM 2 auf Profil 1 in Sektor B15/19

waren am Meßort Gewitterblitze wahrzunehmen. Die gleichzeitig gemessenen elektrischen Inphasen zeigen jedoch kaum eine Beeinflussung.

Die Resultate sind sehr bemerkenswert. Sie wurden mit einem einfachen vertikal gespannten Draht als Antenne durchgeführt. Eine zukünftige Nutzung des elektrischen Feldes mit Hilfe verbesserter elektrischer Antennen ist also vorstellbar. Zu lösende Probleme sind dabei die Empfindlichkeit des elektrischen Feldes gegenüber Beeinflussungen durch das Transportfahrzeug, Bäumen, Gebäuden und anderen Reflektoren.

Außerdem wird durch die Normierung auf  $H_y$  auch ein zusätzlicher Effekt erzeugt. Ein lokal fallender Referenzwert für  $H_y$  bewirkt ein Ansteigen von  $E_z/H_y$  und eine lokal ansteigende Referenz bewirkt ein Abfallen des normierten elektrischen Feldes. Um genauere Aussagen über das elektrische Feld machen zu können, muß also ausgeschlossen werden, daß die beobachteten Effekte in den Meßkurven nicht durch die Normierung verursacht werden. Auch ist eventuell eine Zerlegung des elektrischen Feldes in Absolutwert und Phase besser für eine detaillierte Betrachtung geeignet. Die präsentierten Daten sind jedoch nur als Anregung für weitere Untersuchungen zu verstehen. Genauere Untersuchungen bedürfen einer besseren Antennenkonstruktion und weiterer Messungen.

Auch der Datenlogger müßte für eine routinemäßige Messung des vertikalen elektrischen Feldes angepaßt werden. Die aktuelle Datenloggerversion kann nur maximal drei Felder gleichzeitig aufnehmen. Hinzu kommt, daß das elektrische vertikale Feld nur alternativ zum magnetischen vertikalen Feld vom RF-EM 2 Empfänger gemessen werden kann. Die Empfängermodule sind jedoch kompatibel und das RF-EM 2 kann daher leicht aufgerüstet werden, um beide genannten Felder gleichzeitig messen zu können. Zur Zeit werden jedoch nur entweder elektrisches oder magnetisches vertikales Feld aufgenommen. Wahlweise im Fall von 1 Hz Samplingrate auch noch das Referenzsignal oder die azimutale Quadratur. Für 4 Hz Samplingrate wird allerdings nur eines der ersten beiden Parameterpaare aufgenommen.

Dieser erste Test zeigt, daß eventuell auch das vertikale elektrische Feld und die azimutale Quadratur interpretiert werden können. Sie bestätigen die vorherigen Untersuchungen mit dem erprobten RF-EM 1. Die Deckschicht ist nur gering, und in-

nerhalb des VLF- und LF-Bereiches befindet sich nur eine Schicht. Eine Inversion der im übernächsten Unterkapitel durch Filterung gewonnenen Widerstandsdaten scheint daher unnötig zu sein.

Vor der Widerstandsfilterung soll jedoch noch die Wiederholbarkeit der Messungen gezeigt werden.

### 5.5.3.2 Wiederholbarkeit von Messungen

Für die Frequenz 16.0 kHz wurden die Messungen des vorherigen Unterkapitels zweimal durchgeführt. So wurden alle Meßparameter einmal von West nach Ost und ein zweites Mal von Ost nach West aufgenommen. Auf Grund des starken Regens und des dadurch bedingten Schlingerns des Meßwagens sind zwischen den wiederholten Messungen Abweichungen zu erwarten. Weiterhin bedingt der leichte Anstieg zwischen Mil3 und FN1 ein Durchdrehen der Räder beim Aufwärtsfahren und ein Abrutschen beim Herunterfahren. Die Geschwindigkeiten für Hin- und Rückweg sind also unterschiedlich.

Abbildungen 5.65 und 5.66 zeigen die Ergebnisse der Wiederholungsmessungen. Die Referenz wurde zur Erzielung eines ähnlichen Maßstabes für alle Kurven durch 10 dividiert. Da die Referenz unkalibriert ist, besitzt sie keine Einheit. Mit Hilfe der bekannten Koordinaten des Startpunktes, von Bohrung Mil1 und des Endpunktes konnten die unterschiedlichen Geschwindigkeiten für Hin- und Rückweg ausgeglichen werden. Die Outphase, die azimutale Quadratur, die Referenz und die Outphase des vertikalen elektrischen Feldes sind für beide Messungen so gut wie identisch. Der Fehler ist kleiner als die Größe der Markierungen der Meßpunkte in den Graphiken.

Alleine die Inphasen von vertikalem magnetischem Feld und vertikalem elektrischen Feld weichen etwas voneinander ab. Die Variationen der elektrischen vertikalen Inphase sind jedoch noch sehr gut miteinander korreliert, die Abweichungen betragen maximal zwei Prozentpunkte, das sind etwa 5 % der Meßkurvenamplitude. Die Inphase des vertikalen magnetischen Feldes weist schon einige stärkere Abweichungen auf. So sind einige lokale Minima und Maxima nicht in beiden Kurven wiederzufinden. In allen anderen Kurven sind hingegen selbst sehr kleine lokale Veränderungen der Kurvensteigung reproduzierbar.

Solche kleinräumigen Variationen resultieren also nicht aus einer schlechten Datenqualität, son-

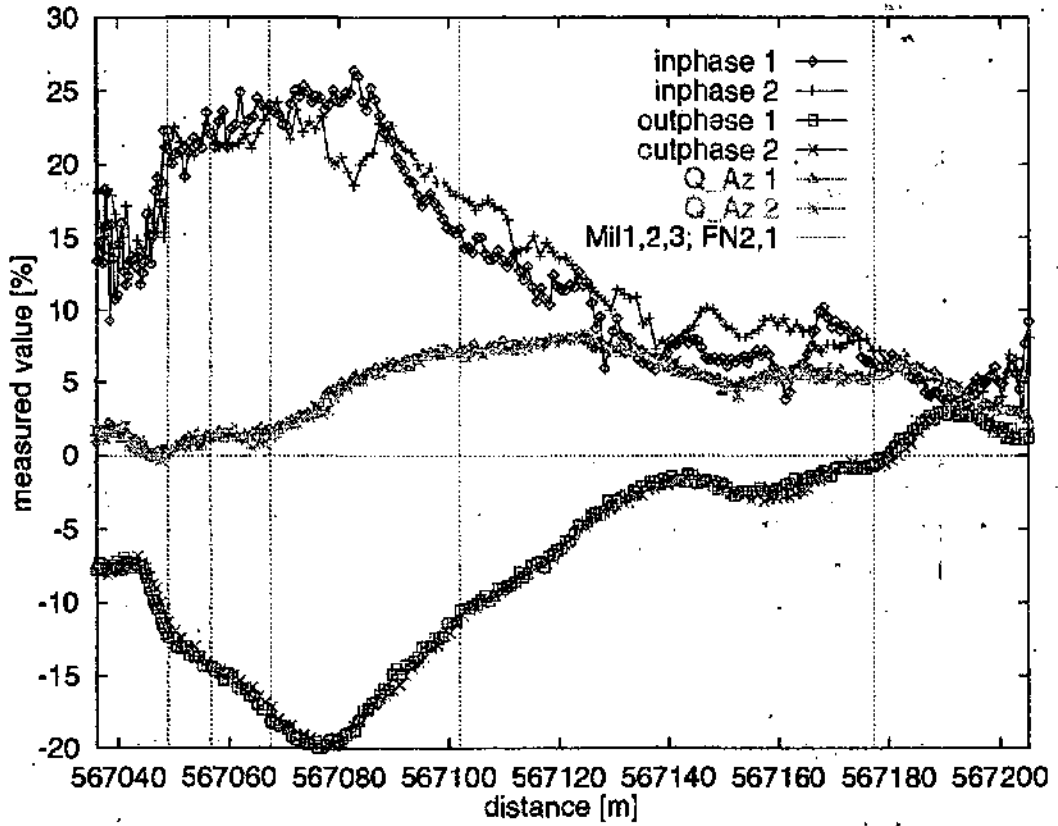


Abbildung 5.65: Hin- und Rückmessung für 16.0 kHz auf Profil 1 in Sektor B15/19: 1. Teil

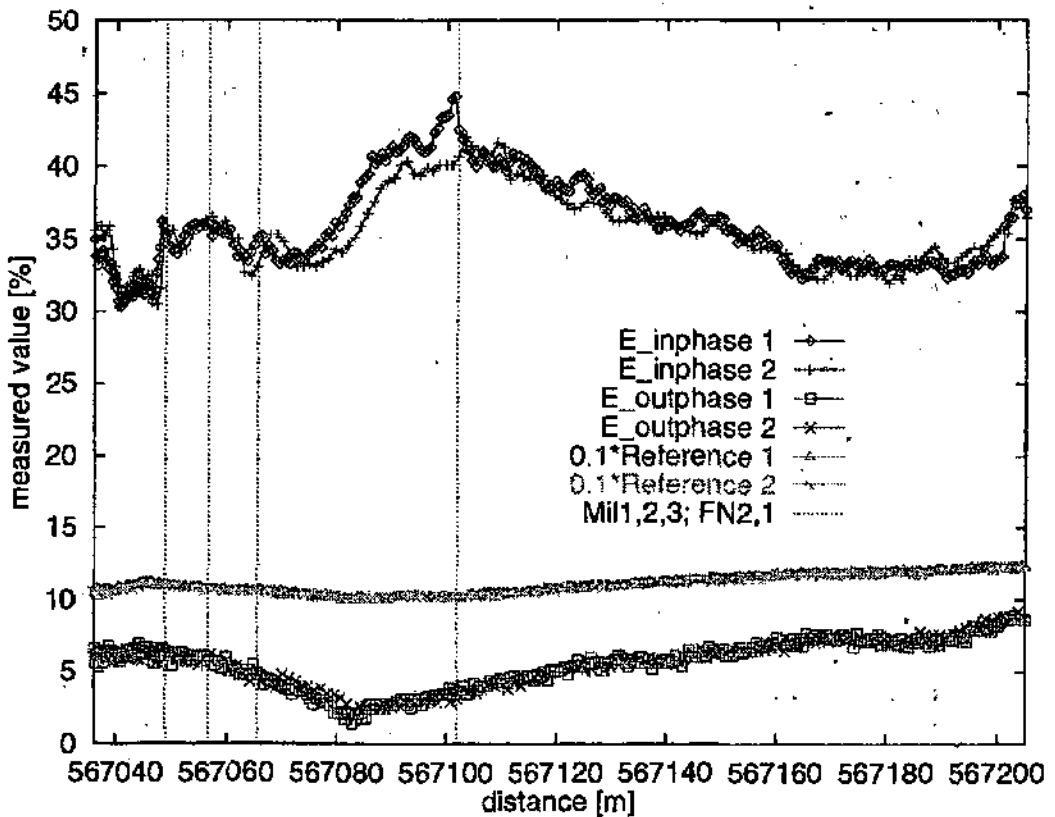


Abbildung 5.66: Hin- und Rückmessung für 16.0 kHz auf Profil 1 in Sektor B15/19: 2. Teil

dem sind mit geologischen Strukturen korreliert. Die Eliminierung solcher Strukturen durch Filterung verändert damit erwiesenermaßen das geologische Modell.

Bemerkenswert ist weiterhin, daß die Inphase als der in der bereits zitierten Standardliteratur am meisten verwendete Meßparameter, die schlechteste Wiederholbarkeit zeigt.

In diesem Unterkapitel wurde die schon mehrfach behauptete Aussage über die Qualität der RF-EM Messungen bestätigt. Für den gezeigten Sender sind selbst unter schwierigen Aufnahmebedingungen während eines Unwetters identische Kurven für die Outphase aufgenommen worden. Die Inphase ist weniger stabil, die größeren Anomalien stimmen aber auch in wiederholten Messungen überein. Auch die weiteren, mit dem RF-EM 2 meßbaren Parameter verhalten sich ähnlich. Sie können daher bei Bedarf in zukünftigen Interpretationen standardmäßig berücksichtigt werden. Eine Anpassung der Empfangseinheit und des Dataloggers auf die gestiegene Anzahl von Meßparametern ist zu empfehlen, so daß alle sechs Parameter gleichzeitig aufgenommen werden können. Dies sind Inphase und Outphase des vertikalen magnetischen und des vertikalen elektrischen Feldes. Außerdem die Referenz und die azimutale Quadratur.

#### 5.5.4 RF-EM Widerstandskartierung

Wie bereits erwähnt, stellt der ausgewählte Datensatz nicht die optimale Konfiguration für einen Test der rekursiven Widerstandsfilterung dar.

Ein weiteres Problem sind die topographischen Gegebenheiten. Nach Westen kann nicht weiter gemessen werden, da das Gelände nach dem Graben ansteigt und durch dichten Waldbewuchs unpassierbar ist. Bessere Konditionen konnten jedoch nicht verwirklicht werden, da der Widerstandsfilter nach Chouteau *et al.* (1996) erst nach den Messungen veröffentlicht wurde und damit die Voraussetzungen für seine Anwendung zum Zeitpunkt der Messungen noch unbekannt waren. Zukünftige Messungen sollten jedoch von der Existenz dieses Filters profitieren und daher die Meßkonfigurationen für eine Anwendung des Filters optimieren.

Für die hier gezeigten Daten sollten also keine überzogene Erwartungen beim Vergleich der RMT-Daten mit den RF-EM Widerständen gestellt werden. Zukünftige Messungen hingegen werden auch von der Weiterentwicklung des RF-EM profi-

tieren können. Das RF-EM 2 liefert Inphasen ohne Oszillationen, die für das RF-EM 1 auch bei langsamen Fahren auf Grund von leichten Pendelbewegungen der Antenne auftreten können. Somit benötigt die Inphase keine Glättung mehr und erreicht die gleiche Qualität wie die Outphase.

Die Filterung geschieht mit einem Startwert von 200  $\Omega$  für den scheinbaren Widerstand im Graben und rekursiver Filterung in Richtung Osten. Im RMT-Konturplot von Abbildung 5.26 auf Seite 127 steigen die scheinbaren Widerstände für 65 kHz kurzfristig auf 3'000  $\Omega$  bis 4'000  $\Omega$  an, um dann wieder auf 250  $\Omega$  bis 300  $\Omega$  abzufallen. VLF-R Messungen von Turberg (1994) bei 16.0 kHz auf Profil 1 zeigen ein ähnliches Verhalten, allerdings liegt der maximale Widerstand nur bei etwa 1'000  $\Omega$ . Leider existieren keine Flächenvermessungen für VLF-Frequenzen in Sektor B15/19.

In Abbildung 5.67 sind die Ergebnisse der RF-EM Widerstandsfilterung für 23.4 kHz zu sehen. Es handelt sich nur um einen kleinen Ausschnitt, verglichen mit den RMT-Daten. Er liegt zwischen  $x = 567'055$  m bis  $567'218$  m und  $y = 256'578$  m bis  $256'668$  m. Wie bereits durch Tests mit theoretisch modellierten Daten ab Unterkapitel 4.2.5.2 auf Seite 89 festgestellt wurde, ist nicht zu erwarten, daß der extreme Übergang zu den hohen Widerständen in voller Höhe gefunden wird. Allerdings sollte ein Absinken des RF-EM Widerstandes gegen Ende der Profile festgestellt werden, wo der scheinbare RMT-Widerstand fast wieder den Anfangswert erreicht.

Genau dies ist auch der Fall. Die RF-EM Widerstände steigen von 200  $\Omega$  aus auf 350  $\Omega$  an, um dann auf etwa 250  $\Omega$  zurückzufallen. Anfangs- und Endwert stimmen zwischen RF-EM und RMT sehr gut überein. Alleine die großen Widerstände in der Mitte des Profils werden nicht vom RF-EM erreicht. Da also der Anstieg, wie erwartet, geringer ist, werden die Daten nur mit linearer Widerstandsachse dargestellt und mit der logarithmischen Darstellung des scheinbaren RMT-Widerstands von Abbildung 5.26 auf Seite 127 verglichen.

Die Übereinstimmungen der Strukturen in beiden Abbildungen ist überwältigend. Nicht nur die Nord-Süd-Struktur des Grabens stimmt in beiden Graphiken überein, auch die zusätzliche schwächere Nordwest-Südost-Struktur ist vergleichbar gut abgebildet.

Zusätzlich zum Filter nach Chouteau *et al.* (1996)

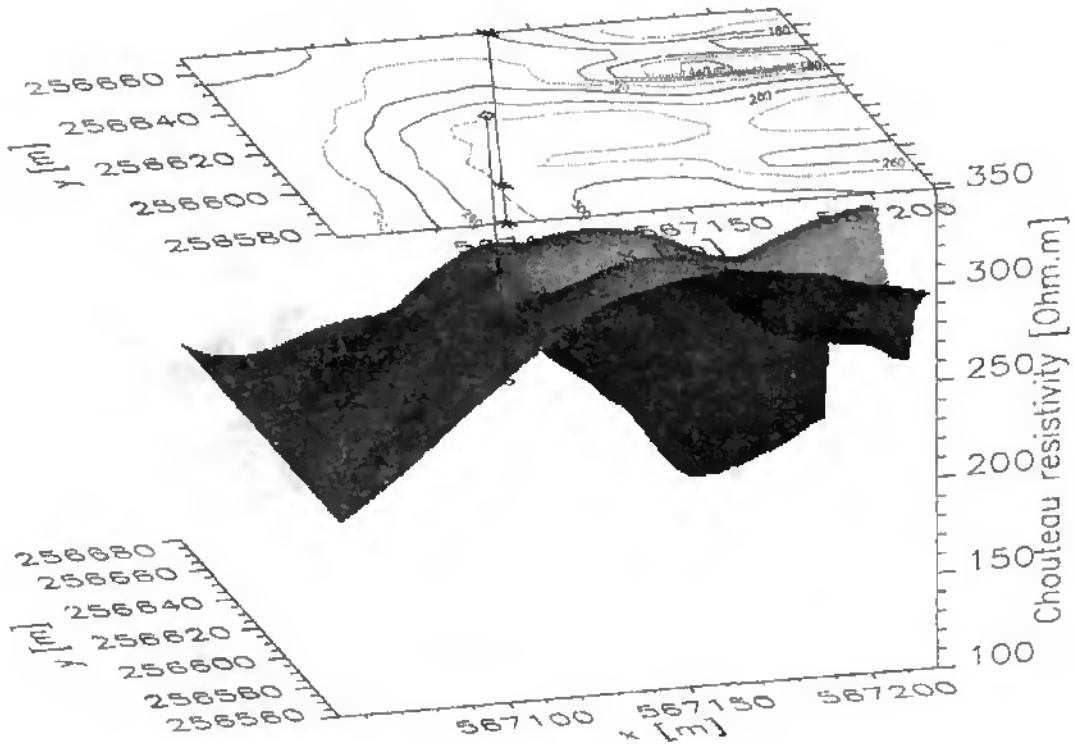


Abbildung 5.67: Chouteau-Filterung für 23.4 kHz in Sektor B15/19

aus Gleichung 4.23 auf Seite 82 wurden auch einige der Filter die in dieser Arbeit abgeleitet wurden, auf die Daten angewendet. Dies sind der modifizierte Filter aus Gleichung 4.22 auf Seite 82 und der verallgemeinerte Filter aus Gleichung 4.33 auf Seite 84. Leider sind die Meßwerte zu groß, auf Grund der fehlenden Überdeckung. Die Phase kann nach einigen Filterrekursionen nicht mehr berechnet werden, so daß der verallgemeinerte Algorithmus versagt und somit keine Inversion auf die transformierten Daten angewendet werden kann.

Allerdings zeigten bereits die mit dem RF-EM 2 gemessenen Daten des vorherigen Unterkapitels, daß für den verwendeten Frequenzbereich von VLF bis LF in diesem Sektor 1D-Inversionen nur begrenzt sinnvoll sind.

Der modifizierte Filter ergibt jedoch sogar noch bessere Ergebnisse als der Filter von Chouteau *et al.* (1996). Die Nordwest-Südost-Struktur kommt in Abbildung 5.68 noch deutlicher heraus.

Wird die Filterung mit Startwerten im Osten der Graphiken rekursiv nach Westen hin durchgeführt, so ergeben sich nur unbedeutende Abweichungen, die sich hauptsächlich aus der dünneren Datenbasis im östlichen Teil der RMT-Daten von Sektor B15/19 erklären lassen. Sie werden hier jedoch

weggelassen, da sie zu keinen neuen Erkenntnissen führen.

Wie erwähnt, entsprechen die Daten für 23.4 kHz einer  $E_{\text{pol}}$ -Konfiguration, wie von Chouteau *et al.* (1996) gefordert, und für 16.0 kHz nur einer Mischkonfiguration. Die Filterung für 16.0 kHz ergibt daher schlechtere Resultate und soll hier auch nicht gezeigt werden, da die Interpretation der nicht gemessenen, sondern nur für die Darstellung extrapolierten Graphikanteile, zu Fehlschlüssen führen würde. Selbst bei einer Reduktion der verwendeten Daten auf die gleiche Fläche wie für 23.4 kHz, weichen die Daten für 16.0 kHz immer noch stärker von den RMT-Daten ab. Wegen der erwähnten Abweichungen von der Idealkonfiguration ist dies aber auch nicht weiter überraschend.

Trotz schwerwiegender Abweichungen von der Idealkonfiguration sind also scheinbarer RMT-Widerstand und RF-EM Widerstand durchaus vergleichbar. Die RF-EM Daten können allerdings für das verglichene Areal mindestens zehn- bis hundertmal schoeller als die RMT-Messungen aufgenommen werden. Gleichzeitig ist die laterale Auflösung zehn- bis hundertfach größer. Insgesamt ergibt sich ein Geschwindigkeits-Auflösungsvorteil von etwa tausend, also drei Größenordnun-

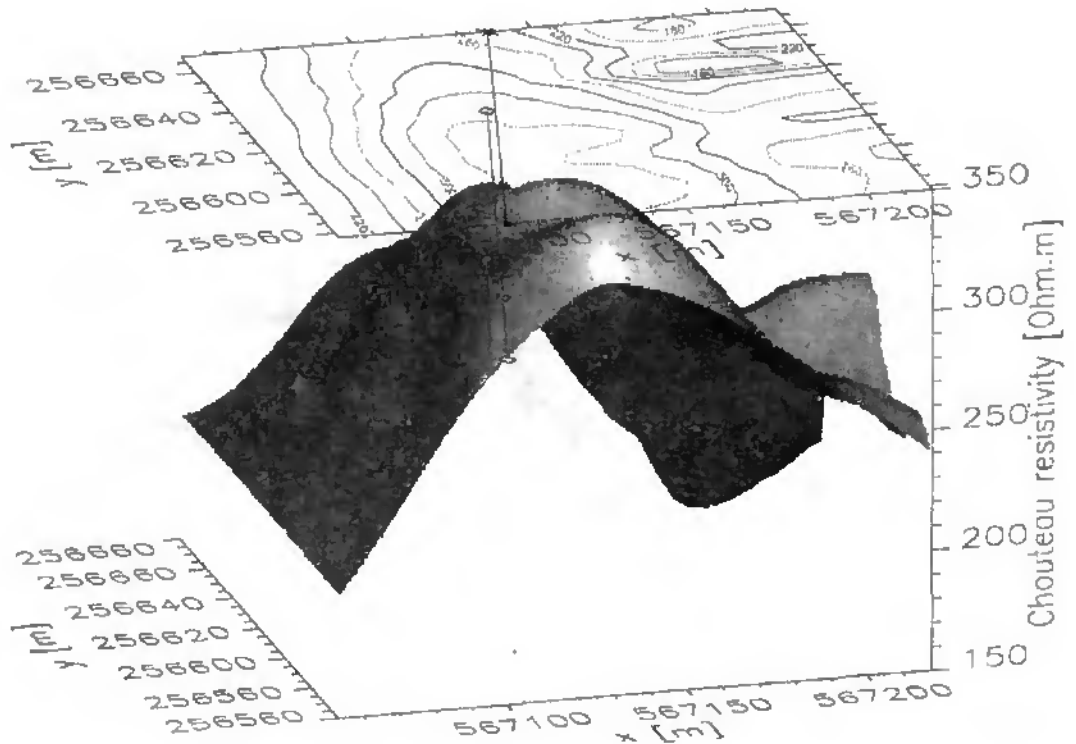


Abbildung 5.68: Modifizierte Chouteau-Filterung für 23.4 kHz in Sektor B15/19

gen, beim Vergleich von RF-EM mit RMT.

Andererseits sind natürlich die direkten Messungen des scheinbaren Widerstandes sehr viel sicherer zu bestimmen. Eine Kombination aus beiden Methoden kann aber die Vorteile der beiden Methoden vereinen. So sind nur einige wenige RMT-Startwerte nötig um den RF-EM Widerstandsfilter anwenden zu können. Befinden sich in den gefilterten Daten starke Widerstandsschwankungen, so sollten die scheinbaren RF-EM Widerstände anschließend innerhalb der durch das RF-EM definierten Strukturen zusätzlich durch RMT-Messungen ergänzt werden.

Da der verallgemeinerte Algorithmus in Sektor B15/19 versagt, ist eine Daten-Inversion nicht möglich. In Bure ist die Deckschicht im allgemeinen sehr dünn, so daß die Amplituden der Anomalien über Verwerfungen und Gräben sehr groß werden können, und der verallgemeinerte Algorithmus nur in wenigen Fällen funktioniert. Die Region um Bure ist daher nicht geeignet als Testgebiet für den beschriebenen verallgemeinerten Filter zu dienen. Für diesen Filter muß also noch ein neues Testgebiet gefunden werden, um die Anwendbarkeit einer Inversion auf die gefilterten Daten zu überprüfen. Dies sprengt jedoch den Zeitrahmen dieser Arbeit.

Der Algorithmus von Chouteau *et al.* (1996) und seine modifizierten Formen scheinen auf jeden Fall ein gewaltiger Fortschritt gegenüber herkömmlichen differenzierenden Filtern zu sein.

### 5.5.5 Ergebnisse der Widerstandskartierung

Vergleicht man herkömmliche Darstellungsweisen, wie in Abbildung 5.48 auf Seite 146 mit den hier gezeigten Möglichkeiten des in der Dokumentation noch weiter erläuterten Programmpaketes, so wird direkt klar, das solche Datensätze von 26 Profilen oder mehr, nicht auf traditionelle Weise darstellbar sind. Für ein solches Übereinanderplotten der eben präsentierten Daten benötigt zum Beispiel Bobadji (1995) drei Seiten für eine dreifach gestauchte Darstellung statt wie hier gezeigt, zusammen eine Seite für Inphase und Outphase.

Auch benötigte Bobadji (1995) für die Messung und Interpretation der in Müller *et al.* (1995) präsentierten Daten noch etwa drei Monate. Mit Hilfe des im Anhang beschriebenen neuen Interpretationssystems reduziert sich die benötigte Zeit für eine erste 3D-Darstellung der in Sektor B15/19 gezeigten Profile auf einen Tag. Unter Verwendung

exakter GPS-Messungen kann eine solche Darstellung innerhalb weniger Minuten direkt nach den RF-EM Messungen produziert werden.

Aber nicht nur die Bearbeitung hat sich vereinfacht. Mit dem Chouteau-Filter wird dem Hydrogeologen ein Hilfsmittel bei der Bestimmung von scheinbaren Widerständen gegeben.

Eine Kombination aus RMT und RF-EM Messungen ist schnell, präzise und kosteneffektiv, und daher sehr zu empfehlen.

Für eine endgültige Beurteilung fehlt noch die kombinierte Anwendung der RF-EM Widerstandskartierungen auf VLF und LF Daten, möglichst mit anschließender Inversion. Solche Tests sind im Anschluß an diese Arbeit geplant.

## 5.6 Zusammenfassung

In diesem ausführlichen Kapitel wurde die RF-EM Methode bei der Grottenuche und bei der Analyse von Verwerfungen benutzt.

Die Ergebnisse überzeugen. Die Übereinstimmung der Arbeiten von Turberg (1994) über RMT-Messungen in Bure und den hier präsentierten RF-EM Resultaten sind hervorragend.

Zusammengefaßt sind folgende Möglichkeiten und Vorteile der RF-EM Methode zu nennen:

- Lokalisierung von Strukturen, wie Verwerfungen und Gräben, die eine Grottenbildung provozieren können.
- Schnelle Aufnahme von RF-EM Kartierungen durch automatische, hinter Fahrzeug fixierte Antenne.
- Erstellen von scheinbaren Widerstandskartierungen durch Kombination mit RMT-Messungen.
- Inversion von Widerstandskartierungsdaten durch Kombination von VLF und LF.

So können einige Minuten RF-EM Messungen und Interpretation oft tagelanges Messen und Interpretieren bei der Verwendung anderer Methoden ersetzen.

Durch eine Kombination des schnellen RF-EM mit langsameren Methoden, wie RMT, können die Vorteile beider Methoden ausgenutzt werden. RMT liefert Startwerte für die RF-EM Widerstandstransformation und hilft bei der Überprüfung der gefilterten Daten.

Die Anwendung einfacherer Filter ohne transformativen Charakter bietet hingegen keinen Informationsgewinn und sollte deshalb unterbleiben, um die Originaldaten nicht unnötig zu verfälschen.

Die RF-EM Methode sollte hauptsächlich zur großräumigen Suche von Anomalien eingesetzt werden, wo die Ungenauigkeiten der Widerstandstransformation nicht so sehr ins Gewicht fallen. Nach Determinierung solcher Anomalien können diese dann ausführlicher und genauer mit Hilfe anderer Methoden untersucht werden.

Zukünftige Arbeiten können eventuell neben traditionellen Messungen der Inphase und Outphase auch Messungen des vertikalen elektrischen und des azimuthalen magnetischen Feld mit in eine Interpretation einbeziehen, durch Verwendung der Möglichkeiten des neuen RF-EM 2.

Genauigkeit und Wiederholbarkeit der Daten wurden mehrfach bewiesen und eine Erweiterung auf neue Meßparameter ist nötig und sinnvoll. Kleine lokale Variationen der Meßkurven sind auf geologische Strukturen zurückzuführen und nicht auf verrauschte Messungen. Eine Filterung der Daten zur Eliminierung solcher kleinen Strukturen führt zu einem Informationsverlust, der bei der Untersuchung hydrogeologisch relevanter Strukturen unerwünscht und gefährlich ist.

Nach dieser ausführlichen Untersuchung im Karst und der Demonstration der Möglichkeiten der RF-EM Methode folgt nun im nächsten Kapitel der Einsatz der RF-EM Methode in einem porösen Terrain, auf einer Hangrutschung.

## Kapitel 6

# Hangrutschung — Falli Hölli, Schweiz

In diesem Kapitel soll auf die VLF-EM Untersuchungen auf der größten neuzeitlichen Hangrutschung eingegangen werden, der Rutschung Falli Hölli, Gemeinde Plasselb im Kanton Freiburg, Schweiz.

### 6.1 Einleitung

Die an dieser Stelle präsentierten Messungen konzentrieren sich auf den Standardfrequenzbereich der VLF-Methode, weil zum Zeitpunkt der Veröffentlichung der Ergebnisse (Stiefelhagen *et al.*, 1994, 1995; Raetzo *et al.*, 1995), das heißt direkt nach der Beendigung des Rutschvorganges, die hochfrequente Version des Neuchâtelers VLF-EM noch nicht existierte.

Von den im vorherigen Kapitel ausgeführten neuartigen Methoden wie LF-Messungen oder RF-EM Widerstandstransformation werden also Messungen, wie sie in diesem Kapitel demonstriert werden, erst in Zukunft profitieren können.

Da eine Rutschung durch oberflächennahe Strukturen bestimmt wird, wären weiterführende Untersuchungen mit dem nun fertiggestellten RF-EM allerdings sehr nützlich.

Andererseits ist die Rutschung inzwischen zum Stillstand gekommen und die Bestimmung potentieller Rutschungszonen wurde bereits mit dem VLF-EM richtig abgeschätzt.

Die endgültigen Ergebnisse mit detaillierten geologischen Erklärungen sind in Raetzo (1997) veröffentlicht. Die wissenschaftlich-geologische Leitung lag bei Raetzo und Lateltin (1995); Raetzo (1997) in Freiburg, Schweiz.

Die Rutschung Falli Hölli fand unter anderem auch in Stiefelhagen *et al.* (1995); Stiefelhagen und Müller (1997) rege Beachtung, da Landrutschungen nicht nur in der Schweiz ein weit verbreitetes Problem darstellen.

Wie bereits in der Einführung dieser Arbeit erklärt wurde, ist die VLF-EM Methode eine schon seit langem routinemäßig angewandte Methode für die Erzexploration. Trotzdem wird sie eher selten auf Hangrutschungen eingesetzt. Nicht selten sind die Widerstände von Rutschung und Festgestein nur wenig verschieden (Raetzo, 1997). Außerdem sind die kleinen langgestreckten Strukturen innerhalb einer Rutschung nur mit qualitativ hochwertigen Geräten zu lokalisieren.

Sowohl zu geringe Meßwertauflösung als auch zu großer Meßwertabstand mit traditionellen VLF-EM Geräten läßt die VLF-EM Methode als ungeeignet erschienen, Hangrutschungen zu kartieren.

Auch in Neuchâtel wurde die VLF-EM Methode bisher hauptsächlich zur Kartierung von Verwerfungen im Karst eingesetzt und weniger in porösen Medien mit kaum sehr langgestreckten Strukturen, so daß auch für das hochwertige Neuchâtelers Gerät nur sehr geringe Erfahrungen über Messungen außerhalb von Karststrukturen vorliegen.

Das Neuchâtelers Gerät mit seiner sehr guten Reproduzierbarkeit der Daten, das heißt einer sehr hohen Meßwertpräzision, erlaubt VLF-EM Daten kontinuierlich aufzunehmen. So werden selbst kleine Strukturen sichtbar, die bei Standardsamplingraten als Rauschen abgetan würden.

Die Messungen auf der Hangrutschung Falli Hölli können als Beweis für die Notwendigkeit solcher hochauflösender VLF-Messungen dienen. Trotz anfänglicher Skepsis gelang in Raetzo *et al.* (1995) der Nachweis der potentiellen Rutschungszonen und damit eine Eingrenzung des Gefährdungspotentials.

Zum Zeitpunkt der Messungen rutschte nur ein Teil der potentiellen Rutschmasse. Die in Raetzo *et al.* (1995) ausgewiesenen Gefährdungszonen sind jedoch kurze Zeit nach den Messungen auch wie befürchtet abgerutscht und haben damit die

Richtigkeit der vorhergehenden Interpretation bestätigt.

Das Beispiel Falli Hölli zeigt, wie einfache, schnelle und billige geophysikalisch-geologische Untersuchungen mit relativ geringem Aufwand helfen können, Schäden durch Hangrutschungen zu begrenzen. Nach Raetzo (1997) sind solche Untersuchungen für die Ausweisung von Baugrund in alpinen Regionen auf Grund des hohen Potentials für Hangrutschungen, unumgänglich.

Zukünftige Projekte werden von der Weiterentwicklung des RF-EM Systems profitieren können und noch bessere Ergebnisse liefern.

### 6.1.1 Motivation

Zur Stabilisierung von Rutschungen sind Kenntnisse über deren Oberflächenausdehnung und Mächtigkeit unerlässlich. Sie spielen bei der Wahl von Sanierungsmaßnahmen wie Drainagen, Verankerungen oder Stützmauern eine entscheidende Rolle.

Zur Bestimmung der Gleithorizonte werden Bohrungen benötigt, die für die Anwendung von Klimometersonden mit speziellen PVC-Rohren ausgekleidet werden. Durch solche Bohrungen erhält man allerdings nur punktuelle Informationen. Außerdem kann deren Durchführung bei sehr aktiven Rutschungen problematisch sein, wenn die Deformationen mehr als zwanzig Zentimeter betragen.

Mit geophysikalischen Erkundungsmethoden können ebenfalls Mächtigkeiten von Rutschungen bestimmt werden. Standardmethoden wie Geoelektrik und Refraktionsseismik liefern im allgemeinen nur dann zufriedenstellende Resultate, wenn die verschiedenen Schichten unterschiedliche elektrische beziehungsweise akustische Eigenschaften aufweisen.

In der Praxis trifft dies nach Raetzo *et al.* (1995); Raetzo (1997) jedoch selten zu, da Rutschungen oft aus tonigeo Quartärablagerungen bestehen und somit der Kontrast zu den unterliegenden Mergelschichten nicht gegeben ist. Nach Raetzo (1997) ist dies zum Beispiel besonders im in der Schweiz weit verbreiteten (Gurnigel-)Flysch der Fall.

Auf der Rutschung Falli Hölli wurden daher andere geophysikalische Methoden getestet und später mit Hilfe von drei Bohrungen kalibriert: Reflexionsseismik mit hoher vertikaler Auflösung und VLF-EM. Die Resultate sind vielversprechend und ermöglichen eine erfolgreiche Anwendung dieser Methoden auf anderen Rutschungen.

Nach einer Einführung in die Geologie und einer Beschreibung der Ausmaße der Rutschung Falli Hölli werden die Ergebnisse der geophysikalischen Messungen gezeigt.

Eine anschließende abschätzende Modellierung für die VLF-EM Daten zeigt das Potential, aber auch die Gefahren für Fehlschlüsse auf, die bei der Interpretation von RF-EM Daten, gemessen auf Hangrutschungen, bestehen.

## 6.2 Geologie

Raetzo und Lateltin (1995); Raetzo *et al.* (1995); Raetzo (1997) führen in die Geologie der Rutschung Falli Hölli ein: Anfang Mai 1994 verursachte die brüske Reaktivierung der Rutschung Falli Hölli Schäden an 41 Gebäuden im Wert von 15 Millionen Schweizer Franken.

Abbildung 6.1 zeigt einen Lageplan der Rutschung Falli Hölli. Der Anriß befindet sich auf einer Höhe von 1610 m. Über Chlöwena, Falli Hölli und Lantera rutschte eine riesige Erdmasse an der Westflanke des Groß Schwybergs (rechts beziehungsweise östlich im Bild) nach Westen herunter und mündete bei 1000 m NN in den Höllbach (links im Bild), wo sich ein 700 m langer Damm mit einer maximalen Höhe von 25 m bildete, wodurch das Wasser des Höllbachs temporär zu einem See gestaut wurde. Die beiden in dieser Arbeit gezeigten geophysikalischen Profile und ihre Richtung sind auch mit eingezeichnet.

Die Rutschung ist etwa zwei Kilometer lang und bis zu siebenhundert Meter breit. Die Rutschfläche selbst erreichte eine Ausdehnung von 1.5 km<sup>2</sup> und eine Mächtigkeit von bis zu 60 m, womit das Volumen in der Größenordnung von etwa 40 Millionen Kubikmetern liegt. Zudem sind der Rutschung andere Arten von Hanginstabilitäten, insbesondere Steinschlag und Murgänge, überlagert.

Die Verschiebungen an der Oberfläche wurden mit Theodoliten und einem hochwertigen GPS an ungefähr 100 Punkten mit hoher Genauigkeit gemessen. Selbst Bewegungen im Millimeterbereich konnten so erfaßt werden.

In der Ferienhaussiedlung nahm die Geschwindigkeit zwischen Mai und Anfang August 1994 exponentiell zu. Die größten gemessenen Werte lagen bei 6.31 m pro Tag. In dieser Phase erreichte die Rutschmasse den Höllbach, worauf die Verschiebungswerte sukzessive abnahmen. Die Ferienhäu-

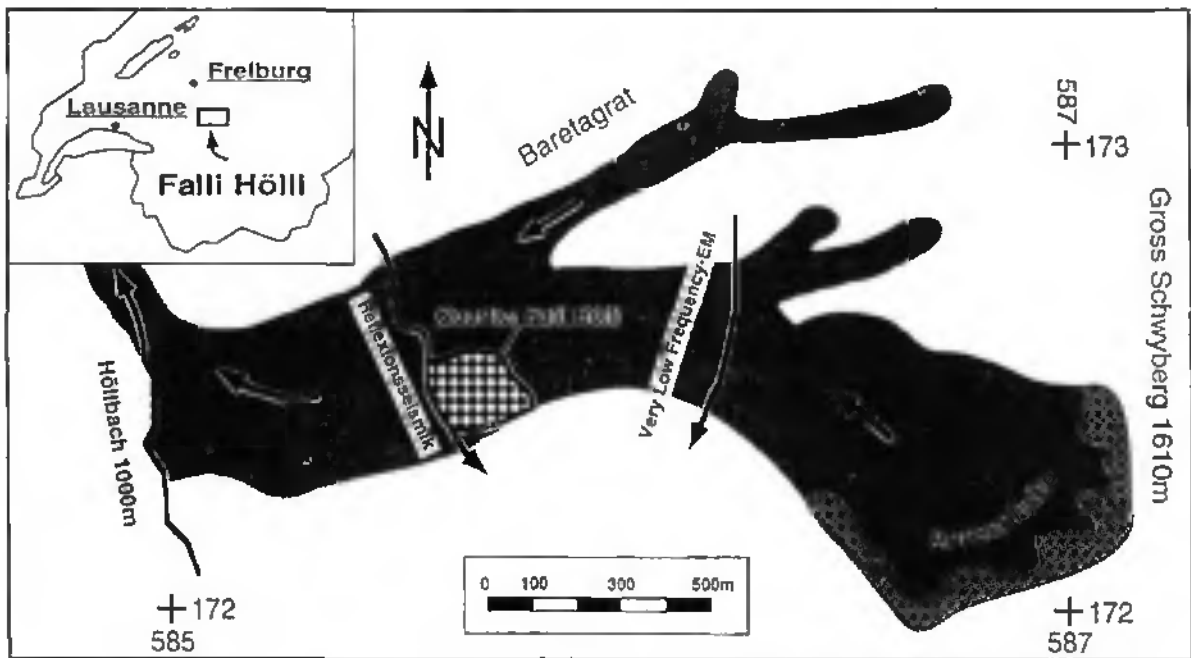


Abbildung 6.1: Lageplan der Rutschung Falli Hölli (H. Raetzo, Pers. Kommunik.)

ser ihrerseits haben sich total um knapp 200 m talwärts verschoben.

Der stabile Felsuntergrund aus Gurnigelflysch wird von mächtigen Quartärsedimenten, bestehend aus Moräne und oberflächlichen Ablagerungen, überdeckt. Die instabile Masse besteht lediglich aus Quartärablagerungen. In den drei Bohrungen von zweimal 50 m und einmal 15 m Tiefe wurde der Felsuntergrund nur einmal bei 43 m erreicht.

Mit einer Klinometersonde konnten verschiedene Gleithorizonte in 10 m, 25 m und 37 m Tiefe ermittelt werden. Zwei Gleitflächen liegen über der kompaktierten Moräne in den oberflächennahen Ablagerungen aus Blockschutt, Murgängen und alten Rutschmassen, die sich schneller bewegen.

Zum anschaulicheren Verständnis werden nun die einzelnen Phasen der Rutschung aufgeführt.

### 6.2.1 Entwicklung der Rutschung

Die folgenden Bilder zeigen einige Stadien der Rutschung und ihre Auswirkungen. Die Erdbewegungen der Rutschung Falli Hölli verliefen dabei in mehreren Phasen. Schon in der Ruhephase wurde die Rutschung beobachtet, unter anderem von Raetzo (1997), da bereits bekannt war, daß die Siedlung Falli Hölli auf alten Rutschungen gebaut worden war.

Entgegen geologischer Vernunftgründe auf Grund von politischen Entscheidungen wurde

das als gefährdet geltende Gebiet zur Bebauung freigeben, sogar mit der Absicht dort ein Skigebiet mit Skiliften aufzubauen (H. Raetzo, Pers. Kommunik.).

Frühzeitige und ernstgenommene geologisch-geophysikalische Untersuchungen hätten hier einige Millionen Franken Schaden ersparen können.

Im folgenden sollen die aktiven Phasen der Rutschung dokumentiert werden. In der ersten Phase konnten in der Ferienhaussiedlung schon vereinzelt Verschiebungen beobachtet werden. Im oberen Teil der Rutschung waren jedoch nur wenige Anzeichen für das spätere Ausmaß der Rutschung zu erahnen.

Das erste Photo der Rutschung in Abbildung 6.2 ist aus der oberen Hälfte der Rutschung nach unten hin aufgenommen. Im Vordergrund verläuft ungefähr das VLF-EM Profil, im Hintergrund ist die Ferienhaussiedlung zu sehen. Schäden sind auf dem Photo noch nicht zu beobachten, da es sich um ein sehr frühes Stadium der Rutschungsaktivierung handelt.

Zu diesem Zeitpunkt sind in der Mitte der Abbildung schon Risse zu erahnen. Das Gelände wurde jedoch noch bewirtschaftet und die Pfade, die von den grasenden Kühen getrampelt wurden, sahen den entstehenden Rutschungsrissen noch sehr ähnlich.

Der Sinn geologischer Studien war den beteiligten Verantwortlichen jedoch schon klar, so daß auch



Abbildung 6.2: Blick von der oberen Hälfte der Rutschung herunter ins Tal (H. Raetzo, Pers. Kommunik.)



Abbildung 6.3: Blick vom oberen Drittel der Rutschung herunter ins Tal (H. Raetzo, Pers. Kommunik.)

diese erste Phase der Rutschung von Raetzo (1997) sehr gut dokumentiert wurde.

Im oberen Drittel der Rutschung sind zum frühen Stadium, wie in Abbildung 6.3, noch weniger Indizien sichtbar, die auf den späteren Verlauf der Rutschung schließen lassen.

In der zweiten aktiven Phase waren schon deutliche Schäden zu beobachten. Abbildung 6.4 zeigt ein Photo in der Siedlung. Es handelt sich immer noch um ein frühes Stadium der Rutschungsbewegungen. Allerdings hat die Verschiebung des Hauses die Zufahrt aufgeschoben und die Garage zu-



Abbildung 6.4: Schäden durch die Rutschung (H. Raetzo, Pers. Kommunik.)

geschüttet. Der noch sichtbare Teil des Ferienhauses ist bereits das erste Stockwerk, welches durch die Rutschungsbewegungen zum Erdgeschoß umgewandelt wurde.

Zu diesem Zeitpunkt wurden verstärkt Stützmaßnahmen vorgenommen, wie das Einrammen von Baumstämmen in die Rutschung und der Versuch die Rutschung trocken zu legen. Allerdings blieben nur die Drainagegräben trocken, die Rutschung selber aber völlig durchnäßt. Die Rutschung war einerseits total mit Wasser gesättigt, andererseits war die Permeabilität so gering, daß das vorhandene Wasser nicht ablaufen konnte, sondern die Rutschung als ganzes zum 'fließen' brachte. Letztendlich war die Erfolglosigkeit aller Maßnahmen bereits abzusehen. Aus politischen Gründen zur Zufriedenstellung der Bevölkerung wurden dennoch bis zur völligen Zerstörung weitere Rettungsmaßnahmen für die Ferienhaussiedlung durchgeführt.

Einzelne baufällige Häuser wurden abgerissen um die umliegenden Häuser und ihre Bewohner nicht zu gefährden. Weiterhin wurden die unter

mechanischen Spannungen stehenden Hochspannungsleitungen gekappt, um ein unkontrolliertes Zerreißen zu verhindern.

In der aktivsten Phase der Rutschung wurde diese gesperrt. Alle Anwohner waren bereits evakuiert worden. Zu diesem Zeitpunkt versuchten sich einige Anwohner noch stark gegen diese Evakuierung zu wehren. Besonders die von Einnahmeausfällen betroffene Hotelleitung erhoffte mit Hilfe von Rechtsmitteln einen Katastrophentourismus zu ermöglichen (H. Raetzo, Pers. Kommunik.). Allerdings wurde die Gefährlichkeit der Rutschung von den verantwortlichen Behörden und dem leitenden geologischen Büro richtig eingeschätzt. Nicht zuletzt auf Grund der Messungen von Raetzo (1997) und den in dieser Arbeit präsentierten Ergebnissen von Raetzo *et al.* (1995) wurde der Evakuierungsbeschluß untermauert.

Abbildung 6.5 zeigt Erdbewegungen und Grabenbildung in der Nähe der Abrißkante. Es handelt sich um ein mittleres Stadium der Rutschungsbewegungen. Risse und Gebäudeschäden sind schon sehr deutlich und teilweise auch gefährlich. Das Überqueren solcher Gräben in Waldstücken während der VLF-EM Messungen war nicht ohne Risiko, da durch die Bewachung die Tiefe und Beschaffenheit manchmal falsch eingeschätzt wurde. Unter diesen Bedingungen waren Messungen mit schwererem Gerät, wie seismischen Aufzeichnungsgeräten, unmöglich.

An einer Stelle der Rutschung gingen bei Gewitterschauern gefährliche Schlammlawinen an einer Abrißkante herunter, so daß deren Begehung bei wechselhaftem Wetter sehr gefährlich war. Auch das darunter befindliche Gebiet, wo sich ein kleiner Schlammsee bildete, war nicht ohne Gefahr zu betreten. Zu diesem Zeitpunkt wurde das Gelände bereits militärisch abgeriegelt. Wissenschaftler hatten nur zu zweit und mit vorheriger Erlaubnis Zutritt. Die Messungen waren stark erschwert, zumal zu diesem Zeitpunkt Hilfsmittel wie tragbare leichte GPS-Geräte für die Lokalisierung der Profile und Funktelefone für Anforderung von Hilfe, noch nicht zur Verfügung standen.

Die auf der Rutschung gemachten Erfahrungen haben mit dazu beigetragen, ein RF-EM System zu entwickeln, welches mit Hilfe integrierter GPS-Messungen und einer erleichterten Datenaufnahme durch Automatisierung aller im Feld benötigten Meßschritte, vereinfachte Messungen erlaubt. Zum Zeitpunkt der Messungen auf Falli Hölli beding-



Abbildung 6.5: Erdbewegungen mit Grabenbildung in Nähe der Anrißkante (H. Raetzo, Pers. Kommunikation.)

ten der Prototypstatus der benutzten Geräte und das frühe Entwicklungsstadium der in dieser Arbeit entwickelten Software eine weitaus problematischere Datenakquisition als sie mit dem modernen RF-EM System heute möglich sind. Daher repräsentiert die dargestellte Datenqualität schon heute nicht mehr den aktuellsten Stand der rasch fortgeschrittenen Entwicklung, obwohl sie immer noch traditionellen Geräten überlegen ist. Eine Fortsetzung solcher Messungen verspricht daher noch weitergehende Ergebnisse als bereits bisher erhalten.

Trotz der beschriebenen Schwierigkeiten wurde die Rutschung auch in dieser Phase noch mit Hilfe des VLF-EM vermessen. Die letzte aktive Phase leitete die völlige Zerstörung der Ferienhaussiedlung ein. Eine Begehung war so gut wie unmöglich. Eine weitere Beobachtung fand vom Hubschrauber aus statt. Alle durch die VLF-Messungen als potentielle Rutschungsmassen eingestuft Erdmassen hatten sich inzwischen in Bewegung gesetzt. Auch solche, die bei ihrer Begehung noch weitgehend stabil waren.

Abbildung 6.6 zeigt die Ferienhaussiedlung beim Blick die Rutschung herunter. Rechts, im Norden

befindet sich das Restaurant. Vor diesem verlief die Straße mit dem seismischen Profil. Beim Vergleich mit diesem ist zu beachten, daß Norden und Süden im seismischen Profil und im VLF-EM Profil umgekehrt wie auf dem Photo verlaufen.

In dieser späten Zerstörungsphase existiert der Weg mit dem seismischen Profil nicht mehr. Fast alle Häuser sind schon zerstört. Gegen Ende dieser späten Phase gleiten alle Häuser völlig zerstört bis zum Höllbach herunter.

Seitdem ist die Rutschung zum Stillstand gekommen und bewegt sich nur noch wenige Millimeter pro Jahr. Diese Ruhephase kann nun mehrere Hunderte von Jahren dauern. Allerdings ist auch jederzeit eine Reaktivierung der Rutschung möglich.

Es folgen nun die begleitenden geophysikalischen Untersuchungen, beginnend mit der Seismik.

### 6.3 Hochauflösende Reflexionsseismik

Pugin und Raetzo (1995) führten reflexionsseismische Untersuchungen der Rutschung Falli Hölli durch. Die Ergebnisse wurden in Raetzo *et al.* (1995) schlüssig zusammen mit den VLF-Daten in-



Abbildung 6.6: Blick auf die zerstörte Ferienhaussiedlung (H. Raetzo, Pers. Kommunik.)

terpretiert. Pugin und Raetzo (1995) führen dazu aus:

Die Anwendung von Reflexionsseismik auf Hangrutschungen ist wenig verbreitet, da wegen der niedrigen seismischen Geschwindigkeiten an der Oberfläche von Rutschmassen die hohen Frequenzen, die für die verlangte Auflösung nötig sind, absorbiert werden.

Pugin und Raetzo (1995) gehen von einer Auflösung aus, die einem Viertel der Wellenlänge  $\lambda$  entspricht: Bei einer Frequenz von  $\nu = 95$  Hz und einer mittleren seismischen Geschwindigkeit von  $v = 2000$  m/s ergibt sich so aus

$$\lambda \nu = v \quad (6.1)$$

eine vertikale Auflösung von 5.3 m, was bei tiefgründigen Rutschungen genügend ist.

Die hier angewendete Reflexionsseismik erlaubt nach Pugin und Raetzo (1995) eine Interpretation ab einer Tiefe von 10 m mit einer vertikalen Auflösung von bis zu 4 m. Zwei verschiedene Methoden der Datenakquisition wurden in Falli Hölli angewendet, sowohl Common Offset als auch Common Mid Point.

Mit einem EG&G 24 Kanal Meßgerät wurden 500 ms lange Spuren mit einer Auflösung von 0.5 ms aufgenommen. Die Offsetdistanz zwischen den Geophonen betrug 5 m. Die Signale wurden durch Hammerschlag oder Seisgun angeregt.

Die Mächtigkeit der Verwitterungsschicht ist bei

Rutschungen sehr variabel und verursacht Verzögerungen, weshalb Pugin und Raetzo (1995) die längeren Laufzeiten statisch korrigierten.

Die folgende Interpretation der seismischen Sektion folgt im wesentlichen den Ausführungen von Pugin und Raetzo (1995).

### 6.3.1 Interpretation des Seismikprofils

Im unteren Teil der Rutschung wurde auf dem Weg vor dem Restaurant ein seismisches Profil erstellt. Die Erdbewegungen im oberen Teil der Rutschung machten Messungen dort sehr schwierig und teilweise gefährlich.

Pugin und Raetzo (1995) interpretieren in Abbildung 6.7 das Auffüllmaterial mit der hohen Geschwindigkeit von 2000 m/s als kompaktierte Moräne. Die darüber liegenden Ablagerungen sind deutlich weniger kompaktiert und weisen niedrigere seismische Geschwindigkeiten von weniger als 1500 m/s auf. Die Hauptgleitfläche befindet sich an der Basis dieser Formationen. Am stärksten zeigt sich die Reflexion im Norden des Profils. Der abtauchende Felsuntergrund ist bis unterhalb der Brücke deutlich zu erkennen.

An der tiefsten Stelle bei 70 ms (72 m Tiefe) erkennt man einen kuppenförmigen Reflektor. Diese hohe Energie entspricht massiven Sandsteinschichten im Gurnigelflysch. Unter dem Restaurant Falli

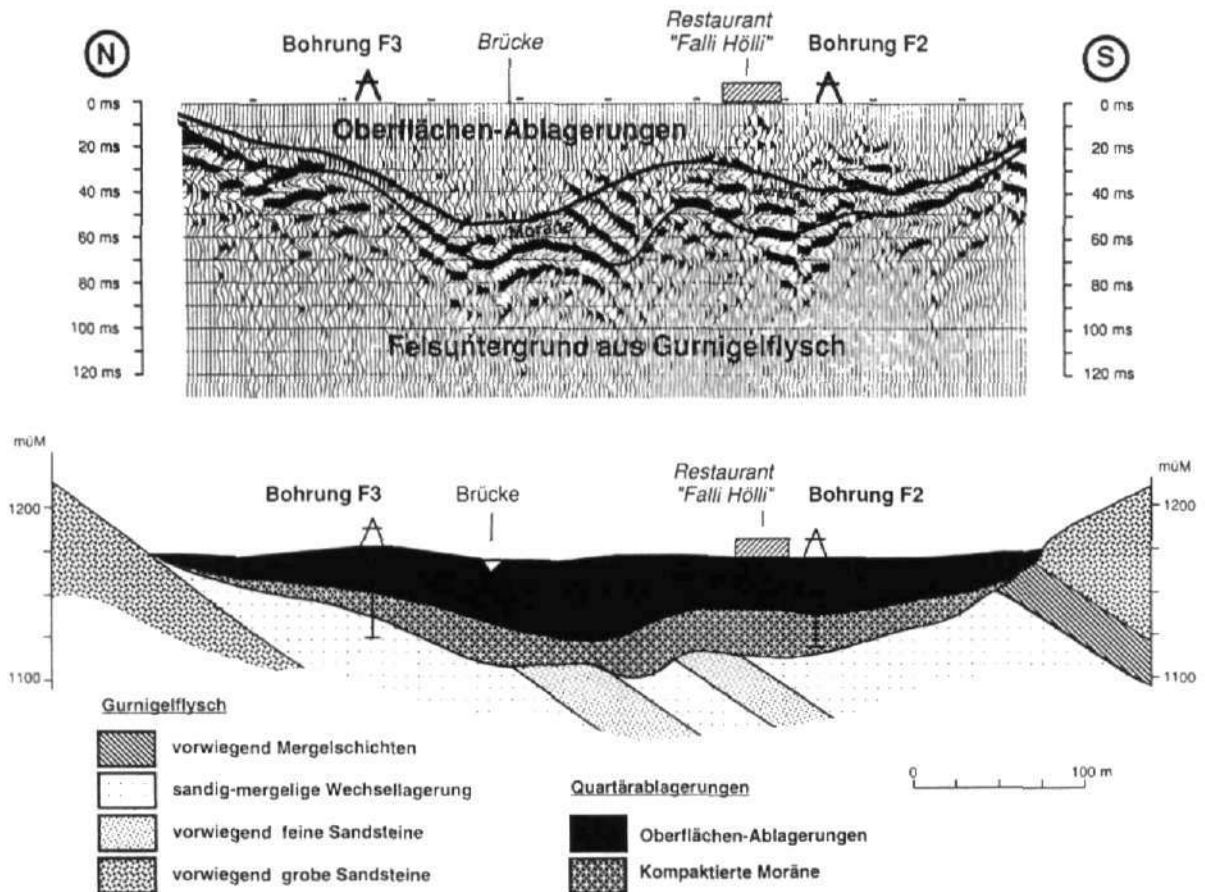


Abbildung 6.7: Seismische Sektion in Falli Hölli (Pugin und Raetzo, 1995)

Höllli ist eine etwas chaotische Struktur erkennbar. Hier werden starke Reflexionen und Refraktionen wahrscheinlich durch sekundäre Gleitflächen oder große Felsbrocken verursacht. Gegen Süden nimmt die Rutschtiefe wieder ab und der Felsuntergrund tritt näher an die Oberfläche.

Die Reflexionsseismik ergibt gute Daten, kann jedoch nur beschränkt auf der Rutschung eingesetzt werden. Ihr Einsatz empfiehlt sich auf befestigten Wegen, die eine potentielle Rutschung durchqueren. Vor der Aktivierung der Rutschung oder bei langsamen Rutschungen sind auch Messungen auf weniger befestigten landwirtschaftlich genutzten Wegen möglich.

Nach der Aktivierung einer schnellen Rutschung werden seismische Messungen jedoch stark erschwert. Die Aufnahme zumindest einzelner Seismik-Profile zur Absicherung anderer geophysikalischer Methoden und zur Tiefenaussage über eine Rutschung sind jedoch sehr hilfreich. Bei oberflächlichen Rutschungen kommt eventuell auch der alternative Einsatz von Georadar in Frage.

Neben vereinzelt Seismikprofilen wurden sehr

viel mehr großflächige VLF-EM Untersuchungen durchgeführt. Ausschnitte werden im nächsten Unterkapitel gezeigt.

## 6.4 VLF-EM Messungen

Auf der Rutschung Falli Hölli wurde ein VLF-EM mit 15 bis 30 kHz zur Beurteilung der Hangstabilität eingesetzt.

Da das VLF-EM vornehmlich langgestreckte Strukturen in Senderrichtung erfaßt, sollte auf einem instabilen Hang quer zum Rutschungsrand und den stabilen Felsformationen gemessen werden. Die Rutschung in Falli Hölli gleitet jedoch eher von Osten nach Westen, so daß das Auffinden geeigneter Sender nicht einfach ist, da die dort erreichbaren Sender bevorzugt im Norden liegen.

Der Vorteil des VLF-EM gegenüber der Seismik liegt in der schnellen kontinuierlichen Aufnahme von Meßwerten, da bei diesem Meßprinzip kein Bodenkontakt notwendig ist. Die Antenne kann zusammen mit dem Meßgerät und dem Data-logger von einer Person getragen werden, so daß

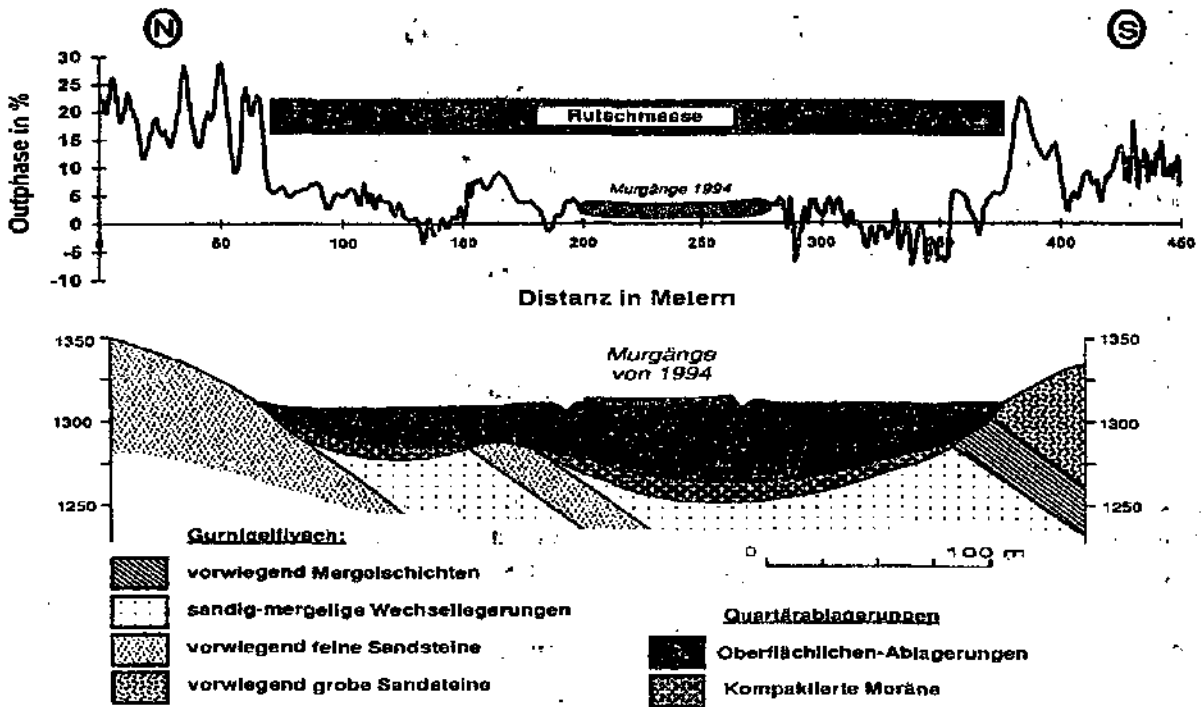


Abbildung 6.8: VLF-EM Profil in Falli Hölli (Stiefelhagen und Raetz, 1995)

der Meßaufwand gegenüber seismischen Methoden sehr viel kleiner ist. Auf Grund der starken Erdbewegungen waren einige mit dem VLF-EM abgegangene Profile sogar völlig ungeeignet für seismische Messungen.

Ein Nachteil der VLF-EM Methode gegenüber seismischen Methoden ist die geringere Auflösung, so daß sich eine Kombination beider Methoden anbietet. Mit Hilfe von VLF-EM können schnell und billig weitere Informationen zwischen existierenden seismischen Profilen gewonnen werden.

In Abbildung 6.8 ist die VLF-EM Outphase dargestellt. Diese ist auf Rutschungen sehr viel besser interpretierbar als die Inphase, da die Inphase sehr viel stärker auf Abweichungen der Antenne von der Vertikalen reagiert. An einigen Stellen konnten Stiefelhagen und Raetz (1995) die Rutschung nur fallend statt laufend überqueren, so daß die Qualität der Inphase nicht ausreichend ist für eine sinnvolle Interpretation.

An dieser Stelle soll noch einmal vor der Interpretation schlechter Daten mit großem Meßabstand gewarnt werden. Einer Überinterpretation von VLF-EM Daten kann durch technischen Fortschritt bei der Geräteentwicklung oft sehr einfach abgeholfen werden. In diesem Kapitel wird daher lieber auf die Auswertung der Inphase verzichtet als zweifelhafte Resultate zu präsentieren.

Da der mittlere Teil der Rutschung nur schwer begehbar war, wurde die nördliche nach der südlichen Hälfte vermessen. Zwischenzeitlich fiel jedoch der Sender 23.4 kHz aus. Der zweite Teil des Profils, der daher mit einer Frequenz von 16.0 kHz gemessen wurde, schließt in der Mitte an, weiter nach Norden.

Die Daten sind von Norden nach Süden dargestellt, also umgekehrt wie sie aufgenommen wurden. Im Süden erstreckt sich das Profil bis 100 m ins sichtbare Festgestein.

Die meisten Querprofile auf der Rutschung Falli Hölli zeigen ein deutliches Signal der Outphase am Rutschungsrand. Hier dargestellt wird ein Querprofil aus zwei Etappen, die auf einer Höhe von 1300 m gemessen wurden. Der linke Teil des Profils geht vom Südrand bis zur Mitte der Rutschung. In diesem Bereich wurde eine Senderfrequenz von 16.0 kHz benutzt. Aus logistischen Gründen wurden, wie erwähnt, auf dem Rutschzentrum die Messungen unterbrochen.

Da man die RF-EM Senderrichtung im allgemeinen nicht kennt und sich das Vorzeichen bei einer Drehung der Antenne um 180° ändert, wurde die Outphase im zweiten Profiltail umgekehrt. So verlaufen die Signale parallel zur Morphologie des Felsuntergrundes und sind daher geologisch anschaulicher.

Um durch ungleichmäßige Anrichtung der Antenne verursachte Schwankungen zu verringern, wurden die im Profil dargestellten Daten mit einem einfachen Dreiecksfilter geglättet: Der Meßwert erhielt ein dreifaches, die Nachbarwerte ein zweifaches und die übernächsten Werte ein einfaches Gewicht.

Nach dem Überblick über die VLF-EM Messungen, erfolgt nun die Interpretation am erwähnten exemplarischen Profil.

#### 6.4.1 Interpretation des VLF-EM Profils

Die ersten 70 m des Profils wurden auf einem stabilen Felsgrat mit Outphase-Werten zwischen 10 % und 30 % gemessen. Nach 70 m sinkt die Outphase genau am Rutschungsrand von 22 % auf 5 %. Nur am Südrand der instabilen Masse wurden ebenfalls derart große Veränderungen gemessen.

Die kleine Spitze von +10 % zwischen 150 m und 180 m entspricht massiven Sandsteinschichten im Untergrund. Dieser Teil blieb auch in späteren Phasen der Rutschung weitgehend stabil.

Die Murgangablagerungen in der Mitte des Profils ab 200 m konnten nicht durchquert werden. Outphase Werte paralleler Profile, in denen die Murgänge überquert wurden, liegen nahe bei Null.

Der südliche Profiltail startet auf der Rutschungsmitte bei 280 m. Die Outphase-Werte liegen im selben Bereich wie am Ende des ersten Profiltails. Die Variationen sind gering und liegen im Mittel bei drei Prozentpunkten. Nach 352 m beobachtet man einen markanten Sprung in der Outphase von -7 % auf +6 %. Der an der Oberfläche beobachtbare Rutschungsrand liegt aber erst bei 365 m, also 13 m weiter südwärts.

Ähnlich wie am Nordrand der Rutschung könnten diese Werte ein Signal für festes Gestein im Untergrund oder für einen Wechsel in der Flyschlithologie sein. Die steile Spitze bei 380 m ist mit dem Signal der Outphase am gegenüber liegenden Rutschungsrand absolut vergleichbar. Der Wechsel beträgt 25 Prozentpunkte!

Zusammengefaßt kann man zu diesem Profil sagen, daß die stabilen Geländeteile Outphase-Werte von über 6 % zeigen. Auf der Rutschmasse fallen diese Werte in den Nullbereich ( $\pm 7\%$ ). Besonders leicht erkennbar sind die Rutschungsänderungen mit einer sprunghaften Änderung der Outphase. Dieser Sprung beträgt am Nordrand 17 % und am Südrand 25 %. Weiterhin erscheinen im aktiven Teil der Rut-

schung die Daten verrauschter mit Werten sehr nahe bei Null.

Im zum Zeitpunkt der Messung noch ruhenden linken beziehungsweise nördlichen Teil sind die Daten weniger verrauscht und zeigen teilweise noch deutlich von Null abweichende Werte auf. Erklärbar sind diese kleinen lokalen Anomalien eventuell durch alte Rutschfronten.

Im aktiven Teil der Rutschung sind solche alten Fronten durch die neuen Erdbewegungen zerstört worden und daher nicht mehr meßbar. Eine solche Vermutung leitet sich beim Vergleich mit anderen gemessenen Profilen ab. Da jedoch die Meßkonditionen nicht einheitlich waren, ist diese Aussage nur mit Vorsicht zu genießen. Weder Meßzeitpunkt und damit Zustand der Rutschung noch die verwendeten Sender waren immer die gleichen. Weiterhin wurden die Messungen in einem frühen Zeitpunkt der technischen Entwicklung des VLF-EM durchgeführt.

Spätere Änderungen der Hardware und Software des VLF-EM Systems haben inzwischen zu einer deutlichen Steigerung der Datenqualität geführt. Allerdings ist die Rutschung inzwischen zum Stillstand gekommen, und vergleichbar schnelle Rutschungen existieren in der Schweiz zur Zeit nicht (Raetzo, 1997). Eine Überprüfung von aufgestellten Hypothesen über Gefahrenpotentiale ist im allgemeinen sehr schwierig, da sich die Rutschungen normalerweise nur einige wenige Millimeter pro Jahr bewegen.

#### 6.4.2 Zusammenfassung

Die Rutschung Falli Hölli wurde auf Grund ihrer Geschwindigkeit nur mit den zur aktiven Zeit verfügbaren geophysikalischen Instrumenten untersucht. Neue Untersuchungen von anderen aktiven oder gefährdeten Rutschungen können inzwischen mit dem RF-EM durchgeführt werden, so daß eventuell auch Aussagen über den Tiefenverlauf einer Rutschung gemacht werden können. Solche detaillierten Analysen sind jedoch das Ziel eigener Untersuchungen, wie zum Beispiel in Raetzo (1997).

Die etwa zwanzig vorhandenen Profile wurden in drei Meßtagen im Abstand von einigen Wochen aufgenommen. Da auf Grund von Schlammlawinen und Murgängen die Rutschung nicht in einem Stück überquert werden konnte, mußte die Rutschung in mehrere Zonen unterteilt werden, in denen dann mehrere parallele Profile aufgenommen

werden konnten.

Auf Grund des Fortschrittes der Rutschung sind zusammengesetzte Profile nur dann gemeinsam interpretierbar, wenn sie am gleichen Tag aufgenommen wurden. Weiterhin war gegen Norden der feste Untergrund nicht direkt an der Oberfläche zu beobachten, so daß zu Beginn der Messungen die nötige Länge der Profile noch nicht feststand.

Die Qualität mancher Profile ist weniger gut, da einige Profile kaum begehbar waren. Teilweise mußten sich Stiefelhagen und Raetz (1995) gegenseitig aus der Rutschung herausziehen. Andere Profile konnten nicht ohne Unterbrechungen abgelassen werden.

An Rutschungskanten, Rissen, Entwässerungsgräben, gekappten Hochspannungsleitungen, Zäunen, bei an die Oberfläche kommenden Versorgungsleitungen, umgestürzten Bäumen und ähnlichen Hindernissen mußten die Profile teilweise unterbrochen und die Hindernisse überklettert oder umgangen werden. Eine anschließende Neuorientierung der Antenne kann so zu Unstetigkeiten in den Meßkurven führen und nicht wirklich existierende Anomalien vortäuschen.

Alle diese Faktoren haben zur Auswahl des gezeigten Profils geführt, welches qualitativ abgesicherte Daten liefert und welches zudem parallel zum seismischen Profil verläuft und deshalb einen Vergleich erlaubt.

Die VLF-EM Messungen erlauben also eine indirekte Aussage über Hangstabilitäten. Mit Hilfe des inzwischen verfügbaren RF-EM können nun auch bessere Aussagen über die Tiefenstruktur einer Rutschung gemacht werden. Die Anpassung des Datenakquisitionssystems an schwierige Meßbedingungen hat zu einem ausgereiften und zuverlässigen Instrument bei der Beurteilung von Rutschungen führt.

Fehlende Auflösung kann durch den kombinierten Einsatz mit anderen geophysikalischen Methoden wie Seismik und Georadar, aber auch durch begleitende Bohrungen ausgeglichen werden. Die RF-EM Methode kann zwischen Profilen hochauflösender Methoden weitere Profile aufnehmen, um somit an unzugänglichen Stellen mit geringem Meßaufwand und Kosten eine Interpolation der aufgestellten geologischen Modelle zu erlauben.

Die gewonnenen Erkenntnisse sind in die Weiterentwicklung des Akquisitionssystems geflossen. Inzwischen sind Datalogger und RF-EM noch ein-

facher zu bedienen. Ein optionales GPS erlaubt auch in unzugänglichem Terrain eine Orientierung.

Mit Hilfe des ausgereiften Software Systems können GPS und RF-EM Daten in einfacher Weise korreliert werden. Neue, leichte Laptops oder Palmtops (handflächengroße Laptops) erlauben damit auch eine Interpretation der Daten direkt auf der Rutschung, zur Hilfe bei der Festlegung weiterer Profile. Dies ist sehr wichtig, da auf einer stark aktiven Rutschung eine Rückkehr zum Basisstützpunkt sehr beschwerlich ist.

Alle Entscheidungen bezüglich weiterer Profile müssen direkt im Anschluß an die Messungen oder eventuell sogar schon während der Messungen getroffen werden können.

Das aktuelle RF-EM System kann komplett von einem Mann getragen werden, der auch die Antenne auf den Sender ausgerichtet hält. Ein zweiter Mann kann über ein serielles Kabel verbunden, die Daten in graphischer Form auf einem Palmtop beobachten, und Notizen über Auffälligkeiten beim Begehen der Rutschung machen.

Durch das zusätzliche Backup im Datalogger können auch bei Unterbrechung der seriellen Verbindung zwischen diesen beiden Personen, die Daten immer noch gerettet werden. Bei den Messungen auf Falli Hölli wurde das Gerät mit Antenne von einer Person getragen, um solchen Kabelrisiken vorzubeugen. Auf Grund der zahlreichen Bestandteile des Meßsystems, wie Empfänger, Antenne, Datalogger und Batterien, war dies kein leichtes Unterfangen.

Inzwischen werden jedoch alle wichtigen Bedienungselemente des Dataloggers über eine Kabelfernbedienung gesteuert, so daß bei zukünftigen Messungen alle Geräte einschließlich eines GPS und bis auf Antenne und Fernbedienung in einem Rucksack untergebracht werden können.

Da die Fernbedienung leicht an der Antenne fixiert werden kann, können beide zusammen in einer Hand gehalten werden. Dies ist eine Voraussetzung für Messungen in sehr stark aktiven Rutschungen, um eine Hand frei zur Selbstsicherung zu haben. Selbst ein kleiner Palmtop könnte noch an der Antenne oder vor dem Bauch fixiert werden, so daß die gesamte Messung von einer Person gemacht werden könnte.

Zukünftige Messungen (P. Turberg, Pers. Kommunik.) werden also von diesen technischen Weiterentwicklungen profitieren und noch bessere Daten liefern können.

Auf Grund der zeitlich limitierten Messungen fehlen die Voraussetzungen für eine tiefgründige wissenschaftliche Modellierung der aufgenommenen Daten. Aber eine einfache Modellierung soll trotzdem durchgeführt werden.

## 6.5 Modellierungen

In diesem Unterkapitel sollen einige geologische Teilstrukturen einer Rutschung modelliert werden. Eine solche 2D-Modellierung kann jedoch nur als Anhaltspunkt dienen, da für Falli Hölli weder die exakten Widerstände bekannt sind, noch ausreichend Daten um eine dreidimensionale Modellierung durchzuführen. Die Strukturen einer Rutschung sind jedoch sehr lokal und stark dreidimensional.

Kaikkonen (1990) zeigt andererseits, daß in einem solchen Fall eine zweidimensionale Annäherung qualitativ ähnliche VLF-EM Datenkurven ergibt. Die reellen dreidimensional berechneten Anomalien sind allerdings quantitativ kleiner.

Im folgenden wird ein Modell berechnet, daß einige Eigenschaften der Rutschung Falli Hölli simuliert. Beim Vergleich mit der Rutschung Falli Hölli ist zu beachten, daß in der Simulation die einzelnen Bestandteile der Rutschung ausreichend weit auseinanderliegen, um ein Überlagern der Anomalien zu verhindern.

Sieht man sich die Ergebnisse an, so sieht man direkt, daß für dichter beieinander liegende Strukturgrenzen, wie dies bei Falli Hölli in Abbildung 6.8 der Fall ist, definitiv eine solche Überlagerung stattfindet. Da hierdurch Informationen verloren gehen, ist keine eindeutige Modellierung mehr möglich. Mehr noch, die Anwendung von Filtern wie dem Fraser-Filter ergibt, wie ab Seite 59 gezeigt, teilweise unerwartete Resultate.

An den Rändern der Rutschung kann steil stehendes Festgestein durch Schichten unterschiedlichen Widerstandes mehrfache kompliziert verteilte Extrema in den Meßwerten ergeben, die aus der Überlagerung einfacher Kontaktanomalien entstanden sein können.

Weiterhin muß bei einem Vergleich beachtet werden, daß bei der Modellierung nicht die Senderichtung in der Rutschungsmittte gedreht wurde, wie dies aus Darstellungsgründen in Abbildung 6.8 gemacht wurde.

Die Rutschung mit einem Widerstand von  $\rho = 40 \Omega\text{m}$  ist im Beispiel in Hartgestein mit einem Wi-

derstand von  $\rho = 500 \Omega\text{m}$  eingelagert. Diese Werte sind typische Werte, die sich bei Messungen mit der RMT-Methode auf der Rutschung Falli Hölli ergaben. Sie wurden jedoch nicht flächenhaft gemessen, da die Art der beteiligten Gesteine weitgehend bekannt ist, und eine Messung der Widerstände aus geologischer Hinsicht daher keine zusätzlichen Informationen liefert. Außerdem hätten diese Messungen zu lange gedauert, auf Grund der Dimensionen, Gefährlichkeit und Geschwindigkeit der Rutschung.

In Falli Hölli standen die geologischen Untersuchungen von Raetzo (1997) im Vordergrund. Die geophysikalischen Untersuchungen waren nur ein kleiner Bestandteil des gesamten Projektes und nur zur Unterstützung der geologischen Auswertung gedacht. Falli Hölli war nicht als Teststandort für geophysikalische Messungen gedacht. So ist zu verstehen, daß weitere genauere Untersuchungen mit mehr geophysikalischen Daten erst für die Zukunft geplant sind. Dort werden dann auch andere Verfahren mit einbezogen (P. Turberg, Pers. Kommunik.).

Innerhalb der modellierten Rutschung befinden sich mehrere lokale Strukturen von jeweils zwanzig Metern Breite und unendlicher Länge. Der Sender befindet sich in der Bildebene. Die Rutschung wurde in zwei Teile zerlegt, die erste Ebene geht bis zwanzig Meter, die zweite geht noch dreißig Meter tiefer. So können oberflächennahe und tiefergehende Strukturen simuliert werden. Es können also auch Gleithorizonte in verschiedenen Tiefen, wie dies bei Falli Hölli der Fall ist, simuliert werden.

Abbildung 6.9 zeigt die beschriebenen Strukturen. Innerhalb der Rutschung sind insgesamt acht Strukturen eingebettet. Die ersten beiden haben den gleichen Widerstand wie das Grundgestein. Die nächsten drei Strukturen haben einen niedrigeren Widerstand von  $30 \Omega\text{m}$  gegenüber der Rutschung, und die nächsten drei Strukturen haben gegenüber der Rutschung einen erhöhten Widerstand von  $50 \Omega\text{m}$ .

Die ersten beiden und die anderen zweimal drei Strukturen werden nun nacheinander zusammen mit den Ergebnissen erklärt.

Abbildungen 6.10 bis 6.13 zeigen die Ergebnisse der Modellierungen. Verglichen werden die In- und Outphase der zwei Senderfrequenzen 16.0 kHz und 160.0 kHz, um so auch den Unterschied zwischen VLF und LF beurteilen zu können. Die Strukturen des Modells werden im folgenden einzeln bespro-

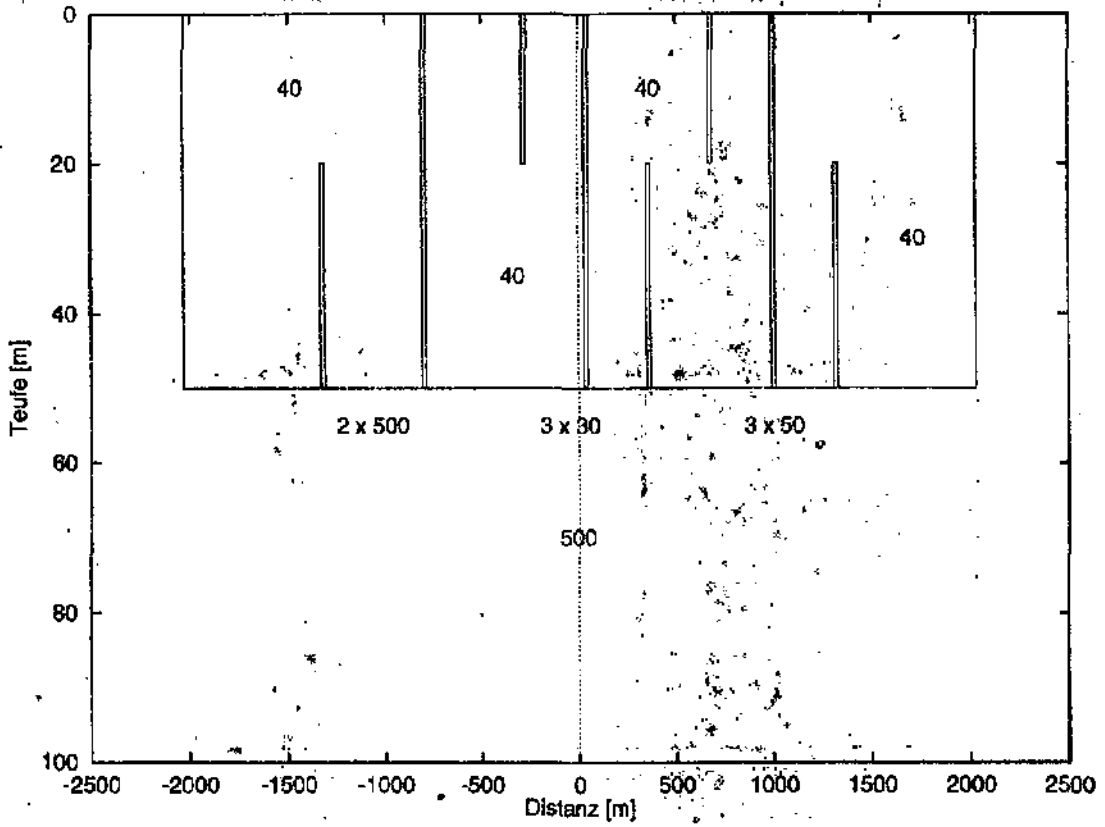


Abbildung 6.9: Rutschungsmodell (Widerstände in  $\Omega\text{m}$ )

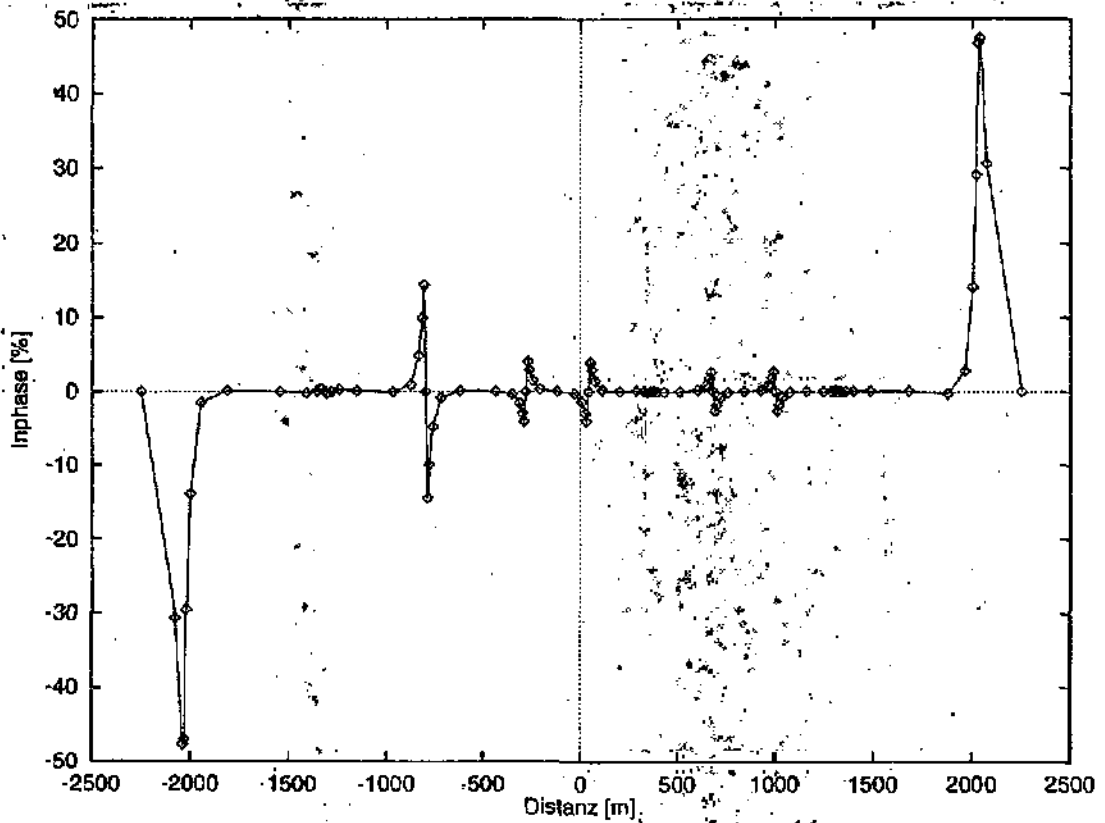


Abbildung 6.10: VLF-Inphase bei 16.0 kHz für Rutschungsmodell

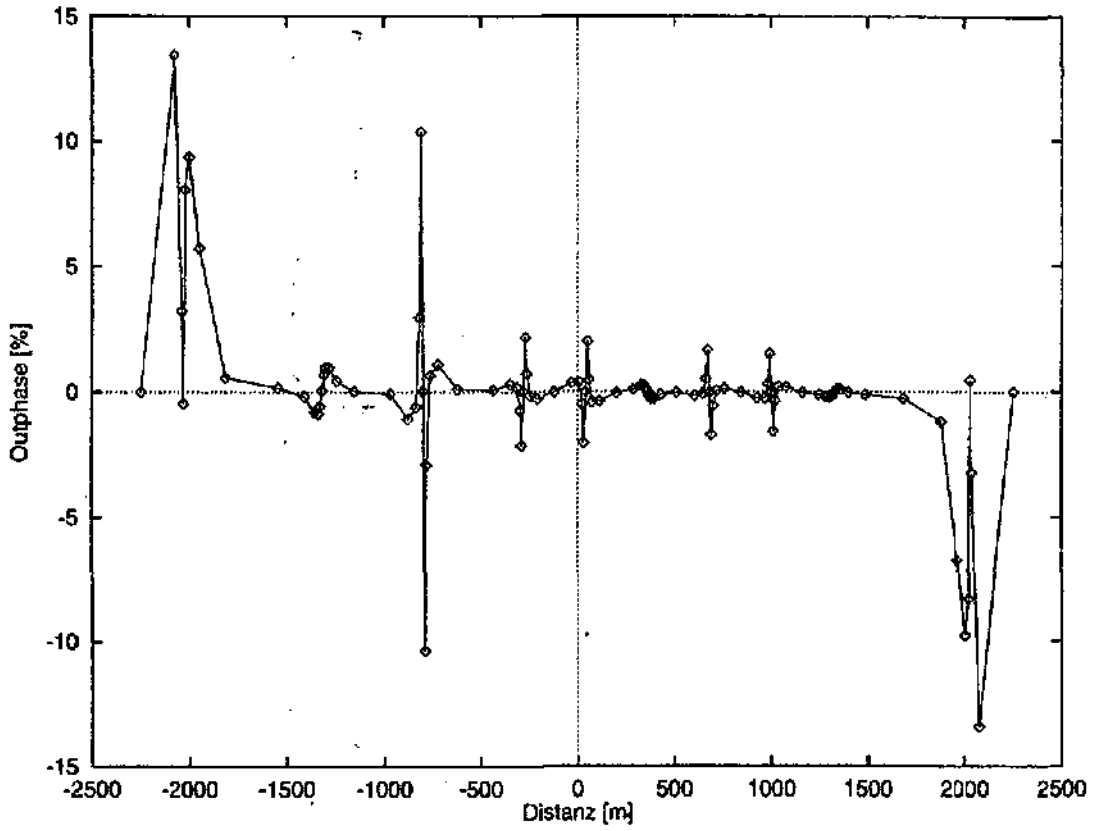


Abbildung 6.11: VLF-Phase bei 16.0 kHz für Rutschungsmodell

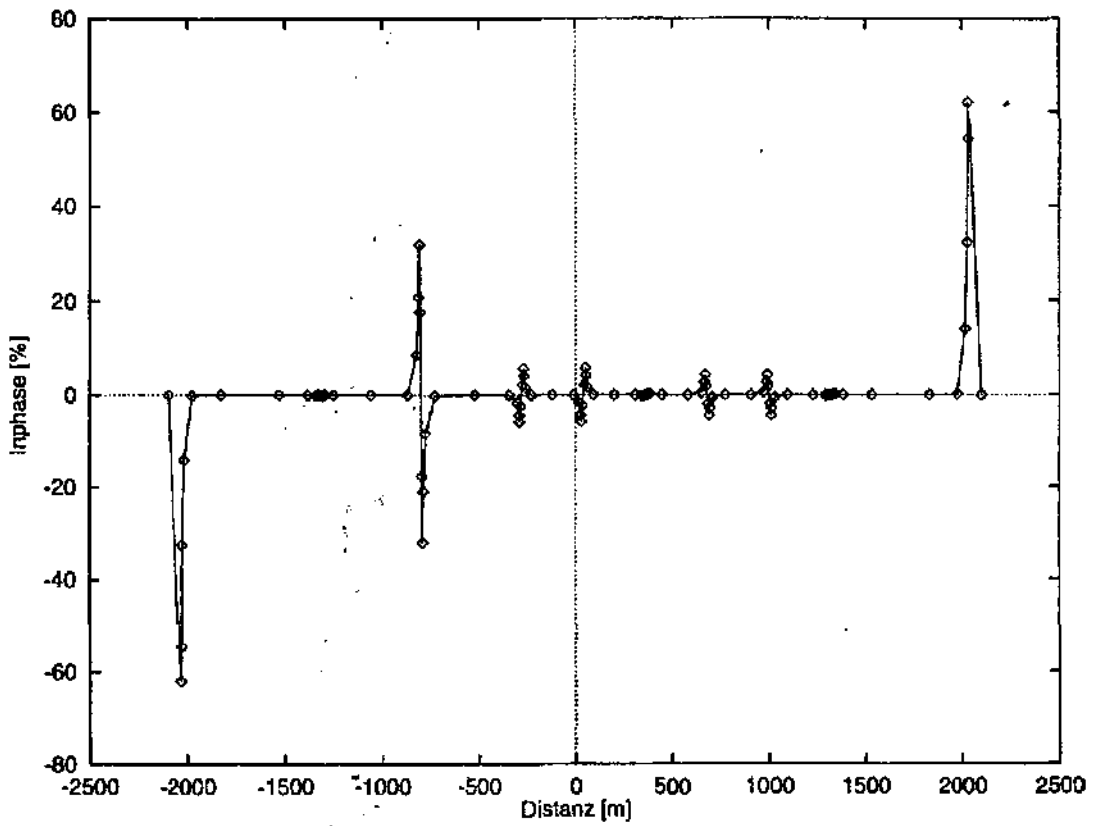


Abbildung 6.12: LF-Phase bei 160.0 kHz für Rutschungsmodell

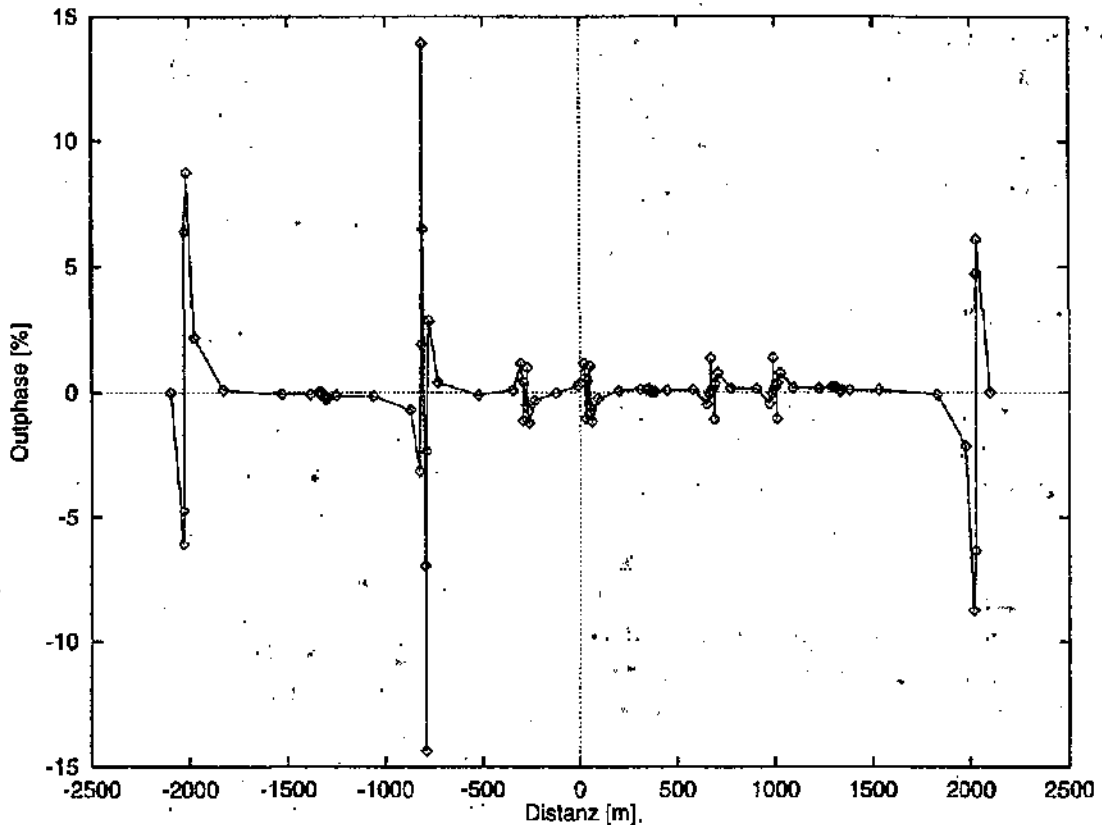


Abbildung 6.13: LF-Outphase bei 160.0 kHz für Rutschungsmodell

chen.

### 6.5.1 Aufsteigendes Festgestein

Die ersten beiden Strukturen sollen aufsteigendes Festgestein simulieren. Einmal kommt das der Rutschung unterliegende Gestein bis zur Unterkante der ersten Rutschungsebene und dann bis ganz zur Oberfläche heraus. Es ist leicht ersichtlich, daß mit Hilfe der Outphase schnell festgestellt werden kann, daß die erste Anomalie nicht bis an die Oberfläche kommt, wie dies bei der zweiten Anomalie der Fall ist.

Die erste Anomalie wird bei der niedrigeren Frequenz von 16.0 kHz aus dem VLF-Bereich mit der höheren Eindringtiefe erfaßt, jedoch nicht von der Frequenz 160.0 kHz aus dem LF-Bereich mit der geringeren Eindringtiefe.

Dieses Beispiel dient also als Beweis für die Nützlichkeit der Messung auch im höheren LF-Bereich. Ausschließliche VLF-Messungen sind also ungeeignet für Tiefenaussagen. Ohne LF-Messungen können wichtige Strukturen übersehen werden und weitere Berechnungen aus alleinigen VLF-Messungen völlig in Frage stellen.

Weiterhin wird die erste Anomalie im gezeig-

ten Beispiel überhaupt nicht gesehen, wenn ausschließlich die Inphase gemessen wird. Die Inphase wird nicht von der Anwesenheit der oberflächennahen Anomalie beeinflusst, wie zum Beispiel auch in Chouteau *et al.* (1996) bemerkt. So ist verständlich, daß in der gängigen Literatur die zudem noch größeren Inphase Komponenten der Outphase vorgezogen werden.

Für hydrogeologische Untersuchungen sind jedoch auch gerade die oberflächennahen Strukturen interessant, so daß hier die Outphase im allgemeinen zu bevorzugen sein wird. Mit der neuen automatischen RF-EM Antenne, die auch weitaus stabilere Inphase Werte liefert, werden für zukünftige hydrogeologische Untersuchungen beide Komponenten gleich wichtig sein. Für Messungen auf Rutschungen mit erschwerten Konditionen bei der Begehung wird die Outphase jedoch weiterhin die wichtigere Größe bleiben, da sie weniger von Schwankungen der manuellen Antenne beim Gehen betroffen ist. Was bei der Erzsuche ein Nachteil ist, kann für hydrogeologische Untersuchungen ein Vorteil sein: Die Reaktion der Outphase auf oberflächennahe Widerstandsanomalien als Möglichkeit für deren Analyse.

Anders natürlich in Regionen mit tief liegen-

dem Grundwasserspiegel, wie zum Beispiel im Niger (siehe auch Kapitel 7). Hier sind die oberen Schichten teilweise uninteressant bei der Wasser-suche, wenn von vornherein bekannt ist, daß sich die gesuchten Wasservorkommen in größerer Tiefe finden.

### 6.5.2 Rutschungsfronten

Die nächsten drei Anomalien bestehen aus Strukturen, die unterschiedliche Rutschungsfronten simulieren sollen. Der Widerstand ist mit  $30 \Omega\text{m}$  nur minimal geringer als der Rutschungswiderstand von  $40 \Omega\text{m}$ .

Die erste der drei Anomalien liegt nur in der ersten Ebene der Rutschung und soll eine neue Rutschung auf älterem Rutschungsmaterial darstellen. Die nächste Struktur durchquert beide Rutschungsebenen bis hin zum Festgestein und soll eine alte Rutschung darstellen. In der dritten Anomalie befindet sich der abweichende Widerstandswert nur in der Tiefe der Rutschung. Dies soll den Überrest einer alten Rutschung darstellen, deren oberflächennaher Anteil durch neue Rutschungsbewegungen der oberen Rutschungshälfte nicht mehr vorhanden ist.

Die gleichen drei Strukturen sind nun noch einmal mit einem leicht erhöhten Widerstand von  $50 \Omega\text{m}$  simuliert worden. Die berechneten Kurven besitzen ein umgekehrtes Vorzeichenverhalten, ansonsten ähneln sie den Kurven der vorherigen drei Anomalien.

Die beiden oberflächennahen Anomalien werden bei beiden Frequenzen von der In- und Outphase gesehen. Die Inphase ist in diesem Beispiel also genauso empfindlich für oberflächennahe Strukturen wie die Outphase. Hier ist die Aussage, daß die Inphase oberflächennahe Strukturen nicht sieht, also falsch. Im allgemeinen reagiert sie jedoch tatsächlich weniger auf Oberflächenstrukturen.

Weder In- noch Outphase entdeckte einen signifikanten Unterschied zwischen der nur oberflächlichen und der durchgehenden Struktur.

Die Struktur, die nicht bis an die Erdoberfläche kommt, wird nur mit Hilfe der Outphase eindeutig identifiziert. Auch hier ist nur für die hohe Frequenz ein Signal meßbar. Die Inphase mißt für beide Frequenzen keine Abweichungen von der Umgebung. Für den zweiten Block dreier Anomalien mit erhöhten statt erniedrigten Werten, ergibt sich das gleiche Bild.

Diese zweimal drei Anomalien bestätigen die Hypothese, die für Falli Hölli aufgestellt wurde. Neue Rutschungsbewegungen zerstören ältere Strukturen, so daß die verbleibenden tieferen alten Strukturen nur noch schwächere Anomalien verursachen, die leicht für Rauschen gehalten werden können.

### 6.5.3 Rutschungsränder

Die Ränder der Rutschung zum Hartgestein werden auch sehr gut simuliert. Allerdings können hier steil stehende Schichten vorliegen, die eine Überlagerung der einzelnen an den Kontaktflächen der Schichten entstehenden Anomalien verursachen können. Weiterhin ist zu beachten, daß bei der wirklichen Rutschung die morphologischen und topographischen Schwankungen teilweise sehr stark sind, und die entstehenden Signale zusätzlich beeinflussen können.

Auf Grund der komplexen Strukturen ist hier eine Trennung der einzelnen Effekte mit Hilfe der vorliegenden Daten nicht möglich. Hier ist der zusätzliche Einsatz alternativer Methoden sehr viel ökonomischer. Im Fall Falli Hölli sind hierzu unter anderem seismische Messungen und Bohrungen durchgeführt worden.

### 6.5.4 Zusammenfassung

Die Modellierungen ergeben ein übereinstimmendes Bild mit den Hypothesen, die über die Geologie der Rutschung Falli Hölli gemacht wurden. Andererseits widerlegen diese Modelle auch Pauschalaussagen, in denen die Inphase der Outphase vorgezogen wird, oder in denen behauptet wird, die Inphase sei unempfindlich gegenüber Oberflächenstrukturen.

Erfahrungen aus der traditionellen Anwendung der VLF-Methode sind nicht ohne weiteres übertragbar auf hydrogeologische Problemstellungen, in denen auch oberflächennahe Strukturen eine Rolle spielen. Weiterhin sind durch die Weiterentwicklung der VLF-EM Methode zum RF-EM neue Konzepte, wie RF-EM Sondierungen möglich.

Aber nicht nur die vertikale Auflösung wurde verbessert, die kontinuierliche Meßmethode des Neuchâtelers RF-EM erlaubt auch eine Steigerung der traditionellen horizontalen Meßwertauflösung, bei gesunkenem Aufwand.

Einige Eigenschaften der Hangrutschung konnten also durch einfache Modellierungen erklärt wer-

den. Weitere Schlußfolgerungen sind im nächsten Unterkapitel zu finden.

## 6.6 *Schlußfolgerungen*

Auf der Rutschung Falli Hölli wurden moderne geophysikalische Untersuchungsmethoden eingesetzt, um die Geometrie der instabilen Masse zu bestimmen. Die dadurch erhaltenen Resultate wurden später durch drei Bohrungen bestätigt.

Mit Hilfe des VLF-EM werden instabile Rutschmassen von stabilen Felspartien, die an der Oberfläche selten sichtbar sind, unterscheidbar.

Diese Methode erlaubt demzufolge Aussagen über das Rutschpotential und eine fundierte Kartierung.

Mittels der hochauflösenden Reflexionsseismik erhält man wertvolle Resultate zur Art der Rutschmasse, Tiefe und Form der Felsoberfläche. Innerhalb der Quartärablagerungen konnte man zudem den oberflächlichen Rutschungsteil von der darunter liegenden kompaktierten Moräne unterscheiden. Die präzise Anwendung dieser Methode erlaubt ein detailliertes Bild der dreidimensionalen Rutschungsgeometrie.

Seismische und VLF-EM Messungen ergeben konkludente Resultate. Da das gezeigte VLF-EM Profil einige hundert Meter oberhalb des seismischen Profils aufgenommen wurde, sind natürlich kleinere Abweichungen zu erwarten.

Das seismische Profil wurde auf einem Weg aufgenommen, so daß wegen der vorhandenen Leitungen dort keine vollständigen VLF-EM Profile aufgenommen werden konnten.

Außerdem war der obere Teil der Rutschung sehr viel interessanter für geologische Untersuchungen. Dort waren allerdings auf Grund der Erdbewegungen keine seismischen Messungen mehr möglich.

Der untere geologisch weniger interessante Teil der Rutschung wurde erst durch die von oben drückenden Massen aktiviert.

Die geophysikalischen Untersuchungen auf der Rutschung Falli Hölli zeigen, wie aussagekräftig beide Methoden sind, dies vor allem dann, wenn sie komplementär eingesetzt werden.

In der Schweiz sind VLF-EM und hochauflösende Reflexionsseismik auf zahlreichen Rutschungshängen einsetzbar, wobei sich das leichte Dispositiv und die günstigen Kosten als zusätzliche Vorteile erweisen. Solche angepaßten Methoden sollten vermehrt zur Untersuchung

von Rutschungen eingesetzt werden; da die notwendigen Stabilisierungsmaßnahmen stark von der Ausdehnung und der Tiefe einer Rutschung abhängen.

Die VLF-EM Methode hat sich beim Einsatz auf Hangrutschungen selbst unter ungünstigen Umständen bewährt. Weder der geringe Widerstands-kontrast noch die schlechte Begehbarkeit konnten verhindern, daß die Grenzen der Rutschung determiniert werden konnten. Selbst eine Zuordnung der VLF-EM Daten zu aktivierten und ruhenden Teil der Rutschung konnte durchgeführt werden. Auch lokale Strukturen innerhalb der Rutschung konnten vermutet werden. Dies bestätigen auch die seismischen Aufnahmen.

Auf Grund der Modellierungen lassen zukünftige Messungen im LF-Bereich auf noch bessere Daten und deutlichere Aussagen hoffen. Mit Hilfe der hohen Frequenzen lassen sich lokale Strukturen besser auflösen. Mit Hilfe der Sondierungseigenschaften des RF-EM Gerätes lassen sich weiterhin Aussagen über die Tiefenstruktur der Rutschung und eingelagerte Körper ableiten.

VLF-Messungen alleine integrieren über das gesamte Meßvolumen, einschließlich der dem LF-EM Bereich zugeordneten Meßtiefe. LF-Messungen erlauben auf fragwürdige Pauschalaussagen bezüglich der Reaktionen von Inphase oder Outphase auf Oberflächenstrukturen zu verzichten. Solche oftmals falschen Faustregeln können in Zukunft durch wissenschaftliche Messungen ersetzt werden, durch Hinzunahme des LF-Meßbereiches zum VLF-Meßbereich.

Die Notwendigkeit eines solchen Gerätes wurde in den Modellierungen also deutlich gezeigt.

Im Falle Falli Hölli konnten die durchgeführten geophysikalischen Messungen eine angeordnete Evakuierung rechtfertigen und in einem dadurch entstehenden Rechtsstreit die Position der verantwortlichen Behörden stärken. Die später einsetzende Vergrößerung des aktiven Anteils der Rutschung hat die Notwendigkeit dieser Evakuierung bestätigt.

Natürlich ist bei weiteren Messungen auf anderen Rutschungen nicht zu folgern, daß mit einem baldigen Rutschen von Zonen zu rechnen ist, die als gefährdet eingestuft worden sind. Die aktiven und passiven Phasen einer Rutschung wechseln in Zeiträumen, die über Jahrhunderte oder länger gehen können (Raetzo, 1997). Die Rutschung Falli Hölli ist somit ein seltener geologischer Glücksfall gewesen und erlaubte im Zeitraffertempo ansonsten

sehr viel langsamere Vorgänge zu beobachten.

Zukünftige Messungen werden noch weitaus erfolgreicher sein können, Dank der in den vorherigen theoretischen und praktischen Kapiteln gezeigten Möglichkeiten der RF-EM Methode. Besonders der Einsatz des LF-Bereiches kann auf Hangrutschungen neue Erkenntnisse erbringen, wie durch Modellierungen bewiesen wurde.

Außer den bisher gezeigten RF-EM Messungen in der Schweiz mit detaillierten Analysen, wurde auch eine effiziente und schnelle Grundwassersuche in Afrika durchgeführt. Einige der Ergebnisse werden im nächsten Kapitel demonstriert.

## Kapitel 7

# Grundwassersuche — Maradi, Niger

**G**rundwassersuche in ariden Zonen ist eine der wichtigsten Aktivitäten für das Hydrogeologische Zentrum in Neuchâtel (Zwahlen, 1987, 1988, 1991; Dodo, 1992; Dodo *et al.*, 1992; Galbane *et al.*, 1992). Unzählige, teilweise unveröffentlichte technische Rapports belegen die routinemäßigen Aktivitäten bezüglich Projekte für die Grundwassersuche.

Speziell die Anwendung geophysikalischer Methoden adaptiert auf die Untersuchung der Hydrogeologie arider Zonen stellt einen wichtigen Teilaspekt Neuchâteler (Zwahlen, 1984, 1987; Müller und Bieler, 1988; Turberg, 1994; Gillardin, 1995) und internationaler Forschungen dar (Palacky *et al.*, 1981; McNeill, 1990–1994).

Die Untersuchungen in den vorherigen Kapiteln dieser Arbeit legten einen Schwerpunkt auf die wissenschaftliche Untersuchung der RF-EM-Methode. Im folgenden sollen nun einige Resultate vorgestellt werden, die von Boeker (1995); Turberg *et al.* (1996) während einer Meßkampagne in Maradi, Niger, gewonnen wurden. Diese Meßkampagne gestattete weniger wissenschaftliche Untersuchungen, sondern verlangte nach konkreten Ergebnissen in Form positiver Grundwasserbohrungen.

Bisherige Untersuchungen im Niger (Balmer und Müller, 1988; Balmer *et al.*, 1990, 1991) haben bereits die Möglichkeit zu einem positiven Einsatz geophysikalischer Methoden aufgezeigt. Ausschnitte zu solchen Untersuchungen wurden auch in Stiefelhagen und Müller (1997) gezeigt. Eine statistische Analyse über den Erfolg einer Bohrkampagne in Abhängigkeit von den geophysikalischen Untersuchungen muß allerdings mit Vorsicht durchgeführt werden. So ist eine Verwerfung kein kompaktes Gebilde, sondern besitzt eine eigene Struktur, die nicht einfach mit geophysikalischen Mitteln zu untersuchen ist. Gerade aber die feinen, mit geophysikalischen Mitteln nicht

sichtbaren Strukturen, können bei der Suche nach Grundwasserleitern wichtig sein (Bláha und Müller, 1996). Somit ist eine Klassifizierung auf Grund geophysikalisch-hydrogeologischer Betrachtungen bei einer kleinen statistischen Gesamtheit äußerst schwierig durchzuführen. Auch im vorherigen Kapitel konnten geophysikalische Methoden zwar Epikarst und Karst untersuchen, aber keine direkten Aussagen machen, ob beide miteinander verbunden sind. Trotzdem wird im weiteren versucht, einige der gewonnenen Erfahrungen an zukünftige Projekte weiterzugeben.

Vor den eigentlichen geophysikalischen Untersuchungen folgen daher einige allgemeinen Erklärungen zum Projekt der Grundwassersuche im Niger, um dessen Problematik zu verstehen.

### 7.1 Einleitung

Im Departement Maradi im Süden des Nigers existieren zahlreiche verseuchte oder trockene Brunnen. Auch einige wenig produktive Bohrungen existieren in dieser Region. Andere Dörfer benötigten auf Grund ihrer Expansion mehr Wasser. Ziel des Zentrums für Hydrogeologie in Neuchâtel war es, in vierzig dieser nigerischen Dörfer, jeweils zwei Implantationen für Bohrungen vorzuschlagen.

Neben den hier beschriebenen Dörfern wurden in weiteren Dörfern Bohrungen niedergebracht, ohne oder nur mit geringen geophysikalischen Untersuchungen, da auf Grund der bekannten vorherrschenden sedimentären Strukturen aus geologischen Gründen nur ein geringes Risiko für negative Bohrungen bestand.

Ganz dazu im Gegensatz die hier präsentierten Bohrungen. Diese befinden sich im Gebiet des Sockels, in denen sich geringe Wasservorkommen an der Grenze zwischen Deckschicht und Sockel ansammeln. In solchen Fällen muß daher eine offe-

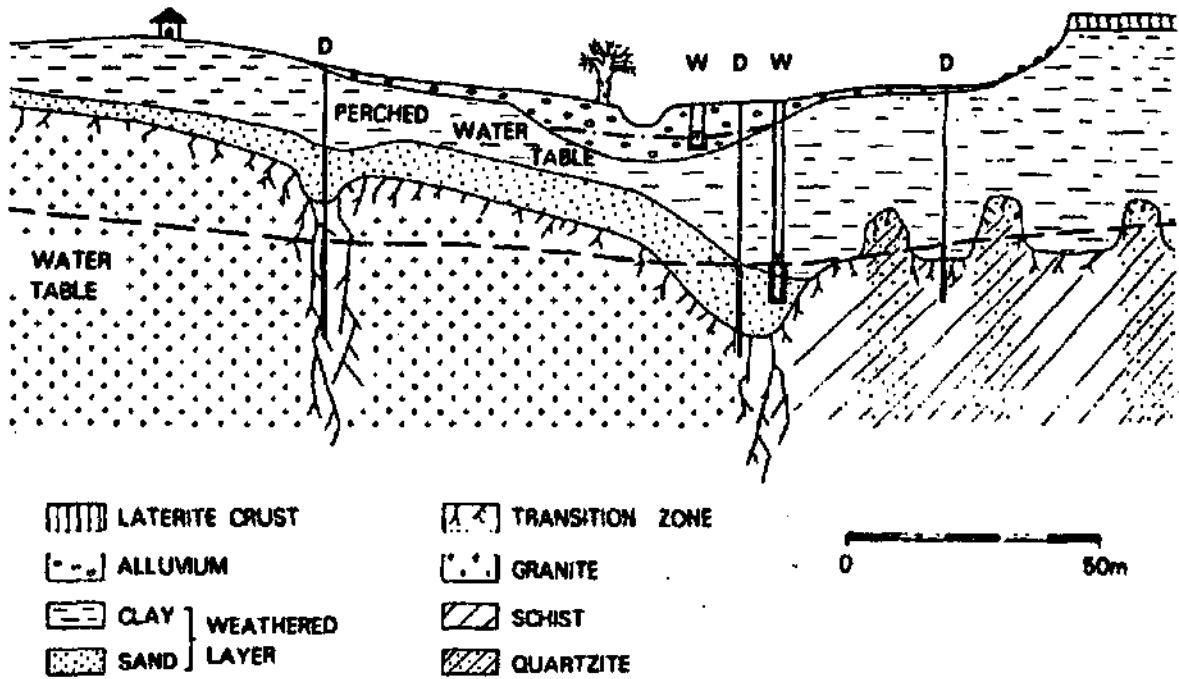


Abbildung 7.1: Typische geologische Sektion in Burkina Faso (nach Palacky *et al.*, 1981; McNeill, 1990–1994; McNeill und Labson, 1991–1993)

ne Verwerfung oder Kluft im Sockel gesucht werden, die als Drainage fungiert. Sind solche geklüfteten Systeme auf größere Distanzen zusammenhängend, so können durchaus bedeutende Aquifere entstehen. Ziel der in dieser Arbeit zusammengefaßten Messungen war daher die Suche nach solchen Verwerfungen und Klüften.

Bohrungen und Brunnen, die ohne geophysikalische Untersuchungen bis auf die Grenzschicht niedergebracht wurden, sind nur selten ganzjährig produktiv. Gesucht sind also schnelle und billige Methoden, die Verwerfungen und ähnlich Strukturen finden. Somit scheinen Profilierungen mit VLF-EM und Slingram (siehe Unterkapitel 7.3.1 ab Seite 188) geeignete Untersuchungsmethoden für die angesprochene Region zu sein.

Forderung für eine erfolgreiche Beurteilung der Meßkampagne war, daß mindestens 50% der Dörfer ausreichend mit Wasser versorgt werden sollten. Als ausreichend wurde dabei eine mögliche Förderung von  $0.3 \text{ m}^3/\text{h}$  bis  $0.5 \text{ m}^3/\text{h}$  definiert. Je nach Einzugsbereich der Bohrung kann dies natürlich subjektiv variieren, das heißt, Größe und Wichtigkeit des Dorfes, Anzahl umliegender produktiver Wasserentnahmestellen, und andere Parameter spielen eine wichtige Rolle beim Wasserbedarf.

Leider können sowohl produktive Verwerfungen als auch verschlossene Verwerfungen ähnliche

Anomalien produzieren. So besteht bei sehr starken Anomalien auch immer das Risiko auf eine Erzader zu stoßen. Andererseits können so auch Erzprospektionen und Grundwasserprospektionen gegenseitig von ihren Ergebnissen profitieren. In diesem Kapitel wird jedoch auch das Auffinden von Erzadern als Mißerfolg bei der Wassersuche gewertet.

Der Erfolg der kombinierten Dipol-Dipol und VLF-EM Messungen bei der Grundwasserprospektion soll in den folgenden Unterkapiteln bewiesen werden. Zu Beginn stehen dabei Voruntersuchungen zur Praktikabilität elektromagnetischer geophysikalischer Verfahren im Niger.

## 7.2 Allgemeine Geologie

Laut Jones (1985) werden große Teile des afrikanischen Kontinents durch ein kristallines Grundgebirge gebildet, überlagert durch eine mächtige Verwitterungsschicht. An der Grenze zwischen diesen beiden Gesteinen befinden sich in großen Teilen Afrikas potentielle Aquifere, insbesondere wenn das Grundgebirge zusätzlich geklüftet ist. Das Aufsuchen solcher Klüfte ist oft das Ziel geologisch-geophysikalischer Grundwassersuche in den ariden Zonen Afrikas.

Grundgestein	Granite [ $\Omega \cdot m$ ]	Schist [ $\Omega \cdot m$ ]	Amphibolite [ $\Omega \cdot m$ ]
Verwitterungsschicht	25–50	10–30	5–15
Übergangszone	40–200	250–400	10–80
Hartgestein	> 1500	> 1000	> 500

Tabelle 7.1: Typische Gesteinswiderstände für Westafrika (nach Palacky *et al.*, 1981; McNeill und Labson, 1991–1993)

Abbildung 7.1 zeigt eine geologische Situation die laut Palacky *et al.* (1981); McNeill (1990–1994); McNeill und Labson (1991–1993) typisch für Burkina Faso ist, dem ehemaligen Obervolta und Nachbarn des Nigers. Diese Situation trifft auch für die in dieser Arbeit untersuchte Region zu. In Abbildung 7.2 sind Ausschnittsvergö-

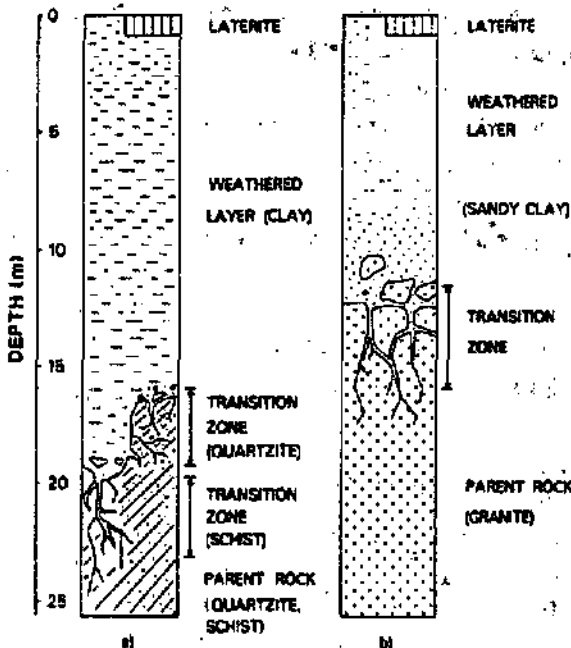


Abbildung 7.2: Ausschnitt der Verwitterungszonen: a) vulkanisch-sedimentär, b) granithaltig (nach Palacky *et al.*, 1981; McNeill und Labson, 1991–1993)

rungen der Verwitterungszonen für vulkanisch-sedimentäres und granitisches Muttergestein zu sehen. Dies sind nach Palacky *et al.* (1981); McNeill und Labson (1991–1993) typische geologische Situationen in Westafrika, in denen mit einer produktiven Bohrung gerechnet werden kann. Die zugehörigen Widerstände sind in Tabelle 7.1 aufgelistet.

Geologische Schwachstellen, wie Verwerfungen, führen zu einer lokalen Erhöhung der Schichtmächtigkeit der Deckschicht. In diesen kann sich Wasser ansammeln. In der geologischen Sektion ist

weiterhin ein schwebender Aquifer zu sehen, der nach unten durch das undurchlässige Grundgebirge begrenzt wird. Dieser Aquifer versiegt oft in der Trockenzeit. Auch die Wasserläufe an der Oberfläche versiegen in der Trockenzeit. Im Alluvium dieser Wasserläufe und in der Deckschicht können Brunnen gegraben werden. Sie sind in der Abbildung mit 'W' (well) bezeichnet. Ist der Aquifer jedoch versiegt, verhindert das Grundgebirge ein weiteres Graben. Wiederauffüllung durch seitlichen Zulauf ist dann im allgemeinen auch nur minimal.

In solchen Fällen sind Bohrungen direkt in Verwerfungen die einzige Möglichkeit zur Auffindung weiterer Aquifer. In den Verwerfungen wird das Wasser aus der Grenzschicht zwischen Deckschicht und Grundgebirge kanalisiert. Durchlässige Verwerfungen können so über ihre gesamte Distanz Wasser sammeln, und somit produktive Bohrungen erlauben. In der Abbildung sind sie mit 'D' (Drilling) bezeichnet. Da sie in die Verwerfungen eindringen, sind sie im allgemeinen tiefer als die Brunnen. Dies ist bei Bohrkampagnen zu berücksichtigen.

Die aufgeführten Beschreibungen stimmen auch mit den Erfahrungen überein, die im Niger gemacht wurden. Vorhandene Brunnen, die an das Grundgebirge stoßen, waren im allgemeinen nicht den ganzen Tag produktiv, es sei denn, sie wurden bis in eine Verwerfung hinein gegraben. Die wasserführenden Strukturen waren teilweise nur wenige Millimeter breit.

Da in ariden Zonen der Grundwasserspiegel sehr viel tiefer liegt als in den humiden Zonen, wie der Schweiz, ist hier eine Interpretation der Inphase wünschenswert, da diese im allgemeinen weniger durch eine Deckschicht beeinflusst wird als die Outphase. Daher werden zukünftige Messungen von der neuen stabileren Antenne des RF-EM 2 profitieren können, wie auch noch in den Modellierungen von Unterkapitel 7.4 ab Seite 191 zu sehen sein wird.

Basierend auf der vorgestellten Geologie großer

Teile Westafrikas, wird nun der Einsatz elektromagnetischer Verfahren zur Suche der aufgeführten Strukturen vorgeschlagen.

### 7.3 Anwendung von geophysikalischen EM-Verfahren in ariden Zonen

Die Ziele und Anforderungen geophysikalischer Grundwasseruntersuchungen in humiden Zonen, wie der Schweiz, unterscheiden sich erheblich von den speziellen Belangen elektromagnetischer Messungen in ariden Zonen. In diesem Unterkapitel werden daher die in Neuchâtel eingesetzten Methoden unter dem Gesichtspunkt eines Einsatzes in ariden Zonen betrachtet.

Auch die VLF-Methode kann bei der Grundwassersuche helfen. Da jedoch die Ankopplung in den ariden Zonen im allgemeinen auf Grund hoher Oberflächenkontaktwiderstände sehr hoch ist, scheiden VLF/R und RMT-Methode oft aus (I. Müller, Pers. Kommunik.).

Die Verwendung hoher Frequenzen ist in den ariden Zonen mangels verfügbarer Sender ohne den Einsatz eigener portabler Sender sehr eingeschränkt. Die gesuchten Strukturen liegen außerdem oft tiefer als in Zentraleuropa, da die ungesättigte Zone sehr viel mächtiger ist. Auch deshalb ist ein Einsatz der LF-Methode in diesen Zonen weniger angezeigt.

VLF-Messungen sollten also durch ein weiteres elektromagnetisches Verfahren ergänzt werden, das Widerstände auch in solchen Situationen bestimmen kann und eine hohe Eindringtiefe hat. Dies ist zum Beispiel die Slingram-Methode. Mit den in Neuchâtel hergestellten Modellen mit Spulendiametern größer als ein Meter können sehr große Eindringtiefen bei guter Datenqualität erreicht werden. Diese Methode soll daher im nächsten Unterkapitel kurz eingeführt werden, da sie für die VLF-Messungen im Niger als komplementäre Methode ausgesucht wurde.

In Europa ist der Einsatz solch großer Spulen schwieriger, da zum Transport auch während der Messungen mehrere Personen nötig sind. In Afrika ist der Einsatz einer ausreichend großen Anzahl von Helfern hingegen kein Problem. Daher wird diese Methode in Afrika sehr viel stärker als in der Schweiz eingesetzt. Auf Grund der Größe der Neuchâtel Spulen sind größere Spulenseparatio-

nen anwendbar und eine bessere Ankopplung erzielbar als mit kommerziellen, handlicheren Geräten. Die Neuchâtel Dipol-Dipol Geräte sind also für den Einsatz in Afrika optimiert worden.

Die VLF-Methode wurde im Niger zur Eingrenzung der interessanten Zonen für die Grundwassersuche eingesetzt, und die Slingram-Methode wurde zur Bestimmung genauere Details wie Leitfähigkeiten und lokaler Ausdehnung eingesetzt. Dies ergibt sich auch in Palacky (1991–1993) als günstige Kombination. Verwitterungsprozesse verlaufen schneller entlang von Schwächezonen wie Verwerfungen. Wassergesättigte Tone in solchen Verwitterungszonen bedingen eine durch elektromagnetische Methoden meßbare Leitfähigkeitserhöhung. In vielen Zonen Afrikas besitzen solche lokal wichtigen Aquifere zwar eine bescheidene Produktivität zwischen 0.5 und 5 m<sup>3</sup>/h, sind aber oft von existenzieller Bedeutung als einzige Wasserquelle in den semiariden Zonen des Sahel (De Jong *et al.*, 1981; Palacky *et al.*, 1981; McNeill, 1990–1994).

Vergrößerungen der leitfähigen Verwitterungsschicht über tektonischen Schwachstellen führen zu deutlichen Minima in den Meßkurven für die Slingram- beziehungsweise HLEM-Methode. Zum Verständnis dieser Effekte ist jedoch eine kurze Einführung in die Slingram-Methode nötig.

#### 7.3.1 Slingram-Methode

In diesem Unterkapitel soll die Dipol-Dipol EM-Methode kurz eingeführt werden, wie sie bei den Messungen im Niger eingesetzt wurde. Je nach Autor oder Hersteller wird sie auch Slingram, Ronka EM, MaxMin, Boliden, EM Gun, HLEM (Horizontal Loop Electromagnetics), VMD (Vertikal Magnetic Dipol) genannt. Nicht alle Autoren verstehen unter der Methode immer exakt das gleiche, einige Definitionen sind umfassender, andere spezifizieren sehr viel genauer die Konfiguration. In den Ausführungen dieser Arbeit wird auf diese Unterschiede Rücksicht genommen.

An der Universität von Neuchâtel werden zwei Magnetfeldspulen je nach Modell im Abstand von etwa 10 bis 160 m und im Frequenzbereich von 27.5 Hz bis 7'040 KHz eingesetzt. Es können sowohl Profilierungen als auch Sondierungen durchgeführt werden.

In der Standardkonfiguration sind die Spulen horizontal koplanar angeordnet (HLEM, VMD). Eine vertikale Anordnung zumindest einer der Spu-

len ist technisch möglich, aber weniger praktikabel auf Grund der Dimensionen der Spulen. Außerdem existieren die meisten Interpretationshilfen für die HLEM-Konfiguration.

Sind beide Spulen vertikal koplanar angeordnet, so spricht man von Horizontal Magnetic Dipol (HMD). Im allgemeinen unterstützen die meisten technischen Realisationen all diese verschiedenen geometrischen Anordnungen. Das Verständnis über die Ankopplung und die Möglichkeiten der Interpretation sind jedoch für die HLEM Konfiguration am weitesten fortgeschritten. Abbildung 7.3

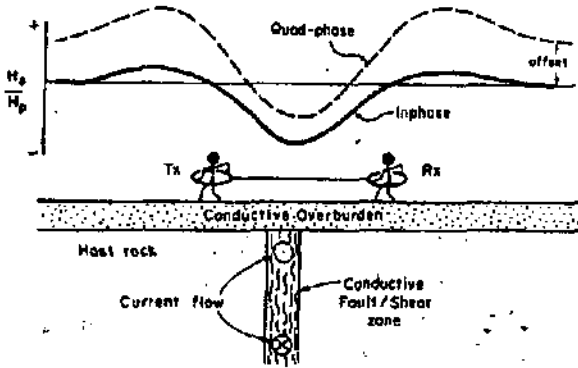


Abbildung 7.3: Slingram/HLEM-Methode (nach McNeill, 1990–1994)

zeigt als Beispiel die Slingram-Methode in HLEM-Konfiguration über einem guten Leiter.

Es werden hauptsächlich drei verschiedene prinzipielle HLEM-Konfigurationen in Neuchâtel eingesetzt:

1. Spulenabstand und Frequenz sind konstant. Diese Konfiguration wird für Profilierungen eingesetzt.
2. Der Spulenabstand bleibt bei variierender Frequenz konstant. Diese Konfiguration wird für Sondierungen benutzt.
3. Die Frequenz  $f$  wird umgekehrt proportional zum Quadrat des Abstands  $s$  variiert. Auch diese Konfiguration wird für Sondierungen eingesetzt.

Für die letzte der drei Konfigurationen gilt, daß der scheinbare Widerstand umgekehrt proportional zur Inphase  $I$  ist. Es gilt genauer (Parasnis, 1986; Turberg, 1994):

$$\rho = 1.974 \cdot 10^{-6} \frac{f s^2}{I} \quad (7.1)$$

Diese Formel ergibt sich als Näherung aus dem Verhältnis von sekundärem zu primärem Magnetfeld

$$\frac{H_s}{H_p} = \frac{\pi f \mu_0 s^2}{2} \quad (7.2)$$

einer vorhergehenden Näherung, die Turberg (1994) motiviert. Die Neuchâtel Geräte zeigen In- und Outphase dieser Relation an. Für vorgegebene Frequenz-Abstand-Paare zeigen sie zusätzlich den eben definierten scheinbaren Widerstand an.

Da das Primärfeld keinen Outphaseanteil besitzt, ist die Outphase nur zum Sekundärfeld proportional und damit unempfindlicher gegen Abweichungen der Spulen von der Horizontalen. Die Inphase besitzt sowohl einen Anteil aus dem Primärfeld als auch aus dem Sekundärfeld. Sie ist somit empfindlicher gegen Schwankungen der Spulenorientierung (Parasnis, 1986; Turberg, 1994; Pellerin und Alumbaugh, 1997).

Für 1D-Strukturen können mit der dritten Konfiguration bei großen Abständen auch große Eindringtiefen erzielt werden. Für komplexe Strukturen sollte jedoch der Spulenabstand klein und konstant gehalten werden, also die zweite Konfiguration mit konstant kleinem Spulenabstand eingesetzt werden, damit der Untergrund zwischen den Spulen als homogen angesehen werden kann. In diesem Fall muß der scheinbare Widerstand nachträglich berechnet werden. Die meisten Programme für die Slingram-Methode benötigen jedoch nur Inphase, Outphase, Frequenz und Abstand, und berechnen hieraus selber einen scheinbaren Widerstand.

Für alle drei Konfigurationen können durch Drehung um den Mittelpunkt der Achse zwischen den beiden Spulen, Widerstände in verschiedenen Richtungen und damit die Anisotropie bestimmt werden.

Für weiterführende Informationen wird auf Parasnis (1986); Nabighian (1988–1994, 1991–1993); McNeill (1990–1994); Telford *et al.* (1990); Ward (1990–1994); Turberg (1994) verwiesen, da die Methode in dieser Arbeit nicht weiterentwickelt wurde, sondern nur mit der VLF-Methode kombiniert eingesetzt wurde. Es folgen jedoch noch einige Ausführungen zum Einsatz der Dipol-Dipol Methode im Niger, in Kombination mit der VLF-Methode.

### 7.3.2 Slingram und VLF-EM in ariden Zonen

Geologische Schwachstellen werden stärker durch Verwitterungsprozesse verändert als das umliegende Gestein. Dies führt dazu, daß sich an diesen Stellen die Deckschicht als Verwitterungsschicht nach unten hin verstärkt.

Villegas-Garcia und West (1983) zeigen, daß dies zu einer Leitfähigkeitserhöhung führt, die für die Slingram-Methode ähnliche Kurven ergibt, wie bei der Messung über Erzsulfatkörpern. Modellrechnungen finden sich hierzu auch in nächsten Unterkapitel.

Abbildungen 7.4 und 7.5 sind aus bereits erwähn-

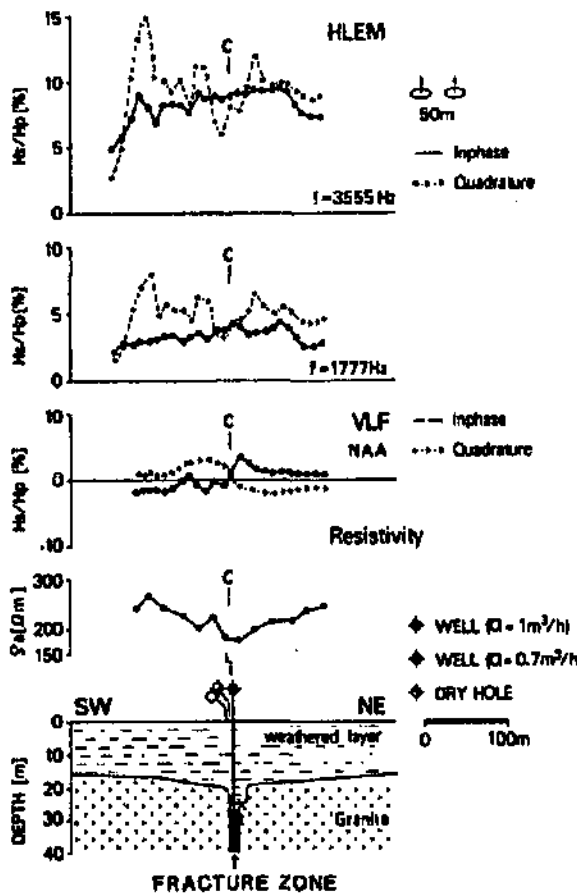


Abbildung 7.4: VLF, HLEM und Geoelektrik über verwitterter Schicht (nach Palacky *et al.*, 1981; McNeill und Labson, 1991–1993)

ten Gründen laut Palacky *et al.* (1981); McNeill (1990–1994) zwei typische geologische Sektionen für Burkina Faso, dem Nachbarland des Nigers. Dies sind auch für den Niger typische geologische Situationen, wie im weiteren noch durch Messungen untermauert wird.

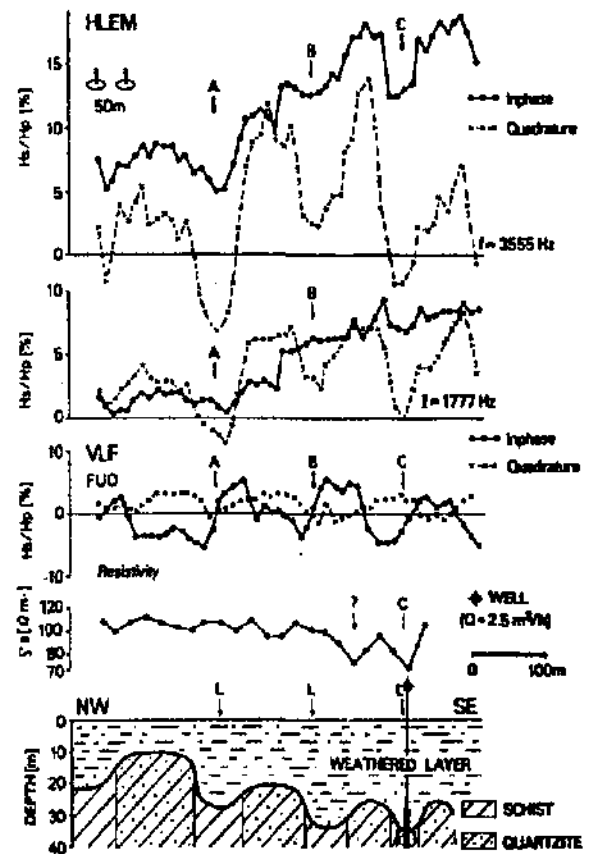


Abbildung 7.5: VLF, HLEM und Geoelektrik über steilstehenden Schist/Quarz Schichten (nach Palacky *et al.*, 1981; McNeill, 1990–1994; McNeill und Labson, 1991–1993; Palacky, 1991–1993)

Interessant in Abbildung 7.4 ist weiterhin, daß eine erste Bohrung auf Grund alleiniger geoelektrischer Widerstandsmessungen nur eine Ergiebigkeit von 0.7 m<sup>3</sup>/h ergab. Eine weitere Bohrung fünf Meter weiter südwestlich war völlig trocken. Erst nach Durchführung von HLEM und VLF-EM Messungen konnte die Bohrung optimal platziert werden mit einer möglichen Förderung von 1 m<sup>3</sup>/h. Absolut ist dies zwar nicht viel, aber bei solch kleinen verfügbaren Wassermengen kann eine Steigerung von in diesem Fall 50% über die Existenz eines ganzen Dorfes entscheiden.

Auch für Abbildung 7.5 gilt, daß Geoelektrikmessungen die gesuchten Anomalien weniger scharf definieren als HLEM und VLF-EM. Am genauesten sind die beschriebenen Anomalien oft in den VLF-EM Daten zu lokalisieren. HLEM- und Geoelektrik-Messungen helfen den Typ der Anomalie festzustellen und die VLF-Messungen zu bestätigen.

Um rein oberflächliche Effekte auszuschließen,

empfiehlt sich immer auch die Ausführung einer Sondierung, beziehungsweise der Profilierung mit verschiedenen Auslagen und damit verschiedenen Eindringtiefen. Die HLEM-Methode hat dabei über die Geoelektrikmethode den Vorteil der elektrodenlosen Messung. Ankopplungsprobleme sind so zu vernachlässigen und die Meßgeschwindigkeit wird auch im allgemeinen höher sein, wenn keine Multi-elektrodenkabel wie bei Turberg und Barker (1996) für die geoelektrischen Messungen zur Verfügung stehen.

Insgesamt ergibt sich, daß in ariden und semi-ariden Zonen VLF-EM oft als schnelle Methode zur genauen Lokalisierung einer Vielzahl von Anomalien einsetzbar ist, auch wenn sich diese an der Erdoberfläche wenig durch morphologische Abweichungen bemerkbar machen. Insbesondere unterhalb von häufig anzutreffenden ebenen Laterit-schichten verstecken sich oft zahlreiche VLF-EM Anomalien aus tieferen Schichten.

McNeill (1990–1994) führt weiter aus, daß der beschriebene Effekt bei der Entstehung der Anomalien zu Schwierigkeiten bei der Interpretation führt, so daß einfache geschichtete Modelle nicht zum Ziel führen. Zum Verstehen dieser Anomalien sollte daher eine weitere Methode dienen, wie zum Beispiel die HLEM-Methode. Diese erlaubt viel einfacher und sicherer die Anomalien zu interpretieren, ohne fragwürdige Filterungen. Somit ergänzen sich die schnelle und effiziente VLF-EM Methode und die detaillierter arbeitende HLEM-Methode in den ariden und semi-ariden Zonen Afrikas hervorragend.

Es folgen nun einige Modellierungen zur VLF-EM Methode bei der Suche nach den beschriebenen geologischen Strukturen.

## 7.4 Modellierungen

Einige der erwähnten typischen Anomalien für Westafrika sollen nun modelliert werden. Solche Vorüberlegungen sollten die Durchführbarkeit der geplanten Messungen zeigen.

Auch hier wird sich wieder ergeben, daß die kombinierte Interpretation von VLF In- und Outphase bessere Ergebnisse ergibt als die alleinige Interpretation von ausschließlich In- oder Outphase. Besonders auch der Vorteil des Einsatzes von Methoden verschiedener Frequenzbereiche wird erneut demonstriert.

Die Modellwiderstände wurden entsprechend Tabelle 7.1 auf Seite 187 ausgewählt. Das Modell besteht, wie in Abbildung 7.6 gezeigt, aus einer fünf Meter mächtigen Deckschicht mit einem Widerstand von  $25 \Omega\text{m}$ , über einem Grundgestein mit einem Widerstand von  $2000 \Omega\text{m}$ . Vier verschiedene Strukturen sind darin eingelagert.

Die ersten beiden sind tiefergehende Deckschichten. Zuerst auf 10 m und dann auf 15 m herunter. Dies soll zwei Stellen simulieren, an denen das Grundgestein in einer Schwächezone stärker verwittert ist, so daß sich die Deckschicht nach unten ausweitet. Die dritte Anomalie simuliert eine Verwerfung mit dem gleichen Widerstand wie die Deckschicht. Die drei beschriebenen Strukturen haben alle den gleichen Widerstand von  $25 \Omega\text{m}$  wie die Deckschicht und jeweils eine Breite von 5 m. Die vierte und letzte Struktur ist ebenfalls eine Verwerfung, jedoch mit  $50 \Omega\text{m}$  Widerstand und nur 4 m breit. Sie ist ebenfalls von der 5 m mächtigen Deckschicht überlagert.

Die Breite der Strukturen ist sehr klein gegenüber der Breite der verursachten Anomalien. Deshalb fallen ihre linke und rechte Begrenzungen in den berechneten Inphase- und Outphase-Kurven zusammen. Noch näher gelegene Anomalien könnten also schon nicht mehr getrennt werden. Abbildungen 7.7 bis 7.10 zeigen die Inphase und Outphase für die VLF-Frequenz 16.0 kHz und die LF-Frequenz 160.0 kHz. Auch hier ist wieder ein Vergleich von VLF und LF möglich, zur Beurteilung der Vorteile einer Frequenzbandmethode.

Betrachtet man die VLF-Inphase, so sehen alle vier Anomalien annähernd gleich aus. Auch die Amplituden sind vergleichbar. Besonders die erste und letzte Anomalie sind fast identisch. So erzeugt die oberflächliche leichte Verdickung der Deckschicht fast die gleiche VLF-Inphase wie die durchgehende Verwerfung. In der VLF-Outphase hingegen, können alle Anomalien voneinander unterschieden werden.

Durch Vertiefen der ersten oder zweiten Struktur wird in einem Zwischenstadium zwischen der ersten und dritten Struktur, die gleiche VLF-Outphase erzielt, wie für die vierte Anomalie. In einem solchen Fall kann die Outphase alleine das zugrundeliegende Modell auch nicht eindeutig festlegen. Für das gezeigte Modell variieren Inphase und Outphase jedoch unterschiedlich, so daß noch eine Unterscheidung der vierten Anomalie von einer solchen Anomalie möglich ist. Bei Berech-

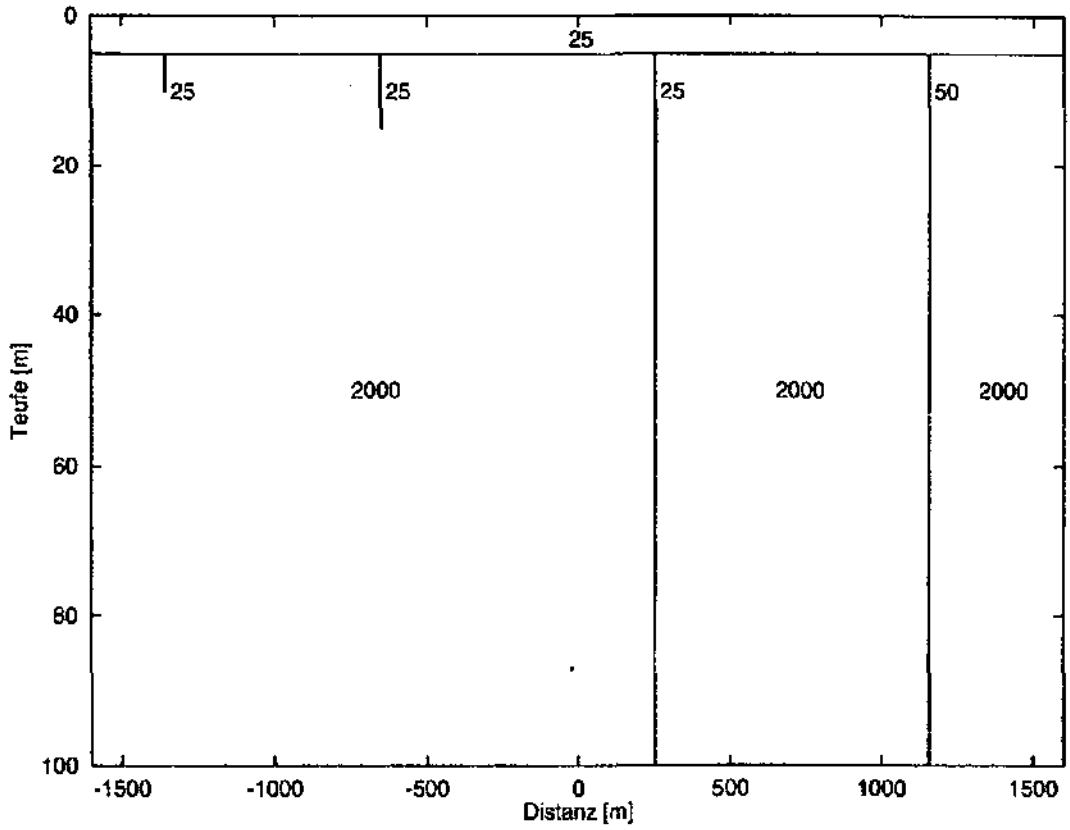


Abbildung 7.6: Deckschichtmodell mit Widerständen in  $\Omega\text{m}$

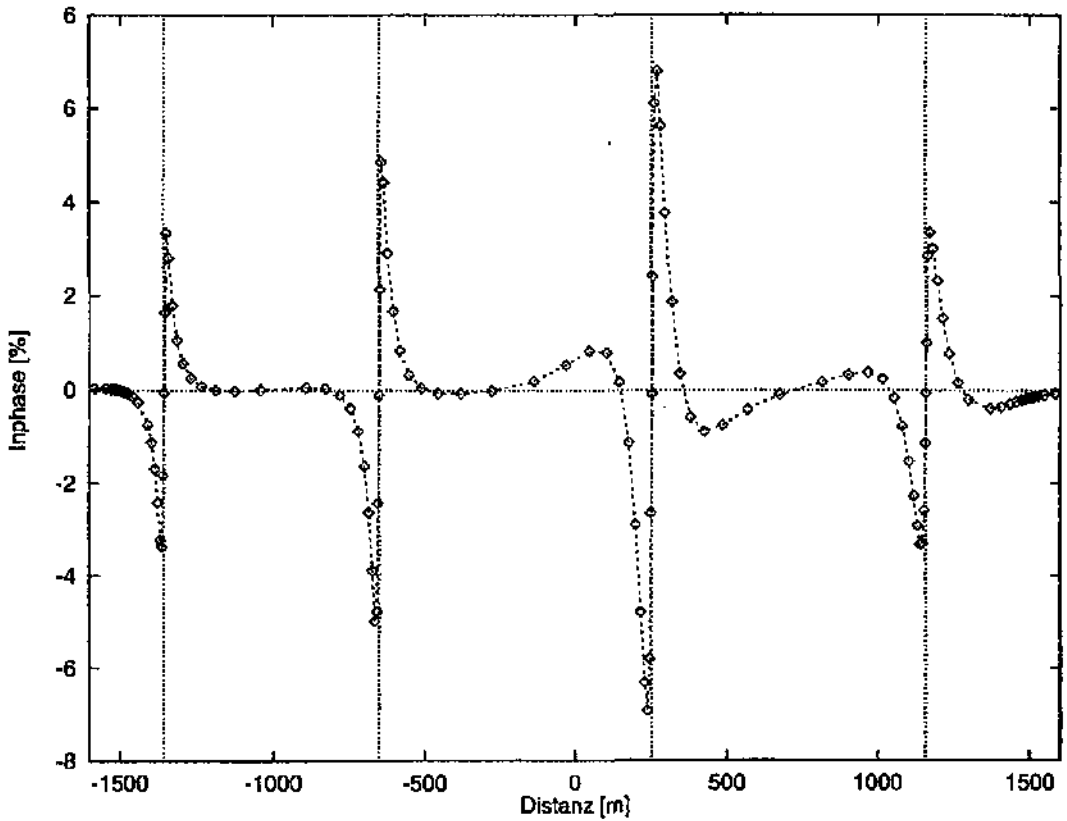


Abbildung 7.7: Deckschichtmodell: VLF-Inphase für 16.0 kHz

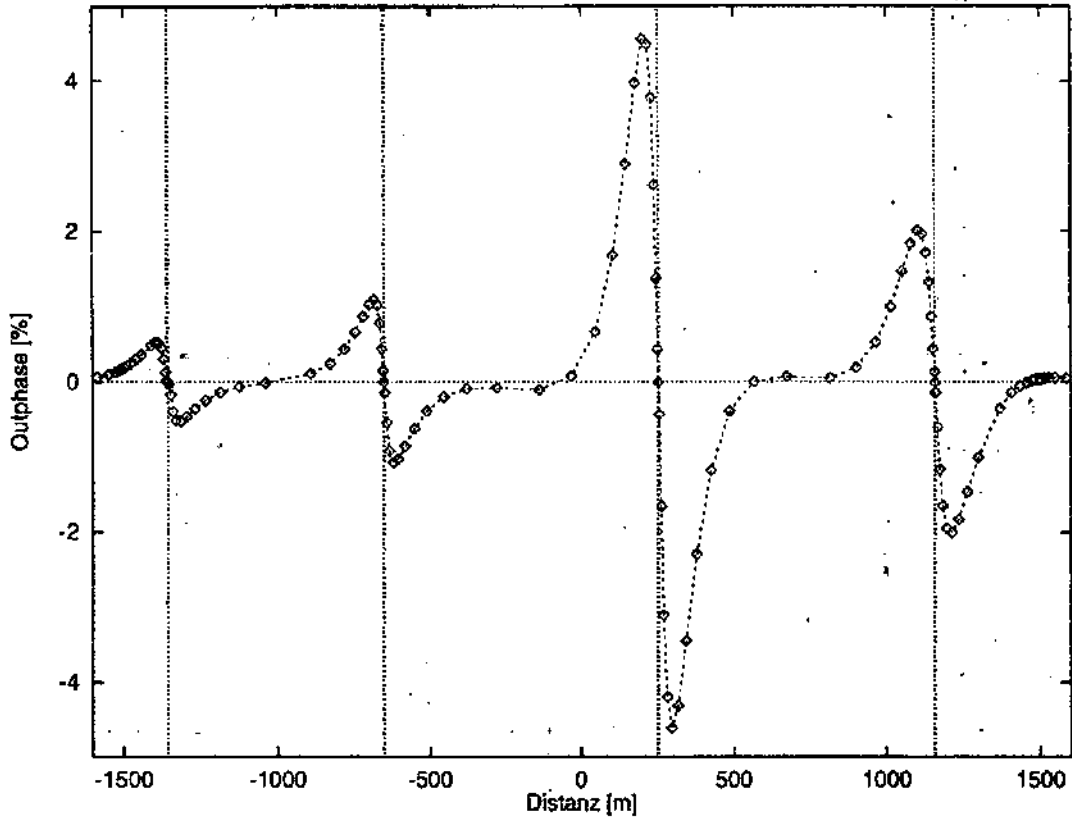


Abbildung 7.8: Deckschichtmodell: VLF-Outphase für 16.0 kHz

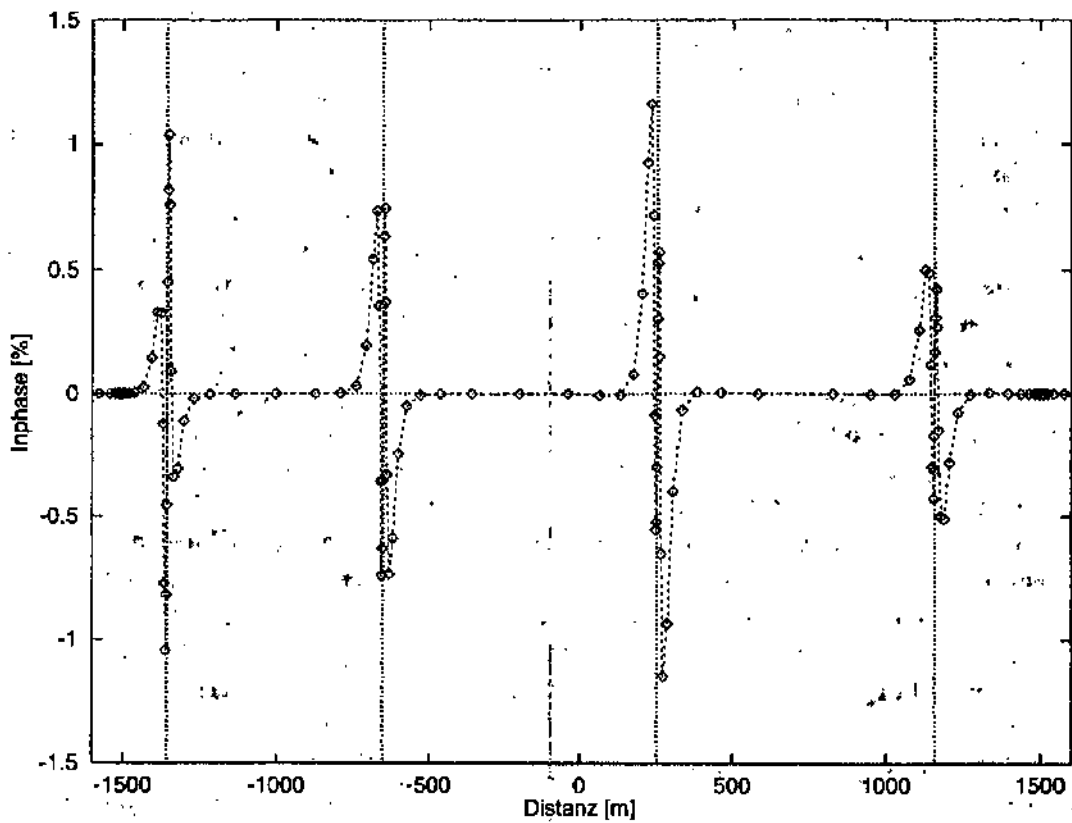


Abbildung 7.9: Deckschichtmodell: LF-Inphase für 160.0 kHz

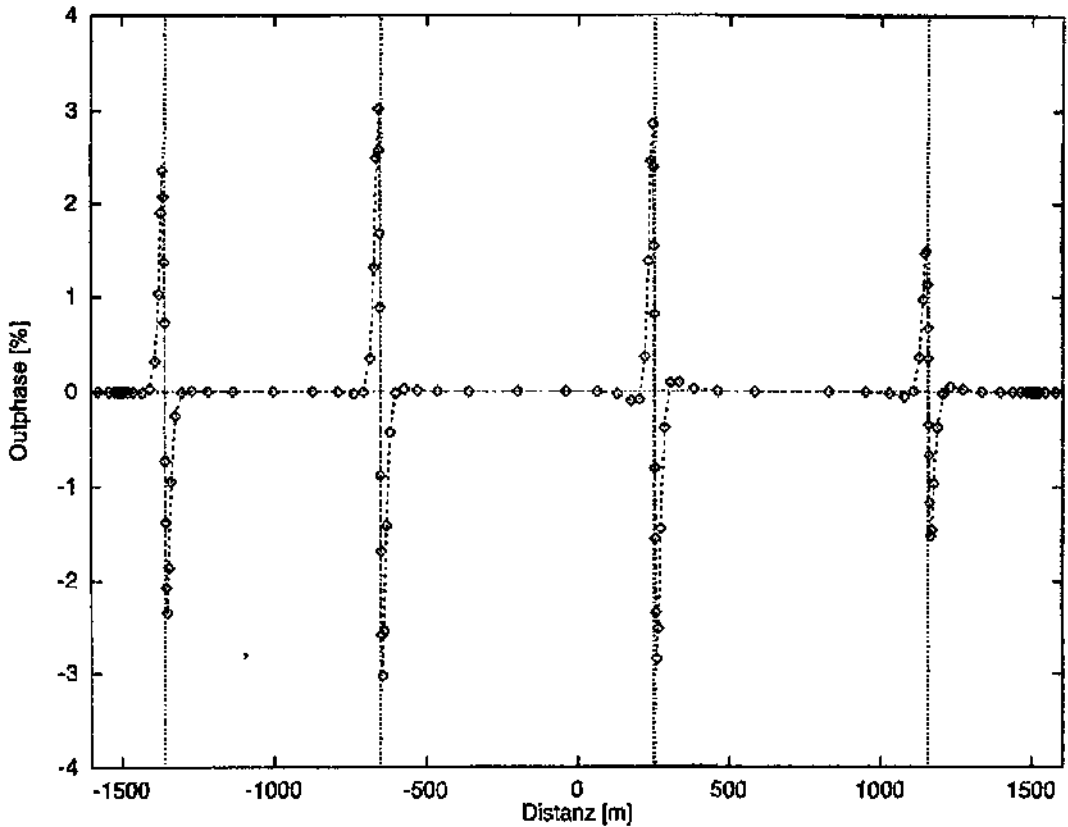


Abbildung 7.10: Deckschichtmodell: LF-Outphase für 160.0 kHz

nung weiterer Modelle wird sich jedoch sicher ein Modell finden, in dem sogar Inphasen und Outphasen für zwei verschiedene Modelle aber konstante Frequenz, gleichzeitig übereinstimmen. An diesem Punkt kommen nun die LF-Messungen ins Spiel, die eine Modellunterscheidung vereinfachen.

Betrachtet man LF-Inphase und LF-Outphase, so fällt auf, daß im Gegensatz zum VLF-Bereich, die Outphase diesmal größer ist als die Inphase. Besonders groß ist sie beim zweiten Modell. Obwohl die Deckschicht nur auf 15 m herab geht, ist die Outphase sogar größer als bei der durchgehenden Verwerfung der dritten Anomalie. So ist anzunehmen, daß durch die begrenzte Tiefe dieser Deckschichtverdickung, Ströme in dieser kanalisiert werden. In der durchgehenden Verwerfung geschieht diese Kanalisierung in der gesamten Verwerfung. Die LF-Methode reagiert mit ihrer geringeren Eindringtiefe stärker auf die Kanalisierung in den oberen Regionen als die VLF-EM Methode. Bei der durchgehenden Verwerfung verteilt sich das zu messende Anomaliesignal auf einen größeren Bereich und zu größeren Tiefen.

Vergleicht man die LF-Outphase mit der VLF-Outphase, so ist direkt ersichtlich, daß für die Verwerfungen, das heißt die dritte und vierte Anomalie,

LF- und VLF-Kurven vergleichbar sind. Bei den nur oberflächennahen Anomalien ist weiterhin die VLF-Outphase schwächer als die LF-Outphase, während in allen anderen Fällen die LF-Messungen geringere Amplituden ergeben als die VLF-Messungen.

Die Inphase ist für alle gezeigten Modelle für VLF stärker als für LF. Die LF-EM Outphase hilft in diesem Fall, die vierte Anomalie von den anderen Anomalien zu unterscheiden. Gemeinsame VLF-EM und LF-EM Messungen reduzieren also die Mehrdeutigkeiten. Für die gezeigten Modelle ist die Outphase aussagekräftiger als die Inphase, beim Versuch, die verschiedenen Modelle zu unterscheiden.

Bei größeren Deckschichten sollte die VLF-Methode eventuell zu höheren Frequenzen, das heißt ELF erweitert werden. In diesem Bereich arbeitet auch die in Neuchâtel angewandte HLEM Methode. Solche dickeren Deckschichten waren zum Beispiel bei den in dieser Arbeit vorgestellten Messungen im Niger anzutreffen. Für den Vergleich zwischen VLF und ELF können die gezeigten Modelle auf größere Tiefen umskaliert werden. Da sich dadurch jedoch keine neuen Erkenntnisse ergeben, wird an dieser Stelle darauf verzichtet.

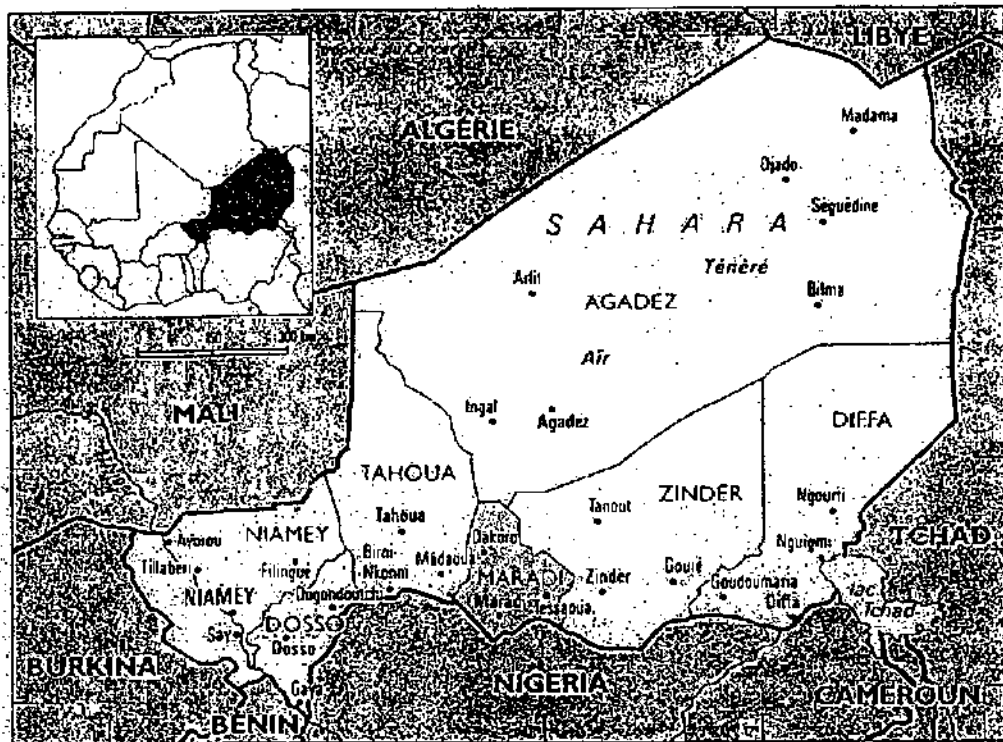


Abbildung 7.11: Lage des Untersuchungsgebietes im Süden von Maradi (modifiziert, nach Boeker, 1995)

Aus den Modellierungen ist sehr schnell ersichtlich, daß aus alleinigen VLF-Messungen kein geologisches Modell abgeleitet werden kann. Zur Beschränkung der Mehrdeutigkeit sollte also immer in mehreren Frequenzbereichen gemessen werden, beziehungsweise mehrere verschiedene geophysikalische Methoden kombiniert werden.

Für die Messungen im Niger sind die Dipol-Dipol Methode und die VLF-EM Methode komplementär. Dies wird auch noch bei der Auswertung der gemessenen Daten in Unterkapitel 7.7 gezeigt werden. Vorher werden jedoch noch einige Details über die Geologie des Meßgebietes ausgeführt.

## 7.5 Lage, Geologie und Hydrogeologie des Meßgebietes

Es sind nur sehr wenige, genaue Information über die Geologie des Departements Maradi bekannt. Sie werden in Turberg *et al.* (1996) zusammengefaßt.

Das Departement hat eine Größe von insgesamt  $38'500 \text{ km}^2$  und die untersuchte südliche Region eine Fläche von  $2'500 \text{ km}^2$ , bei einer Breite von ungefähr  $30 \text{ km}$  und einer Länge von  $80 \text{ km}$ . Dies entspricht den Breitengraden  $13^\circ 00'$  bis  $13^\circ 20'$  und

den Längengraden  $6^\circ 95'$  bis  $7^\circ 40'$ . Die untersuchte Region reicht bis an die nördliche Grenze zu Nigeria heran, da aus politischen Gründen vor allem auch die Grenzdörfer mit Wasserstellen bedacht werden sollten.

Die Lage des Untersuchungsgebietes innerhalb von Afrika beziehungsweise des Niger, zwischen Maradi im Norden und der Grenze zu Nigeria im Süden, wird in Abbildung 7.11 gezeigt, und die geographische Lage der vierzig Meßorte in Abbildung 7.12. Die ursprünglich ausgewählten Dörfer sind in dieser Karte durchnummeriert und mit Hilfe schwarzer Markierungspunkte hervorgehoben. Allerdings ist diese Karte ziemlich ungenau. Die Fehler zwischen kartographierter und wirklicher Lage eines Dorfes können bei einigen Kilometern liegen. Entscheidend sind letztendlich immer die Angaben des Rapportes (Turberg *et al.*, 1996).

Zum Zeitpunkt der Messungen konnte leider noch keine definitive Liste der vierzig zu untersuchenden Dörfer vorgelegt werden. Ziel des Projektes war, nur in Dörfern mit dem Willen zu einer finanziellen Partizipation zu bohren. Auf diese Weise sollte die Bereitschaft für eine spätere Wartung der Pumpe abgesichert werden. Die Nachfrage nach Bohrungen variierte jedoch in Abhängigkeit von der Jahreszeit und der politischen Situati-

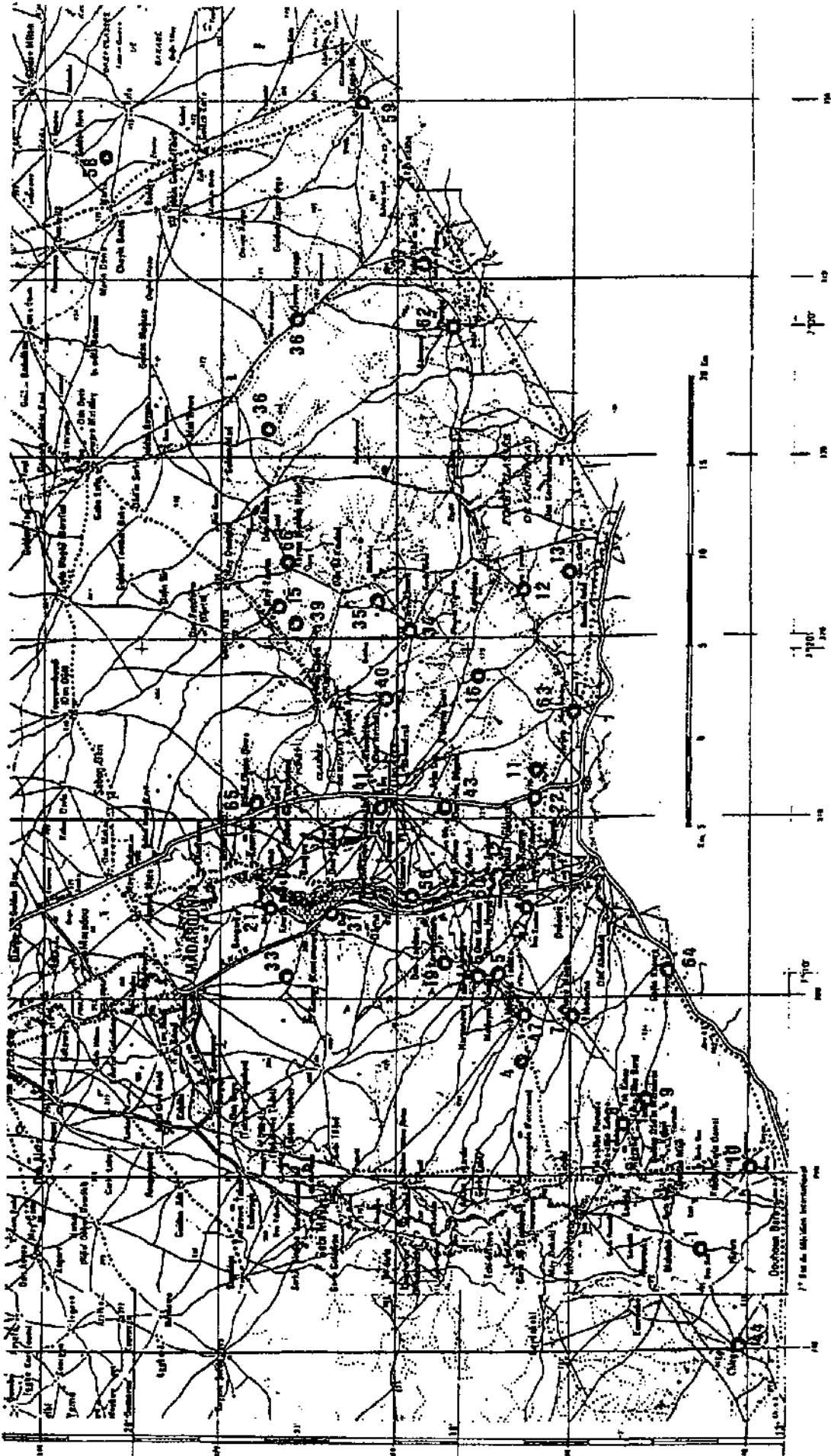


Abbildung 7.12: Geographische Lage der vermessenen Dörfer (Turberg et al., 1996)

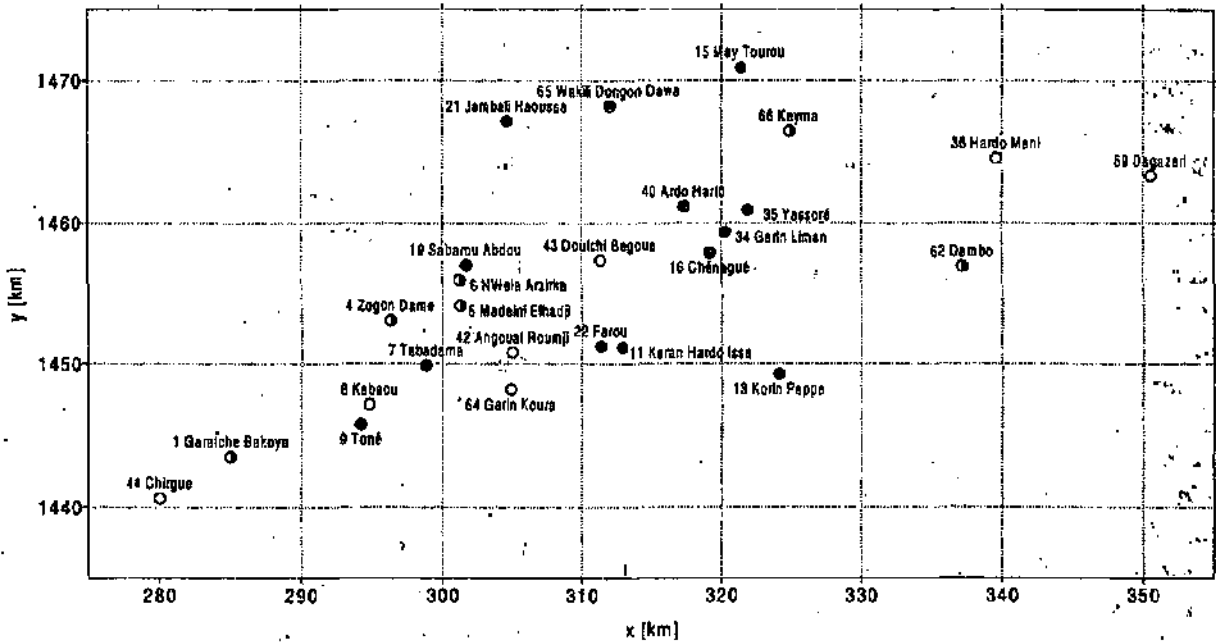


Abbildung 7.13: Übersichtskarte der vermessenen Dörfer (UTM/UPS Koordinaten)

on. Daher mußte die Auswahl der Dörfer während der Messungen laufend angepaßt werden.

In Abbildung 7.13 sind nur noch die sechsundzwanzig ausgewählten Dörfer aufgeführt, in denen letztendlich Bohrungen gemacht wurden. Die Resultate der Bohrungen sind mit abgebildet. Sie werden noch in Unterkapitel 7.8 ab Seite 214 erläutert. Ein ausgefüllter Kreis markiert Dörfer, in denen die erste Bohrung erfolgreich war. Ein halb ausgefüllter Kreis markiert Dörfer, in denen erst die zweite Bohrung erfolgreich war. Ist keine der Bohrungen produktiv, bleibt der Kreis leer. In dieser Karte ist zu sehen, daß die Bohrungen im mittleren Teil des Untersuchungsgebietes erfolgreicher waren als am östlichen und westlichen Rand. Dies deckt sich mit den Vorhersagen, die auf Grund der geologisch-hydrogeologisch-geophysikalischen Untersuchungen gemacht wurden.

Als Koordinaten wurden in dieser und den folgenden Karten jeweils UTM/UPS Koordinaten gewählt. Diese metrischen Koordinaten werden auch in militärischen Karten verwendet. Das Bezugselipsoid war Adindan, genauere Angaben befinden sich in Turberg *et al.* (1996). Die Genauigkeit des verwendeten einfachen GPS schwankte zwischen 30 und 50 m. Aber auch 150 m Abweichung war möglich. Das GPS war immer noch sehr viel genauer als die einzige verfügbare Karte im Maßstab 1 : 200'000, in der 1 mm dem typischen Dorfdurchmesser entspricht.

Inzwischen wurden die einfachen GPS-Geräte durch sehr viel genauere differentielle GPS (DGPS) ergänzt, mit einer typischen Genauigkeit von 5 m bis 10 m. Größere Genauigkeiten sind nur durch teure Systeme zu erzielen, die die künstlichen Verfälschungen der Satellitennavigationssignale korrigieren können. Leider wird nämlich auf Grund militärischer Präferenzen die Genauigkeit des GPS absichtlich verfälscht.

Auch das Interpretationssystem wurde daher auf die Verwendung von differentiellem GPS eingerichtet, so daß für Messungen in Afrika mit einem erreichbaren Fehler von 5 m oder besser, die Genauigkeit von Karten oft weit übertroffen werden kann. In europäischen Regionen mit sehr genauen Katasterkarten ist dies mit erschwinglichen zivilen GPS-Geräten jedoch noch anders.

Neben der Geologie spielt auch die hydrogeologische Situation eine wichtige Rolle bei der Suche nach Grundwasser. Für das Meßgebiet ist wichtig, daß die Alimentation der Aquifere der untersuchten Dörfer ausschließlich durch Niederschlag erfolgt.

### 7.5.1 Niederschlag

Die Region ist semiarid bei einem mittleren jährlichen Niederschlag von 300 bis 700 mm. Es existieren drei meteorologische Zustände: Die Regenzeit von Juni bis September, eine heiße trockene Periode im Oktober und im Mai und eine kalte trockene Periode von November bis April. Die geophysika-

lischen Messungen wurden nach der Regenzeit von September bis Dezember 1995 durchgeführt.

Zwei Flüsse, der Goulbi von Maradi und im Osten der Gulbi von Gabi, fungieren als Wasserkollektoren. Sie kommen von Süden her, aus Nigeria. In der Regenzeit führen sie zu temporären Seen, danach trocknen sie langsam aus. Nur einige wenige Seen, wie der von Madarounfa, trocknen nicht ganz aus.

Neben der Verdunstung spielt auch die Versickerung eine Rolle beim Eintrocknen der Flüsse. In solchen Wadis wird dann oft, wie auch auf Abbildung 7.18 auf Seite 204 gezeigt, Brackwasser aus Wasserlöchern entnommen. Die Verunreinigung dieses Wassers durch Tierexkremente stellt ein großes Problem bei der Gesundheitshygiene der Dorfbewohner dar.

### 7.5.2 Geologie im Süden von Maradi

Die untersuchte Region besteht aus einem präkambrischen bis kambrischen Sockel, sowohl aus metamorphem Gestein, aus plutonischem Gestein (Granit, Granito-Gneiss), als auch aus Quarzit. Von West nach Ost werden folgende drei Formationen unterschieden:

- Granito-Gneiss von Chirgei-Rouraka
- Quarzhaltiger Schist von Doufoumbra-Maraka
- Granito-Gneiss von Kaoura-Dan Abdallah-Yalwa-Dan Issan mit Einschlüssen von Micaschist, Amphiboliten, Intrusionen, porphyren Graniten und Biotit.

Diese Formationen stehen teilweise an, wie im Hintergrund von Abbildungen 7.16 und 7.18 auf den Seiten 203 und 204, teilweise sind sie durch sedimentäres Erosivgestein des kontinentalen Hamadien bedeckt. Die Mächtigkeit der Deckschicht reicht von verschwindend (Doutchi Begoua) bis mehr als 60 m (Yola Dadin Serki).

Weitere Informationen befinden sich auch in Turberg *et al.* (1996). Die beschriebene Geologie bedingt die vorherrschenden Aquifere, wie im weiteren beschrieben.

### 7.5.3 Hydrogeologie

Vier verschiedene Aquifertypen werden durch die Geologie bedingt.

1. Die Eruptiv- und metamorphen Gesteine des präkambrischen und kambrischen Sockels sind im allgemeinen wenig verwittert und können als Aquitard angesehen werden. Bei Vorhandensein von offenen Verwerfungen und Klüften können sich ergiebige Aquifere bilden.
2. Die lehmigen Sandsteine des kontinentalen Hamadien bilden besonders gegen Norden einen Aquifer größerer Dimension. Die Transmissivität des Sandsteins ist relativ hoch mit  $10^{-3}$  bis  $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ . Der größte Anteil der Bohrungen im Sandstein dieser Region trifft in etwa 20 m Tiefe auf den Grundwasserspiegel (B.R.G.M., 1983).
3. Die älteren alluvialen Quartärdeckschichten formen schwache Aquifere, die oft durch traditionelle Brunnen ausgebeutet werden, und deren Ergiebigkeit eher selten prognostiziert werden kann. In den Bohrcuttings können sie nur sehr schwer von den Sandsteinen des kontinentalen Hamadien unterschieden werden.
4. Die neueren alluvialen Quartärdeckschichten formen Aquifere einer relativ starken Transmissivität von etwa  $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ . Ihre Mächtigkeiten verringern sich nach Süden mit einem Abfall der Produktivität der Aquifere. Trotzdem können einige Dörfer im extremen Süden (Goumounta, May Daboro) noch mit Hilfe von Wasserlöchern oder Brunnen diese kleinen Aquifere das ganze Jahr über ausbeuten. Solche Wasserlöcher werden nach der Regenzeit in trockengefallenen Flußbetten beziehungsweise Wadis gegraben, und zwar mit fortschreitender Trockenzeit bis auf eine Tiefe von einigen Metern.

Die zuerst aufgeführte Art von Aquiferen waren das Ziel der durchgeführten geophysikalischen Prospektionen, da für die erwähnten Verwerfungen vorherige geophysikalische obligatorisch sind, wenn die oft sehr schmalen Strukturen durch Bohrungen getroffen werden sollen. Erschwerend für das durchgeführte Projekt war, daß aus technischen Gründen nur vertikal und nicht diagonal gebohrt werden konnte, so daß eine genaue Positionierung noch wichtiger war.

Vor der Präsentation der Ergebnisse wird noch der durchgeführte Meßablauf für die kombinierten Messungen von VLF-EM und Slingram im Niger

ausführlich dargestellt, da er wesentlich zum Erfolg der Messungen beigetragen hat.

## 7.6 Meßablauf

Die Messungen erfolgten in mehreren Phasen. Die eigentlichen geophysikalischen Messungen dauerten dabei drei Monate.

Vor den eigentlichen Messungen organisierte E. Boeker vor Ort als Geologe unsere Unterkunft, Fahrzeuge, Bewilligungen, Personal und vieles mehr. Eine wichtige Aufgabe war auch die Beschaffung von Kartenmaterial und Luftaufnahmen. Auch deren Auswertung erfolgte bereits vor den eigentlichen Messungen.

Nach den ersten Tests des VLF-EM wurden die Sender 18.3, 23.4 und 16.0 kHz als gut befunden. Weitere verwendbare Sender waren 24.0 und 21.4 kHz. Die ersten Dörfer wurden noch mit mehreren Sendern vermessen, nach kurzer Zeit stellte sich jedoch heraus, daß der Sender 18.3 kHz ausreichend Informationen lieferte. Einige Dörfer wurden besonders zu Anfang der Meßkampagne noch zusätzlich mit 23.4 kHz vermessen. Auf Grund der ersten Ergebnisse wurde jedoch entschieden, daß die Aufnahme einer größeren Anzahl an Profilen wichtiger ist als die Anwendung von zusätzlichen Frequenzen des gleichen Frequenzbereiches.

Nach den ersten Tests verliefen die Messungen in den anschließenden Dörfern in den folgenden, noch weiter untergliederten, Phasen.

### 1. Vorbereitungen

Möglichst noch am Abend vor den Messungen wurden diese schon vorbereitet. Somit konnten die Messungen am nächsten Tag pünktlich beginnen. Dies ist wichtig, da morgens der Senderempfang besser und die Temperaturen niedriger waren.

- (a) Je nach vermutetem Aufwand, den Distanzen zwischen den Dörfern und den zu befahrenden Straßen beziehungsweise Sandpisten, wurden einige benachbarte Dörfer ausgewählt. Es wurde versucht, besonders weit entfernte Dörfer möglichst in einem Tag zu vermessen.
- (b) Für die ausgewählten Dörfer wurden die Ergebnisse der Interpretation der Luftaufnahmen diskutiert und als Ausgangspunkt für die Messungen benutzt.

### 2. VLF-EM Messungen

Die eigentlichen Messungen stellten nur einen Teil der Arbeiten des VLF-EM Teams dar. Je nach Dauer der folgenden Aufgaben konnten so ein bis vier Dörfer pro Tag vermessen werden.

- (a) Nach Anfahren eines Dorfes mit Hilfe von Karten, GPS und Ortskenntnissen unserer nigerischen Kollegen mußte zuerst einmal festgestellt werden, ob es sich um das korrekte Dorf handelt. In Erwartung von Geschenken und Grundwassersuche neigten viele Dorfvorsteher dazu, ihr Dorf als das Gesuchte zu erklären. Auf Grund mangelhafter Karten und unkorrekter GPS-Angaben konnte diese Arbeit auch manchmal mehrere Stunden dauern. Öfters entsprach die Lage einer Straße oder eines Dorfes nicht mehr den Koordinaten, die aus Karten und Luftaufnahmen bestimmt wurden.
- (b) Zusammen mit den Dorfbewohnern wurde die Umgebung des Dorfes erkundet, einschließlich vorhandener Brunnen, Bohrunge und Wadis (Korri). Wadis und die Tiefe der dort gegrabenen Wasserlöcher geben neben Informationen über andere Wasserstellen, weitere wertvolle Hinweise für mögliche Aquifere. Wichtig war auch, die Wünsche der Dorfbewohner zu erkunden. Nur in Dörfern, in denen eine Akzeptanz für die Bohrung besteht, ist eine Wartung auf Dauer sicherbar. In vielen Dörfern existierten defekte Pumpen, die jedoch nicht repariert wurden, so daß von vornherein abzusehen war, daß diese Dörfer sich weder an den Erschließungskosten einer neuen Bohrung beteiligen, noch eine Wartung der Pumpen sichern würden. Aus politischen Gründen mußten diese Dörfer dennoch vermessen werden.

Bohrungen sollten auch nach logistischen Gesichtspunkten ausgewählt werden. Distanzen größer als 2 km sind nur in sehr trockenen Gegenden akzeptabel. Auch sollte weder zu nahe an Unratdeponien oder Friedhöfen gebohrt werden. Ein ganz wichtiger Gesichtspunkt bei der Auswahl des Untersuchungsge-

bietes sind auch die Eigentumsgrenzen der verschiedenen ethnischen Volksgruppen. Haussa, Peul und Tuareg verweigern oftmals die Wasserentnahme an ihren Bohrungen durch die jeweils anderen Volksgruppen.

Nach der Begehung der Dorfumgebung und der Berücksichtigung der oben angeführten Punkte wurden Profile ausgewählt, für die VLF-EM Messungen. Die Richtung wurde dabei möglichst so gewählt, daß aus den Luftaufnahmen bekannte Strukturen überquert wurden.

- (c) Es wurden vier bis acht Profile mit einer bis drei Frequenzen durchgeführt. Dabei wurde versucht, die Profile möglichst auf den Seiten eines Quadrates mit dem Dorf im Mittelpunkt auszurichten. Zusätzlich wurde versucht, die Dorfmitte noch durch zwei Kreuzprofile zu vermessen. Eine gute Konfiguration bestand also aus je drei Profilen in Richtung Nord-Süd beziehungsweise Ost-West. Vorhandene Brunnen und Bohrungen wurden fast immer mit vermessen, um besser zu beurteilen, warum eine vorhandene Wasserentnahmestelle produktiv oder trocken war.
- (d) Schon während der Messungen wurden die Meßwerte beobachtet, um Anomalien zu identifizieren. Nach den Messungen wurden alle Profile auf einem Laptop angesehen und bewertet. Notfalls wurden zusätzliche Profile aufgenommen. Die VLF-EM Meßzeit betrug nur ein bis zwei Stunden pro Dorf, auf Grund der vielen anderen zusätzlich vom VLF-Team durchzuführenden Aufgaben.
- (a) Nach der Rückkehr ins Basislager wurden die Daten interpretiert und graphisch aufbereitet. Weiter entfernte, benachbarte Dörfer wurden möglichst zusammen an einem Tag vermessen und dafür anschließend ein Tag ausschließlich den Interpretationen gewidmet. Durchschnittlich dauerten Messung und Interpretation zusammen einen dreiviertel Tag.

Mit der gesteigerten Effizienz der Software und der stärkeren Einbindung

von differentiellem GPS, kann diese Auswertung in Zukunft direkt im Anschluß an die Messung erfolgen. Somit ist inzwischen nur noch ein halber Tag für Messungen und Interpretation pro Dorf nötig und Dipol-Dipol Messungen können direkt nach den VLF-EM Messungen noch am selben Tag folgen.

### 3. Dipol-Dipol Messungen

Basierend auf den VLF-EM Messungen wurden interessante Profile ausgesucht für weitere Dipol-Dipol Untersuchungen. Da diese Dipol-Dipol Untersuchungen zwei bis drei Tage in Anspruch nahmen, bestand immer eine gewisse Auswahl an fertigen, einfachen VLF-EM Interpretationen.

- (a) Am ersten Dipol-Dipol Meßtag wurden im allgemeinen Profilierungen durchgeführt, um die Informationen des VLF-EM zu verfeinern und einige der mit dem VLF-EM gefundenen Anomalien genau zu lokalisieren.
- (b) Einige der so untersuchten Anomalien wurden durch zusätzliche multidirektionelle Messungen weiter analysiert, um die Richtung und die Art der Anomalie besser zu determinieren.

### 4. Interpretation

Basierend auf den Ergebnissen von VLF-EM und Dipol-Dipol wurden einige Anomalien ausgesucht und bewertet. Anschließend wurden zwei bis drei Implantationen für Bohrungen vorgeschlagen.

Zur Durchführung dieser Phasen wurden drei Teams mit unterschiedlichen Aufgaben gebildet: Ein Meßtrupp führte dreißig Tage lang VLF-EM Messungen durch und zwei Meßtrupps führten drei Monate lang Dipol-Dipol Messungen durch. Direkt nach Abschluß der VLF-EM Messungen für das erste Dorf konnten die Dipol-Dipol Messungen starten. Auf Grund der Schnelligkeit der VLF-EM Messungen war die Anwesenheit dieses Meßtrupps nur für vierzig Tage geplant.

Das VLF-EM Team bestand aus vier Mann: Dem Fahrer und dem Gehilfen auf nigerischer Seite und je einem Geophysiker und einem Geologen auf schweizerischer Seite. Fahrer und Gehilfe fungierten als Führer und Dolmetscher, und halfen bei den körperlichen Arbeiten.



Abbildung 7.14: VLF-EM Messung in nigerischem Dorf

Nach einigen Meßtagen wechselte der Geologe, so daß dieser möglichst beide Methoden, VLF-EM und Dipol-Dipol, in einem Dorf mitdurchführte. Durch die Anwesenheit von drei Geologen konnte somit jede geophysikalische Messung auch von einem Geologen beobachtet werden. Diese Zusammenarbeit von Geophysik und Geologie während der Messungen stellte sich als sehr fruchtbar heraus.

Die Dipol-Dipol Meßteams bestanden im allgemeinen aus vier bis neun Mann. Viele Dorfbewohner unterstützten hilfsbereit die Auslage der Dipol-Dipol Kabel und den Transport der Spulen, ein Umstand, der die Durchführung der Dipol-Dipol Methode in Afrika sehr viel einfacher als in Europa macht. Die Dipol-Dipol Messungen wurden außerdem von den lokal verantwortlichen Technikern des DDH, Maradi begleitet, um eine kontinuierliche Betreuung der Bohrungen zu gewährleisten.

Es folgen nun anschauliche Details zu einigen der aufgeführten Phasen.

### 7.6.1 Details der VLF-EM Messungen

Einige Bilder sollen nun die allgemeinen Konditionen der Messungen veranschaulichen.

Am Anfang einer jeden Messung stand der Besuch beim Dorfvorsteher, um mit diesem oder min-

destens einem seiner ortskundigen Vertreter die Ortsumgebung zu erkunden.

#### 7.6.1.1 Ortshegehung

Abbildung 7.14 zeigt die Vorbereitungen der Messungen auf dem Dorfplatz oder vor dem Haus des Dorfvorstehers. Ohne eine ausführliche Diskussion mit den Dorfältesten ist keine Messung möglich. Während der Gespräche über mögliche und unerwünschte Standorte für Bohrungen, wird gleichzeitig die Antenne montiert, im Schutz eines großen Baumes. Der Schatten eines solchen Baumes bildet oft den kulturellen Mittelpunkt eines Dorfes und die Entfernung zu solchen Plätzen spielt eine wichtige Rolle bei der Akzeptanz einer Bohrung für die Dorfbewohner. Vom Wohlwollen des Dorfvorstehers, der die Bohrung möglichst vor seiner Haustür niedergebracht sehen möchte, kann der ganze Erfolg einer Messung abhängen, denn ohne Akzeptanz in der Bevölkerung ist eine Bohrung sinnlos. Abbildung 7.15 zeigt noch einmal, wie das umliegende Terrain studiert und ausgesucht wird, mit einem typischen Dorf im Hintergrund.

Wichtig für eine hydrogeologische Beurteilung war auch besonders die Untersuchung von schon existierenden Standorten für Brunnen und Bohrungen.



Abbildung 7.15: VLF-EM Messung vor nigerischem Dorf

#### 7.6.1.2 Vorhandene Brunnen und Bohrungen

Die Tiefen der Brunnen und Bohrungen mußten aus Erzählungen der Dorfbewohner, lückenhaften Listen der lokalen Administration und eigenen Messungen bestimmt werden, für eine erste Idee über die zu erwartenden nötigen Bohrtiefen.

Ziel war auch das Auffinden unabhängiger Aquifere, da sonst benachbarte Pumpen einen kleinen Aquifer zu schnell entleeren könnten. Insofern mußte auch die Ergiebigkeit vorhandener Wasserentnahmestellen erkundet werden. Wenig ergiebige Aquifere, die aus der Grenzschicht zwischen Deckschicht und Festgestein alimentiert werden, konnten oft nur einige wenige Stunden pro Tag benutzt werden, so daß unabhängige und ergiebigere Strukturen gesucht werden mußten.

In den Dörfern wo ein Brunnen vorhanden war, wurden im allgemeinen zwei zueinander senkrechte Profile direkt neben solch einem Brunnen gemessen. Oft stellte sich dabei heraus, daß die Bohrungen oder Brunnen schon an Stellen standen, die besonders vielversprechend für Wasservorkommen erschienen, wenn vorherige geophysikalische Untersuchungen durchgeführt worden waren. So waren viele Bohrungen und Brunnen auf Grund von B.R.G.M. (1983) plaziert worden. Oft-

mals stellten dies Plazierungen auch nach unseren Untersuchungen einen optimalen Standort dar. Insofern stimmten die geoelektrischen Prospektionen von B.R.G.M. (1983) mit unseren VLF-EM und Dipol-Dipol Untersuchungen überein. Der Unterschied liegt in der geringen Geschwindigkeit der Geoelektrik-Methode durch den nötigen Erdkontakt, selbst bei Mehrfachelektrodenkabeln.

Besonders die Lokationen der Bohrungen der "Meßkampagne der Tausend Bohrungen" (B.R.G.M., 1983) schienen also oft gut gewählt. Da für eine zweite Bohrung möglichst vom ersten Aquifer unabhängige Aquifere gefunden werden sollten, war deshalb die Auswahl der möglichen Standorte oft von vornherein eingeschränkt.

In Abbildung 7.16 ist eine VLF-EM Messung entlang eines produktiven Brunnens gezeigt. Bei der Pumpe handelt es sich um eine in der Region weit verbreitete Pumpe (Vergnet), die durch Niedertreten eines Bolzens Wasser fördert. Für die neuen Pumpen waren effizientere Radschwengelpumpen (Volonta) geplant, um eine größere Fördertiefe zu ermöglichen. Sind solche positive Bohrungen vorhanden, so können die Chancen für eine weitere produktive Bohrung besser abgeschätzt werden. Dazu werden die Anomalien an solche Bohrungen mit den Anomalien an anderen Stellen



Abbildung 7.16: Nigerischer Fußpumpenbrunnen

verglichen. Andererseits kann natürlich auch die Suche an einer alternativen Stelle innerhalb der gemeinsamen Anomalie weitere mögliche Wasserleiter finden. So ist bei einer räumlich ausgedehnten Verwerfungs- oder Grabenstruktur nicht immer die beste Position für eine Bohrung offensichtlich. Bei einem Graben sind eventuell die Ränder weniger kolmatiert als die restliche Verwerfungszone. In einem nicht kolmatierten Graben ist andererseits die Mittelzone vielleicht ein sehr viel besserer Wasserleiter.

Allerdings ist die Anzahl der vermessenen Dörfer mit vierzig zu klein, um zu einer statistisch abgesicherten Aussage zu kommen. In B.R.G.M. (1983) wurden jedoch sehr viel mehr Bohrungen durchgeführt, und dabei herausgefunden, daß in der Region Maradi vornehmlich die Ränder einer solchen Anomalie für Bohrungen interessant sind. Auch in dieser Untersuchung stellte sich heraus, daß in breiten Anomalien die Anomalieränder höhere Produktivitäten als die Mitte der Anomalie ergaben. Bei Antreffen von schmalen Anomalien mit einem Widerstandsminimum das in den Dipol-Dipol Messungen nur einen Meßpunkt breit war, wurde im allgemeinen in diesem Minimum gebohrt, und zwar mit Erfolg.

Ein Problem beim Versuch einer statistischen Analyse ist das Fehlen als negativ vorhergesehener Bohrungen. Da das Ziel der Messungen die Wassersuche war, und nicht wissenschaftliche Untersuchungen, konnten kaum Bohrungen niedergebracht werden, wo geophysikalische Messungen eine negative Prognose abgaben. Aber nur der Vergleich der Ergebnisse von positiv und negativ prognostizierten Bohrungen kann eine Aussage über den Wert geophysikalischer Messungen geben.

Eines der wenigen solchen Beispiele ist das Dorf N'Wala Arzika, welches in Unterkapitel 7.7.1 ab Seite 208 präsentiert wird. Dort wird je eine Bohrung in die Mitte und eine an den Rand einer Anomalie plaziert, von denen nur die Bohrung am Anomalierand ausreichend produktiv ist.

Das nächste Beispiel, Farou, ist ein potentielles Gegenbeispiel, wo die erste Bohrung schon erfolgreich war, deshalb aber keine zweite Bohrung niedergebracht wurde. Somit ist keine Verifikation möglich, ob es sich wirklich um ein Gegenbeispiel handelt.

Nach der Auswahl der Profile begannen die eigentlichen Messungen, unter lebhafter Anteilnahme der Bevölkerung.



Abbildung 7.17: VLF-EM Messungen in einem Maisfeld



Abbildung 7.18: Durchqueren eines trockengefallenen Wadis mit Wasserloch



Abbildung 7.19: VLF-EM mit manueller Antenne

### 7.6.1.3 VLF-EM Messungen

So gut wie alle Profile wurden mit dem Auto vermessen. Die tropischen Konditionen machten Messungen zu Fuß recht unerträglich. Daher wurde die manuelle Antenne nur für kurze Überprüfungen oder für Schulungen benutzt.

Abbildung 7.17 zeigt, wie ein VLF-EM Profil entlang eines Maisfeldes aufgenommen wird. Da jedoch selten ausreichend Wege vorhanden waren, mußte selbst durch solche Felder gemessen werden. Dank der robusten Bauweise des VLF-EM, war jedoch selbst ein Passieren quer zu den Pflugfurchen möglich. Der Meßtrupp litt mehr unter solchen Meßbedingungen als das VLF-EM System einschließlich Antenne.

Sogar eingetrocknete Flüsse und Wadis wie in Abbildung 7.18 zu sehen, wurden ohne Problem durchquert. Die bis zu einem Meter hohen Flußränder waren eher ein Problem für das Allradfahrzeug als für die automatische Antenne. Selbst ein Aufsetzen der Antenne bei extremen Steigungen konnte deren Funktionstüchtigkeit nicht einschränken. Im gezeigten Wadi sind einige Einheimische gerade mit dem Graben eines Wasserloches beschäftigt, beziehungsweise mit der Wasserentnahme.

Für schnelle Messungen zwischendurch, in selbst

für Allradfahrzeuge absolut unpassierbarem Terrain und für Demonstrationen stand zusätzlich eine manuelle Antenne zur Verfügung. Auch besonders zur Schulung der örtlichen Kollegen wurde die manuelle Antenne, wie in Abbildung 7.19 gezeigt, eingesetzt. Auf Grund der enormen Hitze waren manuelle Anwendungen jedoch sehr eingeschränkt.

Nach den VLF-Messungen erfolgte anschließend sofort eine Sichtung der Daten.

### 7.6.1.4 Auswertung

Eine erste Auswertung unter den Augen der interessierten Dorfbewohner wurde im allgemeinen auf dem schon zu Anfang besuchten Platz gemacht.

Abbildungen 7.20 und 7.21 zeigen eine solche Auswertung der RF-EM Daten direkt nach ihrer Aufnahme. So kann sofort entschieden werden, ob weitere Profile notwendig sind, zur Verbesserung der Datendichte oder weil bisher noch keine signifikanten Anomalien gefunden wurden. Abbildung 7.20 zeigt auch das rege Interesse der betroffenen Bevölkerung an den Messungen. Zu diesem Zeitpunkt können mit den Dorfbewohnern erste Präferenzen für die beobachteten Anomalien diskutiert werden.



Abbildung 7.20: Kontrolle der VLF-EM Daten



Abbildung 7.21: Auswertung im Feld

Nach den Messungen in Afrika wurde das Interpretationssystem weiterentwickelt, so daß die Daten direkt graphisch während der Messungen beobachtet werden können. So ist keine Unterbrechung nötig, um die Daten zu beurteilen. Die Messungen können also früher beendet werden, wenn erkenntlich ist, daß ausreichend Profile mit Anomalien aufgenommen worden sind.

Dies' verbessert erheblich die Kosten-Nutzen-Relation. Je weniger Profile nötig sind, desto mehr Dörfer können an einem Tag besucht werden. Falls immer ausreichend Profile aufgenommen wurden, muß andererseits kein Dorf erneut besucht werden, um fehlende Profile nachzuholen. Da die Geldmittel für solche Projekte stark limitiert sind, ist ein solches effizientes Vorgehen essentiell, um den Einsatz von geophysikalischen Messungen zu rechtfertigen.

Nach den VLF-EM Messungen und deren Interpretation konnten dann einige Tage später Dipol-Dipol Messungen erfolgen.

### 7.6.2 Details der Dipol-Dipol Messungen

Die VLF-EM Messungen dienten bei diesen ersten Tests der kontinuierlichen Meßweise in semi-ariden Zonen nur zur Eingrenzung des möglichen Gebie-

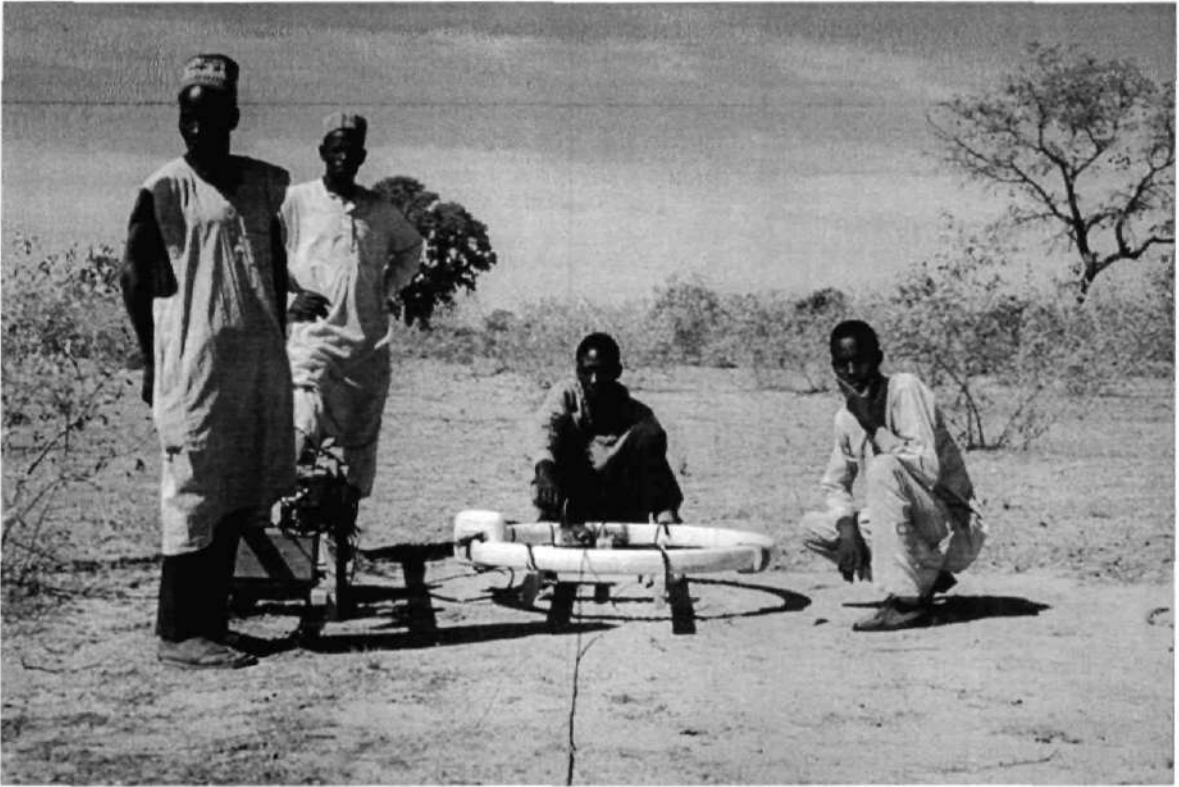


Abbildung 7.22: Dipol-Dipol Messungen

tes für Bohrungen und zur Lokalisierung von Anomalien. Manche Dörfer befanden sich in einer flachen Umgebung ohne merkliche morphologische Änderungen. Aber selbst in solchen Dörfern konnten mit Hilfe des VLF-EM unterliegende versteckte Anomalien gefunden werden. Nach Durchführung der VLF-EM Messungen wurden Dipol-Dipol Messungen durchgeführt, wie in Abbildung 7.22 gezeigt. Auf dem Photo sieht man nur eine der beiden symmetrischen Spulen. Die Kollegen auf dem Photo richten die Spule gerade waagrecht aus.

Für Profilierungen wurde die Anordnung im allgemeinen in Schritten von 10 m verschoben. Die verwendeten Frequenz-Abstands-Paare für konstante Induktionszahl sind in Tabelle 7.2 aufgeführt.

Nach Durchführung mehrerer Profilierungen wurden an ausgesuchten Punkte teilweise noch Sondierungen durchgeführt. In einigen Fällen auch multidirektionell, um Anisotropien oder die Richtung einer Struktur zu bestimmen.

Es folgen nun noch einige Bemerkungen zur exakten Lokalisierung der Anomalien.

$s$ [m]	$f$ [Hz]
10.10	7040
14.14	3520
20.00	1760
28.28	880
40.00	440
56.56	220
80.00	110
113.13	55
160.00	27.5

Tabelle 7.2: Dipol-Dipol Frequenz-Abstands-Paare für konstante Induktionszahl

### 7.6.3 Lokalisierung der Anomalien

Die Entwicklung der neuen elektrischen VLF-EM Antenne mit weniger mechanischen Bestandteilen wird auch unter den harten Bedingungen, wie sie im Niger anzutreffen waren, interpretierbare Inphase-Werte liefern, so daß routinemäßig Inphase und Outphase zusammen interpretiert werden können. Selbst sehr unwegsames Gelände hat dann kaum noch einen Einfluß mehr auf die Meßgenauigkeit.

Somit werden in Zukunft ein Teil der langsameren Dipol-Dipol Messungen durch schnellere VLF-

EM Messungen ersetzt werden können. Für ein besseres Verständnis der Strukturen bleiben jedoch Widerstandsbestimmungen mit Hilfe der Dipol-Dipol Methode weiterhin wichtig.

Dank der Weiterentwicklung der Auswertesoftware und der Anpassung an differentielles GPS können die VLF-EM Messungen an einem halben Meßtag durchgeführt und interpretiert werden, so daß die Dipol-Dipol Messungen noch am selben Tag beginnen können. Die Dipol-Dipol Messungen können noch gezielter plaziert werden auf Grund der verbesserten Lokalisierung des DGPS gegenüber normalem GPS. Somit können die Dipol-Dipol Messungen weiter verkürzt werden. Die genaue Platzierung auf dem Rand einer durch Dipol-Dipol Messungen untersuchten Anomalie kann durch eine zusätzliche VLF-Messung erfolgen. Dies ist vorteilhaft, da das VLF-EM auf Grund der kontinuierlichen Meßweise eine Anomalie besser lokalisieren kann. Allerdings sind die Dipol-Dipol Messungen immer noch nötig, da mit alleinigen VLF-EM Messungen, der Typ der Anomalie nur schwer verstanden werden kann. Innerhalb von zwei Tagen können so die geophysikalischen Untersuchungen für ein Dorf abgeschlossen werden.

Da die geophysikalischen Messungen sehr schnell sind, können die Bohrungen gleichzeitig beginnen. Somit ist eine Anpassung der Auswertestrategie möglich, falls die Bohrungen Aufschlüsse darüber geben, welche Art von Anomalien in einem bestimmten Untersuchungsgebiet besonders produktive Bohrungen verspricht.

Es folgen nun die eigentlichen geophysikalischen Messungen.

## 7.7 Geophysikalische Messungen

Es sollen nun einige der geophysikalischen Ergebnisse präsentiert werden, mit einer Auswertung von Luftaufnahmen, VLF-EM Messungen und Dipol-Dipol Messungen. Der Schwerpunkt liegt jedoch bei den VLF-EM Messungen.

Leider waren die Luftaufnahmen von 1975 im Maßstab 1 : 50'000 bis 1 : 60'000 nur sehr schwierig zu interpretieren, so daß oftmals nur geringe Vorinformationen für die optimale Platzierung der VLF-EM Profile verfügbar waren. Diese wurden als erste geophysikalische Messungen durchgeführt. Auf der Basis der erhaltenen Resultate wurden dann die Dipol-Dipol Profile ausgewählt. Sie

sind jedoch nicht immer deckungsgleich mit den VLF-EM Profilen, da die optimale Orientierung der Profile oft erst aus den VLF-EM Messungen hervorgeht und die nachfolgenden Dipol-Dipol Messungen natürlich von diesen neuen Informationen profitieren konnten.

Die Auswahl der Bohrungen erfolgte an Hand der Dipol-Dipol Profile, mit Unterstützung durch die VLF-EM Daten. Da in Neuchâtel bisher noch keine Erfahrungen mit der VLF-EM Methode in Afrika bestanden, sollte so durch die routinemäßig durchgeführten Dipol-Dipol Interpretationen ein positiver Verlauf der Meßkampagne sichergestellt werden. Deshalb wurden jedoch auch einige Bohrungen basierend auf den Resultaten der Dipol-Dipol Messungen vorgeschlagen, entgegen der Empfehlungen, die sich aus den VLF-EM Resultaten ergeben haben.

Anschließend an die geophysikalischen Messungen wurden immer mindestens zwei Bohrungen vorgeschlagen, möglichst mit verschiedenen Anomalieeigenschaften korreliert, um so eine höhere Wahrscheinlichkeit zu erhalten, daß wenigstens eine Bohrung ausreichend produktiv ist.

So kann ein breiter Graben relativ impermeabel sein, an seinen Rändern jedoch sehr permeabel. Andererseits kann natürlich auch der gesamte Graben gut wasserdurchlässig sein, und im Falle einer gleichzeitigen topographischen Depression, für die Grabenmitte die größte Produktivität für eine Bohrung ergeben.

Für eine wissenschaftliche Präsentation sind andererseits möglichst übereinstimmende Profilverläufe gewünscht, für einen Vergleich der beiden Methoden. Weiterhin sollten möglichst viele der bisher erwähnten Strukturen untersucht werden. Aus diesen Anforderungen ergibt sich eine Auswahl von zwei Fallstudien, die hier gezeigt werden sollen.

Es werden nun die beiden Dörfer N'Wala Arzika und Farou vorgestellt, mit einem Auszug der Dipol-Dipol und VLF-EM Messungen. Es wurde versucht mit diesen beiden Fällen einige typische Dörfer herauszugreifen. Eine umfassendere Darstellung der Ergebnisse der Messungen findet sich in Turberg *et al.* (1996).

### 7.7.1 N'Wala Arzika

N'Wala Arzika (Harounawa) befindet sich im mittleren Teil des Untersuchungsgebietes, südlich von

Maradi.

Das Dorf wird durch eine funktionierende Pumpe alimentiert während zwei Brunnen trocken sind. Es besteht ein weiterer Wasserbedarf, der durch Wasserlächer im nahegelegenen Wadi gedeckt wird.

Aus den geologischen Vorinformationen, der vorhandenen Bohrung und den geophysikalischen Messungen wurde die Dicke der Deckschicht auf etwa 15 m (4 m  $\pm$  2 m Sand und 11 m  $\pm$  3 m Laterit) geschätzt.

Abbildung 7.23 zeigt die Auswertung der Luft-

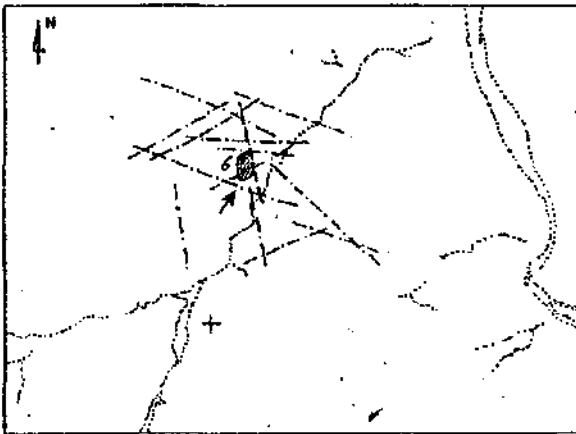


Abbildung 7.23: Auswertung der Luftaufnahmen von N'Wala Arzika (modifiziert, nach Türberg *et al.*, 1996)

aufnahmen für N'Wala Arzika. Die erkannten Wadis wurden gestrichelt eingezeichnet, die erkannten Verwerfungsstrukturen strichpunktiert und die für die Implantation ausgesuchte Verwerfung ist zusätzlich noch mit einem Pfeil an der Stelle der Bohrungen markiert. Mit Nummer 6 wird das Dorf bezeichnet. Der Maßstab beträgt ungefähr 1 : 100'000.

Die vorhandene Pumpe und die zweite Bohrung liegen in einer Linie am nördlichen Rand einer Depression, die in Richtung Wadi verläuft. In der Regenzeit ist dieses Wadi überschwemmt und in der Trockenzeit werden Wasserlöcher darin gegraben, die mit fortschreitender Dürre immer mehr vertieft werden müssen.

Abbildung 7.24 zeigt einen genaueren Situationsplan der Bohrungen  $I_1$  und  $I_2$  südlich des Dorfes im Maßstab 1 : 1'1000. Neben dem Dorfrand sind die Schule, einige Wege, die vorhandene Pumpe und die zwei Bohrungen abgebildet. Das Wadi befindet sich etwa 70 m weiter östlich.

Abbildung 7.25 zeigt den Verlauf der Profile T1 bis T3 für Dipol-Dipol und P0601 bis P0607 für

VLF-EM. Auch die Lage der vorhandenen Pumpe ist mit eingezeichnet. Sie befindet sich westlich des Weges, auf dem Profil P0607 verläuft.

Die bis auf P0606 näherungsweise parallel verteilten Profile P0601 bis P0607 in N'Wala Arzika werden für die Outphase 18.3 kHz zusammen in Abbildung 7.26 als dreidimensionale Graphik gezeigt. Die Inphase wird nicht gezeigt, da die Antenne in Afrika auf Grund der Bodenunebenheiten zu stark schwankte, was sich hauptsächlich in der Inphase bemerkbar macht. Anfang und Ende des Dipol-Dipol Profils T3 sind mit eingezeichnet, einschließlich der beiden Bohrungen  $I_1$  und  $I_2$ . Sowohl der Anfangs- und der Endpunkt des Dipol-Dipol Profils als auch die beiden dazwischen platzierten Bohrungen sind durch Kreuze in der Graphik markiert. Das Profil selber wird durch eine Gerade repräsentiert.  $I_1$ , die vordere Bohrung ist mehr im Minimum der Outphase platziert, und  $I_2$ , die hintere Bohrung ist mehr an der Stelle des steilsten Anstiegs platziert. Die existierende Pumpe liegt genau in der zur x-Achse parallelen Verlängerung der Isolinie die die Bohrung  $I_2$  schneidet. Die genauen Koordinaten von  $I_2$  sind  $x = 301'395$  m und  $y = 1'455'438$  m in UTM/UPS Koordinaten mit Adindan als Referenzgeoid.

Allerdings liegt die Bohrung einige Meter außerhalb des Meßrasters, da das letzte Profil etwa fünf bis zehn Meter auf dem Weg an der Bohrung vorbeiläuft.

Die einzelnen VLF-EM Profile ergeben gut korrelierte Ergebnisse. Die Anzahl der verwendeten Meßpunkte beträgt 5'230, dies entspricht einer reinen Meßzeit von 22 Minuten bei 4 Hz Samplingrate. Die Auflösung auf den Profilen ist besser als ein halber Meter. Verglichen mit den etablierten und erfolgreichen Interpretationen, wie in den Abbildungen 7.4 und 7.5 die in Unterkapitel 7.3.1 ab Seite 188 zitiert werden, ist dies eine enorme Erhöhung der Meßdatendichte. Dort wurden Profile mit fünfzig Meßwerten und einer Auflösung von etwa 20 m präsentiert, also einer um zwei Größenordnungen geringeren Auflösung als die eben gezeigte Abbildung.

Die Outphase des Dipol-Dipol verläuft auf allen drei Profilen ähnlich zur VLF-EM Outphase. Die Bohrungen wurden basierend auf den Daten von Profil T3 platziert, welches in Abbildung 7.27 gezeigt wird.

Bohrung  $I_1$  wurde in einem Minimum von Dipol-Dipol und VLF-EM Outphasen implantiert und

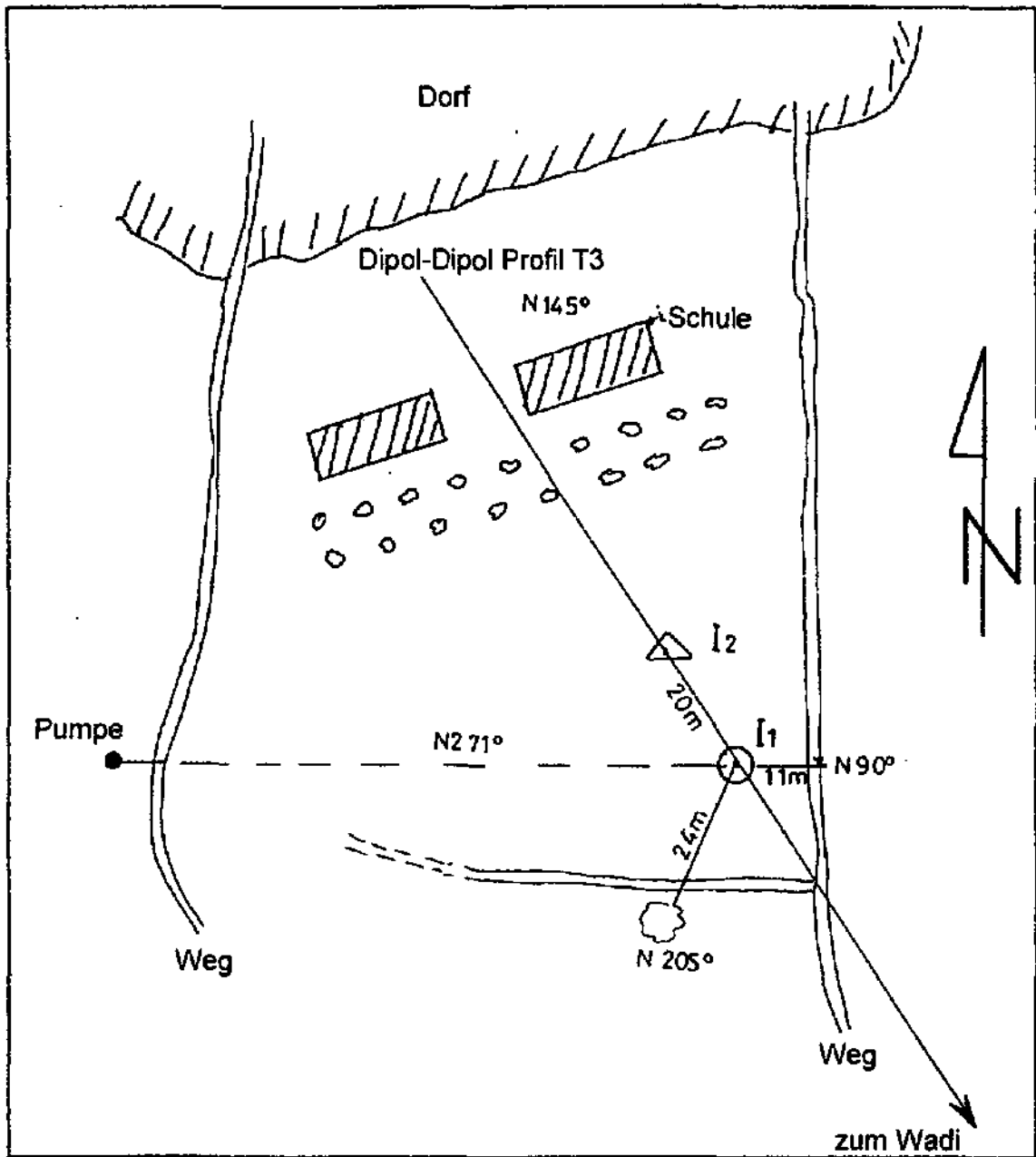


Abbildung 7.24: Situationsplan der Bohrungen  $I_1$  und  $I_2$  und des Dipol-Dipol Profils  $T_3$  in N'Wala Arzika (modifiziert, nach Turberg *et al.*, 1996)

Bohrung  $I_2$  im anschließenden Anstieg der Outphasen. Die erste Bohrung war mit 240 l/h möglicher Fördermenge weniger erfolgreich als die zweite mit 780 l/h. Sie beuten beide wahrscheinlich denselben Aquifer aus, wie die existierende Pumpe. Für dieses Dorf wurde also gezeigt, daß sich am Rand eines Grabens produktivere Bohrungen ergeben können als in der Mitte.

Dies soll als Auswahl der vorhandenen Daten ausreichen, da die weiteren VLF-EM und Dipol-Dipol Daten nur die gezeigten Daten bestätigen; außerdem befinden sie sich auch teilweise in Turberg

*et al.* (1996). Es soll stattdessen das nächste Fallbeispiel gezeigt werden.

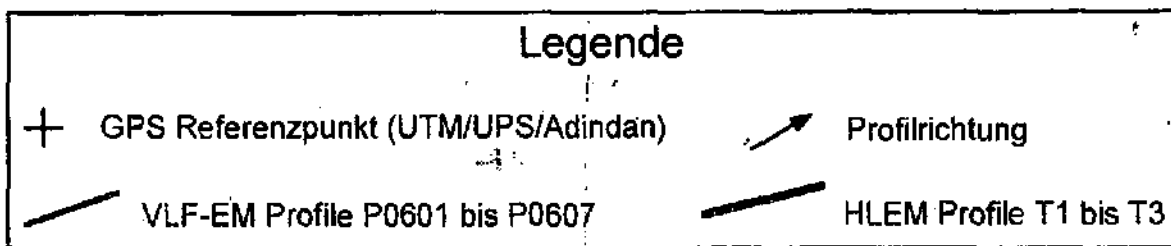
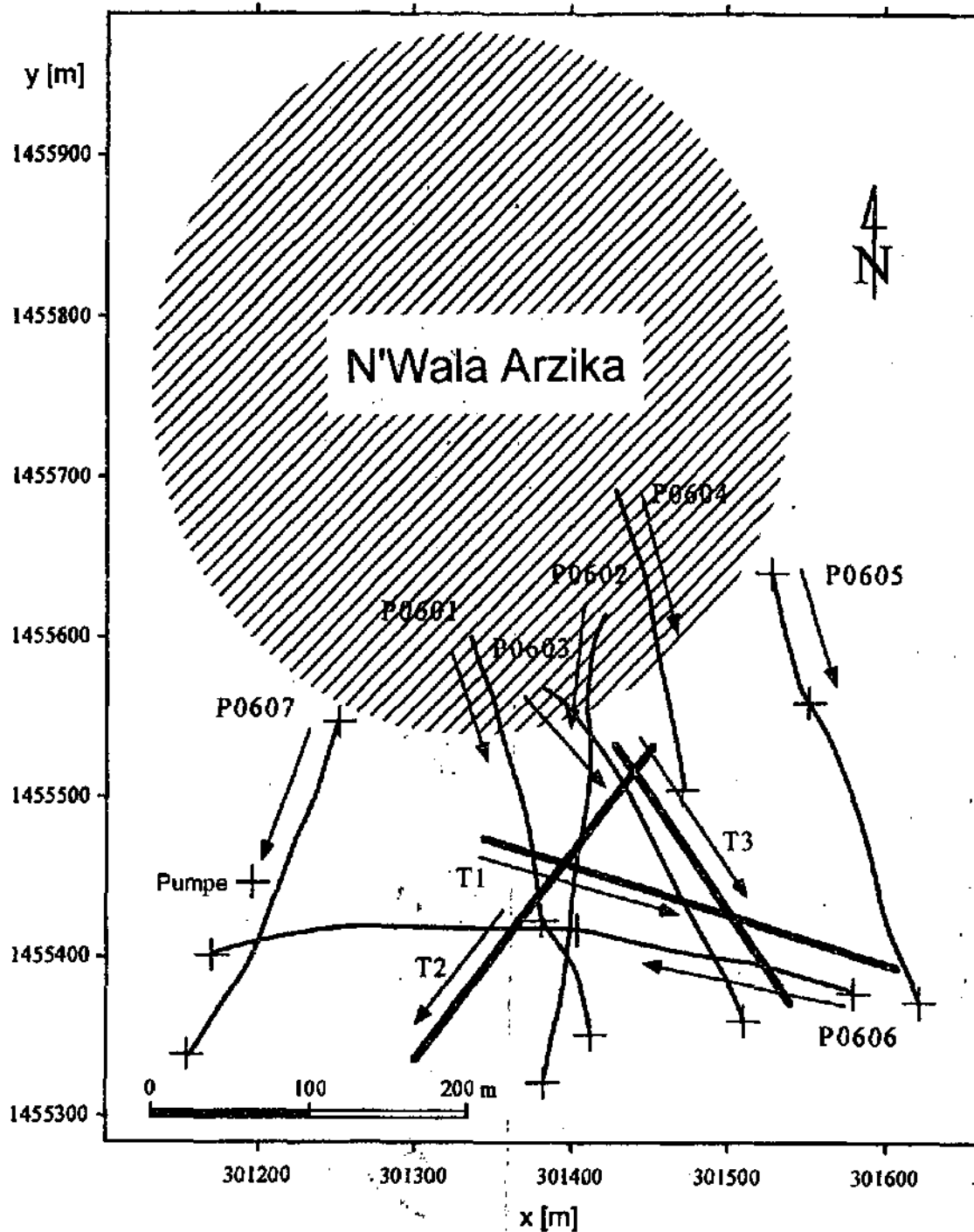


Abbildung 7.25: Situationsplan der geophysikalischen Profile in N'Wala Arzika (modifiziert, nach Turberg et al., 1996)

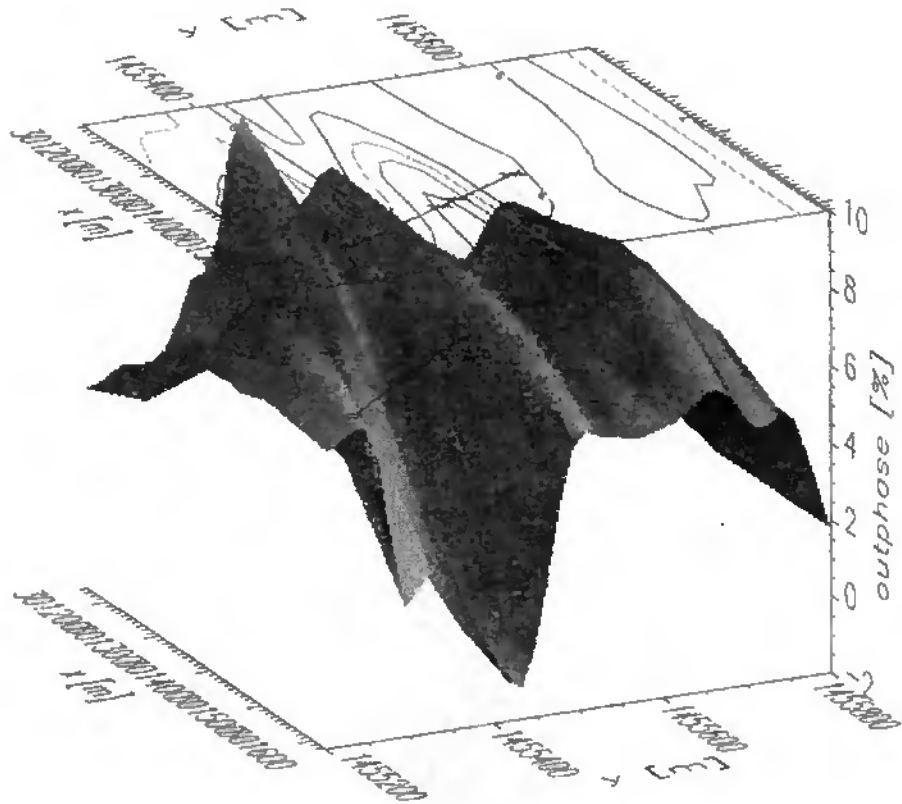


Abbildung 7.26: VLF-EM Outphase 18.3 kHz in N'Wala Arzika

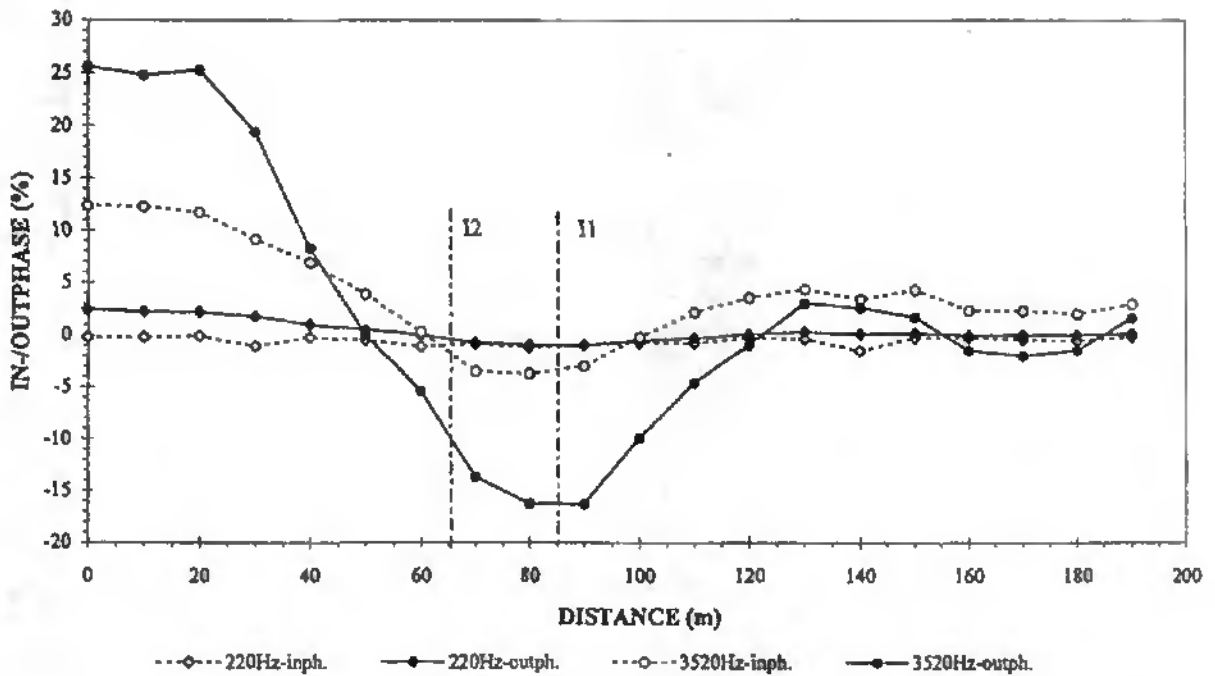


Abbildung 7.27: Dipol-Dipol Profiling T3 in N'Wala Arzika mit Spulenabstand von 56 m und Bohrungen  $I_1$  und  $I_2$  (Turberg *et al.*, 1996)

### 7.7.2 Farou

Farou ist ein größeres Dorf nahe der nigerisch-nigerianischen Grenze, das heißt im mittlereo, südlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Aus politischen Gründen ist eine Entvölkerung dieser Grenzregion auf Grund von Wassermangel unerwünscht.

Viele der nigerischen Dörfer der Grenzregion sind von der Möglichkeit abhängig, Wasser in Nigeria holen zu können. Dies führt teilweise zu politischen Verwicklungen, so daß die unterversorgten Dörfer an der Grenze eine erhöhte Priorität bei der Wassersuche genießen. Auch die Bewohner von Farou besaßen zum Zeitpunkt der Messungen keine andere Möglichkeit als ihr Wasser in Nigeria zu kaufen.

Aus den geologischen Vorinformationen, den Informationen über die gegrabenen Brunnen und den geophysikalischen Messungen wurde die Dicke der Deckschicht auf etwa 21 m ( $8\text{ m} \pm 2\text{ m}$  Sand und  $13\text{ m} \pm 3\text{ m}$  Laterit) geschätzt.

Auch diesmal wurde die erste Bohrung in der Mitte einer Anomalie implantiert. Auf Grund des großen Fördervolumens von 1'000 l/h war keine weitere Bohrung mehr nötig. Damit handelt es sich bei Farou um ein potentiell Gegenbeispiel zu N'Wala Arzika. Allerdings fehlt für einen Beweis eine zweite Bohrung.

In den Luftaufnahmen auf Abbildung 7.28 exi-

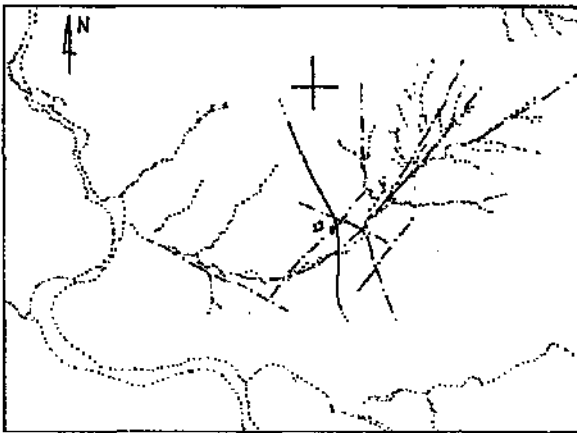


Abbildung 7.28: Auswertung der Luftaufnahmen von Farou (modifiziert, nach Turberg *et al.*, 1996)

ziert zur vermuteten Verwerfung eine parallele Struktur. Der Maßstab beträgt ungefähr 1 : 100'000 und der Punkt neben Nummer 22 markiert den Ort Farou. Die Implantation befindet sich etwa an der Stelle der Nummer. Die Wadis sind wieder punktiert und die Verwerfungen strichpunktiert einge-

zeichnet. Die Lateritpiste ist durchgehend eingezeichnet.

Abbildung 7.29 zeigt den Verlauf der Profile T1 und T2 für Dipol-Dipol und P2201 bis P2208 für VLF-EM und Abbildung 7.30 zeigt die VLF-EM Outphase für 18.3 kHz. Es wurden 11'595 Meßpunkte verwendet aus allen acht Profilen. Die reine Meßzeit betrug 48 Minuten. Die Bohrung ist diesmal in einem lokalen Maximum der Outphase plaziert. Die größte sichtbare Anomalie wurde nicht ausgewählt, da sie sich schon weiter weg vom Dorfkern befindet. Außerdem wurde beim Vergleich von anstehenden Gesteinsformationen auf Grund der hohen Amplitude eine zu starke Mineralisierung und damit Kolmatierung befürchtet. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine parallele Anomalie, die schon in den Luftaufnahmen bemerkt wurde.

Die Bohrung  $I_1$  befindet sich vermutlich im Schist, an einer Kontaktstelle zwischen Schist und Granit. Sie wurde im Minimum der Dipol-Dipol Outphase plaziert. Die entsprechenden Daten sind in Abbildung 7.31 zu sehen. Da die erste Bohrung erfolgreich war, wurde an der zweiten Implantation  $I_2$  keine Bohrung abgeteufelt. Deshalb ist in der Graphik neben Anfangs- und Endpunkt des Dipol-Dipol Profils auch nur die Bohrung  $I_1$  durch ein Kreuz markiert worden.

Es wäre interessant zu sehen, ob diesmal im Anstieg der Outphase die Produktivität größer ist, wie im vorherigen Beispiel, oder ob sie diesmal kleiner ist. Wäre die Produktivität noch größer im Anstieg der Outphase, so würde es sich trotz der ersten positiven Bohrung, um den gleichen Fall handeln, wie im vorherigen Unterkapitel. Auch wäre ein Vergleich mit der sehr viel größeren Anomalie interessant, da für die Grundwassersuche die größere Anomalie nicht unbedingt einen produktiveren Aquifer anzeigen muß.

Leider sind solche Untersuchungen wissenschaftlichen Projekten vorbehalten, da im vorliegenden Fall kein weiterer Wasserbedarf bestand und für rein wissenschaftliche Bohrungen keine finanzielle Unterstützung vorgesehen war. Gefordert war für dieses Projekt ein Erfolg der Gesamtheit der Bohrungen, wie er im nächsten Unterkapitel demonstriert wird. Erfahrungen über das Potential einer Kombination der geophysikalischen Methoden Dipol-Dipol und VLF-EM zu gewinnen, war ein positiver und gewünschter Nebeneffekt. Trotzdem soll versucht werden, wenigstens Anregungen

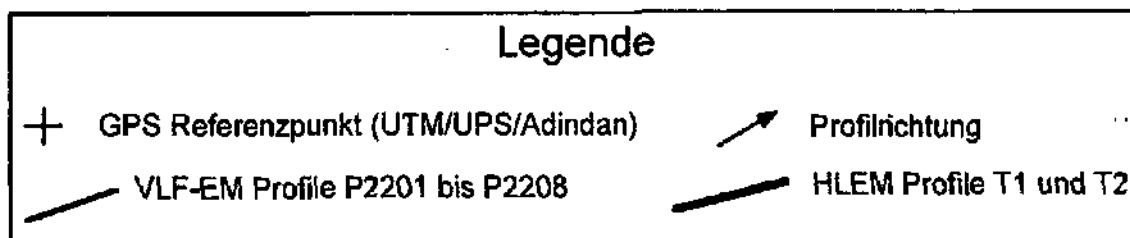
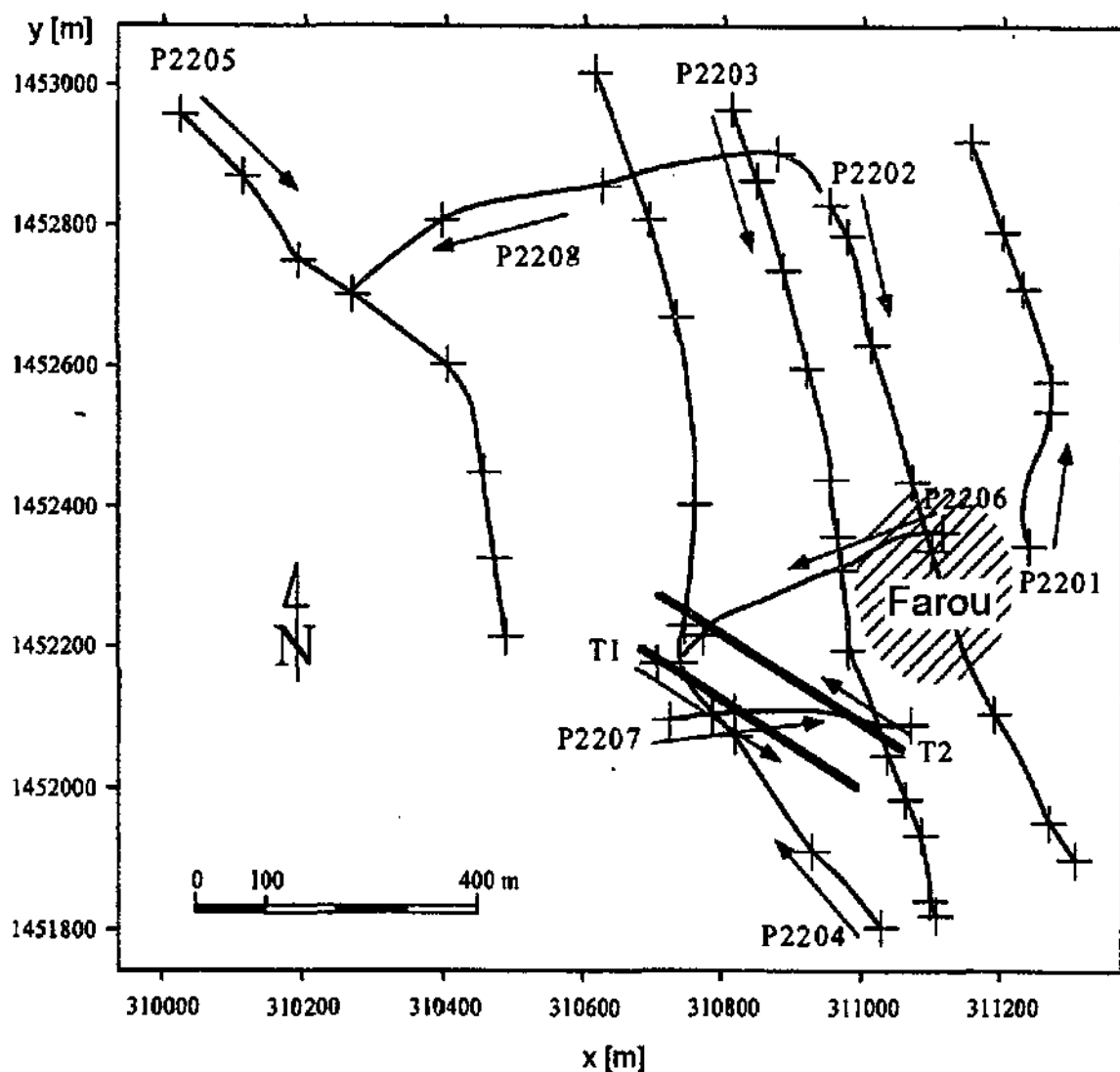


Abbildung 7.29: Situationsplan der geophysikalischen Profile in Farou (modifiziert, nach Turberg *et al.*, 1996)

aus der folgenden Erfolgsstatistik zu erhalten.

## 7.8 Bohrungen

Von den vierzig Dörfern wurden nach den Messungen sechszwanzig ausgewählt, die bereit waren, sich finanziell an den Bohrungen zu beteiligen.

Tabelle 7.3 listet die durchgeführten Bohrungen

auf. Die Bohrkampagne wurde von E. Boeker begleitet und dokumentiert. Oft besteht nach den eigentlichen Messungen kein Zugriff mehr auf die Resultate der Bohrungen, wenn geophysikalische Messungen und Bohrungen von verschiedenen Institutionen durchgeführt werden. Daher stellt die freiwillige Betreuung der Bohrungen durch E. Boeker einen Glücksfall für die nun mögliche Beurtei-

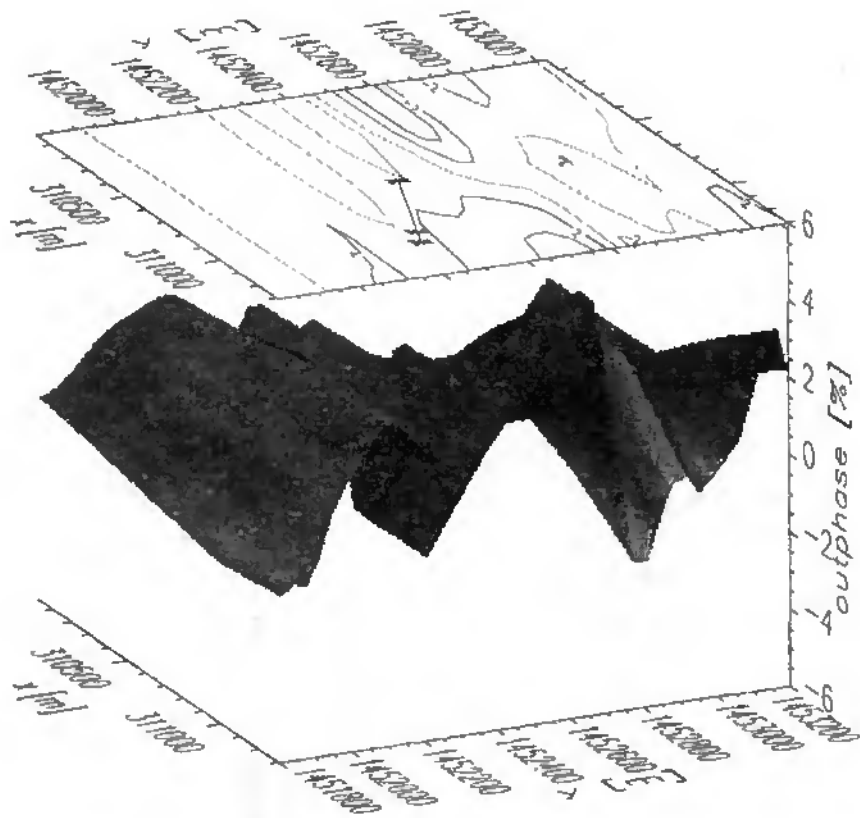
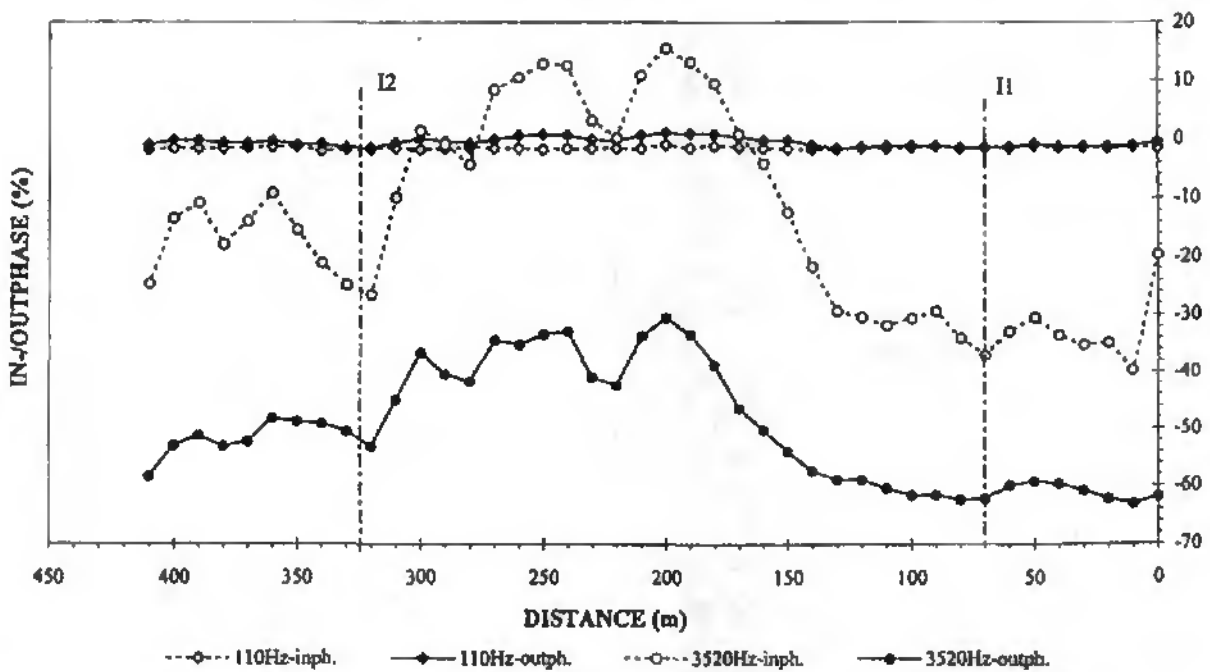


Abbildung 7.30: VLF-EM Outphase 18.3 kHz in Farou

Abbildung 7.31: Dipol-Dipol Profilierung T2 in Farou mit Spulenabstand von 80 m, Bohrung  $I_1$  und Reserveimplantation  $I_2$  (Turberg *et al.*, 1996)

lung der Messungen dar.

Die Nummerierung in der Tabelle stimmt mit den Bezeichnungen in der Karte von Abbildungen 7.12 und 7.13 ab Seite 196, überein. Die Aufführung

der verschiedenen Namen und Schreibweisen für ein Dorf mußte aus Platzmangel etwas gekürzt werden. Die Koordinaten sind nur approximativ, da sie von der Wahl des Bezugspunktes abhängen. So

Nr.	Name	x[m]	y[m]	Prog	Anz	pos	Q <sub>1</sub> [l/h]	Q <sub>2</sub> [l/h]
1	Garatche Bakoye	285'023	1'443'501	+	2	1	150	750
4	Zogon Dame	296'310	1'453'052	--	2	0	0	0
5	Madeini Elhadji	301'287	1'454'111	+	2	1	150	600
6	N'Wala Arzika	301'255	1'455'934	+	2	1	240	780
7	Tabadama	298'869	1'449'865	++	1	1	300	
8	Kabaou	294'803	1'447'136	±	2	0	0	175
9	Toné	294'207	1'445'771	+	1	1	650	
11	Karan Hardo Issa	312'900	1'451'153	++	1	1	2'750	
13	Korin Pappé	324'112	1'449'286	+	1	1	570	
15	May Tourou (Allah Karabo)	321'314	1'470'944	++	1	1	500	
16	Chénagué	319'178	1'457'877	+	1	1	450	
19	Sabarou Abdou	301'732	1'456'993	+	1	1	500	
21	Jambali Haoussa	304'659	1'467'156	+	1	1	700	
22	Farou	311'371	1'451'229	++	1	1	1'000	
34	Garin Liman (Kondago)	320'230	1'459'329	++	1	1	1'600	
35	Yassoré (Elh Oumarou)	321'856	1'460'934	++	1	1	520	
36	(Kayago) Hardo Mani	339'595	1'464'569	-	2	0	10	50
40	(Rongague H)Ardo Harto	317'335	1'461'174	±/+	1	1	800	
42	Angoual Roumji	305'017	1'450'804	±	2	0	0	0
43	Doutchi Begoua	311'371	1'457'353	±	2	0	0	0
44	Chirgue	280'013	1'440'619	±	2	0	0	0
59	Dagazari	350'525	1'463'357	-	2	0	0	0
62	Dambo	337'214	1'456'902	±/+	2	1	150	1'300
64	Garin Koura	304'898	1'448'195	-	2	0	160	160
65	Wakili Dongon Dawa	311'978	1'468'215	+	1	1	2'000	
66	Kayma (Guidan (H)Ada)	324'849	1'466'457	±	2	1	50	500

Tabelle 7.3: Liste der ausgeführten Bohrungen im Niger mit Prognose, Anzahl Bohrungen und Anzahl positiver Bohrungen

werden je nach Quelle das Haus des Dorfvorstehers oder einer Wasserstelle als Dorfzentrum angesehen. Bei einem Wechsel des Dorfvorstehers führt dies natürlich zu Problemen. Alleine entscheidend für die Bohrungen sind daher die Angaben in Turberg *et al.* (1996), wo neben den Koordinaten auch örtliche Bezugspunkte zur Definition der Position hinzugenommen werden.

Die Prognose für den Erfolg von Bohrungen auf Grund der geologischen, morphologischen, topographischen und geophysikalischen Untersuchungen wurde versucht durch eine Skala von ++, +, ±, -, -- dazustellen. Ein Schwerpunkt lag dabei bei den VLF-EM Messungen und den Beobachtungen der vorhandenen Bohrungen und Brunnen. Die Einschätzung ist natürlich subjektiv.

Die Extrembewertungen entsprechen dabei einer starken Empfehlung für oder gegen das Niederbringen von Bohrungen. Bei der mittleren Bewertung von ± besteht eine große Unsicherheit. Hier konn-

ten die durchgeführten Untersuchungen Bohrungen weder befürworten, noch ablehnen.

Ein einfaches + zeigt eine Befürwortung für Bohrungen an. Geophysikalische Messungen alleine können jedoch keine Aussage treffen, ob gefundene Verwerfungen und Klüfte verschlossen sind, oder nicht. Daher wurde ein ++ nur vergeben, bei Vorliegen weiterer positiver Indikationen. Das können zum Beispiel existierende positive Bohrungen in der näheren Umgebung der vorgeschlagenen Bohrung sein.

Für die Bewertung der durchgeführten geophysikalischen Untersuchungen ist auch die richtige Vorhersage einer negativen Empfehlung als Vorteil zu sehen. Für den Gesamterfolg der Grundwassersuche wird hingegen gewünscht, bei negativer Prognose trotzdem Wasser zu finden.

Natürlich sind Dörfer mit ausreichender Wasserversorgung im näheren Umkreis weniger an Bohrungen interessiert, als Dörfer mit fehlenden positi-

ven Bohrungen im weiteren Umkreis. Daher werden die unterversorgten Dörfer stärker gewillt sein, sich finanziell an dem Grundwassersucheprojekt zu beteiligen.

Dies verzerrt natürlich auch ein wenig die Erfolgstatistiken, wenn Bohrungen niedergebracht werden, obwohl geologisch-geophysikalische Messungen die Anwesenheit von Aquiferen verneinen. Deshalb müssen solche Statistiken sehr vorsichtig betrachtet werden. Sie sind selten vergleichbar und im vorliegenden Fall auf Grund der geringen Anzahl von vierzig Fallstudien auch statistisch nur sehr schwach abgesichert.

Trotzdem soll eine simple Analyse durchgeführt werden: Nur in acht der siebenzwanzig aufgeführten Dörfer konnte auch mit der zweiten Bohrung kein Wasser gefunden werden, dies entspricht einer Erfolgsquote von über 69%. Genau die Hälfte aller Prospektionen waren schon mit der ersten Bohrung erfolgreich. Bei negativer erster Bohrung war wenigstens in 38% die zweite Bohrung erfolgreich. Da eine zweite Bohrung nur niedergebracht wurde, wenn die erste nicht ausreichend produktiv war, sind diese beiden Bohrungen statistisch gesehen nicht unabhängig voneinander. Interessant wäre zu sehen, ob bei erster positiver Bohrung auch die zweite Bohrung positiv wäre.

Für eine positive Prognose von produktiven Bohrungen sollte gefordert werden, daß bei breiten Dipol-Dipol Anomalien wenigstens eine Bohrung auf der Kante niedergebracht wird und eine zweite in der Mitte. Werden die Vorhersagen unter dieser Voraussetzung mit den wirklichen Ergebnissen verglichen, so ergibt sich fast eine hundertprozentige Übereinstimmung.

Ohne diese Voraussetzung ist die Übereinstimmung geringer, das heißt, Bohrungen, die nur in der Mitte einer breiteren Dipol-Dipol Anomalie platziert werden, haben ein erhöhtes Risiko für negative Produktivität. Diese Dörfer werden im folgenden kurz angesprochen. Auch andere Abweichungen vom Durchschnitt der Dörfer, wie geringere Datendichte, werden erwähnt.

- Für Hardo Mani wurde nur in der Mine zweier verschiedener Anomalien gesucht und nicht am Rand. Die Bohrungen waren deshalb wahrscheinlich negativ.
- Für Ardo Harto wurde eine Anomalie in den Dipol-Dipol Daten gemessen, die direkt am Anfang eines VLF-EM Profils lag. Das Ende einer Anomalie war nur noch zu erahnen,

so daß an der Stelle der gewählten Implantation keine VLF-EM Daten zur Verfügung standen. Trotzdem war die Bohrung erfolgreich, auf Grund der korrekt gewählten Dipol-Dipol Anomalie.

- Für Angoual Roumji wurden beide Bohrungen in der Mitte eines Grabens niedergebracht. Hier hätte eine Bohrung am Rande des Grabens eventuell besseren Erfolg gebracht. Deshalb wurde die Prognose auch nur mit  $\pm$  bewertet. Andererseits sind die in Angoual Roumji vorhandenen Verwerfungen eventuell auch völlig verschlossen, so daß auch eine andere Taktik bei der Beurteilung der Anomalien nicht zu produktiven Bohrungen geführt hätte. Aus B.R.G.M. (1983) geht jedoch statistisch hervor, daß der Rand einer Anomalie oft produktiver ist.
- Für Douchi Begoua sind einige der VLF-EM Kurven ohne Vorzeichenwechsel und daher schwierig zu verstehen. Allerdings sind die Dipol-Dipol Anomalien eindeutig. Trotzdem sind die Bohrungen negativ. Der Erfolg wurde nur mit  $\pm$  prognostiziert, da die meisten Anomalien in diesem Dorf nicht gedeutet werden konnten. Andererseits sind in diesem Dorf je ein produktiver Brunnen und eine produktive Bohrung vorhanden, so daß durchaus weitere positive Bohrungen zu erwarten wären.
- In Chirgue wurden auf Grund gesundheitlicher Probleme die VLF-EM Messungen etwas gekürzt. Daher ergeben sich keine guten Übereinstimmungen zwischen VLF-EM und Dipol-Dipol Profilen. Die Bohrungen waren dementsprechend negativ.
- Für Dagazari stimmen VLF-EM Profile und Dipol-Dipol Profile nur sehr vage überein. Die VLF-Anomalien sind nur sehr schwach. An den durch Dipol-Dipol Messungen bestimmten Stellen sind keine besonderen VLF-Anomalien zu beobachten. Die negative Beurteilung bestätigt sich durch zwei negative Bohrungen.
- In Dambö sind sehr viele VLF-Anomalien zu beobachten. Auch sehr viele Widerstandserniedrigungen für die Dipol-Dipol Messungen. Die Auswertung ist daher nicht ganz einfach. Auf Grund der geologischen Situation mit geringer Überdeckung existieren trotzdem recht

gute Aussichten für Bohrungen. Die zweite Bohrung ist dementsprechend sehr produktiv mit 1'300 l/h.

- Für Kayma sind nur unklare VLF-EM Anomalien auszumachen. Auch die Dipol-Dipol Messungen sind nicht allzu vielversprechend. Trotzdem ist die zweite Bohrung produktiv. Bei den anderen Dörfern war in solchen Fällen keine Bohrung produktiv.

Die Bewertungen nahe bei  $\pm$  wurden recht subjektiv auf Grund geologischer Einschätzungen und Vergleiche mit Bohrungen in der näheren Umgebung abgeschätzt. Auch wenn also einige wenige Beurteilungen schwächer abgesichert sind und subjektiv erscheinen, so ist die Gesamtheit aller Beurteilungen ausgezeichnet mit den Ergebnissen korreliert.

Für die nicht erwähnten Dörfer können die Ergebnisse der Bohrungen in Tabelle 7.3 abgelesen werden, an Hand der aus Pumpversuchen bestimmten möglichen Fördermengen. Neben den hier angeführten Bohrungen wurde außerdem jeweils eine Bohrung in zwanzig weiteren Dörfern niedergebracht. Sie werden hier nicht mit aufgeführt, da auf Grund der sedimentären Aquifere alle Bohrungen ohne große Untersuchungen wie erwartet erfolgreich waren. Ihre Produktivität liegt ein bis zwei Größenordnungen höher als die hier präsentierten Bohrungen.

## 7.9 Bewertung

Die Messungen zur Grundwassersuche in Afrika müssen unter einem anderen Gesichtspunkt gesehen werden, als wissenschaftliche Untersuchungen innerhalb Europas. Nicht nur die Problemstellung ist eine völlig andere, auch die Probleme bei den Messungen sind völlig unterschiedlich.

Im Niger ließen die Bauern so gut wie überall Messungen zu, was eine große Hilfe war. Dafür stellen die administrativen und politischen Probleme ein enormes Hindernis bei den Messungen dar. Nicht zuletzt putschte das Militär während E. Boecker noch die Bohrungen überwachte. Unter solchen Umständen ist eine kontinuierliche Forschung schwierig, wenn nicht gar unmöglich.

Andererseits hat gerade auch die Messung im Niger die RF-EM Methode einen gewaltigen Schritt nach vorne gebracht. Unter dem zeitlichen Druck der Kampagne wurde das Interpretationssystem so

perfektioniert, daß selbst in gesuodheitlich angeschlagenem Zustand gegen Ende der Messungen, kein einziger Datensatz verloren ging. Das RF-EM System war sowohl hardwaremäßig als auch softwaremäßig ein hundertprozentiger Erfolg.

Zu Beginn der Messungen war noch unklar, ob genügend qualitativ ausreichende Sender zur Verfügung stehen würden. Auch ob das VLF-EM überhaupt Verwerfungen in der zu untersuchenden Region finden würde, war noch unklar. Deshalb wurde ein Großteil der Meßzeit von vornherein der Dipol-Dipol Methode zugeteilt, da diese Methode schon mehrmals vom Hydrogeologischen Institut Neuchâtel in ariden Zonen mit sehr gutem Erfolg eingesetzt wurde (Turberg, 1994). Somit war der Erfolg abgesichert, auch für den Fall, daß das VLF-EM versagt hätte.

Inzwischen hat das VLF-EM seinen Wert bewiesen und kann als fester Bestandteil in zukünftige Planungen und Messungen einfließen. Das heißt, zukünftige Messungen können noch sehr viel stärker von den Vorteilen des VLF-EM profitieren.

Zu empfehlen ist für zukünftige Messungen eine stärkere Überprüfung der Dipol-Dipol Anomalien durch zusätzliche VLF-EM Messungen. Das Dipol-Dipol kann zwar sehr viel einfacher die Art der Anomalie feststellen, die Positionierung der Kanten einer Struktur sind jedoch sehr viel einfacher und genauer mit Hilfe des VLF-EM durchzuführen. Diese zusätzlichen Messungen sind vor allem dann nötig, wenn die Dipol-Dipol Anomalie nicht auf einem gut orientierten VLF-EM Profil liegt.

Nach den Messungen im Niger wurde das RF-EM 2 gebaut, mit noch stabilerer Outphase. Auch die Inphase ist jetzt in unregelmäßigem Terrain stabil. Dies ist sehr wichtig, da oft Profile mitten durch einen Acker, orthogonal zu den landwirtschaftlichen Furchen, gemacht wurden. Stürze von einem halben Meter mit dem Fahrzeug die Böschungskanten eines Wadis herunter, waren keine Ausnahme. Für die neue Antenne stellt dies kein Problem mehr dar, wie auch schon im Kapitel über Bure, in Unterkapitel 5.5.3.1 ab Seite 155 festgestellt wurde.

Auch die Software wurde sehr viel weiter entwickelt, teilweise schon während der Messungen im Niger. Inzwischen wurde ein Differential-GPS mit sehr viel besserer Genauigkeit an das RF-EM Hard- und Software System angepaßt. Es ist nun ein integraler Bestandteil des RF-EM Systems. Bisher wurde das Dipol-Dipol für die endgültige Pla-

zierung der Bohrungen benutzt, da Standard GPS mit 30 bis 50 m Fehler nicht ausreichend genau ist, um die Positionen der VLF-EM Profile später noch exakt wiederfinden zu können.

Ein weiteres Problem ist die Irregularität der Profile. Je mehr Profile existieren und je besser diese parallel ausgerichtet sind, um so weniger Fehler können bei der Projektion und graphischen Darstellung der Daten auftreten.

Im Niger hat sich der Sender 18.3 kHz als sehr zuverlässig erwiesen. Leider fiel er gegen Ende der VLF-EM Messungen im November aus. Viele sehr gute VLF-EM Sender scheinen nur im Sommer zu arbeiten. Da kein eigener Sender eingesetzt wurde, war die Meßkampagne stark auf die Dipol-Dipol Messungen ausgerichtet, die unabhängig von fremden Sendern sind. So konnte das Risiko eines Mißerfolgs der Grundwassersuche für den Fall fehlender aktiver VLF-Sender minimiert werden. Mit einem eigenen Sender könnten die Messungen noch stärker auf das dann auch unabhängige VLF-EM ausgerichtet werden.

Im direkten Anschluß an die Messungen können inzwischen innerhalb weniger Minuten dreidimensionale Darstellungen mit korrekten Koordinaten erzeugt werden, wie sie schon im Kapitel über Bure ausführlich gezeigt wurden. Auch kann nun ein kleiner Laptop direkt an das RF-EM angeschlossen werden, um während der Messungen deren graphisch aufbereitete Resultate zu beobachten. Dies hilft sehr bei der Orientierung und Lokalisierung der Anomalien. Durch die Steigerung der Aufnahmegeschwindigkeit ist eine zusätzliche Überprüfung der Dipol-Dipol Anomalien durch weitere VLF-EM Profile sehr schnell durchzuführen.

Inzwischen muß das RF-EM System nur noch morgens von einem Sachkundigen angeschlossen und gestartet werden um abends die Daten auszulesen. Die restlichen Messungen könnten sogar völlig ohne jegliche Intervention ablaufen. Es müßte nur die abgesprochenen Profile abgefahren werden. Alle empfindlichen Teile wurden zusammen in der 'Power Box' integriert und sind nun viel besser geschützt. Details hierzu befinden sich im Anhang. Natürlich bleibt weiterhin die Anwesenheit eines Geologen nützlich, um gleichzeitig mit den RF-EM Anomalien das Terrain zu beobachten, und die angezeigten Anomalien zu bewerten.

Die ohnehin sehr erfolgreiche Kombination von Dipol-Dipol mit VLF-EM wurde mit dem RF-EM 2 und der weiterentwickelten Software also noch ein-

mal eine Größenordnung effizienter. Ein Vergleich der Modellierungen mit den Daten ergibt übereinstimmende Erkenntnisse. Zukünftige Messungen werden dies durch komplexere Modellierungen ausnutzen können.

## 7.10 Schlußfolgerungen

Eine Kombination von Dipol-Dipol und VLF-EM Messungen zur Grundwassersuche hat sich im Niger als sehr effektiv erwiesen. Messungen, in denen VLF-EM und Dipol-Dipol keine übereinstimmende Interpretation ergaben, führten meistens zu negativen Bohrungen. Es können also mit hoher Sicherheit Prognosen über die Möglichkeit von produktiven Bohrungen gemacht werden.

Technische Verbesserungen der Hardware und Software sind im Anschluß an die Messungen durchgeführt worden und werden zukünftige Messungen noch effektiver machen.

Weitere Meßkampagnen sollten noch verstärkter darauf achten, daß die Anomalien von Dipol-Dipol und VLF-EM miteinander korreliert sind. Bohrungen sollten bevorzugt an den Stellen der größten Steigungen beziehungsweise an den Nulldurchgängen der VLF-EM Daten vorgeschlagen werden.

Bei breiteren, grabenähnlichen Strukturen, sollte eine Bohrung für die Mitte und eine für den Rand der Bohrung vorgeschlagen werden. Bohrungen ausschließlich aus wissenschaftlichen Gründen zur Abklärung der offenen Fragen könnten das Verständnis erhöhen und eine abgesicherte Statistik liefern.

Der größte Erfolg bei den Bohrungen wurde bei Anwesenheit von klaren einfach zu interpretierenden VLF-EM Anomalien erzielt, die nicht zu dicht beieinander liegen. Ansonsten treten Mehrdeutigkeiten bei der Zuordnung der Extrema und Nulldurchgänge auf. Bei Diskrepanzen zwischen Dipol-Dipol und VLF-EM Messungen sollten vor allem weitere VLF-EM Messungen auf besser korrelierten Profilen durchgeführt werden, um die Bohrungen genauer plazieren zu können.

Wünschenswert wäre die vermehrte Durchführung von wissenschaftlichen Bohrungen. Außerdem wäre auch sinnvoller, die Bohrkampagne gleichzeitig mit den geophysikalischen Untersuchungen zu starten, um eine Anpassung der Auswertestrategie zu ermöglichen.

Ein Teil der Daten für zwei Dörfer wurde präsentiert, die gesamten Daten aller vierzig Dörfer in

der gleichen Weise zu zeigen, würde jedoch tausende von Graphiken ergeben, so daß willkürlich einige Daten herausgegriffen wurden. Es ist klar, daß nur durch ein effizientes Interpretationssystem die Verarbeitung eines solchen Datenvolumens möglich ist. Es wurde während der Messungen in Afrika weiterentwickelt, um die enormen anfallenden Datenmengen zu bewältigen. Dieses System wird im Anhang beschrieben und war der Garant für den Erfolg der VLF-EM Messungen in Afrika.

Nicht nur die wissenschaftlichen Untersuchungen der vorherigen Kapitel zeigen die enormen Möglichkeiten der RF-EM Methode. Auch die routinemäßige Anwendung unter erschwerten Bedingungen in Afrika lieferte sehr positive Resultate. Innerhalb einer Stunde Meß- und Interpretationszeit können selbst tausende von Meßpunkten dicht aufgenommen und dreidimensional dargestellt werden. Dies ist völlig neu für die VLF-EM Methode.

Die Effizienz der Methode beruht auf den technischen Details des Gerätes und der angepaßten Software.

Hiermit soll die Präsentation der RF-EM Methode abgeschlossen werden, und nur noch einmal im letzten Kapitel kurz zusammengefaßt werden.

## Kapitel 8

# Diskussion und Ausblick

**D**as in dieser Arbeit vorgestellte RF-EM System hat seine Praxistauglichkeit mehrfach unter Beweis gestellt. Sein Vorteil liegt in der Möglichkeit von sehr schnellen detailreichen Analysen und der Anwendung effizienter Interpretationsverfahren.

Aber auch komplexe Modellierungen und Inversionen der fundierten Datenbasis sind nun möglich, durch die Herleitung einer Widerstandstransformation, die RF-EM Meßwerte in scheinbare Widerstände und Phasen transformiert. So wurde an einem Testdatensatz bereits die Möglichkeit zur 1D-Inversion der transformierten Daten gezeigt. Die Überprüfung an einem geeigneten Meßdatensatz steht jedoch noch aus.

Zukünftig sind weitere Entwicklungen auf dem Gebiet der Widerstandstransformationen geplant und zu erwarten, die die vorgestellten Filter weiter verbessern und generalisieren. Geologische Strukturen, die nicht mit Hilfe einer solchen Widerstandstransformation erfaßt werden können, werden durch angepaßte Inversionen auflösbar sein.

So ist nach Anpassung eines der zahlreich existierenden MT-Programme auch eine 2D-Inversion vorstellbar. Dies wäre ein Ausgangspunkt für ein tieferes Verständnis von zwei- und dreidimensionalen geologischen Strukturen mit Hilfe der schnellen RF-EM Methode, bei verhältnismäßig geringem Interpretationsaufwand. Nur so wird eine komplexe, geophysikalische 3D-Interpretation auch als Teil einer hydrogeologischen Interpretationen praktikabel.

Primäres Ziel dieser Arbeit war es zunächst, den Grundstein zu legen; für Interpretationen im Rahmen von hydrogeologischen Gutachten. Dieses Ziel wurde mehr als nur erreicht, so daß inzwischen zahlreiche Fallstudien den praktischen Nutzen der Methode bei der Lösung von hydrogeologischen Fragestellungen demonstrieren:

1. Die Methode wurde erfolgreich im schweizerischen Karst eingesetzt, bei der Analyse von Verwerfungen und bei der Suche nach Grotten.
2. Für Hangrutschungen konnten Gefahrenpotentiale korrekt abgeschätzt werden und mögliche Rutschungen richtig vorhergesagt werden.
3. Beim Einsatz in Afrika zur Grundwassersuche erwies sich das RF-EM als sehr robust und routinemäßig einsetzbar. Es war der Garant für eine hohe Erfolgsquote der Grundwasserbohrungen. Weiterhin bestätigen die routinemäßigen Messungen im Niger die Messungen im Schweizer Jura hinsichtlich der Beurteilung von Verwerfungen: Die Ränder einer Verwerfung können oftmals stärker permeabel als das Zentrum der Verwerfung sein.

Geophysikalische Verfahren können also einen entscheidenden Beitrag bei der Lösung hydrogeologischer Problemstellungen liefern. Auch eine Ausweitung der Methode auf vertiefte geophysikalische Analysen ist nun möglich, da die theoretischen, technischen und softwaremäßigen Voraussetzungen geschaffen wurden, um den Fortschritt der RF-EM Methode voranzutreiben.

Mehrfach stellte sich in den Fallstudien heraus, das die kombinierte Anwendung der sehr schnellen RF-EM Methode mit anderen, hochauflösenderen Methoden geeignet ist, die Vorteile der verschiedenen Methoden zu verbinden und die Nachteile auszugleichen. Erfolgreich demonstriert wurden solche Jointinterpretationen am Beispiel von Seismik, Slingram, RMT und Georadar, jeweils zusammen mit RF-EM.

Das RF-EM (beziehungsweise VLF-EM) hat seinen Härtest im Niger mit Bravour gerüstet, ein ähnlicher Test für das neue RF-EM 2 steht jedoch noch aus. Insbesondere Messungen des Primärfeldes, der azimutalen Quadratur und von In-

und Outphase des vertikalen elektrischen Feldes machen weitere theoretische, technische und programmtechnische Weiterentwicklungen nötig.

Auf der technischen Seite ist die RF-EM Methode mit der Ausweitung des Frequenzbereiches, der kontinuierlichen Meßweise und der Motorisierung schon sehr weit fortgeschritten. Selbst die Anwendbarkeit neuer, zusätzlich gemessener Parameter zeichnet sich ab. Allerdings kann die enorm gestiegene Datenmenge nicht mehr mit Standardinterpretationsverfahren ausgewertet werden.

Bereits für diese Arbeit wurden etwa eine Millionen Meßpunkte aufgenommen und abgespeichert, mit In- und Outphase, und teilweise noch mit der zum Sendersignal proportionalen Referenz. Dank der effizienten Implementierung sind dies trotzdem nur 5 MByte binäre Rohdaten, dem dreifachen Speichervermögen der Datenlogger Speicherkarten. In lesbarer Form sind dies jedoch einige Gigabyte an Daten, da jeder Meßpunkt mit geographischen Koordinaten, Distanzen und Markierungen versehen wird. Mit Hilfe der Rohdaten und einigen sehr kurzen Datenfiles mit Informationen über die Position der Markierungen, kann die lesbare Form der Daten jedoch sekundenschnell neu erzeugt werden, so daß keine dauerhafte Sicherung der verarbeiteten speicherplatzintensiven Daten nötig ist.

Die verfügbaren Daten repräsentieren mehr als 100 Stunden reine Meßzeit, wobei diese im allgemeinen nur einen geringen Teil der gesamten Einsatzzeit ausmacht. An- und Abfahrt, Kartographie, Einmessen und andere Tätigkeiten stellen einen weitaus größeren Anteil der gesamten Arbeitszeit. Die Daten entsprechen weiterhin einer Gesamtprofillänge von mehr als tausend Kilometern mit einem Meter Auflösung. Der Ausdruck der Originaldaten mit allen angesprochenen Filterungen würde auf herkömmliche Art und Weise etwa einhunderttausend Seiten in Anspruch nehmen.

Seit dem Beginn dieser Arbeit wurden Effizienz der Geräte und der Software jedoch gesteigert. Heute kann im gleichen Zeitraum mit Hilfe des neuen RF-EM 2 und des im Anhang dokumentierten Softwarepakets eine noch größere Datenmenge erzeugt werden.

Es ist leicht ersichtlich, daß nur noch durch die gemeinsame dreidimensionale Darstellung einer größeren Anzahl von parallelen Profilen diese Datenmenge in einem vernünftigen Zeitraum interpretiert werden kann. Alle in dieser Arbeit pro-

duzierten Graphiken können bei Ausnutzung aller Möglichkeiten des im Anhang beschriebenen Softwarepaketes direkt nach den Messungen, spätestens nach einigen Minuten, produziert werden. Sogar Inversionen können direkt im Anschluß an die Messungen durchgeführt werden.

Die überragenden Ergebnisse, die auf diese Weise für die Fallstudien erzielt werden konnten, wurden Dank der enormen Weiterentwicklungen des Neuchâtelers RF-EM gegenüber traditionellen VLF-EM Geräten möglich. Zusammengefaßt bietet das Neuchâtelers RF-EM 2 folgende neuartige Eigenschaften gegenüber herkömmlichen VLF-EM:

1. Das Neuchâtelers RF-EM mißt kontinuierlich, so daß laterale Anflösungen von wenigen Zentimetern erzielt werden können.
2. Das Neuchâtelers RF-EM hat ohne Mittelung schon eine hohe Stabilität der Meßwerte und eine gute Auflösung, selbst bei schwankender Senderstärke.
3. Das RF-EM mißt in einem erweiterten Radio Frequenz Bereich, der VLF und LF einschließt und damit Frequenzsondierungen erlaubt.
4. Das RF-EM kann mit einer Antenne eingesetzt werden, die sich automatisch auf den Sender ausrichtet und hinter einem Auto fixiert werden kann, so daß sehr schnelle Messungen möglich sind, mit Geschwindigkeiten von 40 km/h oder mehr.
5. Die Benutzung des RF-EM ist sehr schnell, effizient und deshalb kostengünstig.
6. Durch die Herleitung einer rekursiven Widerstandsfilterung können RF-EM Inphase und Outphase in scheinbare Widerstände und Phasen analog zu VLF/R und RMT transformiert werden. Anschließend ist eine Inversion möglich.
7. Neue Meßparameter eröffnen Perspektiven für zukünftige Weiterentwicklungen.

Kein anderes System bietet zur Zeit auch nur annähernd ähnlich mächtige Möglichkeiten auf dem Gebiet des RF-EM und es gibt kaum eine bodengebundene geophysikalische Meßmethode die bei der beschriebenen Meßgenauigkeit schneller arbeitet als die vorgestellte RF-EM Methode.

Die Neuchâtelers RF-EM Methode ist damit wahrscheinlich die derzeit schnellste landgebundene geophysikalische Methode. Nur Airborne-

Methoden können noch schneller messen, allerdings mit weitaus geringerer Auflösung. Somit schließt sich der Kreis: Der Versuch, eine ähnlich effiziente Methode wie Airborne VLF-EM aufzubauen, bei gleichzeitiger Erhöhung der lateralen und vertikalen Auflösung, ist durch die Adaptation der traditionellen VLF-EM Methode zur erweiterten RF-EM Methode gelungen.

Zu hoffen bleibt, daß die Verfügbarkeit einer Frequenzbereichsmethode für den VLF- bis LF-Bereich weitere theoretische Entwicklungen motiviert, die zu einer direkten Inversion der RF-EM Daten führen, die ohne den Zwischenschritt einer Widerstands-Phase-Transformation auskommt.

# Danksagung

**A**n dieser Stelle möchte ich den vielen Beitragenden zu dieser Arbeit danken. Ohne deren tatkräftige Unterstützung wäre diese Arbeit im Spannungsfeld zwischen Geophysik und Hydrogeologie nicht geschrieben worden.

Prof. Dr. F. Zwaflen als Direktor, der mir die Arbeit als Geophysiker in einem Hydrogeologischen Institut ermöglichte, und so die Voraussetzungen für eine fruchtbare und interessante interdisziplinäre Arbeit geschaffen hat.

Prof. Dr. I. Müller für seine Betreuung und die Leitung der geophysikalischen Entwicklung, insbesondere der elektromagnetischen Frequenzverfahren. Unter ihm wurden zahlreiche der bis heute einzigartigen geophysikalischen Geräte am Institut für Hydrogeologie in Neuchâtel konstruiert. Außerdem stellte er viele eigene Geräte zur Verfügung und führte unter anderem auch die Magnetfeldmessungen in Bure durch.

Prof. Dr. A. Ádám als weiterem Gutachter, der mich schon bei meinem ersten Besuch in Sopron herzlich empfangen hat, und mir erlaubte dort mit ihm und seinen Kollegen analoge Modelle im Soproner Modelllabor zu vermessen, zur Überprüfung meiner VLF-EM Modellthesen.

Weiterer Dank auch meinem Gutachter Dr. Andreas Hördt, der meinen Wechsel von Köln nach Neuchâtel erst vermittelte und zahlreiche konstruktive Kritiken beisteuerte.

Den Arbeitsgruppen der genannten externen Gutachter gebührt besonderer Dank.

Im Soproner Geophysikalischen Institut waren dies unter anderem Dr. L. Szarka, der bis spät in die Nacht hinein die Meßergebnisse verarbeitete, die von mir mit großartiger Unterstützung durch Peter Pasztor, tagsüber aufgenommen wurden. Namentlich ungenannt, aber dennoch nicht zu vergessen, sind die vielen Helfer im Umfeld solcher analogen Modellierungen.

Die Unterstützung durch die analogen und numerischen Modellierungen in Sopron führte zu einer Ausweitung der Kooperationen zwischen Neuchâtel und Sopron. Die in dieser Arbeit be-

gonnenen Untersuchungen werden von mir mit Unterstützung der Schweizerischen Forschungsgemeinschaft in Sopron weitergeführt, mit dem Ziel einer verbesserten Inversion von RF-EM Daten.

Zum Kölner Geophysikalischen Institut bestand jederzeit ein reger Kontakt durch Prof. Dr. F.-M. Neubauer, Dr. B. Tezkan, G. Zacher und anderen Kollegen. Nach meinem Wechsel ist ein bedeutender Geräte- und Wissenstransfer zwischen unseren beiden Instituten entstanden.

Aber auch andere externe Institutionen haben maßgeblich zum Erfolg dieser Arbeit beigetragen.

Das Geologische Institut der Universität Freiburg mit Dr. O. Lateltin und Dr. H. Ractzo lieferte mir mit der Rutschung Falli Hölli ein spektakuläres Erlebnis. Niemals werde ich die Augenblicke vergessen in denen ich bei den Messungen auf der Rutschung schrie: "Hilfe Hugo, zieh' mich hier heraus!". Auch A. Pugin vielen Dank für die seismischen Messungen, die uns halfen, zusammen mehrere Publikation über diese Rutschung zu schreiben. Das NFP31-Forschungsprojekt 4031-33429 (Instabilités de pente en terrain de flysch et changements climatiques) über Hangrutschungen am Geologischen Institut der Universität Freiburg in der Schweiz war eine große Unterstützung hierbei.

Besonderer Dank auch dem Ingenieurbüro MFR in Detemont: R. Christe hat mich immer problemlos mit Daten bezüglich der geologischen Untersuchungen im Autobahnprojekt der Transjuran N16 versorgt, die mir halfen, einige schöne Karten über die Autobahnvorarbeiten im Gebiet von Bure in diese Arbeit zu integrieren. Weiterhin haben wir zusammen einige der Daten aufgenommen, die zusammen mit den Georadar-Daten der Kollegen Dr. P. Huggenberger und E. Meier aus Winterthur einen deutlichen Nachweis der Grotte Milandre lieferten.

Weitere Daten wurden zusammen mit meinen beiden nigerischen Kollegen A.R. Intchi und I. Bobadji geliefert, mit denen ich manche Tage bei Messungen in Bure verbrachte. Sie halfen, erste einfache Interpretationsergebnisse zu präsentieren, als es

mein Softwarepaket noch nicht gab.

Weiterer Dank dem nigerischen Kollegen Mai Oussini bei der Unterstützung der Messungen in Maradi, Niger. Ohne ihn und seine vielen Kollegen hätten diese Messungen nicht stattgefunden. Besonderer Dank auch meinem Fahrer Garba und meinem Helfer Cargo.

Die Messungen im Niger wurde finanziert vom P.H.N.S. (Programme Hydraulique Niger – Suisse) des I.U.E.D. (Institut Universitaire des Etudes du Développement, Genève, Niamey) unter der Leitung von P. Molière und F. Balmer. Ihnen und ihren Mitarbeitern Moussa und Daouda gebührt Dank, für die finanzielle und administrative Unterstützung.

Unsere nigerischen Partner waren das Ministerium für Hydrologie und Umwelt (Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement beziehungsweise MHE/DRE, Niamey und Direction Départementale de l'Hydraulique beziehungsweise DDH, Maradi) und ihr ehemaliger Minister Kahraggi.

Die Messungen wurden geleitet von Dr. P. Turberg und vor- und nachbereitet von E. Boeker. E. Boeker begleitete auch die Bohrkampagne und übermittelte deren Ergebnisse. Beide versorgten mich weiterhin mit zahlreichem Bild- und Datmaterial. Die gemeinsamen Messungen waren ein deutlicher Beweis für die Teamfähigkeit von Geologen mit Geophysikern.

Ein weiterer Dipol-Dipol Meßtrupp wurde von Koroney Maoudé geleitet, einem Mitarbeiter des OFEDES, welches auch die Bohrungen durchführte.

Dank auch allen nigerischen Dorfbewohnern für die Unterstützung bei den Messungen, insbesondere für die freie Fahrt über ihre kargen Felder und die angebotene Gastfreundschaft.

Für die Bereitstellung von Karten und Daten über Bure kommt natürlich auch besonderer Dank meinen Neuchâtel Kollegen Dr. P. Turberg, Dr. N. Doerfliger und Dr. P.-Y. Jeannin zu. Die ausführlichen Vorarbeiten von Dr. P. Turberg legten den Grundstein für die ausgeweitete Anwendung elektromagnetischer Verfahren in Bure.

Diese Arbeit und die Vorarbeiten hierzu wurden großzügig von mehreren Projekten der schweizerischen Forschungsgemeinschaft gefördert. Es sind dies die Projekte: SNF 21-25590.88 und 20-30303.90, (Geofiss, Entwicklung des RMT, Doktor-Arbeit von P. Turberg)), SNF 21-36615.92 (Geomag, motorisiertes VLF-EM), SNF

20-40624.94/1 (CHYN-Geomag, motorisiertes RF-EM). Ohne diese Unterstützung würden die einzigartigen Geräte, die von J. Duperrex für Neuchâtel entwickelt und konstruiert wurden, nicht existieren. J. Duperrex gehört dabei besonderer Dank für seine geniale Art, Unmögliches möglich zu machen. Viele kleine und durchdachte Details machen das Geheimnis der einfachen aber funktionellen Arbeitsweise der von ihm gebauten Geräte aus.

Weitere Hilfe, insbesondere bei der Konstruktion der verwendeten Datalogger kam von den Kollegen des Neuchâtel Observatoriums Dr. P. Schnegg und R. Costa. Auch Prof. Dr. G. Fischer hatte dort immer ein offenes Ohr für Diskussionen. Der Allradwagen des Observatoriums hat so manchen Kilometer VLF-Profil abgefahren. Ohne diese Hilfe hätten viele unwegsame Strecken nicht abgefahren werden können. Dr. P. Schnegg unterstütze uns auch durch Modellierungen der magnetischen Felder für den Graben in Bure und Hilfe bei den von uns verwendeten Modellierungsprogrammen.

T. Steiner entwickelte für uns eine Anpassung des Programms von P.E. Wannamaker für die durchgeführten 2D-Modellierungen, so daß die Eingabe der Modellstruktur vereinfacht wurde. Beiden Autoren sei gedankt für die Bereitstellung ihrer Programme.

Auch meinen weiteren Kollegen im gemeinsamen Projekt, K. Papritz, A.D. Grasso und V. Puech danke ich für die gute Zusammenarbeit. Dieses Projekt umfaßte neben meinen geophysikalischen Arbeiten im Karst auch viele andere, rein hydrogeologische Aspekte, die vornehmlich von meinen Kollegen untersucht wurden.

Das gemeinsame Praktikum, unter Leitung von Dr. R. Kozel gab mir erste aufschlußreiche Einblicke in die Arbeit und Bedürfnisse von Hydrogeologen, beim Einsatz von geophysikalischen Geräten in hydrogeologischen Untersuchungen.

Ein hydrogeologisches Zentrum als Teil eines geologischen Institutes hängt natürlich auch von der Unterstützung der Kollegen im Mutterinstitut ab, wie unter anderem ihrem Direktor Dr. M. Burkhardt, und den Kollegen Dr. A. Sommaruga, und Dr. G. Schönborn, die mich auch mit geologischen Informationen über das Schweizer Jura unterstützten.

Nicht zu vergessen sind auch die fleißigen Helfer im Sekretariat: M. Jaquet, S. Kurz, S. Robert und M. Holzhauer.

Auch den anderen nicht genannten Mitarbeitern des CHYN, des Instituts für Geologie und der Universität Neuchâtel sei gedankt für die Zusammenarbeit, auch außerhalb dieser Arbeit.

Weiterer Dank gebührt den Eigentümern der von uns durchquerten Grundstücke, die unsere Messungen geduldet haben.

Besonderem Dank auch meinem französischen Kollegen und Zimmernachbarn Dr. L. Eisenlohr für die höheren Weihen der französischen Sprache und Küche.

Auch meine Frau Ana Luz hat mich tatkräftig unter anderem bei meinen Messungen unterstützt.

Nicht zuletzt danke ich meiner Familie für das mir gewährte Asyl und der Unterstützung bei meiner Heirat. Ohne diese Hilfe hätte ich es niemals geschafft, mit einer ausländischen Frau im Ausland eine Doktorarbeit zu erstellen.

Vielen Dank dabei auch an alle Behörden und deren Mitarbeiter, die mir bei dieser Arbeit keine Steine in den Weg gelegt haben. Ich durfte in Neuchâtel eine großartige internationale Zusammenarbeit auf wissenschaftlichem Gebiet erfahren, die den leeren politischen Versprechungen auf diesem Gebiet um Jahrzehnte voraus ist.

Dankbar bin ich daher noch einmal der schweizerischen Forschungsgesellschaft und der Universität Neuchâtel für die Gewährung eines Forschungsstipendiums in Sopron, mit dem ich diese internationale Kooperation und die in dieser Arbeit begonnenen Untersuchungen fortführen kann.

# Literaturverzeichnis

- ABEM, 19XXa. Theory, practice and case histories for WADI operators, ABEM, Interpretation Guide.
- ABEM, 19XXb. Wadi: Simple, state-of-the-art water prospecting instrument, ABEM, Printed matter No 90318.
- ÁDÁM A., PONGRÁCZ J., SZARKA L., KARDEVÁN P., SZABADVÁRY L., NAGY Z., ZIMÁNYI I., KORMOS I. und RÉGENI P., 1981. Analogue Model for Studying Geoelectric Methods in the Geodetic and Geophysical Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 16 (2-4), 359.
- BALMER F. und MÜLLER I., 1988. La nappe alluviale du Kori Teloua; Agadez (Niger). Étude hydrogéologique et prospection géophysique électromagnétique. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 8, 61-80.
- BALMER F., NOMA I. und MÜLLER I., 1990. Prospections électromagnétiques et forages en zone aride — Kori Teloua (Agadez, Niger), in: *Application de la géophysique à la recherche de l'eau en zones arides et semi-arides, UNESCO, Lausanne.*
- BALMER F., NOMA I. und MÜLLER I., 1991. Prospections électromagnétiques et forages en zone aride - Kori Teloua (Agadez, Niger). *Geoexploration* 27, 93-109.
- BARFIELD R.H., 1934. Some measurements of the electrical constants of the ground at short wavelengths by the wave tilt method. *Proc. Roy. Soc., London* 75, 214-220.
- BARRINGER A.R., 1973. Radiophase, Technischer Rapport 3763419, United States Patent.
- BENDERITTER Y., GERVAISE C. und TABBAGH J., 1988. Anomalies de résistivité électrique et structures correspondantes. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Mémoire hors série* 6, 311-317.
- BENDERITTER Y. und ROBIN G., 1987. Approche singulière des discontinuités de perméabilité en milieu carbonaté. *Hydrogéologie* 3, 161-168.
- BENSON A., 1995. Applications of ground penetrating radar in assessing some geological hazards — examples of groundwater contamination, faults cavities. *Journal of Applied Geophysics* 33, 177-193.
- BENSON R.C. und YUHR L., 1995. Ground penetrating radar survey design, in: *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. SAGEEP, Orlando, Florida*, 471-486.
- BLÁHA P. und MÜLLER K., 1996. Physical characteristics of failure zones, in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Expanded Abstracts*, 101-104.
- BÓBADI I., 1995. Contribution de la géophysique électromagnétique pour la caractérisation structurale et hydrodynamique de deux secteurs du plateau de Bure, Diplomarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- BOEKER E., 1995. Evaluation multicritère de la qualité de sites implantés par géophysique dans le cadre d'une prospection hydrogéologique en zone de socle (Département de Maradi, Niger), Diplomarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- BONNACI O., 1987. Karst Hydrogeology, with special reference to the Dinaric Karst (Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York).
- BORNE V. und LOMBARD N., 1996. Continuous Sub-surface Profiling by Impulse Radar, in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Expanded Abstracts*, 391.

- BOSSUET G., 1989. Application de la méthode radio magnéto-tellurique à la détection des structures archéologiques et contribution à la reconnaissance du contexte géomorphologique des sites, Diplomarbeit, Université de Paris.
- BOSSUET G., CHOQUIER A. und GAUTHER F., 1987. Exemples d'application de la radio magnéto-tellurique à l'étude des sites archéologiques. *Revue d'Archéométrie* 11, 1–10.
- BRANNOLTE R. und SIEBEL W., 1998. Spezial-Frequenzliste 9 kHz – 30 Mhz: SSB — CW — FAX — RTTY; Sec- und Flugfunk, Wetterfunk, Presseagenturen, Zeitzeichen und "spezielle" Funkdienste (Siebel-Verlag, Meckenheim), zehnte Ausgabe.
- B.R.G.M., 1983. Programme 'Mille Forages', Rapport, B.R.G.M.
- BRONSTEIN I.N. und SEMENDIAEV K.A., 1985. Taschenbuch der Mathematik (Verlag Harri Deutsch, Thun und Frankfurt/Main), 22. Ausgabe.
- BURKHARD H. und RADIC T., 1995. Entwicklung eines Demonstrationsmodells für eine auf HTLS-SQUID-Mangetometern basierende LFM-Apparatur zur hochauflösenden geophysikalischen Messung der elektrischen Leitfähigkeit oberflächennaher Untergrundstrukturen, in: 1. Statusbericht zum BMFT-geförderten Forschungsvorhaben 13N6435.
- BUSCH D. und DUPIS A., 1991. Exemples d'application de la radio M.T. aux problèmes de drainage en terrains sédimentaires. *Hydrogéologie* 2, 117–123.
- CAGNIARD L., 1953a. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics* 18, 605–635.
- CAGNIARD L., 1953b. Principe de la méthode magnétotellurique, nouvelle méthode de prospection géophysique. *Ann. Géophys.* 9, 95–125.
- CHAN S., BARKER R. und OWENS B., 1996. Tracing cavern systems in Galway, Ireland, using electrical imaging and radar surveys, in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Expanded Abstracts*, 146–148.
- CHAPLOT V., BESTAUTE E., CURMI P., HOLLIER-LAROUSSE A., PELLERIN J. und WALTER C., 1996. Apport de la géophysique pour l'identification des systèmes pédologiques hydromorphes, in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Expanded Abstracts*, 19–22.
- CHOLET P., 1995. Analyse des résultats d'une campagne RMT sur un site d'étude pédologique et géomorphologique en forêt des Fougères.
- CHOUTEAU M., ZHANG P. und CHAPPELLIER D., 1996. Computation of apparent resistivity profiles from VLF-EM data using linear filtering. *Geophysical Prospecting* 44, 215–232.
- CHRISTE R., 1997. 1. Introduction — regional setting, in: *Meier et al. (1997)*.
- CHRISTE R., FLURY F., HESSENAUER M., JEANNIN P.Y. und TURBERG P., 1995. Groundwater impact assessment for the N16-motorway project in northwestern Switzerland — Proceedings of the Prague Conference on Groundwater Quality: Remediation and Protection. *IAHS publ.* 225, 459–469.
- COLLET L.S. und BECKER A., 1967. Radiohm method for earth resistivity surveying, Technischer Rapport 795919, Canadian Patent.
- COVEL C.L. und KAYMEN D.T., 1996. Very Low Frequency (VLF) Geophysics: A case study in locating bedrock wells in water bearing fracture zones for use in contaminant migration interception, in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Expanded Abstracts*, 97–100.
- DABAS M. und PASNISSDD C., 1996. MuCEP: A new tool for sub-surface surveying, in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Expanded Abstracts*, 11–15.
- DE JONG S.J., DIRKS F.J.H., KIKIETTA A., PALACKY G.J. und RITSEMA I.L., 1981. Experimentations de méthodes électromagnétiques appliquées à la recherche des eaux souterraines en terrain de socle cristallin en Haute-Volta, in: *Comité Interafricain d'Études Hydrauliques (C.I.E.H.) — série hydrogéologie*, Band 44, 17–26.

- DMT, 1996a. COMTRAN — Computer Controlled Transceiver and Analyzer, DMT — Institut für Lagerstätte, Vermessung und Angewandte Geophysik, Technische Information.
- DMT, 1996b. COMTRAN — Computer Controlled Transceiver and Analyzer, DMT — CUBIS-Gruppe, Technische Information.
- DODO A., und BOUZELBOUDJEN M., 1992. Elements pour la carte hydrogéologique du bassin de l'Irhazer, Niger. *Bull. BRGM Hydrogéologie* 1-2, 59-68.
- DODO A., 1992. Étude des circulations profondes dans le grand bassin sédimentaire du Niger — Identification des aquifères et compréhension de leur fonctionnement, Doktorarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- DOERFLIGER N., 1994. Réflexion sur la variabilité des fonctions de transfert obtenues par traçage en milieu karstique (Jura tabulaire et Alpes du domaine helvétique). *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 13, 69-86.
- DOERFLIGER N., 1996. Advances in karst groundwater protection strategy using artificial tracer tests analysis and multiattribute vulnerability mapping (EPIK method), Doktorarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- DOERFLIGER N., 1997. Results of a study about tracing tests transfer functions variability in karst environment, in: *6th Conference on Limestone Hydrology and fissured Aquifers, La-Chaux-de-Fonds, Expanded abstracts*, Band 2, 130-136.
- DOERFLIGER N., TÄCHE E. und ZWAHLEN F., 1995. EPIK, une méthode pour cartographier la vulnérabilité des aquifères karstiques: application à deux sites dans le Jura suisse, in: *ESRA, L'eau souterraine en région agricole, Poitiers, Expanded abstracts*, Band S7, 17-20.
- DOERFLIGER N. und ZWAHLEN F., 1995a. Cartographie de la vulnérabilité des bassins d'alimentation de sources ou de captages en milieu karstique - Méthode EPIK, in: *Journées techniques italo-franco-suissees, Mulhouse*, 213-216.
- DOERFLIGER N. und ZWAHLEN F., 1995b. EPIK: a new method for outlining of protection areas in karstic environment, in: *International Symposium on Karst Waters and Environmental Impacts, Antalya*.
- DOERFLIGER N. und ZWAHLEN F., 1995c. Vulnérabilité des aquifères karstiques: principes de la méthode EPIK et présentation d'un cas d'application, in: *Conference on Karst-Fractured Aquifers — Vulnerability and Sustainability, Katowice*.
- DOERFLIGER N. und ZWAHLEN F., 1997. EPIK, méthode de cartographie de la vulnérabilité des aquifères karstiques pour la délimitation des zones de protection, in: *6th Conference on Limestone Hydrology and fissured Aquifers, La-Chaux-de-Fonds, Expanded abstracts*, Band 2, 209-212.
- DUPIS A. und CARNEZ J.L., 1976. Application d'une méthode magnéto-tellurique à la reconnaissance des sites. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.* 84, 61-68.
- DUPIS A. und CHOQUIER A., 1996. Radio Magnetotellurics: Past and Future, in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Expanded Abstracts*, 354.
- DUPIS A., CHOQUIER A. und BOSSUET G., 1995. La RMT: une nouvelle méthode de la géophysique appliquée. *Bull. de la Soc. de Géol. de France* 166, 231-242.
- DUPIS A., VINCENT B., GAUTHIER F. und G. B., 1991. Application de la radio magnéto-tellurique aux études préalables au drainage agricole. *Sc. du sol* 29/3, 231-243.
- DURLESSER F., 1992. Ortung natürlicher Hohlräume im Untergrund mit dem VLF/R Verfahren dargestellt am Beispiel eines Kluftsystems auf der Schwäbischen Alb, Diplomarbeit, Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, Ludwig-Maximilians-Universität München.
- EBERLE D., 1977. Die Induktion durch künstliche elektromagnetische Längswellen (15-25 kHz) — Anwendungen in der Prospektionsgeophysik unter Berücksichtigung des Einflusses der Erdoberflächenform und technischer Leitungsnetze, Doktorarbeit, Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, Ludwig-Maximilians-Universität München.

- EBERLE D., 1981. A method of reducing terrain relief effects from VLF-EM data. *Geoexploration* 19, 103–114.
- EISENLOHR L., 1994. Variabilité des réponses naturelles des aquifères karstiques. De l'identification de la réponse globale vers la connaissance de la structure de l'aquifère, Doktorarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- ELSEN R. und SIEVER K., 1994. Entwicklung eines integrierten Meß- und Interpretationssystems für LF-R und TEM zur Erkundung des Untergrundes obertägiger Deponien und Altlasten, in: 3. Statusseminar Deponieuntergrund, BGR, Hannover, 441–447.
- EPPELBAUM L.V., 1991. Examples of terrain corrections in the VLF method in the Caucasian region, USSR. *Geoexploration* 28, 67–75.
- EUROCIM, 1996a. Multipoles Électrostatiques Routiers MPR, EUROCI, Documentation provisoire 8 900 002.
- EUROCIM, 1996b. Multipoles Électrostatiques Urbain MPU, Documentation provisoire 8 900 003.
- EUROCIM, 1996c. Resistivimetre électrostatique ESR-66, EUROCI, Documentation provisoire 8 900 001.
- EUROCIM, 1996d. Systèmes RATEAU — Profilage continu des résistivités de subsurface (méthode électrique), EUROCI, Documentation 8 200 002 A.
- FELDMAN C.B., 1933. The optical behaviour of the ground for short radio waves. *Proc. Inst. Elect. Eng.* 21, 764–801.
- FICSOR L., MAJOROS Z. und PETHO G., 1989. VLF method for surveying caves, in: *10th International Congress of Speleology, Budapest*.
- FISCHER G., 1985. Analytische Geometrie (Vierweg, Braunschweig), Vierte Ausgabe.
- FISCHER G., 1989. A strong topographic valley effect in AMT and VLF/R measurements. *Geophysical Journal* 96, 469–475.
- FISCHER G., LE QUANG B.V. und MÜLLER I., 1983. VLF ground survey, a powerful tool for the study of shallow two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting* 31, 977–991.
- FISCHER G., SCHNEGG P.A., MA J., MÜLLER I. und BURKHARD M., 1987. Étude VLF/R du remplissage quaternaire de la Vallée de Gastern (Alpes Bernoises, Suisse). *Eclogae Geologicae Helveticae* 80, 773–787.
- FISCHER G., SCHNEGG P.A., PEGUIRON M. und LE QUANG B.V., 1981. An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 67, 257–278.
- FLURY F., 1984. Multitraçage sur le plateau de Bure (Ajoie, JU) à l'aide de bactériophages et de traceurs fluorescents. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 5, 91–106.
- FRASER D.C., 1969. Contouring of VLF-EM data. *Geophysics* 34, 958–967.
- FRASER D.C., 1981. A review of some useful algorithms in geophysics. *CIM Bulletin* 74 828, 76–79.
- FREEZE und CHERRY, 1979. Groundwater (Prentice Hall).
- FREYER U., 1995. Große Sendertabelle: Radioempfang über LW, MW, KW, UKW und Satellit — Deutschland, Europa, Übersee (Franzisch-Verlag, Poing).
- FREYER U. und MEFFERT G., 1996. Scanner-Frequenztabelle 9 kHz – 27 MHz: Eine detaillierte Übersicht über alle Funkdienste für den Empfang mit Scannern und Weltempfängern (Franzisch-Verlag, Feldkirchen).
- GALBANE A., BOUZBLBOUDJEN M., DODO A., und ZWAHLEN F., 1992. Aquifères fissurés en milieu cristallin - Centre-Est du Burkina Faso, in: *5e Colloque international d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré, Neuchâtel*, 51–56.
- GAUTHIER F., 1987. Utilisation de la radiomagnétotellurique et de la prospection thermique pour la reconnaissance géophysique du proche sous-sol. Application à l'étude et à l'aménagement des terres agricoles engorgées, Doktorarbeit, Université de Paris.

- GAUTHIER F., VINCENT B., HOLLIER-LAROUSSE A. und MOULINIER P., 1988. Application d'une méthode géophysique, la RMT, aux études pédologiques préalables au drainage agricole, in: *Colloque Dubrovnik*.
- GEM Systems, 19XX. GSM-19 Magnetometer — VLF System, GEM Systems, Technische Information.
- Geometrics, 19XX. Stratagem EH-4: Electrical Conductivity Imaging System — Hybrid-Source Magnetotellurics, Geometrics.
- GIBSON D. und BEDFORD M., 1997. FAQ: Frequently asked questions, in: *British Cave Research Association — Cave Radio & Electronics Group, on the 12th International Congress of Speleology, La-Chaux-de-Fonds*, 9.
- GILLARDIN A., 1995. Prospection géophysique et étude hydrogéologique à Lokichokio (Kenya), Diplomarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- GRASSO A.D., 1994. Comparaison de différentes méthodologies appliquées à l'étude des systèmes karstiques: application sur le site de Bure (Jura, Suisse), Diplomarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- GRASSO D.A. und JEANNIN P.Y., 1994a. Estimation des pertes dans la partie aval du réseau karstique de la Milandrine: bilan hydrique au sein d'un aquifère karstique. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 13, 115–128.
- GRASSO D.A. und JEANNIN P.Y., 1994b. Étude critique des méthodes d'analyse de la réponse globale des systèmes karstiques. Application au site de Bure (JU, Suisse). *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 87–113.
- GREINWALD S., SCHAUMANN G. und SANDMANN G.U., 1992. Entwicklung eines integrieren Meß- und Interpretationssystems für LF-R und TEM zur Erkundung des Untergrundes oberflächiger Deponien und Altlasten, in: *2. Seminar Umweltgeophysik der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Neustadt/Weinstr. Sonderband*, 119–132.
- GREINWALD S., SCHAUMANN G. und SANDMANN G.U., 1993. Entwicklung eines integrieren Meß- und Interpretationssystems für LF-R und TEM zur Erkundung des Untergrundes oberflächiger Deponien und Altlasten, in: *2. Statusseminar Deponieuntergrund, BGR, Hannover*, 323–336.
- GÜRER A. und METIN O., 1997. The importance of topographic corrections on magnetotelluric response data from rugged regions of Anatolia. *Geophysical Prospecting* 45, 111–125.
- GRETILLAT P.A., 1992. Carte hydrogéologique de l'Ajoie, Canton du Jura — Suisse. Eléments pour la gestion et la protection des eaux, 1 : 25'000, Technischer Rapport, Rép. et Canton du Jura, OEPN, St-Ursanne.
- GRETILLAT P.A., LIEVRE A. und FERNEX J., 1992. Le Jura tabulaire d'Ajoie, in: *5e Colloque international d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré, Neuchâtel*, 293–304.
- GUERIN R. und BENDERITTER Y., 1995. Shallow karst exploration using MT-VLF and DC resistivity methods. *Geophysical Prospecting* 43, 635–653.
- GUERIN R., TABBAGH A. und ANDRIEUX R., 1994. Field and/or resistivity mapping in MT-VLF and implications for data processing. *Geophysics* 59, 1695–1712.
- GUINEAU B., 1975. Exemples d'application de la méthode magnéto-tellurique de prospection géophysique à l'étude de structures ou de formations géologiques sous un très faible recouvrement. *Geophysical Prospecting* 23, 104–124.
- HAUNS M. und JEANNIN P.Y., 1997. Modeling of tracing experiments in karstic systems using structural models, in: *6th Conference on Limestone Hydrology and fissured Aquifers, La-Chaux-de-Fonds*.
- HAUSER J.P. und RHOADS F.J., 1974. Coverage for the Navy's fixed VLF transmitters, Technischer Rapport 2884, NRL Memorandum.
- HERWANGER J., LECKEBUSCH J., MAURER H., HORSTMAYER H. und GREEN A., 1996. High-resolution data acquisition for archeomagnetic prospection, in: *2nd Meeting on Environmental*

- and Engineering Geophysics, Nantes, Expanded Abstracts, 216–219.
- HESSENHAUER M., FLURY F., BUGNON C., CHRISTE R. und RIEBEN C., 1997. Impact sur les eaux souterraines et problèmes techniques liés au karst lors de la construction de la Transjurane (autoroute N 16), in: *6th Conference on Limestone Hydrology and fissured Aquifers, La-Chaux-de-Fonds*.
- HJELT S.E., KAIKKONEN P. und PIETILÄ R., 1985. On the interpretation of V.L.F. resistivity measurements. *Geoxpl.* 23, 171–181.
- HOHMANN G.W., 1991–1993. Numerical Modeling for Electromagnetic Methods of Geophysics, in: *Electromagnetic methods in applied geophysics — Investigations in Geophysics No. 3* (Herausgeber M.N. Nabighian) (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), Band 1, Theorie, 312–363, dritte (paperback) Ausgabe.
- HOHMANN G.W. und RAICHE A.P., 1991–1993. Inversion of Controlled-Source Electromagnetic Data, in: *Electromagnetic methods in applied geophysics — Investigations in Geophysics No. 3* (Herausgeber M.N. Nabighian) (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), Band 1, Theorie, 468–503, dritte (paperback) Ausgabe.
- HOLLIER-LAROUSSE R., LAGABRIELLE R. und LEVILLAIN J.P., 1994. Utilisation de la radiomagnétotellurique pour la reconnaissance en site aquatique. *Journal of Applied Geophysics* 31, 72–84.
- INTCHI A.R., 1994. Apport de la méthode électromagnétique VLF-EM a l'étude des milieux karstiques — cas du plateau de Bure, Diplomarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- Iris Instruments, 19XX. CORIM — Continuous Electrical Profiling System, Iris Instruments, Technische Information.
- JACKSON J.D., 1983. Klassische Elektrodynamik (Walter de Gryter, Berlin), Zweite Ausgabe.
- JANSCHKE H., MAURITSCH H., RÖSLER R. und STEINHAUSER P., 1985. Hochfrequenzmethoden, in: *Angewandte Geophysik* (Herausgeber H. Militzer und F. Weber) (Akademie-Verlag-Berlin), Band 2, 139–173.
- JEANNIN P.Y., 1996. Action COST 65 – Projets Bure et Hölloch (Suisse): cadre théorique, position des problèmes, présentation des sites étudiés et des données disponibles. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 14, 53–81.
- JEANNIN P.Y., 1997. Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques, Doktorarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- JEANNIN P.Y. und GRASSO A., 1995a. Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 14, 95–111.
- JEANNIN P.Y. und GRASSO D.A., 1995b. Estimation des infiltrations efficaces journalières sur le bassin karstique de la Milandrine (Ajoie, JU). *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 14, 83–93.
- JEANNIN P.Y., KIRALY L. und DOERFLINGER N., 1993a. Concept de vulnérabilité des aquifères karstiques, Technischer Rapport, Centre d'Hydrogéologie pour le Service Hydrologique et Géologique National.
- JEANNIN P.Y. und MARÉCHAL J.C., 1997. Dispersion and tailing of tracer plumes in a karstic system (Milandre, JU, Switzerland), in: *6th Conference on Limestone Hydrology and fissured Aquifers, La-Chaux-de-Fonds, Expanded abstracts*, Band 2, 149–152.
- JEANNIN P.Y., PANTILLON P. und KIRALY L., 1993b. The water catchment of La Milandrine and the Maira site: General presentation and hydrodynamic characteristics, Technischer Rapport H24, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, Führung im Rahmen von COST-65.
- JONES A.G., 1993. The COPROD2 Dataset: Tectonic settings, Recorded MT Data, and Comparison of Models. *J. Geomag. Geoelectr.* 45 (9), 933–957.
- JONES M.J., 1985. The weathered zone aquifers of the basement complex areas of Africa. *Q. J. Eng. Geol., Landon* 18, 35–46.

- KAIKKONEN P., 1980. Interpretation nomograms for VLF measurements. *Acta Universitatis Ouluensis. Series A, Scientiae Rerum Naturalium* 92, *Physica* 17, 1–48.
- KAIKKONEN P., 1990. Ergebnisse von numerischen Modellrechnungen für die VLF-Methode, in: *13. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Borkheide* (Herausgeber V. Haak und J. Homilius), 207–221.
- KAMPMEIER U., 1992. VLF/R Messungen auf Altlasten am Beispiel der rekultivierten Altlast "Am Hexenberg" in Köln-Ossendorf, Diplomarbeit, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln.
- KAROUS M. und HJELT S.E., 1977. Determination of apparent current density from VLF measurements. *Contributions, Inst. für Geophysik, Univ. Oulu* 89, 1–81.
- KAROUS M. und HJELT S.E., 1983. Linear filtering of very-low-frequency (VLF) dip-angle measurements. *Geophysical Prospecting* 31, 782–794.
- KAUFMANN A.A. und KELLER G.V., 1981. *The Magnetotelluric Sounding Method* (Elsevier Science Publishers, Amsterdam).
- KELLER G.V., 1991–1993. Rock and Mineral Properties, in: *Electromagnetic methods in applied geophysics — Investigations in Geophysics No. 3* (Herausgeber M.N. Nabighian) (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), Band 1, Theorie, 12–51, dritte (paperback) Ausgabe.
- KIRALY L., und MÜLLER I., 1979. Hétérogénéité de la perméabilité et de l'alimentation dans le karst: effet sur la variation du chimisme des sources karstiques. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 3, 237–285.
- KIRALY L., 1969. Statistical Analysis of fractures (orientation and density). *Geol. Rundschau* 59, 125–151.
- KIRALY L., 1979. Remarques sur la simulation des failles et du réseau karstique par éléments finis dans les modèles d'écoulement. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 3, 155–167.
- KIRALY L., 1993. Effect of the epikarst on Karst springs, in: *6th Management Committee Meeting of COST 65*.
- KIRALY L., MATTHEY B. und TRIPET J.P., 1971. Fissuration et orientation des cavités souterraines: région de la grotte de Milandre (Jura tabulaire). *Bull. Soc. neuch. des Sc. nat.* 94, 99–114.
- KOHLBECK F., SZARKA L., STEINER T., HOLLO L. und MÜLLER I., 1993. Lake-Bottom Geoelectric and Water-Born VLF Measurements on the lake Ferto (Neusiedlersee), in: *55th Meeting of the European Association of Geoscientists and Engineers, Stavanger, Expanded Abstracts*, D051.
- KOLL J. und MÜLLER I., 1989. Elektromagnetische Very Low Frequency-Resistivity (VLF/R) Prospektion zur Erkundung von Grundwasserleitern am Beispiel des Oberharzes. *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie* 40, 103–122.
- KUEBLER B., 1987. Mineralogie des suspensions et des colmatages dans les karsts jurassiens: circulation, filtre naturel, interpretation. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 7, 1–12.
- LAGABRIELLE R., 1986. Les bases de la radiomagnétotellurique. *Revue de l'industrie minière, mines et carrières* Oct., 373–640.
- LAGABRIELLE R., 1995. Applied Geophysics Code of Good Practice, in: *1st Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Turin, Expanded Abstracts*, 1–5.
- LAGABRIELLE R., CHEVASSU C. und LARGILIER J.F., 1983. La magnéto-tellurique artificielle pour les projets à très faible profondeur. *Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur* 26–27, 265–271.
- LAGABRIELLE R. und YARDIN D., 1978. Application de la magnéto-tellurique artificielle à l'exploration de gisements rocheux, in: *International Association of Engineering Geologists*, Band IV 1, 165–172.
- LIEVRE A., FERNEX J. und GRETILLAT P.A., 1992. Les eaux souterraines du Jura tabulaire d'Ajoie. Evolution de la qualité bacteriochimique, evaluation et protection des ressources en eau. *Actes Soc. jur. d'Emulation* 187–250.

- MADDEN T.R. und VOZOFF K., 1971. VLF model suite (Winthrop Road 17, Lexington, Mass. 02173), zweite Ausgabe.
- MARÉCHAL J.C., 1994. Étude et modélisation de l'hydraulique et du transport dans les drains karstiques, Diplomarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- MATHES P., 1992. Der Topographie-Effekt als Fehlerquelle bei VLF/R Messungen im Umweltbereich, Diplomarbeit, Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, Ludwig-Maximilians-Universität München.
- MCNEILL J.D., 1990–1994. Use of Electromagnetic Methods for Groundwater Studies, in: *Geotechnical and Environmental Geophysics — Investigations in Geophysics No. 5* (Herausgeber S.H. Ward) (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), Band 1, Review and Tutorial, 191–218, dritte (paperback) Ausgabe.
- MCNEILL J.D., 1991. 'Relacon' A VLF Magnetic Field "Relative Conductivity" Filter, Technical Notes 26, Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada.
- MCNEILL J.D. und LABSON V., 1991–1993. Geological Mapping Using VLF Radio Fields, in: *Electromagnetic methods in applied geophysics — Investigations in Geophysics No. 3* (Herausgeber M.N. Nabighian) (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), Band 2, Application, 521–640, dritte (paperback) Ausgabe.
- MEIER E. und HUGGENBERGER P., 1997. 4. Results of the GPR Survey, in: *Meier et al. (1997)*.
- MEIER E., HUGGENBERGER P., STIEFELHAGEN W., MÜLLER I. und CHRIST R., 1997. Geophysical methods as a tool for speleological and geotechnical investigations in karst. Maira, Plateau de Bure (JU), Switzerland, in: *6th Conference on Limestone Hydrology and fissured Aquifers, La-Chaux-de-Fonds, Expanded abstracts*, Band 2, 221–224.
- MEROT P., GASCUEL-ODOUX C. und CHEVASU G., 1986. Application de la prospection magnétotellurique artificielle à l'étude de la profondeur du sol. *Agronomie* 6/1, 57–66.
- MEURY P., FLURY F. und RIEBEN C., 1991. Étude de géologique et géophysique, reconnaissances indirectes de la route Nationale 16 entre la jonction de Boncourt et la jonction de porrentry Ouest, Rapport, Geologisches Büro (N16).
- MEYER J., 1965. Übertragung des Cagniard'schen Verfahrens auf den Fall der Beobachtung nur magnetischer Größen, in: *Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung* (Herausgeber V. Haak und J. Homilius), 133 ff.
- MÜLLER I., 1982. Premières prospections électromagnétiques VLF (very low frequency) dans le karst en Suisse, in: *7e congrès national de spéléologie, Schwyz*, 173–181.
- MÜLLER I., 1983. Rôle de la prospection électromagnétique VLF (very low frequency) pour la mise en valeur et la protection des aquifères karstiques. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Mémoire hors série 1*, 219–226.
- MÜLLER I., 1996. Techniques géophysiques adaptées à la détection et à la délimitation des sites de décharges, in: *Séminaire thématique, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel: La décharge et son environnement hydrogéologique, Expanded Abstracts*.
- MÜLLER I. und BIELER G., 1988. Localisation des fractures karstifiées des calcaires précambriens de la plaine du Gondo, Mali, in: *Proceedings of the Sahel forum on the state-of-art of hydrology and hydrogeology in the semi-arid areas of Africa, UNESCO, Ouagadougou (Burkina Faso)*.
- MÜLLER I. und DE CARVALHO DILL A., 1996. Advances in electromagnetic prospecting for shallow aquifers and contaminated sites. Case study in South-Portugal, in: *The international Congress of environ and climate, Rom, Abstract*.
- MÜLLER I., STIEFELHAGEN W. und INTCHI A.R., 1995. Réflexions sur les résultats obtenus par l'enregistrement en continues des paramètres géophysiques, électromagnétiques (VLF-EM) et magnétiques, pour l'exploration hydrogéologique des aquifères karstiques (Grotte de Milandre, Jura, Suisse). *Bull. Soc. neuch. des Sc. nat.* 118, 109–119.
- MÜLLER I. und VOUILLAMOZ P., 1979. Prospection sismique et spéléologie. Grotte de Milandre

1978. *Cavernes (Bull. Sect. neuchâtel. Soc. suisse Spéléologie)* 173–181.
- NABIGHIAN M.N. (Herausgeber), 1988–1994. *Electromagnetic methods in applied geophysics — Investigations in Geophysics No. 3, Band 1, Theorie* (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), dritte (paperback) Ausgabe.
- NABIGHIAN M.N. (Herausgeber), 1991–1993. *Electromagnetic methods in applied geophysics — Investigations in Geophysics No. 3, Band 2, Application* (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), dritte (paperback) Ausgabe.
- NELSON R.G. und HAIGH J.H., 1990–1994. *Geophysical Investigations of Sinkholes in Lateritic Terrains*, in: *Geotechnical and Environmental Geophysics — Investigations in Geophysics No. 5* (Herausgeber S.H. Ward) (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), Band 3, Geotechnical, 133–153, dritte (paperback) Ausgabe.
- NEUBAUER F.M., GOLDMAN M., ZACHER G. und ECKARD M., 1993. Entwicklung eines integrierten Meß- und Interpretationssystems für LF-R und TEM zur Erkundung des Untergrundes obertägiger Deponien und Altlasten, in: *2. Statusseminar Deponieuntergrund, BGR, Hannover*, 337–348.
- NEUBAUER F.M., MÜLLER I., HÖRDT A., GOLDMAN M., GREINWALD S., SCHAUMANN G., TEZKAN B. und ZACHER G., 1994. LF-R (RMT-R) Messungen auf der Deponie Köln-Ossendorf und ihre ein- und zweidimensionale Auswertung, in: *54. Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Münster*, 227.
- OFPE, 1977. *Instructions pratiques pour la détermination des secteurs de protection des eaux, des zones et des périmètres de protection des eaux souterraines*, Office fédéral de la protection de l'environnement, Suisse.
- OFPE, 1982. *Instructions pratiques pour la détermination des secteurs de protection des eaux, des zones et des périmètres de protection des eaux souterraines*, Office fédéral de la protection de l'environnement, Suisse.
- OGILVY R.D., CUADRA A., JACKSON P.D. und MONTE J.L., 1991. Detection of an air-filled drainage gallery by VLF resistivity method. *Geophysical Prospecting* 39, 845–859.
- OGILVY R.D. und LEE A.C., 1991. Interpretation of VLF-EM Inphase data using current density pseudosections. *Geophysical Prospecting* 39, 567–580.
- PAAL G., 1965. Ore prospecting based on VLF-radio signals. *Geoexploration* 3, 139–147.
- PALACKY G.J., 1991–1993. Resistivity Characteristics of Geological Targets, in: *Electromagnetic methods in applied geophysics — Investigations in Geophysics No. 3* (Herausgeber M.N. Nabighian) (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), Band 1, Theorie, 52–129, dritte (paperback) Ausgabe.
- PALACKY G.J., RITSEMA I.L. und DE JONG S.J., 1981. Electromagnetic prospecting for groundwater in precambrian terrains in the Republic of Upper Volta. *Geophysical Prospecting* 29, 932–955.
- PALACKY G.J. und WEST G.F., 1991–1993. Airborne Electromagnetic Methods, in: *Electromagnetic methods in applied geophysics — Investigations in Geophysics No. 3* (Herausgeber M.N. Nabighian) (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), Band 2, Application, 811–879, dritte (paperback) Ausgabe.
- PANTILLON P., 1993. *Étude hydrogéologique du site expérimental du Maira (Jura, Suisse)*, Diplomarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- PARASNIS D.S., 1986. *Principles of Applied Geophysics* (Chapman and Hall), Vierte Ausgabe.
- PARRY J.R. und WARD S.H., 1971. Electromagnetic scattering from cylinders of arbitrary cross-section in a conductive half-space. *Geophysics* 36, 67–100.
- PASNISSOD C., DABAS M., JOLIVET A. und TABBAGH A., 1997. A novel mobile multipole system (MUCEP) for shallow (0–3 m) geoelectrical investigation: the 'Vol-de canards' array. *Geophysical Prospecting* 45, 983–1002.
- PATERSON N.R. und RÖNKÄ R.K., 1971. Five years of surveying with the Very Low Frequency Electromagnetics method. *Geoexploration* 9, 7–26.

- PEDERSEN L.B., QIAN W., DYNESIUS L. und ZHANG P., 1994. An airborne tensor VLF system. From concept to realization. *Geophysical Prospecting* **42**, 863–883.
- PELLERIN L. und ALUMBAUGH D.L., 1997. Tools for electromagnetic investigation of the shallow subsurface. *The Leading Edge* **16**, 1631–1638.
- POCHON M. und SIMÉONI G.P., 1979. Comportement hydrodynamique, nature et rôle traceur de troubles argileux dans deux sources karstiques (Source de Buix, Source de Milandre, Jura tabulaire, Suisse). *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon* **3(25)**, 321–339.
- PORSTENDORFER G., RÖSLER R. und SCHMÖLLER R., 1985. Niederfrequenzmethoden, in: *Angewandte Geophysik* (Herausgeber H. Militzer und F. Weber) (Akademie-Verlag-Berlin), Band 2, 91–139.
- PRAKLA-SEISMOS, 1981. Technical report on Geoelectrics, Rapport, Prakla-Seismos, GmbH, Hannover.
- PUECH V. und JEANNIN P.Y., 1997. Contribution à la compréhension du fonctionnement hydraulique de l'épikarst: expériences d'arrosage sur le site de Bure (Jura, Suisse), in: *6th Conference on Limestone Hydrology and fissured Aquifers, La-Chaux-de-Fonds, Expanded abstracts*, Band 1, 293–296.
- PUGIN A. und RAETZO H., 1995. Anwendung hochauflösender Reflexionsseismik, in: *Raetzo et al. (1995)*.
- RADIC T., 1994. Konzept einer RMS-Apparatur zur Messung des oberflächennahen spezifischen Widerstandes unter Anwendung des magnetischen Gradientenverfahrens im LW- und MW-Frequenzbereich, in: *15. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Höchst/Odenwald*, 470–479.
- RADIC T. und RATH V., 1994. Radiomagnetische Sondierungen (RMS) — Ein neuartiges EM-Meßkonzept für den oberflächennahen Untergrund, in: *3. Seminar Umweltgeophysik der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Neustadt/Weinstr., Sonderband*.
- RAETZO H., 1997. Massenbewegungen im Gurgelflysch und Einfluß der Klimaänderung, Doktorarbeit, Universität Fribourg.
- RAETZO H. und LAELTIN O., 1995. Lokalisierung, geologische Situation und Vermessung, in: *Raetzo et al. (1995)*.
- RAETZO H., STIEFELHAGEN W., PUGIN A., LAELTIN O. und MÜLLER I., 1995. Geophysikalische Messungen zur Beurteilung von Rutschungen, Fallbeispiel Falli Hölli (Kt. Freiburg). *Schweizer Ingenieur + Architekt* **48**, 1109–1111.
- ROBERT A. und DEBOSSET C., 1994. Application of georadar to detection of cavities, gravel pockets and karstic zones. *Journal of Applied Geophysics* **31**, 197–204.
- ROSSI P., 1994. Advances in biological tracer techniques for hydrology and hydrogeology using bacteriophages. Optimization of the methods and investigation of the behaviour of the bacterial viruses in surface waters and in porous and fractured aquifers, Doktorarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- ROSSI P., ADATTE P., KOZEL R. und MÜLLER I., 1994. Diffuse Schadstoffeinträge als wichtige Belastungskomponente einer Karstquelle im schweizerischen Jura (Source du Betteraz, Porrentruy), in: *14. Jahrestagung, Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Mainz*, 85.
- ROSSI P.A., MÜLLER I., ARAGNO M. und GROB M., 1992. Utilisation des bactériophages en hydrologie: Influences de facteurs physiques sur la survie des virions dans les aquifères. Exemples de traçage en milieux poreux et karstique. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Mémoire hors série* **11**, 199–206.
- ROSSIER Y. und KIRALY L., 1992. Effet de la dilution sur la détermination expérimentale des dispersivités dans les aquifères karstiques. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* **11**, 1–16.
- ROSSIER Y., KIRALY L., TRIPET J.P. und ZWAHLEN F., 1992. Interpretation quantitative des essais de traçage dans les aquifères karstiques. Utilisation pour la protection des eaux, in: *5e Colloque international d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré, Neuchâtel*, 65–76.

- SAYDAM A.S., 1981. Very low-frequency electromagnetic interpretation using tilt angle and ellipticity measurements. *Geophysics* 46, 1594–1605.
- SCHLEICHER F., 1991. Systematische Untersuchungen zur Nutzung des VLF/R-Verfahrens in der Ingenieur- und Umwelt-Geophysik, Diplomarbeit, Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, Ludwig-Maximilians-Universität München.
- SCHNEGG P.A., 1993. An automatic scheme for 2-D Magnetotelluric Modelling, based on Low-Order Polynomial Fitting. *J. Geomag. Geoelectr.* 45 (9), 1039–1043.
- SCHNEGG P.A., 1996. Comparison of 2D Modelling methods: Rapid Inversion versus Polynomial Fitting, in: 16. *Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Borkheide* (Herausgeber K. Bahr und A. Junge).
- SCHRÖDER R., 1994. Gültigkeitsbereich der 'Ebenen Wellen Theorie' unter Berücksichtigung der Verschiebungsströme bezogen auf die geoelektrischen Meßmethoden VLF/R (LF/R), CSAMT und Short Wave Loop-Loop, Diplomarbeit, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln.
- Scintrex, 1995. ENVI Geophysical System, Scintrex, Technische Information ENVI/95.
- SELVA, 1996. RMT, in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Field Demonstration*.
- Selva, 19XX. RMT 1000, Selva Electronique, Technische Information.
- SIMÉONI G. und JAMIER D., 1975. Relations entre éléments structuraux et morphologie dans la région du plateau de Bure (Jura tabulaire). *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 163–173.
- SINHA A.K. und HYLES J.G., 1988. Experiences with a local loop VLF transmitter for geological studies in the Canadian nuclear fuel waste management program. *Geoexploration* 25, 37–60.
- SMITH B.D. und WARD S.H., 1974. On the computation of polarization ellipse parameters: short note. *Geophysics* 39, 867–869.
- SMITH J.T. und BOOKER J.R., 1991. Rapid Inversion of Two- and Three-dimensional Magnetotelluric Data. *J. Geophys. Res.* 96, 3905–3922.
- SMITH-ROSE R.L., 1933. The electrical properties of soil for alternating currents at radio frequencies. *Proc. Inst. Elect. Eng.* 140, 359–377.
- SOMMARUGA A., 1995. Tectonics of the Central Jura and the Molasse Basin. New insights from the interpretation of seismic reflection data. *Bull. Soc. neuch. des Sc. nat.* 118, 95–108.
- SØRENSEN K., 1996. Pulled Array Continuous Electrical Profiling. *First Break* 3, 85–90.
- SSS, 1994. Cavernes — monde fragile, Société Suisse de Spéléologie — Commission de protection des cavernes.
- STEINER T., DE CARVALHO DILL A., SZARKA L. und MÜLLER I., 1992. Comparative studies of VLF/R and VLF-EM geophysical methods: 1-D and 2-D numerical modeling at the tracer test site Wilerwald (BE, Switzerland). *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 11, 97–112.
- STEINER T. und SZARKA L., 1992. VLF Master Profiles (Resistivity, Phase, Inphase and Out-of-phase  $H_z/H_y$ ) oder 2D River-bed models in E-Polarization, Tabellierte Modellrechnungen, Geodetic and Geophysical Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences, Sopron, Ungarn.
- STIEFELHAGEN W., 1996. VLF-EM Profiling, in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Field Demonstration*.
- STIEFELHAGEN W., 1997. 3. Results of the VLF-EM survey, in: *Meier et al. (1997)*.
- STIEFELHAGEN W. und MÜLLER I., 1997. Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM): VLF-EM extended to Hydrogeological Problems, in: *59th Meeting of the European Association of Geoscientists and Engineers, Genf, Expanded Abstracts*.
- STIEFELHAGEN W., MÜLLER I. und INTCHI A.R., 1994. VLF-EM Messungen aus dem fahrenden Auto heraus, in: *3. Seminar Umweltgeophysik der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Neustadt/Weinstr., Sonderband*.

- STIEFELHAGEN W., MÜLLER I., RAETZO H. und LATELTIN O., 1995. VLF Measurements Applied to Landslide Investigations, in: *1st Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Turin, Expanded Abstracts*, 27–29.
- STIEFELHAGEN W. und RAETZO H., 1995. Anwendung von VLF-EM auf der Rutschung Falli Hölli, in: *Raetzo et al. (1995)*.
- STROBL P., 1991. VLF/R-Messungen auf rekultivierten Altlasten und Verarbeitung der Meßdaten in einem digitalen Bildverarbeitungs- und Geo-Informationssystem, Diplomarbeit, Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, Ludwig-Maximilians-Universität München.
- SZARKA L., ÁDÁM A., MENVIELLE M. und TARITS P., 1994a. A thin sheet numerical study of the electromagnetic field over geometrically complex high conductivity structures: Depth and lateral characteristics of different apparent resistivity definitions. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 29 (1–2), 107–124.
- SZARKA L., MENVIELLE M., TARITS P. und ÁDÁM A., 1994b. A thin sheet numerical study of the electromagnetic field over geometrically complex high conductivity structures: The field components and their relation with some 3 – D MT interpretation parameters. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 29 (1–2), 81–105.
- SZARKA L., MENVIELLE M., TARITS P. und ÁDÁM A., 1994c. A thin sheet numerical study of the electromagnetic field over geometrically complex high conductivity structures: On the current channeling in high conductivity 3 – D models. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 29 (1–2), 125–138.
- TABBAGH A., BENDERITTER Y., ANDRIEUX P., DECRIAUD J.P. und GUERIN R., 1991. VLF resistivity mapping and verticalization of the electrical field. *Geophysical Prospecting* 39, 1083–1097.
- TELFORD W.M., GELDARD L.P., SHERIFF R.E. und KEYES D.A., 1990. Applied Geophysics (Cambridge University Press), Zweite Ausgabe.
- TEZKAN B., 1996. Radiomagnetotelluric zur Erkundung von Deponien und Altlasten, in: *Denkschrift der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft zum 75jährigen Bestehen*, 96–98.
- TEZKAN B. und DAUTEL S., 1996. 2D Conductivity Structure of a Waste Site at Cologne derived by Radiomagnetotellurics (RMT), in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Expanded Abstracts*, 208–211.
- TEZKAN B., GOLDMAN M., GREINWALD S., HÖRDT A., MÜLLER I., NEUBAUER F.M. und ZACHER G., 1996a. A joint application of radiomagnetotellurics and transient electromagnetics to the investigation of a waste deposit in Cologne (Germany). *Journal of Applied Geophysics* 34, 199–212.
- TEZKAN B., MÜLLER I., NEUBAUER F.M. und ZACHER G., 1994. Entwicklung eines integrieren Meß- und Interpretationssystems für LF-R und TEM zur Erkundung des Untergrundes oberflächiger Deponien und Altlasten, in: *3. Statusseminar Deponieuntergrund, BGR, Hannover*, 422–440.
- TEZKAN B., VEESER N. und SCHÖNFELDER T., 1996b. A Geophysical Test Site for Environmental Studies, in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Expanded Abstracts*, 260–263.
- TEZKAN B., ZACHER G. und HÖRDT A., 1995. Integrated Interpretation of Radiomagnetotelluric Data and Borehole Results on a Waste Site near Cologne, in: *1st Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Turin, Expanded Abstracts*, 376–379.
- THIERRIN J. und MÜLLER I., 1988. La méthode VLF/Résistivité multifréquence, un exemple d'exploration hydrogéologique dans un synclinal Crétacé à la Brévine. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Mémoire hors série* 6, 17–24.
- THIERRIN R., 1996a. Contribution à l'étude de la circulation hydraulique dans l'épikarst, site du Maira (Jura suisse), Diplomarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- THIERRIN R., 1996b. Étude du fonctionnement hydraulique de l'épikarst sur le site de Bure, Diplomarbeit, EPFL, Lausanne, Institut de Génie Rural.
- TIKHONOV A.N., 1950. On determining the electric properties of deep layers of the earth's crust. *Proc. (Doklady) Acad. Sci. USSR* 83-2.

- TILSLEY J.E., 1973. A portable VLF-EM source for use in geological mapping veins and fault structures and conventional prospecting, *Technischer Rapport*, David S. Robertsan & Associates, Toronto.
- TILSLEY J.E., 1976. Very low frequency electromagnetic surveying for geological structures using a portable signal generator. *Appl. Earth Sci., Inst. Min. Metal. Trans., Sec. B* 85, 74-77.
- TILSLEY J.E., 19XX. Very low frequency electromagnetic surveying for geological structures using a portable signal generator, Technical Note 550.837.61, David S. Robertsan & Associates, Toronto.
- TRIPET J.P., DOERFLIGER N. und ZWAHLBN F., 1995. Vulnerability mapping and its uses in Switzerland, in: *Symposium of the Geological Survey of Ireland*.
- TURBERG P., 1991a. Modes d'utilisation de la prospection géophysique électromagnétique "very low frequency-resistivity" (VLF/R 12-240 KHz). *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 10, 27-33.
- TURBERG P., 1991b. Quelques observations sur la prospection géophysique du milieu karstique par électromagnétisme 'very low frequency-resistivity' (VLF/R 12 à 240 KHz). *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 10, 11-26.
- TURBERG P., 1994. Apport de la cartographie radiomagnétotellurique à l'hydrogéologie des milieux fractures, Doktorarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- TURBERG P., 1996. RMT, in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Field Demonstration*.
- TURBERG P. und BARKER R., 1996. Joint application of radio-magnetotelluric and electrical imaging surveys in complex subsurface environments. *First Break* 3, 105-112.
- TURBERG P., BOEKER E. und STIEFELHAGEN W., 1996. Programme Hydraulique Niger - Suisse (PHNS): Prospection hydrogéologique par géophysique électromagnétique dans la région sud du département de Maradi, Niger, Rapport, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- TURBERG P. und MÜLLER I., 1991. Détection d'une cavité karstique par géophysique électromagnétique et sismique, in: *9e congrès national de spéléologie, Charmey*, 83-86.
- TURBERG P. und MÜLLER I., 1992. La méthode inductive VLF-EM pour la prospection hydrogéologique en continu du milieu fissuré. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Mémoire hors série* 11, 207-214.
- TURBERG P., MÜLLER I. und FLURY F., 1994. Hydrogeological investigation of porous environments by radio magnetotelluric-resistivity (RMT-R 12-240kHz). *Journal of Applied Geophysics* 31, 133-143.
- TURBERG P. und PERSSON L., 1997. Radio-magnetotelluric measurements for detection of faults and fracture zones in Sweden, in: *59th Meeting of the European Association of Geoscientists and Engineers, Genf, Expanded Abstracts*.
- VEIGA A.M., 1995. Caractérisation de l'épikarst et des sols sur le Plateau de Bure (Jura, Suisse). Étude géophysique et implantation de forages, Diplomarbeit, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- VILLEGAS-GARCIA G.J. und WEST G.F., 1983. Recognition of electromagnetic overburden anomalies with horizontal loop electromagnetic survey data. *Geophysics* 48, 41-51.
- VOZOFF K., 1971. The effect of overburden on vertical component anomalies in AFMAG and VLF exploration: A computer model study. *Geophysics* 36, 53-57.
- VOZOFF K., 1989. Magnetotellurics, in: *New Methods in Electromagnetic Exploration* (Herausgeber C. Stoyer, K.M. Strack und K. Vozoff) (Institut für Geophysik, Universität zu Köln), Band 2.
- VOZOFF K., 1991-1993. The Magnetotelluric Method, in: *Electromagnetic methods in applied geophysics - Investigations in Geophysics No. 3*

- (Herausgeber M.N. Nabighian) (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), Band 2, Application, 641–711, dritte (paperback) Ausgabe.
- WANNAMAKER P.E., STODT J.A. und RIJO L., 1985. PW2D - Finite element program for solution of magnetotelluric responses of two-dimensional earth resistivity structure, Technischer Rapport, Earth Science Laboratory, University of Utah Research Institute.
- WANNAMAKER P.E., STODT J.A. und RIJO L., 1986. Two dimensional topographic responses in magnetotellurics modeled using finite elements. *Geophysics* 51, 2131–2144.
- WANNAMAKER P.E., STODT J.A. und RIJO L., 1987. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modelling. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 88, 277–296.
- WARD S.H. (Herausgeber), 1990–1994. Geotechnical and Environmental Geophysics — Investigations in Geophysics No. 5, Band 1–3 (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), dritte (paperback) Ausgabe.
- WARD S.H. und HONMANN G.W., 1991–1993. Electromagnetic Theory for Geophysical Applications, in: *Electromagnetic methods in applied geophysics — Investigations in Geophysics No. 3* (Herausgeber M.N. Nabighian) (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), Band 1, Theorie, 130–311, dritte (paperback) Ausgabe.
- WATT A.D., 1967. VLF radio engineering (Pergamon Press, New York).
- WEAVER J.T., LE QUANG B.V. und FISCHER G., 1985. A comparison of analytical and numerical results for a two-dimensional control model in electromagnetic induction. I. *B*-Polarisation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 82, 263–278.
- WEAVER J.T., LE QUANG B.V. und FISCHER G., 1986. A comparison of analytical and numerical results for a two-dimensional control model in electromagnetic induction. II. *E*-Polarisation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 87, 917–948.
- WILOBERGER A. und PREISWERK C., 1997. Karst und Höhlen der Schweiz (Speleo Projects, Urs Widmer, Caving Publications International, Basel).
- WOLLNY K., 1994. 2D-Modellierungen des Topographie-Effektes im MT-, AMT-, ETS-, und VLF-Frequenzbereich mit Hilfe eines Finite-Elemente Programmes, in: *15. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Höchst/Odenwald*, 158–165.
- WRIGHT J.L., 1988. VLF Interpretation Manual, Technical note, EDA Instruments, Toronto, Ontario, Canada.
- WU N., BOOKER J.R. und SMITN J.T., 1993. Rapid Two-Dimensional Inversion of COPROD2 Data. *J. Geomag. Geoelec.* 45, 1073–1087.
- ZACHER G., 1992. Hochfrequente Elektromagnetik auf Altlasten, in: *14. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Borkheide* (Herausgeber V. Haak und H. Rodemann), 357–365.
- ZACHER G., 1996. Radiomagnetotellurics: A powerful tool for wastesite exploration, in: *Séminaire thématique, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel: La décharge et son environnement hydrogéologique, Expanded Abstracts*.
- ZACHER G. und EDELMANN H.A.K., 1995. DGG/FKPE-Stand auf der Geotechnica 1995, in: *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*, Band 1, 45–57.
- ZACHER G., MÜLLER I., NEUBAUER F.M. und TEZKAN B., 1995a. Dreidimensionale Interpretation flächenhafter Radio-Magnetotellurik-Messungen auf einer Altlast bei Huttenried (Bayern), in: *55. Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Hamburg*.
- ZACHER G., TEZKAN B. und MÜLLER I., 1994a. Flächenhafte Magnetotellurik-Messungen auf einer Altlast bei Schongau (Bayern) und deren zweidimensionale Interpretation, in: *3. Seminar Umweltgeophysik der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Neustadt/Weinstr., Sonderband*.

- ZACHER G., TEZKAN B., MÜLLER I., GOLDMAN M., HÖRDT A. und NEUBAUER F.M., 1994b. Application of Radio Magnetotellurics to the investigation of a waste deposit in Cologne (Germany), in: *56th Meeting of the European Association of Geoscientists and Engineers, Wien, I053.*
- ZACHER G., TEZKAN B., NEUBAUER F.M., HÖRDT A., GREINWALD S. und MÜLLER I., 1994c. A joint application of radiomagnetotellurics and transient electromagnetics for the investigation of a waste deposit in Cologne (Germany), in: *12th workshop of the IUGG on Electromagnetic Induction in the Earth, Brest, 42.*
- ZACHER G., TEZKAN B., NEUBAUER F.M., HÖRDT A. und MÜLLER I., 1996a. Radiomagnetotellurics: A powerful tool for waste-site exploration. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 1, 135–159.
- ZACHER G., TEZKAN B., NEUBAUER F.M. und MÜLLER I., 1994d. Ein- und zweidimensionale Interpretation von Radio-Magnetotellurik Messungen auf einer Altlast in Köln-Ossendorf, in: *15. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenfor schung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Höchst/Odenwald, 761–775.*
- ZACHER G., TEZKAN B., NEUBAUER F.M. und MÜLLER I., 1995b. 3D Visualization of a Waste Deposit near Huttenried (Bavaria) using Radio Magnetotelluric Data, in: *1st Meeting on European Environmental and Engineering Geophysics, Turin, Expanded Abstracts, 380–383.*
- ZACHER G., TEZKAN B., NEUBAUER F.M. und ZILKENS J., 1996b. Application of Radiomagnetotellurics to Archaeology — Reconstruction of a Monastery in Volkenroda (Thuringia), in: *2nd Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, Expanded Abstracts, 212–215.*
- ZONGE K.L. und HUGHES L.J., 1991–1993. Controlled Source Audio-Frequency Magnetotellurics, in: *Electromagnetic methods in applied geophysics — Investigations in Geophysics No. 3* (Herausgeber M.N. Nabighian) (Society of Exploration Geophysicists, Tulsa), Band 2, Application, 713–809, dritte (paperback) Ausgabe.
- ZWAHLEN F., 1984. La prospection geophysique utilisée en zone de socle a couverture sedimentaire. Application de la methode electrique pour l'alimentation en eau de Zinder (Niger), in: *Comité Interafricain d'Études Hydrauliques (C.I.E.H.), Ouagadougou, 10–17.*
- ZWAHLEN F., 1987. Recherches d'aquifères locaux pour la prospection géophysique en climat semi-aride, in: *21ème Congres AIH, Hydrogéologie pour le développement, Rome, Italie.*
- ZWAHLEN F., 1988. Les developpements recents de l'hydrogéologie, en particulier en zone aride. *Leçon inaugurale, Ann. de l'Univ. de Neuchatel 1986-87 274–288.*
- ZWAHLEN F., 1991. De l'eau au Sahel? La desertification. Terre Nouvelle. *Dpt. Missionnaire suisse 65.*
- ZWAHLEN F., 1993. Hydrogéologie Générale — Cycle Postgrade Inter-Universitaire en Hydrologie et Hydrogéologie, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- ZWAHLEN F., 1995. Karstwasser mit neuen Techniken beobachtet. *Wasser, Boden, Luft, Umweltschutz* 11, 4–5.
- ZWAHLEN F., 1997. Vulnérabilité et protection des ressources en eau en pays calcaire, in: *6th Conference on Limestone Hydrology and fissured Aquifers, La-Chaux-de-Fonds.*
- ZWAHLEN F. und DOERFLIGER N., 1994. Interpretation des essais de tracage en milieu karstique, models de type Boîte noire. *Nouvelles du Service hydrologique et géologique national* 1, 37–38.
- ZWAHLEN F. und DOERFLIGER N., 1995. Swiss report, COST 65 Action, Hydrogeological Aspects of Groundwater Protection in Karstic Areas, in: *Final report of the COST 65 Action* (European Commission, Directorate General Science, Research and Development).

# Appendix A

## The RF-EM equipment

**T**his chapter describes the technical features of the RF-EM devices used in this thesis and the necessary data acquisition and processing process.

It is intended mainly for a skilled developer because most parts of the software system need some understanding of the source code and minor modifications of the program code to adapt to new situations. It tries to answer all questions which were asked by people using the equipment. Nevertheless, since all used programs print out user instructions, this system can be used also by a non-skilled person, which has just to be trained some hours. Part of this documentation may serve as manual, to allow such a training. Especially the figures A.15 to A.20, starting at page A-16, and the connection schemes in figure A.13 and A.14 on page A-13 are intended to introduce the equipment. Though, some parts of this documentation will be hardly understandable without access to the RF-EM hardware and software system.

The RF-EM system described in this chapter consists of two parts. Technical development of the RF-EM is accompanied by the development of a software package which allows to handle the large amount of data which can be acquired by using the guide-lines proposed in the following data acquisition concepts.

The system was used and tested with the VLF-EM and the similar RF-EM 1. Nevertheless, most parts of the documentation are still valid for the new RF-EM 2. The differences between the old and the new system are described, when necessary. The new equipment needs to be tested further, before being used in new terrains.

The next sections will explain in detail the data acquisition and processing system. Further sections concern about file formats and directory hierarchy, software installation and software problems.

### A.1 Data acquisition

The data acquisition system consists of three components:

1. A RF-EM device for data acquisition.
2. A Datalogger for data stocking.
3. A GPS system for easy correlation of the measured data and the measuring location (optional).

The following explains more detailed these three components of the data acquisition system. These details allow to understand the connection schemes of the equipment in figure A.13 and A.14 on page A-13 and to vary the standard configurations.

#### A.1.1 RF-EM

The RF-EM can be operated in two principal modes, the *manual mode* and the *automatic mode*.

##### A.1.1.1 Manual Mode

The *manual mode* allows to record data in terrain which is not accessible by car. Beside the light antenna only a small box with rechargeable batteries and a datalogger are connected to the receiver. An additional small handheld GPS may be used for recording reference points. The battery box contains independent batteries for the RF-EM and the datalogger. The power of the RF-EM is interrupted at the RF-EM receiver itself and the power of the datalogger at the battery box. If no recording is needed, a single 12 V battery for the RF-EM is sufficient.

Figure A.1 shows the complete equipment for the *manual mode*. From left to right a Laptop, the small remote control, the datalogger, a small memory card, the battery box in front of the manual antenna, and the receiver box can be seen. The Laptop

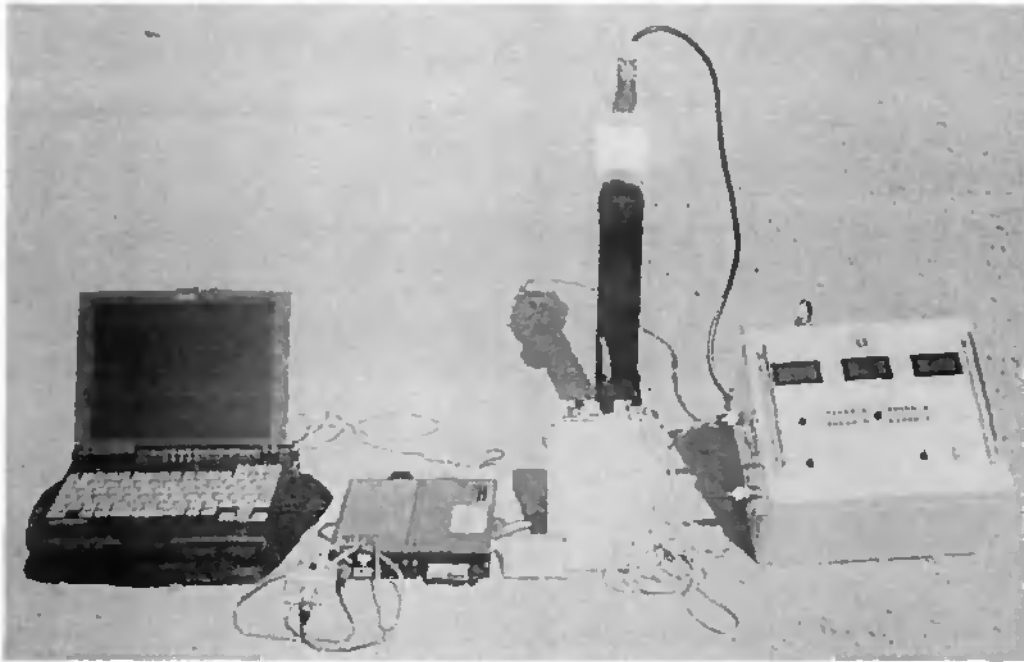


Figure A.1: Measurements with manual antenna: laptop (optional), remote control, datalogger, memory card, battery box in front of antenna, receiver box

is just optional. Further optional equipment could be a GPS.

The orientation of the chosen transmitter should be parallel to the geological strike direction and the profile perpendicular to this strike. This leads to a maximal coupling between the electromagnetic signals and the geological structures. Furthermore, under these conditions the orientation of the antenna while profiling does not change and can be retained easily. This is important since the RF-EM records the data continuously and generally not at discrete points.

After testing the RF-EM battery with the built-in Voltmeter, frequency and amplification gain have to be chosen. The antenna is held vertically and rotated around the vertical axis to find approximately the position with the strongest signal. On the display the quality of the reference signal can be controlled. It reflects the strength and variations of the primary field and should lie between 50 and 150. Small values involve a bad signal to noise ratio and too strong values (more than 200) will saturate the measuring device. Therefore the amplification gain has to be adapted: Values close to 100 for the reference signal are generally reasonable. The reference is arbitrary scaled to allow reasonable values for the display. It could be calibrated if desired, with the help of some equipment measuring the absolute primary magnetic field.

The loud-speaker allows an acoustic control of the receiver without need of optical control. This allows to put the devices into a small rucksack to protect them against rain. Two frequency presets allow faster switching between frequencies and therefore faster investigation of effects depending on the transmitter direction or the frequency range. After the receiver box has been set up, the datalogger has to be connected to the RF-EM and to the battery box.

The configuration of the datalogger (see below) and the RF-EM equipment is followed by the determination of the exact receiver direction. After searching an undisturbed place with small cultural and geological noise the antenna is rotated into the signal minimum. The acoustic control allows to do this even without regarding the reference values. The acoustic minimum can be located very accurate, even when rotating the antenna very fast around the vertical axis. The reference will vary with time in case of an unstable primary signal. Therefore, orientation of the antenna with the help of the reference display is much more difficult.

Figure A.2 shows an example where the horizontal coil of the antenna is oriented from left to right to obtain the minimum 2.5 of the reference. Now the antenna has to be rotated 90° around the vertical axis into the signal maximum. Figure A.3 shows the RF-EM receiver at the same position as the

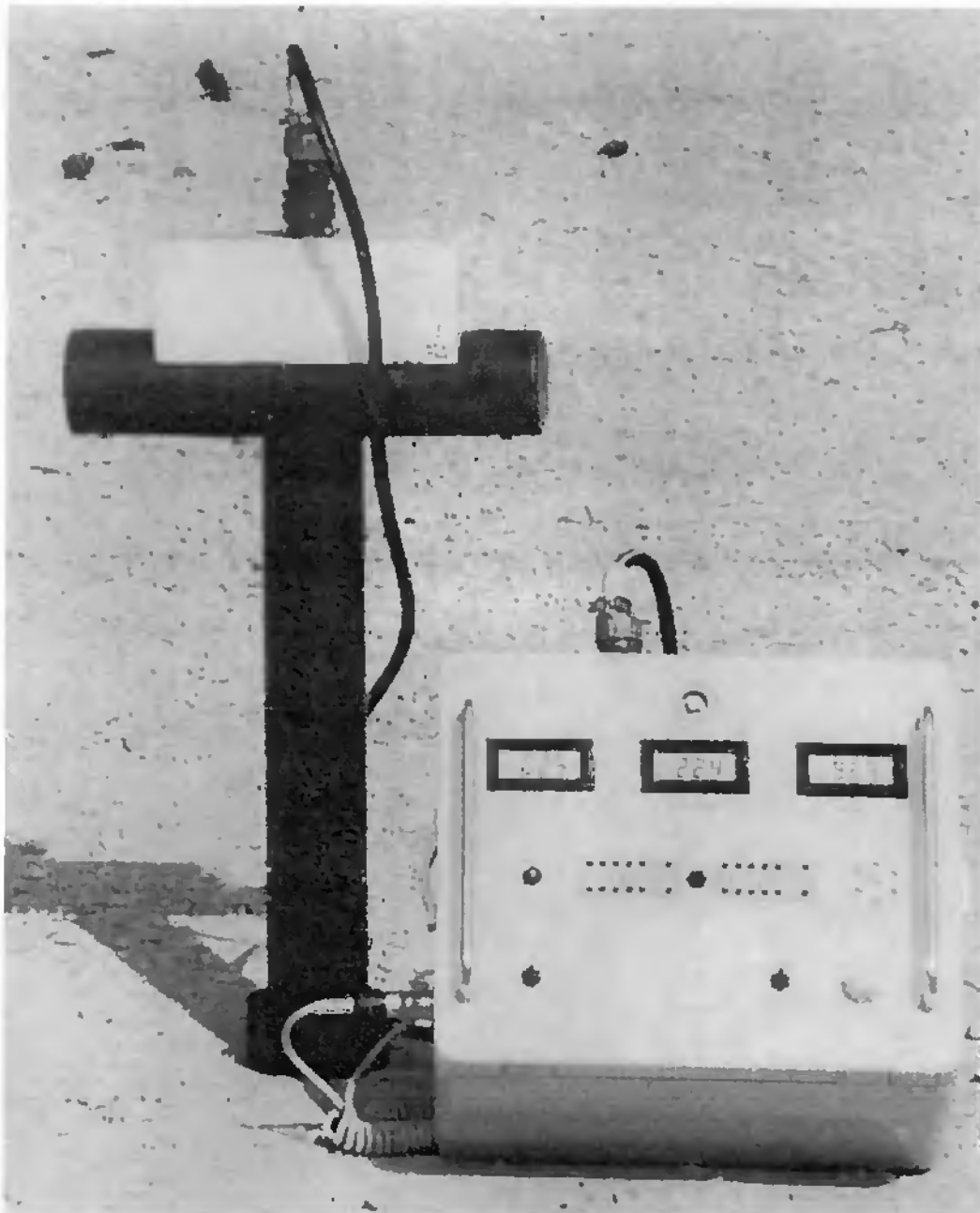


Figure A.2: Searching reference minimum (2.5 in left display) with manual antenna

previous figure, but with the antenna oriented towards the maximum and a maximal reference value of 125.8. So, the horizontal coil is oriented from back to front, orthogonal to the previous orientation. Adapt the reference gain to obtain values close to 100 for the reference. Now the equipment is ready for profiling.

The antenna should be oriented towards the transmitter again after finishing a profile. Do not control the orientation when measuring on a profile, even if the datalogger has been stopped. Profiles consisting of several parts with a new orientation process between the different parts of the profile may result

in unpredictable jumps of the phase curves because the measuring error will not be contiguous. Therefore, acceptance of a small disorientation will give better results and leads to contiguous curves with just a small error of the amplitude due to the disorientation.

#### A.1.1.2 Automatic Mode

The *automatic mode*, as shown in figure A.4, allows to acquire data with the help of an antenna mounted behind a car. The task of finding a signal minimum is done by an additional auxiliary horizontal coil,

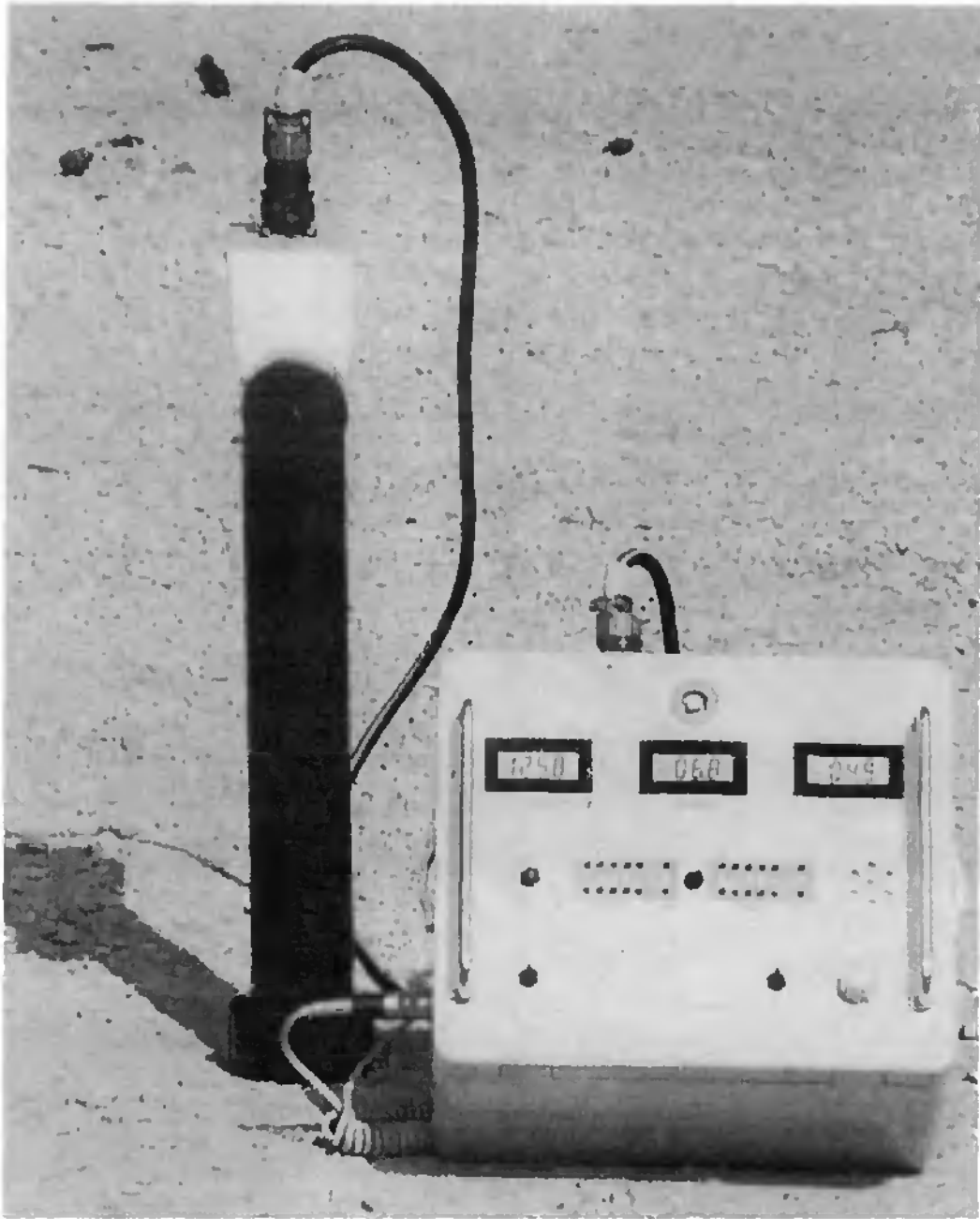


Figure A.3: Rotating antenna vertically into orthogonal maximum of reference (125.8 in left display)

orthogonal to the other horizontal main coil which measures the primary signal. In figure A.5 the upper horizontal coil measures the primary field and the lower horizontal coil the auxiliary field. One end of this coil is taped and should be oriented towards the transmitter. Below a motor rotates the orthogonal system of the two horizontal coils. The lower vertical coil is not rotated. Two horizontal axis allow the antenna system to rest vertical even when passing a slope with the car.

The antenna is connected to a support fixed behind a car and rotates automatically into the right direction by means of a built-in motor. A cable

leads from the antenna to the motor control (see figure A.6). This unit is connected to the receiver unit (see figure A.8) via the same antenna cable which is used in the *manual mode*. An additional cable between the motor control unit and the receiver unit is needed for transmitting the signals of the auxiliary coil.

In figures A.7 and A.9 a back view of the motor control and the receiver box allow to see the connections. On the right of the motor control back panel the charging connector can be seen and on the left the connector to the antenna. The two connectors in the middle are connected with the receiver



Figure A.4: Car with automatically oriented antenna fixed behind

box. Since these two connectors are different they cannot be mixed up when connecting to the receiver box. The lower one is connected to the right connector on the back of the receiver unit. When using the manual oriented antenna the left connectors leaves unused. On the right side in the back view of the receiver unit the power supply and data output connectors can be seen.

The LED in the motor control unit flashes when the antenna is automatically rotated. An additional button allows to rotate the antenna into the right direction, since the motor control determines the transmitter direction only with an ambiguity of  $180^\circ$ . After releasing the rotate button the motor control fine tunes the direction in less than one second. One direction of the coils is marked, to allow to orient the coils always in the same direction. Rotating into the opposite direction will change the signs of inphase and outphase. The antennas of all VLF devices developed at Neuchâtel are connected in a way producing the same signal signs when orienting into the same direction signaled by the marks on the antennas.

A rough evaluation of the measured signals is possible by the built-in displays of inphase and outphase. A button on the RF-EM allows to switch between acoustic control of the primary or auxiliary coil. For a good orientation into the transmitter direction the noise of the auxiliary coil should be close to zero.

The receiver is connected to the power box (see figure A.10) and the power box may be connected to a PC. Verify the power consumption of your PC: Some PC cigar light adapters strongly drain the battery because they transform 12V to some higher

voltage.

An overview about the technical features can be found in tables A.1 and A.2.

As consequence of the experiences made in irregular terrain the RF-EM 2 has been constructed. The RF-EM 2 receiver unit (see figure A.11) integrates receiver and motor control into one device. The new antenna (see figure A.12) is built into a water proof plastic balloon to protect the movable parts of the antenna against wind. This allows data acquisition of the inphase with the same precision as of the outphase. The mechanical damping of the new antenna is much better than the damping of the old antenna. For example, shocks which are caused by starting and stopping the car very roughly do not disturb the data longer than one second. Oscillations due to irregular terrain are much smaller.

The following will explain shortly the technical differences between the RF-EM 1 and RF-EM 2. The connection diagrams and the handling of the new equipment do not differ very much from configuration for the RF-EM 1. A fourth channel allows to record  $Q_{AZ}$  (quadrature or outphase azimuthal), the relation between small and large axis of the polarization ellipse of the horizontal magnetic field. This parameter may help to indicate three-dimensional geological structures. For two-dimensional structures it should be zero. This signal is identical to the signal of the auxiliary coil of the RF-EM 1 when oriented towards the minimum of the transmitter signal. The orientation for the new antenna is done electrically. The three coils are fixed on two axis inside the plastic balloon in a way which guarantees that the vertical antenna is always pointing exactly downwards. The antenna

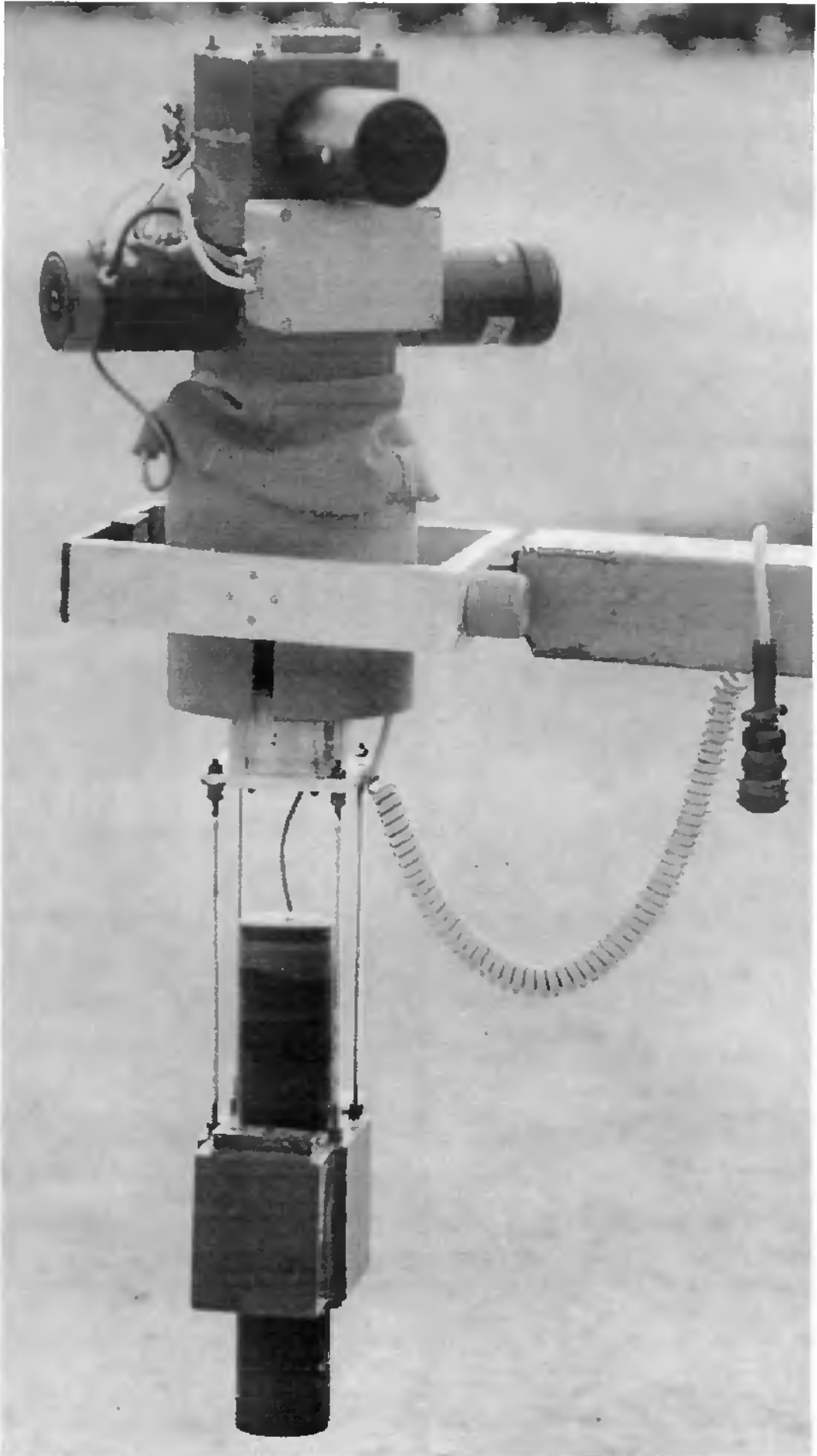


Figure A.5: Automatically oriented antenna system:  $H_y$ ,  $H_x$ , motor and support, connector,  $H_z$

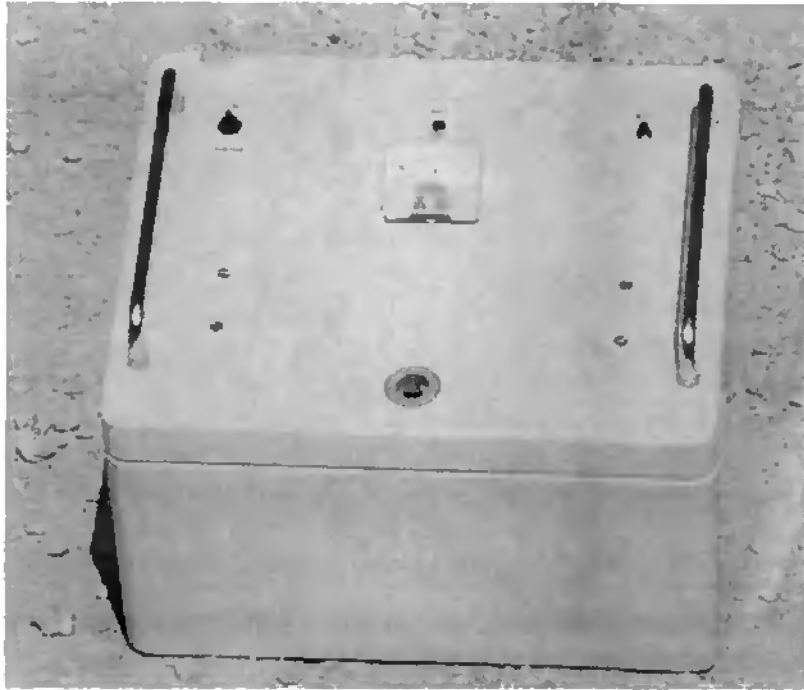


Figure A.6: RF-EM motor control: power/charging switch, LED and Voltmeter, rotating button

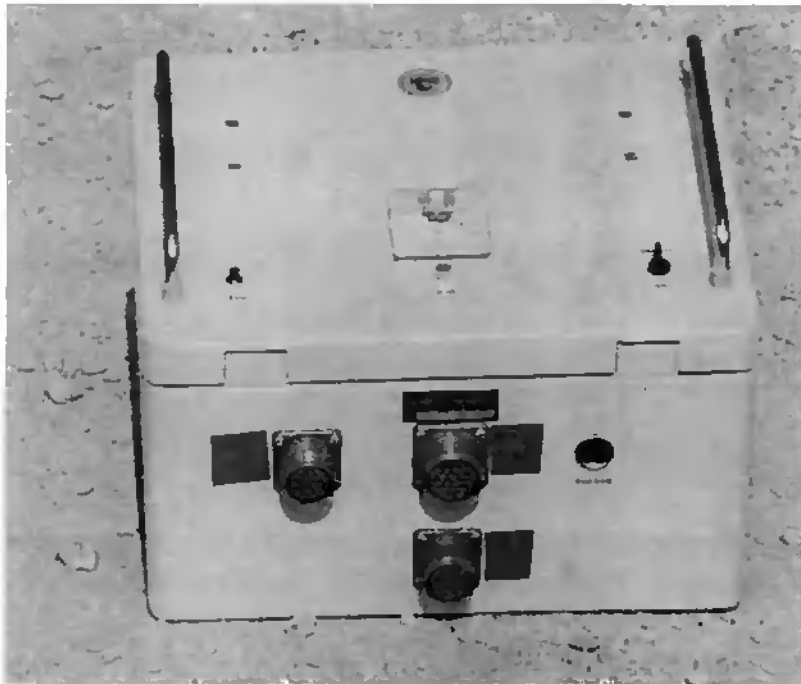


Figure A.7: RF-EM motor control (back view)

frequency range	15.0–300.0 kHz in steps of 50 Hz
measuring range	$\pm 200.0\%$ for inphase and outphase
resolution	0.1 %
data output	1 mv $\leftrightarrow$ 1 %
temperature range	tested between $-5^{\circ}\text{C}$ and $40^{\circ}\text{C}$

Table A.1: Technical specifications of the RF-EM device

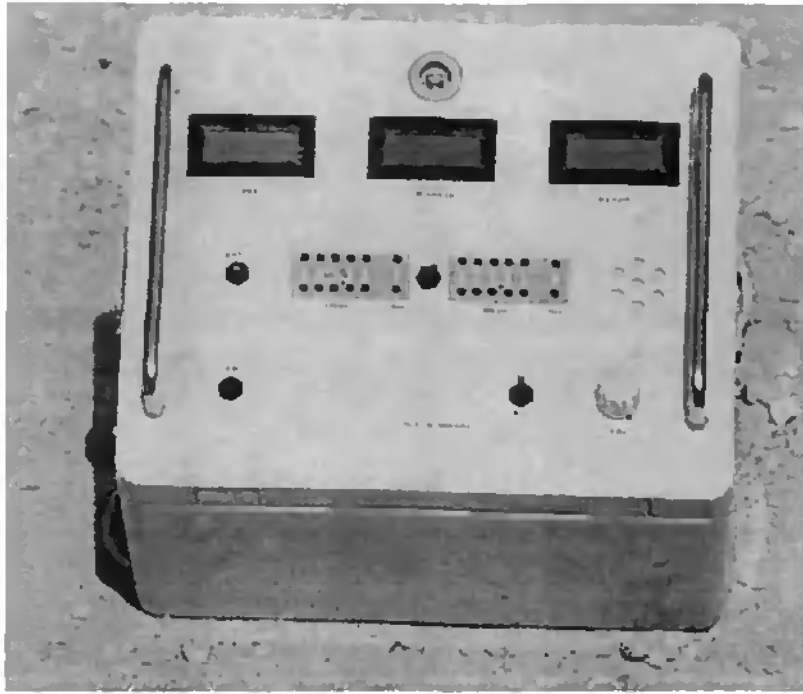


Figure A.8: RF-EM receiver: 1.row: reference/inphase/outphase displays; 2.row: battery test button, frequency preset 1, preset switch, frequency preset 2, loud-speaker; 3.row: power switch, loud-speaker switch, volume

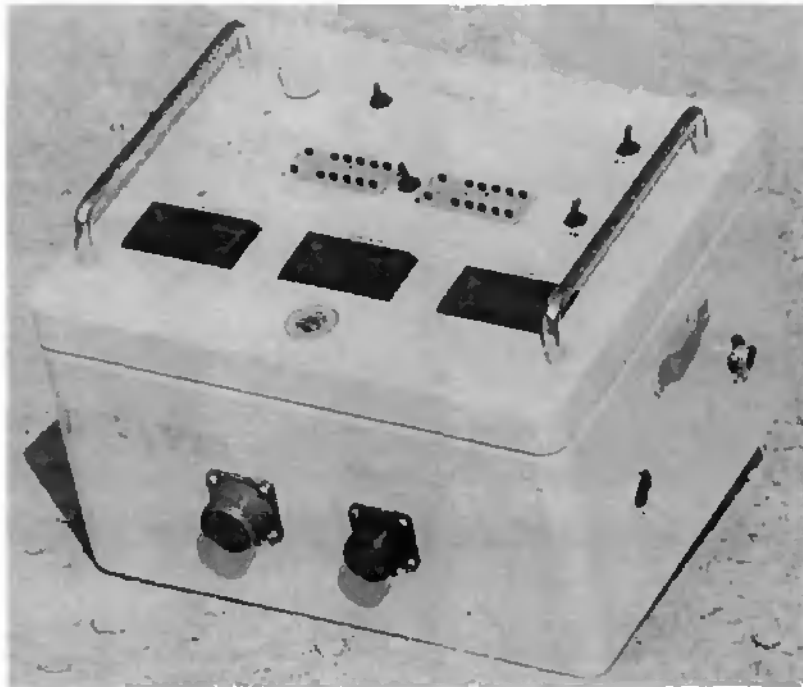


Figure A.9: RF-EM receiver (back view)

system does not rotate any longer around the vertical axis. The orientation towards the transmitter is completely realized as electrical circuits. The acoustic control is always proportional to the reference signal. The first display may show alternatively the reference,  $Q_{AZ}$  or the battery power. The

data output supplied by the RF-EM 2 are always reference and  $Q_{AZ}$  as third and fourth channel. The pin-out is still compatible with the old equipment.

Pressing the  $E_z$ -field button allows to determine the polarization of the transmitter. A simple wire may serve as vertical antenna. A second button al-

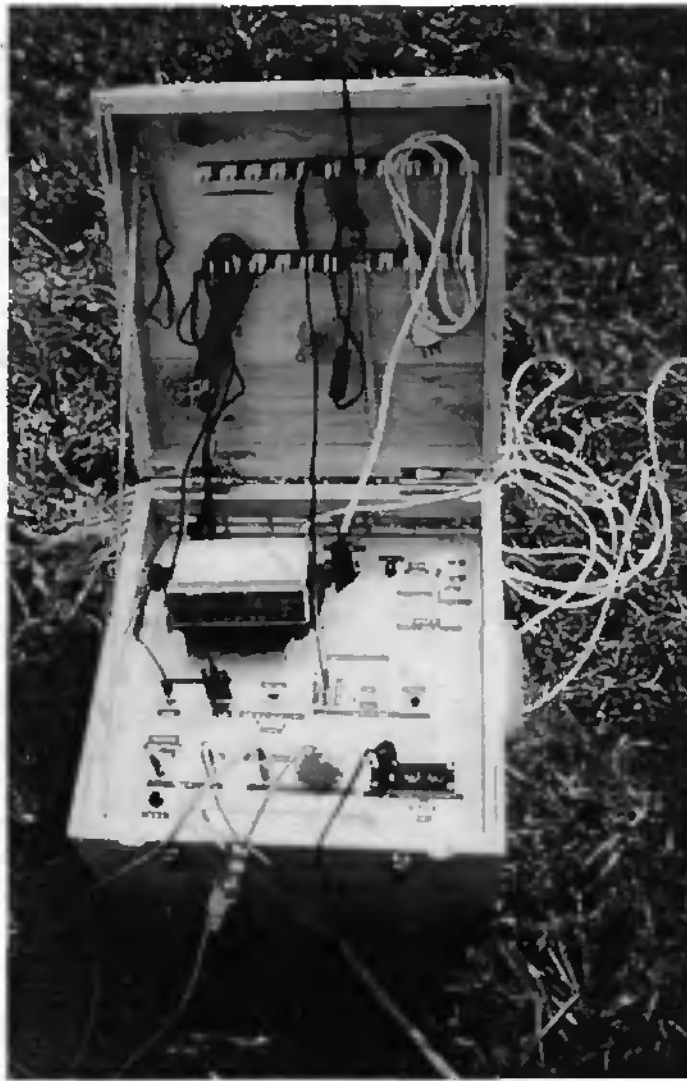


Figure A.10: RF-EM power box: GPS, RDS antenna, cable connections

device	ser.-no.	weight [kg]	dimensions [cm]
RF-EM receiver unit	1	3.8	30 · 25 · 20
RF-EM motor control	1	3.6	30 · 25 · 20
RF-EM power box (with GPS ser.-no. 93901999)	1	28.4	50 · 45 · 35
RF-EM motorized antenna	1	14.2	89 · 86 · 34
RF-EM and GPS antenna support	1	14.5	160 · 70 · 10
<b>Total</b>		<b>64.5</b>	
GPS base station	93902000	0.8	-
antenna (manual, with compass)	1	2.6	58 · 30 · 7
suitcase with (manual) datalogger and cables	1	4.8	40 · 30 · 10
cables, batteries, material for reparations	-	-	-
RF-EM 2 receiver unit (15.0 – 250.0 kHz)	2	9.4	42 · 27 · 20
RF-EM 2 electronic antenna	2	13.8	53 (diameter)

Table A.2: Weights and dimensions of the RF-EM system

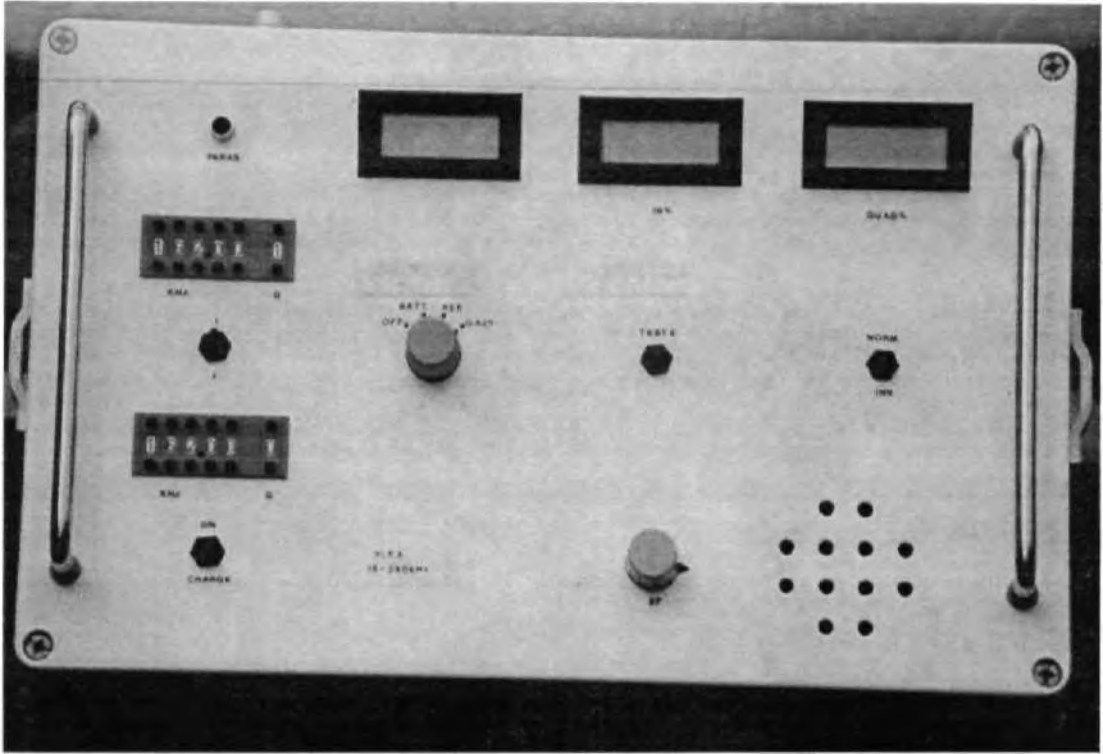


Figure A.11: RF-EM 2 receiver: 1.row:  $E_z$ -LED indicator for disturbances, Reference/Inphase/Outphase display; 2.row: frequency preset 1; 3.row: preset switch, off/battery/reference/ $Q_{AZ}$  switch for reference display, switch to change between inphase/outphase of  $H_z$  and  $E_z$ ,  $E_z$ -polarization switch; 4.row: frequency preset 2, power/charging switch, volume, loud-speaker



Figure A.12: Electronically oriented antenna (RF-EM 2) fixed behind a car: electrical antenna, plastic balloon with magnetic coils inside, receiver unit, power box

lows to invert the polarization. Choose always the same sign for the inphase of  $E_z$  to allow orientation versus the transmitter. When switching on the receiver or changing the frequency the sign is chosen arbitrary due to the construction details of the receiver.

Attention, first measurements with the RF-EM 2 showed: To measure the same sign for inphase and outphase as the RF-EM 1, the inphase of  $E_z$  should be chosen negative!

$E_z$  is measured in relation to the magnetic reference signal. An additional scaling factor is applied to obtain values approximately between  $-100$  and  $100$ . Attention: Measuring the electrical field stops measuring of the magnetic fields. The first and second output channel of the RF-EM 2 are alternatively inphase and outphase of the magnetic or of the electrical field.

This can be changed by an optional receiver module which allows to record all fields simultaneously. A test cable with integrated switch allows already to choose if the reference or  $Q_{AZ}$  is recorded by the datalogger. For a permanent solution the channel number of the datalogger should be increased.

Be carefully with other electrical cables. Do not approach the GPS cable to the electrical field antenna without testing the influence! Pay attention to possible reflectors as walls, houses or trees. Such reflections may invert the electrical field completely. The equipment can be used also without electrical antenna, but in this case the sign of the data has eventually to be inverted because the RF-EM will choose the sign randomly when switched on. All curves recorded without interruption of reception should still have the same sign! One reference point with known sign of the RF-EM values can serve as sign calibration for all other curves until you change the frequency or switch off the RF-EM. Inversion of a signal can also easily be done by the software processing, as explained in the subsection concerning the file format of *name.pxy* on page A-27.

Passing high voltage lines may disturb the electronics and invert the polarization! The new equipment does not allow an optical control of this effect as the mechanical one does, where the mechanical rotation of the antenna is visible.

The quality of the reference signal can be monitored by an acoustic control.

The RF-EM 2 may be powered by an internal or external battery (12 V). Switching between internal

and external source is done automatically.

Beside some test measurements the new equipment has not been used for data acquisition, yet. Further investigations may show the practical value of the additional parameters for future measurements.

### A.1.2 Datalogger

The rear panel of the datalogger consists of two connectors. The first one has to be connected with the receiver output and the datalogger battery. The second is a serial (RS-232) output. This optional output allows to read the data on a PC while recording it. At the front panel a switch allows to change the recording speed between 1 Hz (16 bit resolution) and 4 Hz (12 bit resolution). The resolution of the recorded signal data is limited by the quality of the RF-EM output and not by the datalogger accuracy. A resolution of 12 bit allows to record data between  $-200\%$  and  $+200\%$  with a precision of 0.1%. This corresponds to the limits of the RF-EM device. The faster sampling rate allows only the recording of inphase and outphase. This mode is suitable for measurements with the automatic antenna fixed behind a car. The lower frequency allows the additional sampling of the reference signal. Therefore a better quality control is possible. This mode is more suitable for manual measurements. Measurements on landslides for example may result in bad data quality due to operators falling down with the equipment. With the help of the reference signal such problems can be monitored even after finishing the measurement. So, such accidents do not require to stop recording.

A small button in the front panel resets the datalogger. If a memory card is correctly inserted, the LED in the remote control flashes once and the memory card is erased. This process takes one minute. Afterwards the datalogger is ready for measurements. The switch in the remote control allows to start and stop the data sampling. This switch should be in the stop position while resetting, otherwise the datalogger will start to record automatically after having erased the memory card.

A button in the remote control allows to mark special points. The marks are recorded together with the data. Pushing the mark button while recording allows to mark special interesting points. The mark button should not be released too fast because the datalogger checks it only once per record-

ing interval! Pushing the mark button after stopping the recording finishes the data set and creates an end of profile mark. As long as no end of profile mark is created, the data recording can be stopped and continued several times (e.g., if the car has to stop). After doing an end of profile mark, another profile can be started. Pressing the mark button several times after having stopped the recordings does no harm. The end of profile mark is stored only once. Therefore, press routinely a end of profile mark before and after starting a profile. So, the risk of missing a mark is minimized.

Together with the end of profile mark the sampling frequency is stored on the memory card. Therefore, after finishing the profile, the sampling frequency can be changed. While measuring a profile, the frequency should never be changed. A change before an end of profile mark will certainly lead to corrupted data.

After finishing the desired number of profiles the memory card can be read into a PC by using a PCMCIA port. After taking out the memory card no more profiles can be recorded. Inserting the memory card into the datalogger again and writing more profiles will produce unpredictable results and destroy the data already recorded. One memory card can be used to record continuously 36 h or approximately 1000 km. Using a set of several memory cards allows to change the memory card after some profiles. This helps to minimize data loss due to operating errors.

To facilitate the handling of the datalogger two models have been designed. In the *manual mode* the datalogger is connected to the RF-EM and to a battery box. Powering the datalogger by switching on the power interceptor in the battery box will do automatically a reset. Consequently you have to change the memory card after every shut off if you do not want to erase it. The *automatic mode* is handled by a datalogger mounted into a big case containing a GPS, a receiver for DGPS corrections, huge batteries, power supply for a laptop and built-in chargers. First, switch on this power box at the main power switch. Second, switch on the datalogger at the power box panel. This will automatically do a reset. Wait 1 minute for initialization.

For quality control and easier identification of anomalies a PC can be connected to the serial output port of the datalogger. A small graphic shows the measured signals while recording. The syntax of the used programs is described in the following

sections.

When recording the data simultaneously on a laptop connected to the serial port of the datalogger, the memory card may rest in the datalogger. In this case the data is directly stored in the PC, too. The memory card in the datalogger serves only as security backup. On the PC an additional file with time marks allows to compare GPS information with the marks and to correlate the marks with a geographical position (See also the explanations about the software package in the next section.).

The differences between *manual mode* and *automatic mode* are only small. To reduce the number of cables, all connections have been integrated into the power box for the *automatic mode*. Data cable and power cable are connected between RF-EM and power box, and a laptop can be connected via a serial cable to the power box. Optional the laptop can be powered by the power box. For better measuring accuracy the built-in GPS can be powered to an external antenna mounted together with the RF-EM antenna behind the car. For the radio receiver a small radio antenna is connected to allow the reception of differential GPS corrections. In regions without radio stations supplying such corrections, the data have to be corrected with the help of a base station, which should measure simultaneously GPS data at a fixed point with known geographical coordinates. This way a post processing differential correction can be applied. Otherwise, only simple GPS data are available. This may still be a strong improvement if accurate maps are not available, e.g. in Africa. Typical accuracies are ten meters for DGPS and thirty meters for simple GPS.

To access the reset button and the switch for the sampling rate to change the memory card you have to lift up the front panel of the power box, but in general you will rarely use these buttons.

The following figures A.13 and A.14 show the connection schemes for the *automatic mode* and the *manual mode* of the RF-EM. Since several parts are optional, slight modifications of this connection schemes are possible. E.g., the power box may be used in the *manual mode*, too. This is useful for testing the equipment and the software. In the *automatic mode* the power box may be replaced by the smaller battery box. This may be useful for smaller configuration setups, e.g., use of the automatic antenna on a snow scooter with limited space and no use of a Laptop. The use of the power box reduces the number of connections because most serial and

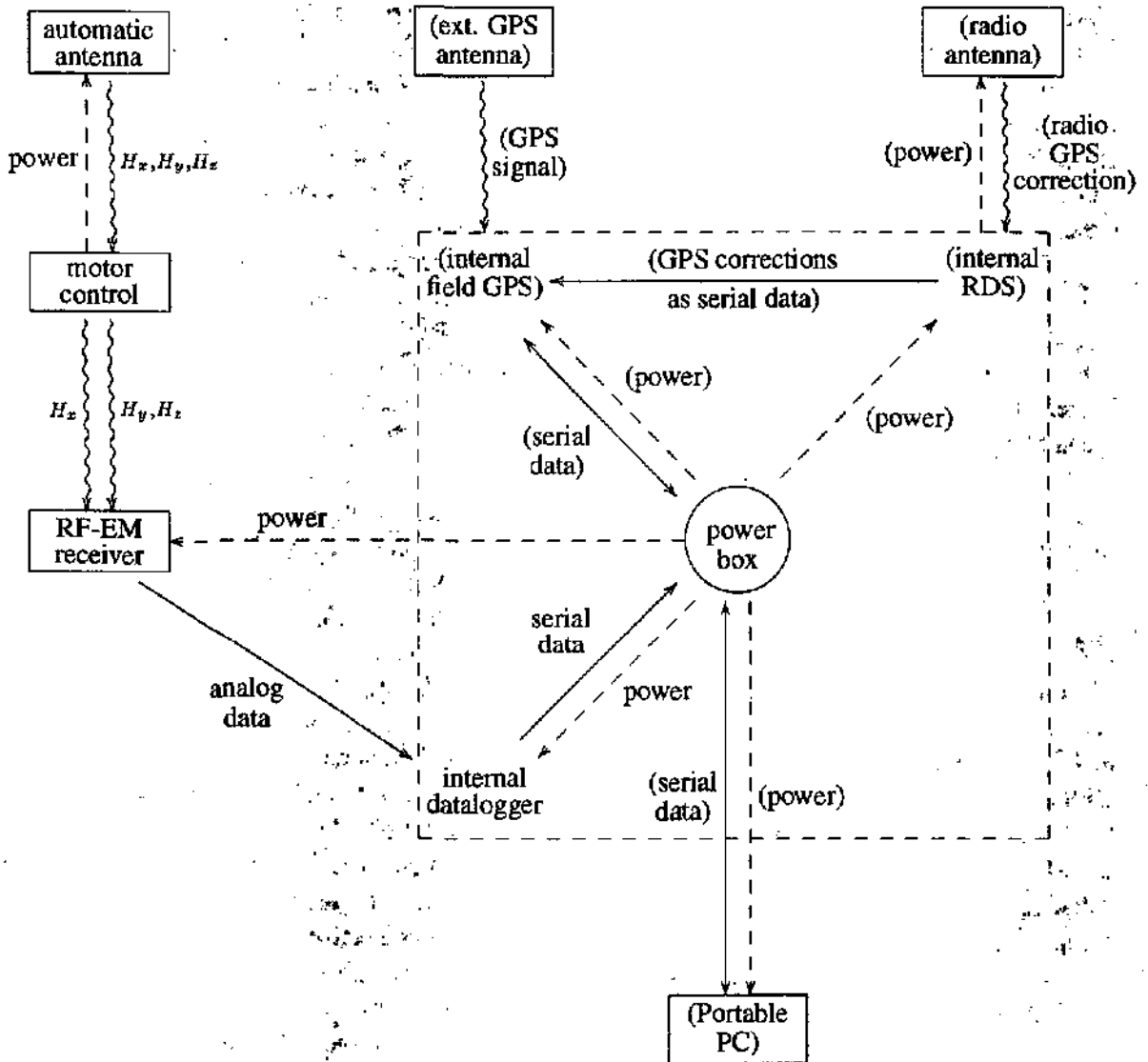


Figure A.13: Connection scheme for *automatic mode*. (Legend: Straight lines represent data connections, dashed lines represent power supplies and wavy lines are radio transmitter signals. Optional components are enclosed in round brackets.)

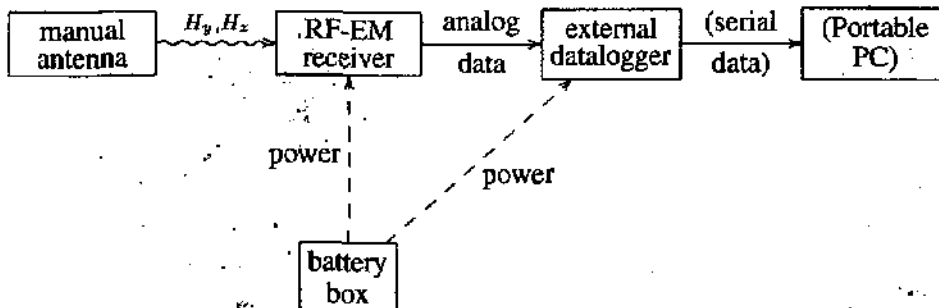


Figure A.14: Connection scheme for *manual mode*. (Legend: Straight lines represent data connections, dashed lines represent power supplies and wavy lines are radio transmitter signals. Optional components are enclosed in round brackets.)

power cables are connected internally.

An overview about the technical features can be found in table A.3. The negative voltages are created from the positive voltages by some special electronic integrated circuit and the RF-EM receiver is connected to an independent battery. If you use your own power supply, you may replace the electronic circuits by a second datalogger battery. Voltages between 6 and 12 V are allowed. Lower voltages will lead to failures of the datalogger.

Future, more expensive and sophisticated datalogger should be able to record eight channels, with a sampling rate of 10 Hz and a resolution of 12 to 16 bit. Accidentally, most commercial datalogger with such specifications are no longer portable, due to increased power consumption, weight and size.

### A.1.3 GPS

The optional GPS system can record the position of certain marks, recorded with the datalogger. Actual there is no physical connection between the GPS and the other parts of the RF-EM equipment, but the programs described in the following chapters allow to correlate the marks recorded with the datalogger and the marks recorded with the GPS by comparing their recording time stamps. Combining the data of the datalogger and the GPS with the help of PC programs allows to correlate the marks with coordinates.

In general, the available GPS accuracy is worse than several meters. Therefore the better way of distance calibration is to record beginning and starting of a profile – perhaps some important marks in between – and to interpolate the remaining positions by assuming a constant velocity between two marks. The programs used in the following chapters allow to do such a calibration.

To record GPS positions for every measuring point, a GPS with a precision of several decimeter has to be used. Otherwise the distribution of the locations will be very irregular. Using a GPS with a precision worse than one meter will produce profiles with movements backward and forward, even if the profile was recorded very regular in reality. This will change the shape of the anomaly.

The distance between two points used for a calibration should be therefore at least several times larger than the measuring error. This way, the error of the distance between two points is ap-

proximately equal to the sum of the errors of two calibration points, divided by the number of points. Naturally this holds true only for stable velocity and direction between two calibration points. Furthermore the error of the absolute position is still equal to the error of a single GPS measurement.

The Garmin® GPS used at Neuchâtel can supply UTM/UPS or swiss coordinates which are appropriate for further data treatment. Other possible coordinate systems like degrees are not implemented in the RF-EM software package, because the use of units in meters seems to be more reasonable for RF-EM measurements.

The GPS supplies data with an error of thirty to fifty meters. Two subsequent measurements never differ more than several meters, but while resting at a fixed point the obtained position changes with time. With the help of the RDS corrections (Radio Data System), typical errors between ten and thirty meters are obtained. The reception of the RDS radio signals is sometimes problematic, so accuracy cannot be guaranteed. RDS corrections are differential corrections of a base GPS at a very well known position and are transferred together with standard radio transmissions. They use the same data channel in the radio communication as already used to transfer the name of the transmitter station to the radio receivers.

A separate base GPS on a known geographical position allows to obtain the same corrections as supplied with the RDS. In Africa, where radio reception is bad, such a base station is mandatory for using DGPS. With the help of a base station better corrections may be obtained, but the corrections are applied as post-processing step and not online.

### A.1.4 Details — Power box

The connection of GPS and RF-EM to the power box with internal datalogger will now be explained in more detail.

The main power switch interrupts all power connections, only the RF-EM power supply is independent from this switch. The RF-EM power is switched off at the RF-EM device. The RF-EM battery is independent from all other power supplies. When connecting the power box to the electricity network, both internal batteries are automatically charged. A relais separates the chargers from the batteries to prevent the chargers from draining the batteries when not being connected to a an electric-

sampling range	1 Hz (16 bit) and 4 Hz (12 bit)
capacity	2 Mbyte (sufficient for more than 24 h of recording data)
power consumption	+12 V with 160 mA and -12 V with -4 mA ( $\pm 9$ V is also fine)

Table A.3: Technical specifications of the datalogger

ity network. The batteries guarantee operativity for more than one day. Therefore charging of completely emptied batteries will take two days. All batteries can be exchanged by standard 12 V batteries. Test measurements while charging are possible.

The datalogger power switch forces a datalogger reset when switched on. Therefore all data should be read before switching off. The LED at the remote control should flash when switching on the datalogger. The remote control should be switched off, otherwise recording will immediately start after one minute off initialization. A second button on the remote control allows to mark special positions and to terminate profiles. The remote control is connected to the datalogger section in the power box. A serial cable (RS-232) in this section may be connected to a monitoring PC. The memory card of the datalogger may rest in the datalogger when data are recorded by the PC. In this case it is only needed as backup copy and because the datalogger depends on it. Lift up the front panel of the power box and push the button beside the memory card to eject the memory card after finishing measurements. These cards are battery powered and the small battery cells should not rest inside the memory cards after measuring. Otherwise they will be emptied much faster. Use a fresh set of battery cells for every RF-EM measuring project. Battery live is typically half a year. Lifting up of the front panel is also necessary to change the datalogger acquisition speed, or to press the additional reset button.

The RF-EM section in the power box consists of two connectors for data and power supply. All other preset are chosen at the RF-EM receiver.

A GPS can be powered by the power box, too. A built-in RDS receiver needs to be connected to an external antenna. One cable is connected to the antenna preamplifier. A switch controls the power supply of this preamplifier. A more sophisticated antenna uses this cable as control for a automatic motor to allow moving down the antenna when necessary. The motor is connected by a separate cable to the power box.

A serial port (RS-232) allows to monitor RDS and GPS data. Two switches control the behavior

of this port. The default position connects the RDS output to the GPS input to allow DGPS corrections.

The GPS output is connected to the serial port (RS-232) and allows to monitor GPS positions with the help of the batch file *gps100.bat*. Switching GPS to the loop position allows to monitor the RDS corrections with the help of the batch file *rds.bat*. Switching RDS to loop allows to communicate between GPS and PC for uploading and downloading of GPS data. Switching RDS and GPS both to loop does not make any sense.

Three more connectors are used to power other devices like a PC. Two of them can be switched on and off. The third one is only powered off by the main power switch. The PC automobile adapter uses one of this connectors to allow power supply for the PC. Do not abuse it. The input of the used adapter is 12 V and the output is transformed to 20 V. This way it is possible to empty the internal battery completely by powering the PC. Charge the PC after measurements with its own chargers!

Several fuses on the front panel and inside the power box protect the electronic parts against overload.

Only the motor control unit has a own built-in battery and is charged separately from the power box! The GPS has its own battery and charger but may also be connected to the power box.

### A.1.5 Data acquisition

In figure A.15 to A.20 a typical data acquisition is explained with the help of several flow charts. Due to its complexity the whole measuring process had to be split into six parts. They explain the mounting, operating and dismounting of the equipment. The following sections will explain these flow charts in more detail. The charts are printed together for a better overview. So, a copy of these charts may be used by the field crew as introduction to the RF-EM data acquisition system.

First, all devices have to be connected and a memory card has to be inserted. Switch the datalogger on (or press the reset button on the datalogger if you use a permanent power supply) and

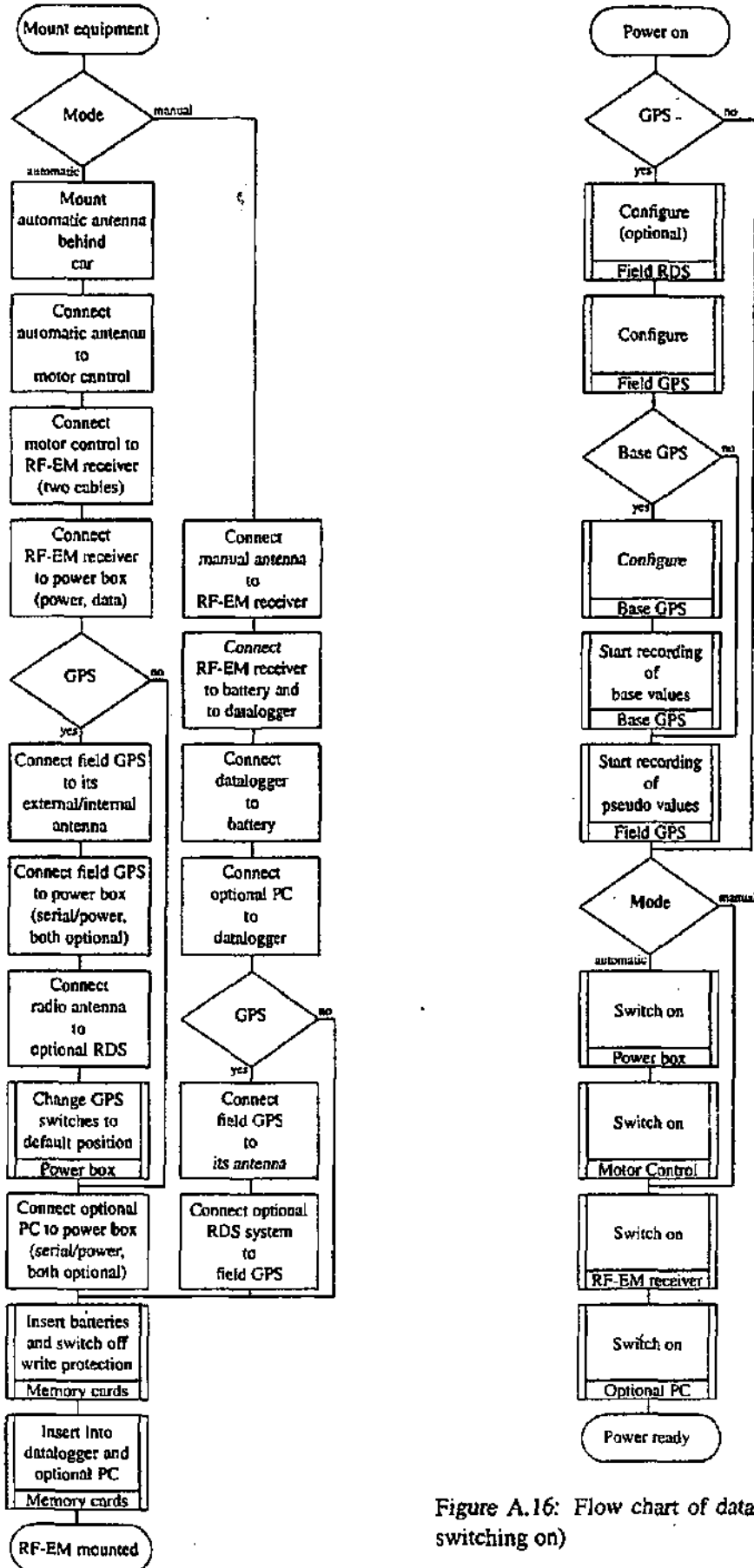


Figure A.16: Flow chart of data acquisition (2/6, switching on)

Figure A.15: Flow chart of data acquisition (1/6, mounting procedure)

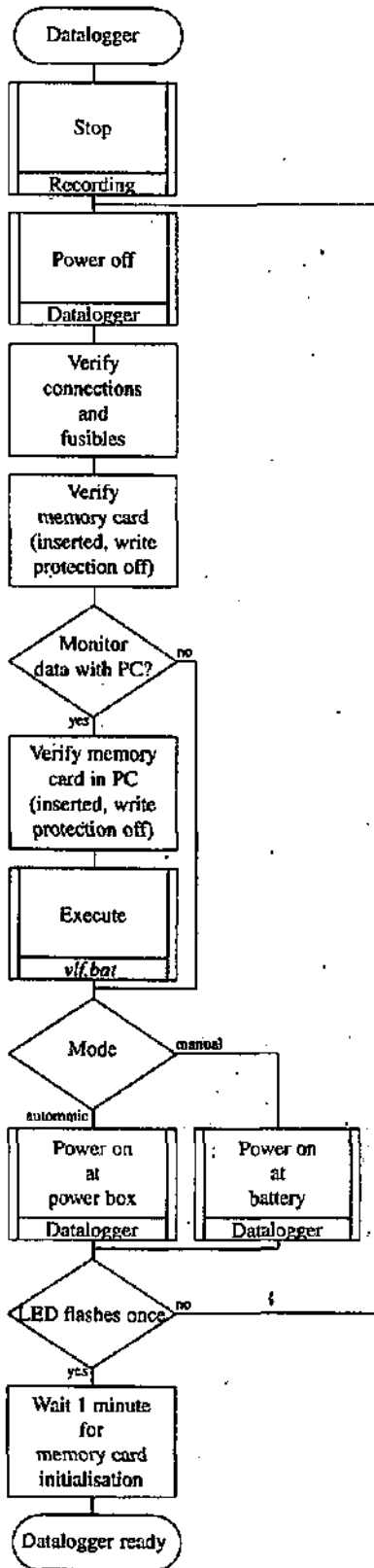


Figure A.17: Flow chart of data acquisition (3/6, preparing datalogger)

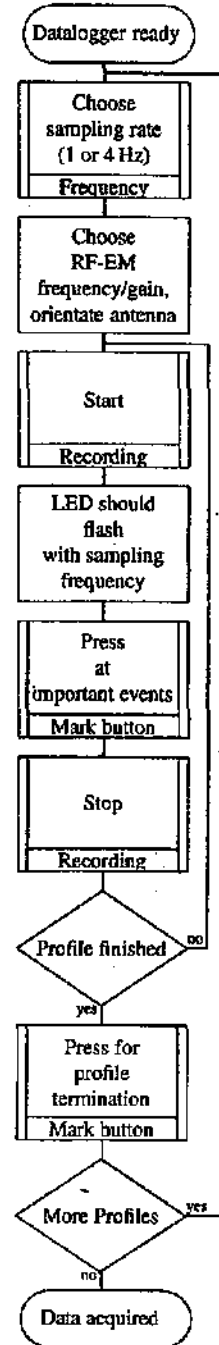


Figure A.18: Flow chart of data acquisition (4/6, recording data)

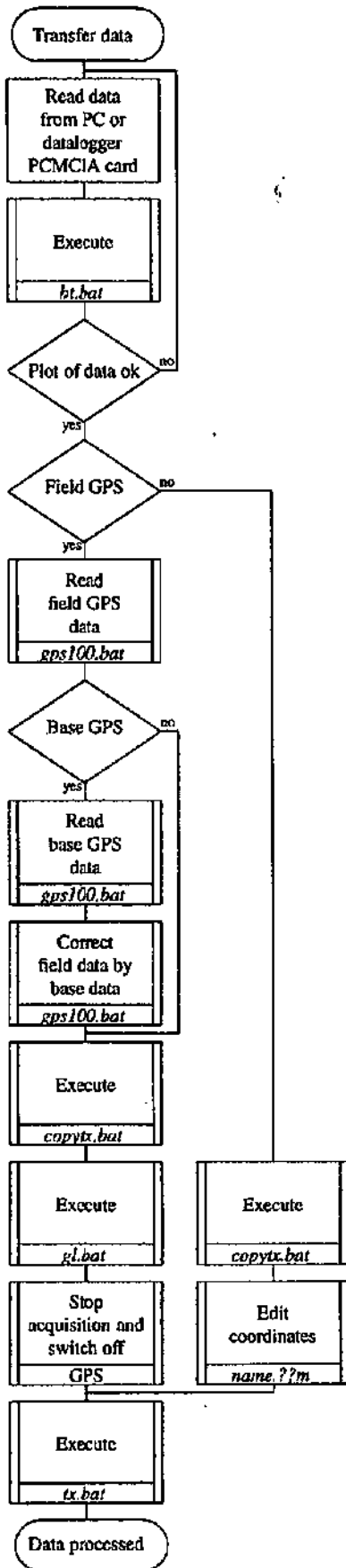


Figure A.19: Flow chart of data acquisition (5/6, data processing)

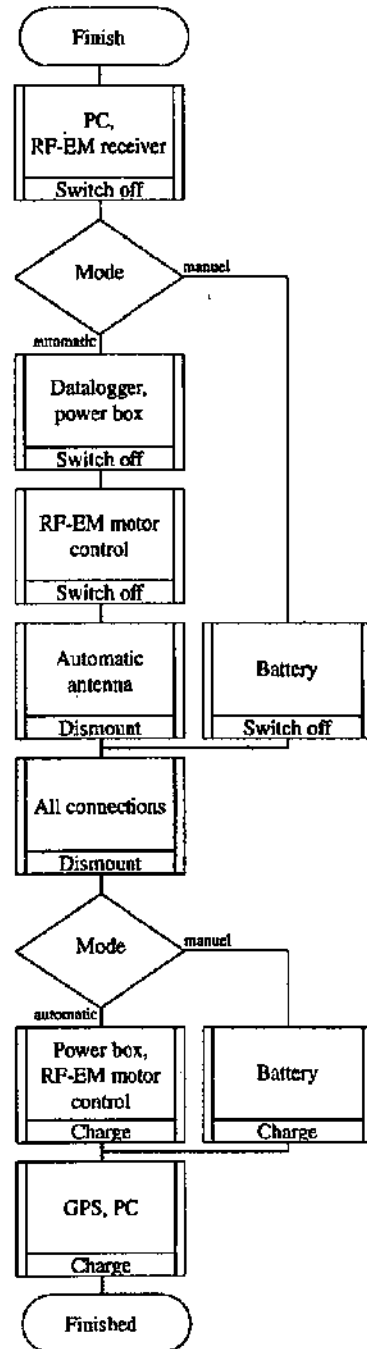


Figure A.20: Flow chart of data acquisition (6/6, finish)

wait one minute for memory card initialization before starting of recording. The LED should flash once when resetting. Repeat the reset, if you have trouble to see the LED flashing. If the LED does not flash or rests burning, all connections and fuses should be checked. No flashing at all is most often due to a missing connection or a broken fusible. A LED burning constantly is most often due to a write protected or missing memory card. Try also if the memory card is well inserted.

The recording button should be switched off, otherwise the data logger will immediately start recording after the initialization of the memory card has finished. While waiting for the termination of the initialization process you may already choose RF-EM frequency and gain. The antenna has to be oriented towards the transmitter. For the *automatic mode* the exact orientation is done by the RF-EM motor control, only an ambiguity of 180° will rest. Therefore the automatic antenna has to be rotated with a special button on the RF-EM motor control box into the opposite direction if necessary. The red marked antenna axis should point towards the transmitter.

After choosing the sampling rate of 1 or 4 Hz press the start button to record the data. The LED flashes with the sampling rate. The mark button should be used to mark every important event, for example, passing a street crossing, beginning and end of cow fences, high voltage lines. These marks are important to correlate measured data and topographical maps. Between two marks with known position the acquisition speed of the car or the person carrying the equipment should be constant, allowing to interpolate geographical positions between two known points.

The Start/Stop button can be used to stop the acquisition for a moment, and to continue afterwards, without beginning a new profile. This is important if you have to wait because of traffic, animals or other profile conditions.

The profile is terminated by pressing the mark button *after* having stopped recording, that is, the mark button is used for two kinds of marks. First, it is used to mark points of particular interest while recording. Second, the marks separate the profiles. The data processing software is able to distinguish these different types of marks and will split up the data into different files corresponding to profiles.

After finishing the desired numbers of profiles, the memory card can be exchanged for later read-

ing by the means of a PC. The new card has to be initialized again before starting a new set of profile records.

The initialization at the beginning prepares the memory card to allow identification of partial last profiles and to terminate them automatically when reading the memory card. This is important if you loose the power connection. After a power interruption you should immediately take out the memory card and read it because reconnecting the power will erase it.

## A.2 Data processing

Several standard procedures have been implemented to allow easy and fast data processing. So, a subsequent data interpretation can be done fast, too. Using all options of the RF-EM system allows to produce three-dimensional plots of the raw, filtered and transformed data immediately after data acquisition. Even a data inversion may be done several minutes after having acquired the last RF-EM data record.

Contrary to mineral exploration with big VLF-EM anomalies the investigation of structures relevant for hydrogeological interpretation demand for a much higher lateral and vertical resolution. These demands result in much higher data acquisition rates than used by standard commercial equipment. Consequently standard calculation sheets (e.g., EXCEL<sup>®</sup>) do not offer the possibility to handle this increased data volume.

Therefore a set of programs has been implemented for data acquisition and processing. So, after some hours of training, the data can be interpreted already while acquiring or directly after recording.

The data is recorded continuously on arbitrary profiles. traditional manual correlation of the data and their position will need some days. With the help of the RF-EM processing package only a few minutes are necessary. All scaling, calculation of coordinates, filtering and creation of plots can be done without user intervention.

The scheme of the basic processing sequence has already been shown in figure A.19 on page A-18. Further options are explained online, when using the programs.

Tables A.4 and A.5 give an overview about the programs and files explained in the following sections. The files needed to create all other files are

program	function	input	output
<i>datalogger</i>	data acquisition		<i>memocard.fin</i>
<i>vlf.bat</i>	data acquisition		<i>memocard.fin</i> <i>memocard.tme</i>
<i>bt.bat</i>	transfer of data after acquisition	<i>memocard.fin</i> ( <i>memocard.tme</i> )	<i>name.bin</i> ( <i>name.tme</i> ) <i>name.??g</i> <i>name.??l</i> <i>name.plt</i> <i>name.dxy</i> <i>name.lbt</i>
<i>copytx.bat</i>	duplicating of files	<i>name.??l</i> <i>name.dxy</i>	<i>name.??m</i> <i>name.pxy</i>
<i>tx.bat</i>	creating corrected files	<i>name.??g</i> <i>name.??m</i> <i>name.pxy</i>	<i>name.??h</i>  <i>name.xyz</i> <i>name.plo</i> <i>name.ltx</i>
<i>gps100.bat</i>	GPS program		GPSfile
<i>gl.bat</i>	create label files with coordinates by using GPS data	<i>name.??l</i> <i>name.tme</i> GPSfile	<i>name.??m</i>
<i>gnuterm.bat</i>	switch to: output on screen		
<i>gnuprint.bat</i>	switch to: hardcopy output		
<i>ca.bat</i>	cleanup, delete redundant files		

Table A.4: Overview about programs in this package and their input and output files (optional files in round brackets)

name	function	backup
<i>memocard.fin</i>	raw binary RF-EM data (format depends on datalogger version)	
<i>memocard.tme</i>	time marks	
<i>name.bin</i>	standard binary RF-EM data	x
<i>name.tme</i>	time marks (identic to <i>memocard.tme</i> )	x
<i>name.??g</i>	raw text files of RF-EM data	
<i>name.??l</i>	raw label text files	
<i>name.plt</i>	GNUPlot command file for raw data	
<i>name.dxy</i>	list of profiles ( <i>name.??g</i> without last character)	
<i>name.??h</i>	text files of RF-EM data with correct coordinates	
<i>name.??m</i>	label text files with correct coordinates	x
<i>name.pxy</i>	list of selected profiles ( <i>name.??h</i> without last character)	x
<i>name.xyz</i>	all data of all files listed in <i>name.pxy</i> for 3D plotting (optional)	
<i>name.plo</i>	GNUPlot command file for corrected data	
<i>name.lbt</i>	log file of <i>bt.bat</i>	
<i>name.ltx</i>	log file of <i>tx.bat</i>	
GPSfile	coordinates (format depending on GPS)	

Table A.5: Overview about function of input and output files

marked in the row titled 'backup'. All files with the corresponding extensions in a directory may be copied to disk by the batch *backvlf.bat*. For detailed explanations and information about further programs and files continue reading these sections. See also section A.3 on pages A-26ff for more details on the file formats.

### A.2.1 Menu — *vm.bat*

The most important programs of the processing package can be started in two ways, directly or with a straight forward menu. The batch *vm.bat* (or *vlf-menu.bat*) allows to do a simple data acquisition and processing step by step. All menu points should be executed in sequence. As result a direct plot of the measured data is possible. *vm.bat* will explain online all necessary data acquisition and processing steps. The explanations in the rest of this documentation are thought only for the more experienced user, who wants to profit from the advanced capabilities of the software package.

Experienced users will prefer using every program separately as described in the following sections. Executing all programs directly offers a much more faster data processing and use of some additional command line options. This allows a plot of the data just a few seconds after finishing of data recording.

After starting *vm.bat* a filename will be asked if not supplied already on the command line. Here and in all other programs the filename should be entered without extension. The following menu items can be chosen:

- [0, 1, 4] A default sampling frequency can be chosen for data sets where the last end of profile mark is missing. Otherwise the sampling frequency will be taken from the previous profile. If only one profile has been recorded, the sampling frequency defaults to 4 Hz if not specified. Possible values are one, four and none for this default value. With the actual improved version of the datalogger it is only important if the last profile has not been terminated correctly (for example, if the power cable has been cut).
- [c] Here the filename can be changed.
- [m] With the help of the program *vlf.bat* recording of the data in the PC and datalogger is possible (by default a PCMCIA memory card has to be in slot e:, see also next subsection). The datalogger memory card may remain in the datalogger and is used just for security reasons. After recording the data the next two menu items are called automatically to convert the data and also to plot again all recorded outphases. This menu item should be chosen for recording data by car. The monitoring of the data while recording helps to understand much easier the correlation between the data, the geological structures and the location. The additional plotting after recording helps to verify the correct transfer of the data. In case of a problem the memory card of the datalogger should be read to compare it with the memory card of the PC.
- [r] In general, when recording data without car no PC will be connected because of its weight. After writing on the memory card in the datalogger the memory card is inserted into the PC, to read and convert the data by using the batch *bt.bat* called by this menu point. Afterwards a graphic can be produced with the next menu item.
- [p] Plotting of the data can be done by this menu item. As with the previous menu point this is done by the batch *bt.bat*. In case of data corruption try to read again the data from the memory card. If the data on the PC memory card are corrupted try to read the memory card of the datalogger. Corruption of data may occur due to a bad connection of the serial cable or due to problems of the PC operating system.
- [d] The standard files containing the label information can be duplicated with this point by calling the batch *copytx.bat*. This procedure is only necessary if a distance calibration is desired. See the next sections for a more detailed description.
- [g] Starts *gps100.bat* to read the GPS data from the GPS. This commercial program needs some more conventional memory (lower 640 kByte of MSDOS® memory). In case of problems you should start it from outside *vm.bat*. In the following sections a more detailed description will follow.
- [e] For further processing leave the menu now. Otherwise start from the beginning and change the file name to record a new data set.

### A.2.2 Recording and plotting of data — *vlf.bat*

This batch should be started after inserting a PCMCIA card into the datalogger and another one into slot *e:* of the PC. `setenv vlf_device=d` allows to change the default storing device. *d* is a single letter. Possible examples are a second PCMCIA slot, a RAM disk, or even the hard disk. Depending on your PC configuration, your default PCMCIA drive may be different from *e* and you should specify it explicitly. Data on the RAM disk will be lost in case of PC problems and writing on the hard disk while moving with the car may cause a hard disk head crash. Therefore the default may be the best choice. If you use the hard disk, be aware that *memocard.fin* and *memocard.time* will rest in the root directory. You should delete them after converting them to the standard *name.bin* and *name.time* files (see also the following subsections). Be aware of the necessary size of the RAM disk, if you need one. 100 kbyte for one hour of recording time should be sufficient, even in case of a lot of short profiles and a lot of marks. The exact size can be calculated with the information on *memocard.fin* in table A.6 on page A.6.

The user interface is self-explaining, the command line syntax is

```
vlf [filename]
```

All signals are plotted while recording. In case of an error this program will stop. If this error is due to an error of the PC (e.g., interception of the data transfer cable or low battery power of the PC), the datalogger is still operational and the data can be obtained from the datalogger memory card. Without errors the data on the datalogger memory card and the PC memory card are identical. Therefore in general the memory cards can remain in the datalogger and the PC using the datalogger memory card as backup. The only difference is the size of data files. On the PC the size increases with the data volume and on the datalogger the size is fixed to 2 Mbyte. The PC records not only the RF-EM data but also time marks into an additional file to allow a correlation of the marks with GPS data.

Turning the laptop into standby modus is allowed when the datalogger is stopped. Switching into standby while recording stops the PC program, but the datalogger will continue recording on its own memory card. After finishing the recording, the data should be read with *bt.bat* (see next section). If you type a filename on the command line of

*vlf.bat* the results will be read automatically from the memory card and plotted by starting *bt.bat* after terminating *vlf.bat*.

*memocard.fin* is written by the datalogger and by *vlf.bat*. The datalogger version is always two Mbytes large, due to the initialization. There are no other differences for *memocard.fin* created by the datalogger or by *vlf.bat*. *vlf.bat* creates also a second file, *memocard.time*. This file contains time information for profile start, marks and profile end. It is needed for correlation with GPS data.

The datalogger is small, light and low power consuming. The use of a hard disk is not necessary and not recommended when passing irregular terrain. No mechanical parts are necessary when using memory cards. Accidentally the memory size of such cards is more limited. Consequently the data has to be stored more efficient, that is, in binary format. Additionally, this binary format is much more convenient for data exchange than text files, which would be ten times larger.

All details of *vlf.bat* are explained online. The program will give a graphical and numerical output of inphase, outphase and reference. Counters for profile number and mark number are displayed, too.

### A.2.3 Reading, converting and plotting of data — *bt.bat*

The standard procedure for data acquisition reads and plots the data with one single program. After inserting the memory card in the PCMCIA slot of the PC, the batch file *bt.bat* allows to read the contents of the memory card using the following syntax with optional parameters enclosed in brackets:

```
bt [filename [1|4, CONVERT|PLOT]]
```

All arguments are optional. The batch *bt.bat* calls the program *bintab*. If no file name is specified this program will ask for one. Only the base name should be specified. Extensions are automatically chosen by the program. The input files are searched in the following order:

1. *name.bin*

This file is the binary output of a previous run of *bintab*. It contains all VLF data. After creating it, the memory card can be erased.

2. *name.fin*

This is the old binary format used until 1995. It is automatically converted to the new format and can be deleted afterwards.

3. *name.dat*

This file is an ASCII file read with a terminal program from the datalogger. It will also be converted to binary format. Afterwards it can be deleted. This file is transferred from the datalogger to the PC with a special serial cable (RS-232) with internal bridge to force the datalogger to read the data and not to write it. This mode is only for experienced user and was used in the development phase of the datalogger. This mode is still used if you record data only with the datalogger without the use of a PC and you want to read it afterwards into a PC without a PCMCIA port. So, this mode allows to use the datalogger as PCMCIA memory card reader. For security, you should enable the write protection of the memory card before resetting the datalogger and starting the data transfer.

4. *memocard.fin*

The name of the file on the memory card is *memocard.fin*. If none of the above files is found, the program searches on disk e: and f: for a memory card file. The environment variable *vlf\_device* (see also on page A-22) allows to specify a different source. The datalogger file size for *memocard.fin* is always equal to the size of the memory card (2 Mbyte). Therefore, this file is converted to a file called *name.bin*, to get smaller files, which can be exchanged more easily. Some error checking allows to terminate the last profile if the end of profile mark is missing. *bt.bat* does not distinguish files created by *vlf.bat* or by the datalogger. You may store several PCMCIA files to the hard disk without conversion. It is always possible to copy *memocard.fin* back to the memory card for conversion with *bt.bat*.

*vlf.bat* creates *memocard.tme* with time information for correlation with GPS data. This file is copied from *memocard.tme* to *name.tme* by *bt.bat*. The datalogger does not write such a file.

After the first conversion all subsequent runs of *bintab* will use the file *name.bin*. If the first conversion was not correct, this file has to be deleted and created again. The conversion can be false, if the last profile was not terminated with an end of profile mark. The program converts such profiles

without end of profile and frequency marks using the following priority sequence:

1. If the sampling range is specified on the command line, this value will be taken.
2. If a previous profile is existing, the same sampling rate is assumed.
3. A default frequency of 4 Hz is assumed.

After converting to *name.bin* the command line sampling range is ignored for all subsequent runs. A correction is only possible, if *name.bin* is deleted and created again with *bintab*.

The mode *convert* allows to prevent plotting of the data. This can be done afterwards with the mode *plot*. The plotting mode needs at least one run of *bintab* without specifying the mode *plot*. Beside the file *name.bin* also text files suitable for a lot of graphical and calculation sheet programs are created. *bintab* calls automatically the public domain program GNUPlot, which allows to plot directly the observed values. The commercial product EXCEL<sup>®</sup> allows less efficient loading and processing of the data. EXCEL<sup>®</sup> may be interesting for publication tasks with a limited number of profiles. Processing of more than ten profiles will take more time than the data recording. There are no limitations for the GNUPlot program. The extension of the text filenames consists of two numbers and the letter g (*name.??g*). Therefore a maximum of 99 profiles can be treated in this way. The format is described in section A.3.

PCMCIA slots are standard for recent laptops. Nevertheless a lot of standard PC's and older laptops lack this possibility. These computers can be connected via serial port (RS-232) to the serial output of the Datalogger. To force the datalogger in the data read mode a special cable with internal bridge has to be used. The datalogger has to be reset. A message READ MEMORY CARD will signal the transfer process. The remote control has to be switched to START. All data including the message READ MEMORY CARD should be stored into a file with the extension *dat*. Several terminal programs running in a WINDOWS<sup>®</sup> environment will loose data due to efficiency problems. Most MSDOS<sup>®</sup> programs are suitable.

The datalogger starts with the transfer of the FAT information of the memory card. After several seconds the profiles are send, separated with blocks of

asterisks (hexadecimal: 2A) and the frequency information. The profiles are finished when only zeros are transmitted.

Beside the described files, some more files are created, which are needed for a more sophisticated processing. They are explained in the next sections.

*bt.bat* creates *name.plt*, a command file for GNU-Plot. You should study the online documentation of GNUPlot to profit from the possibilities of adapting *name.plt* to your needs.

Depending on your computer the error messages of *bt.bat* may pass too fast. Check therefore the log file *name.lbt* for error and information messages.

#### A.2.4 Duplicating of labels — *copytx.bat*

*copytx.bat* copies the label files from *name.??l* to *name.??m*. It copies also *name.dxy* to *name.pxy*. This file allows to choose profiles for converting and for plotting together as three-dimensional graphics. All these files are copied for security reasons. If you use again *bt.bat* you will overwrite *name.??l* and *name.dxy*. Therefore only *name.??m* and *name.pxy* should be edited for further data processing. The format of these files is described in section A.3. The command line syntax is

```
copytx filename
```

#### A.2.5 The GPS system — *gps100.bat* and *gl.bat*

Our GPS system can be used in GPS and in DGPS mode. With a second base GPS at a known position differential corrections can be applied to the field GPS measurements. Study of the GPS manual is necessary for understanding of the application of the GPS together with the RF-EM. In standard GPS mode one position is recorded every second. Doing DGPS demands for a base station which has to record values for a known position simultaneously to the field GPS measurements. The data sets of the field GPS and the base GPS have to be downloaded into a PC and have to be combined to a corrected file by the help of *gps100.bat*. If base station data is not accessible for some reason, the field GPS data can still be converted to standard GPS position data. Therefore the DGPS field mode is always suitable for the processing of RF-EM data. Start and stop the GPS recordings some seconds before and after your RF-EM recordings. You should not interrupt it, even while changing profiles. *gl.bat* (or *gpslab*) will automatically combine the information

of *name.tme*, *name.??l* and the GPS position file to calculate exact coordinates. It will write the result to *name.??m*. The GPS file in

*gl* *gpsfile* *labelfiles* *timecorrection* has to be supplied with file extension to allow treatment of different output files of the GPS. All other files are without extension, as usual. A shift value allows to account for different time zones (PC with local time, and GPS with universal time) and differences due to a missing time synchronization of the PC and the GPS. The GPS values are averaged with a triangle filter of 11 sec to get smoother GPS data. Therefore it is recommended to stop the car at least five seconds before and after a profile. Nonlinear profiles can be recorded by marking changes of profile direction with the datalogger, *gl.bat* calibrates coordinates of profile limits and marks. *tx.bat* uses this information to interpolate the positions between two marks, as explained in the next subsection. You have to start it again for every memory card data set.

This program is still tested. Call *gl.bat* without parameters to obtain more information about the command line parameters. Especially the format of the input files may vary as function of the used coordinate systems. With increasing application of this program more coordinate systems will be implemented. Use a system with coordinates in Meter!

#### A.2.6 Distance calibration of data — *tx.bat*

The program *tx.bat* (or *tabxy*) allows a more sophisticated processing. For a full description start it without parameters and read the explanations. The most important parameters will be explained here.

```
tx [filename [convert|plot|3d]]
```

Further possible options are not needed for standard applications. The most important command line parameter is the file name *name.pxy*. *tx.bat* reads *name.pxy* (format see section A.3) to know which files should be processed together. You should create several *name.pxy* files with self-explaining names to group your profiles (e.g., into NS and WE profiles, different frequencies, etc.). All files in *name.pxy* are converted together from *name.??g* to *name.??h* with the help of the label files *name.??m*. You should have edited *name.??m* or converted them automatically by *gl.bat*.

Copy *name.pxy* to some other file with the same extension if you want to group your files. Edit

*name.pxy* and delete the lines of the files you do not intend to include in such a group. Reasonable combinations are parallel profiles with the same frequency or identical profiles with varying frequencies. You may even extract partial profiles and combine them in different groups.

Copy *name.??g* and *name.??m* to new files with different name but same extensions if you use it in different groups. Otherwise you will convert *name.??g* several times to the same *name.??h* file. If you convert different parts of *name.??g* for each group the resulting *name.??h* files will differ. This feature is important if you forgot to make a profile end mark while recording because in this case you want to create different *name.??h* from the same input file *name.??g*. The described concept allows to convert such a file into two parts corresponding to the single profiles.

Analysis of further effects is possible by creating different *name.pxy* and *name.??m*, e.g., you may want to compare the differences of a profile depending on the number of marks supplied with known position.

`convert` and `plot` are some further self-explaining command line parameters. `3d` is another one. `3d` creates a file *name.xyz* containing all data in one file. This file may be plotted by three-dimensional plotting programs, e.g. Surfer<sup>®</sup> or PV-Wave<sup>®</sup>.

*tx.bat* creates *name.plo*, a command file for GNUPlot. You should study the online documentation of GNUPlot to profit from the possibilities of adapting *name.plo* to your needs. This documentation helps to understand the plotting command files which are created by the RF-EM program package. Inside these command files you will find more information about the data and disabled command lines. Enabling these command lines allows to create more and different graphics than shown by default. E.g., the commands to plot inphase and reference are already included in the command files.

Changing the environment variable `VLF_BTFORMAT` between `xy` (or empty) and `dd` allows to choose if data coordinates should be projected on the coordinate system axes or on the profile axis. This is important for diagonal profiles and non-linear profiles. Changing this variable changes only the column for plotting, not the results of the conversion.

Depending on your computer the error messages of *tx.bat* may pass too fast. Check therefore the log

file *name.ltx* for error and information messages.

### A.2.7 Hardcopy — *gnuterm.bat* and *gnuprint.bat*

Two batches control the behavior of graphical output: *gnuterm.bat* and *gnuprint.bat*. They allow to switch between plotting on screen and printing without changing the GNUPlot command files *name.plo* and *name.plt*. The printer type can be changed by editing *printer.hed* (in the "bat" subdirectory of the vlf-em software package) and starting *gnuprint.bat* afterwards. Next time you call *bt.bat* or *tx.bat* the new printer will be used. Sometimes it will be more efficient to write the data to a file and not directly to a printer port. For more details see the GNUPlot documentation.

### A.2.8 Cleaning up of data directory — *ca.bat*

The batch *ca.bat* calls *cleanall* to delete all redundant files. Only the following files are necessary to obtain all interpreted data again: *name.bin*, *name.tme*, *name.pxy* and *name.??m*.

### A.2.9 PV-Wave

All three-dimensional graphics of RF-EM data in this thesis are plotted with the help of PV-Wave<sup>®</sup>. PV-Wave<sup>®</sup> allows to handle easily the output of *tx.bat* by manipulating the data set as entity. The PV-Wave<sup>®</sup> command files programmed for this thesis allow to handle also newly created data sets without adapting. For further details see the documentation of PV-Wave<sup>®</sup> and the documented source code of the PV-Wave<sup>®</sup> command files.

The main PV-Wave<sup>®</sup> command file is named *all*. It compiles all other command files and starts a menu orientated processing system which allows to filter the data by various filters and to create three-dimensional graphics of the data. It allows to calculate a resistivity from the VLF-EM values after Chouteau *et al.* (1996), too. PV-Wave<sup>®</sup> is a commercial graphics processing package and therefore not documented, here. Start with `@all` from the command line of PV-Wave<sup>®</sup> and follow the online explanations of the command files.

	<i>memocard.fin</i>	<i>memocard.tme</i>
data (4 Hz)	16 byte/s	-
data (1 Hz)	6 byte/s	-
profile marks	1 kbyte	92 byte
normal marks	16 byte	35 bytes
additional information	maximal 1 kbyte	maximal 1 kbyte

Table A.6: Information for calculating the size of *memocard.fin* and *memocard.tme*

Profile	1	started at	26-04-1997 09:38:48
Mark	1	at	26-04-1997 09:40:47
Mark	2	at	26-04-1997 09:41:20
Mark	3	at	26-04-1997 09:41:30
Mark	4	at	26-04-1997 09:41:36
Profile	1	finished at	26-04-1997 09:42:01
Profile	2	started at	26-04-1997 09:42:14
Profile	2	finished at	26-04-1997 09:42:16
Profile	3	started at	26-04-1997 09:42:36
Mark	1	at	26-04-1997 09:43:21
Mark	2	at	26-04-1997 09:43:30
Mark	3	at	26-04-1997 09:43:44
Mark	4	at	26-04-1997 09:44:38
Profile	3	finished at	26-04-1997 09:47:16

Table A.7: Example file for *memocard.tme* and *name.tme*

## A.3 File formats

An understanding of the file formats used in this program package is important for best benefit from all possible options. *memocard.fin* and *name.bin* are binary files and are documented only in the source code of the RF-EM program package. For use of a RAM disk or smaller memory cards the size of *memocard.fin* may be important. The following table A.6 allows to calculate the size of *memocard.fin*. Beside *memocard.fin* also *memocard.tme* uses some space, this is mentioned in the table, too.

Now a list of the most important text files follows. The example file are modified for better integration into the documentation. Exact position of spaces etc. may differ. Most programs do not depend on the exact format. Nevertheless, verify the results if you change the default formats by hand. All files other files, which are not mentioned in the following subsections, but used and created by the RF-EM software package, are less important. They are explained by the used programs, in the source code or they are only needed for external programs.

### A.3.1 *memocard.tme* and *name.tme* — binary files

Both files are identical, the first is still on the memory card, and the second already on the hard disk. The format is standardized. These files should only be edited if you have understood the source code for *gpslab*. They are self-explaining. They contain date and time for every profile start, mark and profile end. *name.bin* and *name.tme* are belonging together. Table A.7 shows an example file for *memocard.tme* and *name.tme*.

### A.3.2 *name.??g* — raw data

These are the main data files. Each line contains one measurement of the following by colons separated parameters: data point number, reference, in-phase, outphase, label1 and label2. The data point number starts with one and is incremented by one for each measurement. Divide this numbers by the recording frequency to obtain the recording duration. The reference is set to minus one million for 4 Hz sampling rate. Only for 1 Hz the reference is really measured and stored. The reference value may therefore serve as identifier for the used fre-

651,	-1000000.0,	-6.5,	2.6,	0,	0
652,	-1000000.0,	-4.0,	1.8,	3,	1
653,	-1000000.0,	-1.4,	2.3,	0,	0
654,	-1000000.0,	-1.0,	1.8,	0,	0
655,	-1000000.0,	1.4,	1.8,	0,	0
673,	-1000000.0,	-0.2,	1.8,	0,	0
674,	-1000000.0,	-0.5,	1.8,	0,	0
675,	-1000000.0,	-3.1,	1.7,	4,	1
676,	-1000000.0,	-4.1,	3.1,	0,	0

Table A.8: Example file (only partial) for *name.??g*: point number, reference, inphase, outphase, label number, label flag

0,	1,
1,	481,
2,	610,
3,	652,
4,	675,
0,	772,

Table A.9: Example file for *name.??l*: label number, point number

quency and the output format does not depend on the existence of the measurements of the reference. Inphase and outphase are in percent. Labels are generally zero. Only at measurements where you pressed the datalogger mark button label2 is set to 1. The first label (label1) is set to a value which increases by one every time you press the datalogger mark button. The second label column can be used to print the labels together with the data. The first column is for orientation purposes and may be used to name the labels in a plot. Table A.8 shows an example file for *name.??g*.

### A.3.3 *name.??l* — label file without coordinates

These files contain two columns, each terminated by a colon. The first contains the label numbers and the second the data point numbers where these labels were recorded. The first line contains al-

ways 0, 1 as profile start and 0, last data point number as profile end value. This is important for *tabxy*. In the source code you will find hints, how to extract only parts of a profile by manipulating these values. Table A.9 shows an example file for *name.??l*.

### A.3.4 *name.dxy* and *name.pxy* — profile list

Both files are identical by default, but only the second one should be edited. Copy this file to other files with the same extension but different names, to group your files. This is important if you want to create three-dimensional graphics with parallel profiles. Use self-explaining names. *name.pxy* contains four lines for each profile. The first line specifies the profile name. It includes two digits for the profile number. Name and extension are separated by a point. The letter "g" will be assumed as third

```
260497f1.01
```

```
1
```

```
0
```

```
0
```

```
260497f1.02
```

```
1
```

```
0
```

```
0
```

```
.
```

```
.
```

```
.
```

Table A.10: Example file for *name.dxy* and *name.pxy*: filename (extension without last character), factor (use -1 for changing sign), first and last data point (use 0 to include all points)

```
0, 1, 0, 0
1, 481, 490, 510
2, 610, 870, 930
3, 652, 880, 950
4, 675, 900, 950
0, 772, 1000, 1000
```

Table A.11: Example file for *name.??m*: label number, point number, *x*-coordinate, *y*-coordinate

```
.
.
.
879.76, 949.52, 2.6, 0, 0, 0.00, -6.5, -1000000.0
880.00, 950.00, 1.8, 3, 1, 0.53, -4.0, -1000000.0
880.87, 950.00, 2.3, 0, 0, 1.40, -1.4, -1000000.0
881.74, 950.00, 1.8, 0, 0, 2.27, -1.0, -1000000.0
882.61, 950.00, 1.8, 0, 0, 3.14, 1.4, -1000000.0
.
.
.
898.26, 950.00, 1.8, 0, 0, 18.79, -0.2, -1000000.0
899.13, 950.00, 1.8, 0, 0, 19.66, -0.5, -1000000.0
900.00, 950.00, 1.7, 4, 1, 20.53, -3.1, -1000000.0
901.03, 950.52, 3.1, 0, 0, 21.69, -4.1, -1000000.0
.
.
.
```

Table A.12: Example file (shortened) for *name.??h*: *x*-coordinate, *y*-coordinate, outphase, label number, label flag, distance to profile start, inphase, reference

extension character. There are no restrictions for the combination of these files. You may combine all your profiles from different memory cards into one big data set. The second line defaults to 1. Specify -1 if you want to flip the curve. If you did not orient your antenna always in the same direction you may need this option to get comparable profiles. If you do not know the real direction of your

transmitters and you want to compare the results of two different transmitters, you may need this option, too. Other values for this second line allow to scale the data. The next two lines specify the first and last data point. The defaults of zero force *tabxy* to take all data points. Be carefully when mixing up first and last data point specifications in *name.??m* and *name.pxy*. Check the output of such complex operations. Make copies of *name.??g* and *name.??m* with a new name when using them for several conversions. (See also the subsection on *tx.bat* on pages A-24ff.). Otherwise new conversions will overwrite older conversions. Table A.10 shows an example file for *name.dxy* and *name.pxy*.

### A.3.5 *name.??m* — label file with coordinates

These files contains the same columns as *name.??l*, plus two columns for *x* and *y* coordinates. The columns are separated by colons. *gl.bat* will create these files automatically. If you have to edit them by hand you have to create them with *copytx.bat* and to delete the lines where you do not know coordinates or where you do not want to specify coordinates. The coordinates in between are interpolated. You should always supply coordinates for the first and last data point.

The source code of *tabxy* gives some hints for very experienced users, which want to shorten profiles by ignoring the last recommendation: *tabxy* starts its conversion with the first point you supply and stops the conversion with your last point. You may even specify points without an existing mark because the first column of *name.??m* is ignored by *tabxy*. *tabxy* uses the second column with the data point number for finding the correct point. Be careful! This is an advanced option. You should check the output for errors: Especially when mixing the possibilities of *name.??m* and *name.pxy* (see previous subsection) the data points chosen by *tx.bat* may differ from the data points you wanted to choose.

If the starting and ending points are correct, profiles from right to left will be converted automatically to the standard convention starting at the left and going to the right. Therefore no limits are specified for the profile acquisition directions. *tabxy* will execute automatically all necessary conversions. Table A.11 shows an example file for *name.??m*.

### A.3.6 *name.??h* — data on profiles, with coordinates

These files contain the transformed data in columns separated by colons. The first two columns are the *x* and *y* coordinates, followed by outphase, label1 and label2. The next column specifies the distance. It is increased every data point by the difference between this point and the previous point. If you are recording on curved profiles, this distance has no relation with the distance to the first point. If you are profiling on lines, this distance is equal to the distance from the actual data point to the first data point. *VLF\_BTFORMAT=xy* (or empty) and *VLF\_BTFORMAT=dd* specifies which columns should be used for profile plotting. The first one is suitable for plotting profiles which are nearly on the *x*-axis or *y*-axis. *tabxy* evaluates for every profile again the abscissa, i.e., you may mix up profiles for both axes in one *name.pxy* file.

*name.??h* are not changed if you specify a different plotting mode by changing the environment variable *VLF\_BTFORMAT*. You may change the variable and restart *tx.bat* with the option *plot*. The plotting file will be adapted automatically to the new situation. No data conversion is needed.

Inphase and reference are the last two columns. Previous versions of *name.??h* did contain less information. The sequence of the parameters is therefore determined by the historic development. It is still compatible with ancient versions of the VLF-EM program package. Table A.12 shows an example file for *name.??h*.

### A.3.7 *name.xyz* — data on surface, with coordinates

This file combines data of all profiles specified in *name.pxy*. The columns are separated by colons. The first two columns represent *x* and *y* coordinates. They are followed by outphase, label1, label2, data point number and profile name. The data point numbers start with 1 for every new profile if not shortened as mentioned already in the subsection on *tx.bat* on pages A-24ff. The format of the profile names is identical to the format in *name.pxy*. The next two columns represent inphase and reference. Table A.13 shows an example file for *name.xyz*.

.
.
.
879.76, 949.52, 2.6, 0, 0, 651, 260497ff.01, -6.5, -1000000.0
880.00, 950.00, 1.8, 3, 1, 652, 260497ff.01, -4.0, -1000000.0
880.87, 950.00, 2.3, 0, 0, 653, 260497ff.01, -1.4, -1000000.0
881.74, 950.00, 1.8, 0, 0, 654, 260497ff.01, -1.0, -1000000.0
882.61, 950.00, 1.8, 0, 0, 655, 260497ff.01, 1.4, -1000000.0
.
.
.
898.26, 950.00, 1.8, 0, 0, 673, 260497ff.01, -0.2, -1000000.0
899.13, 950.00, 1.8, 0, 0, 674, 260497ff.01, -0.5, -1000000.0
900.00, 950.00, 1.7, 4, 1, 675, 260497ff.01, -3.1, -1000000.0
901.03, 950.52, 3.1, 0, 0, 676, 260497ff.01, -4.1, -1000000.0
.
.
.

Table A.13: Example file (shortened) for *name.xyz*: *x*-coordinate, *y*-coordinate, outphase, label number, label flag, point number on profile, source file, inphase, reference

### A.3.8 GNUPlot command files *name.plt* and *name.plo* — producing graphics

The GNUPlot command files *name.plt* and *name.plo* contain some lines for adapting the plotting ranges and the data column choice. Some of them are commented out. Some knowledge of GNUPlot helps to profit from this additional information. Table A.14 shows an example file for *name.plt* and table A.15 for *name.plo*. For plotting of inphase and reference you have to remove the comment signs '#'.

### A.3.9 *name.lbt* and *name.ltx* — logfiles

Table A.16 shows an example file for the logfile *name.lbt* of the program *bt.bat* and table A.17 for the logfile *name.ltx* of the program *tx.bat*.

### A.3.10 GPS files

The GPS uses its own special formats. Some of them are in text form. *gpslab* supports only universal UTM/UPS and Swiss coordinates, but the source code may easily be adapted to other metric systems. Table A.18 shows an example file for one possible format of the GPS output file in Swiss coordinates with WGS84 as reference geoid. The example file contains several tracked positions and one waypoint.

## A.4 Directory Structure

The installation procedure creates a directory "vlf-em" on disk "c:" and stores all programs in separated subdirectories. A "bat" subdirectory containing all described batches is added to the system path. A "data" subdirectory is used to store the VLF-EM data. It is strongly recommended to create further subdirectories in this directory to prevent confusion between different measurements. Use self-explaining and unique names for your data!

It is possible to create the installation package from an installed version of the VLF-EM software package: The batch *makeinst.bat* stores the complete package in the subdirectory "install" and a version without sources in "sinstall". The graphics package is always stored in "install2". All directories contain most files in compressed form. Batches and executables for decompressing are automatically copied to the mentioned directories, too.

## A.5 Software Installation

The software consists of two installation disks. The RF-EM programs are installed by booting from the first disk or by starting *vlf\_inst.bat* on the first disk. After finishing with the first disk you will be prompted for the second disk, to install the free graphics software (GNUPlot). Versions for

```

save set "gnuplot.set"
# height of labels
lab(x) = x*5
load "vlf-em.hed"
# no legend
set nokey
# For original data it is better to see the data.
  set data style points
# set data style dots
# set data style linespoints

set title "outphase of T.01G"
plot "T.01G" using 4, "T.01G" thru lab(x) using 6 with impulses
load "pause"

set title "outphase of T.02G"
plot "T.02G" using 4, "T.02G" thru lab(x) using 6 with impulses
load "pause"

#set title "inphase of T.01G"
#plot "T.01G" using 3, "T.01G" thru lab(x) using 6 with impulses
#load "pause"

#set title "inphase of T.02G"
#plot "T.02G" using 3, "T.02G" thru lab(x) using 6 with impulses
#load "pause"

#set title "reference of T.01G"
#plot "T.01G" using 5, "T.01G" thru lab(x) using 6 with impulses
#load "pause"

#set title "reference of T.02G"
#plot "T.02G" using 5, "T.02G" thru lab(x) using 6 with impulses
#load "pause"

set out
load "gnuplot.set"

```

Table A.14: Example file (shortened and simplified) for *name.plt*

MSDOS<sup>®</sup> and Win95<sup>®</sup> will be installed. Depending on the used operating system the RF-EM processing system will automatically switch between these versions of GNUPlot. The installation procedure is self-explaining. Further information about GNUPlot can be obtained from the online documentation. All RF-EM programs are supplied with source. The kernel is compiled with Lahey Fortran F77 and some programs for interfacing with the serial port and producing online graphics are

compiled with the free GNU C compiler (Version DJGPP 2.7.0 with DOS-Extender "cwsdpmi"). For graphical presentation the free program GNUPlot is used. To allow large data sets on MSDOS<sup>®</sup> the version with the "emx" DOS-Extender is used. All programs run with MSDOS<sup>®</sup> 6 or Win95<sup>®</sup>. Under Win95<sup>®</sup> only the Fortran Extender will be used. For the other programs Win95<sup>®</sup> memory managers will be used. All WINDOWS<sup>®</sup> versions of WGNUPlot should be stopped before running

```

save set "gnuplot.set"
# height of labels
lab(x) = x*5
load "vlf-em.hed"
# no legend
set nokey
# gives nicer plots than points
#set data style line
set data style points
#set data style dots
set xrange [ 879.762 : 901.031 ]
#set xrange [ 949.524 : 950.515 ]
set yrange [ 1.70000 : 3.10000 ]
#set yrange [ -6.50000 : 1.40000 ]
#set yrange [ -0.100000E+07: -0.100000E+07]
set title "outphase of 260497ff.01"
plot "260497ff.01h" us 1:3,"260497ff.01h" thru lab(x) us 1:5 w i
#load "pause"
#set title "inphase of 260497ff.01"
#plot "260497ff.01h" us 1:7,"260497ff.01h" thru lab(x) us 1:5 w i
#load "pause"
#set title "reference of 260497ff.01"
#plot "260497ff.01h" us 1:8,"260497ff.01h" thru lab(x) us 1:5 w i
load "pause"
set out
load "gnuplot.set"

```

Table A.15: Example file (shortened and simplified) for *name.plo*

a program of the RF-EM package. Otherwise the graphics will not start automatically and has to be charged manually.

With MSDOS<sup>®</sup> 6 use the EMM386 memory manager of WINDOWS<sup>®</sup> 3.1 and not of MSDOS<sup>®</sup>. The MSDOS<sup>®</sup> version is slow together with Lahey Fortran and may have problems supporting the memory extender of GNUPlot. There are further problems with this memory manager: The version of GNUPlot used with memory extender needs the parameter RAM or NOEMS for the memory manager. The memory extender of GNU C compiler prefers NOEMS to work most effective. The GPS software demands for EMS memory, so RAM or no parameter should be specified. Otherwise very big file cannot be charged. A possible solution with Win95<sup>®</sup> is to use different configured DOS-Shells for different tasks.

The correct configuration of the memory managers is very important. Use of three different DOS-Extender may lead to some performance degrada-

tion when being misconfigured or when conflicting with other installed software. The installation process tries to find a good compromise without performance degradations. Since MSDOS<sup>®</sup> is only a 8 bit operating system and all programs of the RF-EM package have to use 32 bit due to the interpreted data quantities, a success cannot be guaranteed. Without 32 bit access, only the lower 640 kByte can be addressed. Some compiler limit variable fields even to 64 kByte segments. Even half an hour RF-EM data acquisition of only one parameter needs already variable fields of more than 64 kByte.

It is not recommended to work with WINDOWS<sup>®</sup> 3.1. Do not use real time recording of the data in a window of Win95<sup>®</sup>. Use the full screen mode of Win95<sup>®</sup> or use MSDOS<sup>®</sup> 6. Due to strong performance problems of all WINDOWS<sup>®</sup> versions up to Win95<sup>®</sup> no real time recording is possible in DOS Shells. Data of the serial port is buffered, but data loss is still possible

```

.
.
Syntax: BINTAB filename (without extension) [frequence]
.
.
Version 2.7a
04.03.97
VLF-2

260497f1.bin found.

Converting to ASCII files.

Opening file 260497f1.01g and 260497f1.01l recorded with 4 Hz.
label          1 at point          481
label          2 at point          610
label          3 at point          652
label          4 at point          675
              772 points
Opening file 260497f1.02g and 260497f1.02l recorded with 4 Hz.
              6 points
.
.

```

Table A.16: Example file (shortened) for *name.lbt*

and time marks are false if you ignore this hints.

All free programs are standard utilities which can be downloaded from nearly every server with public domain PC software. Beside the GNUPlot package several smaller programs are included: *comm* for buffering of the serial port and *tee* for logging of output simultaneously to a terminal and a file.

The GPS software transferring data from a large GPS, handheld GPS and radio receiver to a PC and vice versa are listed in table A.19. If you intend to

batch	executable
<i>gps100.bat</i>	<i>c:\gps100\pc100s2.com</i>
<i>gps.bat</i>	<i>c:\gps\pcx5.com</i>
<i>rds.bat</i>	<i>c:\gps\rtcmon.exe</i>

Table A.19: Location of executables invoked by GPS batches

use these commands you have to install the commercial GPS software packages. Adapt the batches if you install other GPS software. The commer-

cial software is needed only for transferring of GPS data between GPS and PC and for the calculation of differential corrections. Existing position files can be converted by the RF-EM software package (*gl.bat* and *gpslab*) without additional installation steps. Due to some standardization of commercial GPS systems, the RF-EM program package should even be able to integrate such other systems.

Starting *makeinst.bat* will create three subdirectories (*install*, *sinstall* and *install2*) for creating a new installation disk set. The first directory contains the first disk including the source code. The second directory is without source code for creating a smaller first disk (and for distribution purposes). The third directory contains the second disk with the free graphics programs. The data are already compressed. Copy the complete directories to the corresponding disks. Include also the command files. Install a boot system on the first disk with *sys a:* or *sys b:* if you want to make it bootable.

```

.
.
.
Version 2.0.2

Syntax:
tabxyz [filename [plot,convert,3D,Jeanin,GnuThree,all]]
Do NOT supply extension!

plot: no converting
  output: filename.plo (plot command file)
convert: no plotting
  output: filename.??h (data)
3D: threedimensional files for GNUPlot or Surfer
  output: filename.xyz and filename.pl3
      (3D-data and plot command file)
Jeanin: threedimensional file for PYJ's cave program
  output: filename.xy1 and filename.xy2 (data and zero line)
GnuThree: same for GNUPlot
  output: filename.da1 and filename.da2 (data and zero line)
all: select all options

Env-variable for distance plotting mode:
set VLF_BTFORMAT=dd for differential
xy or empty for paralell to axis
Actual distance format: xy=parallel to axis)

General 3D mode on.
Conversion mode on.
Plotting mode on.
Creating *.xyz containing all data.
Handling files 260497ff.01?
.
.
.
min/max of x/y
      879.762          901.031          949.524          950.515
min/max of out/in/ref:
1.70000 3.10000 -6.50000 1.40000 -0.100000E+07 -0.100000E+07

```

Table A.17: Example file (shortened) for *name.ltx*

## A.6 Software Problems

Some PCs have problems when booting MSDOS<sup>®</sup> with a memory card initialized by the datalogger. Eject the memory card and insert it after booting. Win95<sup>®</sup> on the other side seems to have less problems.

Pay attention to the initializing variables in Win95<sup>®</sup>. Variables initialized in *autoexec.bat*

are global whereas initializations in a DOS shell are only local to that shell.

All software has been written in Fortran or C to be used on standard MSDOS<sup>®</sup> computers. Cheap laptops allow a verification of the data recording and a first interpretation directly while or after measuring. The standard limits of 64 kByte for data segments and less than 640 kByte for programs and data are far too small for serious applications.

```

H SOFTWARE NAME & VERSION
I PC100S2 3.03
.
.
H R DATUM          IDX DA          DF          ...
M E WGS 84        105 +0.000000e+00 +0.000000e+00 ...

H COORDINATE SYSTEM
U SWISS

H EASTING NORTHING DATE      TIME      ALT      ; track
T 567845 207975 12-AUG-96 11:58:26 +0520.0
T 567846 207976 12-AUG-96 11:58:27 +0518.0
T 567847 207969 12-AUG-96 11:58:28 +0514.0
.
.
.
T 567847 207977 12-AUG-96 11:59:13 +0519.0

H IDNT EASTING NORTHING DATE      TIME      ALT      ATTR      ...
W 4      567846 207974 12-AUG-96 11:59:13 +0522.8 _____ ...

```

Table A.18: Example file (shortened and modified) for GPSfile

Therefore all the used program depend on DOS-Extender making the complete computer memory available. These DOS-Extender require a 80386 or bigger.

Some older graphics cards do not support the VESA standard, which is required for some of the graphics output of the VLF-EM package. Try to use one of several Public Domain programs offering a software emulation.

Insert a command similar to

```
shell=c:\dos\command.com /p /e:xxxx
```

into your *config.sys* with *xxxx* equal to 2000 or more for sufficient environment space. Otherwise certain batches will not succeed. In case of problems the log files *name.lbt* and *name.ltx* may help you. You have to adapt the path for *command.com* corresponding to your personal configuration.

*name.lbt* and *name.ltx* write a logfile to *name.lbt* respectively *name.ltx*. If the messages of *bt.bat* and *tx.bat* pass to fast on your computer you should look up the logfiles and search for error messages, especially concerning the environment space.

Some of the batches used for the processing depend on standard MSDOS® commands (*copy*, *echo*, *type* and others).

Long file names of Win95® are not supported for

sake of compatibility.

Only disk drive a: is supported as source for installation because nowadays only few computers are equipped with a second disk. The changes in the installation files can be done by hand in the case of need.

Operator errors while using a datalogger without PC monitoring may lead to confusing situations if you missed some marks. If you record a very short profile without moving and even perhaps without data but with a well defined sequence of marks (for example three marks very close together), this may help to separate correct profiles from faulty profiles when trying to identify profiles after reading them from the memory card. Carefully taking notes will save you a lot of work! Do not forget to note the used frequencies.

Some PC cigar light adapters drain strongly the battery because they transform 12V to some higher voltage. In this case you should use the car cigar light plug. If your car has only a small battery use this option only while running the motor.

Depending on the computer configuration and the producer of the memory card you may observe problems in formatting the memory card. Insert the card into the datalogger and initialize it there. Wait one minute. The datalogger initialization comprises

MSDOS<sup>®</sup> compatible formatting.

Problems while using Win95<sup>®</sup> may vanish after rebooting. They are due to severe bugs in this operating system.