

Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie (Koordination)
Geophysik GGD, Leipzig
K-UTECH GmbH, Sondershausen
Dr. A. Schwandt, Erfurt

Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Hannover
Fraunhofer Gesellschaft, EADQ, Dresden

Abschlussbericht

Geophysikalische Erkundung als Beitrag zur Bewertung der Langzeitsicherheit von Endlagern und Untertagedeponien

Forschungsvorhaben

02 C 0851 - Geosonar- und Ultraschallverfahren

(Projektleiter: Dr. H. Kühnicke, EADQ Dresden)

02 C 0861 - Geoelektrik, Seismik, Geologie

(Projektleiter: Prof. Dr. F. Jacobs, Universität Leipzig)

02 C 0871 - Elektromagnetik, Georadar und Quantitative Charakterisierung von
Problemzonen

(Projektleiter: Prof. Dr. R. Schulz, GGA Hannover)

Laufzeit: 1.7.2001 – 31.12.2003

Die diesem Bericht zugrundeliegenden Vorhaben wurden mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung unter den oben genannten Förderkennzeichen gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt bei den Autoren.

Bearbeiter:

A. Just, Y. Krause, A. Tuch, R. Knieß, F. Jacobs (Uni Leipzig)

A. Schuck, V. Schmidt, F. Rost (Geophysik GGD Leipzig)

U. Lindner, Th. Schicht (K-UTECH GmbH Sondershausen)

A. Schwandt (Erfurt)

G. Kurz, J. Igel, R. Schulz (GGA Hannover)

E. Schulze, H. Kühnicke (EADQ Dresden)

Leipzig, Juni 2004

Inhalt

1	Einleitung	3
2	Geologie, Geoelektrik, Seismik	6
2.1	Geologische Situation am Referenzstandort Sigmundshall	6
2.1.1	Erkundungs- und Erkenntnisstand	6
2.1.2	Allgemeine geologische Situation	7
2.1.3	Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiet	8
2.2	Messlokation	9
2.3	Geoelektrik	11
2.3.1	Geoelektrische Untertagemessungen	11
2.3.1.1	Messverfahren	11
2.3.1.2	Messungen am Referenzstandort	13
2.3.1.3	Datenbearbeitung	15
2.3.1.4	Auswertung der Messungen	19
2.3.1.5	Ergebnisse der Untertagemessungen am Referenzstandort	20
2.3.1.6	Messungen an weiteren Standorten (Asse, Teutschenthal)	22
2.3.2	Finite Elemente Modellierungen	31
2.3.2.1	Modellierungsprogramme FEMLAB und ggfem3d	31
2.3.2.2	Halbraum-Vollraum-Übergang	32
2.3.2.3	3D-Effekte durch leitfähige Störkörper	34
2.3.2.4	Einfluss des Grubengebäudes	35
2.3.2.5	Ergebnisse der 3DFE-Modellierungen	37
2.3.3	Labormessungen zur Abhängigkeit des spezifischen elektrischen Widerstandes von Salzgestein vom Wassergehalt	38
2.3.3.1	Wassergehaltsbestimmung mit dem Karl-Fischer	38
2.3.3.2	Wassergehalt und Dichte von Proben aus dem Stoß der Referenzmessstrecke	39
2.3.3.3	Simultane Karl-Fischer-Wassergehalts- und Widerstandsmessungen	40
2.3.4	Zusammenfassung	46
2.4	Seismik	49
2.4.1	Messverfahren	49
2.4.2	Messungen am Referenzstandort	50
2.4.2.1	Technische Übertragbarkeit	50
2.4.2.2	Messkonfiguration	51
2.4.2.3	Messdaten	54
2.4.3	Datenbearbeitung	56
2.4.4	Ergebnisse	57
2.5	Literatur	60
3	Elektromagnetik, Georadar	62
3.1	Elektromagnetik	62

3.1.1	Messprinzip der elektromagnetischen Induktion	62
3.1.2	Durchführung der Messungen und Datenbearbeitung	62
3.1.3	Eindimensionale Interpretation	63
3.1.4	Dreidimensionale Modelle	64
3.1.5	EM-Messungen in Bischofferode	68
3.1.6	Zusammenfassung	71
3.2	Georadar	72
3.2.1	Messprinzip	72
3.2.2	Strukturerkundung und Richtungsortung	74
3.2.3	Detektion von Feuchtezonen durch pseudotomographische Messungen	77
3.2.4	Frequenzabhängiges Reflexionsverhalten von Feuchtezonen	79
3.2.5	Zusammenfassung	83
3.3	Literatur	83
4	Sonar	85
4.1	Verfahren	85
4.1.1	Grundlagen	85
4.1.2	Sende- und Empfangsprüfköpfe	85
4.1.3	Datenakquisitionssystem AE.engine	87
4.1.4	Bewertungsalgorithmen	89
4.1.5	Laborversuche zur Optimierung des Messsystems	89
4.2	Messkampagnen am Referenzmessort	93
4.3	Aufbereitung der Messdaten	94
4.3.1	Überblick	94
4.3.2	Normierung der Messdaten	95
4.3.3	Bildung der Hilbert-Envelope	97
4.3.4	Rekonstruktion	99
4.4	Rekonstruktionsergebnisse	101
4.5	Schlussfolgerungen, Ausblick	108
4.6	Literatur	109
5	Komplexe Auswertung und Interpretation	110
5.1	Geophysikalisches Modell	112
5.2	Charakterisierung von Problemzonen	116
5.2.1	Streckennaher Bereich um 0 m	116
5.2.2	Anhydritscholle	120
5.2.3	Laugenvorkommen in der Horizontalbohrung HB1	121
5.2.4	Kombination der Methoden	123
5.2.5	Anomalieindex	124
5.2.6	Literatur	125
5.3	Geologische Interpretation	126
6	Zusammenfassung und Ausblick	129

Anhang: Photographische Stoßaufnahmen

1 Einleitung

Ehemalige Bergwerke, insbesondere Salzbergwerke mit ihren großen Abbaukammern und Schächten im bis zu 800 m mächtigen Hauptsalz des Zechsteins, werden genutzt, um gefährliche chemisch-toxische oder radioaktive Abfälle in Endlagern oder Untertagedeponien (UTD) zu verwahren. Ein Multibarrieresystem aus technischer, geotechnischer und geologischer Barriere (Gestein) muss hierbei die Kontamination der Umgebung verhindern.

Die untertägige Erkundung der geologischen Barriere, insbesondere die Detektion von Klüftzonen, Laugentaschen, Feuchtezonen und Schichtgrenzen sowie ihre möglichst genaue Vermessung und Bewertung sind wichtige Voraussetzungen für detaillierte Planungen und qualifizierte Langzeitsicherheitsnachweise von Endlagern und Untertagedeponien.

Da ein Eingriff in das Gebirge durch Bohrungen wegen der irreparablen Folgen im wesentlichen ausgeschlossen werden muss, kommen für die Aufgabe geophysikalische Messverfahren in Frage, die zerstörungsfrei eine Erkundung in das Unverritzte hinein ermöglichen. Bei der untertägigen Lagerstätten erkundung im laufenden Betrieb von Bergwerken tragen geophysikalische Methoden gemeinsam mit gezielt niedergebrachten Bohrungen zur Kostenreduktion und zu einem Gewinn an Sicherheit bei.

Allerdings sind die Bedingungen für die Anwendung geophysikalischer Methoden untertage im Salzgestein nicht günstig:

- durch den Streckenverlauf der Schächte sind bestimmte Messanordnungen vorgegeben,
- die Messanordnung befindet sich im Vollraum, dadurch ergibt sich eine größere Mehrdeutigkeit der Messsignale als an der Erdoberfläche, und die Interpretation ist erschwert (Einflüsse aus allen drei Raumrichtungen),
- untertage herrschen schwierige Umgebungsbedingungen.

Die Aussagesicherheit kann einerseits durch die Optimierung der Einzelverfahren und andererseits vor allem durch den kombinierten Einsatz mehrerer Verfahren mit unterschiedlichen physikalischen Wechselwirkungsmechanismen erhöht werden.

Mit dieser Zielstellung wurden drei miteinander gekoppelte Ausgangsvorhaben (Fkz. 02C0558, 568, 578, Laufzeit 1998 bis 2001) durchgeführt, an denen

- das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA) Hannover (Georadar und elektromagnetische Methoden),
- das Institut für Geophysik und Geologie der Universität Leipzig (Goelektrik) und den Firmen Geophysik GGD Leipzig und K-UTEC Sondershausen (seismische Methoden) sowie dem Ingenieurbüro Dr. Arnold Schwandt, Erfurt (Geologie) als Unterauftragnehmer,
- die Fraunhofer-Einrichtung für Akustische Diagnostik und Qualitätssicherung (EADQ) Dresden (Sonar)

beteiligt waren. Es wurde ein komplexes Mess- und Auswertinstrumentarium für die untertägige Erkundung von Problemzonen der geologischen Barriere von Endlagern und UTD im Salinar entwickelt und erfolgreich erprobt (KULENKAMPPF et al. 2002, KURZ et al. 2002).

Mit Hilfe der Kombination leistungsstarker geophysikalischer Verfahren (Seismik, Goelektrik, Georadar, Elektromagnetik und Sonar) konnte im ehemaligen Kali-Bergwerk Bischofferode (Südharz) eine bisher unbekannte laugenführende Störungszone im Hangenden einer Abbaustrecke detektiert und charakterisiert werden.

Ziel der drei miteinander gekoppelten Nachfolgeprojekte (Fkz. BMBF 02C0851, 861, 871) mit denselben Projektpartnern war es, die am Standort Bischofferode gewonnenen methodischen Entwicklungen und Erfahrungen zu validieren, zu verallgemeinern und auf andere Standorte mit anderen geologischen Verhältnissen übertragbar zu machen.

Die Übertragung des erreichten und weitergehenden wissenschaftlichen und technischen Erkenntnisfortschritts auf andere geologische, geohydrologische, geotechnische und bergbauliche Situationen und deren sicherheitsrelevante Erfassung, Beschreibung und Bewertung war die vorrangige Aufgabe der Vorhaben. Diese erforderte insbesondere die Identifizierung und Bearbeitung von typischen Messlokalationen außerhalb des bisherigen Modellstandortes Bischofferode. In die Zielstellung inbegriffen sind verallgemeinerte marktorientierte praktische Handlungsempfehlungen, um das Verwertungspotential der Vorhabensergebnisse effektiv nutzen zu können. Die Vorhaben umfassten im einzelnen folgende gemeinsame Ziele:

1. Identifizierung der Referenzmessorte
Konzentration auf typische Problemzonen, Einbeziehung unterschiedlich schwieriger Erkundungssituationen, für die multivalente Nutzung von Elektromagnetik, Geoelektrik, Seismik und Sonar, Auswahl und Charakterisierung der Referenzmessorte
2. Messkampagnen an den Referenzmessorten
unter Nutzung der bisherigen messtechnischen Erfahrungen, um die bisherigen Erkenntnisse an alternativen Lokationen zu testen
3. Bestimmung physikalischer Gesteinsparameter im Labor und in-situ
Repräsentative Absolutwerte und Schwankungsbereiche der elektrischen, seismischen und akustischen Parameter von Material von Barrieregestein und aus dessen Umfeld als Interpretationsbasis für die Messungen und als Grundlage für Modellierungen
4. Geophysikalische Modellierung von Barriersituationen
Berücksichtigung der speziellen untertägigen Bedingungen in den Messergebnissen, Erstellung physikalisch sinnvoller Modelle anhand gemessener Parameter für mögliche Problemszenarien, die durch Messungen getestet werden können
5. Weiterentwicklung des komplexen Mess- und Auswertesystemariums, Handlungsempfehlungen

Entsprechend der Zielstellung stand am Anfang der Projektarbeiten die Suche nach einem geeigneten Referenzstandort. Dazu wurde ein Kriterienkatalog erarbeitet, in dem Anforderungen an die Messorte hinsichtlich ihrer Eignung als Referenzstandort aufgestellt werden.

Die Untersuchungen in den Ausgangsvorhaben erfolgten in der Grube Bischofferode in einem geologisch und hydrogeologisch gut überschaubaren Feldesteil. Der Bereich war vorher durch Streckenauffahrung, untertägige Tief- und Hochbohrungen und vereinzelt noch durch geologische und geophysikalische Untersuchungen erkundet worden.

Die beabsichtigte allgemeine Nutzung des entwickelten Mess- und Auswertesystemariums erforderte zwangsläufig die zusätzliche Erprobung, gegebenenfalls verbunden mit einer technischen Verbesserung, der Messapparaturen in geologisch kompliziert aufgebauten Lokationen. Dazu wurden zunächst die dokumentierten geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse von an Sattelzonen und in Salzstöcken gelegenen Gruben geprüft. Anschließend erfolgten Grubenbefahrungen in das Forschungsbergwerk Asse sowie in die Gruben Bergmannsseggen - Hugo und Sigmundshall.

Schließlich wurde als neues Referenzmessobjekt eine Strecke im Kaliwerk Sigmundshall westlich von Hannover (Betreiber: K+S KALI GmbH) ausgewählt. Das 1898 in Betrieb genommene Kaliwerk Sigmundshall liegt auf dem Salzstock Bokeloh, einer Salz-

sattelstruktur. Die Sattelmuldenstruktur mit den Verfaltungen und Zerschörungen der Schichten ergibt komplizierte geologische Verhältnisse. Insbesondere die Verschuppung des Hauptanhydrits wirft Problembereiche auf. In mehreren Horizontalbohrungen wurden Salzlösungsvorkommen im Anhydrit erbohrt.

Der laufende Abbaubetrieb in diesem Kalibergwerk verursachte schwierige Bedingungen hinsichtlich der Zeitplanung (Eintaktung in den Betriebsablauf, einige Messungen erforderten die teilweise Abschaltung von Geräten und waren daher nur an Wochenenden möglich) und der Messverhältnisse (besonders starke Austrocknungs- und Abschaltungseffekte in der Wetterstrecke). Auch die Interpretation der Messungen erwies sich aufgrund der äußerst komplizierten geologischen Verhältnisse als besonders schwierig.

Bis auf einige Messungen von Einzelverfahren (Geoelektrik: Forschungsbergwerk Asse und Grube Teutschenthal sowie Elektromagnetik: Grube Bischofferode) mussten die Untersuchungen daher aus Zeit- und Kostengründen auf diesen Referenzstandort beschränkt bleiben.

Als Ergebnis der Untersuchungen wurde aus den Einzelergebnissen ein gemeinsames geophysikalisches Modell des untersuchten Gebirgsbereiches erhalten, aus dem unter Einbeziehung einer Stoßkartierung und fotografischen Stoßaufnahmen ein geologisches Modell mit Problemzonen abgeleitet wurde. Der im Vorgängerprojekt entwickelte Ansatz, aus den Daten aller Verfahren einen gemeinsamen Anomalieindex als Maß für potentielle Gefährdungsbereiche abzuleiten, konnte nicht auf die Daten des neuen Referenzstandortes angewendet werden. Aufgrund der ungünstigen geologischen Verhältnisse und Messbedingungen in der Wetterstrecke war die Überdeckung der Datensätze mehrerer Verfahren nicht ausreichend. Trotzdem ist es gelungen, komplizierte geologische Strukturen, an die Salzlösungsvorkommen gebunden sind, zu erfassen. Gegenüber den vom Bergwerksbetreiber bereitgestellten geologischen Dokumentationen wurde eine Präzisierung der Lage der Schichtenfolge erreicht. Durchfeuchtete und bruchtektonisch beanspruchte Bereiche, die direkt oder indirekt mit den Salzlösungsvorkommen in Zusammenhang stehen, konnten durch mehrere Messverfahren in guter Übereinstimmung ausgewiesen werden.

2 Geologie, Geoelektrik, Seismik

A. Schwandt (Erfurt)

A. Just, Y. Krause, R. Knieß, A. Tuch, F. Jacobs (Universität Leipzig)

A. Schuck (Geophysik GGD Leipzig)

U. Lindner, Th. Schicht (K-UTEK Sondershausen)

2.1 Geologische Situation am Referenzstandort Sigmundshall

Die vorgesehene multiple Nutzung des entwickelten Mess- und Auswerteeinstrumentariums erforderte zwangsläufig die zusätzliche Erprobung, gegebenenfalls verbunden mit einer technischen Verbesserung, der Messapparaturen in geologisch kompliziert aufgebauten Feldesteilen. Hierzu wurden zunächst von an Sattelzonen und in Salzstöcken gelegenen Gruben die dokumentierten geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse geprüft. Anschließend erfolgten Grubenbefahrungen in das Forschungsbergwerk Asse sowie in Bergmannslegen - Hugo und Sigmundshall.

Die dargestellten, im Kaliwerk und speziell im ausgewählten Messbereich vorliegenden, geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse stützen sich auf die vom Bereich Geologie des Bergwerksbetreibers und vom Kaliwerk zur weiteren Bearbeitung innerhalb des Salinarprojektes bereitgestellten geologischen Dokumentationen (HOLLÄNDER 2002 und 2002a). Mehrere Grubenbefahrungen im Messgebiet und mündliche Aussagen des zuständigen Geologen, Herrn Dr. R. Holländer, wurden ebenfalls eingearbeitet. Bei den geologischen Dokumentationen handelt es sich im einzelnen um Grundrisse und Schnitte, in die die bisher geschaffenen Aufschlüsse und die nachgewiesene Schichtenfolge eingetragen sind.

2.1.1 Erkundungs- und Erkenntnisstand

Die Erkundung der Salzlagerstätte und des Deckgebirges begann 1896 am Nordabhang des Thienberges, nordwestlich von Bokeloh. Sie wurde entlang der Grenze des Fürstentums Schaumburg-Lippe fortgesetzt (FESTSCHRIFT 1931). Insgesamt sind vom Deckgebirge aus elf Bohrungen niedergebracht worden (FULDA 1935).

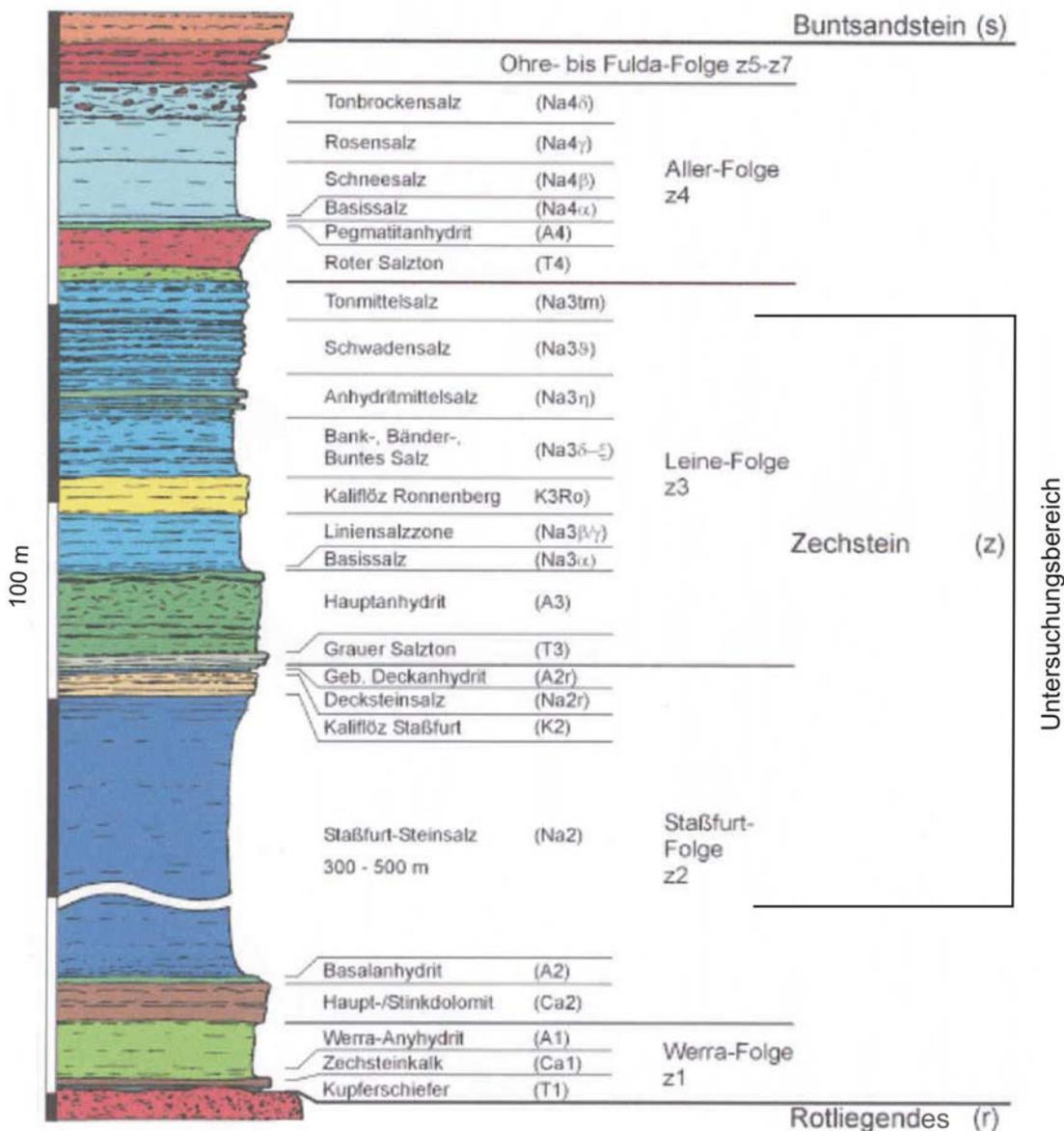
Die dabei erzielten Ergebnisse waren Anlass, bereits 1898 mit dem Abteufen des Schachtes zu beginnen. Diese Arbeiten konnten wegen starker Zuflüsse im Deckgebirge und technischer Mängel erst 1905 abgeschlossen werden. Zu diesem Zeitpunkt hatte der Schacht eine vorläufige Endteufe von 500 m. Vom Schacht aus wurden bei 400 m die Wettersohle und bei 450 m und 500 m die ersten Bausohlen angeschlagen. Ein Weiterteufen des Schachtes erfolgte in den späteren Jahren. Unmittelbar nach Abschluss des Schachtabteufens setzten die Erkundung und der Aufschluss der Salzlagerstätte ein. Dabei wurden die gewonnenen Salze - soweit möglich - bis zur Inbetriebnahme der Fabrik im Januar 1906 unverarbeitet verkauft.

Mit den erzielten Ergebnissen wurde bereits frühzeitig ein bedeutender Erkenntnisfortschritt zur allgemeinen Ausbildung sowie zum Aufbau und zur Lagerung der Schichtenfolge erreicht. Gleiches trifft für zahlreiche Grubenfeldesteile bei den speziellen geologischen und hydrogeologischen Verhältnissen zu. Im Bereich der Messstrecke wurden bisher nur die Horizontalbohrungen HB1 und HB2 gestoßen und die Wetterstrecke aufgefahren. Zur Darstellung der auf dieser Sohle vorliegenden geologischen Situation war man auf Aufschluss-ergebnisse der 20 m tiefer liegenden Auffahrungen der 500 m Sohle angewiesen.

2.1.2 Allgemeine geologische Situation

Das Kaliwerk liegt auf der Nordwest - Südost streichenden Struktur der Steinhuder Meer-Linie. Die hier als Salzstock Bokeloh entwickelte Zone erstreckt sich über ca. 12 km und wird im Nordwesten von Altenhagen begrenzt. Am Aufbau dieser Strukturen sind im Deckgebirge die Schichten der Kreide, des Jura, Keuper, Muschelkalks, Buntsandsteins sowie Residualgebirges beteiligt. Diese Schichten sind sowohl parallel zum Streichen als auch senkrecht dazu von mehreren Bruchstörungen durchsetzt. Beachtenswert ist der die Struktur im Südosten durchquerende Graben von Bad Nenndorf.

Innerhalb des Zechsteins sind Sedimente von sieben Folgen nachweisbar (SESSLER & HOLLÄNDER 2002), wobei im Messgebiet nur die salinaren Sedimente vom Staßfurtsteinsalz



aus SESSLER, HOLLÄNDER (2002)

Abb. 2.1: Stratigraphie des Zechsteins im Bereich des Salzstockes Bokeloh und im Kaliwerk

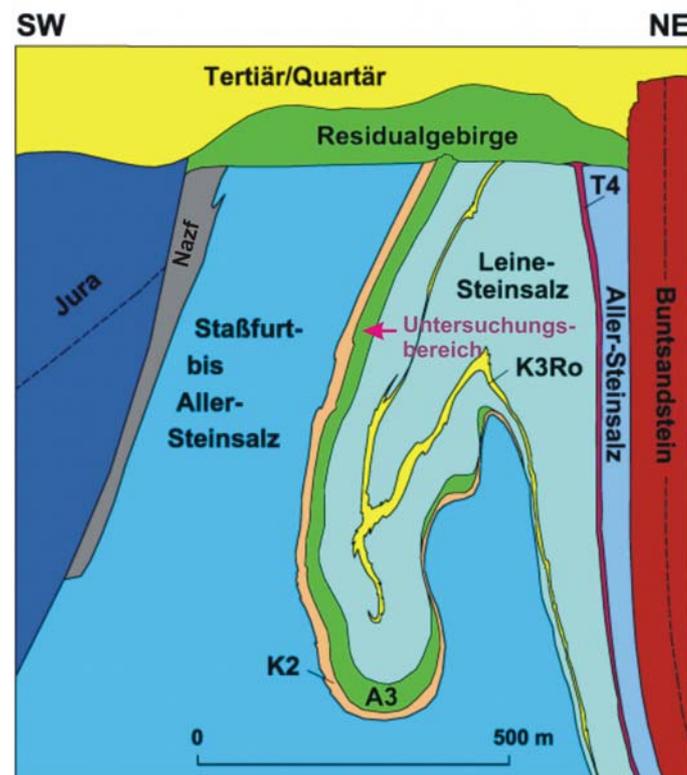
bis Schwadensalz aufgeschlossen sind (Abb. 2.1). Wie in anderen Salzstöcken sind auch hier die Zechsteinfolgen stark verfaultet, gezerrt und gepresst. Auf diese Weise wurde das Staßfurtsteinsalz in Stau- und Zersalze aufgeteilt. Ersteres bildet den Sattelkern und ist spröde und bröckelig, letzteres liegt an der Flanke, ist zähe und bricht in großen Stücken (FESTSCHRIFT 1931).

Die Schichtenfolge des Deckgebirges ist in gestörten Bereichen und innerhalb der Residualbildungen, wie bereits beim Schachtabteufen festgestellt, stark wasserführend. Im Grubenfeld selbst konnten Salzlösungsvorkommen in Zerrungsgebieten mit geklüfteten anhydritischen und karbonatischen Schichten beobachtet werden.

2.1.3 Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Untersuchungsbereich

Die geologischen Dokumentationen weisen nach, dass im Messgebiet eine stark verfaultete, überwiegend aus Leine- und Staßfurtsteinsalz bestehende Schichtenfolge entwickelt ist. Hauptanhydrit und die Kaliflöze Staßfurt und Ronnenberg treten in ihrer Verbreitung zurück. Bemerkenswert ist dabei die zumindest angedeutete schollenförmige Einfaltung des Hauptanhydrits (Abb. 2.2).

Mit den im Messgebiet liegenden Bohrungen HB1 und HB2 wurden im Hauptanhydrit Salzlösungsvorkommen erbohrt (BAUER 1979). Das mit der HB1 erbohrte Salzlösungsvorkommen liegt im Mittelteil der größten Hauptanhydritscholle des Messgebietes. Zu dieser Hauptanhydritscholle gehört auch das Salzlösungsvorkommen in der HB2. Etwa 150 m



Legende

Nazf	Zechsteinfremdes Salz
T4	Roter Salztun / Pegmatitanhydrit
K3Ro	Kaliflöz Ronnenberg
A3	Hauptanhydrit / Grauer Salztun
K2	Kaliflöz Staßfurt (Hartsalz)

Nach SESSLER, HOLLÄNDER (2002)

Abb. 2.2: Geologischer Schnitt durch den Salzstock Bokeloh – Schema.

westlich des Salzlösungsvorkommens – außerhalb des Messgebietes – wurde in einer weiteren Hauptanhydritscholle mit der HB4 ein Salzlösungsvorkommen nachgewiesen (Abb. 2.3).

Aus den geologischen Grundrissen ist weiterhin erkennbar, dass der Messbereich eine differenzierte Aufschlussdichte aufweist. Sie ließ bei Durchführung der komplexen geophysikalischen Untersuchungen und geologischen Stoßaufnahmen eine Präzisierung der an die geklüfteten Teile der sulfatischen und karbonatischen Gesteine gebundenen Salzlösungsvorkommen erwarten sowie eine weitere Präzisierung der Lage der Schichtenfolge. Gleichzeitig damit lassen sich auch konkrete Angaben zur Entwicklung der Bruchtektonik, insbesondere von Verwerfungsbrüchen, ableiten.

Die in den aufgezeigten geologischen Positionen nachgewiesenen Salzlösungsvorkommen treten auch in Gruben weiterer Salzstöcke auf. Sie sind dort oft an geschlossene Systeme gebunden und weisen geringe Schüttungsmengen auf.

2.2 Messlokation

Als Referenzstandort für die geophysikalischen Messungen wurde die nordwest-südost verlaufende Weser-Wetterstrecke im Bereich des Großwetterlochs ausgewählt, die sich in etwa 500 m Tiefe unter der Geländeoberfläche befindet. Untersuchungsobjekt waren die im Messgebiet nachgewiesenen Salzlösungsvorkommen, die in den Schichten des steilgelagerten und zerscherten Hauptanhydrits vermutet werden können. Potentielle Problemzonen stellen hier die anhand der vier Erkundungsbohrungen HB1 bis HB4 kartierten Anhydritschollen dar (Abb. 2.3). Ziel der Messungen war die Lokalisierung von Salzlösungsvorkommen und die Präzisierung der geologischen Strukturen, an die die Salzlösungsvorkommen gebunden sind. Hierbei galt es auch zu klären, inwieweit es sich bei den Anhydritschollen um isolierte oder untereinander verbundene Blöcke handelt, was für die hydraulische Wegsamkeit von großer Bedeutung ist. Die streckennächsten erbohrten Lösungsvorkommen befanden sich mit einem Abstand von 65 bis 90 m vom Stoß in verhältnismäßig großer Entfernung. Die erforderliche Erkundungstiefen der geophysikalischen Messungen mussten daher sehr groß sein und die Profilanlagen jeweils entsprechend dimensioniert werden.

Das Referenzprofil für die geophysikalischen Messungen wurde im Bereich der Horizontalbohrungen HB1 und HB2, in denen die Salzlösungsvorkommen erbohrt worden waren, in einer Höhe von etwa 1.20 m über der Sohle im Südwest-Stoß der Wetterstrecke angelegt. Das Profil hatte eine Gesamtlänge von 500 m. Der Nullpunkt wurde bei der HB1 definiert, die Profilmeter zählen positiv in nordwestliche Richtung und negativ in südöstliche. Auf dem Referenz-Messprofil lagen demnach die Horizontalbohrungen HB1 bei Profilmeter 0 m und HB2 bei +90 m (Abb. 2.3).

Als erschwerend für alle Messverfahren stellte sich die Nähe zum Großwetterloch heraus. Wegen der Bodenunruhe und Erschütterungen durch den Betrieb musste der Lüfter im Großwetterloch während der Seismik- und Sonar-Messungen abgeschaltet werden. Stromkabel und andere Leitungen wurden während der Messungen der Elektromagnetik weitestgehend stromlos geschaltet, um einstreuende Störsignale zu vermeiden. Da das Bergwerk in Produktion befindlich ist, waren die Messungen dieser Verfahren daher auf Wochenenden beschränkt, an denen die Bewetterung und die Stromversorgung ausgeschaltet werden konnten. Die über Jahre hinweg durch die Wetterstrecke ziehende Abwetter hatten darüber hinaus den Mess-Stoß stark ausgetrocknet und verstärkte Abschaltungen bewirkt. Der Einfluss des heißen Luftstroms begann etwa zwischen 95 und 100 m auf das Profil. In diesem Bereich waren die Messungen von Geoelektrik und Sonar durch sehr schlechte Ankopplungsbedingungen beeinträchtigt.

Die Profile der einzelnen Messverfahren waren in ihrer Anlage verschieden, weil jedes Verfahren mit eigenem, optimiertem Messpunktabstand arbeitet und angesichts des gesetzten Zeitrahmens auch der unterschiedliche Messfortschritt der Einzelverfahren berücksichtigt werden musste. Die Messprofile wurden so angelegt, dass sie das streckennächste Laugenvorkommen, das mit der Horizontalbohrung HB2 erbohrt worden war, überdeckten und beide – durch HB1 und HB2 erbohrten - Salzlösungsvorkommen mittig auf dem Profil erfassten. Der Fokus wurde dabei auf den Bereich zwischen den beiden Bohrungen HB1 und HB2 gelegt und auf den Profilabschnitt +100 m bis +150 m, weil das geologische Datenmaterial (HOLLÄNDER 2002) in diesem Bereich auf die geringste Stoßentfernung einer Anhydritscholle, die als potentiell salzlösungsführend angesehen wurde, schließen ließ. Das Messprofil des Sonarverfahrens wurde hier zunächst zwischen Profilmeter +20 m und +130 m angelegt. Trotz der Beraubung durch den Bergwerksbetreiber waren jedoch die Ankoppelbedingungen in diesem Profilabschnitt so ungünstig, dass das Sonarprofil - auch im Hinblick auf die aktuellen Messergebnisse anderer Verfahren - später auf –60 m bis +60 m versetzt wurde.

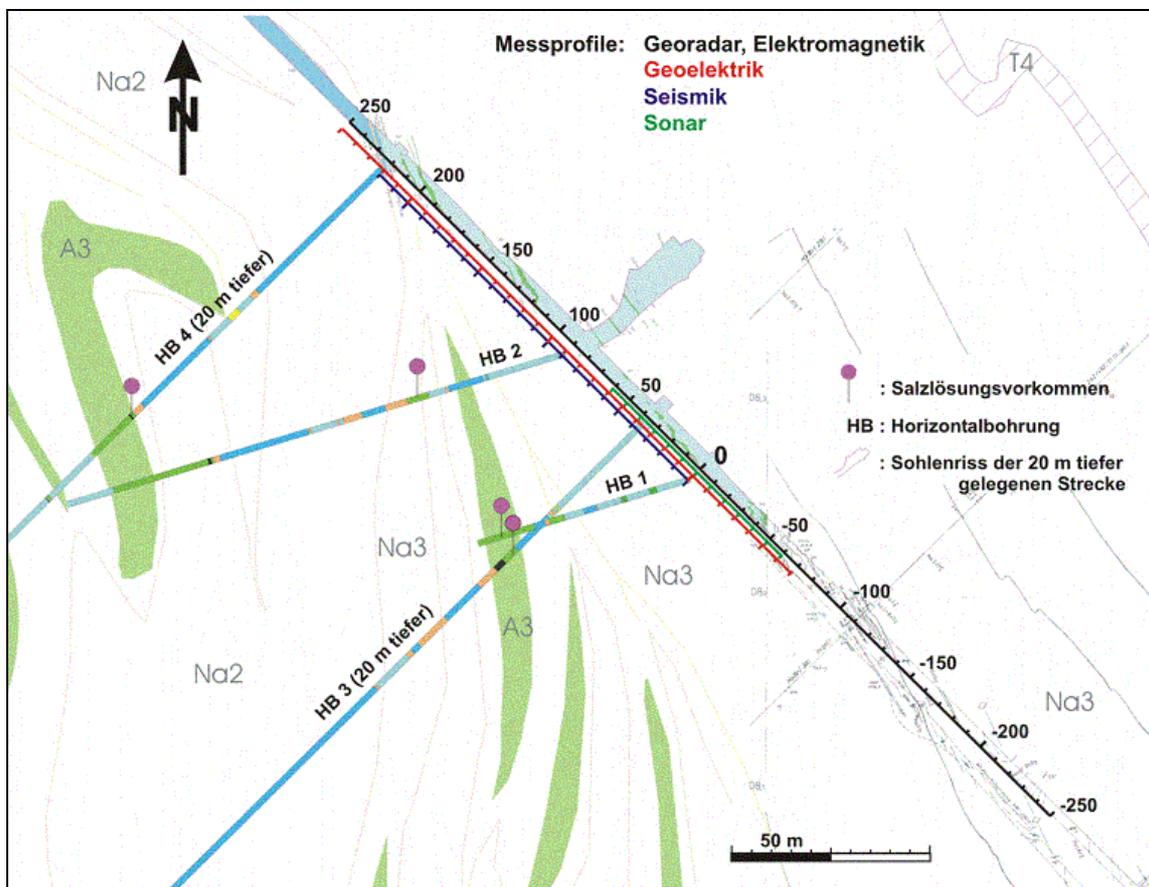


Abb. 2.3: Horizontalschnitt durch die Messlokation in der Wetterstrecke im Bereich des Referenz-Messprofils (-250 m bis 250 m) mit Skizze der Geologie unterhalb der Messstrecke und den Messprofilen der einzelnen geophysikalischen Verfahren (Kartengrundlage nach HOLLÄNDER 2002)

2.3 Geoelektrik

2.3.1 Geoelektrische Untertagemessungen

2.3.1.1 Messverfahren

Bei den gleichstromgeoelektrischen Messverfahren (z. B. KNÖDEL et al. 1997) wird über zwei Stromelektroden (A und B) ein elektrischer Strom in den Untergrund eingespeist. Dadurch bildet sich in Abhängigkeit von der Widerstandsverteilung im Untergrund ein elektrisches Feld aus, das über die Messung von Potentialdifferenzen mit zwei weiteren Elektroden (M und N) an verschiedenen Punkten gemessen wird. Die zu bestimmende Materialeigenschaft ist der spezifische elektrische Widerstand bzw. sein Kehrwert, die elektrische Leitfähigkeit. Dieser Gesteinsparameter ist abhängig von den Porenraumeigenschaften wie der Porosität, dem elektrischen Widerstand des Porenfluids und dem Sättigungsgrad sowie den Eigenschaften der Gesteinsmatrix.

Das als Potentialdifferenz zwischen den Elektroden M und N gemessene elektrische Feld hängt außer von dem Geometriefaktor K für eine Konfiguration der Elektrodenanordnung A-B-M-N von der Größe und Verteilung des spezifischen Widerstandes ρ im Untergrund ab. Der räumliche Bereich, der den Messwert beeinflusst, wird maßgeblich von der Konfiguration der Elektroden und - hinsichtlich der Eindringtiefe - vom Abstand der Strom- und Spannungselektroden beeinflusst. Aus den gemessenen Werten der Potentialdifferenz und des Stromes kann unter Berücksichtigung des Geometriefaktors (oft auch als Konfigurationsfaktor bezeichnet) für jede Elektrodenanordnung der sogenannte scheinbare spezifische Widerstand ρ_s nach

$$\rho_s = k \cdot \frac{\Delta U}{I}$$

mit k - Konfigurationsfaktor, ΔU - Potentialdifferenz zwischen M und N und I - Strom zwischen A und B

bestimmt werden.

Bei Untertagemessungen ist nur für kleine Elektrodenabstände (im Größenbereich des Streckenquerschnitts) von der Gültigkeit der übertage geltenden Halbraumbedingungen auszugehen, die im allgemeinen in der Geoelektrik vorausgesetzt wird. Bei zunehmender Auslagenweite werden asymptotisch die Vollraumbedingungen angenähert. Der Geometriefaktor ist im Vollraum doppelt so groß wie im Halbraum. Der Einfluss des umgebenden Grubengebäudes und der Messstreckengeometrie auf die Messdaten lässt sich nur mit Hilfe von Modellrechnungen ermitteln und kann dann im Geometriefaktor berücksichtigt werden.

Die Ermittlung der Verteilung der spezifischen Widerstände aus den gemessenen scheinbaren spezifischen Widerständen ist die Aufgabe der Inversion. Aufgrund der begrenzten Anzahl von Messungen und ihrer endlichen Genauigkeit lässt sich die Widerstandsverteilung nicht eindeutig direkt aus den Messdaten berechnen, sondern es wird gewöhnlich ein Widerstandsmodell des Untergrundes solange iterativ verbessert, bis sich eine möglichst gute Anpassung der aus dem Modell berechneten synthetischen Potentialverteilungen an die Messdaten ergibt.

Die Messbedingungen bei Untertagemessungen im Salzgestein stellen gegenüber übertägigen geoelektrischen Feldmessungen besondere Anforderungen an die Mess-Systeme. Die Messgeräte müssen in der Lage sein, auch bei geringen Messströmen zuverlässig zu arbeiten

und besonders große Eingangswiderstände sowie eine gute Potentialtrennung besitzen, weil das Messobjekt gewöhnlich hochresistiv ist.

Für die untertägigen Messungen am Referenzstandort wurden drei verschiedene Mess-Systeme verwendet. Auf insgesamt sechs überlappenden Profilen mit jeweils einer maximalen Auslagenweite von 126 m kam eine Multielektrodenapparatur (RESECS von GeoServe Kiel) zum Einsatz. Außerdem wurden synchron mit der RESECS-Einspeisung bis zu 28 stand-alone Spannungsmesseinheiten (Transientenrekorder RefTek-125 von Refraction Technology Inc. USA) eingesetzt. Für Weitaufstellungen wurden Messungen mit einer separaten Hochspannungs-Stromquelle (MPS-2, Eigenentwicklung der Universität Leipzig) und RefTek-Registrierungen durchgeführt.

RESECS-Multielektroden-Messsystem

RESECS ist ein 6-kanaliges Messsystem mit „intelligenten Elektroden“, d.h. an jede Elektrode wird eine Elektronikbox angeschlossen. Jeweils 16 Elektronikboxen (für 16 Elektroden) sind durch ein Kabel verbunden und können durch die Apparatur angesteuert werden. Insgesamt sind an die Apparatur 96 Elektroden gleichzeitig anschließbar, indem maximal 6 Kabelketten mit jeweils 16 Boxen miteinander verbunden werden. Anstelle der Kabelketten können auch Decoderboxen verwendet werden, an die jede Elektrode über ein einzelnes Kabel angeschlossen wird. Die Auswahl Elektrodenkonfigurationen erfolgt nach einem gegebenem Messschema der (sog. Multichannelfile).

Mittels einer Konstantspannungsquelle (geräteinterne Speisespannung max. 120 V, extern bis 400 V) wird ein Wechselstrom niedriger Frequenz (kleiner 1 Hz) und rechteckförmiger Impulsform in das Gestein eingespeist und der eingespeiste Strom gemessen. Wegen der infolge hoher Übergangswiderstände auftretenden kapazitiven und induktiven Störeinflüsse erwies sich eine längere Einspeisezeit von 1500 ms (Signalperiode 6 s) als günstig. Übertage werden üblicherweise mit etwa 500 ms (Signalperiode 2 s) sehr viel kürzere Einschaltzeiten für die Stromeinspeisung verwendet.

Mit einer wählbaren Abtastrate von $dt = 1$ ms bis 4 ms werden der eingespeiste Strom I und die Spannungen U (Maximalamplitude 4950 mV) ermittelt und der scheinbare spezifische Widerstand sampleweise über den Mittelwert des Quotienten aus Mess-Spannung und -Strom (U_i/I_i) im gewählten Zeitfenster der Einspeisung berechnet. Darüber hinaus wurden pro Messpunkt mehrere Stromzyklen eingespeist, um ein besseres Ergebnis bei der Mittelwertbildung zu erhalten. Um den Einfluss hochfrequenter Störanteile auf das RESECS-Signal möglichst gering zu halten, wurden die Messungen mit einem Tiefpass-Filter von 5 Hz durchgeführt.

Zur Kontrolle der Datenqualität, die während der Messung visuell anhand der Messwerte und Messsignale durchgeführt werden kann, wurden pro Messpunkt die Signale von Strom- und Spannungs-Zyklen als Zeitreihe für die eingestellte Zyklenanzahl gespeichert. Eine kontinuierliche Zeitreihenspeicherung für alle Messungen ist nicht möglich.

RefTek-Transientenrekorder

Eine RefTek als batterieversorgtes, von der Stromeinspeisung unabhängig und passiv messendes Gerät kann ein Spannungssignal mit einer Messgenauigkeit von 60 nV und einer maximalen Amplitude von 300 mV als Zeitreihe registrieren. Die RefTeks werden vor der Messung mit einer Steuertabelle (sog. Eventtable) programmiert. Dabei werden die Zeitfenster vorgegeben, in denen die RefTek vom Standby-Modus in den Mess-Modus wechselt, um mit definierter Abtastfrequenz (wählbar von 25 bis 1000 Hz) die

Spannungswerte zu registrieren. Hierzu wird mit Hilfe eines GPS-Signals die interne Uhr der RefTek, nach der die Steuerbefehle ausgeführt werden, kalibriert.

Die Zeitreihen werden später zunächst als Rohdaten am PC ausgelesen und anschließend mit einer speziellen Software (DCtrap, FRIEDEL 2000) prozessiert. RefTeks können je nach Samplingrate und Speicherkapazität über eine lange Zeitdauer batterieversorgt kontinuierlich registrieren. Für die kombinierten Messungen wurde eine Abtastrate von 40 Hz gewählt, damit bei einer Signalperiode von 6 s (RESECS-Stromeinspeisung) und 4 s bzw. 8 s (MPS2-Stromeinspeisung) das Messsignal noch ausreichend aufgelöst wird (240 und 160 bzw. 320 Samples pro Periode) und gleichzeitig Störsignale (z.B. 50 Hz Netzfrequenz) unterdrückt werden. Eine Zeitreihe von einer Stunde mit einer Abtastung von 40 Hz ergibt etwa 2 MB Rohdaten (3 byte/sample), die auf dem Datenträger in der RefTek gespeichert werden müssen.

MPS 2 - Hochspannungsquelle

Mit einer Versorgungsspannung von nur 12 V ist die MPS 2, eine Eigenentwicklung des Institutes für Geophysik und Geologie der Universität Leipzig (BRUNNER 2001), als geoelektrische Stromquelle für hohe Speisespannungen und -ströme von bis zu 1.5 kV bzw. 1.5 A optimiert worden. Die Speiseströme haben wie bei der RESECS Rechtecksignalform und können mit Perioden von 0.5 s – 32 s variabel eingestellt werden. Sie werden über einen Shunt-Widerstand als Spannungszeitreihe mit einer RefTek registriert. Die Spannungsregistrierung erfolgt über RefTeks, die als unabhängig messende Geräte vom Prinzip her beliebig weit entfernt von der Quelle aufgestellt werden können. Die Quelle kam zum Einsatz für Weitaufstellungen von Strom- (MPS2) und Spannungs- (RefTeks) Dipol mit Auslagen von bis zu 224 m.

2.3.1.2 Messungen am Referenzstandort

Das Geoelektrik-Messprofil wurde im Profilmeterbereich von –70 m (später erweitert auf –130 m) bis +248 m mit einem Elektrodenabstand von ca. 2 m angelegt. Die negativen Profilmeter liegen im Süden, die positiven Richtung Norden der Strecke. Die Elektroden befanden sich in etwa 1.20 m Höhe seitlich am SW-Stoß der Wetterstrecke der 480 m Sohle.

Zusätzlich wurde später auf der Sohle, in ca. 1.50 m Entfernung parallel zum Messstoß, ein Profil von –12 m bis +50 m angelegt. und in Dipol-Dipol-Anordnung mit der RESECS-Apparatur gemessen. Hiermit sollte die aus den Radarmessungen erhobene Hypothese einer Teildurchfeuchtung der 480 m Sohle überprüft werden (s. auch Kap. 3.2).

Als Elektroden wurden Keilnägel aus verzinktem Stahl (Länge 8 cm, Durchmesser 6 mm) verwendet, die mit Magnesia-Zement, angemischt mit Salzlauge, einzementiert wurden. Später nachgesetzte Elektroden wurden mit Bentonit eingebaut, der mit Salzlauge angemischt wurde, weil sich diese Elektrodenankopplung in Laborversuchen als diejenige mit dem geringsten Übergangswiderstand (Größenordnung 10 k Ω bei einer Zweipunktanordnung) erwiesen hatte.

Als problematisch erwiesen sich die Ankopplung der Elektroden am wetterbedingt ausgetrockneten Stoß und die Abschaltungen. Der heiße Luftstrom des im Streckenabzweig bei Profilmeter +90 m laufender Bewetterungs-Lüfters zog in die Mess-Strecke hinein Richtung Norden direkt am Stoß vorbei, so dass die Elektroden mit aufgesteckten befeuchteten Schwämmen vor dem schnellen Austrocknen bewahrt werden mussten. Die eingespeisten Ströme lagen - bei Speisespannungen zwischen 4 und 120 V - im südlichen Profilmeterbereich

(-70 m bis + 40 m) zwischen 0.01 und 10 mA, im übrigen Bereich bei max. 20-30 μA , meist deutlich darunter (Abb. 2.4).

Die an den Stromelektroden gemessenen Übergangswiderstände lagen im Profilbereich des auftretenden heißen Wetterstroms bei über $1\text{ M}\Omega$ mit Werten bis zu $1\text{ G}\Omega$ in Abstromrichtung. Sehr hohe Übergangswiderstände bis zu $10\text{ M}\Omega$ waren auch im südlichen Profilbereich vorherrschend und sanken im Profilbereich um 0 m auf minimale Werte um $10\text{ k}\Omega$ (Abb. 2.4). Die im nördlichen Profilabschnitt (ab 100 m) auftretende leichte Stoßtopografie (max. 5 m auf einer Profillänge von ca. 300 m) wurde im folgenden nicht berücksichtigt.

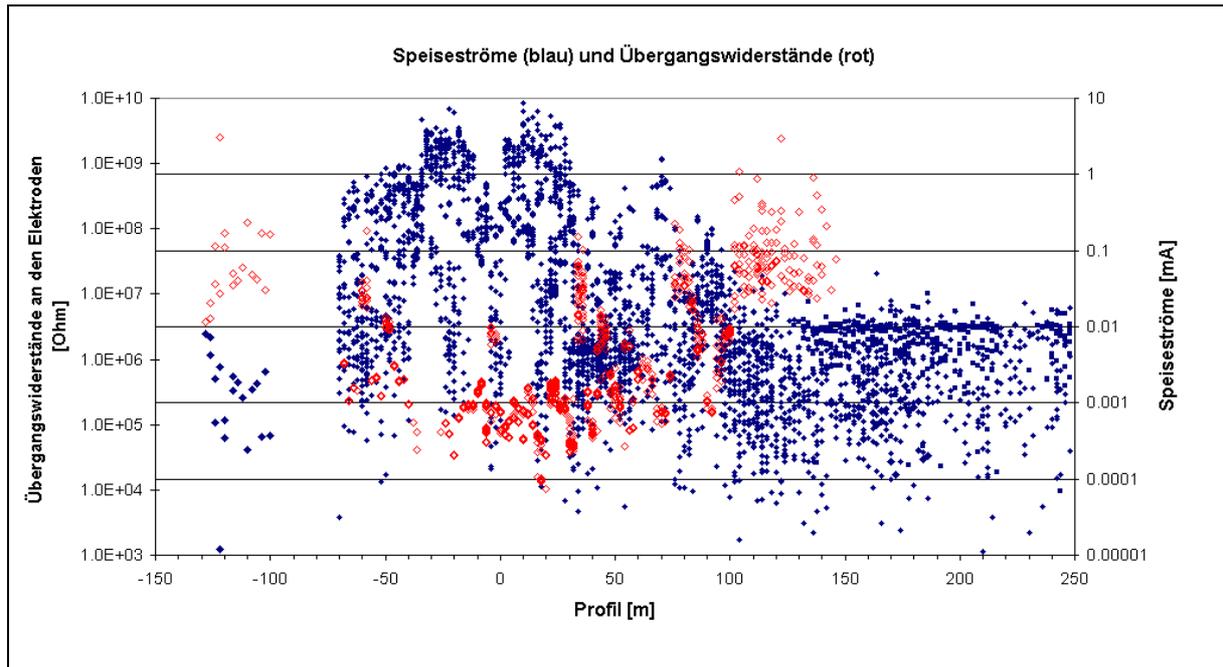


Abb. 2.4: Übergangswiderstände an den Elektroden (rot, offene Symbole) aus RESECS-Messungen im Profilabschnitt mit Aufzeichnung der Speisespannung und Speiseströme (blau, geschlossene Symbole) bei Speisespannungen zwischen 4 und 120 V

Bei einer Profillänge von insgesamt 318 m, bzw. 378 m für das nach Süden erweiterte Profil, wurden, bis auf Einzelmessungen in Wenner-Anordnung zu Vergleichszwecken, die Messungen in Dipol-Dipol-Anordnung mit einer Dipolweite von 2 m durchgeführt. Das Profil verlief ca. 10 cm oberhalb einer verrohrten Horizontalbohrung bei Profilmeter 0 m vorbei und ca. 10 cm unterhalb einer zweiten Horizontalbohrung bei Profilmeter 90 m.

Im Profilbereich -70 m bis 248 m wurden sechs überlappende, jeweils mit 4 Elektrodenketten gemessene, 126 m lange Profile mit Dipolabständen von 4 m bis 124 m (entsprechend Level 1 bis 61) mit der RESECS-Multielektrodenapparatur gemessen. Zur Erhöhung des Messfortschritts wurden die RESECS-Messungen kombiniert mit zusätzlich angeschlossenen RefTek-Rekordern. Dazu wurde die RESECS nicht nur mehrkanalig betrieben, so dass für eine Stromspeisung bis zu drei Spannungskanäle registriert werden konnten, sondern auch das Messprofil mit RefTek-Transientenrekordern ergänzt. Jede so registrierte Spannungszeitreihe einer RefTek entsprach somit jeweils einem weiteren Spannungskanal. Bis zu 28 RefTeks mit einer Dipolweite von 2 m wurden im Anschluss an das Multielektroden-Profil an zusätzliche Elektroden angeschlossen. Dadurch konnten während der RESECS-Messungen gleichzeitig Daten bei großen Eindringtiefen gewonnen werden.

Während der gesamten Messdauer registrierten die RefTeks kontinuierlich die Einspeisungen durch die Stromquelle der RESECS-Apparatur mit. Bei einem Stromeinspeisungspunkt ergeben sich in der RESECS-Sektion bei 3 Kanälen 3 Messwerte gleichzeitig. Mit 28 RefTek-Registrierungen erhöhte sich der Messfortschritt auf bis potentielle $3 + 28$ Spannungsregistrierungen je Einspeisung mit jeweils unterschiedlicher Eindringtiefe.

2.3.1.3 Datenbearbeitung

RESECS-Messungen

Die Daten für die RESECS-Sektion liegen bei mehrkanaliger Messung - für die gewählte Aufstellung auf maximal drei Spannungskanäle beschränkt - nach kurzer Bearbeitung vor. Für die Anordnungen, die im Steuerfile anhand der Elektroden-Nummern vorgegeben sind, müssen die Koordinaten, Mittelpunkte, Level und Konfigurationsfaktoren und die scheinbaren spezifischen Widerstände berechnet werden. Die Messdaten werden von der RESECS mit einer Uhrzeit abgespeichert, die das Ende der Messung an einem Messpunkt bezeichnet.

Es hat sich während der mehrkanaligen Messungen gezeigt, dass bei der Messung mehrerer Dipolweiten gleichzeitig, d.h. gleicher Speisespannung, die Gefahr auftritt, dass Messkanäle für kleine Dipolabstände übersteuert werden, d.h. bei Messspannungen größer 4.95 V bei RESECS, wohingegen die Spannungswerte der großen Dipolabstände sehr klein sind. Zusammen mit Punkten, wo sich kein messbarer Strom einspeisen ließ, lag der Datenausfall infolge der Übersteuerung des RESECS-Eingangskanals bei etwa 10-20 % der durchgeführten Messungen. Die anfänglich gewählten 60 V bis 120 V Speisespannungen wurden daher auf 12 V bis 24 V verringert. Die Messspannungen lagen zwischen 2 μ V und 3600 mV bei Messströmen von 2 nA bis 9 mA.

Kombinierte RefTek-Messungen mit RESECS-Stromeinspeisung

Anhand der gespeicherten RESECS-Strom- und Spannungs-Signale können stichprobenartig die Signal-Formen und Amplituden von Spannungskanälen aus RESECS-Messungen und RefTek-Registrierungen überprüft werden.

Um aus den an den RefTeks aufgenommenen Zeitreihen die Amplituden der gemessenen Spannungen zu ermitteln, muss nach der Driftkorrektur die Quellen-Signalform durch selektives Stapeln über eine Vielzahl von Signalperioden in einem Zeitfenster rekonstruiert werden (Abb. 2.5). Diese Signalbearbeitung wurde mit der am Institut entwickelten Software DCtrap (FRIEDEL 2000) durchgeführt.

Als Kompromiss zwischen der Zeitrestriktion des Schichtbetriebs unter Tage und dem Erfordernis, den Stapelprozess über möglichst viele Zyklen durchzuführen, wurde pro Messpunkt mit maximal vier Stromzyklen und einer Stromanschalt-Zeit von 1500 ms der RESECS-Apparatur gemessen. Die Fensterlänge zum Stapeln der RefTek-Spannungssignale betrug für 4 Zyklen à 6 s entsprechend der Brutto-Messdauer für einen Messpunkt etwa 24 s (Abb. 2.6).

Zur Auswertung wurde eine RefTek-Zeitreihe mit sehr guter Signalqualität und geringem Störanteil durchgesehen, die Signalzeiten und Qualität notiert und anschließend die Zeitreihen aller anderen Refteks in den selben Zeitfenstern gestapelt.

Zur Auswertung wurden nur Spannungssignale verwendet, die durch den Stapelprozess auf die Rechteckform des Stromquellsignales zurückgeführt werden konnten. Der Vertrauensbereich des Mittelwertes der Spannungen für die kombinierten Messungen schwankte je nach

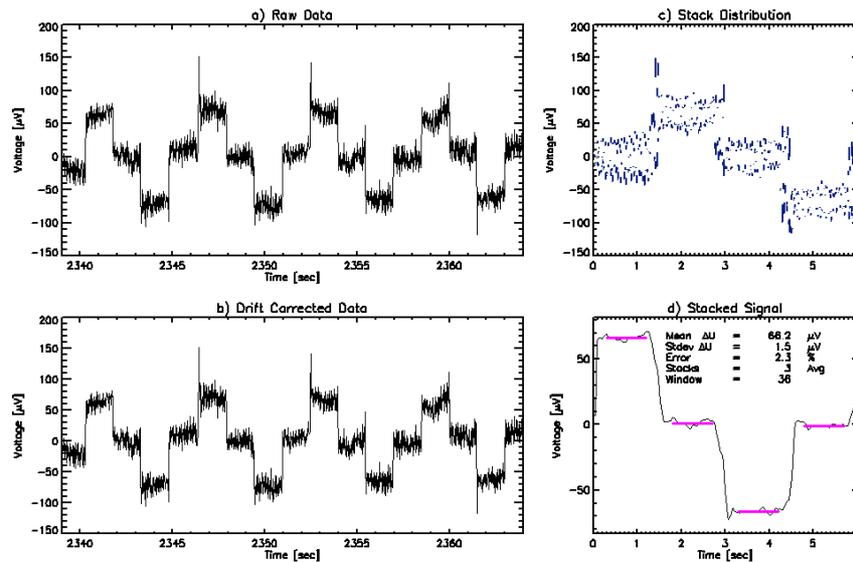


Abb. 2.5: Beispiel der Signalbearbeitung einer Spannungszeitreihe mit DCtrap. Links Rohdaten vom 18.4.02 (10:40 Uhr), rechts unten das über vier Signalperioden im Zeitfenster gestapelte Signal.

Signalqualität zwischen 0.2 % und 100 %, da die Signale für die Auswertung individuell aufgrund der optischen Kontrolle des rekonstruierten Signals ausgewählt wurden. Teilweise konnte bei zu schlechtem Signal-zu-Rausch-Verhältnis infolge zu geringer Speiseströme oder zu großer Störsignaleinstreuung die eingespeiste Signalform der vier Spannungs-Zyklen nicht mehr rekonstruiert und damit ausgewertet werden. Der Wertebereich der selektiv gestapelten Spannungen lag zwischen 1 μV und knapp 100 mV. Die berechneten Resistivitäten lagen im Bereich von 10^2 bis etwa $10^9 \Omega\text{m}$.

Beispielsweise für eine kombinierte Auswertung sind im Profilbereich 60 m bis 186 m der Multielektrodenmessung für eine Stromeinspeisung bei 96-98 m mit der RESECS-Apparatur an den drei Spannungsdipolen bei 84-86m, 152-154 m, 178-180 m Messwerte in den Levels 5, 26 und 40 registriert worden. Gleichzeitig wurden an den 18 im Profilbereich 22 m bis 58 m mit Dipolweite 2 m ausgelegten RefTek 18 Messwerte von Level 19 bis 37 registriert.

Die Spannungswerte, die infolge der auf dem Profil wandernden Stromeinspeisung über der Zeit an den RefTek registriert wurden, wurden den entsprechenden Stromwerten aus den RESECS-Messungen zugeordnet, und daraus mit den Konfigurationsfaktoren die scheinbaren spezifischen Widerstände berechnet. Da für das Stromsignal aufgrund der technischen Abgeschlossenheit des RESECS-Messsystems keine kontinuierliche Zeitreihe mit registriert werden konnte, erfolgte die Strom-Spannungszuordnung über die Kalibrierung der Zeiten von Messzeit der Stromeinspeisung (RESECS) und Maximums-Zeit des Zeitfensters, das für die Spannungssignal-Stapelung (RefTek) benutzt wurde.

Die Systemzeit der RESECS wies eine Drift von täglich etwa 4-5 s auf. Gegenüber der internen Uhrzeit der RefTek ging die RESECS-Systemzeit systematisch um diesen Betrag täglich nach, wenn keine weiteren Änderungen an der Systemzeit vorgenommen wurden. Daher wurde für jeden gestapelten Spannungswert einer Zeitreihe, der für den Vergleich mit der RESECS-Messzeit dem Maximum des Stapel-Zeitfensters zugeordnet wurde, die minimale Zeit-Differenz zu den Stromeinspeisungs-Zeitpunkten der RESECS bestimmt. Mit durchschnittlichen Abweichungen von lokal 1 bis 2 s, die der Ungenauigkeit der per Hand eingestellten Stapel-Zeitfenster zugeschrieben werden kann, lagen die Zeitkorrekturen für die Strom-Spannungszuordnung für die durchgeführten drei Messkampagnen zwischen 3 und 22 s, bei der erstmaligen kombinierten Messung bei 530 s.

Schwierigkeiten bei der Strom-Spannungszuordnung traten auf, wenn die RESECS-Messungen zu oft unterbrochen wurden, beispielsweise um die Messdaten zu speichern oder Wiederholungs-Messungen durchzuführen. Dann sind die registrierten Spannungszeitreihen dementsprechend diskontinuierlich bzw. mit Messlücken versehen. Für einen kontinuierlichen Messablauf der RESECS, d.h. unter der Voraussetzung regelmäßiger und systematischer Stromeinspeisungen, existiert mittlerweile ein Zusatzmodul zu DCtrap (KNIEß 2002), das die sukzessive Stapelung aller Signale einer Zeitreihe mit Hilfe eines konstanten Stapel-Fenstervorschubs automatisiert.

Reftek-Messungen mit MPS2-Stromeinspeisung

Die Einspeisungen mit der Hochspannungsquelle wurden als Einzelmessungen mit treibenden Spannungen von 1.2 bis 1.9 kV durchgeführt. Mit Signalperioden von 4 s bzw. 8 s wurde pro Messpunkt etwa 5 min eingespeist und nach der Messung der Stromdipol versetzt. An jedem Messpunkt ist demzufolge mit etwa 30 bis 80 Stromzyklen eingespeist worden. Der Strom wird kontinuierlich als Spannungsabfall über einen Shuntwiderstand gemessen und liegt somit komplett als Spannungszeitreihe einer zwischengeschalteten Strom-RefTek vor. Bei der Auswertung wird die Spannungszeitreihe der Strom-RefTek mit Hilfe des Shunt zur Stromspur konvertiert.

Die Stromspur für die Spannungssignale liegt hier – im Gegensatz zur Kombinationsmessung

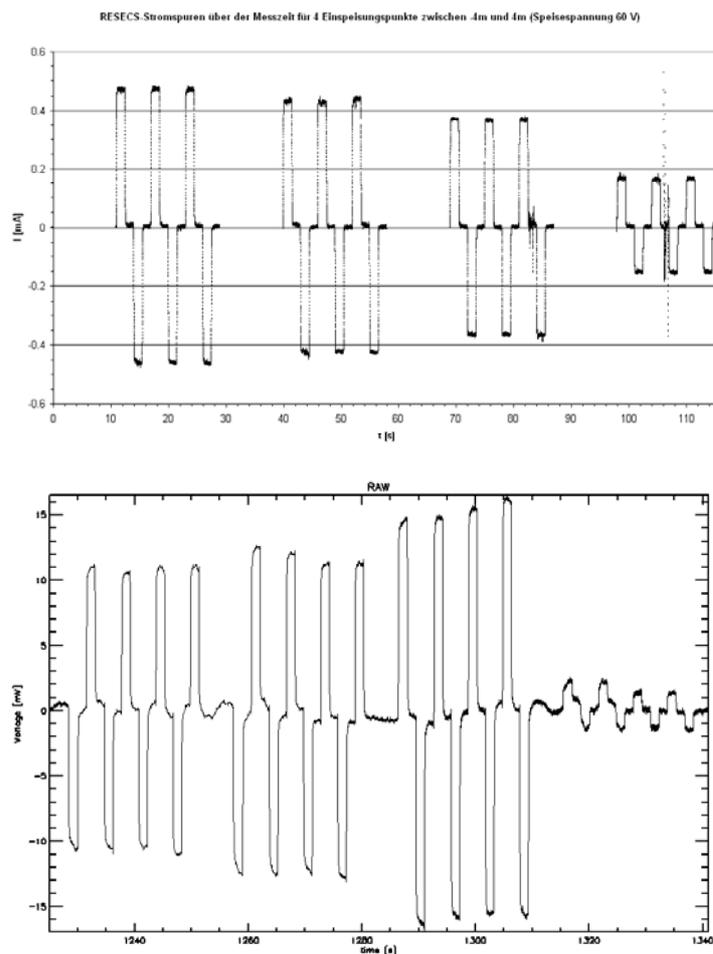


Abb. 2.6: RESECS-Signale der Strom-Zyklen pro Messpunkt (oben) und RefTek-Registrierung der Spannungssignale als Zeitreihe (unten). Der erste Zyklus wird bei der RESECS nicht aufgezeichnet, da er nicht mit zur Auswertung genutzt wird.

mit dem Multielektrodensystem - komplett als Spannungszeitreihe vor. Daher konnte die Signalbearbeitung hier vollständig, d.h. von den Rohdaten bis zu den Messwerten der scheinbaren spezifischen Widerstände, mit dem Programm DCtrap durchgeführt werden. Mit Hilfe des Shunts wird dabei die Spannungszeitreihe in eine Stromzeitreihe umgerechnet. Für jeden Messpunkt werden dann Strom- und Spannungssignal über die Anzahl der Signalzyklen einzeln gestapelt und anschließend der Widerstand berechnet.

Darstellung der Rohdaten als Pseudosektion

Die Darstellung der Daten als Pseudosektion, d.h. die scheinbaren spezifischen Widerstände aufgetragen über den Anordnungs-Mittelpunkten (MidPoints) und mit den Elektrodenabständen normierten Auslagenweiten (Level), weist infolge der unterschiedlichen Mess-Systeme, die den Messungen zugrunde liegen, einen stark heterogenen Charakter auf (Abb. 2.7). Die einzelnen Pseudosektionen sind nicht vollständig mit Messwerten besetzt, einerseits weil sie mangels Zeit nicht komplett durchgemessen werden konnten, andererseits weil der Spannungs-Eingang übersteuert war (Datenausfall bei der RESECS-Messung). Große Bereiche bei größeren Eindringtiefen sind infolge der unterschiedlichen Konfigurationen der Mess-Systeme, die zur Anwendung kamen, nicht überdeckt worden. Da der Stromdipol nur auf der Profilanlage der Multielektrodenapparatur wanderte, lieferten die Transientenrekorder rechteckige, schräge Teilsektionen im Randbereich der RESECS-Sektion. Die Dipolabstände lagen bei Messungen mit kombinierten RESECS-Stromeinspeisungen und RefTek-Spannungsmessungen zwischen +8 m und +220 m (entspr. Level 3 bis 109) und liegen in der Pseudosektion im Profilbereich -65 m bis +182 m. Bei den Messungen mit MPS2-Einspeisungen, die im Profilbereich +120 m bis +182 m liegen, betragen die Dipolabstände zwischen 126 m und 224 m (entspr. Level 62 bis 111).

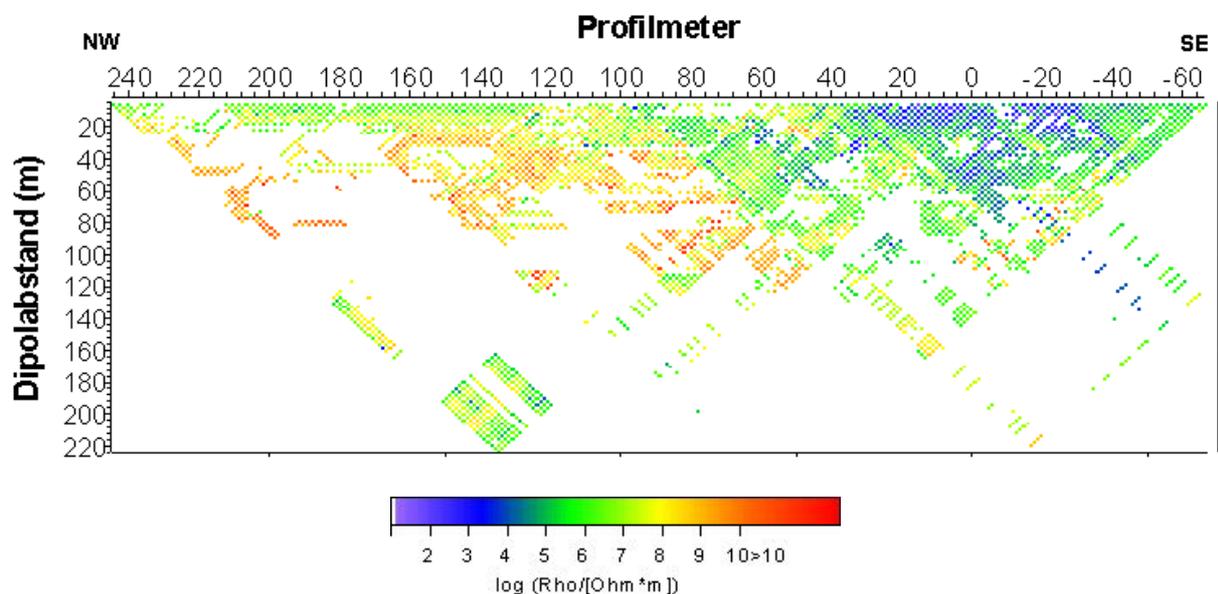


Abb. 2.7: Darstellung der Rohdaten aller verwendeten Mess-Systeme (RESECS, RefTeks, MPS2) als Pseudosektion.

Da die Anzahl der Messungen für die einzelnen Punkte der Pseudosektion daher stark schwankte – von 0 bis zu 17-fach in eine Richtung (Rückmessung), insgesamt lagen pro Mittelpunkt sogar bis zu 19 Messungen vor - wurden die Messdaten vor der Inversion für jeden Messpunkt nach Hin- und Rückmessungen gemittelt. Die Anzahl der Messdaten reduzierte sich dadurch auf etwa die Hälfte der Einzelmessungen.

Auswertung der Messungen

Unter der Annahme, dass die Messwerte aus einer zweidimensionalen, horizontalen Schnittebene durch das Profil im Mess-Stoß stammen, d.h. der Einfluss von 3D-Effekten zu vernachlässigen ist, wurden sie zweidimensional mit dem Inversionsprogramm DC2DSirt (KAMPKE 1996, Weller et al. 1996) invertiert. Das Programm hatte sich bereits im Vorgängerprojekt als für die Inversion großer Widerstandskontraste im Salz (mehr als sechs Größenordnungen) geeignet erwiesen. Die scheinbaren spezifischen Widerstände wurden jedoch logarithmiert invertiert, um numerische Instabilitäten im Programmalgorithmus auszuschließen. Eine Vergleichsrechnung mit linearen scheinbaren spezifischen Widerständen konnte nur bis zur zweiten Iteration durchgeführt werden, ergab aber im erhaltenen Widerstandstiefenmodell die selben signifikanten Anomaliestrukturen, mit durchschnittlich 50 % zu großen scheinbaren spezifischen Widerständen beim Minimum und Abweichungen an der Tiefenbegrenzung der Leitfähigkeits-Struktur.

Die Inversion wurde für die Daten, die nur aus RESECS-Messungen hervorgingen, als auch für die Daten aus kombinierten RESECS- und RefTek-Messungen - zunächst mit den mit Geometriefaktoren für den Halbraumfaktor berechneten scheinbaren spezifischen Widerständen - durchgeführt. Der Übergang vom Halbraum in Stoßnähe zum Vollraum in größerer Entfernung zum Stoß, der im Geometriefaktor (K-Faktor) berücksichtigt werden sollte, wurde durch dreidimensionale numerische Modellierung eines Geometrie-Modells der Strecke ermittelt (siehe Kap. 2.3.2). Die erneute Inversion der Messdaten, die mit dem numerisch berechneten Geometriefaktor korrigiert wurden, ergab jedoch keine signifikanten Unterschiede im Widerstandstiefenmodell im Vergleich zum Inversionsergebnis mit Halbraum-Geometriefaktoren. Die Ursachen hierfür sind in dem sehr großen gemessenen Widerstandskontrasten zu sehen, in dem die Resistivitäten schwanken. Ein Wertebereich von mehr als sechs Größenordnungen entspricht einem Dynamik-Faktor von bis zu 10^6 , dem gegenüber der Einfluss von Halb- und Vollraum lediglich einem Dynamik-Faktor von 2 entspricht. Auf Untersuchungen zum Einfluss und zur Korrektur von 3D-Effekten in den Messdaten wird in Kapitel 2.3.2 ausführlicher eingegangen.

Die Anpassungsfehler für das erhaltene Widerstandstiefenmodell liegen in der Größenordnung von 14 % bis 22 % und ändern sich bereits nach 10 bis 20 Iterationsschritten nur noch im Promille-Bereich. Das Widerstandstiefenmodell für den Horizontalschnitt durch das Stoßprofil weist in allen invertierten Teildatensätzen die selben Widerstands-Strukturen und Anomalien auf.

Das für die 2D-Inversion der Daten aus RESECS-Messungen, kombinierten RESECS-RefTek-Messungen und MPS 2 - Einspeisungen (insgesamt ca. 5200 Werte) auf einem Profilbereich von -70 m bis 248 m und einer Inversionstiefe von 40 m erhaltene Widerstandstiefenmodell, dargestellt bis in eine Tiefe von 30 m (Abb. 2.8), zeigt sehr große Widerstandskontraste mit Werten von 10^3 bis 10^{12} Ωm . Relativ niedrige spezifische Widerstände (< 10000 Ωm) findet man im Bereich um die Horizontalbohrungen, im Norden begrenzt bis Profilmeter 100 m, und im südlichen Profilbereich. Ein breites Widerstandsminimum mit Werten zwischen 1000 und 10000 Ωm befindet sich etwa zwischen Profilmeter -40 m und 40 m. Die niedrigsten Werte (< 1000 Ωm) erreicht der spezifische elektrische Widerstand zwischen Profilmeter 0 m und 20 m sowie bei -20 m.

Im Profilbereich 0m bis 100 m treten moderate Widerstandswerte (10^7 bis 10^8 Ωm) auf mit einem lokalen Minimum (10^5 Ωm) bei Profilmeter 60 m. Im nördlichen Teil (ab 100 m) nehmen die Widerstände ab Stoßentfernungen von etwa 10 m bis auf Werte 10^8 bis 10^{10} Ωm zu, bis auf maximal 10^{12} Ωm in 20 m Stoßentfernung. Stoßnah bei Profilmeter 95 m, 190 m und 220 m deuten sich lokale Widerstandsminima mit Werten zwischen 10^5 und 10^6 Ωm an.

Ein Inversionsversuch mit dem kommerziellen 2D-Inversionsprogramm Res2Dinv erwies sich als sehr schwierig, trotz der vom Programm standardmäßig durchgeführten Logarithmierung der Resistivitäten. Das Inversionsergebnis nach 6 Iterationen hatte einen RMS-Fehler von 13%, ergab aber keine plausible und physikalisch sinnvolle Widerstandstiefenverteilung.

2.3.1.5 Ergebnisse der Untertagemessungen am Referenzstandort

Der Horizontalschnitt der Widerstandsverteilung im SW-Stoß auf dem Profilbereich -70 m bis 248 m (Abb. 2.8) zeigt niedrige spezifische Widerstände im südlichen Profilbereich, die im Kontrast zu den sehr hohen spezifischen elektrischen Widerständen von größer $10^8 \Omega\text{m}$ im nördlichen Bereich stehen. Gut leitfähige Bereiche wie das streckennahe Widerstandsminimum zwischen Profilmeter -50 m und 40 m mit Werten kleiner $1000 \Omega\text{m}$, deuten auf eine stoßnahe Durchfeuchtung hin. Mit einer tiefergreifenden Durchfeuchtung im Profilbereich von -50 m bis 0 m (bis 20 m weit) kann die Feuchtezone bis in etwa 15 m Tiefe abgeschätzt werden. Inwieweit die Feuchtezone mit dem in 60 m bis 70 m Entfernung zum Stoß erbohrten Laugenvorkommen korrespondiert, kann jedoch nicht gesagt werden.

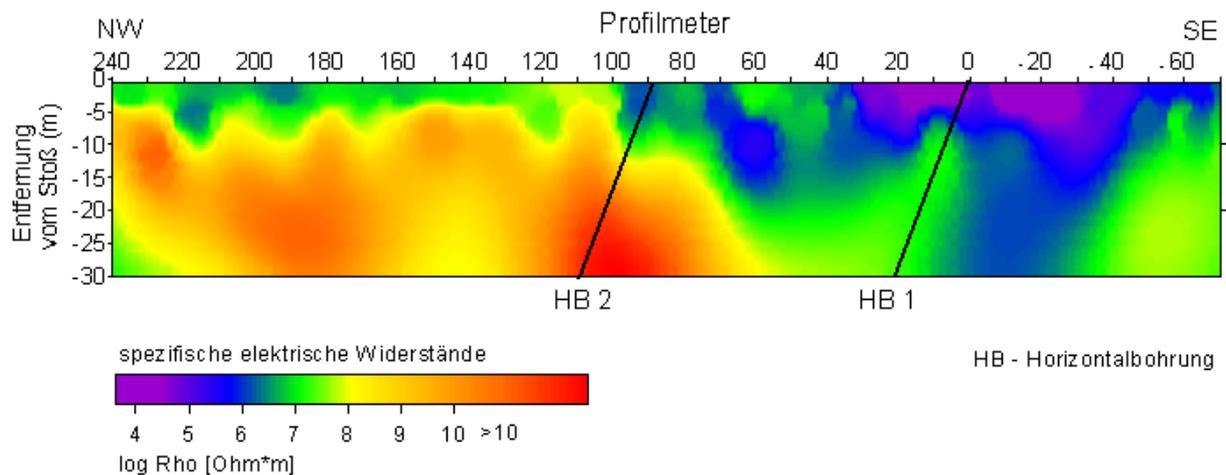


Abb. 2.8: Widerstandsverteilung in der Horizontalebene durch das Stoßprofil als Ergebnis der 2D-Inversion mit DC2DSirt

Ein längliches, etwa bis 10 m Tiefe reichendes Widerstandsminimum mit Werten um $10^5 \Omega\text{m}$ tritt etwa bei Profilmeter 60 m auf, das möglicherweise im Zusammenhang mit dem ausgedehnten Anomaliebereich um Profilmeter 0 m zu sehen ist. Ab Profilmeter 100 m in nördlicher Richtung des Profils treten vorrangig sehr hohe spezifische Widerstände (größer $10^8 \Omega\text{m}$) auf, die stoßnah von kleinen, isolierten Leitfähigkeitsstrukturen bei Profilmeter 90 - 100 m, 190 m und 220 m unterbrochen werden. Sie entsprechen in etwa der Profillage von Anhydritmitteln, die gemäß der Stoßkartierung (siehe Anhang) bei 97 - 100 m und 176 - 179 m angeschnitten werden.

Die Leitfähigkeitsanomalie bei 220 m mit Werten um $10^6 \Omega\text{m}$ scheint mit einem aus dem Stoß tretenden Radarreflektor zu korrelieren. Das Widerstandsminimum kann durch die stärkeren hygroskopischen Eigenschaften eines bei 219 - 220 m austreichenden dünnen Hartsalzbandes verursacht sein.

Um die Hypothese einer Teildurchfeuchtung der Strecken-Sohle im Bereich des Profilnullpunkts, die aus Radarmessungen auf der Sohle erhoben wurde (siehe Kapitel 3.2.3), zu überprüfen, wurde auf der Sohle, ca. 1.50 m vom Messstoß entfernt, zusätzlich eine Dipol-Dipol-Pseudosektion von -12 m bis 50 m gemessen. Das Widerstands-Tiefen-Modell für das

Sohlen-Profil (Abb. 2.9) zeigt ein starkes Minimum im Bereich zwischen -5 m und $+13$ m, das wahrscheinlich mit der Leitfähigkeitsanomalie im Stoß zusammenhängt, aber wesentlich geringere Widerstände um $100 \Omega\text{m}$ aufweist. Das Sohlen-Minimum setzt sich mit Werten zwischen 10^3 und $10^4 \Omega\text{m}$ bis etwa Profilmeter 45 m fort.

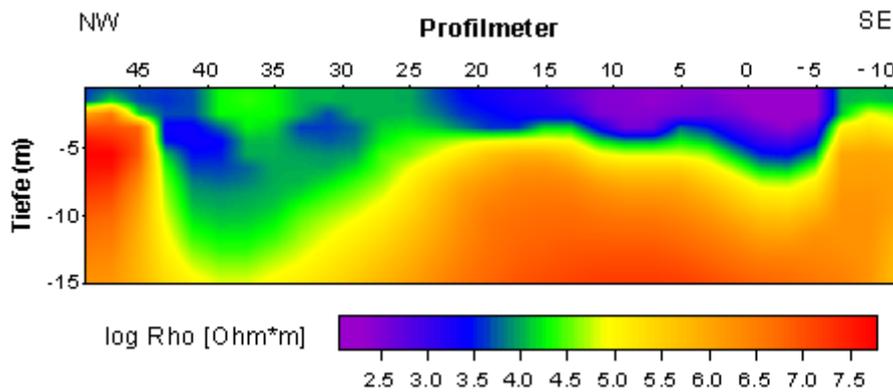


Abb. 2.9: Widerstandsverteilung in einem Vertikalschnitt durch das Sohlenprofil

2.3.1.6 Messungen an weiteren Standorten

In Ergänzung zu den Messungen am Referenzstandort Sigmundshall wurden geoelektrische Untertagemessungen im Forschungsbergwerk Asse (Niedersachsen) sowie im ehemaligen Kalibergwerk Teutschenthal (Sachsen-Anhalt) durchgeführt. Im Forschungsbergwerk Asse konnten die vorhandenen Geoelektrik-Installationen des Betreibers, des Forschungszentrums für Umwelt und Gesundheit (GSF), genutzt werden. Neben Vergleichsmessungen zu bisherigen Routine-Messungen der GSF auf einem fest installierten Elektrodenprofil auf der 490 m Sohle wurde ein Machbarkeitstest für Übertage-Untertage-Messungen durchgeführt.

In Teutschenthal konnten exemplarisch geoelektrische Messungen unter anderen Randbedingungen vorgenommen werden. Dort stand in der in einer Lagerstätte mit flacher Lagerung der Schichten befindlichen Grube eine Strecke mit kreisförmigem Querschnitt im Carnallit zur Verfügung, in der Messungen auf einem ringförmigen Profil durchgeführt wurden.

Messungen im Forschungsbergwerk Asse

Im Forschungsbergwerk Asse werden seit etwa 10 Jahren auf einem auf der 490 m Sohle fest installierten Profil bestehend aus 249 Elektroden geoelektrische Überwachungsmessungen durchgeführt (YARAMANCI 2000). Die Messungen werden in regelmäßigen zeitlichen Abständen (2 bis 4 Wochen) wiederholt, wobei mit einer SYSCAL R2-Apparatur in Wenner-Anordnung über die gesamte Länge des Elektrodenprofils von 496 m gemessen wird. Sie ergaben jedoch bisher keine eindeutigen Laugennachweise, obwohl Laugenzutritte auf einer tieferen Sohle beobachtet wurden.

Ziel der geoelektrischen Messungen war es nun, einen eventuell vorhandenen Laugenpfad im Stoß zu detektieren. Weiterhin konnten die Installationen der GSF genutzt werden, um mit relativ geringem Aufwand testweise einige Übertage-Untertage-Messungen durchzuführen.

Die gesamten Messungen sind bei KRAUSE et al. (2004) ausführlich dokumentiert.

Dipol-Dipol-Messungen auf der 490 m Sohle

Auf der 490 m Sohle wurden insgesamt zwei geoelektrische Profile mit 380 m und 190 m Länge in Dipol-Dipol-Anordnung mit 2 m bzw. 4 m Dipolweite gemessen (Abb. 2.10). Da der mögliche Laugenpfad eher im westlichen Profilbereich angenommen wurde, wurde das 380 m lange Profil 1 am westlichen Ende des Elektroden-Profils angelegt und mit durchgehend 4 m Dipolweite gemessen. Das zweite Dipol-Dipol-Profil mit 190 m Länge wurde mit einer Dipolweite von 2 m gemessen. Zur besseren Ankopplung wurden die Elektroden an den zugänglichen Profilabschnitten mit Lauge befeuchtet.

Für die Messungen mit einer externen Messapparatur wurden die Elektrodenanschlüsse an dem an der Containerwand befindlichen Schaltbrett abgegriffen, von dem aus die Kabel vom Profil zum Multiplexer und zur SYSCAL-Apparatur geführt werden. Als Messapparatur kam eine mehrkanalige geoelektrische Multielektroden-Apparatur (RESECS von GeoServe Kiel) mit 96 Elektroden zum Einsatz. Zusätzliche Spannungsaufzeichnungen wurden mit 11 Transientenrekordern RefTek-125 (Refraction Technology) durchgeführt.

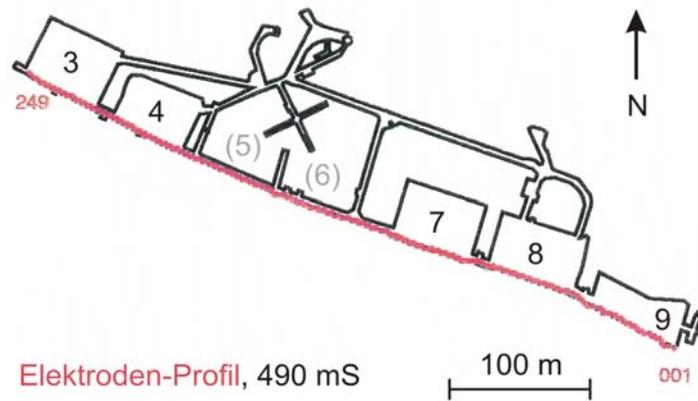


Abb. 2.10: Lage und Streckenführung des Elektrodenprofils auf der 490 m Sohle, mit Nummerierung der Elektroden (1 bis 249) und den Kammern 3 bis 9. Die Kammern 5 und 6 sind nur auf der darunter liegenden Sohle aufgefahren.

Die Pseudosektionen der gemessenen Dipol-Dipol-Profile (Abb. 2.11) sind bis zum größten Dipolabstand - dem 93. Level entsprechend 376 m bei Profil 1 und 188 m beim Profil 2 - dicht mit Datenpunkten besetzt. Die Werte für die scheinbaren spezifischen Widerstände liegen zwischen $10^{2.5} \Omega\text{m}$ und $10^{10.5} \Omega\text{m}$ und nehmen mit zunehmender Eindringtiefe zu.

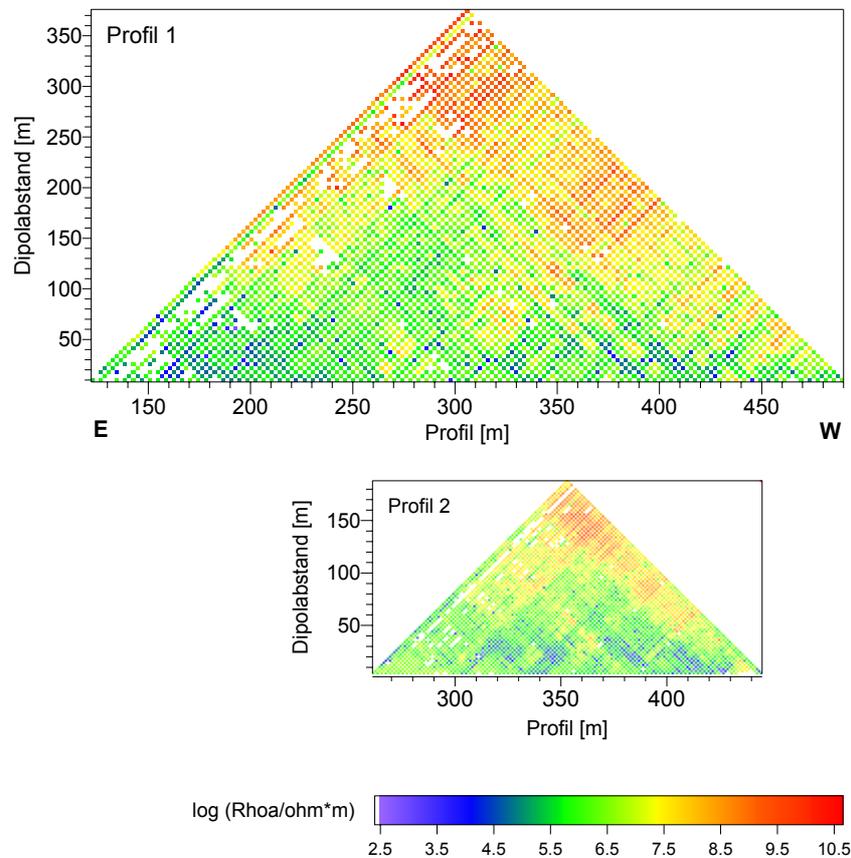


Abb. 2.11: Darstellung der Rohdaten der Dipol-Dipol-Messungen auf der 490 m Sohle als Pseudosektionen, mit Dipolweite 4 m (Profil 1) und Dipolweite 2 m (Profil 2)

Die scheinbaren spezifischen Widerstände sind mit dem Halbraum-Konfigurationsfaktor berechnet worden und wurden zweidimensional linear mit dem Programm DC2DSirt (KAMPKE 1996) invertiert. Die Inversionsergebnisse nach der 10. Iteration sind wegen der großen Widerstandskontraste logarithmiert dargestellt.

Die Widerstandstiefenmodelle aus beiden Profilen für den Horizontalschnitt durch den Stoß ergeben einen eindeutigen Trend zur Widerstandszunahme mit zunehmender Entfernung vom Stoß auf Werte über $10^7 \Omega\text{m}$ ab etwa 20 m Tiefe. Stoßnah sind in beiden Profilen leitfähige Anomaliebereiche mit minimal $10^5 \Omega\text{m}$ erkennbar, die zwischen Profilmeter 150 m bis 250 m bzw. 300 m bis 420 m liegen und ca. 15 m tief reichen (Abb. 2.12).

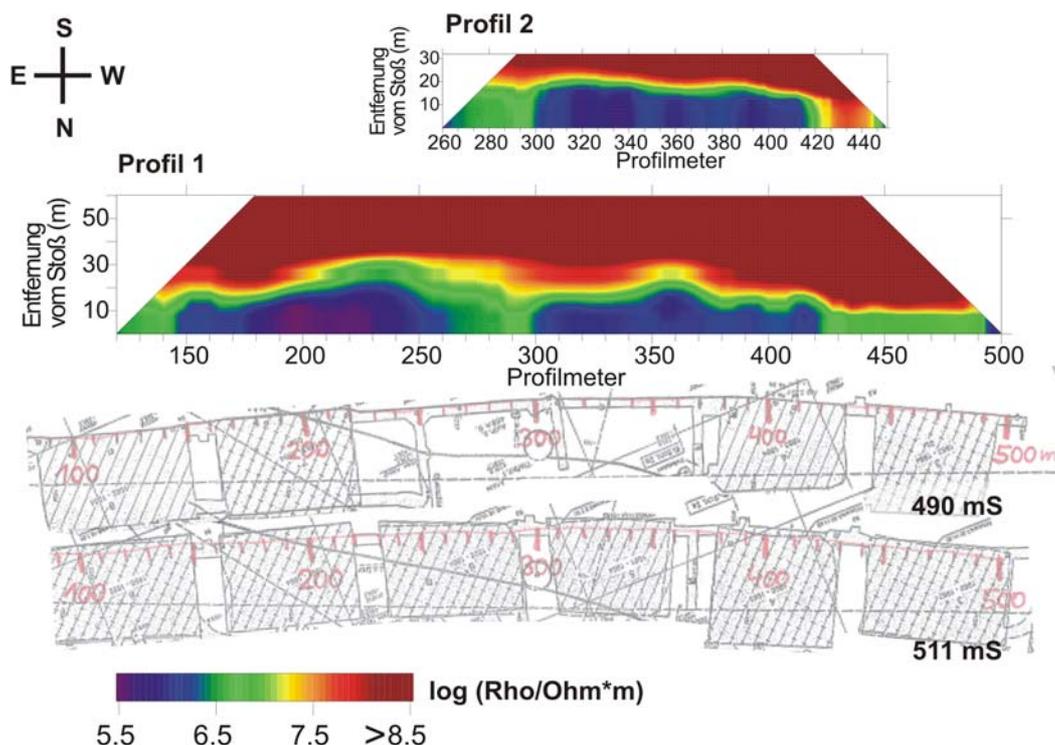


Abb. 2.12: Horizontale Widerstandsverteilungen aus der 2D-Inversion der Dipol-Dipol Messungen auf Profil 1 und 2 (490 mS), unterlegt mit dem Riss der Kammern 3 (westlichste) bis 8 der 490 m Sohle mit Elektrodenprofil (rot) und Kammerriss der 511 m Sohle mit projiziertem Elektroden-Profil (Kartengrundlage: HENSEL 2003)

Die Begrenzungen der langgestreckten Anomaliebereiche in den Widerstandstiefenverteilungen weisen eine auffällige Korrelation zur Geometrie der Kammern auf. Wie ein Ausschnitt der 490 m Sohle im Bereich der Kammern 3 (im Westen, siehe Abb. 2.10) bis 8 (im Osten) aus dem von der GSF zur Verfügung gestellten Risswerk zeigt (Abb. 2.12), liegt die östliche Leitfähigkeitsanomalie über den Kammern 6 und 7, die westliche Anomalie über den Kammern 4 und 5. Angesichts der mit durchschnittlichen Ausmaßen von $60 \times 40 \times 15$ Meter beträchtlichen Hohlräume der einzelnen Kammerräumlichkeiten können die niederohmigen Anomaliebereiche in den Widerstandsverteilungen möglicherweise auf das befeuchtete, leitfähigere Versatzmaterial in den Kammern zurückzuführen sein.

Da die Schwebelage zwischen der 490 m Sohle und der 511 m Sohle nur 6 m mächtig ist und zum Zeitpunkt der Messungen die Verfüllung bereits in allen Kammern der 511 m Sohle so gut wie abgeschlossen war, wäre es möglich, dass die Messungen auf dem in ca. 1.50 m Höhe über der Sohle installiertem Stoßprofil der 490 m Sohle durch den Vollraumeinfluss bereits

die großen, mit Versatz angefüllten und durchfeuchteten Kammern der tieferen Sohle erfassen.

Der Einfluss der versetzten Gruben Hohlräume auf die Messdaten konnte mit Hilfe von 3D Finite-Elemente-Modellrechnungen sowohl für eine Wenner- als auch eine Dipol-Dipol-Anordnung als relevant abgeschätzt werden. Als numerisches Modell wurden zwei vollständig verfüllte Kammern der Ausmaße 50×50×15 Meter mit einem spezifischen Widerstand von $10^3 \Omega\text{m}$ in einem homogenen Gebirge von $10^6 \Omega\text{m}$ angenommen, die sich 6 m unterhalb und 5 m seitlich versetzt zum Profil befanden.

Vergleich mit Routinemessungen der GSF

Im Anschluss an die Dipol-Dipol-Messungen erfolgten Routine-Messungen durch die GSF mit der SYSCAL-R2 in Wenner-Anordnung über das gesamte, 496 m lange Profil. Dabei werden aus Zeitgründen jeweils nur 12 verschiedene Auslagen verwendet, wie in der Darstellung der Daten als Pseudosektion in Abb. 2.13 zu erkennen ist. Die Daten wurden danach ebenfalls mit

DC2DSirt invertiert, jedoch nur bis in 20 m Tiefe, da bei den größeren Aufstellungsweiten nur noch wenige Datenpunkte vorhanden sind. Das nach der 10. Iteration erhaltene Widerstandstiefenmodell zeigt laterale Widerstandsvariationen mit einem leitfähigen Anomaliebereich von $10^3 \Omega\text{m}$ direkt am Stoß bei Profilmeter 150 m (Abb. 2.14). Eine weitere niederohmige Anomalie befindet sich zwischen 300 m und 350 m, die ebenfalls mit einem 3D-Einfluss der wenige Meter darunter liegenden verfüllten Kammer 5 in Zusammenhang gebracht werden könnte.

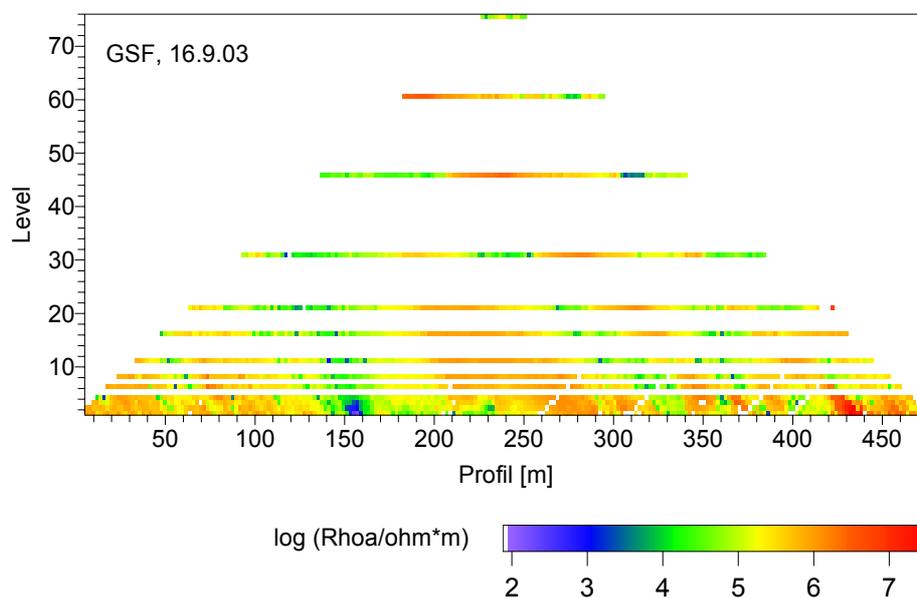


Abb. 2.13: Pseudosektion der Wenner-Rohdaten der GSF-Messung vom 16.9.03 mit Sondenabständen von $a = 2$ m bis 152 m. Die Daten wurden freundlicherweise von H. FRICKE und N. STOCKMANN (GSF) zur Verfügung gestellt.

Der Vergleich der Ergebnisse der Dipol-Dipol-Pseudosektionen und der Wenner-Pseudosektion zeigt eine gewisse Übereinstimmung: Es treten im Bereich der unter der Mess-Sohle befindlichen, mit niederohmigem Material verfüllten Kammern niederohmige Anomaliebereiche auf. Diese weisen jedoch bei den Dipol-Dipol-Messungen mit größerer Eindringtiefe eine schärfere Begrenzung auf.

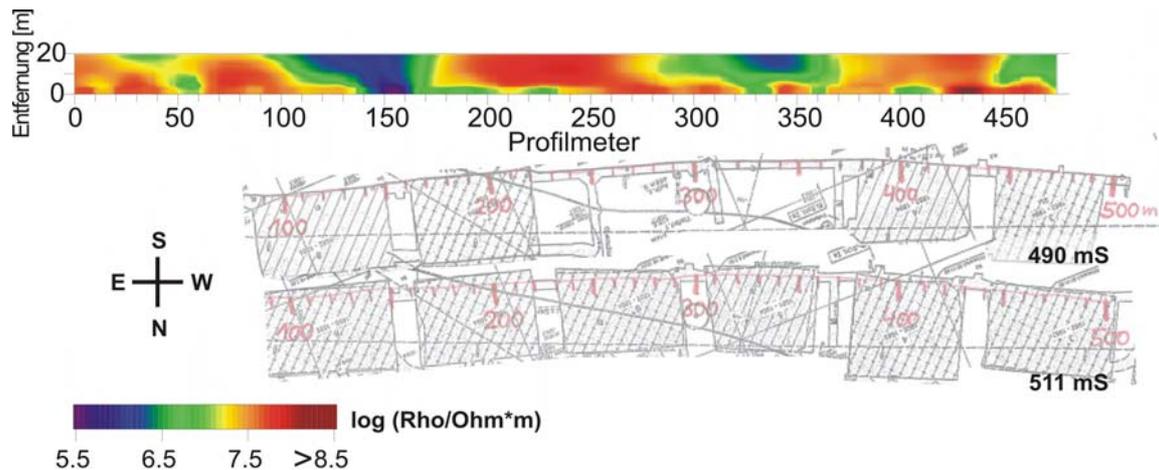


Abb. 2.14: Horizontale Widerstandsverteilung der 2D-invertierten Wenner-Daten vom 16.9.03 (GSF), unterlegt mit den Kammerrissen 3 bis 8 (von W nach E) der 490 m und 511 m Sohle und Elektroden-Profil auf der 490 m Sohle (projiziert auf die 511 mS), (Kartengrundlage: HENSEL 2003)

Übertage- Untertage-Messungen

Um die durch die eindimensionale Profilanlage entlang einer Strecke bedingten Mehrdeutigkeiten zu verringern, können prinzipiell Messungen mit getrennten Stromspeisungen und Spannungsmessungen mit Lage der Einspeisungspunkte und Spannungsmesspunkten auf unterschiedlichen Sohlen oder übertage und untertage von Nutzen sein. An Hand solcher Widerstandsmessungen können Aussagen über großräumigere Fluid-Ansammlungen oder -bewegungen getroffen werden. Durch die Universität Leipzig wurden in mehreren Projekten bereits erfolgreich vertikale bzw. azimutale Fluidbewegungen infolge von Pump- oder Injektionsexperimenten in der KTB-Vorbohrung durch sogenannte In-Hole- bzw. Surface-Hole-Messungen bestimmt (JACOBS & DANCKWARDT 2002).

Um die Machbarkeit von Übertage-Untertage-Messungen im Umfeld eines Salzbergwerkes zu testen, wurden auf je einem 100 m, 200 m und 300 m langen Dipol an der Erdoberfläche mit der Hochspannungsquelle MPS-2 Ströme eingespeist (Speisespannungen 300 bis 900 V) und an mehreren, 6 m bis 150 m langen Spannungsdipolen auf dem Geoelektrik-Profil der 490 m Sohle die Spannungszeitreihen mit RefTeks registriert. Die durchmessene Teufe betrug also knapp 500 m. Die Ausrichtung der Spannungsdipole ist mit dem Elektrodenprofil der NW-SE-aufgefahrenen Kammern des Grubengebäudes vorgegeben, der Stromdipol wurde daher auch NW-SE entlang eines Waldweges westlich der Schachanlage angelegt (Abb. 2.15).

Die Spannungsdipole befanden sich auf der 490 m Sohle in Höhe der Kammern 3 und 4 sowie, mit größeren Dipolweiten, weiter östlich im Bereich der Kammern 6 und 7. Zusätzlich wurde über das gesamte Profil auf der 637 m Sohle ein 98 m langer Spannungsdipol angeschlossen. Die Speisespannungen am Stromdipol lagen zwischen 300 V und 900 V, die Größenordnung der registrierten Spannungen lag etwa zwischen 20 μV und 0.2 mV. Beispielsweise wurde auf einem 100 m langen Dipol an der Erdoberfläche ein Strom von ca. 0.7 A eingespeist und auf der 490 m Sohle an einem 12 m langen Mess-Dipol, zwischen Profilmeter 460 m und 472 m, eine Spannung von ca. 0.2 mV gemessen (Abb. 2.16). Das Spannungssignal für 12 m Dipolweite ist hier relativ unverrauscht, die Rohdaten weisen deutlich die Rechteck-Signalfom des Stromsignals auf (Abb. 2.16).

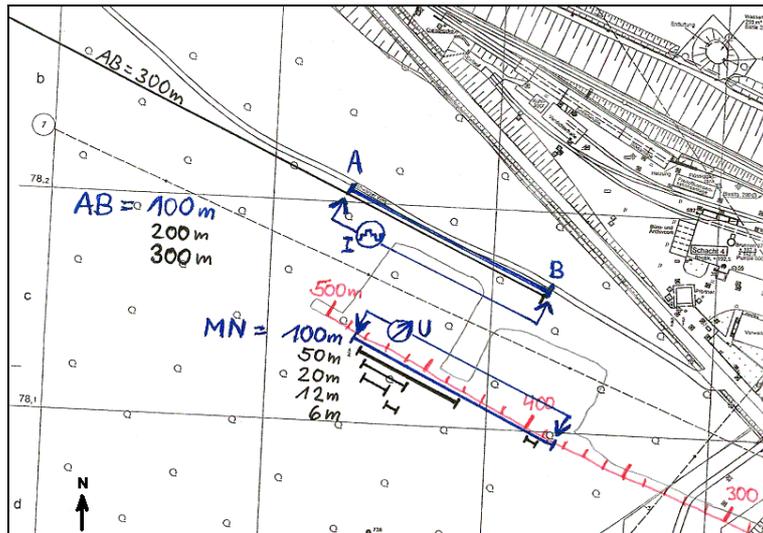


Abb. 2.15: Skizze des übertägig angelegten Stromdipols (blau: 100 m Dipolweite) und der untertägigen, auf GOK projizierten, Länge und Lage einiger Spannungsdipole auf dem Messprofil der 490 m Sohle (Umrisse: Kammer 3 und 4) auf dem Tageriss der Schachanlage Asse

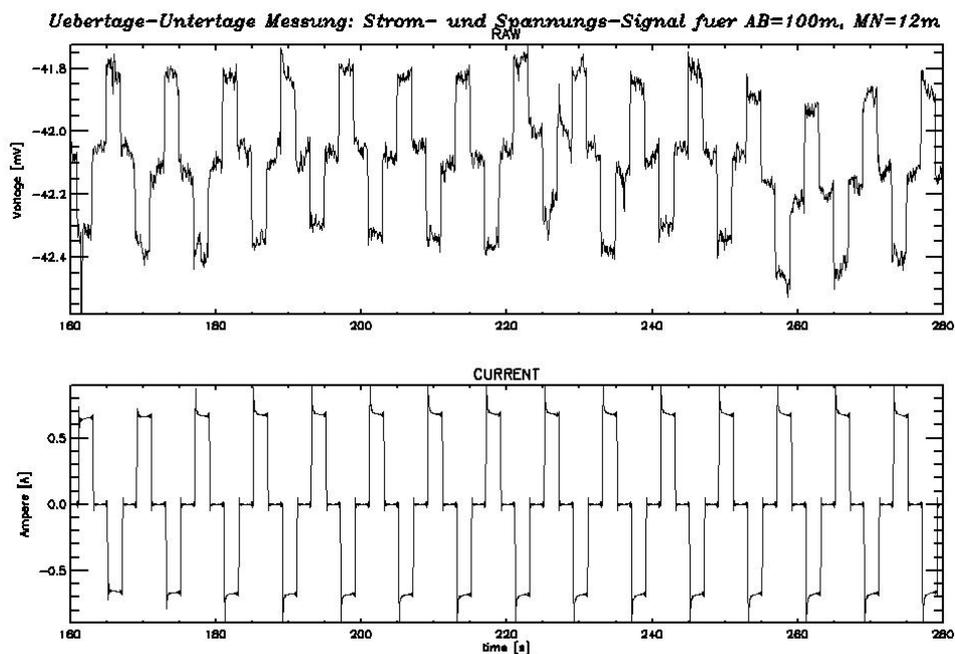


Abb. 2.16: Unprozessierte Zeitreihen aus RefTek-Registrierungen für einen übertägigen 100 m-Stromdipol (unten) und einen 12 m-Spannungsdipol (oben) auf der 490 m Sohle

Die Mehrzahl der untertägig registrierten Spannungen bei übertägiger Einspeisung weisen für alle Spannungsdipolweiten bereits in den Rohdaten gute Signalqualität und ausreichend hohe Spannungsbeträge auf, so dass die Durchführung einer kompletten Übertage-Untertage-Messung sehr erfolgversprechend zu sein scheint. Für eine Inversion der Daten müssen allerdings noch systematische Untersuchungen, z.B. mit Hilfe von numerischer 3D-Modellierung, durchgeführt werden.

Messungen im ehemaligen Kalibergwerk Teutschenthal

In der Grube Teutschenthal, westlich von Halle (Sachsen-Anhalt), wurde bis 1982 das Kalisalz des Kaliflözes Staßfurt in einer Teufe von 600 bis 900 m abgebaut. Die Schichten sind flachgelagert mit einem schwachen Einfallen nach Norden (BODENSTEIN et al. 1998). Gegenwärtig findet eine Verwahrung der Grube und eine Untertageverwertung von Industrieabfällen statt. Um die Langzeitsicherheit der Grube zu gewährleisten, ist es aufgrund der örtlichen Besonderheiten nötig, ein Grubenfeld gegenüber dem restlichen Grubengebäude durch den Bau von Streckenverschlüssen abzudichten. Mit der Lösung der Aufgaben der Standortcharakterisierung sowie Planung und Spezifikation des zu errichtenden Verschlussbauwerkes ist eine Projektgruppe unter Leitung des Grubenbetreibers, der GTS Teutschenthal GmbH, befasst (BMBF-Vorhaben 02C0942).

Die abzudichtende Strecke befindet sich im Carnallit (Stratigraphie in Abb. 2.17). Problematisch ist der hohe Anteil des Minerals Tachhydrit (ca. 10 %) und seine Zersetzung in der Wetterfeuchtigkeit sowie die damit verbundene Hohlrumbildung im Gebirge. Im Untersuchungsbereich sind bis mindestens 20 cm tief in den Stoß hinein ausgewitterte Kieseritbänder aufgeschlossen. Der schmierige Verwitterungsrückstand lässt auf schichtparallel zu den Kieseritlagen orientierte ursprüngliche Einlagerungen des Minerals Tachhydrit schließen. Die Ausbildung dieser Zersetzungsfront, der chemischen Auflockerungszone, in Zusammenhang mit der mechanischen Auflockerungsfront ist das wesentliche Problem für die Konzeption der Streckenverschlüsse. Es ist also von großem Interesse, wie weit die chemische Auflockerungszone und die Durchfeuchtung in das Gebirge hineinreichen.

In Zusammenarbeit mit dem Institut für Gebirgsmechanik (IfG) Leipzig wurden geoelektrische Messungen in der Strecke durchgeführt. Da hier insbesondere die radiale (tiefenabhängige) und azimutale Widerstandsverteilung von Interesse war, wurde ein kreisförmiges Profil mit 32 Elektroden über den Streckenquerschnitt (siehe Abb. 2.17) angelegt.

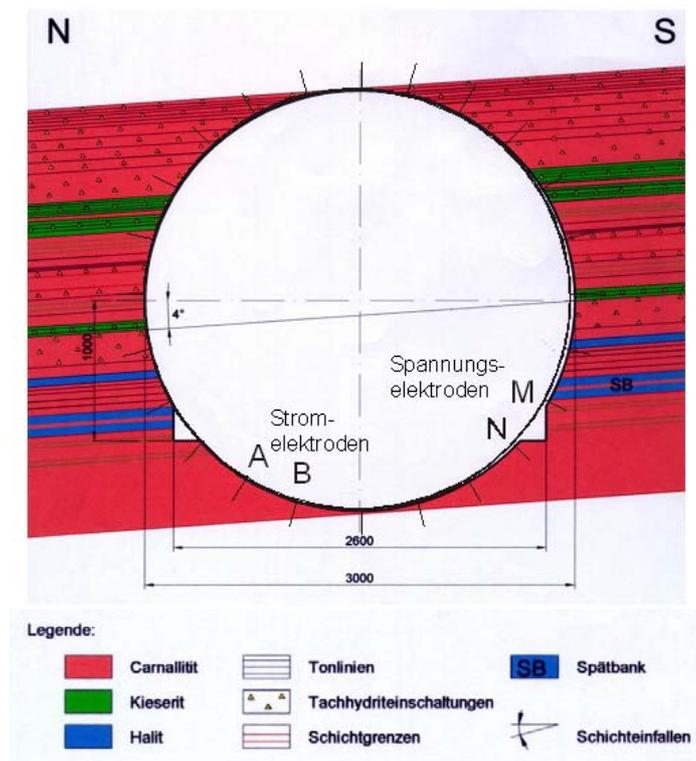


Abb. 2.17: Streckenquerschnitt mit Stratigraphie (vorläufige Arbeitsunterlage O. Landsmann, K-UTEC Sondershausen) und Elektrodenanordnung.

Elektroden kamen wiederum Keilnägeln zum Einsatz, die mit Bentonit befestigt wurden. Als Messgerät wurde ebenfalls die RESECS-Apparatur verwendet. Es wurde eine Kreispsudosektion in Dipol-Dipol-Anordnung gemessen. Die Messbedingungen waren hier infolge der hohen Durchfeuchtung der Strecke unkompliziert, die Übergangswiderstände lagen in der Größenordnung von 1.5 bis 2 k Ω .

Zur Auswertung wurden die Messwerte zunächst als Kreispsudosektion dargestellt (Abb. 2.18). Die Berechnung der Konfigurationsfaktoren erfolgte dabei mit dem 3D Finite-Differenzen-Modellierungsprogramm für Zylinder Mod3DZyl (JUST 2001) anhand eines homogenen Hohlzylinders mit einem Innenradius von 1.5 m und einem Außenradius von 300 m. In der Kreispsudosektion zeigen sich insgesamt relativ niedrige scheinbare spezifische Widerstände (<10 bis maximal 10⁴ Ω m), was auf die allgemeine Durchfeuchtung zurückzuführen ist. Besonders niedrige Werte (5 bis 10 Ω m) treten im Bereich der Sohle auf.

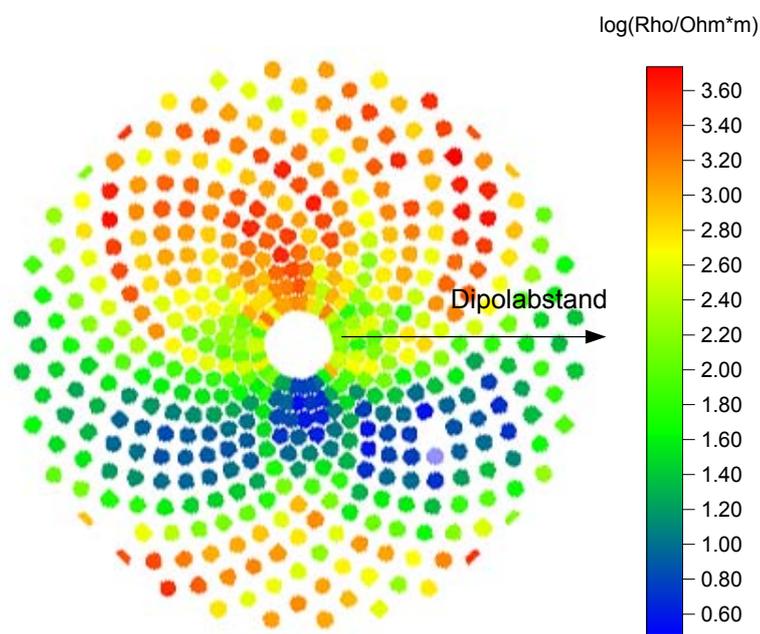


Abb. 2.18: Kreispsudosektion (32 Elektroden in Dipol-Dipol-Anordnung).

Die Kreispsudosektion wurde in Viertelsegmente unterteilt und in rechteckige Abschnitte transformiert („aufgerollt“). Dabei wurden nur die Elektrodenanordnungen berücksichtigt, bei denen alle 4 Elektroden innerhalb des Viertelkreises lagen. Die 32 einzelnen, sich überlappenden Segmente ergeben ineinandergelegt ein Band, das als normale Pseudosektion invertiert werden kann. Diese Prozedur entspricht quasi einem Aufrollen des inneren Teiles der Kreispsudosektion. Zur Inversion wurde anschließend das 2D-Programm DC2DSIRT (KAMPKE 1996) verwendet. Nach der Inversion wurde die erhaltene Widerstands-Tiefen-Verteilung wieder in die Kreisdarstellung rücktransformiert.

Das Ergebnis zeigt Abbildung 2.19. Es treten insgesamt für Salzgestein sehr niedrige spezifische elektrische Widerstände (5 Ω m - 10000 Ω m) auf, was mit einer hohen Durchfeuchtung des Gebirges in Streckennähe zu erklären ist. Besonders niedrige Widerstandswerte finden sich im Bereich der Sohle, d.h. die Sohle ist extrem durchfeuchtet. Unter der Sohle konnte dann auch durch Nachgrabung eine Ansammlung von freier Lauge in etwa 20 cm Tiefe gefunden werden. An der Firste sind die Widerstände mit bis zu 10000 Ω m höher und nach

oben zunehmend. Die Durchfeuchtung ist dort wesentlich geringer und vermutlich schnell abnehmend. An den Stößen liegt das Widerstandsniveau bei 100-1000 Ωm , d.h. es existiert hier auch eine deutliche Durchfeuchtung, die nach 1 m noch nicht gänzlich zu verschwinden scheint. Sie ist im Bereich der Kieseritbänder erhöht, was auf eine schichtparallele Feuchtigkeitsaufnahme mit zusätzlichem Verwitterungseffekt schließen lässt. Nach etwa 0.5 m scheint diese starke Durchfeuchtung abzuklingen. Die Steinsalzschrift in Sohlennähe verursacht Widerstandsmaxima. Da im Bereich der Sohle die Annahme einer Kreisgeometrie nicht zutrifft, da die Sohle planparallel aufgeschüttet ist, kommt es allerdings zu einer geometrischen Verzerrung. Im oberen Bereich stimmt die Neigung der Widerstandsschichtung tendenziell mit dem Einfallen der Schichten (4° nach N) überein.

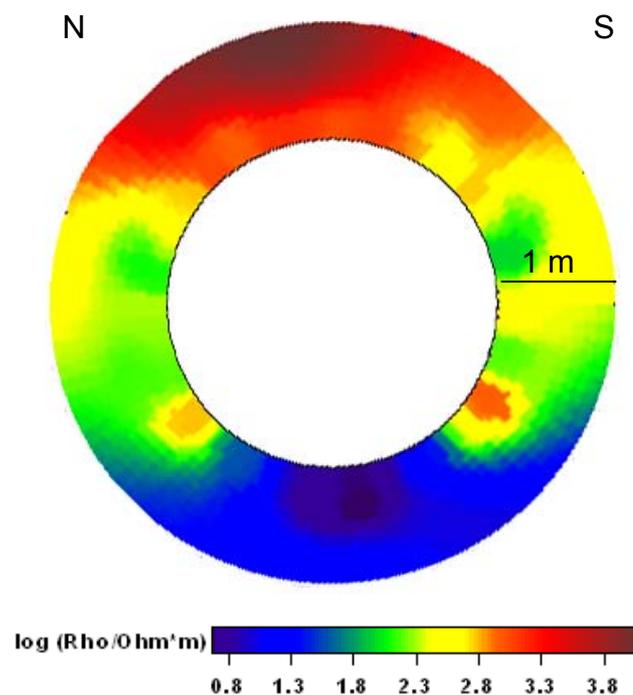


Abb. 2.19: Widerstandsverteilung im Ringraum (bis 1m Tiefe) um die Strecke.

Insgesamt konnte hier in der Strecke in einer geschichteten Lagerstätte die Schichtenfolge in ihrer vertikalen Heterogenität elektrisch abgebildet werden, wobei die Laugenansammlung in der Sohle ebenfalls zu einer Leitfähigkeitsanomalie führt.

Die Auswertung der Messungen erfolgte durch die Anwendung eines 2D-Inversionsprogrammes, das für linienhafte Messanordnungen konzipiert ist. Eine Verbesserung ist durch die Weiterentwicklung und Anwendung von Algorithmen, die auf einer Zylindergeometrie basieren, zu erwarten. Damit könnten dann auch alle Konfigurationen der Kreispsudosektion (bisher nur die kleinen Dipolabstände, nur die Elektroden, die innerhalb eines Viertelkreises liegen) berücksichtigt werden, was zu einer Vergrößerung der Eindringtiefe führen sollte. Bei der vorgegebenen Streckengeometrie (Streckendurchmesser 3m) kann die bisherige maximale Eindringtiefe mit 0.5 bis 1 m abgeschätzt werden.

2.3.2 Finite Elemente Modellierungen

Die Geoelektrikdaten wurden auf einem Stoß-Profil der untertägigen Referenz-Messstrecke auf der 480 m Sohle der Grube Sigmundshall mit einer Gesamtlänge von mehr als 300 m parallel der Streckenachse gemessen. Die halbellenförmige Wetterstrecke ist ca. 11 m breit und 6 m hoch, so dass die Entfernung zwischen Stromdipol und Spannungsdipol (Aufstellungsweite) der Messanordnung teilweise beim bis zu 20-fachen des Streckenquerschnitts lag. Dadurch ist bei Weitaufstellungen der Messanordnung zu berücksichtigen, dass die Messgrößen Strom und Spannung vom gesamten den Streckenhohlraum umgebenden dreidimensionalen Grubengebäude beeinflusst werden. Für eine bessere Interpretation der Daten im dreidimensionalen Raum wurden numerische Modellrechnungen durchgeführt.

Ziel der dreidimensionalen Modellierung waren Untersuchungen zum Halbraum-Vollraum-Übergang bzw. zum Einfluss der nahen Hohlräume des Grubengebäudes, zu 3D-Effekten von leitfähigen Störkörpern und der Problematik der Richtungszuordnung im Vollraum. Ziel war es auch, den Einfluss des Grubengebäudes auf die Messdaten anhand spezieller, für ein dreidimensionales Referenzmodell modellierter, 3DFE-Konfigurationsfaktoren in Hinblick auf eine 2D-Inversion zu kompensieren.

2.3.2.1 Modellierungsprogramme FEMLAB und ggfem3d

Zur Modellierung der unterirdischen Strecke und des Grubengebäudes wurden verschiedene 3D-Programme basierend auf der Finite Elemente (FE) Methode verwendet. Die bereits im Vorgängerprojekt begonnenen sehr umfangreichen Modellierungsarbeiten mit dem kommerziellen FE-Programm ANSYS (ANSYS Inc.) wurden teilweise wieder aufgenommen. Da die verwendete Hochschullizenz von ANSYS aber auf nur 32000 Knoten beschränkt war und mittlerweile die 3D-Version der MATLAB-basierten Entwicklungsumgebung FEMLAB (COMSOL AB), Version 2.3 für MATLAB 5.3 oder höher, zur Verfügung stand, wurde zunächst auf die weitere Verwendung von ANSYS verzichtet und mit FEMLAB gearbeitet. Seit Oktober 2003 liegt am Rechenzentrum der Universität Leipzig die Campus-Lizenz für die neue ANSYS Version 7.0 vor, die 128000 Knoten unterstützt.

Da die erforderliche große Genauigkeit der Lösung, insbesondere an den Singularitäten, sehr hohe Anforderungen an die Dynamik des Gittergenerators stellt, wurde zusätzlich das für diese Ansprüche entwickelte universitäre C++-opensource 3DFE-Programm `ggfem3d` (C. Rücker, Universität Leipzig) eingesetzt.

FEMLAB (COMSOL)

FEMLAB ist eine sehr vielseitig einsetzbare kommerzielle Multiphysik-Finite-Elemente Software und hat gegenüber ANSYS den Vorteil, dass die Berechnungen lokal auf einem PC unter Windows oder Linux durchgeführt werden können. Im Gegensatz zu ANSYS ist FEMLAB eher dafür ausgelegt, ausschließlich über die interaktive graphische Benutzeroberfläche (GUI) bedient zu werden. In der GUI können Modellgeometrie und das zu lösende Anfangsrandwertproblem für eine Stromeinspeisung verhältnismäßig schnell erstellt und die Lösung visualisiert werden. Das gesamte FEMLAB-Modell ist in einer MATLAB-Datenstruktur angelegt, die als `fem`-Struktur bezeichnet wird und einen Container darstellt für die komplette Beschreibung des Problems. Um das elektrische Potential für eine Einspeisung zu erhalten, muss die `fem`-Struktur für ein externes Postprocessing aus der FEMLAB-GUI in die MATLAB-Kommandozeile exportiert und dort die Lösung mit einer speziellen Funktion ausgegeben werden.

FEMLAB-Modelle können aber auch als MATLAB m-file im Kommandozeilen-Modus dargestellt werden. Dies ist die Voraussetzung für eine automatisierte Berechnung einer Pseudo-

sektion mit Hilfe eines Skriptes, in dem das numerische Modell mit den hierfür benötigten Programm-Modulen (Modellgeometrie, Klassifikation der Differentialgleichung, Gittergenerierung, Randbedingungen, Gleichungs-Koeffizienten, Konstanten und Einspeisungspunkte) und die MATLAB-Funktionen zum Auslesen und/oder Abspeichern der Lösung enthalten sind.

Um ein MATLAB-Skript für ein bestimmtes Modell zu erstellen, ist es empfehlenswert, zunächst beispielhaft eine Vorlage für die Geometrie und den Anwendungsmodus in der FEMLAB-GUI zu erstellen. Für Probleme der Gleichstromgeoelektrik eignet sich hier der Anwendungsmodus für den Poisson-Gleichungstyp. Die Stromeinspeisung an einem Gitterpunkt als Punktquelle kann über die Verwendung der sogenannten „Test-Funktion“ realisiert werden. Hierbei handelt es sich um einen expliziten Integralterm, dessen numerischer Wert den Beitrag 1 - entsprechend einer eingespeisten Stromstärke von 1 A - bei der Integration über den Punkt liefert, und stellt das numerisch diskretisierte Konzept der Diracschen-Delta-Funktion dar. Die FEMLAB-Skriptvorlage kann im Bedarfsfall mit Variablen und MATLAB-Routinen zu einem allgemeineren Skript verändert werden, das eine flexible Veränderung des Modells erlaubt. Für Gleichungen vom Poisson-Typ empfiehlt sich der AMG- (Algebraic Multigrid) Vorkonditionierer für den iterativen Löser. Die Verwendung des Löser mit adaptiver Gittergenerierung erwies sich wegen des großen Arbeitsspeicherbedarfs als nicht praktikabel.

ggfem3d (Dipl.-Geophys. Carsten Rücker, Universität Leipzig)

Sehr komplexe Geometriemodelle und zum Vergleich mit FEMLAB-Modellrechnungen auch einfachere Modelle wurden mit dem 3D Finite-Elemente Programm ggfem3d vom Entwickler C. Rücker berechnet. Das Programm ist Teil der opensource C++-Bibliothek DC-FEMLib, einer Eigenentwicklung des Institutes (RÜCKER 1999) für gleichstromgeoelektrische 3D-Modellierung mit Finiten Elementen. Die Bibliothek wurde für spezielle Modellprobleme wie Topographie und Singularitäten entwickelt, die durch klassische Modellierungsmethoden nur unzureichend gelöst werden können. Die auf Tetraederdiskretisierung basierende dreidimensionale Modellierungsmethode mit lokaler Netzverfeinerung erzielt eine an das Problem angepasste Diskretisierungsdichteverteilung (Gitterqualität). Daher ist es möglich, die für konventionelle Programme äußerst schwierigen Geometrieverhältnisse von $1:10^5$ und Leitfähigkeitskontraste von $1:10^7$ sehr effizient und genau zu berechnen (RÜCKER 2003).

2.3.2.2 Halbraum-Vollraum-Übergang

Die Abhängigkeit der Halbraum- und Vollraum-Gültigkeit vom Streckenquerschnitt wurden mit FEMLAB an dem Modell eines quaderförmigen Hohlraums untersucht. Für ein achsenparalleles, seitlich in 1.20 m Höhe gelegenes Elektrodenprofil ergab die Modellierung, dass bis zu Dipolabständen L von etwa dem dreifachen der Streckenhöhe h der Halbraum-Vollraum-Übergang nur von der Streckenhöhe beeinflusst wird, d.h. die Hohlraumoberfläche wird von der Messanordnung noch quasi zweidimensional erfasst (Abb. 2.20). Erst bei größeren Dipolabständen gewinnt die Breite der Strecke an Einfluss und der dreidimensionale Streckenquerschnitt werden erfasst. Ab einem Verhältnis von $L/h \geq 10$ für gleichseitige Quaderhohlräume entspricht der modellierte Konfigurations-Faktor $K[3DFE]$ dem Konfigurations-Faktor für den Vollraum und der Quotient ist 2 (Abb. 2.20).

Im geometriespezifischen Übergangsbereich zwischen Halbraum und Vollraum müssen die Konfigurations-Faktoren der Dipol-Dipol-Sektion für ein Referenzgeometrie-Modell und die Profillage numerisch dreidimensional modelliert werden. Der Halbraum-Vollraum-Effekt in den scheinbaren spezifischen Widerständen kann dann eliminiert werden, indem die verwendeten Halbraum- bzw. Vollraum-K-Faktoren durch die ortsabhängigen Konfigurations-

Faktoren $K[3DFE]$, die aus den für ein Hohlraummodell mit homogenem Widerstand modellierten 3DFE-Potentialen berechnet werden, ersetzt werden. Modellrechnungen aus dem Vorgängerprojekt (KULENKAMPPFF et al. 2002), die auf einem detaillierten CAD-3D-Geometriemodell der Bischofferode-Referenzmessstrecke beruhen, ergaben, dass der Vollraumfaktor ab der dreifachen Breite der Strecke gilt. Die Abschätzungen gelten daher spezifisch für das modellierte Hohlraummodell.

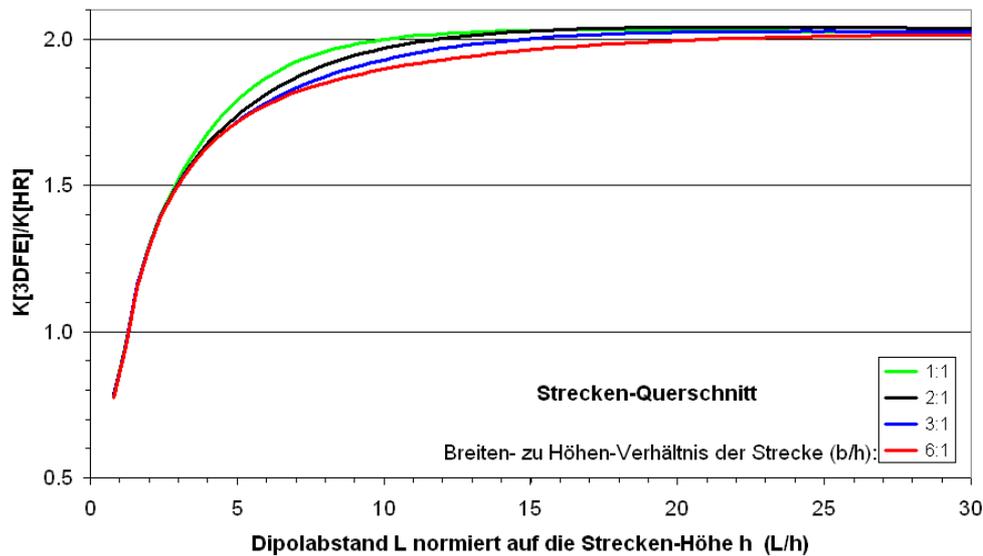


Abb. 2.20: Quotient aus modelliertem Geometriefaktors $K[3DFE]$ und Geometriefaktor für den Halbraum $K[HR]$: Einfluss der Strecken-Breite b und Höhe h eines quaderförmigen Hohlraums auf den Halbraum-Vollraum-Übergang bei Dipol-Dipol-Messung auf einem Stoßprofil in 1.20 m Höhe.

Numerisches Modell

Die Modellrechnungen mit FEMLAB zum Einfluss der Streckenhohlräume wurden an einem Würfel der Kantenlänge 1 km mit einem 800 m langen quaderförmigen Hohlraum von 11 m Breite und 6 m Höhe – vergleichbar mit den Abmessungen der Mess-Strecke auf der 480 m Sohle - durchgeführt. Das Elektrodenprofil wurde achsenparallel, in 1.20 m Höhe an der Seite der Hohlraumoberfläche durch Punktquellen an Gitterpunkten im 2m Abstand realisiert, und auf einem wandernden Stromdipol 1 A eingespeist (Abb. 2.21).

Um den Vergleich zu den Messdaten zu erleichtern, wurde das Profil, analog zum Mess-Profil auf der 480 m Sohle, von -70 m bis 248 m definiert. Als Randbedingungen wurden auf den Hohlraumoberflächen homogen Neumannsche, auf den äußeren Rändern analytische Dirichlet-Randbedingungen für Punktquellen im Vollraum und ein homogener Modellwiderstand von $10^6 \Omega\text{m}$ angenommen. Die Berechnung einer Dipol-Dipol-Pseudosektion mit beispielsweise 153 Einspeisungspunkten dauerte beispielsweise für ein Modell mit einem Gitter mit knapp 36000 Knoten auf einem Pentium 4 Prozessor (1.5 GHz, 500 MB RAM) etwa 5 Stunden.

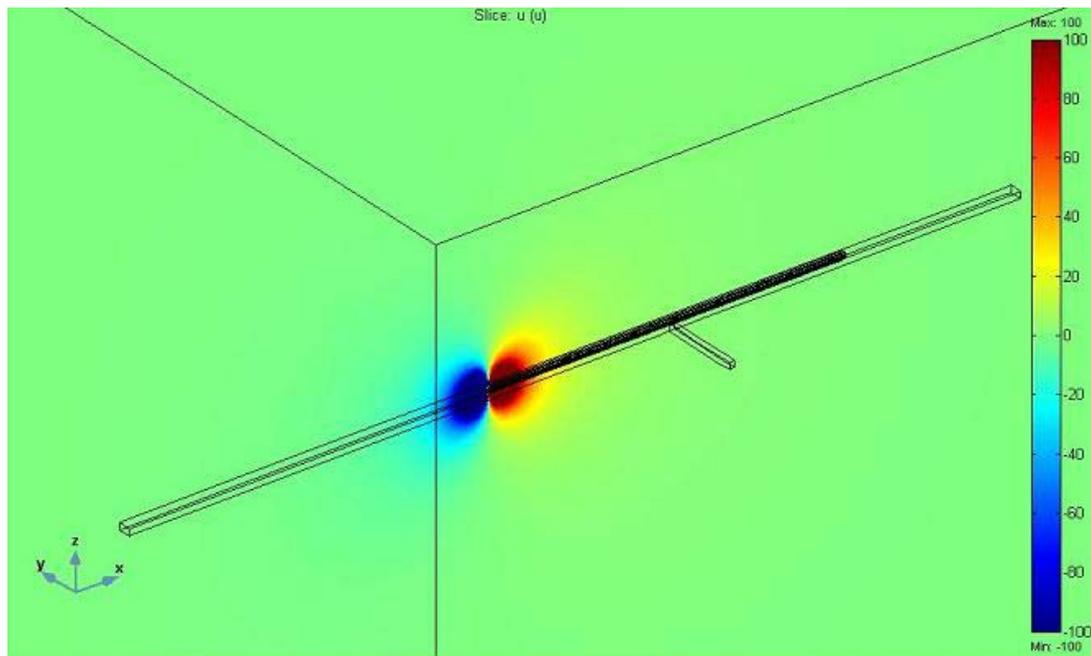


Abb. 2.21: Ausschnitt aus dem FEMLAB-Modell mit Geometrie für die Strecke mit Abzweig und 318 m langem Messprofil (fett, schwarz). Farblich dargestellt ist das elektrische Potential (im Wertebereich ± 100 V) für eine Dipoleinspeisung mit 1 A (Dipolweite 2 m) am Ende des Messprofils als vertikaler Schnitt durch das Stoßprofil.

2.3.2.3 3D-Effekte durch leitfähige Störkörper

Der Laugenkörper der Anhydritscholle auf der 480 m Sohle wurde in etwa 60-70 m Stoßentfernung vermutet. Da dies für die notwendige Eindringtiefe eine Auslagenweite von mindestens 180 m erfordert, kann aufgrund der bisherigen Modellierungsergebnisse davon ausgegangen werden, dass die Messwerte des scheinbaren spezifischen Widerstandes durch den gesamten Vollraum beeinflusst werden. Dies macht eine richtungsabhängige Zuordnung der zu erwartenden Anomalie des Laugenkörpers notwendig.

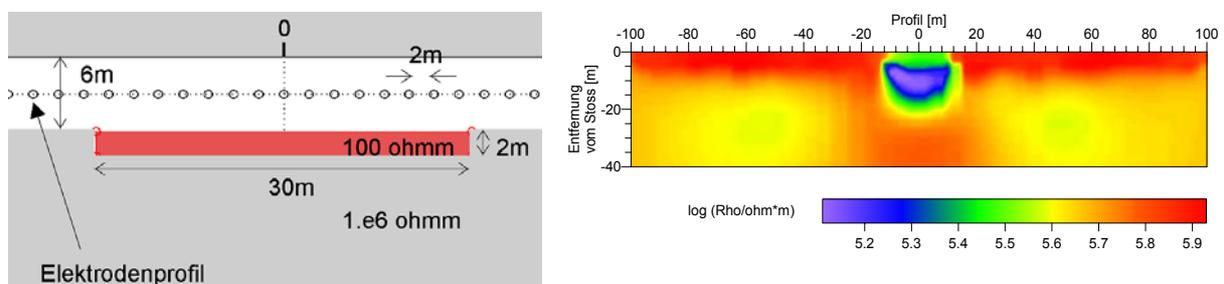
Da das breite Widerstandsminimum zwischen Profilmeter -50 m und 40 m als signifikanteste Anomalie im Widerstandstiefenmodell jedoch bereits bei der kleinsten Aufstellungsweite auftritt, konnte angenommen werden, dass hier kein großräumiger 3D-Effekt vorliegt. Der Laugenkörper wurde bei der Inversion der Daten, die - weil nur vereinzelt Daten mit Aufstellungsweiten > 180 m vorlagen - nur bis in eine Entfernung von 40 m vom Stoß durchgeführt wurde, offensichtlich nicht erfasst. Daher wurden keine weiteren Untersuchungen zu weit entfernten leitfähigen Störkörpern durchgeführt.

Die Hypothese, dass die mit Versatz aufgeschüttete Sohle zwischen ± 15 m Profilmeter um den Nullpunkt 0 m stark durchfeuchtet ist und als guter Leiter nicht nur ein Aussetzen des Radarreflektors (siehe Kap. 3.2.3) verursacht hat, sondern als 3D-Effekt auch die Ursache für das gemessene Widerstandsminimum zwischen Profilmeter -50 m und 40 m sein könnte, wurde anhand des Modells der Quaderstrecke (11 m x 6 m) mit einer 30 m langen, 11 m breiten und 2 m dicken, um vier Größenordnungen leitfähigeren Sohle ($10^2 \Omega\text{m}$) als der homogene Modellwiderstand ($10^6 \Omega\text{m}$) mit FEMLAB überprüft (Abb. 2.22, links).

Die Modellierungsergebnisse sind aufgrund unzureichender Diskretisierungsgenauigkeit des verwendeten Gitters nur bedingt quantitativ zu interpretieren. Sie zeigen jedoch, dass sich das in der mit dem Halbraumkonfigurationsfaktor berechneten Dipol-Dipol-Pseudosektion bereits

abzeichnende Widerstandsminimum eindeutig als 3D-Effekt angesprochen werden kann, da die leitfähige Sohle nicht in der Messebene des in Wandmitte angelegten, 200 m langen Elektrodenprofils liegt und trotzdem in der Sektion als Anomalie auftaucht.

Eine 2D-Inversion (DC2DSirt, KAMPKE 1996), die prinzipiell keine Leitfähigkeitsänderungen in der Ebene senkrecht zum Profil berücksichtigen kann, liefert dementsprechend eine in die Messebene projizierte Anomaliestruktur, die lateral scharf begrenzt ist und bis in eine Tiefe von etwa 20 m reicht (Abb. 2.22, rechts). Dass das Widerstandsminimum erst ab einer Tiefe von ca. 5-10 m auftritt, d.h. erst bei Auslagenweiten von etwa 20 m, lässt darauf schließen, dass eine leitfähige Sohle nicht bzw. nicht allein für das im Stoß gemessene breite Widerstandsminimum bei Profilmeter 0 m die Ursache sein kann. Für einen direkten Rückschluss auf die Messdaten ist jedoch zu berücksichtigen, dass im Modell das Profil in einer Höhe von 3 m über der Sohle liegt, das tatsächliche Messprofil jedoch nur eine Höhe von ca. 1.20 m über der Sohle hatte.



Ausschnitt des Modells der Quaderstrecke (11 m x 6 m) mit Elektrodenprofil am Stoß im Vertikalschnitt mit einer leitfähigen Platte als durchfeuchtete Sohle zwischen Profilmeter -15 m bis +15 m. 2D-Inversion der auf dem Elektrodenprofil modellierten Dipol-Dipol-Pseudosektion: Verteilung der spezifischen elektrischen Widerstände Rho im Horizontalschnitt durch das Stoßprofil.

Abb. 2.22: FEMLAB-Modell der durchfeuchteten Sohle als leitfähige Platte unterhalb des Quaderhohlraums. Modellgeometrie mit Inversionsergebnis.

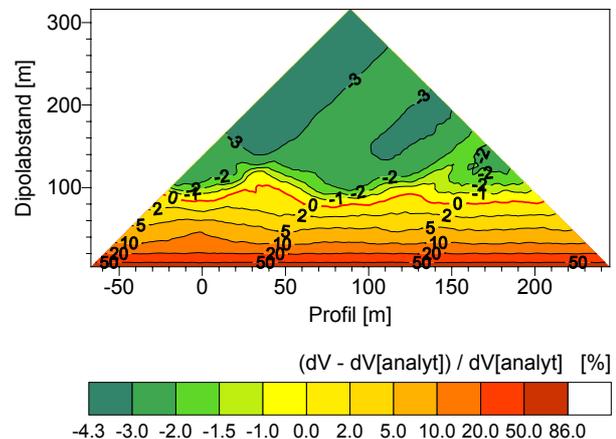
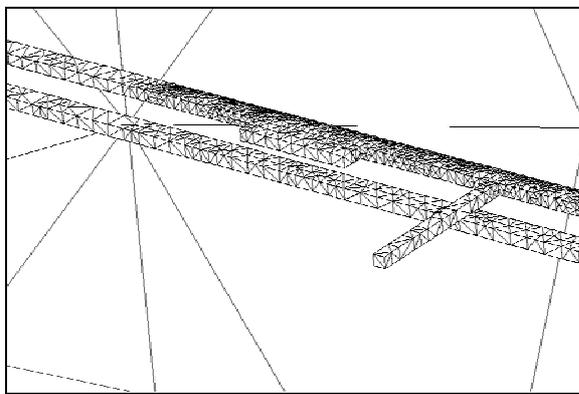
Die Horizontalbohrungen bei Profilmeter 0 m und 90 m sind zementiert und bis zu den Laugenstellen verrohrt und sind somit potentielle leitfähige Störkörper. Die Modellierung eines 15 cm dünnen, 100 m langen leitfähigen Körpers mit einem spezifischen Widerstand von $10^{-3} \Omega\text{m}$, der 10^9 -mal geringer ist als der des Modells ($10^6 \Omega\text{m}$) wurde wegen der Leitfähigkeits- und Geometrie-Kontraste mit `ggefem3d` modelliert, für geringere Geometrie-Kontraste ($40 \text{ cm}^2 \times 40 \text{ m}$) mit FEMLAB. Die Modellrechnungen ergeben, dass sich der Einfluss einer metallisch verrohrten Bohrung auf die Daten nur sehr lokal äußert.

2.3.2.4 Einfluss des Grubengebäudes

In der Umgebung des Referenzprofils gab es auf der Mess-Strecke der 480 m Sohle außer der Verbreiterung der Strecke (50 m lange Streckenaufteilung durch Parallelauffahrung) bei Profilmeter 0 m (siehe auch Kap. 3.1.4, Elektromagnetik) noch weitere Hohlräume: eine ca. 70 m lange Abzweigung vom gegenüberliegenden Stoß (Lüfterstreckenabzweig zwischen Profilmeter 85-90 m) und eine ca. 20 m tiefergelegene Parallelstrecke (11 m breit, 4 m hoch).

Die Modellrechnung zur Abschätzung und Korrektur der 3D-Einflüsse der profilmahen Hohlräume des Grubengebäudes (Strecke, Ausbuchtung, Abzweigung, Parallelsohle) wurde wegen der komplexen und daher schwierig zu diskretisierenden Geometrie nicht mit FEMLAB sondern mit `ggfem3d` durchgeführt. Das $2\text{ km} \times 2\text{ km} \times 1.5\text{ km}$ große schematisierte Referenzgeometrie-Modell der Grubenhohlräume, dargestellt als Ausschnitt aus dem Finite Elemente Netz in Abbildung 2.13 (links), bestand aus einer 1 km langen, 10 m breiten und 5 m hohen Messstrecke (Wetterstrecke), der 50 m langen Streckenausbuchtung bei Profilmeter 0 m, einer 5 m breiten Streckenabzweigung bei 85 m, sowie einer 20 m tiefer gelegenen, 10 m breiten und 5m hohen Parallelstrecke (500 m Sohle).

Entlang eines 1.20 m hoch angelegten Wandprofils (-70 m bis 248 m) wurden für einen (im Prinzip beliebigen) homogenen Modellwiderstand von $10^6\ \Omega\text{m}$ die elektrischen Potentiale an 160 Gitterpunkten im Abstand von 2 m für Einspeisungen mit 1 A mit Speiseelektroden mit 2 m Abstand berechnet.



Referenzgeometrie-Modell der Gruben-Hohlräume: Ausschnitt aus dem Finite-Elemente Netz von `ggfem3d` im Bereich der 480 m Sohle und 500 m Sohle mit lokaler Netzverfeinerung an den Einspeisungspunkten auf dem Profil der 480 mS.

Einfluss der Grubenhohlräume auf die Dipol-Dipol-Pseudosektion im homogenen Modell: Prozentuale Abweichung der mit `ggfem3d` modellierten 3D-Potentialdifferenzen dV zur analytischen Potentialdifferenz im Vollraum.

Abb. 2.23: `ggfem3d`-Modell mit schematisierter Referenzgeometrie der Hohlräume im Bereich der Mess-Strecke zur Untersuchung des Einflusses des Grubengebäudes.

Das Modellierungsergebnis, dargestellt als Pseudosektion der Abweichungen der Potentialdifferenzen (Abb. 2.23, rechts), ergibt für die Abweichung der elektrischen 3DFE-Potentialdifferenz dV gegenüber der analytischen Potentialdifferenz im Vollraum für kleine Dipolabstände maximal 80 %, welche für die Abweichung zum Halbraum-Potential (mit 100 %) steht. Eine Abweichung von 0 % charakterisiert den Dipolabstand (Auslagenweite), bei dem das elektrische Potential vollständig aus dem dreidimensionalen Raum kommt. Der durch abnehmende prozentuale Abweichungen gekennzeichnete Übergangsbereich zum Vollraum wird durch die zusätzlichen Hohlräume lokal deformiert: Bei Profilmeter 0 m ist die Halbraum-Bedingung aufgrund der verdoppelten Streckenbreite bei der Ausbuchtung noch für größere Dipolabstände gültig (z.B. 10 %-Linie). Der Streckenabzweig zwischen 85 m und

90 m äußert sich in der Deformierung der 0 %-Konturlinie in Form der V-Struktur einer Widerstandsanomalie, im Bereich der Profilmeter 30 m und 140 m.

Der Einfluss dieser zusätzlichen Hohlräume beträgt jedoch maximal 5 Prozent und ist daher gegenüber dem Einfluss des Vollraum-Halbraum-Übergangs mit 100 % gering. Der Einfluss der modellierten Grubenhohlräume mit maximal Faktor 2 kann daher als vernachlässigbar klein im Verhältnis zu den über mehrere Größenordnungen variierenden Widerstandswerten (Faktor $\gg 2$) angenommen werden.

Da die Erkundungstiefe der geoelektrischen Messdaten die Tiefe des Übergangsbereiches zwischen Halb- und Vollraum nicht überschreitet (ca. 30 m), ist ein Einfluss der 3DFE-Konfigurationsfaktoren auf das Inversionsergebnis prinzipiell zu erwarten. Aus modellierten Potentialen wurden daher die numerischen Konfigurationsfaktoren für eine Dipol-Dipol-Anordnung berechnet, mit denen die scheinbaren spezifischen Widerstände der Messdaten neu berechnet und nochmals zweidimensional invertiert wurden. Es ergaben sich jedoch keine signifikanten Unterschiede im Widerstandstiefenmodell der mit den numerisch berechneten Konfigurationsfaktoren korrigierten Messdaten im Vergleich zum Inversionsergebnis mit Halbraum-Geometriefaktoren (siehe auch Kap. 2.3.1.4).

Die Modellierungsergebnisse zur Kompensation der Grubenhohlräume aus dem Vorgängerprojekt (KULENKAMPFF et al. 2002) ergaben eine sichtbar strukturiertere Begrenzung der Leitfähigkeitsstrukturen. Hier muss jedoch berücksichtigt werden, dass der Wertebereich im Widerstandstiefenmodell dort nur zwischen $10^{3.5}$ und $10^6 \Omega\text{m}$ lag.

2.3.2.5 Ergebnisse der 3DFE-Modellierungen

Das Grubengebäude beeinflusst die Geoelektrik-Messungen durch die dreidimensionale Gestalt der Hohlraumoberflächen, die als Topographie-Einflüsse im Vollraum aufgefasst werden können. Zur Untersuchung der 3D-Effekte wurden an einem Referenzmodell der Grubengeometrie die Potentialverteilungen für alle Stromeinspeisungspunkte dreidimensional mithilfe von Finiten Elementen unter der Annahme eines homogenen Materialwiderstands modelliert und mit dem Vollraum-Konfigurationsfaktor die Dipol-Dipol-Pseudosektion berechnet. Die Abweichungen der modellierten scheinbaren spezifischen Widerstände von den Werten für den homogenen Vollraum-Fall kann als Korrektur der 3D-Effekte der Grubenhohlräume im sogenannten 3DFE-K-Faktor berücksichtigt und die scheinbaren spezifischen elektrischen Widerstände hiermit neu berechnet werden.

Da bei dieser Methode numerische Diskretisierungsfehler ebenfalls einen Beitrag liefern, ist eine sehr hohe Lösungsgenauigkeit und Knotendichteverteilung des FE-Gitters im Bereich der singulären Einspeisungspunkte notwendig. Im Vergleich der 3DFE-Modellierungsprogramme FEMLAB und `ggfem3d` erwies sich `ggfem3d` für die Problemstellung als geeigneter, weil es durch eine extrem hohe Gitterflexibilität in der Lage ist, die komplex strukturierten dreidimensionalen inneren Oberflächen, die Einspeisungspunkte und zusätzliche leitfähige Störkörper mit einer geeigneten Knotendichteverteilung anzupassen. Die Hohlräume des Grubengebäudes am Referenzstandort verursachen Anomalien in den Geoelektrik-Daten, die jedoch aufgrund der großen Kontraste der gemessenen Widerstände (ca. $1:10^6$) einen zu vernachlässigenden Einfluss auf die Daten darstellen.

2.3.3 Laboruntersuchungen zur Abhängigkeit des spezifischen elektrischen Widerstandes von Salzgestein vom Wassergehalt

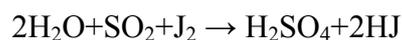
Der spezifische elektrische Widerstand von Salzgestein weist in Abhängigkeit vom Wassergehalt sehr große Variationen auf. Er schwankt von $<100 \Omega\text{m}$ für laugengefüllte Bereiche bis $>10^8 \Omega\text{m}$ für trockenes Salzgestein. Geoelektrische Untertagemessungen in Salzbergwerken sind daher gut geeignet, um streckennahe Feuchtezonen zu detektieren. Die genaue Zuordnung der in-situ gemessenen spezifischen elektrischen Widerstände zu Gesteinsparametern (z.B. eine Umrechnung in Feuchtegehalte) ist jedoch problematisch.

Im Vergleich zu früheren Abschätzungen (z. B. KULENKAMPFF & YARAMANCI 1993, YARAMANCI 1994) konnten im Ausgangsvorhaben (KULENKAMPFF et al. 2002) exakte Messungen des Wassergehalts (± 10 ppm) mit dem Karl-Fischer-Verfahren vorgenommen werden, simultan mit Messungen des elektrischen Widerstandes. Im Gegensatz zu den früheren Untersuchungen konnte mit verbesserten Labormethoden im Variationsbereich der Parameter kein signifikanter Unterschied zu den in-situ Ergebnissen gefunden werden. Allerdings war die Datenbasis für allgemeine Aussagen über Salinargestein und für die Kalibrierung von Modellen noch zu klein.

Im Rahmen des aktuellen Projektes wurden die Untersuchungen fortgesetzt, indem an einer Vielzahl von Proben aus der Referenzmessstrecke Bestimmungen des Wassergehaltes, des spezifischen elektrischen Widerstandes und simultane Messungen beider Größen durchgeführt wurden. Durch die Neubeschaffung eines Gaspyknometers war es nun auch möglich, den volumenbezogenen Wassergehalt der Proben zu bestimmen. Gleichzeitig konnte so als zusätzlicher Parameter auch die Dichte der Proben bestimmt werden.

2.3.3.1 Wassergehaltsbestimmung mit dem Karl-Fischer-Verfahren

Für die Bestimmung des Wassergehalts der Salzproben wurde das Karl-Fischer-Verfahren verwendet. Das Verfahren wurde 1935 von Karl Fischer entwickelt und beruht auf einer Redox-Titration (SCHOLZ 1983). Unter der Voraussetzung des Vorhandenseins von Wasser oxidiert Jod Schwefeldioxid zu Schwefeltrioxid und wird dabei selbst zu Jodid reduziert. Es entstehen Schwefelsäure und Jodwasserstoff:



In einem Titriergefäß wird der aus der Probe ausgetriebene Wasserdampf in ein Lösungsmittel (Methanol oder das Speziallösungsmittel ComposolverE) eingeleitet und mit dem Karl-Fischer-Reagenz (Composite5) austitriert. Solange sich Wasser in der Lösung befindet, wird Jod zu Jodid reduziert und die Elektroden bleiben polarisiert. Tritt jedoch freies Jod auf, so bricht auf Grund des Depolarisationseffekts die Spannung zwischen den Elektroden zusammen. Die Steuerung des Titrationsprozesses erfolgt mittels eines potentiometrischen Detektors. Ein konstanter Strom wird eingespeist und die Spannung, die sich an den Enden der sich in der Lösung befindlichen Elektroden einstellt, gemessen. Die Zufuhr des Titriermittels wird so gesteuert, dass ein vorgegebener Spannungsendwert erreicht wird.

Die zugegebene Titermenge ist demzufolge ein Maß für den Wassergehalt. Geringe Wassermengen (bis 10 mg) können so mit hoher Messgenauigkeit (μg -Bereich) bestimmt werden. Kalibriert wird der Titer durch Titration bekannter Wassermengen (Wasserstandard).

Die verwendete Karl-Fischer Apparatur (KFS Titrino; Metrohm) besteht aus einem Titrierstand, einem Titriergerät, einem Trocknungsofen und einer Pumpe, die trockene Luft durch den Ofen in das Titriergefäß pumpt. Ein LabView-Programm berechnet und speichert unter Eingabe der Kalibrierergebnisse die abgegebene Wassermenge.

2.3.3.2 Wassergehalt und Dichte von Proben aus dem Stoß der Referenzmessstrecke

Im Bergwerk wurden entlang des Referenzprofils Handstücke aus dem Stoß geschlagen und sofort in Folie eingeschweißt. Von diesen Handstücken wurden kleine Proben (2 bis 3 g) entnommen und bei 45 bis 90 °C im KF-Ofen getrocknet. Anschließend wurden mit Hilfe eines Gaspyknometers Volumen und Dichte der Proben bestimmt.

Die Messungen ergaben insgesamt geringe Wassergehalte um 0.05 bis 1 mg/g bzw. 0.1 bis 1 mg/cm³, nur einzelne Proben aus dem durchfeuchteten Profilbereich –60 m bis +30 m wiesen wesentlich höhere Werte auf. Eine Trennung von Poren- und Kristallwasser war in den meisten Fällen aufgrund der zu geringen Wassermengen nicht möglich. Da es sich bei den meisten Proben um Steinsalz handelte, war auch kaum Kristallwasser vorhanden. Den größten Anteil dürfte das oberflächlich anhaftende Wasser ausmachen. Die größte Fehlerquelle bei der Messung solcher geringen Wassermengen stellt die Drift - der Titrationsmittelverbrauch ohne Zufuhr von Wasser aus einer Probe - dar. Sie liegt normalerweise bei Beginn der Messung zwischen 1 und 2 µl/min, bleibt aber während der Messung nicht ganz konstant. Die Abb. 2.24 zeigt eine typische Trocknungskurve mit bzw. ohne Driftkorrektur.

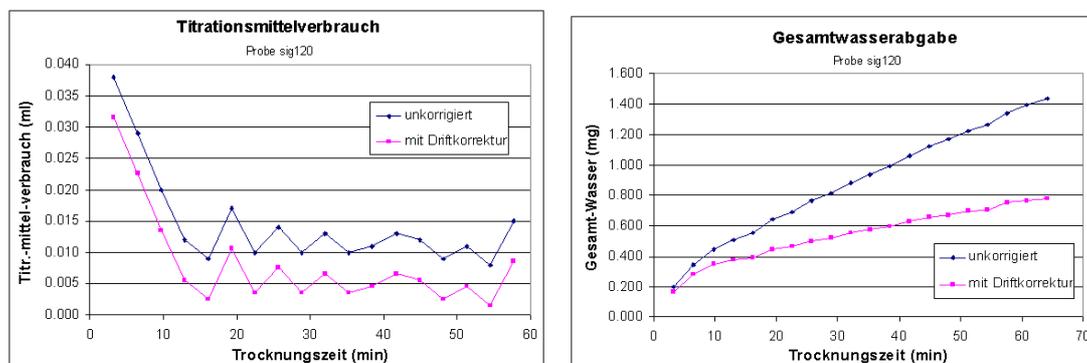


Abb. 2.24: Typische Trocknungskurven. Links: Titrationsmittelverbrauch, rechts: Verlauf der Gesamtwasserabgabe.

In der Abb. 2.25 sind die Wassergehalte über dem Referenzprofil aufgetragen.

Die gemessene Dichte variiert in Abhängigkeit von der Salzgesteinsart der untersuchten Proben (hauptsächlich Steinsalz und Anhydrit) zwischen 2.1 und 2.9 g/cm³.

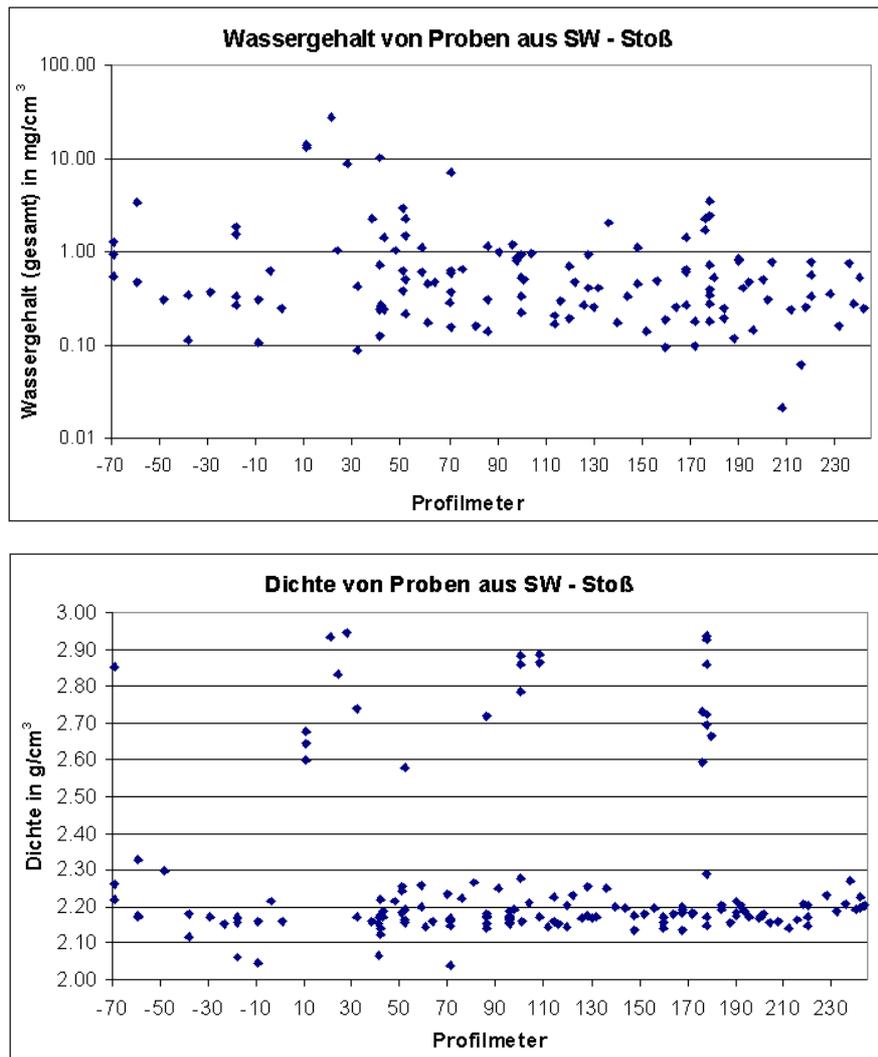


Abb. 2.25: Wassergehalt (oben) und Dichte (unten) von Proben aus dem Stoß

2.3.3.3 Simultane Karl-Fischer-Wassergehalts- und Widerstandsmessungen

Der spezifische elektrische Widerstand von Salzgestein ist sehr hoch, da nur der geringe Anteil freien Wassers effektiv zur Leitfähigkeit beitragen kann. Da sich die elektrolytische Lösung außerdem in einem hauptsächlich von den Korngrenzen der Kristalle begrenzten, engen Porensystem befindet, treten an der Kontaktfläche Probe - Stromelektrode hohe Ankopplungswiderstände auf. Bei Messungen mit einer 2-Elektrodenanordnung können diese jedoch nicht berücksichtigt werden. Aus diesem Grund wurde im Rahmen des Vorgängerprojektes (KULENKAMPFF et al. 2002) ein neuer Messplatz mit einer 4-Elektrodenanordnung aufgebaut. Der Messplatz besteht aus

- einem Transientenrekorder (Gould-Nicolet Integra 10),
- einem Stromvorverstärker (SI SR-570),
- einem Spannungsvorverstärker (Sensortechnik Meinsberg),
- einem Signalgenerator und
- einer abgeschirmten Messzelle (Eigenbau).

Der Signalgenerator erzeugt bei frei wählbarer Ausgangsspannung (ca. 2 V) ein Sinussignal bestimmter Frequenz (1 mHz bis 10 Hz), das als Messsignal zur Stromelektrode der Probe und als Referenzsignal dem Transientenrekorder zugeführt wird. Während die Stromelektrode A direkt mit dem Signalgenerator verbunden ist, wird der Strom über das Gehäuse der Messzelle zur Stromelektrode B geführt. Der Messstrom I , die Generatorspannung U_g und die Spannung zwischen den Potentialelektroden U_d werden durch den Transientenrekorder aufgezeichnet. (Abb.2.26)

Zur Auswertung der Daten wurde das LabView-Programm „Sinusknacker“ (Autor: L. Aschmann), verwendet. Das Programm passt ein sinusförmiges Signal durch einen Levenberg-Marquardt-Algorithmus an die Messdaten an.

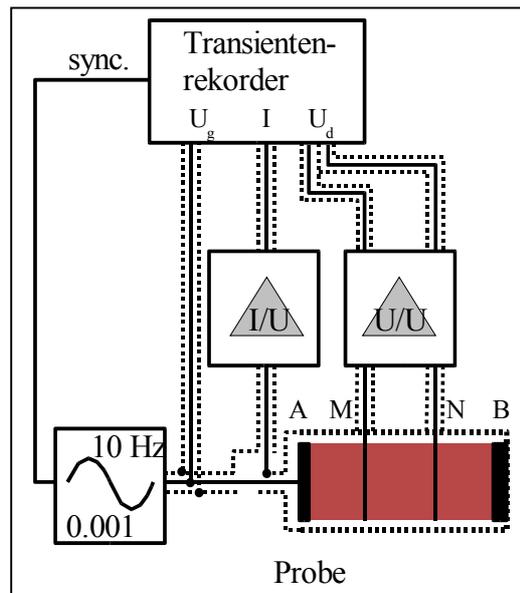


Abb. 2.26: Messanordnung zur Bestimmung des spezifischen elektrischen Widerstandes

Aus den im Bergwerk entnommenen und in Folie eingeschweißten Handstücken wurden später Mini-Bohrkerne von 1.9 bis 2.5 cm Länge und einem Durchmesser von 2 cm ausgebohrt. Da die Handstücke direkt vom Stoß stammten, waren sie gestört und mechanisch beansprucht und spröde. Dadurch war das Herstellen dieser Proben teilweise problematisch und es konnten nicht aus allen Profilbereichen solche formatierte Proben gewonnen werden, insbesondere nicht in dem vom Abwetterstrom beeinflussten Bereich.

Die Einspeiseelektroden wurden mit Leitplaste an den Stirnflächen der Probe angekoppelt. Für die Aufnahme der ringförmigen Potentialelektroden wurde in etwa 2 mm Abstand zu den Stirnflächen eine dünne Nut in die Probe gefräst. Für die Bestimmung des Wassergehalts wurde der im Vergleich zum Original- vergrößerte Ofeneinsatz, der in der Werkstatt des Instituts speziell angefertigt wurde, genutzt.

In Abb. 2.27 sind die spezifischen elektrischen Widerstände der Proben zu Beginn des Messprozesses über dem Stoßprofil aufgetragen. Die Werte variieren zwischen 10^3 und 10^7 Ω m. Im Vergleich zu den in-situ bestimmten Widerständen sind die Werte tendenziell niedriger. Beim Vergleich der in-situ und im Labor an Proben gemessenen Werten muss man beachten, dass die in-situ-Messungen einen wesentlich größeren räumlichen Bereich (bei einem Elektrodenabstand von 2 m mindestens 2m) und damit die höheren Widerstände im stoßfernen Bereich (siehe Abb. 2.8) erfassen. Zudem sind die Proben, besonders im ausgetrockneten, vom warmen Abwetterstrom getroffenen Profilbereich, gestört. Bei etlichen Proben aus diesem Bereich konnten die Messungen auch nicht in die Auswertung einbezogen

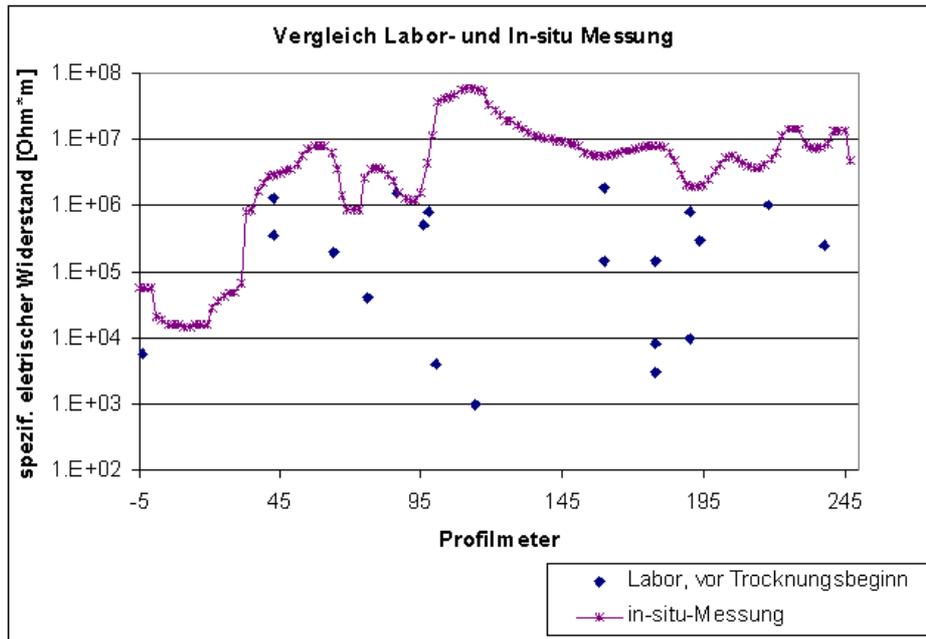


Abb. 2.27: Spezifische elektrische Widerstände von Proben aus dem Stoß und stoßnahe in-situ-Widerstände aus der Inversion

werden, da das Stromsignal nicht mehr zu detektieren war. Trotzdem zeigt sich insofern eine gewisse Korrelation, als dass die Proben aus den Bereichen um Profilmeter 0, 100 und 190 m, die in der Inversion (Abb. 2.8) niederohmige Anomalien aufweisen, die niedrigsten Widerstände aufweisen.

Während des Trocknungsverlaufs zeigen die Proben unterschiedliches Verhalten: Bei einem großen Teil der Proben steigt der Widerstand erwartungsgemäß mit der Trocknungszeit an. Das Porenwasser (und das äußerlich anhaftende Wasser) wird kontinuierlich ausgetrieben.

Bei anderen Proben jedoch bleibt der Widerstand konstant oder fällt sogar. Dieses Verhalten, das auch schon bei den Messungen im Vorgängerprojekt an Proben aus Bischofferode beobachtet wurde, ist durch das Ersetzen des Porenwassers durch freiwerdendes Kristallwasser bei Vorliegen hydratisierter Minerale wie Carnallit oder Bischoffit oder

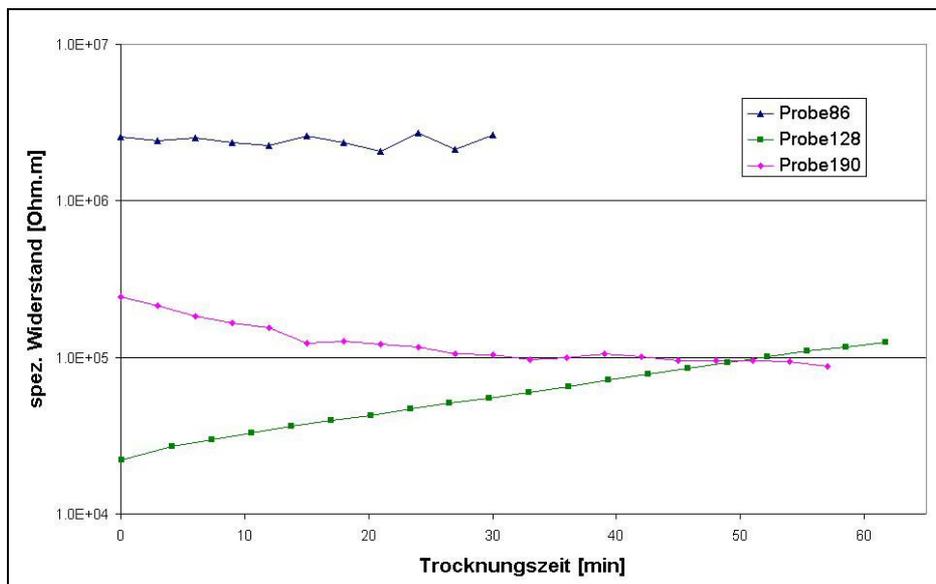


Abb. 2.28: Widerstand von 3 Steinsalzproben in Abhängigkeit von der Trocknungszeit

freiwerdende isolierte Laugeneinschlüsse erklärbar. Wird mehr freigesetzt als Porenwasser ausgetrieben wird, sinkt der Widerstand. Zersetzen sich beim Trocknungsprozess Kristalle, kann gleichzeitig die Porosität größer werden.

Die Widerstandsabhängigkeit von der Trocknungszeit an drei Steinsalzproben ist in Abb. 2.28 dargestellt.

Für systematische Untersuchungen wurden einige Proben im Trockenschrank bei 200 °C getrocknet, so dass sie frei von Kristallwasser und Laugeneinschlüssen waren, und anschließend befeuchtet.

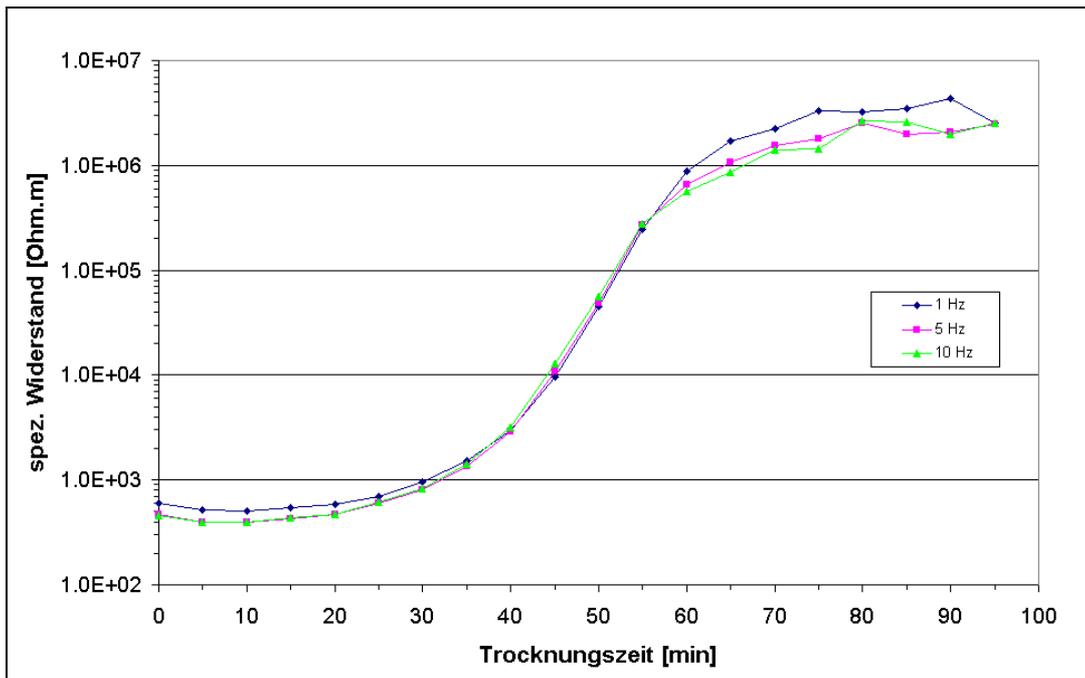


Abb. 2.29a: Widerstandsmessung während der Trocknung einer Anhydritprobe. Die Probe wurde vor der Messung in einem Gefäß erhöhter Luftfeuchtigkeit aufbewahrt.

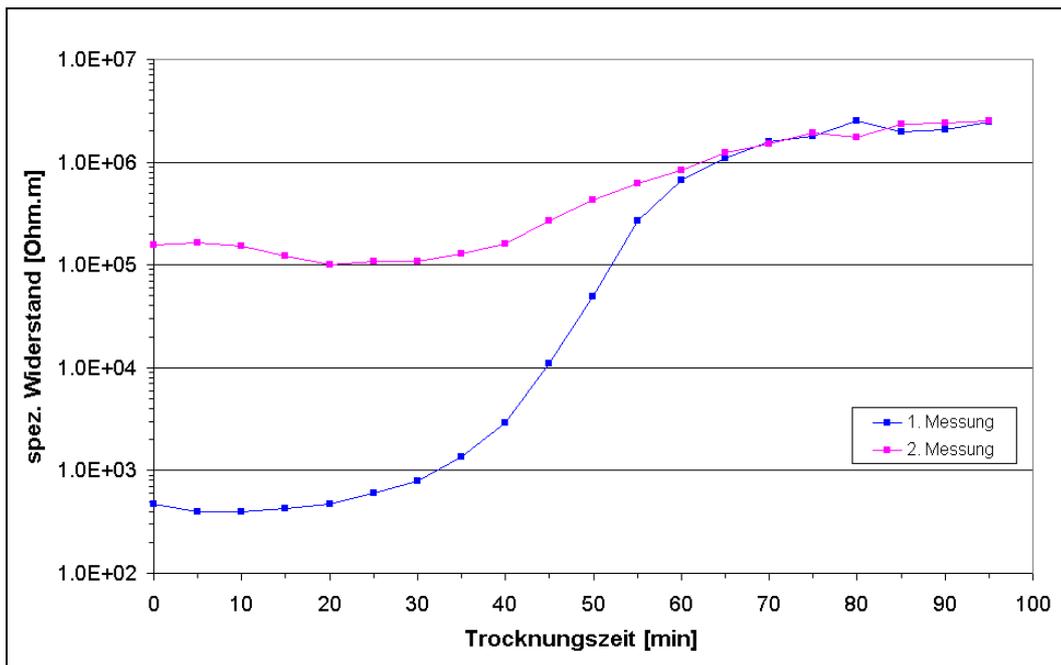


Abb. 2.29b: Wiederholungsmessung (bei 5 Hz) nach 2 Tagen Lagerung im KF-Ofen.

Die Abb. 2.29a zeigt das Beispiel einer Anhydrit-Probe. Zu Beginn der Trocknung weist der Widerstand einen langsam ansteigenden Wert um $500 \Omega\text{m}$ auf. Dann folgt ein etwa 30 Minuten dauernder Zeitabschnitt, in dem der Widerstand bis auf ca. $10^6 \Omega\text{m}$ ansteigt. Danach steigt der Widerstand nur noch geringfügig an.

Während der Lagerung der Probe über 2 Tage im Karl-Fischer-Ofen nahm die Probe wieder etwas Feuchtigkeit auf, so dass die Anfangswiderstände gegenüber den Endwiderständen vom Vortag niedriger sind. Nach etwa einer Stunde werden die Werte der ersten Messung wieder erreicht. Das anfängliche lokale Widerstandsmaximum in den ersten zehn Minuten der Trocknung ist ein Temperatureffekt, da die Probe zu Versuchsbeginn noch Zimmertemperatur aufweist.

Das Ergebnis dieser Messung bestätigt das von KULENKAMPPF et al. (2001, 2002b) vorgeschlagene Perkolations-Modell: Ungestörtes, trockenes Salz ist quasi nichtleitend. Fluid-Einschlüsse sind gewöhnlich isolierte Leitfähigkeits-Inseln, Korngrenzen und kleine Klüfte enthalten nur lokal Lauge. Es gibt keine elektrisch leitende Verbindung. Ab einer bestimmten Perkolations-Schwelle der Konnektivität/ Klüftigkeit kann Salzlauge durch das Gesteinsmaterial migrieren, gleichzeitig wird das Material leitfähig.

Bei anderen Proben wurde jedoch dieser trocknungszeitabhängige Widerstandsverlauf nur unvollständig beobachtet.

Die Umrechnung der Trocknungszeiten in Wassergehalte geschieht auf folgende Weise: Der Versuch wird solange durchgeführt, bis keine Wasserabgabe mehr stattfindet. Zu Versuchsende wird angenommen, dass der Wassergehalt Null ist. Die nochmalige Trocknung der Probe im Trockenschrank zeigt jedoch, dass der Wassergehalt nach Beendigung der Karl-Fischer-Trocknung noch nicht Null war. Während die relative Wassergehaltsänderung (d.h. die abgegebene Wassermenge) sehr genau bestimmt werden kann, stellt die Ermittlung des absoluten Wassergehaltes an den relativ großen, formatisierten Proben nur eine grobe Abschätzung dar. Insbesondere der Vergleich der Proben untereinander ist problematisch. Die Abb. 2.30 zeigt trotzdem die Abhängigkeit des spezifischen Widerstandes vom Wassergehalt. Tendenziell ist auch hier zu beobachten: bei kleinen Wassergehalten ($<0.001\%$) ändert sich der Widerstand kaum, erst ab einem bestimmten Schwellwert (zwischen 0.07 und 0.01%) setzt ein schnelles Abfallen ein.

In Ergänzung zu den Untersuchungen an Proben vom Referenzstandort wurden 4 Steinsalzproben aus dem Salzstock Gorleben untersucht (Abb. 2.31). Bis auf Probe 4 zeigen diese Proben ein sehr einheitliches Verhalten: Unterhalb eines Wassergehaltes von 0.001% (0.01 mg/g) ist der Widerstand nahezu konstant bei etwa $2 \cdot 10^6 \Omega\text{m}$. Oberhalb dieses Schwellwertes setzt ein starker Abfall der Widerstände ein. Bei Probe 4 ist der Widerstandsabfall flacher, und das Widerstandsplateau bei niedrigem Wassergehalt liegt etwas niedriger (knapp $10^6 \Omega\text{m}$). Es ist zu vermuten, dass das Abflachen des Widerstandsabfalls sowie die Erniedrigung des Gering-Wassergehalts-Widerstandes bei gestörten Proben mit vergrößerter Porosität/ Klüftigkeit auftritt und daher bei den Proben von der Referenzstrecke Sigmundshall verstärkt zu beobachten war.

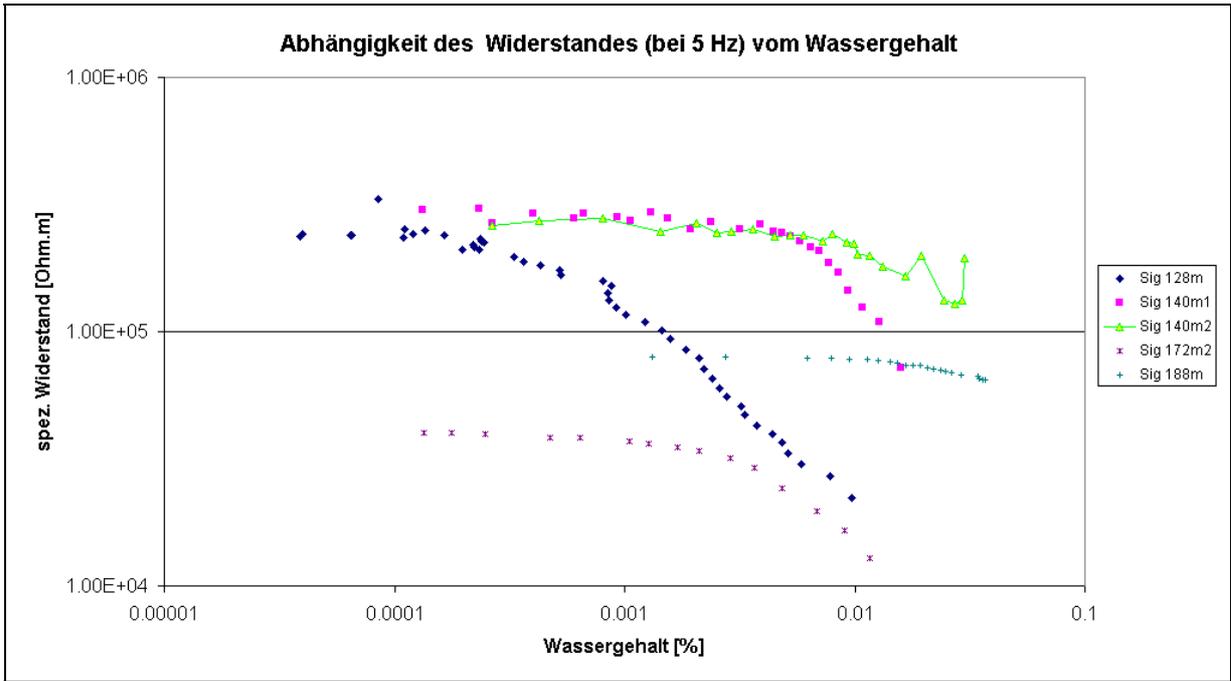


Abb. 2.30: Abhängigkeit des Widerstandes verschiedener Proben vom Wassergehalt

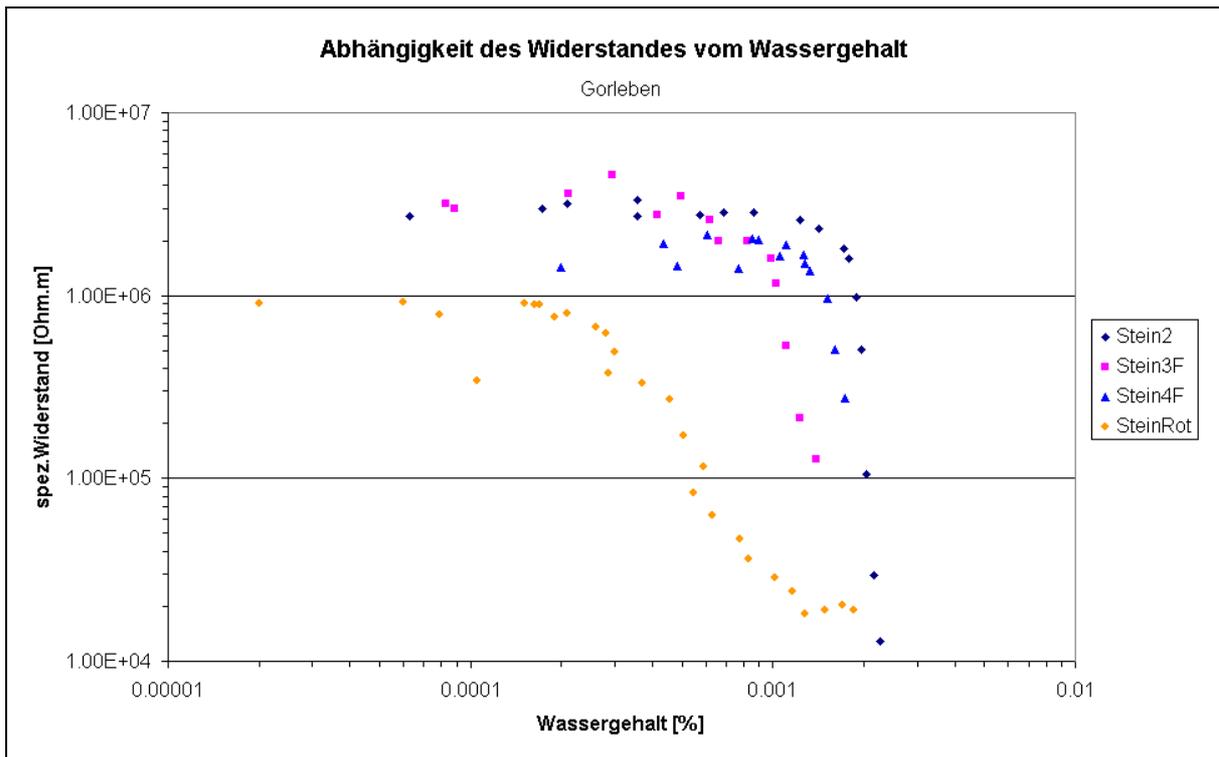


Abb. 2.31: Abhängigkeit des Widerstandes verschiedener Proben aus dem Salzstock Gorleben vom Wassergehalt

2.3.4 Zusammenfassung

Untertagemessungen am Referenzstandort

In 13 Schichten à 6 h wurden auf der 480 m Sohle auf dem Referenzmessprofil zwischen -70 m und 248 m insgesamt etwa 9300 Messwerte gewonnen. Als Profilmesspunkt 0 m (positiv in Richtung NW) wurde die Horizontalbohrung HB1 im Bereich der Streckenverzweigung beim Bewetterungslüfter gewählt. Zwischen -12 m bis 50 m wurde in ca. 1.50 m Entfernung vom Mess-Stoß zusätzlich ein Sohlenprofil angelegt.

Das Ergebnis der geoelektrischen Untertage-Messungen liegt anhand eines Horizontalschnitts durch den SW-Stoß vor und erlaubt Aussagen über die Widerstandsverteilung – und damit über die Feuchteverteilung - im stoßnahen Bereich bis in eine Entfernung von etwa 30 m vom Stoß. Bei insgesamt sehr großen Widerstandskontrasten (von etwa $10^3 \Omega\text{m}$ bis $>10^{10} \Omega\text{m}$) kann das Profil in einen südöstlichen Profilmessbereich bis etwa 100 m, der sich durch verhältnismäßig niedrige Widerstände auszeichnet, und den nordwestlichen Profilmessbereich mit sehr hohen spezifischen elektrischen Widerständen von größer $10^8 \Omega\text{m}$ untergliedert werden.

Südöstlicher Profilmessbereich (-70 m bis 100 m)

Zwischen Profilmessmeter -50 m und 40 m im südöstlichen Bereich des Profils wird das generell sehr hochohmige Regime von einem ausgedehnten niederohmigen Anomaliebereich unterbrochen, der sich bis in eine durchschnittliche Stoßentfernung von 10 m erstreckt. Diese Leitfähigkeitsanomalie um den Profilmesspunkt, die mit Widerstandsminima von etwa $10^3 \Omega\text{m}$ bis unmittelbar an den Stoß reicht, kann als ausgedehnte Durchfeuchtungszone interpretiert werden. Der stoßnahe durchfeuchtete Bereich wird bekräftigt durch eine ebenfalls um den Nullpunkt, zwischen Profilmessmeter -5 m und 20 m, auftretende Leitfähigkeitsanomalie in der Sohle. Auf eine tiefer reichende Durchfeuchtung im Stoß deutet die Erstreckung der Anomalie bis in Tiefen von ca. 15 m zwischen Profilmessmeter -50 m und 0 m hin. Im Bereich der Profilmessmeter 5 m bis 20 m bzw. bei 25 m wurden bei der Stoßkartierung (siehe Anhang) mächtige, von der Strecke angeschnittene Anhydritmittel angesprochen. Bei Profilmessmeter 60 m befindet sich in etwa 10 m Tiefe im Stoß ein lokal begrenztes Widerstandsminimum, das bei Profilmessmeter 70 m bis an den Stoß reicht und möglicherweise im Zusammenhang mit dem ausgedehnten Anomaliebereich um Profilmessmeter 0 m steht.

Im Zusammenhang mit der ausgedehnten Durchfeuchtungszone um den Profilmesspunkt im Stoß könnte auch die Leitfähigkeitsanomalie in der Sohle stehen. Die Widerstands-Tiefen-Verteilung im Vertikalschnitt durch das Sohlenprofil weist im Profilmessbereich zwischen -5 m und 20 m ein Widerstandsminimum mit Werten um $100 \Omega\text{m}$ unmittelbar unter der Sohle bis in eine Tiefe von ca. 5 m aus, das ebenfalls mit der Leitfähigkeitsanomalie im Stoß zusammenhängen könnte. Der niederohmige Anomaliebereich in der Sohle setzt sich mit spezifischen elektrischen Widerständen um $10^4 \Omega\text{m}$ bis etwa Profilmessmeter 50 m fort und reicht zwischen Profilmessmeter 20 m und 40 m bis in ca. 10 m Tiefe.

Nordwestlicher Profilmessbereich (100 m bis 248 m)

Der nordwestliche Profilmessbereich ab Profilmessmeter 100 m ist mit Werten größer $10^8 \Omega\text{m}$ durch höhere spezifische elektrische Widerstände als im südlichen Abschnitt gekennzeichnet. Die Widerstände nehmen mit der Entfernung zum Stoß bis auf Werte von größer $10^{10} \Omega\text{m}$ zu. Unmittelbar am Stoß befinden sich bei Profilmessmeter 90-100 m, 190 m und 220 m einzelne, kleine Strukturen erhöhter Leitfähigkeit. Die lokale Leitfähigkeitsanomalie bei 95 m trifft mit am Stoß kartierten Anhydritmitteln zusammen, die bei 97-100 m und 176-179 m ausbeißern. Die Leitfähigkeitsanomalie bei 220 m korreliert mit einem bei 219-220 m aus dem Stoß austreichenden Hartsalzband, das stärkere hygroskopische Eigenschaften als Steinsalz hat. Hier trifft auch ein Radarreflektor auf dem Stoß. Die nur lokal und unmittelbar am Stoß

auf tretenden Leitfähigkeitsanomalien mit Werten um $10^6 \Omega\text{m}$ grenzen sich deutlich gegen die ausgedehnte Leitfähigkeitsanomalie um den Profilmittelpunkt ab, die Minimalwerte zwischen $10^3 \Omega\text{m}$ und $10^4 \Omega\text{m}$ aufweist

Als Ergebnis der Untertagemessungen auf dem 318 m langen Stoß-Profil und einem 62 m langen Sohlen-Profil kann eine streckennahe leitfähige Zone erhöhter Durchfeuchtung im SW-Stoß und in der Sohle im Bereich der Horizontalbohrung HB1 bei Profilmeter 0 m ausgewiesen werden. Als Widerstandsminimum mit spezifischen elektrischen Widerständen um $1000 \Omega\text{m}$ reicht die Durchfeuchtungszone in der Sohle bis in eine Tiefe von ca. 5 m und im Stoß sogar etwa 10 m bis 15 m weit ins Gebirge hinein (Abb. 2.32).

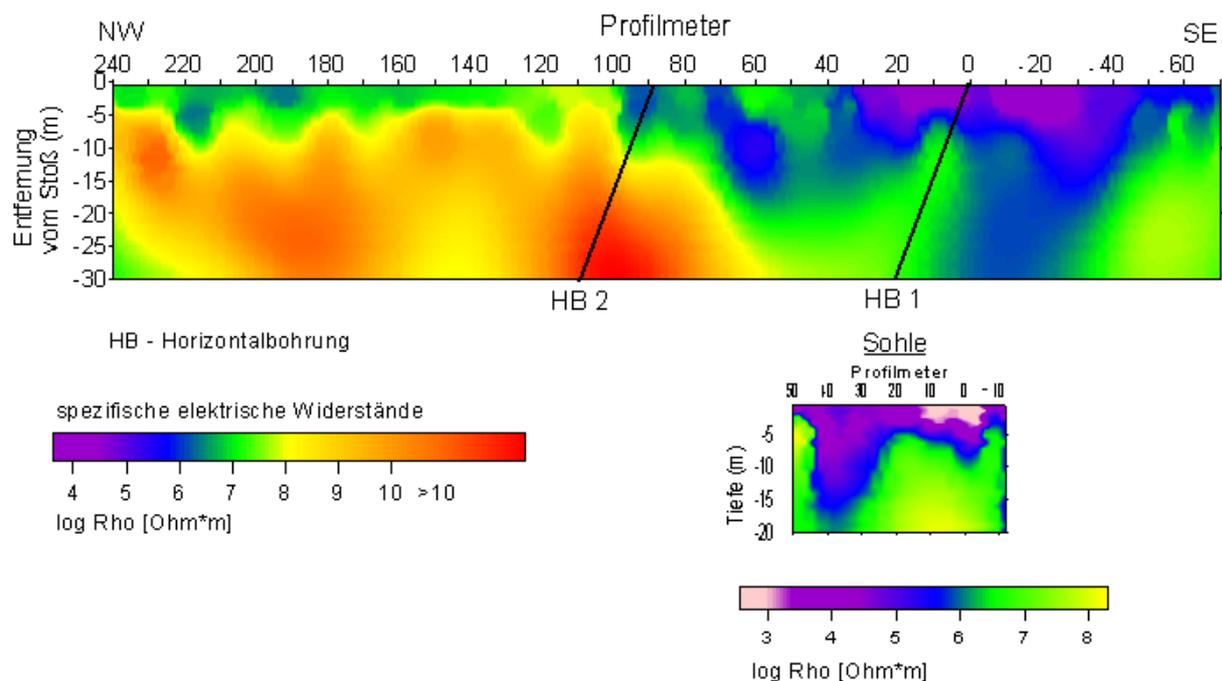


Abb. 2.32: Ergebnis der Geoelektrik: Verteilung des spezifischen Widerstandes auf einem horizontalen Schnitt durch das Referenz-Profil (Ergebnis Stoßprofil, oben) und auf dem Vertikalschnitt durch das Sohlen-Profil (unten)

Auf eine unmittelbare Korrelation der Durchfeuchtungszone beim Profilmittelpunkt mit dem in 60 m bis 70 m Entfernung zum Stoß durch die Horizontalbohrung HB1 erbohrten Laugen-vorkommen kann aus den Ergebnissen der Geoelektrik-Messungen nicht geschlossen werden. Laut Information des Bergwerksbetreibers war die Horizontalbohrung HB1 beim ein- bis anderthalbfachen des hydrostatischen Druckes abgedrückt worden, infolge dessen möglicherweise eine Schädigung des angrenzenden Gebirges aufgetreten ist und das Standrohr umläufig sein könnte. Daher kann es sich bei der festgestellten Gebirgsdurchfeuchtung auch um eine geotechnisch verursachte Schwächezone handeln.

Das Geoelektrik-Ergebnis der durchfeuchteten Sohle bestätigt das Ergebnis der Sohlen-messung des Elektromagnetischen Reflexionsverfahrens (siehe Kapitel 3.2), das ein Aussetzen des Radar-Reflektors der 500 m Sohle aufgrund der erhöhten Leitfähigkeit in der Sohle zeigt. Die Durchfeuchtung der Sohle ist in vier Sohlenlöchern bei Profilmeter ± 20 m und ± 40 m, 1 m entfernt vom Stoß, die 1989 vom Bergwerksbetreiber als Vorbohrungen auf Lauge durchgeführt worden waren, anhand beobachteter Feuchtigkeit in der Bohrmehl-Ansprache bis in 1.20 m Tiefe nachgewiesen.

Ein ursächlicher Zusammenhang der geoelektrisch ausgewiesenen Stoßdurchfeuchtung mit der durchfeuchteten Sohle aufgrund von 3D-Einflüssen auf das elektrische Feld im Vollraum kann nicht vollständig ausgeschlossen werden.

Finite Elemente Modellierungen

Numerische 3D Modellrechnungen mit Finiten Elementen zur Untersuchung des 3D-Effektes einer durchfeuchteten Sohle auf die Messung am Stoß ergaben im Rahmen der numerischen Diskretisierungsgenauigkeit, dass eine infolge der Durchfeuchtung um Größenordnungen leitfähigere Sohle als das umgebende Gebirge für die verwendete Messkonfiguration keine derartig stoßnahe Anomalie wie die auf dem Stoß-Profil gemessene verursachen kann. Als Ursache für die ausgedehnte geoelektrische Anomalie beim Profilmittelpunkt ist daher die Sohlendurchfeuchtung allein nicht ausreichend. Die Größenordnung der gemessenen signifikanten Widerstands-anomalie im Profilmittelpunkt –50 m bis 40 m kann anhand von numerischer Modellierung verifiziert werden. 3D Modellrechnungen zum Einfluss des Grubengebäudes zeigten, dass die Hohlräume der Strecken der 480 m und 500 m Sohlen, sowie des Lüfterstreckenabzweigs und der Parallelauffahrung bei Profilmeter 0 m über Topografie-Effekte einen 3D-Einfluss auf die Messdaten haben. Wegen der gemessenen sehr großen Widerstandskontraste (ca. $1:10^6$) sind die Effekte jedoch für diese Messdaten nicht signifikant.

Labormessungen

Labormessungen zur Bestimmung des spezifischen elektrischen Widerstands und des Wassergehalts an Gesteinsproben, die über das gesamte Messprofil aus dem Mess-Stoß entnommen wurden, bestätigen mit sehr geringen Wassergehalten von 0.1 bis 1 mg/cm³ und großen Widerstandsvariationen von 10^3 bis 10^7 Ωm die in-situ-Bedingungen. Bei einzelnen Proben aus dem durchfeuchteten Profilmittelpunkt wurden höhere Wassergehalte ermittelt. Die simultanen Wassergehalts-Widerstands-Bestimmungen wiesen anhand der Widerstandszunahme mit abnehmendem Wassergehalt für die meisten Proben nur einen geringen Kristallwassergehalt auf.

Untertagemessungen an weiteren Standorten

In Ergänzung zu den Messungen am Referenzstandort Sigmundshall wurden geoelektrische Untertagemessungen im Forschungsbergwerk Asse (Niedersachsen) sowie im ehemaligen Kalibergwerk Teutschenthal (Sachsen-Anhalt) durchgeführt. Im Forschungsbergwerk Asse erfolgte die Aufnahme von Dipol-Dipol-Pseudosektionen auf einem fest installierten Elektrodenprofil des Bergwerksbetreibers (GSF) auf der 490 m Sohle. Weiterhin wurde ein Machbarkeitstest für Übertage-Untertage-Messungen durchgeführt. Im Vergleich zu den von der GSF routinemäßig durchgeführten Messungen in Wenner-Anordnung konnte eine verbesserte Aussage-Qualität bei größerer Eindringtiefe und vergleichbarer Messzeit erzielt werden. Bei den Übertage-Untertage-Messungen zeigten sich bei übertägigen Einspeisungen auf 100 m bis 300 m langen Dipolen bei den untertägig auf der 490 m Sohle registrierenden Spannungsdipolen gute Signalqualitäten, so dass die Durchführung einer kompletten Übertage-Untertage-Messung sehr erfolgversprechend zu sein scheint. Für die Inversion der Daten sind jedoch noch systematische numerische Untersuchungen notwendig.

In der Grube Teutschenthal wurden Ringprofil-Messungen in einer Strecke mit kreisförmigem Querschnitt im Carnallitit vorgenommen. Es konnte die Schichtenfolge in ihrer vertikalen Heterogenität elektrisch abgebildet werden, wobei die Laugenansammlung in der Sohle ebenfalls zu einer Leitfähigkeitsanomalie führt.

2.4 Seismik

2.4.1 Messverfahren

Grundlage aller seismischen Messungen ist die Anregung und Registrierung elastischer Wellen. Diese werden im Untergrund an sprunghaften Änderungen der materialspezifischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeit und/oder Dichte (akustischer Impedanzkontrast) reflektiert. Die Aufzeichnung und Auswertung der sich ausbreitenden Wellen ermöglichen Rückschlüsse über den Aufbau des Untergrundes. Es lassen sich geologische Strukturen wie Schichtgrenzen, Störungen oder auch Kluffzonen erkennen. Mit Kenntnis der Wellenausbreitungsgeschwindigkeit z.B. aus der Datenbearbeitung oder aus gezielten Geschwindigkeitsmessungen in Bohrungen sind Tiefen von Schichtgrenzen und daraus abgeleitet Schichtmächtigkeiten zu bestimmen, sowie erkannte Problemzonen räumlich zu lokalisieren. In Zusammenhang mit Bohraufschlüssen und Bohrlochmessungen sowie der Auswertung seismischer Attribute (z.B. Amplitude, Frequenz, Phase) lassen sich auch lithologische Aussagen treffen.

Im Vergleich zu Messungen an der Erdoberfläche (auf dem Halbraum) treten durch die Messsituation unter Tage (im Vollraum) einige Besonderheiten und Schwierigkeiten auf:

- Es ist mit verstärktem Auftreten von Scherwellen zu rechnen.
- Es liegt keine Verwitterungsschicht vor. Die Ankopplung von Quelle und Geophonen kann aber durch Abschaltungen dennoch beeinträchtigt sein.
- Durch anstehendes Festgestein treten anregungsnah hohe Geschwindigkeiten im Bereich größer als 3 km/s auf.
- Es werden hohe Frequenzen im Bereich zwischen 100 Hz und 2500 Hz angeregt und auch aufgezeichnet. Die Absorption entlang des Laufweges ist gering.
- Die Profilanlage ist durch die Streckenführung im Bergwerk stark eingeschränkt. 3D Meßanordnungen sind nicht möglich. Die räumliche Lokalisation von Reflexionseinsätzen wird dadurch erschwert.

Die eingesetzten Messgeräte, die Messanordnung und auch die Vorgehensweise bei der Datenbearbeitung wurden im Vorgängerprojekt „Komplexes Mess- und Auswertearmamentarium für die untertägige Erkundung von Problemzonen der geologischen Barriere von Endlagern und Untertagedeponien (UTD) im Salinar“ (KULENKAMPFF et al. 2002) erfolgreich erprobt. Die Erkundung erfolgte dabei ins Hangende einer im Wesentlichen söhlig liegenden Flözlagerstätte. Im aktuellen Projekt richtet sich die Erkundung horizontal vom Stoß aus in die stark verfaltete Struktur eines Salzstocks (Kap. 2.1.3). Hier gilt es insbesondere das hauptsächlich auf horizontale oder leicht geneigte Schichtgrenzen ausgerichtete Konzept der CMP-Konfiguration und ihrer Auswertung zu überprüfen.

2.4.2 Messungen am Referenzstandort

2.4.2.1 Technische Übertragbarkeit

Um den in Kapitel 2.4.1 aufgezählten Besonderheiten soweit wie möglich Rechnung zu tragen, werden für die seismischen Messungen unter Tage piezoelektrische Drei-Komponenten Geophone eingesetzt. Durch den Einsatz piezoelektrischer Geophone lassen sich elastische Wellen sehr hoher Frequenzen bei gleichzeitig großer Bandbreite aufzeichnen. Darüber hinaus ermöglichen sie eine vom Neigungswinkel unabhängige Montage an Firste, Sohle oder Stoß. Für die Analyse von Scherwellen sowie eine verbesserte Richtungszuordnung der einfallenden Wellen erfolgt die Registrierung mit Drei-Komponenten Geophonen. Die Messdaten werden entsprechend einer CMP (Common Mid Point) Konfiguration mit einem handelsüblichen seismischen Processingsystem (hier: Landmark's ProMAX) bearbeitet. Die Ergebnisse der Datenbearbeitung stellen die Grundlage der strukturellen Interpretation dar.

Zur Registrierung der seismischen Wellen wurden die im Vorgängerprojekt (KULENKAMPPF et al. 2002) erprobten und an die Impedanz von seismischen Registrierapparaturen angepassten Geophone vom Typ KB 103 der Firma Metra Meß- und Frequenztechnik Radebeul verwendet. Es handelt sich um piezoelektrische Drei-Komponentenaufnehmer (Beschleunigungsaufnehmer) mit einem weitgehend linearen Frequenzgang; die Resonanzfrequenz liegt oberhalb 10 kHz. Der Durchmesser des Aufnehmers beträgt etwa 40 mm, die Dicke 10 mm (Abb. 2.33). Die verwendeten piezoelektrischen Drei-Komponentenaufnehmer sind problemlos zu erwerben. Ihre Gesamtkonstruktion zum Anschluss an handelsübliche seismische Registrierapparaturen für ingenieurgeophysikalische Messungen (z.B. OYO DAS 1, BISON 24096, ABEM Terraloc Mark VI, etc.) mit Impedanzanpassung und Verstärkerregelung stellt aber noch eine Spezialanfertigung dar.

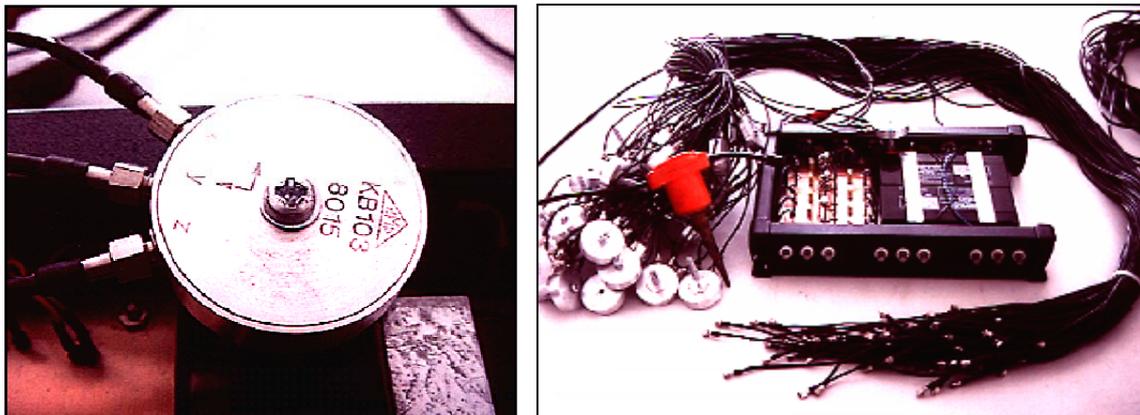


Abb. 2.33: Ansicht des Drei-Komponentenaufnehmers (links) und Eingangsseite des Gerätes für den Anschluss von 3 Geophonen (9 Kanäle) mit den Impedanzgliedern und der Verstärkungsregelung (rechts).

Zur Anregung elastischer Wellen am Stoß wird als seismische Quellen ein Hammerschlag auf einen Metallbolzen oder direkt auf den Fels eingesetzt. Basierend auf den Ergebnissen des Vorgängerprojektes werden mit einem vertikalen Hammerschlag qualitativ die besten Ergebnisse erzielt. Sowohl der Ersteinsatz der direkten P-Welle als auch der direkten S-Welle ist erkennbar, der Störwellenanteil relativ gering. Theoretisch werden durch diese Anregungsmethode sowohl P-Wellen mit einer Hauptabstrahlrichtung senkrecht ins Gebirge

(in Bezug auf die Anregungsfläche) als auch energiestarke vertikal polarisierte S-Wellen unter einem Abstrahlwinkel von ca. 45° erzeugt.

Durch die weitestgehende Verwendung handelsüblicher Produkte (Geophone, Registrierapparatur, Processingsystem) und einfach zu realisierender Verfahren (Seismische Signalquelle) wird eine marktorientierte praktische Umsetzung der Ergebnisse gewährleistet. Sowohl der Einsatz und die Handhabung der Geräte als auch die Datenbearbeitung und Interpretation setzen aber fachlich geschultes und entsprechend qualifiziertes Personal voraus.

2.4.2.2 Messkonfiguration

Die seismischen Messungen werden entlang der für alle Verfahren gemeinsamen Referenzstrecke im Bereich der Horizontalbohrungen HB1 und HB2 durchgeführt (Kap. 2.2, Abb. 2.3.). Schwerpunkt der seismischen Messungen ist die strukturelle Erkundung um die Horizontalbohrung HB2 im Entfernungsbereich zwischen 5 m und 200 m vom Südwest-Stoß der Wetterstrecke. Hier gilt es insbesondere die Schichten und Schollen des steilgelagerten und zerscherten Hauptanhydrits (A3) abzubilden, die mögliche hydraulische Wegsamkeiten darstellen und an die die erbohrten Salzlösungsvorkommen gebunden sind.

Da die im Vergleich zum Vorgängerprojekt zu erwartenden Geschwindigkeitsverhältnisse sehr ähnlich sind (Steinsalz (Na3) $v_p = 4500$ m/s, Anhydrit (A3) $v_p = 5500$ m/s), wurde die erprobte Messkonfiguration in ihren wesentlichen Parametern (Anregungspunkt Abstand, Geophonabstand, Kanalanzahl) nicht verändert. Zur Erhöhung der Eindringtiefe wurde nur der Abstand zwischen dem jeweils ersten bzw. letzten Anregungspunkt und dem Zentrum der Geophonauslage erhöht.

Für die Datenaufnahme wurden 32 piezoelektrische Drei-Komponenten Geophone (96 Kanäle) mit der x-Komponente in Profilrichtung orientiert in einer Höhe von ca. 1,2 m über der Sohle an den Stoß angebracht. Der Geophonabstand beträgt jeweils 1 m. Die Anregung erfolgt per Hammerschlag vertikal auf den Fels. Die Anregung per Hammerschlag vertikal und horizontal auf einen im Stoß angebrachten Stahlbolzen wurde, basierend auf der Anwendung im Vorgängerprojekt, ebenfalls getestet. Bedingt durch die starke Austrocknung des Stoßes und die dadurch hervorgerufenen Abschalungen lockerte sich jedoch nach wenigen Schlägen der Bolzen. Damit verringerte sich die Energieübertragung ins Gebirge und die Reproduzierbarkeit der Signale nahm ab. Die oberflächen nahen Verhältnisse am Stoß wirkten sich natürlich auch auf die Ankopplung der Geophone ans Gebirge aus (Abb. 2.34). Das Geophon am Kanal 45 ist, vermutlich in einem Bereich von Abschalungen, schlecht angekoppelt. Nach dem gut erkennbaren Einsatz der direkt gelaufenen S-Welle treten monofrequente Schwingungen, die nur sehr langsam abklingen, auf (Abb. 2.34, links). Das Geophon am Kanal 81 ist ebenfalls schlecht angekoppelt. Nach dem Einsatz der direkt gelaufenen S-Welle klingen die Signale sehr schnell ab (Abb. 2.34, rechts). Hier wird wahrscheinlich ebenfalls durch Abschalungen die Energieübertragung ins Gebirge vollständig verhindert. Nur das Geophon am Kanal 51 ist gut angekoppelt. Hier erkennt man nach dem Einsatz der direkt gelaufenen S-Welle weitere Einsätze und die Energie klingt entsprechend normaler Übertragungsverluste (Absorption, sphärische Divergenz) ab (Abb. 2.34, Mitte).

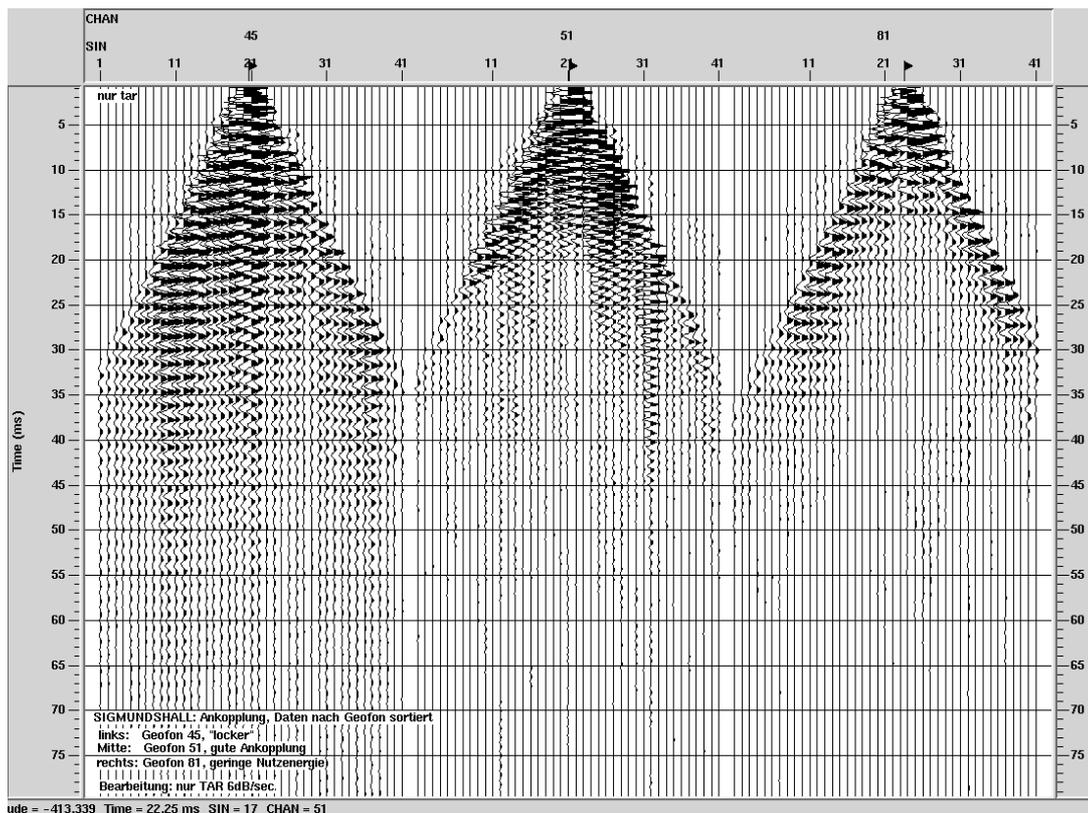


Abb. 2.34: Common Receiver Gather von Kanal 45 (links), 51 (Mitte) und 81 (rechts) zur Untersuchung der Ankopplungsbedingungen der Geophone ans Gebirge.

Durch die begrenzte Anzahl der zur Verfügung stehenden Geophone ist es, wie bei der übertägigen Seismik üblich, nicht möglich, „rollend“ zu messen. Dabei schreiten Anregungspunkte und registrierende Geophone in gleicher Weise entlang des Profils fort. Bei den durchgeführten Messungen bleibt die Position der registrierenden Geophone fest, während die Anregung über diese Auslage hinweg wandert. Der erste und letzte Anregungspunkt befindet sich jeweils 80 m vom Zentrum der Geophonauslage entfernt. Für eine Geophonauslage wird an 41 Anregungspunkten mit jeweils 4 m Abstand gemessen. Nach dem Abarbeiten dieser Anregungspunkte wird die gesamte Messkonfiguration mit Geophonauslage und Anregungspunkten um 32 m entlang des Profils versetzt. Mit zweimaligem Versetzen ergibt sich damit ein Messprofil von 224 m Länge (Abb. 2.3). Bezugnehmend auf den Nullpunkt des Referenzprofils bei der Horizontalbohrung HB1 haben die Geophon- und Anregungspunkte der drei Auslagen die folgenden Positionen:

- 1. Auslage: Geophonpunkt 1 bei 64,5 m, Geophonpunkt 32 bei 95,5 m
Anregung 1 bei 0 m, Anregung 41 bei 160 m
- 2. Auslage: Geophonpunkt 1 bei 96,5 m, Geophonpunkt 32 bei 127,5 m
Anregung 1 bei 32 m, Anregung 41 bei 192 m
- 3. Auslage: Geophonpunkt 1 bei 128,5 m, Geophonpunkt 32 bei 159,5 m
Anregung 1 bei 64 m, Anregung 41 bei 224 m

Die Aufzeichnungen aller drei Auslagen werden in der Datenbearbeitung zu CMP-Gather sortiert. Diese enthalten alle Anregungs- und Geophonpunkte deren angenommenen Strahlwege einen gemeinsamen Mittelpunkt haben und bei ebener Schichtung auch einen

gemeinsamen Punkt im Untergrund überdecken. Der Überdeckungsgrad dieser Messanordnung steigt bis auf den Faktor 24 an, die Länge des gesamten überdeckten Bereiches entlang des Profils beträgt 160 m. Die technischen Daten der Messung sind in der Tabelle 2.1 zusammengefasst und die Messanordnung ist in der Abbildung 2.35 dargestellt.

Tab. 2.1: Messparameter.

Profil	feste Geophonauslage 3x versetzt, ohne Überlappung
Anregung	Hammerschlag auf Fels
Anregungspunktabstand	4 m
Anzahl der Anregungspunkte pro Auslage	41
Geophone	32 piezoelekt. Biegeschwinger 3 Komponenten (x, y, z) Metra KB 103
Geophonabstand	1 m
CMP-Abstand	0,5 m
Überdeckungsgrad	bis 24-fach
Registrierapparatur	BISON 24096
Kanalanzahl	96
Aufnahmefilter	4 – 1500 Hz
Samplerate	0,25 ms
Registrierdauer	250 ms

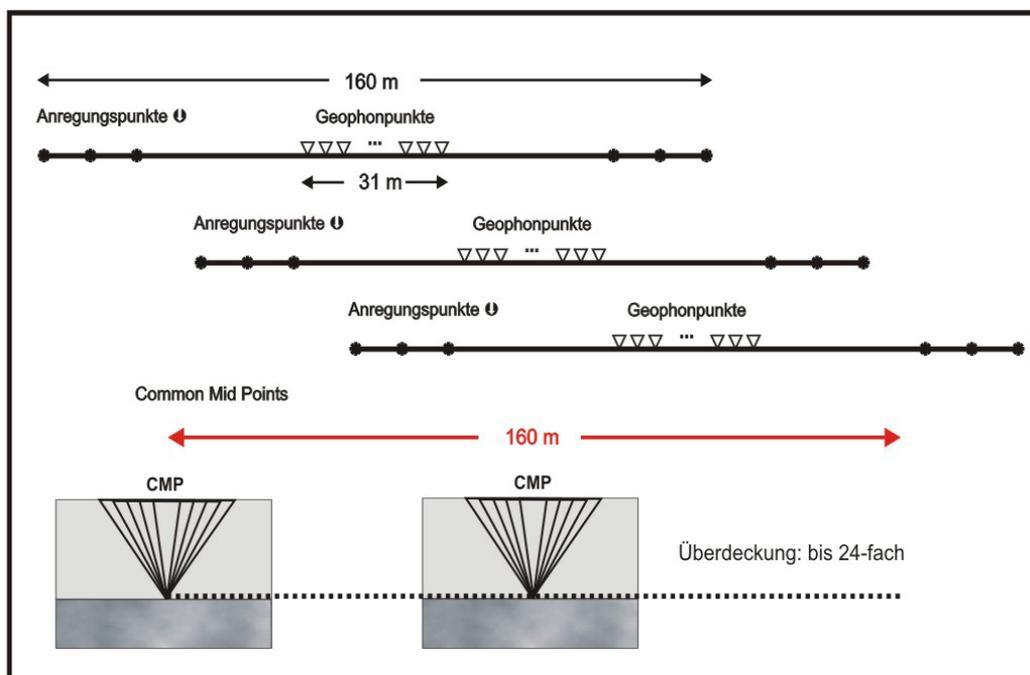


Abb. 2.35: Messanordnung.

2.4.2.3 Messdaten

Die Abbildung 2.36 zeigt exemplarisch für die Messungen die aufgezeichneten Seismogramme der Vertikalkomponente (z) und der beiden Horizontalkomponenten (x, y) bei einer Anregung. Der Abstand zwischen dem Anregungspunkt und dem ersten Geophon in der Auslage beträgt 64,5 m, der Abstand zum letzten Geophon 95,5 m. Der Ersteinsatz der direkt gelaufenen P-Welle liegt zwischen 16 ms und 22 ms Laufzeit mit einer Geschwindigkeit von ca. 4500 m/s. Er ist insbesondere in der z-Komponente zu erkennen. Zwischen 25 ms und 40 ms folgt die direkt gelaufene S-Welle mit einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von etwa 2650 m/s. Diese Welle ist durch sehr hohe Amplituden charakterisiert und weist auf einigen Spuren lange Nachschwingungen auf. Aus Kenntnis der in der Horizontalbohrung HB2 erbohrten Schichtenfolge werden am Anregungspunkt Reflexionen vom Hauptanhydrit (A3) bei Laufzeiten von 25 ms bis 35 ms für die P-Welle und von 45 ms bis 60 ms für die S-Welle erwartet. Solche Einsätze von reflektierten Wellen sind in den Rohdaten jedoch nicht sichtbar. Die einzelnen Spuren der Seismogramme haben sehr unterschiedliche Störpegel. Ursache dafür ist wahrscheinlich die unterschiedliche Beschaffenheit des am Stoß anstehenden Gesteins, die die Ankopplungsbedingungen der Geophone stark beeinflusst (Kap. 2.4.2.2). In zahlreichen Seismogrammen treten bedingt durch elektrische Einstreuungen außerdem monofrequente Störungen von 50 Hz auf. Da die Frequenzen der seismischen Signale aber weit darüber liegen, stellen sie kein Problem dar.

Eine Spektralanalyse zeigt Amplituden der Nutzwellen im Frequenzbereich von 300 Hz bis 1600 Hz. Die Hauptfrequenz der P-Wellen liegt bei 1100 Hz. Bei einer Ausbreitungsgeschwindigkeit im Salzgestein von 4500 m/s entspricht dies einer Wellenlänge von ca. 4 m. Das vertikale Auflösungsvermögen liegt damit im Meterbereich und das über die Fresnelzone berechnete horizontale Auflösungsvermögen für einen Laufweg bis zum erbohrten Salzlösungsvorkommen von 90 m bei etwa 13,5 m.

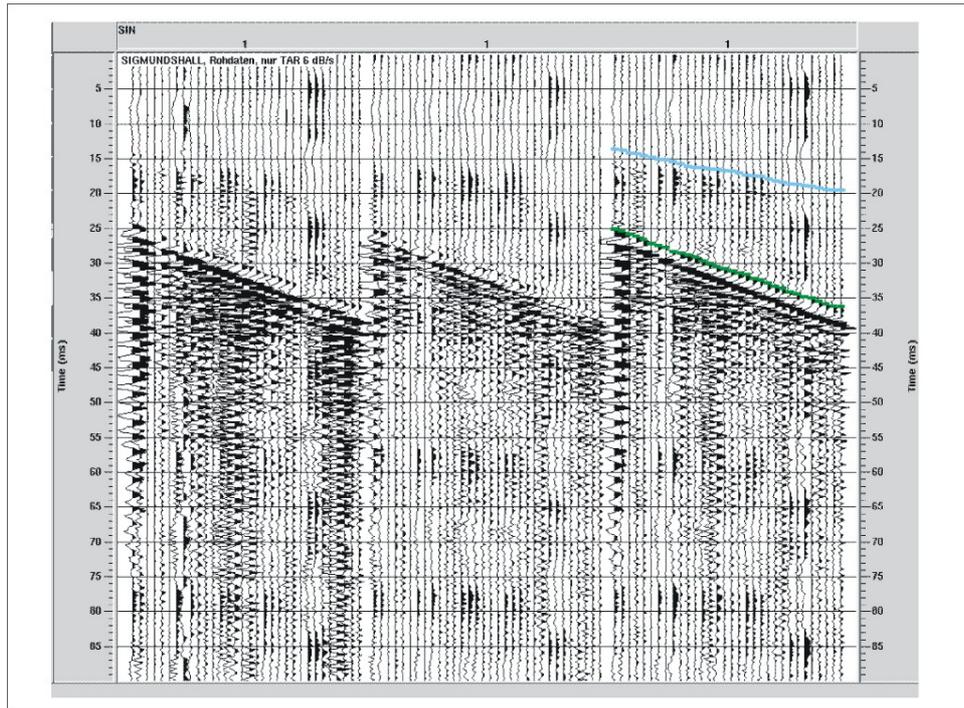


Abb. 2.36: Unbearbeitete Seismogramme (Rohdaten) der Vertikalkomponente z (links) und der beiden Horizontalkomponenten x (Mitte) und y (rechts) bei einer Energieanregung durch Hammerschlag auf Fels.

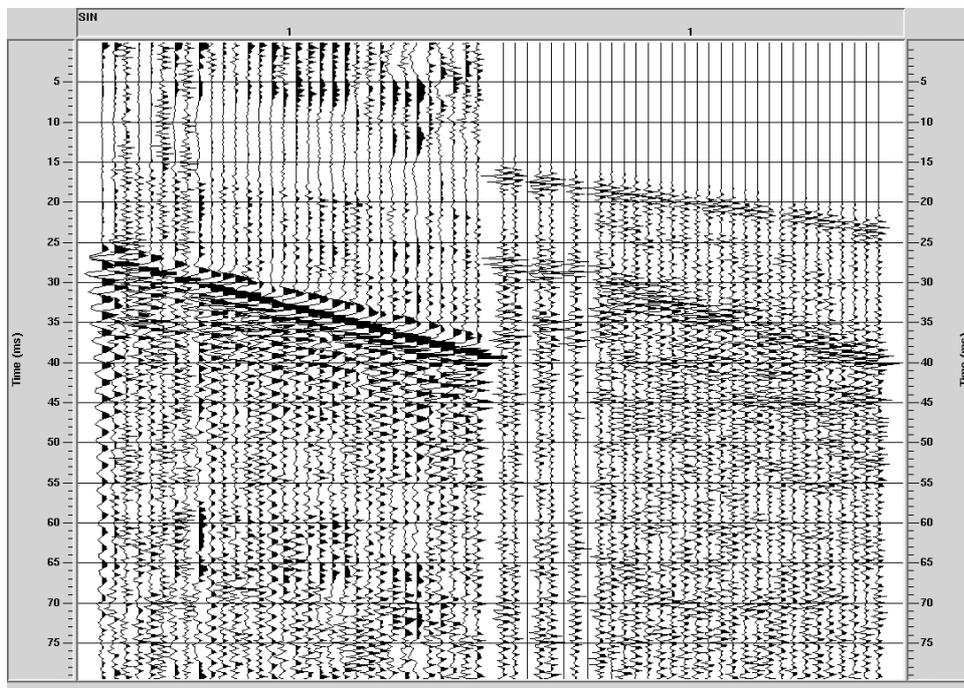


Abb. 2.37: Seismogramm vor (links) und nach dem angewendeten Preprocessing (rechts).

2.4.3 Datenbearbeitung

Die Bearbeitung der Messdaten wurde nach folgendem Schema durchgeführt:

- Eingabe der Primärdaten
- Erstellung der Geometrie und der Datenbasis, Füllen der Spurköpfe
- Energiestapelung
- Interaktive Spureditierung
- Interaktives Muting
- Amplitudenskalierung
- Aufweißen des Amplitudenspektrums
- Anwendung statischer Korrekturen (Elevation Statics)
- F-k-Filterung der LMO-korrigierten Daten
- Anwendung von NMO-Korrekturen
- CMP-Stapelung
- F-x-Dekonvolution
- Störwellenfilterung
- FD-Zeitmigration
- Tiefenstreckung

Die Abbildung 2.37 zeigt ein Seismogramm vor und nach dem angewendeten Preprocessing. Durch die Bearbeitung wurden höhere Frequenzen verstärkt, die Amplituden ausgeglichen und Störwellen entfernt. Die Anwendung und die Ergebnisse einzelner Bearbeitungsschritte werden im Folgenden beschrieben:

Energiestapelung: Bei Anregung seismischer Wellen per Hammerschlag wurden an einem Anregungspunkt jeweils 3 Seismogramme aufgezeichnet. Dabei traten geringe zeitliche Verschiebungen von bis zu 0,5 ms auf, ansonsten wiesen die Aufzeichnungen fast identische Wellenbilder und gleiche Energie auf. Eine Addition dieser Seismogramme erhöhte das Verhältnis von Nutz- zu Störenergie und erbrachte im weiteren Verlauf der Bearbeitung ein besseres Stapelergebnis.

Interaktive Spureditierung: Durch Abschaltungen des Gesteins am Stoß kam es an einigen Geophonpositionen zu Resonanzerscheinungen mit amplitudenstarken, monofrequenten Störwellen in der Aufzeichnung. Sämtliche an diesen Positionen gemessenen Spuren wurden von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen.

Interaktives Muting: Das interaktive Muting umfasste den Laufzeitbereich von 0 ms bis zum Ersteinsatz der P-Welle. Die S-Welle wurde nicht durch Muting entfernt, um in diesem Laufzeitbereich erwartete Reflexionen der P-Welle zu erhalten.

Aufweißen des Amplitudenspektrums: Durch das Aufweißen des Amplitudenspektrums wurden die reflektierten P-Wellen gegenüber anderen Wellen verstärkt. Der Frequenzbereich des Filters umfasste 1000 Hz bis 1700 Hz.

F-k-Filterung der LMO-korrigierten Daten: Zur Entfernung der amplitudenstarken direkt gelaufenen S-Welle wurde sie erst mittels Linear-Moveout-Korrektur ausgerichtet (rms-Geschwindigkeit 2630 m/s) und anschließend im Frequenz-Wellenzahl-Bereich gefiltert. Damit konnte die S-Welle nahezu vollständig unterdrückt werden.

Hodogrammanalyse: Zur Berechnung der Einfallswinkel der reflektierten Wellen und zur besseren Unterscheidung von P-Wellen, S-Wellen und Oberflächenwellen wurden Hodogramme erstellt. Dabei zeigte sich, dass die gewählte Abtastrate für eine detaillierte Hodogrammanalyse zu groß war. Im Laufzeitbereich der zu erwartenden Reflexionen ergab sich zwar eine grobe Richtung der einfallenden Wellen aus der Profilebene (z-x-Fläche); eine genaue Bestimmung des Einfallswinkels war jedoch nicht möglich.

Reststatische Korrekturen: Reststatische Korrekturen in Form von trim statics wurden getestet. Da die Festlegung der Korrekturhorizonte aber sehr unsicher war, ergab die Reststatik keine Verbesserung des Stapelergebnisses, so dass sie nicht angewendet wurde.

Tiefenstreckung: Nach einer FD-Zeitmigration erfolgte die Tiefenwandlung des Zeitschnittes, mit einer konstanten Geschwindigkeit von 4500 m/s.

Die Bearbeitung der Daten wurde in gleicher Weise für die z- und die x-Komponente durchgeführt. In der y-Komponente der P-Welle ist keine Nutzenergie enthalten. Außer dem Stapelergebnis wurden auch seismische Attribute wie Reflektionsstärke, Heterogenität, momentane Frequenz usw. berechnet. Somit kann sich die geologische Interpretation auf eine breitere Grundlage stützen.

Die Abbildung 2.38 gibt anhand der migrierten Tiefensektionen einen Überblick über die erzielten Ergebnisse der Datenbearbeitung für die P- und S-Wellen in der x- und z-Komponente. Die Tiefensektionen zeigen eine Vielzahl von kurzen Reflexionselementen. Zum Teil können schollenartige Bereiche erhöhter Reflektivität abgegrenzt werden. Lateral aushaltende, geneigte Reflexionen sind nur in den Sektionen der S-Welle zu erkennen.

2.4.4 Ergebnisse

Die Salzstruktur besitzt einen sehr komplexen Aufbau. Beim Salzaufstieg bildeten sich mehrere taschenförmige Einsenkungen des Leinesalinars in die Staßfurtfolge. Vor allem der Hauptanhydrit sank in das Staßfurtsalz ein, so dass die generell steile Einfallrichtung der einzelnen Salinarhorizonte sich bereichsweise bis zu 45° verflachen kann. Die seismischen Messungen überstreichen damit einen sehr breiten Bereich von Reflexionspunkten im Untergrund und die einzelnen Bohrungen lassen sich nicht genau an das seismische Messmaterial anschließen. Generell ist damit zu rechnen, dass obwohl auf der 480m Sohle gemessen wurde, die Zone aus der die Informationen stammen, tiefer liegt (wahrscheinlich aus dem Niveau der 500m Sohle).

Die strukturelle Interpretation wird an der Tiefensektion der z-Komponente der S-Wellen vorgenommen, die in Abbildung 2.39 koloriert dargestellt ist. Aufgrund der komplexen geologischen Situation, die starke Verfaltungen, Zerrungsstrukturen und keine aushaltenden Schichten erwarten lässt, ist die Interpretation der seismischen sehr schwierig. In den erkennbaren Reflexionselementen lassen sich einzelne Anhydritschlieren und die Begrenzungen des Hauptanhydrits sowie des Kaliflözes Staßfurt vermuten.

Im Entfernungsbereich vom Stoß zwischen 50 m und 70 m bei Profilmeter 32 bzw. im Entfernungsbereich zwischen 40 m und 60 m bei Profilmeter 182 lässt sich ein Band amplitudenstarker Reflexionen mit leicht S-förmigem Verlauf über das gesamte Profil verfolgen. Die Oberfläche dieses Reflexionsbandes ist vermutlich dem Hauptanhydrit (A3) zuzuordnen, die Basis dieses Reflexionsbandes dem Kaliflöz Staßfurt (K2). Eine Kontaktfläche zwischen diesen beiden geologischen Einheiten ist nicht eindeutig festlegbar.

Unterbrechungen des Reflexionsbandes treten bei Profilmeter 107 und zwischen Profilmeter 70 und 90 auf. Diese sind als Störungen bzw. als Bruchbereiche zwischen einzelnen Anhydritschollen interpretierbar. Insgesamt zeigen sich innerhalb des Reflexionsbandes viele einzelne Elemente, die nur über sehr kurze Strecken aushalten, was insbesondere auch in der Darstellung der „Heterogenität“ deutlich wird (Abb. 2.40). Diese Darstellung betont optisch die Unterbrechungen innerhalb des Reflexionsbandes. Die Ausrichtung der Unterbrechungen spricht dafür, dass es sich um Bereiche erhöhter Klüftigkeit oder um Bruchbereiche zwischen einzelnen Anhydritschollen handelt, die durch Zerrungs- oder Faltungsvorgänge beim Salzaufstieg entstanden sind. Zwischen Profilmeter 110 und 160 deutet sich im Entfernungsbereich zwischen 40 m und 20 m eine schwache durchgängige Reflexion an, die möglicherweise durch das Kaliflöz Ronnenberg (K3RoSy) verursacht wird. Hinweise auf Salzlösungsvorkommen sind in diesem Profilabschnitt mit der Seismik nicht erkennbar.

Zusammenfassend lässt sich aus der Interpretation der reflexionsseismischen Daten der Bereich des Hauptanhydrits (A3) und des Kaliflözes Staßfurt (K2) verfolgen und als mechanisch stark durch Zerrungs- oder Faltungsvorgänge beansprucht charakterisieren.

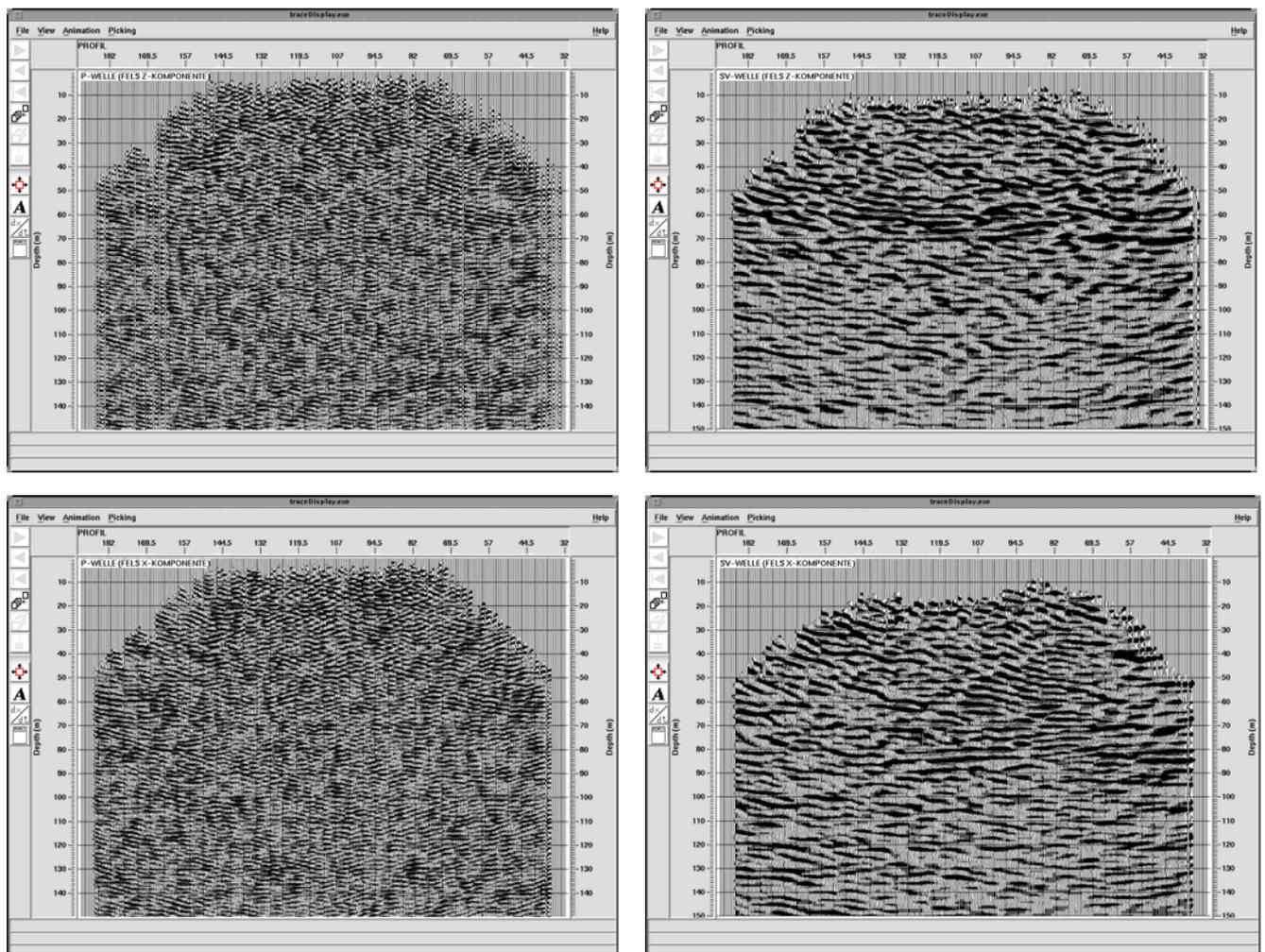


Abb. 2.38: Migrierte Tiefensektionen als Ergebnis der Datenbearbeitung von P- (links) und S-Wellen (rechts) für die z- (oben) und x-Komponente (unten).

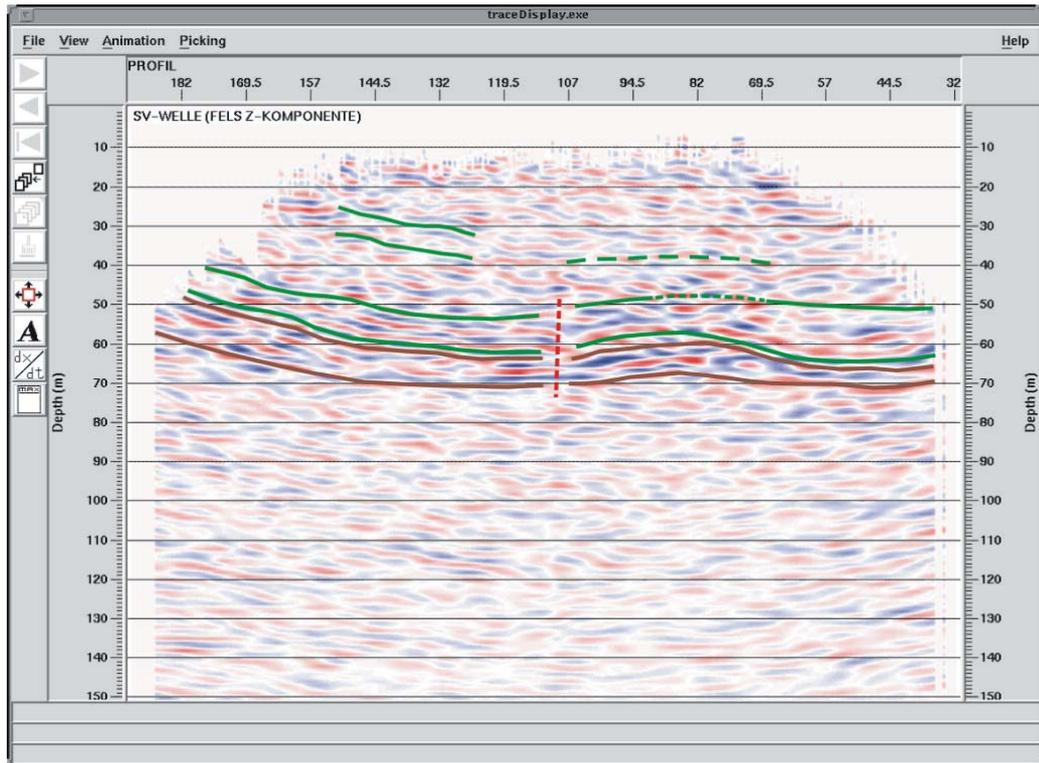


Abb. 2.39: Seismische Tiefensektion der z-Komponente der S-Welle mit Interpretationsskizze.

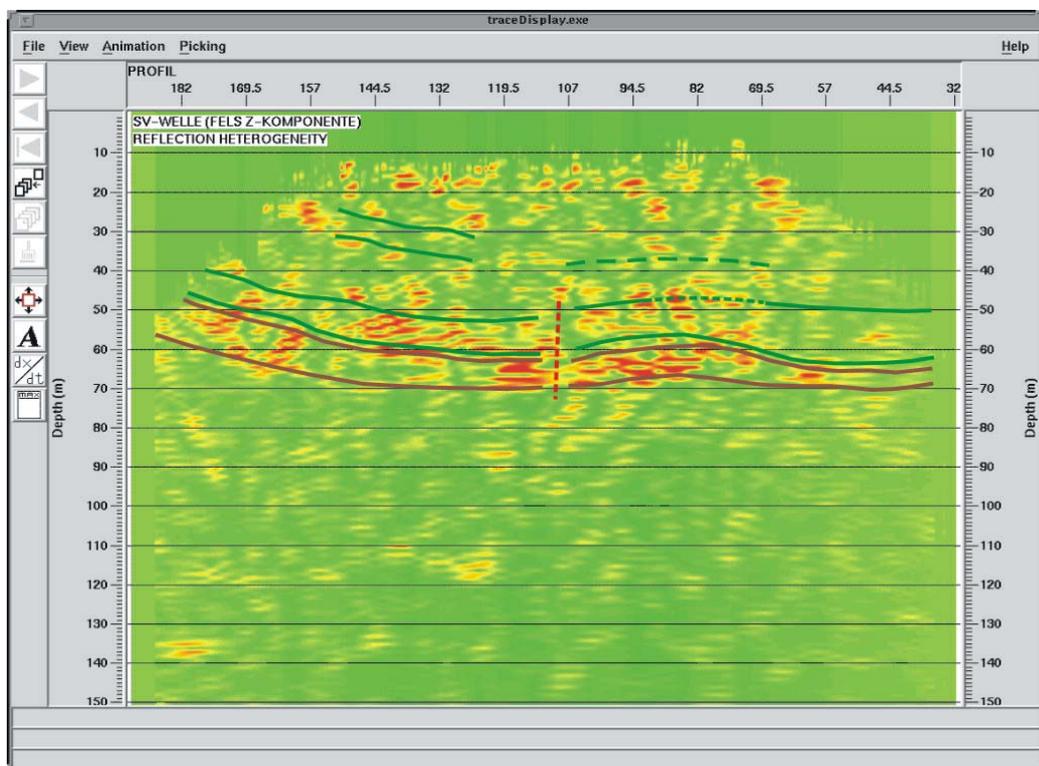


Abb. 2.40: Darstellung der „Reflection Heterogeneity“ der seismischen Tiefensektion der z-Komponente der S-Welle.

2.5 Literatur

- BAUER, G. (1979): Bohrberichte HB 310/1979, 480 m Sohle; HB 311/1979, 480 m Sohle; HB 26, 500 m Sohle; HB 28, 500 m Sohle.- Kali und Salz AG, Kassel
- BODENSTEIN, J., MINKLEY, W., STAUFENBIEL, W. (1998): Sicherungsmaßnahmen im stillgelegten Kalibergwerk Teutschenthal – Versatz mit betriebsfremden Stoffen.- In: Restabfallbehandlung, Deponietechnik, Entsorgungsbergbau und Altlastenproblematik. Hengerer et al. (Hrsg.), Balkena, Rotterdam, ISBN 90 5809 023 X.
- BRUNNER, I. (2001): Beiträge zur geoelektrischen Potentialtomographie für die Ermittlung von Leitfähigkeitsunterschieden im Untergrund. – Dissertation, Universität Leipzig und Shaker Verlag Aachen, ISBN 3-8265-8663-8.
- DCTRAP - DC GEOELECTRICS TRANSIENT TIME SERIES PROCESSING (FRIEDEL 2000, KNIEß 2002) in der Version 5 (2003) von Rudolf Knieß
- FESTSCHRIFT (1931): 50 Jahre Aktiengesellschaft Consolidierte Alkaliwerke Westeregeln.- Westeregeln, 25.01.1931.
- FRIEDEL, S. (2000): Über die Abbildungseigenschaften der geoelektrischen Impedanztomographie unter Berücksichtigung von endlicher Anzahl und endlicher Genauigkeit der Messdaten.- Dissertation, Universität Leipzig und Shaker Verlag Aachen, ISBN 3-8265-7587-3.
- FULDA, E. (1935): Zechstein: In Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands.- 409 S., Verlag Gebr. Bornträger, Berlin
- HENSEL (2003): Risswerk der Schachtanlage Asse. Markscheiderei des Forschungsbergwerks Asse, Remlingen, Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit (GSF), Neuherberg.
- HOLLÄNDER, R. (2002): Kali und Salz GmbH, Werk Sigmundshall – Geologie
- Abgedeckte geologische Übersichtskarte des Salzstockes Bokeloh/Kaliwerk Sigmundshall
 - Geologische Übersichtskarte 500 m Sohle
 - Verbreitung der Schichtenfolge im Bereich der HB 26 und HB 28 der 500 m Sohle
 - Geologischer Schnitt durch den Salzstock Bokeloh
 - Stratigraphie des Zechsteins im Bereich des Schachtes Bokeloh/Werk Sigmundshall.- K+S Kassel
- HOLLÄNDER, R. (2002a): Werk Sigmundshall. Geologische Strukturen in der Umgebung von HB 310/311 für Geophysik-Untersuchungen. M : 1000 Grubenriss.- Kali und Salz GmbH, Bereich Geologie, Kassel
- JACOBS, F., DANCKWARDT, E. (2002): Geoelektrische Untersuchungen im Bereich kontinentaler Tiefbohrungen zur Erfassung von Zuständen und Prozessen mittels kombinierter Oberflächen-/Vertikalelektrodensysteme. Proc. ICDP-ODP Kolloquium Potsdam, 6.- 8- Juni 2002.
- JUST, A. (2001): Bestimmung der räumlichen Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes an zylinderförmigen Körpern mit Hilfe der Elektrischen Widerstandstomographie - Anwendung in der Petrophysik auf Bohrkerne und Lockersedimente.- Dissertation, Universität Leipzig, 2001 und Shaker Verlag Aachen 2002, ISBN 3-8265-9894-6.

- KAMPKE, A. (1996): Modellierung und Inversion von Daten der induzierten Polarisation für zweidimensionale Verteilungen der elektrischen Leitfähigkeit. Diplomarbeit am Institut für Geophysik und Meteorologie, Technische Universität Braunschweig.
- KNIEß, R. (2002): Untersuchungen zum Signal-Rausch-Verhältnis geoelektrischer Signale. Diplomarbeit am Institut für Geophysik und Geologie der Universität Leipzig.
- KNÖDEL, K., KRUMMEL, H., LANGE, G. (1997): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, Bd. 3: Geophysik.- Berlin (Springer).
- KRAUSE, Y., JUST, A., JACOBS, F. (2004): Geoelektrische Messungen im Forschungsbergwerk Asse.- Arbeitsbericht, Universität Leipzig.
- KULENKAMPPF, J., JUST, A., ASCHMANN, L., JACOBS, F. (2001): Laboratory investigations for the evaluation of in situ geophysical measurements in a salt rock mine.- Proc. Meeting "Petrophysical Properties of Crystalline Rocks", Geological Society, Borehole Research Group, London 10.-11.9.2001.
- KULENKAMPPF, J., ASCHMANN, L., JUST, A., BERGMANN, K., MOISE, E., JACOBS, F., SCHUCK, A., LINDNER, U., SCHWANDT, A., KURZ, G., FLUCHE, B., SCHULZ, R., KÜHNICKE, H., REUTTER, O., SCHUBERT, F. (2002a): Komplexes Mess- und Auswertearbeitsinstrumentarium für die untertägige Erkundung von Problemzonen der geologischen Barriere von Endlagern und Untertagedeponien (UTD) im Salinar. Abschlussbericht zu den BMBF-Forschungsvorhaben Fkz. 02C0558, 02C0568, 02C0578, Leipzig 2002.
- KULENKAMPPF, J., JUST, A., JACOBS, F. (2002b): Geophysical detection and evaluation of risk zones in a sylvinitic mine by underground measurements and laboratory investigations.- EGS Meeting, 21.-26.4.2002, Nice.
- KULENKAMPPF, J., YARAMANCI, U. (1993): Frequency-dependent complex resistivity of rock-salt samples and related petrophysical parameters, Geophysical Prospecting 41, 229-239.
- RÜCKER, C. (1999): Die Methode der Finiten Elemente mit adaptiver Gittererzeugung und Integration eines Mehrgitterverfahrens zum Lösen des gleichstromgeoelektrischen Vorwärtsproblems. Diplomarbeit am Institut für Geophysik und Geologie, Universität Leipzig.
- RÜCKER, C. (2003): 3D Finite-Elemente Methode zur DC Widerstandsmodellierung. Beitrag zur 63. Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Ext. Abstr. S. 31, 23.-28.2.2003, Jena.
- SESSLER, W., HOLLÄNDER, R. (2002): Kaliwerk Sigmundshall der K+S Kali GmbH. Befahrung am 11.Juni 2002 im Rahmen der Projektwoche 2002 „Natur und Landschaft zwischen Küste und Harz“- Veröffentlichungen der Akademie der Geowissenschaften zu Hannover
- WELLER, A., SEICHTER, M., KAMPKE, A. (1996): Induced-Polarization modelling using complex electrical conductivities.- Geophysical Journal International, 127, 387-398.
- YARAMANCI, U. (1994): Relation of in situ resistivity to water content in rock salts, Geophysical Prospecting 41, 229-239.
- YARAMANCI, U. (2000): Geoelectric exploration and monitoring in rock salt for the safety assessment of underground waste disposal sites. Journal of Applied Geophysics, 44 (2000), 181-196.

3 Elektromagnetik, Georadar

J. Igel, G. Kurz, R. Schulz (GGA-Institut Hannover)

3.1 Elektromagnetik

3.1.1 Messprinzip der elektromagnetischen Induktion

Das Messprinzip des elektromagnetischen Induktionsverfahrens (EM) beruht darauf, dass in einer stromdurchflossenen Senderspule ein primäres Magnetfeld aufgebaut wird. Dieses magnetische Wechselfeld induziert in leitfähigen Bereichen elektrische Wirbelströme, die wiederum ein magnetisches Feld aufbauen. An einer Empfangsspule wird das primäre und sekundäre Feld als komplexe Größe gemessen (siehe z.B. GRANT & WEST 1965). Der Realteil wird im Folgenden als In-Phase-Komponente (IP-Komponente) und der Imaginärteil als Out-of-Phase-Komponente (OP-Komponente) bezeichnet.

Zur Berechnung der Eindringtiefe wird die aus der Magnetotellurik bekannte Formel für die Skintiefe verwendet. Sie beschreibt den Amplitudenabfall auf den 1/e-ten Teil und gilt streng genommen nur für eine ebene Welle. Ihr Ansatz ist auch für Dipolfelder üblich und zeigt die reziproke Abhängigkeit von der Frequenz ω und der Leitfähigkeit σ , d.h. je größer die Frequenz (Leitfähigkeit) desto geringer ist die Eindringtiefe:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\sigma \omega \mu_0}}$$

mit σ [S/m] Leitfähigkeit; $\omega = 2\pi f$ [Hz] Kreisfrequenz; $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m magn. Permeabilität im Vakuum.

3.1.2 Durchführung der Messungen und Datenbearbeitung

Eine Zusammenstellung aller EM-Messungen findet sich in IGEL et al. (2003). Die Messungen wurden mit einem Apex MaxMin-System im Frequenzbereich von 110 Hz bis 14 kHz gemessen. Die überwiegende Anzahl der Messungen wurden in einem Kalibergwerk in Niedersachsen durchgeführt. Zusätzliche Messungen fanden in der Kaligrube bei Bischofferode statt.

Im Vorgängerprojekt (KULENKAMPPF et al. 2002) wurde die Detektionsgrenze (Nachweisbarkeitsgrenze einer Anomalie) bestimmt. Um einen anomalen Bereich nachweisen zu können, muss die Amplitudenänderung oberhalb der Fehlergrenze liegen, d.h. mindestens 5 % bei der IP-Komponente und 3 % bei der OP-Komponente betragen. Die Ursachen für Fehler sind vor allem Abstandsfehler sowie ungenaue Spulenausrichtungen. Die Streuung konnte trotz Abstandskontrolle der Spulen und Nivellierungseinrichtungen an den Spulen nicht weiter minimiert werden.

Die Messungen konzentrierten sich auf ein Nordwest-Südost-Profil der 480 m Sohle von -250 m bis +250 m (Abb. 3.15). Sie wurden mit einem Sender-Empfänger-Abstand von 40 m bzw. 100 m und einer Schrittweite von 10 m bzw. 20 m durchgeführt. Eine topografische Korrektur des Datensatzes war wegen des flachen Streckenverlaufs nicht notwendig. Die hohen Frequenzen (28 kHz und 56 kHz) haben eine geringe Erkundungstiefe und waren für die Fragestellung zur Detektion einer Laugenstelle in 80 m Entfernung nicht von Bedeutung. Der zu detektierende feuchte Bereich, der durch eine Bohrung erschlossen ist, lag in Richtung des

SW-Stoßes der Mess-Strecke. Exemplarisch werden hier Messungen gezeigt, die mit einem Sender-Empfänger-Abstand von 100 m durchgeführt wurden (Abb. 3.1). Dazu wurde das Spulensystem um 90° gedreht und in vertikal koplanarer Anordnung gemessen. Qualitativ betrachtet sind hohe Amplitudenwerte in beiden Komponenten bei +40 m zu erkennen. Dies korreliert mit der bekannten Laugenstelle, die dort in ca. 80 m Tiefe erbohrt wurde, weniger realistisch erscheinen die hohen Werte. Ein Gerätefehler konnte durch Vergleichsmessungen an einer übertägigen Teststrecke zwischen den Messeinsätzen ausgeschlossen werden.

Durch einfache analytische Abschätzungen und durch numerische Modellierungen soll die Ursache für die hohen Werte untersucht werden.

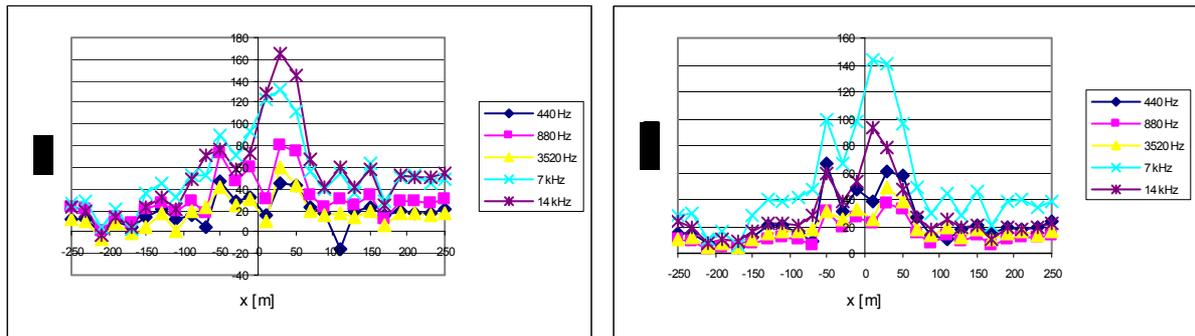


Abb. 3.1: Messung in dem niedersächsischen Kalibergwerk, Sender-Empfänger-Abstand: 100 m

3.1.3 Eindimensionale Interpretation

Mit Hilfe eines analytischen 1D-Programms (WEIDELT, pers. Mitt.) für den geschichteten Vollraum wird untersucht, inwieweit eine laugenführende Schicht in 80 m Tiefe mit dem EM-Verfahren detektiert werden kann. Dazu wird für fünf verschiedene Spulenabstände (20 m, 40 m, 60 m, 80 m und 100 m) und für vier Frequenzen (1 kHz, 2,5 kHz, 5 kHz und 10 kHz) die IP- und die OP-Komponente berechnet. Der Abstand des Spulensystems zur leitfähigen Schicht (spez. Widerstand 1 Ω m) beträgt 80 m. Die übrigen Schichten hatten einen spez. Widerstand von 100 k Ω m. Der Übergang von Strecke (Luft) zu Salzgestein wird nicht gesondert berücksichtigt.

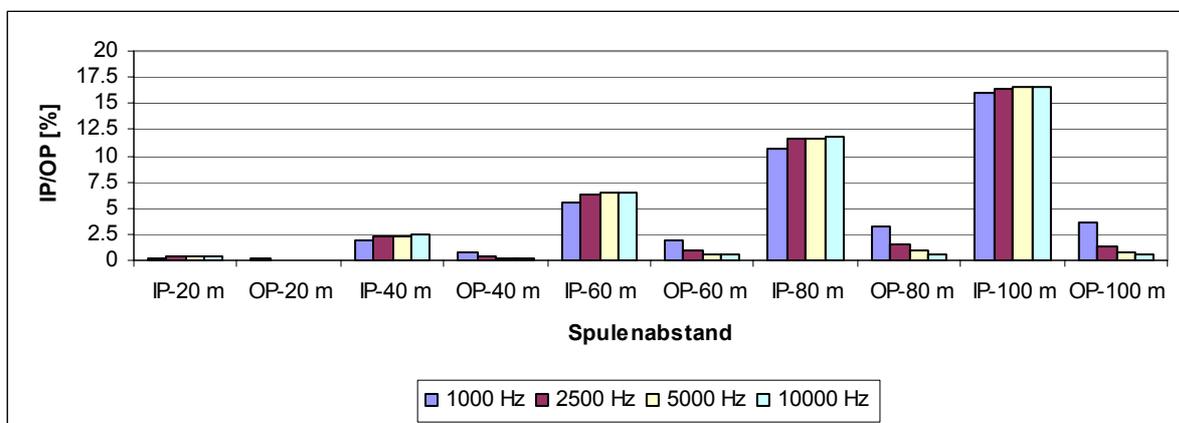


Abb. 3.2: Analytische 1D Berechnung eines 3-Schichtfalls. Die Entfernung des Spulensystems zur leitfähigen Schicht beträgt 80 m. Der spez. Widerstand der Schicht beträgt 1 Ω m, sie ist 10 m mächtig. Die übrigen Schichten haben einen spez. Widerstand von 100 k Ω m.

Eine Detektion ist erst ab einem Spulenabstand von 80 m möglich, wobei der Effekt in der OP-Komponente unter 5 % liegt. Lediglich mit der IP-Komponente ist die Schicht gut zu detektieren (Abb. 3.2).

Der spez. Widerstand von $1 \Omega\text{m}$ für die leitfähige Schicht ist relativ niedrig gewählt. Normalerweise ist für Laugenstellen im Salinar mit höheren spez. Widerständen, d.h. mit niedrigeren Effekten, zu rechnen. Der berechnete Response ist im Vergleich zu den in situ Messungen (Abb. 3.1) gering und kann die gemessenen Werte nicht erklären. Die Vermutung ist, dass oberflächennahe Einflüsse die Messungen dominieren.

3.1.4 Dreidimensionale Modelle

Für Untersuchungen von Körpern, die nah am Spulensystem liegen, kann nicht mehr von 1D-Bedingungen ausgegangen werden. Mit Hilfe eines 3D numerischen Modellierungsprogrammes (NEWMAN & ALUMBAUGH 1995) werden der Einfluss vom Stoß (Erfassung der gesamten Strecke) als auch querende Strecken (Abb. 3.3) sowie verschiedene Laugenzenarien unter Berücksichtigung einer leitfähigen Sohle untersucht.

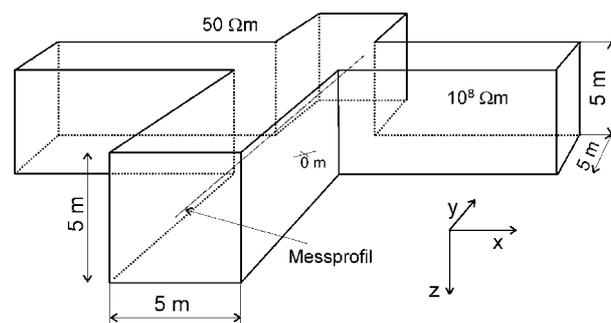


Abb. 3.3: Modell eines Streckenkreuzes zur Untersuchung des Stoßes sowie zur Untersuchung von Querstrecken.

Um den Profilverpunkt 0 m ist die Mess-Strecke in dem Kalibergwerk in Niedersachsen durch eine Parallelauffahrung auf einer Länge von ca. 30 m geteilt und beide Strecken sind durch einen senkrechten Durchbruch verbunden. Deshalb wird der Einfluss von Querstrecken, bzw. der Einfluss des Stoßes untersucht. Für die Streckenuntersuchungen wird ein Streckenquerschnitt von $5 \text{ m} \times 5 \text{ m}$ angenommen. Die Strecken kreuzen sich im rechten Winkel bei Profilverpunkt 0 m. Die Spulen befinden sich mittig zentral in der Mess-Strecke und haben einen Abstand von 20 m (Abb. 3.3).

Die Modellierungen werden für 5 kHz, 10 kHz und 30 kHz für eine horizontal koplanare (h_{zz}) und vertikal koplanare (h_{yy}) Anordnung durchgeführt (Abb. 3.4). In der horizontal koplanaren Anordnung ist bei allen Frequenzen der Einfluss der Querstrecke sowohl in der IP- als auch in der OP-Komponente zu vernachlässigen. Bei der vertikal koplanaren Anordnung ist die Querstrecke bei 30 kHz deutlich zu erkennen. Generell können die gemessenen großen Amplituden nicht erklärt werden. Unter -40 m bzw. über +40 m ist zu erkennen, dass die Berechnungen für die vertikal und horizontal koplanare Anordnung bei der gleichen Frequenz zusammenfallen. Bei dieser Entfernung ist kein Einfluss des Streckenkreuzes, sondern lediglich die Wirkung des Stoßes vorhanden.

Würden Messungen bei einem Umgebungswiderstand von $50 \Omega\text{m}$ mit einer Frequenz von 10 kHz durchgeführt werden, würde in der IP-Komponente ein Signal von 13 % und in der OP-

Komponente von 17 % gemessen werden können. Diese Effekte wären mit dem EM-Gerät erfassbar und müssten berücksichtigt werden. Die gemessenen Widerstandswerte sind aber deutlich höher, so dass der Stoß nicht berücksichtigt wurde.

Weitere Modellierungen zeigen, dass ab einem spez. Widerstand von $10 \text{ k}\Omega\text{m}$ kein Unterschied zwischen Strecke und Steinsalz zu erkennen ist. Dies ist auch für einen größeren Sender-Empfänger-Abstand gültig. Der Effekt vom Übergang Luft zu Salz ist gering und wurde demzufolge in keiner weiteren Modellierung betrachtet.

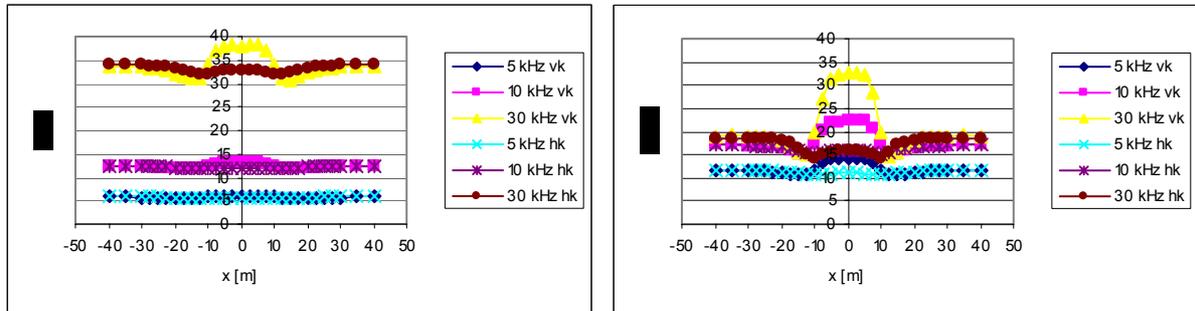


Abb. 3.4: Numerische Berechnung für den Effekt eines Streckenkreuzes (Abb. 3.3). Es sind vertikal koplanare als auch horizontal koplanare Modellierungen für 5 kHz, 10 kHz und 30 kHz dargestellt. Die Strecke hat einen spez. Widerstand von $10^8 \Omega\text{m}$, das Umgebungsgestein von $50 \Omega\text{m}$. Der Spulenabstand beträgt 20 m.

Der mögliche Effekt eines spulennahen Laugeneinschlusses wird mit dem Modell eines Würfels mit den Dimensionen $50 \text{ m} \times 50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$ berechnet (Abb. 3.5); es wird im Folgenden als Basismodell bezeichnet. Bei diesem Modell liegt im Gegensatz zu den Messungen im Kalibergwerk in Niedersachsen der Laugenkörper im Hangenden der Strecke. Im Weiteren werden die Dimensionen des Körpers, seine Entfernung zum Messniveau wie sein spez. Widerstand verändert.

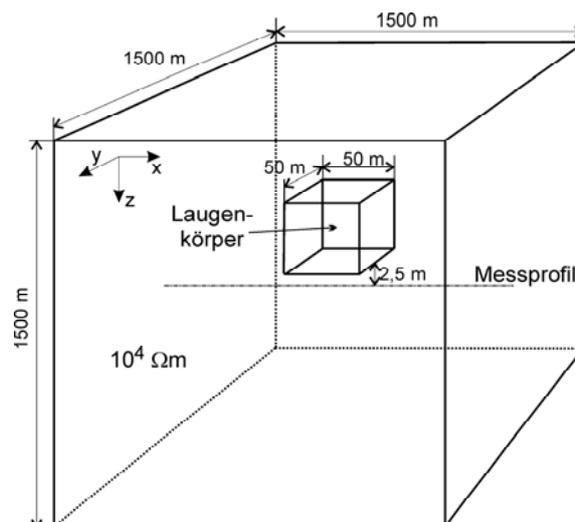


Abb. 3.5: Basismodell zur Untersuchung eines Laugenkörpers.

Der Körper beim Basismodell hat einen spez. Widerstand von $1 \Omega\text{m}$. Der Response für die vertikal (h_{yy}) und horizontal koplanare (h_{zz}) Anordnung ist in den Abb. 3.6 dargestellt; er ist für die Frequenzen 5 kHz, 10 kHz und 30 kHz berechnet worden.

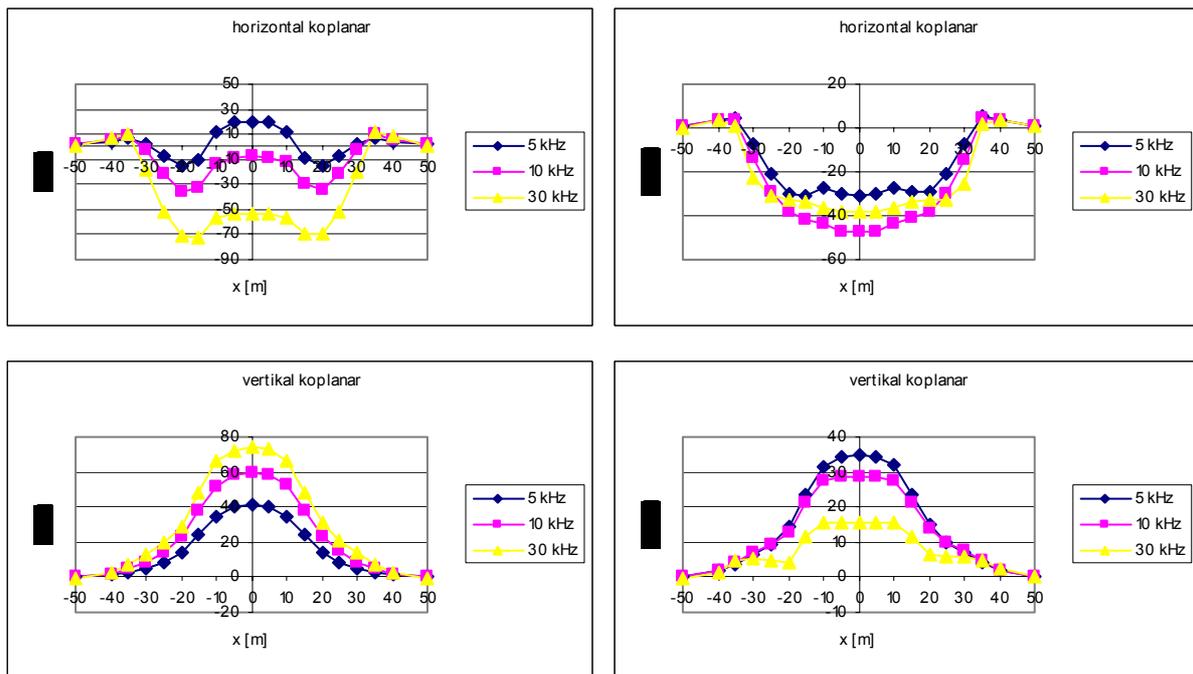


Abb. 3.6: Basismodell (50 m x 50 m x 50 m) mit einem spez. Widerstand von 1 Ω m. Der Abstand des Körpers beträgt 2,5 m. Der Spulenabstand ist 20 m. Berechnungen erfolgen für drei Frequenzen: 5 kHz, 10 kHz, 30 kHz. Oben: horizontal koplanare, unten: vertikal koplanare Anordnung.

Bei einem Vergleich zwischen den Modellierungen und den in-situ-Messungen fällt auf, dass die hohen Werte in der IP- und in der OP-Kurve weder in der horizontal koplanaren noch in der vertikal koplanaren Anordnung bestätigt werden können. Dies ist umso deutlicher, als der hier betrachtete Körper sehr nah zum Spulensystem liegt und einen niedrigen spez. Widerstand von 1 Ω m besitzt. Bei größer werdendem Abstand des Modellkörpers zum Spulensystem wird der Response kleiner und fällt schließlich unter die Detektionsgrenze. Selbst ein Spulenabstand von 100 m würde eine Detektion nicht ermöglichen. Aus der Kurvenform, positives Maxima in beiden Komponenten (Abb. 3.1), lässt sich ableiten, dass der leitfähige Bereich senkrecht zur Spulennachse liegt. Im Fall der Messungen in dem niedersächsischen Kalibergwerk bedeutet dies, dass die Ursache z.B. in bzw. unterhalb der Sohle liegen könnte.

Bei der Konstruktion von Strecken in Bergwerken ist es üblich, die Sohle mit Salzgrus unter Zugabe von Lauge zu ebnet und zu verfestigen. Durch den Laugeneintrag wird der spez. Widerstand der Sohle sehr niedrig. Infolge der klimatischen Verhältnisse unter Tage wird die Feuchte über einen langen Zeitraum gespeichert. Es ist auch nicht ungewöhnlich, dass in regelmäßigen Abständen weitere Wässer eingebracht werden, um Staub in der Grube zu binden. Um diesen Effekt zu simulieren, wird das Basismodell um eine feuchte Sohle ergänzt; einmal liegt die Sohle unterhalb des Körpers (Abb. 3.7a), beim zweiten Fall im Winkel von 90° neben dem Körper (Abb. 3.7b).

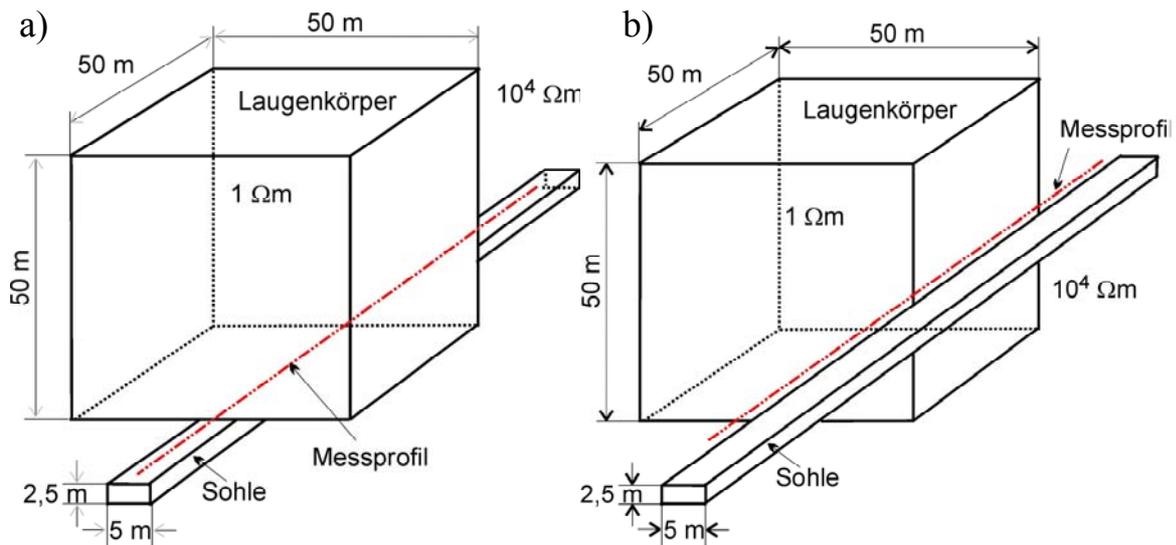


Abb. 3.7: Das Basismodell mit Sohle. a) Sohle liegt im Liegenden des Modellkörpers. b) Sohle liegt 90° zum Modellkörper. Das Messprofil hat immer einen Abstand von $2,5 \text{ m}$ zur Sohle und zum Modellkörper.

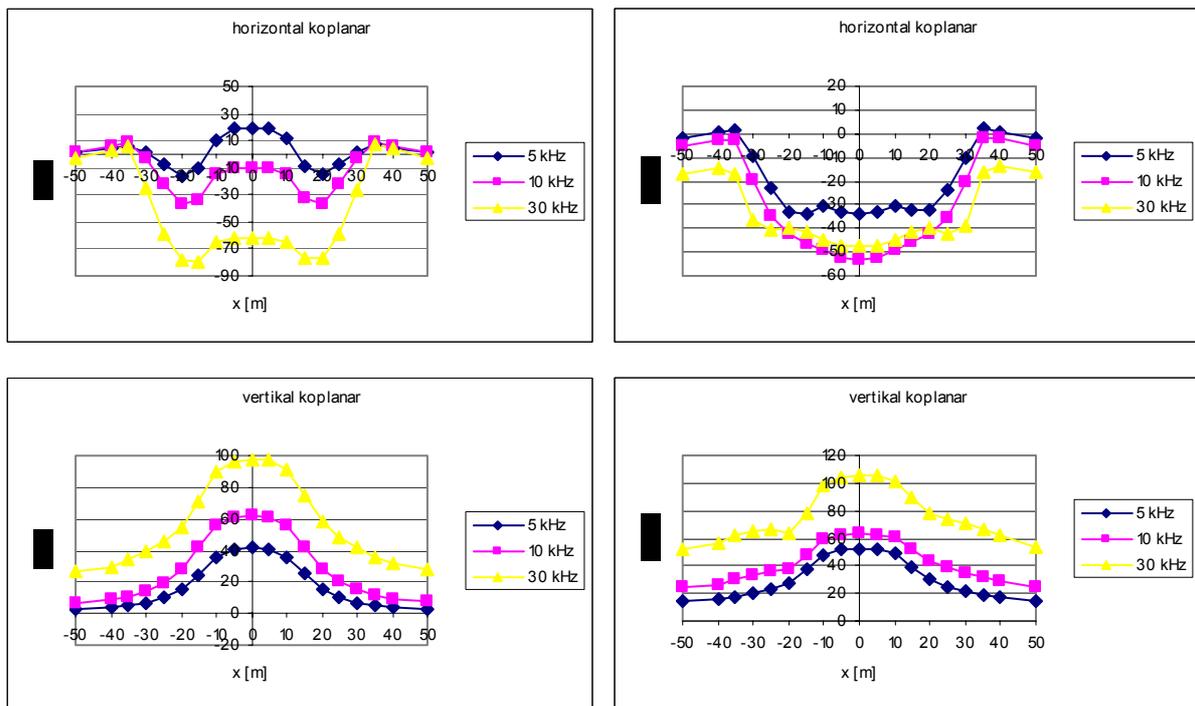


Abb. 3.8: Modell mit leitfähiger Sohle im Liegenden, parallel zum Spulensystem (Abb. 3.7a). Die Sohle hat einen spez. Widerstand von $1 \Omega\text{m}$ und ist $2,5 \text{ m}$ von der Messebene entfernt. Oben: horizontal koplanare, unten: vertikal koplanare Anordnung.

In Abb. 3.8 sind die Modellierungen für das Modell aus Abb. 3.7a mit den Frequenzen 5 kHz, 10 kHz und 30 kHz dargestellt. Im Gegensatz zu den Ergebnissen des Basismodells (Abb. 3.6) ist der Sohleneffekt am äußeren Bereich der Kurven zu erkennen. Je höher die Frequenz desto höher ist auch der durch die Sohle hervorgerufene Hintergrundeffekt. Generell ist der Effekt bei der OP-Komponente deutlicher. Die Werte der horizontal koplanaren Anordnung haben sich kaum verändert. Bei den h_{yy} -Werten der In-Phase-Komponente fällt auf, dass die Werte sich annähernd linear aus der Addition des Wertes des Basismodells und des Hintergrundwertes ergeben. Diese Aussage gilt nicht für die OP-Komponente. Die Modell-

kurven müssten vollständig symmetrisch sein, eventuelle Asymmetrien stammen von Diskretisierungsungenauigkeiten.

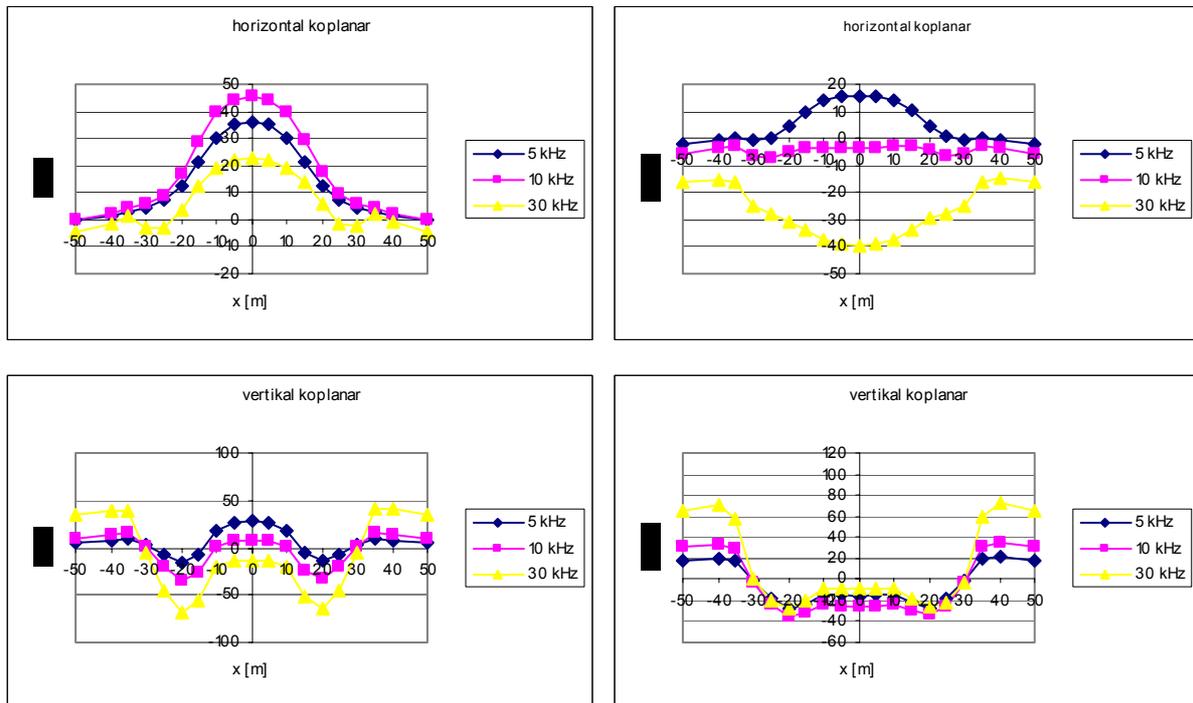


Abb. 3.9: Modell mit einem Störkörper 90° zur Sohle gedreht (Abb. 3.7b). Die Sohle hat einen spez. Widerstand von 1 Ωm und ist 2,5 m von der Messebene entfernt. Oben: horizontal koplanare, unten: vertikal koplanare Anordnung.

Für das Modell eines Körpers im rechten Winkel zur Sohle (Abb. 3.7b) ergeben sich völlig andere Kurvenverläufe (Abb. 3.9). Bei der horizontal koplanaren Anordnung ist der Sohleneffekt gering, während er bei der vertikal koplanaren Konfiguration mit steigender Frequenz stark ansteigt. Bei 30 kHz liegt er in der OP-Komponente bei 60 %.

Auch unter der Annahme einer leitfähigen Sohle in Ergänzung zu einem Laugenkörper können die generell hohen gemessenen Werte (Abb. 3.1) nicht erklärt werden. Die Ursachen für diese sind sehr wahrscheinlich auf Effekte zurückzuführen, die auf Installationen in der Strecke zurückgehen. In der Mess-Strecke verlaufen mehrere Stromkabel, unter anderem eine 6 kV-Leitung zum Antrieb eines Hauptbewetterungslüfters, der sich in einer kurzen Seitenstrecke in ungefähr 15 m Entfernung befindet (s. Abb. 3.15). Weiterhin liegen Steuerungs- und Modemkabel in der Strecke. Die 6 kV-Leitung wurde zwar während der Messungen abgeschaltet, dies war aber nicht mit allen Kabeln möglich. Die Anomalie im Bereich um 0 m wird sehr wahrscheinlich durch das Austreten von Restlauge aus der dort vorhandenen Horizontalbohrung mit beeinflusst worden sein, so dass die Sohle in diesem Bereich eine erhöhte Leitfähigkeit besitzt. Wegen dieser Einflüsse ist es schwierig, die EM-Messwerte quantitativ zu interpretieren.

3.1.5 EM-Messungen in Bischofferode

Wegen den beim vorliegenden Messgebiet schwierigen Bedingungen in der Strecke, die lediglich eine qualitative Bewertung der EM-Daten zulassen, wurde eine weitere Messkampagne in Bischofferode durchgeführt. Im Gegensatz zum Vorgängerprojekt (KULENKAMPPF et al. 2002) wurde diesmal im Westfeld der Grube gemessen (Abb. 3.10).

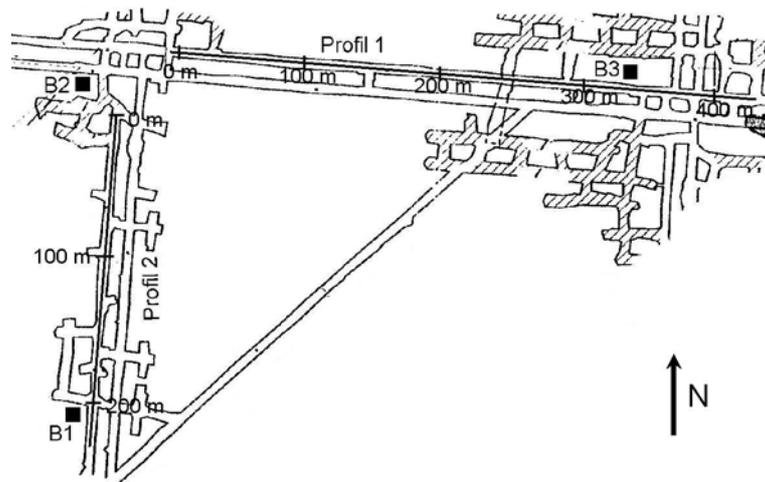


Abb. 3.10: Aufsicht auf einen Teil des Westfeldes in Bischofferode. Profil 1 verläuft von West nach Ost, Profil 2 von Nord nach Süd. Die Geologie ist durch 3 Bohrungen (B1, B2, B3) bekannt.

Es sollte durch schnelle Übersichtsmessungen Klarheit über die Feuchteverteilung erlangt werden. Dies wurde durch eine nicht zu enge Schrittweite und durch Beschränkung auf ausgewählte Frequenzen realisiert. Es werden hier Messungen in horizontal koplanarer Konfiguration bei einem Spulenabstand von 20 m entlang von Profil 1 gezeigt (Abb. 3.11). Der Zeitbedarf für diese Messungen betrug ca. 3.5 h.

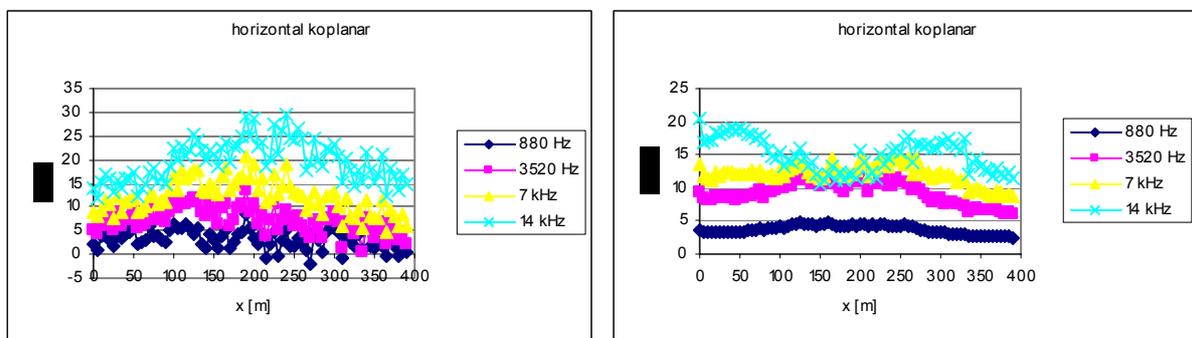


Abb. 3.11: EM-Messung entlang des Profils 1 in Bischofferode (Abb. 3.10), der Spulenabstand betrug 20 m.

Durch drei Bohrungen (B1, B2, B3) ist bekannt, dass der Hauptanhydrit (A3) laugenführend ist. Allerdings wurde Lauge in unterschiedlicher Tiefe und unterschiedlicher Intensität angetroffen. In der Bohrung B1 trat Lauge in großen Mengen in ca. 15 m Tiefe aus, während in der Bohrung B2 lediglich Tropflauge in rund 50 m Tiefe festgestellt wurde. Die Bohrung B3 erbohrte Lauge in geringen Mengen in ca. 30 m Tiefe.

Im Bereich von 100 m bis ca. 225 m befindet sich in der OP-Komponente bei 14 kHz ein Minimum, während in der IP-Komponente um diesen Bereich ein Maximum zu erkennen ist (Abb. 3.11). Aus der IP- und OP-Komponente wird unter Annahme eines homogenen Vollraumes ein spez. Widerstand entlang des Profils berechnet (Abb. 3.12). Dieses Prinzip wurde in KURZ et al. (2003) vorgestellt (Abb. 3.12). Am Profilanfang des Profils 1 liegen für

alle drei Frequenzen die berechneten Kurven des scheinbaren spez. Widerstandes in der gleichen Größenordnung. Er liegt bei $100 \Omega\text{m}$ und fällt danach auf einen Wert von ca. $30 \Omega\text{m}$ in der Profilmitte. Zum Profilende teilen sich die Kurven. Der scheinbare spez. Widerstand liegt für die niedrigste Frequenz (3.5 kHz) bei ca. $500 \Omega\text{m}$, für die 7 kHz-Frequenz bei ca. $100 \Omega\text{m}$ und für die 14 kHz-Frequenz bei ca. $50 \Omega\text{m}$.

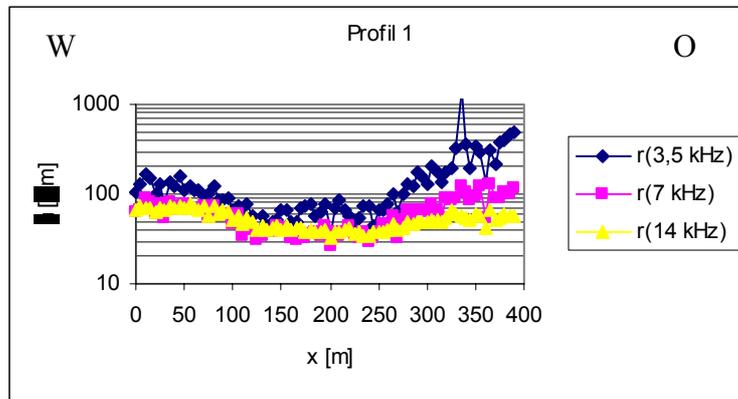


Abb. 3.12: Berechneter scheinbarer spez. Widerstand entlang Profil 1. Der Spulenabstand betrug 20 m.

Die gleichen Berechnungen werden entlang von Profil 2 durchgeführt. Es zeigt sich eine generelle Abnahme des spez. Widerstandes von Profilanfang bis zum Ende (Abb. 3.13). Die 14 kHz-Kurve verläuft von $60 \Omega\text{m}$ bis $30 \Omega\text{m}$, die 7 kHz-Kurve von $150 \Omega\text{m}$ bis $30 \Omega\text{m}$ und die 3.5 kHz-Kurve von $800 \Omega\text{m}$ bis $60 \Omega\text{m}$.

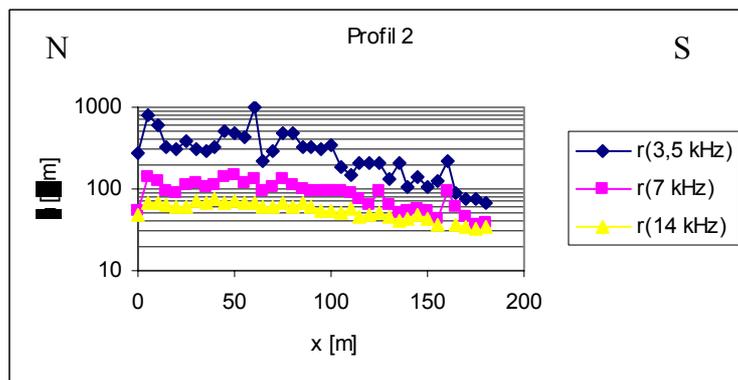


Abb. 3.13: Berechneter scheinbarer spez. Widerstand entlang Profil 2. Der Spulenabstand betrug 20 m.

Eine Auswertung der Messungen mit dem Spulenabstand 40 m nach dem gleichen Verfahren gelingt nicht. Das Modell des homogenen Vollraumes ist nicht mehr zutreffend. Generell gilt, je höher die Frequenz die den Berechnungen zu Grunde liegt, desto niedriger ist der berechnete spez. Widerstand. Es gilt weiterhin, je höher die Erkundungstiefe desto höher ist der spez. Widerstandswert.

Die berechneten Widerstandswerte sind niedrig. Allerdings ist das, wie das Vorgängerprojekt gezeigt hat, nicht ungewöhnlich. Wie aus den Bohrungen (B1, B2, B3) bekannt ist, ist der Graue Salzton (T3) mehrere Meter mächtig und auch der Anhydrit (A3) wurde z.T. mehrere Meter mächtig erbohrt. Gerade vom A3 wird davon ausgegangen dass er zerklüftet ist und somit ein gutes Reservoir für Lauge darstellt. Ein niedriger spez. Widerstandswert von ca. $40 \Omega\text{m}$ ist für den Deckanhydrit z.B. aus der Tiefbohrung Gorleben1003 in Gorleben im Labor bestimmt worden (NICKEL 1991). Ein weiterer möglicher Grund für den niedrigen spez. Widerstand muss in einer eventuell feuchten Sohle gesehen werden. Spezielle Untersuchungen hierzu (z.B. Geoelektrik) wurden nicht durchgeführt.

3.1.6 Zusammenfassung

Mit dem elektromagnetischen Verfahren wurde in dem niedersächsischen Kalibergwerk versucht, einen feuchten Bereich in 80 m Tiefe zu erfassen. Auffällig waren ungewöhnlich hohe Werte in der IP- und der OP-Komponente mit einer deutlichen Anomalie bei + 40 m. Sie stammt nicht vom feuchten Bereich, was durch einfache analytische Berechnungen gezeigt wurde. Mit Modellrechnungen wurden verschiedene Modellszenarien gerechnet, um die hohen Werte der IP- und OP-Komponente, die streckennah vermutet wurden, zu erklären.

Es zeigte sich, dass wegen des hohen spez. Widerstandes des Salzes der Einfluss des Stoßes und von Streckeneinmündungen vernachlässigt werden kann. Es wurden Störkörper modelliert, die eine Laugenstelle repräsentieren sollen. In einem weiteren Schritt wurden die Modelle durch einen Körper ergänzt, der eine leitfähige Sohle simulieren soll. Trotz der Annahme eines niedrigen spez. Widerstandes von $1 \Omega\text{m}$ für die Störkörper, konnten die hohen gemessenen Werte in der IP- und der OP-Komponente nicht erklärt werden.

Ursächlich wurden dafür technische Installationen in der Grube vermutet. Dies waren vor allem Kabel und elektrische Leitungen, die in der Strecke verlegt waren. Weitere Störfaktoren bestanden aus dem Hauptbewetterungslüfter, der sich in 20 m Entfernung von der Hauptstrecke befand.

In Bischofferode wurde nur das elektromagnetische Verfahren eingesetzt, um die Verteilung der Leitfähigkeit entlang mehrerer Profile schnell zu erfassen. Es wurde ein ca. 400 m langes Profil mit einem Spulenabstand von 20 m mit einer Schrittweite von 5 m und mit 4 Frequenzen gemessen. Aus der IP- und OP-Komponente wurde die Leitfähigkeitsverteilung auf Basis eines homogenen Vollraumes berechnet. Der spez. Widerstand entlang der Strecke variiert von $30 \Omega\text{m}$ bis ca. $200 \Omega\text{m}$. Entlang eines dazu senkrechten Profils zeigt sich eine Abnahme des spez. Widerstandes von mehreren Hundert Ωm bis $30 \Omega\text{m}$. Der niedrige spez. Widerstand korreliert mit dem Bereich in dem durch eine Bohrung eine Laugenstelle erkundet wurde.

3.2 Georadar

3.2.1 Messprinzip

Beim Georadar (GPR: ground penetrating radar, EMR: elektromagnetisches Reflexionsverfahren) werden über eine Sendeantenne elektromagnetische Wellen ins Gebirge abgestrahlt und mit einer Empfangsantenne registriert (DAVIS & ANNAN 1989). Am häufigsten verbreitet ist das Impuls-Radar, bei dem ein kurzer Puls von wenigen Schwingungen mit einer Zentralfrequenz von einigen MHz bis wenigen GHz ausgesandt wird. Bei ihrer Ausbreitung im Gestein werden die Wavelets verformt und an Grenzschichten oder Störkörpern reflektiert bzw. gestreut. Aus dem mit einer Empfangsantenne an der Oberfläche registrierten Wellenfeld können Rückschlüsse auf die Struktur im von den Wellen durchlaufenen Medium gezogen werden. Je nach Untersuchungsziel werden unterschiedliche Messmodi verwendet, bei denen Sender (T) und Empfänger (R) in unterschiedlichen Aufstellungen zueinander stehen:

- Reflexionsmode: T und R werden in einem festen Abstand zueinander (CO: common offset) über die Oberfläche gezogen; für Strukturerkundungen.
- CMP (common mid point) Mode: T und R werden gleichmäßig von einem gemeinsamen Mittelpunkt aus voneinander fortbewegt; für Geschwindigkeitsanalysen.
- WARR (wide angle reflection and refraction) Mode: T wird ortsfest gehalten und R von T fortbewegt, oder umgekehrt; für Geschwindigkeitsanalysen oder Trennung unterschiedlicher Phasen (Luftwelle, Bodenwelle, reflektierte Welle...).
- Transmissionsmode: T und R befinden sich auf zwei gegenüberliegenden Seiten des zu untersuchenden Mediums; für tomographische Messungen.

Grundlage für die Theorie der Ausbreitung elektromagnetischer Wellen sind die fundamentalen Gleichungen der Elektrodynamik, die vier Maxwellgleichungen:

$$\operatorname{div} \vec{D} = \rho_{el} \quad (3.1)$$

$$\operatorname{div} \vec{B} = 0 \quad (3.2)$$

$$\operatorname{rot} \vec{E} = -\dot{\vec{B}} \quad (3.3)$$

$$\operatorname{rot} \vec{H} = \vec{j}_{\sigma} + \dot{\vec{D}} \quad (3.4)$$

mit:

\vec{D} ... dielektrische Verschiebung [C/m²]

ρ_{el} ... elektrische Ladungsdichte [C/m³]

\vec{B} ... magnetische Flussdichte, magn. Induktion [Vs/m²]

\vec{E} ... elektrische Feldstärke [V/m]

\vec{H} ... magnetische Feldstärke [A/m]

\vec{j}_{σ} ... elektrische Leitungsstromdichte [A/m²]

Mit den drei linearen Materialgleichungen, die für nicht zu starke Felder gelten, kann damit die gesamte Theorie der elektromagnetischen Wellen hergeleitet werden.

$$\vec{D} = \varepsilon_0 \varepsilon_r \vec{E} \quad (3.5)$$

$$\vec{B} = \mu_0 \mu_r \vec{H} \quad (3.6)$$

$$\vec{j}_{\sigma} = \sigma \vec{E} \quad (3.7)$$

mit:

$\varepsilon_0 \dots$ elektrische Feldkonstante = $8.8510 \cdot 10^{-12}$ As/Vm

$\varepsilon_r \dots$ relativer Dielektrizitätskoeffizient []

$\mu_0 \dots$ magnetische Feldkonstante = $4\pi \cdot 10^{-7}$ Vs/Am

$\mu_r \dots$ relative magnetische Permeabilität []

$\sigma \dots$ elektrische Leitfähigkeit [S/m]

Zu beachten ist, dass die Maxwellgleichungen im Zeitbereich und die Materialgleichungen im Frequenzbereich beschrieben sind (JACKSON 1962). Für nicht dispersive Medien, d.h. die Parameter ε , μ und σ sind frequenzunabhängig, und unter der Annahme, dass das Medium quellenfrei ist und ruht, lässt sich aus den oben aufgeführten Gleichungen die Dispersionsrelation für eine ebene homogene Welle ableiten (IGEL 2000), in der die Wellenzahl k mit der Frequenz ω in Beziehung steht:

$$k^2 = \omega^2 \mu_0 \mu_r \varepsilon_0 \varepsilon_{eff} \quad (3.8)$$

$$\text{mit: } \varepsilon_{eff} = \Re\{\varepsilon_r\} + i \left(\Im\{\varepsilon_r\} - \frac{\sigma}{\omega \varepsilon_0} \right) \quad (3.9)$$

Setzt man in der Dispersionsrelation (3.8) k komplex an ($k = \beta + i\alpha$), so erhält man für den Dämpfungskoeffizienten α und den Phasenkoeffizienten β (z.B. KNÖDEL ET AL. 1997):

$$\alpha = \frac{\omega}{c_0} \sqrt{\frac{\mu_r \Re\{\varepsilon_{eff}\}}{2} (\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1)} \quad (3.10)$$

$$\beta = \frac{\omega}{c_0} \sqrt{\frac{\mu_r \Re\{\varepsilon_{eff}\}}{2} (\sqrt{1 + \tan^2 \delta} + 1)} \quad (3.11)$$

$$\text{mit: } \tan \delta = \frac{\Im\{\varepsilon_{eff}\}}{\Re\{\varepsilon_{eff}\}} \quad (3.12)$$

und

$c_0 \dots$ Vakuum Lichtgeschwindigkeit = $2.9979 \cdot 10^8$ m/s

Der Verlusttangens $\tan \delta$ beschreibt dabei das Verhältnis von Leitungsstrom zu Verschiebungsstrom, α die exponentielle Abnahme der Amplitude der Welle mit dem Laufweg und β ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit.

Die Phasengeschwindigkeit der Wellen berechnet sich aus (3.11) zu

$$v_{ph} = \frac{\omega}{\beta} = \frac{c_0}{\sqrt{\frac{\mu_r \Re\{\varepsilon_{eff}\}}{2} (\sqrt{1 + \tan^2 \delta} + 1)}} \quad (3.13)$$

Für verlustarme Medien, d.h., wenn die Leitungsströme gegenüber den Verschiebungsströmen vernachlässigt werden können ($\tan \delta \approx 0$), ergibt sich daraus die bekannte Maxwellrelation, die im hochfrequenten Radarbereich für die meisten Stoffe in guter Näherung gilt:

$$v_{ph} = \frac{c_0}{\sqrt{\mu_r \Re\{\varepsilon_r\}}} \quad (3.14)$$

3.2.2 Strukturerkundung und Richtungsortung

Im Messgebiet (Abb. 3.15) wurden zwei verschiedene Radargeräte eingesetzt: ein Eigenbau des GGA-Instituts und der BGR (BGREMR) und ein Ramac Radarsystem der Firma Malå Geoscience. Es standen unterschiedliche geschirmte und ungeschirmte Antennen zur Verfügung mit einer Mittenfrequenz von 25, 100, 250 MHz. Eine ausführliche Dokumentation aller durchgeführten Messungen sowie der angewendeten Prozessingverfahren sind in einem gesonderten Bericht aufgeführt (IGEL et al. 2003).

Zu Beginn einer geophysikalischen Erkundung sollte stets eine Strukturerkundung des Untergrundes erfolgen. Hierfür eignen sich die Wellenverfahren, da sie im Gegensatz zu den Potentialverfahren exakte Aussagen über die Tiefe von Schichtgrenzen zulassen. Im Salzgestein wird für die Vorauserkundung seit Anfang der 70er Jahre das Georadar erfolgreich eingesetzt (THIERBACH 1974) und ist dort heute die wichtigste geophysikalische Methode.

Abb. 3.14 zeigt ein Radargramm einer CO-Kartierung längs des Erkundungsstoßes der 480 m-Strecke (Abb. 3.15, Abb. 3.16) mit einer 100 MHz Antenne. Mittels mehr als 20 über das gesamte Profil verteilte Rundum- und Peilmessungen konnte nachgewiesen werden, dass alle dominanten Reflexionen aus Richtung des Erkundungsstoßes, d.h. aus Richtung des Laugenvorkommens stammen. Abbildung 3.17 zeigt als Beispiel eine Peilmessung mit einem Adcock Peilempfänger bei Profilkordinate -40 m, bei der die Peilrichtung senkrecht zur Streckenachse in 7,5° Schritten verändert wurde. Der Adcock Peilempfänger (THIERBACH & MAYRHOFER 1978) war als Minimalpeiler geschaltet, d.h. die Amplitude einer Reflexion wird minimal, wenn diese aus der Peilrichtung einfällt. Die Doppeldeutigkeit der Peilrichtung (α bzw. $\alpha + 180^\circ$) lässt sich leicht beheben, wenn man die Rundummessungen und Information aus den Bohrungen und der Stoßkartierung mit einbezieht. Die Minima der jeweiligen Reflexion sind im Radargramm markiert, sie liegen alle zwischen 70° und 80°, mit Ausnahme der Reflexion bei 300 ns, die bei 30° (entsprechend -150°) liegt. Sie stammt von der leicht versetzt 20 m tiefer liegenden 500 m-Strecke (s. Abb. 3.16). Insgesamt fallen die geologisch bedingten Reflexionen aus einem Winkelbereich von etwa $\pm 20^\circ$ um die Horizontale ein, sodass in guter Näherung eine 2d-Tiefenmigration durchgeführt werden kann.

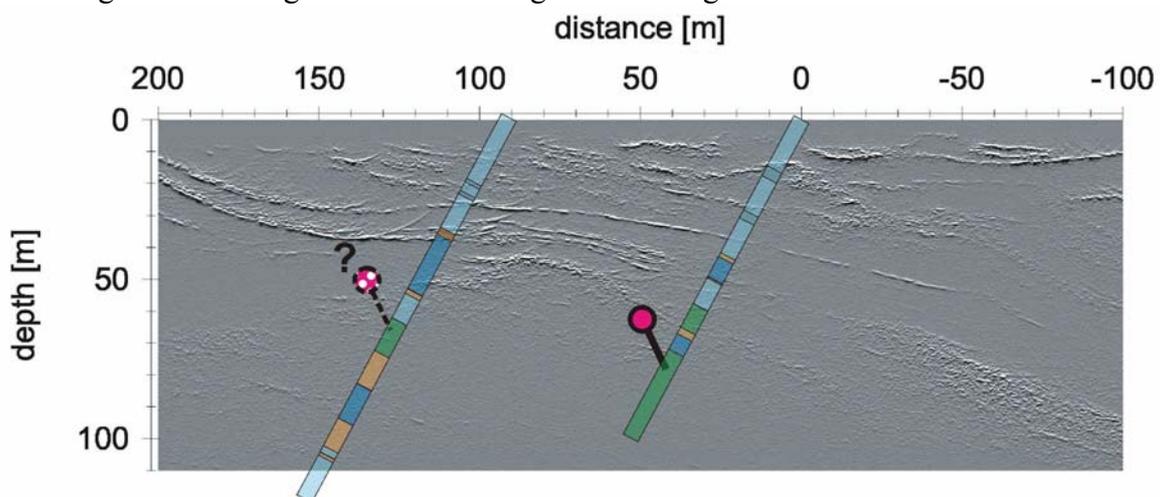


Abb. 3.14: Prozessiertes und migriertes 100 MHz CO-Radargramm entlang des SW-Stoßes der 480 m-Sohle: Gradient der Energieverteilung. Skizziert ist die Lage (s. Abb. 3.15) und Stratigraphie der beiden Horizontalbohrungen HB2 und HB1 (hellblau: Na3, blau: Na2, grün: A3, türkis: am, orange: K2H, RoSy), sowie die Lokation der angetroffenen Laugenvorkommen (HB2 unsicher).

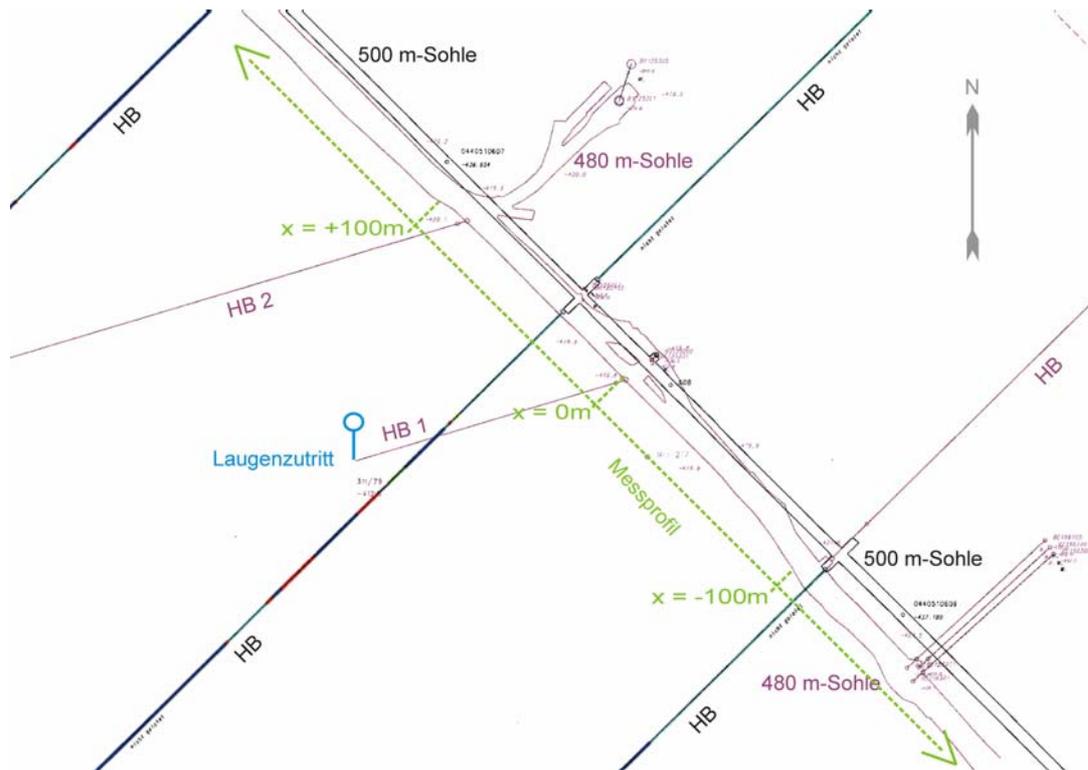


Abb. 3.15: Messlokation: Riss der beiden Erkundungsstrecken. Eingezeichnet Messprofil und Laugenstelle, die in HB 1 erbohrt wurde.

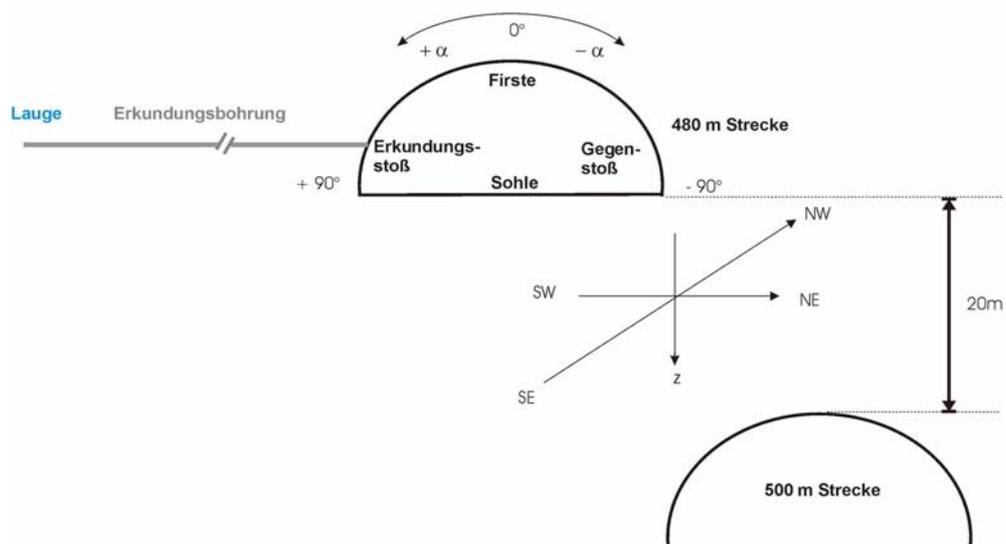


Abb. 3.16: Schematischer Schnitt durch die beiden parallel zueinander aufgefahrenen Strecken, von denen aus die geophysikalische Erkundung durchgeführt wurde. Skizziert ist die Erkundungsbohrung, in der ein Laugenvorkommen im Hauptanhydrit (A3) ca. 90 m von der Strecke entfernt angetroffen wurde.

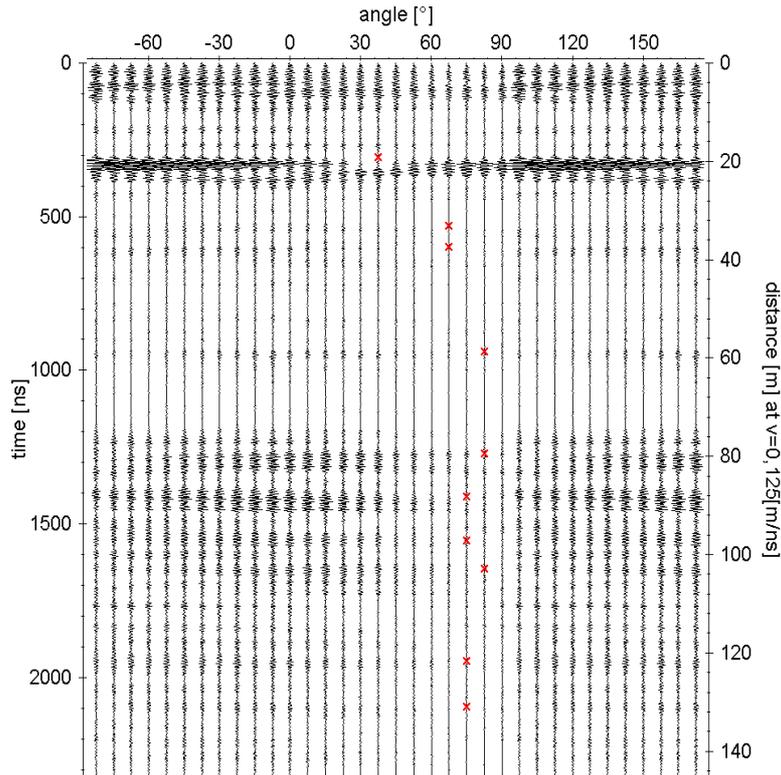


Abb. 3.17: 100 MHz Peilmessung zur Bestimmung der Einfallsrichtung in radialer Richtung bei Streckenprofil -40 m auf der 480 m-Sohle. Der Winkel, bei dem eine Reflexion minimal wird (rot markiert), entspricht der Einfallsrichtung. Zur Definition der Winkel s. Abb. 3.15.

Um die Neigung der steil stehenden Schichten zu bestimmen, wurden die CO-Stoßkartierungen auf der 480 m- und 500 m-Strecke miteinander verglichen. In Abb. 3.18 sind die Entfernungen derselben signifikanten Reflektoren aus beiden Messungen skizziert. Im linken Bereich liegen die Reflektoren näher an der 500 m-Sohle als an der 480 m-Sohle. Etwa bei Profilkordinate 100 m scheint die allgemeine Schichtneigung von SW (links) nach NO (rechts) von ca. -10° auf ca. $+10^\circ$ bezüglich der Vertikalen zu kippen.

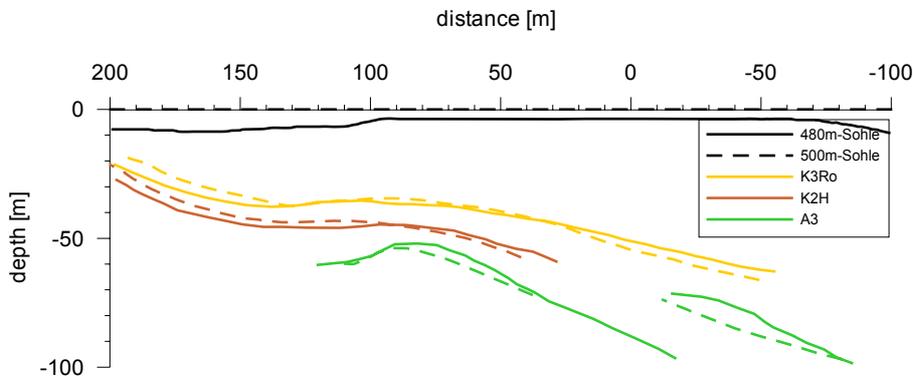


Abb. 3.18: Aufsicht auf die Lage wichtiger Reflektoren aus den 100 MHz CO Messungen, die auf der 480 m und 500 m Strecke aus durchgeführt wurden. A3: Hauptanhydrit, K3Ro, K2H: Kaliflöße.

3.2.3 Detektion von Feuchtezonen durch pseudotomographische Messungen

Da zwei Strecken für Messungen offen standen, die einen Abstand von 20 m zueinander haben und nahezu parallel verlaufen, wurde eine Art Durchstrahlungsmessung durchgeführt und die Dämpfung der elektromagnetischen Wellen untersucht, die von der Durchfeuchtung des Gebirges zwischen den beiden Strecken abhängt. Echte Durchstrahlungsmessungen, bei dem sich z.B. an der Sohle der oberen Strecke der Sender und an der Firste der unteren Strecke der Empfänger befindet, wären wegen der großen Wege, um von der einen in die andere Strecke zu gelangen, und des nicht vorhandenen Sichtkontakts sehr aufwändig gewesen.

Stattdessen wurde eine CO-Messung entlang der Sohle der oberen Strecke durchgeführt (Abb. 3.19a). Dabei wird die Firste der 500 m Strecke als nahezu horizontaler Reflektor bei 280 ns abgebildet. Dieser Reflektor setzt im Bereich der Horizontalbohrung HB1 bei Profilkordinate 0 m aus. Dies muss an einer erhöhten Dämpfung der elektromagnetischen Wellen infolge einer Durchfeuchtung, d. h. einer höheren el. Leitfähigkeit des Salzgesteins liegen. Da an dieser Stelle auch das "Ringing" ¹ verstärkt ist, scheint der feuchte Bereich direkt in der Umgebung des reaktiven Nahfelds der Antennen zu liegen, also direkt unter der Sohle der 480 m Strecke. Dies kann durch eine Messung in entgegengesetzter Richtung überprüft werden, also eine Messung entlang der Firste der 500 m Strecke, bei der die Reflexion an der Sohle der oberen Strecke kartiert wird (Abb. 3.19b). Da im Gegensatz zur oberen Messung der Reflektor um die Profilkordinate 0 m herum nicht aussetzt, muss der dämpfende Bereich auf die unmittelbare Umgebung des oberen Messprofils beschränkt sein.

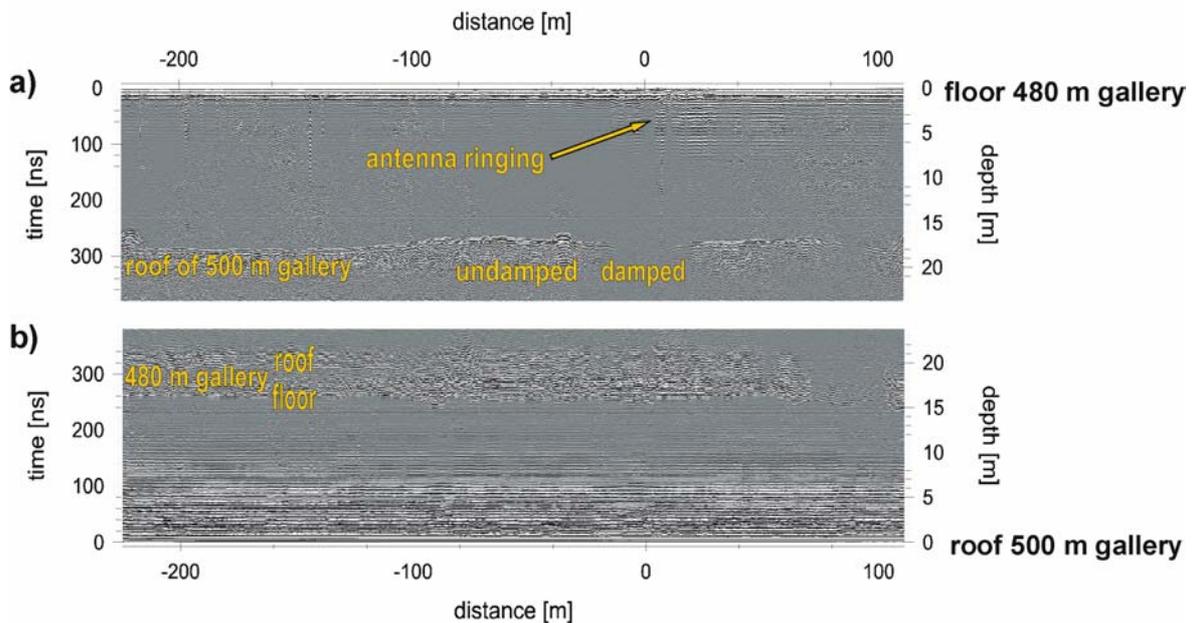


Abb. 3.19: Common offset Messung (250 MHz) entlang der Sohle der 480 m Strecke (a) und der Firste der 500 m Strecke (b). Die Datenqualität in 3.19b ist schlechter, da die Antennen auf einem Grubenfahrzeug, etwa 1 m von der Firste entfernt, montiert waren.

¹ Wegen der Fehlanpassung der Impedanz der Antenne zu ihrer direkten Umgebung kann kaum Energie abgestrahlt werden, sondern die Ladung schwingt auf den Dipolen hin und her und bildet eine Art stehender Wellen.

Die Messung entlang der Sohle der 480 m Strecke wurde mittels FD-Modellierungen (SANDMEIER 2003) simuliert, um quantitative Aussagen über die Durchfeuchtung des Gebirges treffen zu können. Abb. 3.20 zeigt das verwendete Modell. Es besteht aus einer Sohlenaufschüttung, deren Durchfeuchtung von links nach rechts zunimmt. Darunter befinden sich eine Übergangszone und der Bereich des trockenen Gebirges mit den für trockenes Steinsalz typischen geringen elektrischen Leitfähigkeiten bis zum Übergang zu Luft (500 m Strecke). Abb. 3.21 zeigt als Ergebnis der Modellierung die Reflexion an der Firste der unteren Strecke in Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit des Sohlbereichs der Messstrecke. Die Amplitude nimmt entsprechend der zunehmenden Dämpfung von links nach rechts ab.

Bei den Feldmessungen ergibt sich zwischen gedämpften und ungedämpften Bereich ein Amplitudenverhältnis von weniger als 1:100. Die modellierten Daten zeigen dieses Verhältnis ab einer el. Leitfähigkeit von 0.03 S/m; die Leitfähigkeit der Sohle im durchfeuchteten Bereich wird somit auf mehr als 0.03 S/m abgeschätzt. Bei Kenntnis der Porosität der Sohlenaufschüttung ließe sich aus den elektrischen Leitfähigkeiten mittels der Archie-Gleichung (ARCHIE 1942) der Wassergehalt abschätzen (YARAMANCI 1994), da Wasser im salinaren Umfeld immer als gesättigte Lauge ansteht, deren el. Leitfähigkeit bekannt ist.

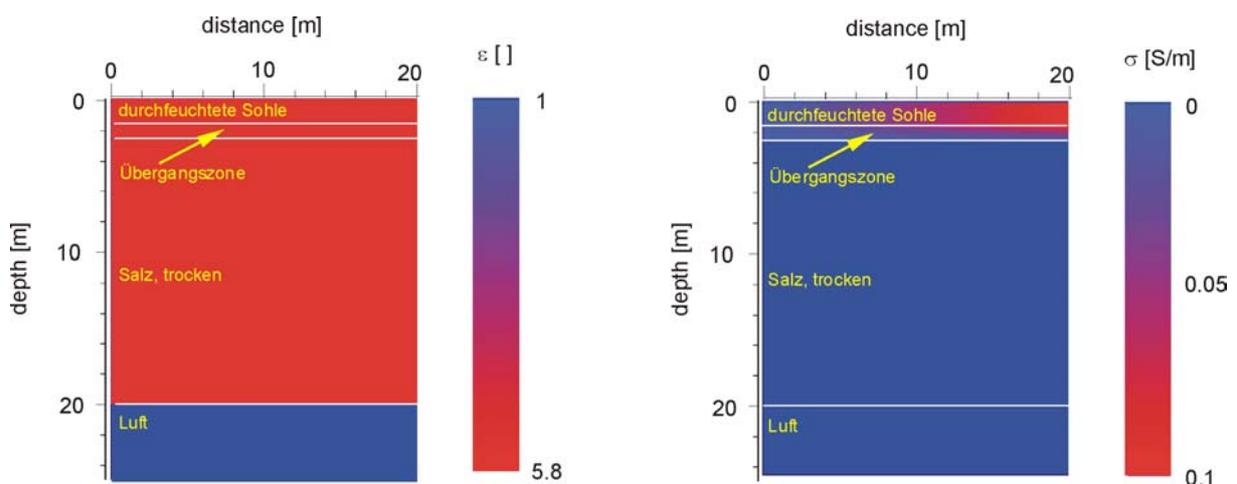


Abb. 3.20: FD-Modell zur Sohle messung (Abb. 3.19a): Verteilung des Dielektrizitätskoeffizienten ϵ und der el. Leitfähigkeit σ . Unter der oberen Strecke befindet sich eine 1.5 m mächtige Sohlenaufschüttung, deren Durchfeuchtung und damit elektrische Leitfähigkeit von links nach rechts zunimmt. Darunter befindet sich eine 1 m mächtige Übergangszone und 17,5 m trockenes Steinsalz das bis zur Luft gefüllten unteren Strecke reicht, an der die elektromagnetischen Wellen reflektiert werden. Wegen der geringen Porosität des Salzes und den damit verbundenen geringen Wassergehalte wurde ϵ als konstant angenommen.

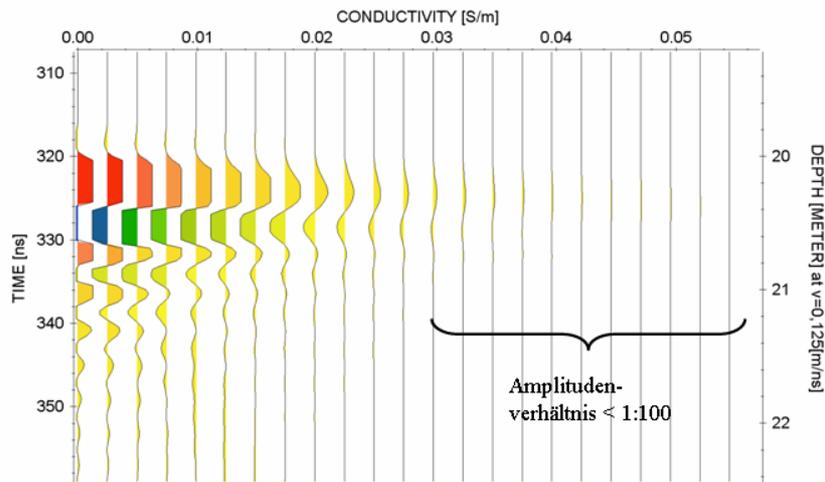


Abb. 3.21: Ergebnis der FD-Modellierung, Reflexion an der unteren Strecke in Abhängigkeit der el. Leitfähigkeit der Sohle der oberen Messstrecke. Ab einer Leitfähigkeit von 0.03 S/m ist das Amplitudenverhältnis von gedämpftem zu ungedämpftem Bereich kleiner als 1:100.

3.2.4 Frequenzabhängiges Reflexionsverhalten von Feuchtezonen

Direkte Anzeichen für ein Laugenvorkommen sind dem Radargramm (Abb. 3.14) nicht zu entnehmen. Laugenvorkommen und Feuchtezonen erzeugen i.a. keine starken Reflexionen, da der Übergang zwischen trockenem und feuchtem Salz im Bereich von massiven Laugenvorkommen mit einer hohen Porosität bzw. Klüftigkeit oft nicht scharf ausgeprägt, sondern fließend ist. Solche stetigen Übergänge sind durch einen graduellen Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit (σ) gekennzeichnet und besitzen ein frequenzabhängiges Reflexionsverhalten gegenüber elektromagnetischen Wellen: je niedriger die Frequenz, desto höher der Reflexionskoeffizient. Gradientenzonen sind auch aus der Bestimmung des Grundwasserspiegels (GWS) mit dem Georadar bekannt (HARARI 1996, SHIH et al. 1986), hier verursacht der graduelle Anstieg des Dielektrizitätskoeffizienten im Kapillarsaum ein frequenzabhängiges Reflexionsverhalten. So ist es bei Böden mit großer kapillarer Steighöhe kaum möglich, den GWS mit hochfrequenten Radarantennen zu detektieren, während dies mit niederfrequenten Antennen, trotz des geringeren Auflösungsvermögens, möglich ist.

Feuchtevorkommen und die damit verbundenen Gradientenzonen sollten demnach unter bestimmten Bedingungen durch Vergleichsmessungen mit unterschiedlichen Frequenzen detektiert werden können.

Das frequenzabhängige Reflexionsverhalten an Gradientenzonen soll zunächst theoretisch anhand von Modellierungen mit finiten Differenzen (FD) untersucht werden. Abb. 3.22 zeigt zwei FD-Modelle, links eines mit einem diskreten Leitfähigkeitssprung, rechts mit einem kontinuierlichen Anstieg der Leitfähigkeit. Für beide Modelle wurde die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen mit unterschiedlichen Mittenfrequenzen berechnet.

Das Ergebnis einer Modellierung mit einem Quellsignal der Mittenfrequenz 25, 90 und 260 MHz ist in Abb. 3.23 dargestellt. Bei einer Reflexion an einer diskreten Schichtgrenze ist die Amplitude des reflektierten Signals praktisch unabhängig von der Frequenz der einfallenden Welle. Wird die Wellen hingegen an einer Zone mit graduellem Anstieg der Leitfähigkeit (im hier gezeigten Beispiel: $\text{grad } \sigma = 0,05 \text{ S/m}^2$) reflektiert, nimmt die Amplitude mit zunehmender Frequenz des einfallenden Wavelets ab und würde bei der oberen Frequenz im Messrauschen untergehen.

Betrachtet man die Spektren der Reflexion an unterschiedlichen Gradientenschichten (Abb. 3.24), so erkennt man, dass mit flacherem Anstieg der Leitfähigkeit die Mittenfrequenz abnimmt. Das Spektrum einer Reflexion an einer Gradientenschicht wird weniger vom Primärsignal als vielmehr vom Gradienten bestimmt. Zu beachten ist, dass die Spektren normiert dargestellt sind, die wahren Amplituden verhalten sich wie in Abb. 3.23.

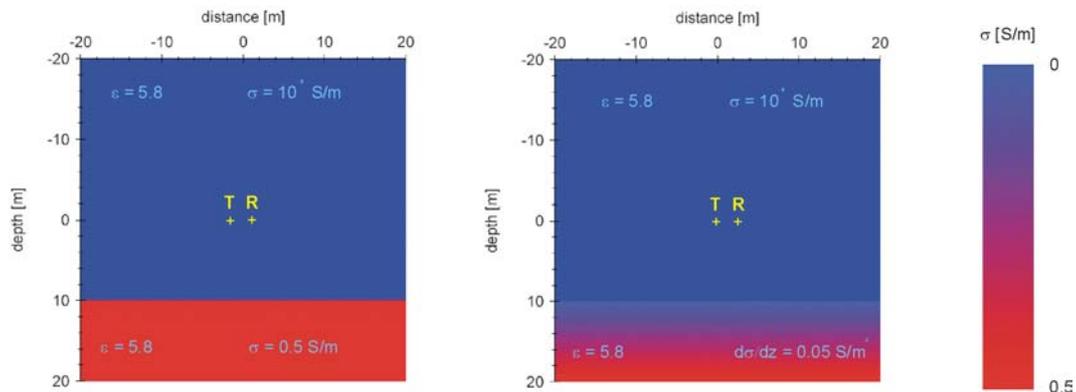


Abb. 3.22: FD-Modelle, Verteilung der el. Leitfähigkeit; links: sprunghafter Anstieg der elektr. Leitfähigkeit von 10^{-6} S/m (trockenes Steinsalz) auf 0,5 S/m (stark geklüfteter A3, laugenführend); rechts: gradueller Anstieg über eine Distanz von 10 m. In 10 m Entfernung zur Grenzschicht liegen die Punktquelle (T) und der Empfänger (R).

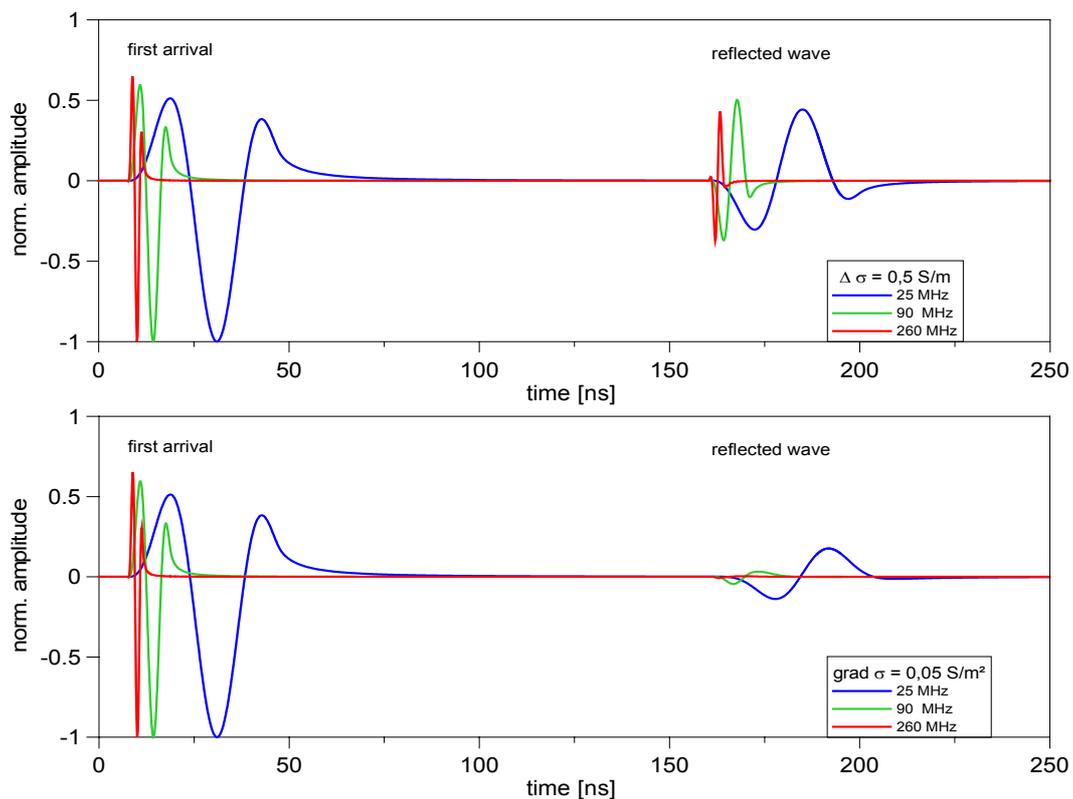


Abb. 3.23: Ergebnisse der FD-Modellierung zu den Modellen aus Abb. 3.22 bei drei Frequenzen (25 MHz, 90 MHz, 260 MHz). Oben: Reflexion an Schichtgrenze mit einem Leitfähigkeitssprung von 10^{-6} auf 0,5 S/m; unten: Reflexion an einer 10 m mächtigen Gradientenzone mit $\text{grad } \sigma = 0,05 \text{ S/m}^2$. Die Divergenz wurde korrigiert und die Amplituden sind normiert auf die direkte Welle vom Sender zum Empfänger dargestellt.

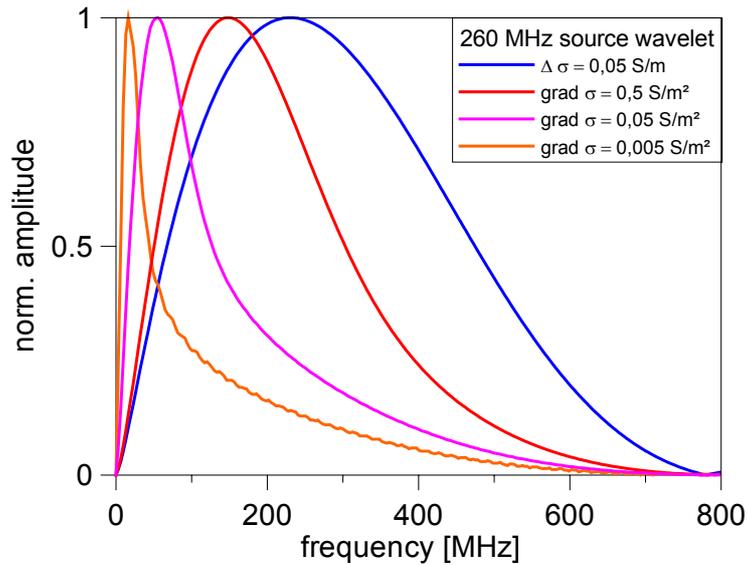


Abb. 3.24: Spektren der an unterschiedlichen Grenzschichten reflektierten Wavelets, Quell-signal 260 MHz. Die Amplituden sind normiert auf das Maximum dargestellt.

Durch die Modellierungen konnte gezeigt werden, dass massive Laugenvorkommen im Salz durch Vergleichsmessungen mit unterschiedlichen Frequenzen detektierbar sein sollten. Das Profil aus Abb. 3.14 wurde deshalb zusätzlich mit zwei weiteren Frequenzen gemessen, sodass Messungen mit 25, 100 und 250 MHz zur Verfügung standen. Es zeigte sich jedoch, dass die 250 MHz Wellen ab einer Tiefe von ca. 60 m so stark gedämpft sind, dass damit keine verlässlichen Aussagen über den Bereich des Laugenvorkommens getroffen werden können.

Abb. 3.25 zeigt die Energieverteilung der Radargramme mit 25 und 100 MHz im Bereich des Laugenvorkommens. Die dünnen Kaliflöze, die sich als Bänder durch das gesamte 100 MHz Radargramm ziehen, führen beim 25 MHz Radargramm wegen der größeren Wellenlänge zu keinen starken Reflexionen. Durch die unterschiedliche Form der Wavelets und ihre zueinander zeitlich verschobenen Energiemaxima, liegen die Einsätze bei der 25 MHz Messung scheinbar tiefer (s. dazu auch Ergebnis der Modellierungen mit unterschiedlichen Frequenzen, Abb. 3.23).

Es ist deutlich zu erkennen, dass der markierte Bereich ein frequenzabhängiges Reflexionsverhalten aufweist, bei der Messung mit 25 MHz wird mehr Energie zurückgeworfen als bei der 100 MHz Messung. Dies ist als Indiz für eine Gradientenzone zu werten, und somit als Hinweis auf ein Laugenvorkommen. Die Lage dieser Reflexion entspricht dem Übergang Steinsalz zum laugenführenden Anhydrit (s. Abb. in Abschnitt Geologische Interpretationen). Laut der Erkundungsbohrung nimmt die Klüftigkeit des A3 mit zunehmender Teufe zu, so dass ein gradueller Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit hervorgerufen wird. Prinzipiell wäre auch denkbar, dass in einer durchfeuchteten Zone oberhalb des besprochenen Reflektors die höherfrequenten Wellen stärker gedämpft werden, als die niederfrequenten, so dass sich bei einer scharfen Schichtgrenze dahinter ein scheinbar frequenzabhängiges Reflexionsverhalten ergäbe. Für die Ortung von Feuchtezonen ist es jedoch nicht von Belang, welcher der beiden Mechanismen denselben messbaren Effekt hervorruft.

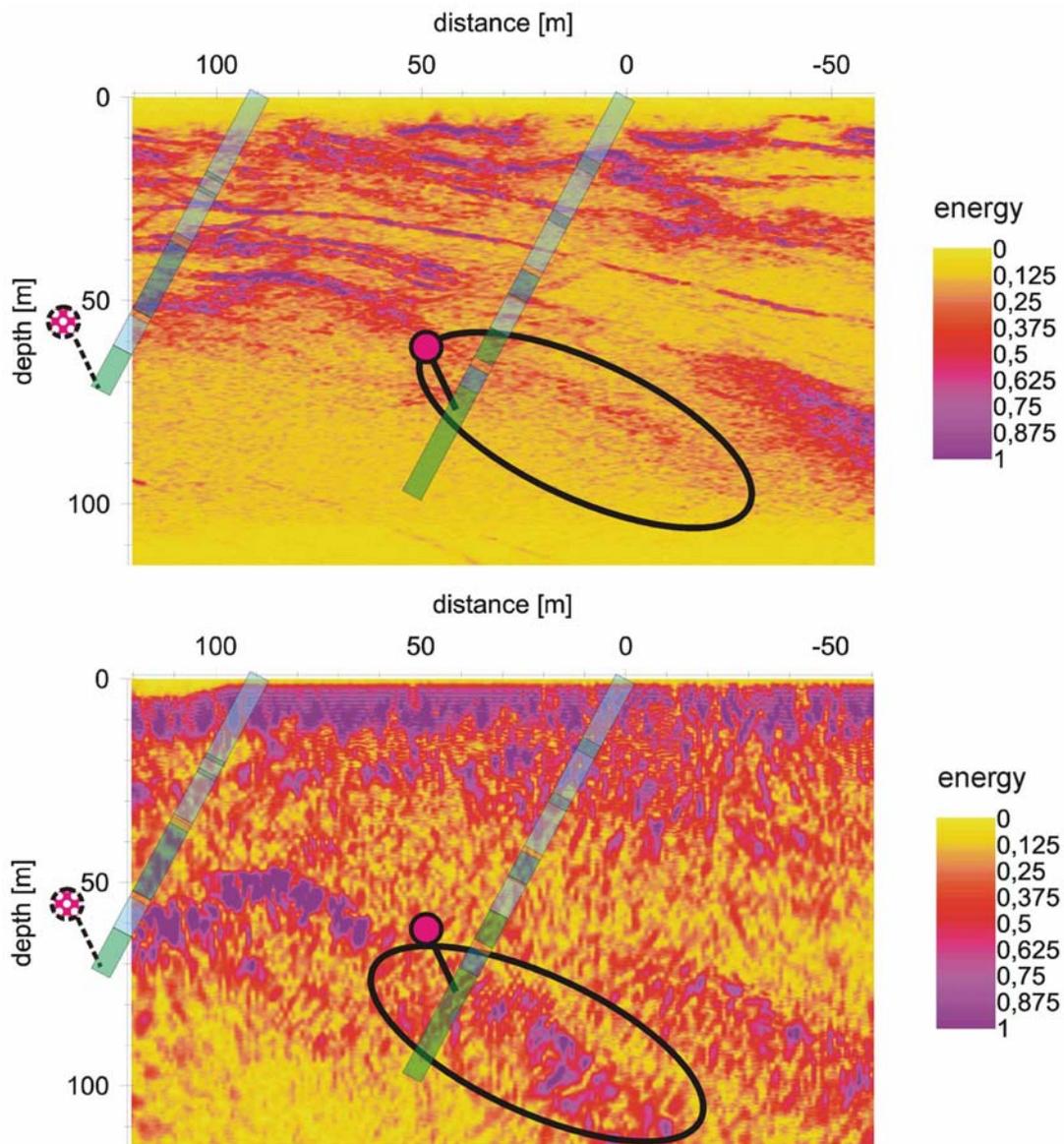


Abb. 3.25: Radarmessungen mit unterschiedlichen Frequenzen (oben 100 MHz, unten 25 MHz Mittenfrequenz). Die Amplituden wurden sphärisch korrigiert sowie das Radargramm tiefenmigriert. Zum besseren Vergleich der Amplituden wurde die Enveloppe gebildet. Der markierte Bereich zeigt ein frequenzabhängiges Reflexionsverhalten und ist als Indiz für ein Laugenvorkommen zu werten.

3.2.5 Zusammenfassung

Mit Hilfe der 100 MHz CO Messungen konnte die Struktur des Salzstocks entlang des gesamten Messprofils von 500 m Länge bis in eine Entfernung von weit über 100 m in SW Richtung erkundet werden. Durch mehr als 20 über das gesamte Profil verteilte Rundum- und Peilmessungen wurde nachgewiesen, dass die dominanten Reflexionen alle aus Richtung des Laugenvorkommens einfallen, das Radargramm demnach einen vertikalen Schnitt durch den Salzstock darstellt. Durch Vergleichsmessungen auf der 480 m- und 500 m-Sohle wurde der Einfallswinkel der steil stehenden Schichten bestimmt.

Die Lage des Laugenvorkommens ist dem Radargramm zunächst nicht zu entnehmen, lediglich leicht geschwächte Amplituden im Bereich oberhalb des Laugenvorkommens könnten darauf hinweisen. Erst durch einen Vergleich von Messungen mit unterschiedlichen Frequenzen (25 und 100 MHz), tritt das Laugenvorkommen aufgrund seines frequenzabhängigen Reflexionsverhaltens deutlich hervor.

Bei weiteren Messungen wurde die Reflexion an weiteren Strecken im Salzstock ausgewertet. Es wurde ein Bereich mit einer erhöhten Durchfeuchtung direkt unter der Sohle der 480 m-Strecke geortet und abgegrenzt. Er ist nur wenige Meter mächtig und erstreckt sich über eine Länge von 30 m und liegt an der Stelle der Horizontalbohrung, in der das Laugenvorkommen angetroffen wurde. Es ist zu vermuten, dass die Feuchtigkeit bei den Bohrarbeiten oder den anschließenden Ablassversuchen ins Gebirge gesickert ist und dass es sich damit hier nicht um eine natürliche Laugenstelle handelt.

3.3 Literatur

- ARCHIE, G. E. (1942): Electric resistivity as an aid in core analysis interpretation, Transactions of the American Institute of Mining Engineers, **146**: 54-62.
- DAVIS, J. L., ANNAN, A. P. (1989): Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy.- Geophysical Prospecting, **37**: 531-551.
- GRANT, F. S. & WEST, G. F. (1965): Interpretation theory in Applied Geophysics. – New York (McGraw-Hill).
- HARARI, Z. (1996): Ground-penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes.- Journal of Applied Geophysics, **36**: 43-52.
- IGEL, J. (2000): Entwicklung und Vergleich verschiedener Methoden zur Bestimmung der Bodenfeuchte mit dem Georadar.- Diplomarbeit am Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe (TH).
- IGEL, J., KURZ, G., SCHULZ, R. (2003): Übersicht über elektromagnetische Messungen (EM, Georadar) in einem Kalibergwerk in Niedersachsen. – Bericht GGA-Institut, Archiv-Nr. 123266: 1 CD-Rom; Hannover.
- JACKSON, J. D. (1962): Classical Electrodynamics.- New York (John Wiley & Sons, Inc.).

- KNÖDEL, K., KRUMMEL, H., LANGE, G. (1997): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, Bd 3: Geophysik.- Berlin (Springer).
- KULENKAMPFF, J., ASCHMANN, L., JUST, A., BERGMANN, K., JACOBS, F., SCHUCK, A., LINDNER, U., SCHWANDT, A., KURZ, G., MOISE, E., FLUCHE, B., SCHULZ, R., REUTTER, O., SCHUBERT, F. & KÜHNICKE, H. (2002): Komplexes Mess- und Auswerteeinstrumentarium für die untertägige Erkundung von Problemzonen der geologischen Barriere von Endlagern und UTD im Salinar. - Abschlussbericht; Leipzig (Institut für Geophysik und Geologie).
- KURZ, G., IGEL, J. & SCHULZ, R. (2003): 3D electromagnetic modelling in frequency domain - studies of underground measurements in a salt mine. - Proceedings Intern. "3D EM at Work" - Symposium, Adelaide, 20.-21.02.2003: 6p. (in press).
- NEWMAN, G.A. & ALUMBAUGH, D.L. (1995): Frequency-domain modelling of airborne electromagnetic responses using staggered finite differences. – Geophysical Prospecting, **43**: 1021-1042.
- NICKEL, H. (1991): Ermittlung der elektrischen Gesteinskonstanten im Megahertz-Bereich. – Geol. Jb., **E49**: 3-55; Hannover.
- SANDMEIER, K.-J. (2003): Reflexw 3.0; Windows 9x/ NT-program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data.- Handbuch.
- SHIH, S.F., DOOLITTLE, J.A., MYHRE, D.L., SCHELLENTRÄGER, G.W. (1986): Using Radar for Groundwater Investigation.- J. of Irrigation and Drainage Engineering **112**: 110-118.
- THIERBACH, R. (1974): Electromagnetic Reflections in Salt Deposits.- J. Geophys. **40**: 633-637.
- THIERBACH, R., MAYRHOFER, H. (1978): Elektromagnetische Reflexionsmessungen in Salzlagerstätten.- Proc. Fifth International Symposium on Salt, Vol. I: 393-403, Cleveland/Ohio (The Northern Ohio Geological Society, Inc.).
- YARAMANCI, U. (1994): Relation of in situ resistivity to water content in salt rocks.- Geophysical Prospecting, **41**: 229-239.

4 Sonar

H. Kühnicke, E. Schulze, Fraunhofer-Institut für Zerstörungsfreie Prüfverfahren,
Außenstelle EADQ Dresden

4.1 Verfahren

4.1.1 Grundlagen

Der Wechselwirkungsmechanismus des Geosonarverfahrens ist prinzipiell der Gleiche, wie bei den ebenfalls eingesetzten seismischen Erkundungsmethoden und beruht auf dem Einfluss von Gesteinsgrenzen und Gebirgsinhomogenitäten auf das akustische Wellenfeld. Der bestimmende Messparameter ist die akustische Impedanz, das Produkt aus Schallgeschwindigkeit und Dichte eines Mediums. Sie beeinflusst an der Grenzfläche zwischen zwei Medien das Transmissions- und Reflexionsverhalten der akustischen Wellen.

Der Unterschied zu seismischen Messungen besteht in der Wahl erheblich höherer Frequenzen von ca. 20 kHz. Damit ist die Auflösung der Gebirgsstrukturen, die in der Größenordnung einer Wellenlänge liegt, höher. Gleichzeitig wird die für die Auswertalgorithmen notwendige Apertur, d.h. das maximale Geber-Empfänger-Offset geringer. Dieser Vorteil ist aber mit dem Nachteil geringerer Reichweite verbunden, da die Amplitudenschwächung der Signale aufgrund der Struktur der natürlich vorkommenden Salzgesteine mit steigender Frequenz zunimmt.

Hauptziel der Verbesserung des Einzelverfahrens Geosonar war deshalb, durch Optimierung der Sende- und Empfangsprüfköpfe sowie spezielle Signalkonditionierung Reichweiten bis zu 100 m zu erreichen.

Im Gegensatz zu elektromagnetischen Wellen werden die Ultraschallsignale in Durchfeuchtungszonen nicht gedämpft. An gasgefüllten Klüften hingegen werden die elasto-dynamischen Wellen fast vollständig reflektiert. Schwächezonen dieser Art können deshalb einerseits besonders gut nachgewiesen werden. Andererseits bilden in alten Grubengebäuden die in Stoßnähe vorhandenen Abschaltungen ein fast unüberwindliches Hindernis für die akustischen Wellen.

4.1.2 Sende- und Empfangsprüfköpfe

Für den Einsatz der Ultraschalltechnik zur untertägigen Erkundung sind in der EADQ Dresden spezielle Sende- und Empfangsprüfköpfe entwickelt worden. Da Ankoppelbohrungen, wie sie im vorangegangenen Vorhaben 02 C 05 8 [9] verwandt wurden, in Sigmundshall nicht zulässig waren, mussten die vorhandenen Bohrlochsonden durch den Bau von Sensoren für eine Ankopplung am Stoß ergänzt werden. Dabei wurde der für die Empfänger bewährte Aufbau mit abgeschrägtem Dämpfungskörper und integriertem Vorverstärker beibehalten. Der Sender arbeitet ebenso wie bei den Bohrlochsonden auf dem Prinzip der Stapelaktuatoren. Für die notwendige ungünstigere Ankopplung direkt am Stoß wurden umfangreiche experimentelle Untersuchungen durchgeführt (s. Abschnitt 4.2.5) und die Anzahl der Einzelelemente im Stapelwandler erhöht.

Zusätzlich wurden für die Sendekanäle analoge lineare Leistungsverstärker entwickelt, die es ermöglichen, beliebige Sendesignalformen auf eine Maximalamplitude von 80 V zu verstärken. Damit kann ein breites Spektrum von Sendesignalkonditionierungsverfahren

eingesetzt werden. Zusammen mit der Vergrößerung der piezoelektrischen Einzelemente im Sendestapel war das eine entscheidende Voraussetzung für den Erfolg der Stoßmessungen in Sigmundshall.



Abb. 4.1: Stapelaktuator (oben, hart gekoppelt) als Geosonar-Sender und niederfrequenter Ultraschall-Empfänger mit integriertem 28-dB-Vorverstärker (unten, Kopplung: Silikonkappe), Eigenentwicklungen der EADQ

4.1.3 Datenakquisitionssystem AE.engine

Im Rahmen der vom BMBF-Projekträger PTWT+E geförderten Vorhaben 02 C 0537 und 02 C 0568 ist das mehrkanalige Datenakquisitionssystem AE.engine entwickelt worden. Das System ist modular aufgebaut und kann multivalent für unterschiedliche Messverfahren, wie Schallemission, niederfrequente Ultraschallprüfung, Geosonar und hochfrequente Mikro-seismik eingesetzt werden.

Das Kernstück der Hardware besteht aus den analogen Koppelboards, die das Verbindungsglied zu den in den Empfangsprüfköpfen integrierten Vorverstärkern und den Boards zur schnellen Analog-Digital-Wandlung darstellen. Zur intelligenten Signalverarbeitung und effektiven Datenspeicherung sowie zur Bedienung und Fernüberwachung des Systems werden je nach Aufgabenstellung unterschiedliche Konfigurationen von DSP- und PC-Boards eingesetzt. Die analogen Koppelboards sind eine Eigenentwicklung der EADQ Dresden. Für die ADC-, DSP- und PC-Boards kommen leistungsfähige, kommerziell hergestellte Komponenten der Firmen Pentek und or Industrial Computers zum Einsatz, die aufgrund ihrer flexiblen Programmierbarkeit für eine breite Anwendungspalette eingesetzt werden können. Die Software für das Messsystem AE.engine wurde komplett in der EADQ Dresden entwickelt.

Das eingebaute PC-Board läuft unter dem Echtzeitbetriebssystem TNT 4.0 von Pharlap. Dieses Betriebssystem garantiert einen stabilen Betrieb der Messprogramme, auch bei sehr hohem Datendurchsatz. Am Ende der Laufzeit dieses Vorhabens wurde begonnen, auf das neue Betriebssystem ETS 11.0 von der gleichen Firma umzustellen. Das neue Betriebssystem hat den Vorteil einer zu Microsoft Windows adäquaten Bildschirmoberfläche und stellt wesentlich bessere Optionen für die Fernsteuerung, Netzeinbindung und das Erstellen von 32-Bit-Gerätetreibern bereit.

In der derzeitigen Ausbaustufe können mit der vorhandenen Hard- und Softwarekonfiguration durch den modularen Aufbau folgende technischen Parameter realisiert werden:

Empfangsseitige Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Maßeinheit
Abtastrate Analog-Digital-Wandler	0,000,5	60.000,0	kHz
Grenzfrequenz des Antialiasing-Filters	50,0	1.000,0	kHz
Empfangskanäle	2	32	Anzahl
Dynamik ohne Dämpfungsschalter	72	84	dB
Dynamik mit Dämpfungsschalter	88	100	dB
Eingangsrauschen Vorverstärker	3	10	μ V
Speichertiefe Mess-RAM	64	192	MByte
Speichertiefe Mess-Festplatte	4	80	GByte
Sendeseitige Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Maßeinheit
Abtastrate Digital-Analog-Wandler	0,01	2.5000	kHz
Grenzfrequenz des Antialiasing-Filters	500		kHz
Sendekanäle	1	4	Anzahl
Speichertiefe	2	65536	Abtastwerte
Ausgangsspannung	0,01	80,0	V

Die in der Tabelle angegebenen Minimal- und Maximalwerte sind Grenzwerte der eingesetzten Hardware und können in einigen Anwendungen nicht gleichzeitig eingesetzt werden. Die einstellbaren Parameter hängen vom Verfahren und der eingesetzten Hard- und Softwarevariante ab.

Im Rahmen dieses Vorhabens erfolgte die Integration einer Sendeeinheit für beliebige Signalformen in das Messsystem AE.engine. Abbildung 4.2 zeigt die im Vorhaben ab der zweiten Messkampagne am Referenzmessort Sigmundshall eingesetzte Systemvariante. Für diese Variante gelten folgende technischen Parameter:

- Antialiasing-Filter: 50 kHz
- Anzahl der Empfangskanäle: 16
- Dynamik der Empfangskanäle: 14 Bit (84 dB)
- Anzahl der Sendekanäle: 1
- Sendespannung: 80 V
- Sendesignalform: n-Stück Sinus-Halbwellenzüge * Hanning-Fenster

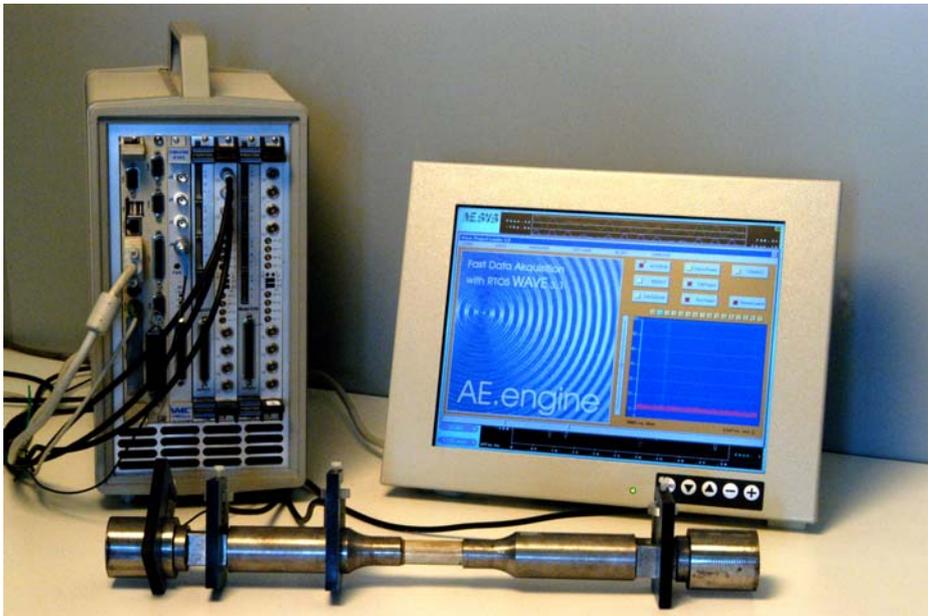


Abb. 4.2: Datenakquisitionssystem „AE.engine“ mit 16 Empfangs- und 4 Sendekanälen für Geosonarmessungen

Bei der ersten Messkampagne am Referenzmessort in der Grube Sigmundshall im März 2002 wurde mit folgenden technischen Spezifikationen gearbeitet:

- Stapelaktuator in Verbindung mit einem Leistungsverstärker für kapazitive Lasten als Geosonar-Sender
- 8 niederfrequente Ultraschall-Bohrloch-Sensoren mit abgerundeter Koppelfläche und integriertem Vorverstärker
- externer Wave-Generator
- Ankopplung an geschliffene Flächen mit einer Blitzbetonmischung

Diese in Anlehnung an die Messkampagnen in Bischofferode gewählte Anordnung erfüllte die Erwartungen an das Sonarverfahren nicht. Grund war die notwendige direkte Ankopplung am Stoß, die für alte Grubengebäude wegen des starken Auflockerungsgrades der Saumzonen eine zusätzliche Schwierigkeit darstellt. Bis zur zweiten Messkampagne im Februar 2003 wurden deshalb folgende Erweiterungen und Anpassungen des Messsystems vorgenommen:

- Bau von weiteren 2 Stapelaktuatoren und Leistungsverstärkern, um die Sendeenergie durch Bündelung der Geber erhöhen zu können,
- Neuanfertigung von 20 niederfrequenten Ultraschall-Sensoren mit planer Koppelfläche und integriertem 28-dB-Vorverstärker,
- Sensorkopplung über die Ultraschall-Vorlaufstrecke „GEOPAD“ der Firma SONOTEC Ultraschallsensorik Halle GmbH,
- Einbau und Programmierung eines internen Sendesignal-Generators im Messsystem (VMIVME-4145-100 4-Channel, 16-bit Arbitrary Waveform Generator with Autocalibration, 500 kHz Chebyshev Filter, VMIC Corp).

4.1.4 Bewertungsalgorithmen

Im Abschlussbericht des BMBF-Projekts 02 C 0568 wurde mit dem numerischen Wellensimulationsverfahren EFIT verschiedene Bewertungsalgorithmen und Ankoppelbedingungen der Sender und Empfänger berechnet. Die Ergebnisse dieser Simulationen bestimmten auch im vorliegenden Vorhaben die Auswahl des SAFT-Verfahrens (Synthetic Aperture Focusing Technique) als zentralen Rekonstruktionsalgorithmus. In Bezug auf das Vorgängerprojekt wurde die Datenaufbereitung wesentlich verbessert. Das betrifft insbesondere die Normierung der Messdaten zum Ausgleich der variierenden Ankoppelbedingungen und des unterschiedlichen Zerlegungsgrades der Salzgesteine in der saumnahen Auflockerungszone. Diese Maßnahmen waren in Sigmundshall aufgrund der Tatsache von besonderer Bedeutung, dass die Grubenleitung die in Bischofferode [9] erfolgreiche Ankoppelmethode in kurzen Bohrlöchern aus Sicherheitsgründen nicht zugelassen hat. Einzelheiten der Datenaufbereitung für den Referenzmessort Sigmundshall werden im Abschnitt 4.3 beschrieben.

4.1.5 Laborversuche zur Optimierung des Messsystems

An einem Steinsalzblock im Labor der EADQ erfolgten jeweils vor den Untertage-Messkampagnen in der Grube Sigmundshall Untersuchungen zur Optimierung der Messparameter. Im Einzelnen wurden folgende Systemparameter untersucht:

- Einfluss von unterschiedlichen Koppelmedien der Ultraschallsensoren (Koppelfett, Silikonkappe, Koppelgel, Koppelton)
- Variation von Signalformen und –Frequenzen
- Vergleichsmessungen mit einem Laser-Vibrometer um das Übertragungsverhalten des Geber- Empfänger- Systems festzustellen

Aus den Untersuchungen mit unterschiedlichen Koppelmitteln ging die Ultraschall-Vorlaufstrecke „GEOPAD“ der Firma SONOTEC Ultraschallsensorik Halle GmbH als günstigste Koppelvariante hervor. Dieses Gel wurde bei der zweiten In-situ-Messkampagne zur Kopplung der Sensoren eingesetzt. Die Aktuatoren wurden immer ohne Koppelmittel mit Express-Ankern und Joch angebracht. Die folgende Abbildung 4.3 zeigt das Geber-

Empfänger-System bei Untersuchungen im Labor der EADQ, welches auch bei den In-situ-Messungen in Sigmundshall zum Einsatz kam.

In Abb. 4.4 ist das beim zweiten In-situ-Messeinsatz zur Anwendung gekommene Sendesignal aus mehreren SIN-Zyklen dargestellt, das einen hohen Eintrag niederfrequenter Frequenzanteile in das Gebirge gewährleistet. Dies belegen die Ergebnisse von Vergleichsmessungen mit einem Laser-Vibrometer. Abb. 4.5 zeigt Schwingungsamplituden des Empfangssignals in Abhängigkeit von der Mittenfrequenz des Sendesignals. Die bei der zweiten In-situ-Messkampagne benutzte Sendefrequenz von 14,881 kHz ist hervorgehoben.

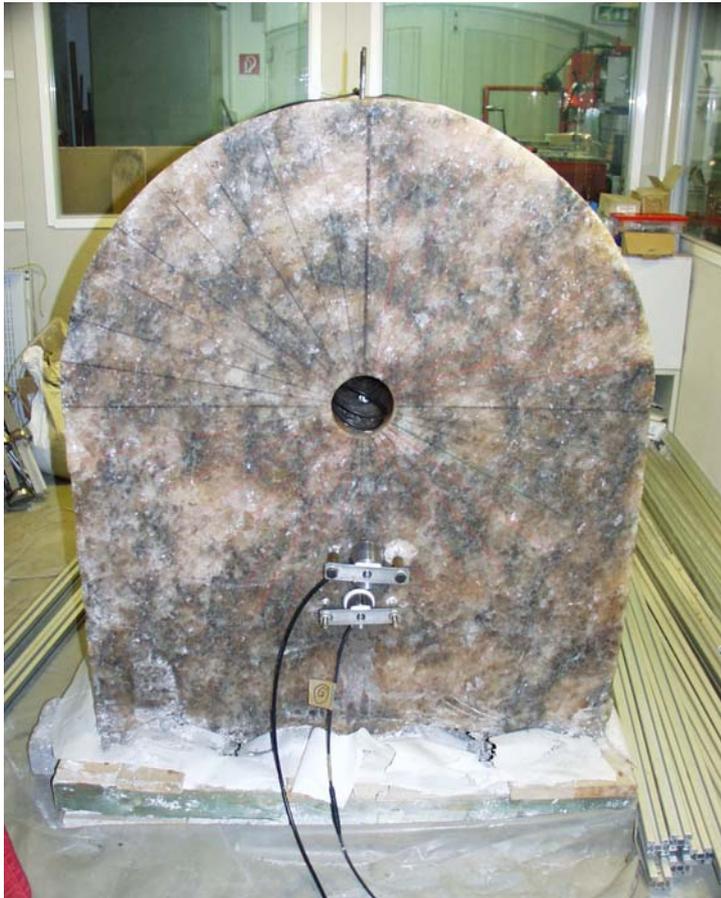


Abb. 4.3: Geber- Empfänger-Kombination an der Stirnseite eines Steinsalzblocks im Labor der EADQ bei Untersuchungen zur Optimierung der Messparameter

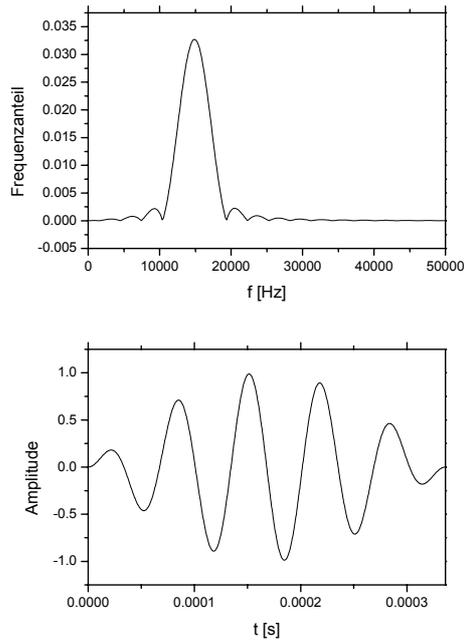


Abb. 4.4: Sendesignal „10SIN64“, das bei der zweiten In-situ-Messkampagne verwendet wurde, aus zehn, mit einem Hanning-Fenster multiplizierten Sinus-Halbwellen in Frequenz- und Zeitbereich, Mittenfrequenz: 14,881 kHz

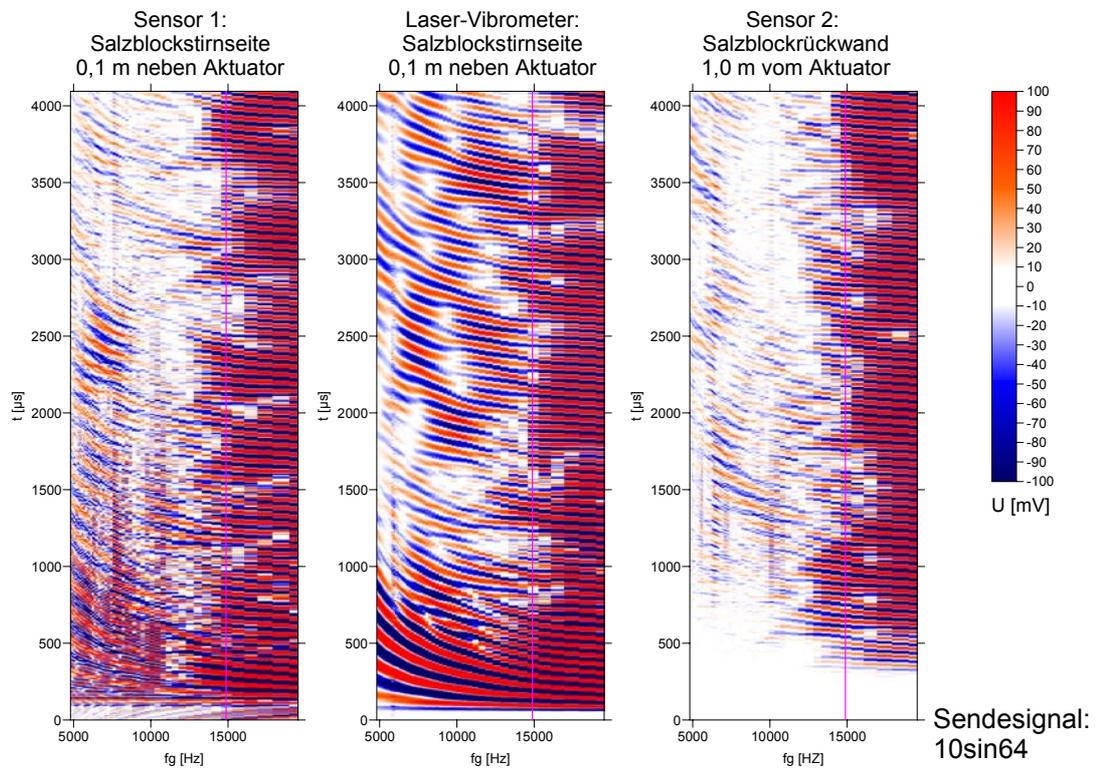


Abb. 4.5: Vergleichsmessungen mit einem Laser-Vibrometer an dem Steinsalz-Block im Labor der EADQ, Schwingungsamplituden des Empfangssignals in Abhängigkeit von der Mittenfrequenz des Sendesignals

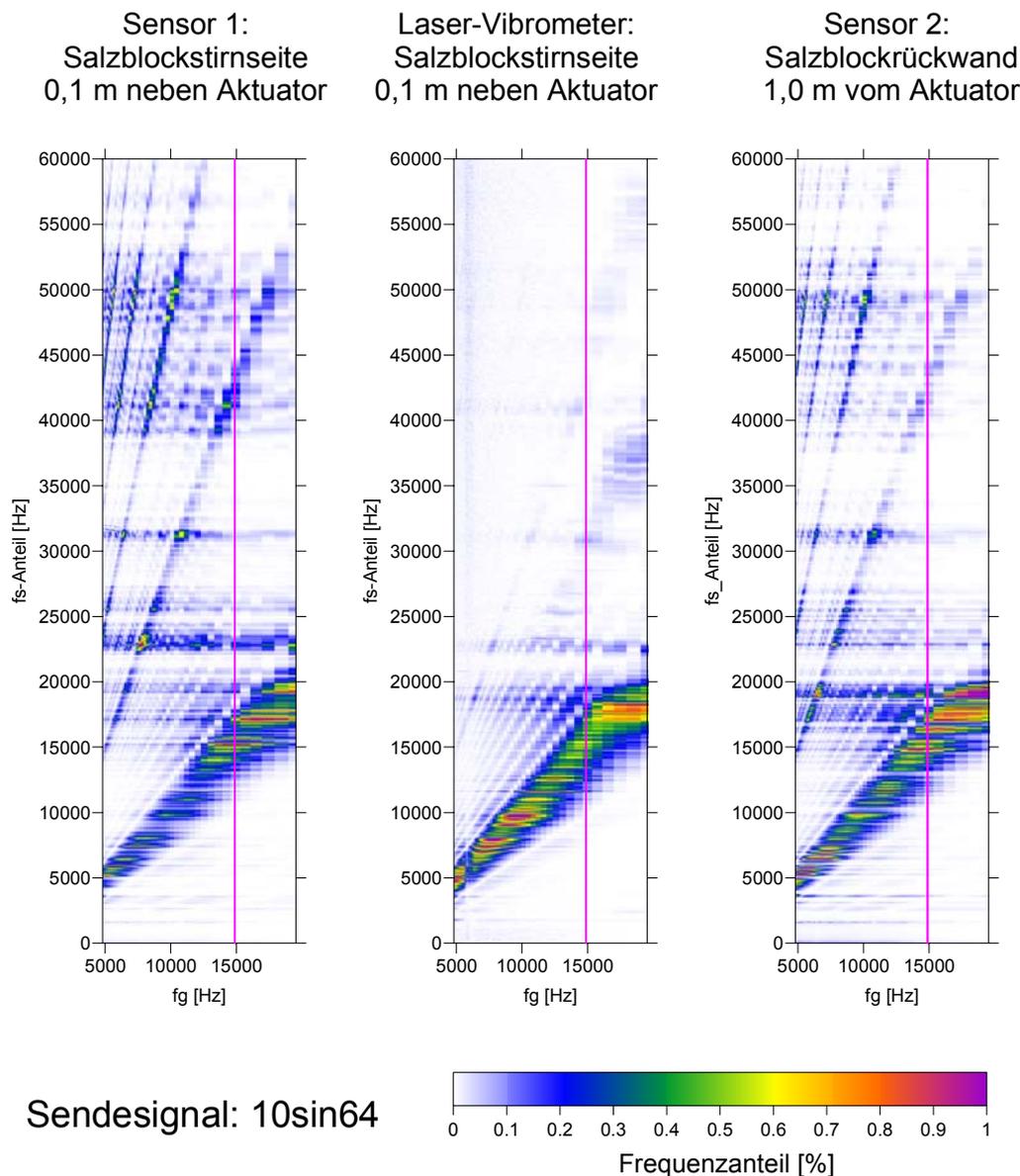


Abb. 4.6: Vergleichsmessungen mit einem Laser-Vibrometer, Frequenzanteile im Empfangssignal in Abhängigkeit von der Mittenfrequenz des Sendesignals, die Sendefrequenz von 14,881 kHz bei der zweiten In-situ-Messkampagne ist hervorgehoben

Die Hauptresonanz der Ultraschallsensoren liegt bei 52 kHz. Die Schwingungsamplituden in Abb. 4.5 belegen, dass ab 15 kHz Geberfrequenz eine ausreichende Empfindlichkeit der Sensoren, weit unterhalb deren Resonanzbereiches besteht.

In den Frequenzverteilungen in Abb. 4.6 sind sowohl Resonanzen im Aktuator-System (Maxima parallel zur Abszisse), als auch Nebenmaxima in der Frequenzverteilung des Sendesignals (Maxima durch den Koordinatenursprung) zu erkennen. Im Bezug auf die Ergebnisse der Messungen mit dem Laser-Vibrometer verstärken die Ultraschall-Sensoren, aufgrund ihrer Hauptresonanz, hohe Frequenzanteile.

Aus Vergleichsuntersuchungen mit puls förmigen Sendesignalen wurde deutlich, dass nur mit sinus förmigen Sendesignalen ein hoher Anteil niederfrequenter Schwingungen in das Gestein eingetragen werden kann, der eine hohe Eindringtiefe gewährleistet.

4.2 Messkampagnen am Referenzmessort

Die Sonar-Messungen am SW-Stoß der Weser Wetterstrecke auf der 480 m-Sohle der Grube Sigmundshall erfolgten in zwei Messkampagnen vom 08.03. bis 10. 03. 2002 und vom 13. 02. bis 16. 02. 2003. Der zweite Messeinsatz musste wegen einer Havarie im Abbaubetrieb mehrfach verschoben werden.

Messregime 1. Messeinsatz:

- Kanäle: 8
- Anregungspunktabstand: 4 m, Station +29 m, +33 m, ..., +113 m (22)
- Empfangspunktabstand: 2 m, Station +22 m, +24 m, ..., +120 m (50)
- Tiefenpunktabstand: 1 m
- Offset: regulär 1 m, 3 m, 5 m, 7 m
- Überdeckungsgrad: regulär 2-fach
- Samplerate: 4 μ s (250 kHz)
- Samples: 65536 (262 ms)
- Energiestapelgrad: 10-fach
- Anregungssignal: 3 Sinus-Zyklen, $f=13$ kHz, 1,0 V (Verstärkung 32 dB = 40 V)

Nachdem mit einem Fräser ebene Koppelflächen am Stoß geschaffen worden waren, erfolgte die Aktuatorbefestigung mit Express-Ankern und Joch. Die Sensoren wurden mit Schnellzement befestigt. Der Zement reagierte mit dem Salz, so dass oft nachgebessert werden musste.

Aufgrund von stoßnahen Abschaltungen, Koppelproblemen mit dem Schnellzement und dem geringen Überdeckungsgrad der Messungen konnte bei der ersten Messkampagne keine ausreichende Eindringtiefe der Sonar-Untersuchungen erreicht werden. Die Untersuchungen der zweiten Untersuchungskampagne im Februar 2003 erfolgten deshalb mit einer Reihe technologischer Veränderungen. Die Erkundungsaufgabe für die Sonarmessungen der zweiten Messtappe stellte sich insbesondere nach den ersten Ergebnissen der Georadarmessungen neu. Deshalb wurde im Februar 2003 ein anderer Abschnitt am Stoß der Weser Wetterstrecke übermessen als beim ersten Messeinsatz.

Messregime 2. Messeinsatz:

- Kanäle: 16
- Anregungspunktabstand: 4 m, Station -59 m, -55 m, ..., +57 m (30)
- Empfangspunktabstand: 2 m, Station -66 m, -64 m, ..., +64 m (66)
- Tiefenpunktabstand: 1 m
- Offset: regulär 1 m, 3 m, 5 m, 7 m, 9 m, 11 m, 13 m, 15 m
- Überdeckungsgrad: regulär 4-fach
- Samplerate: 4 μ s (250 kHz)
- Samples: 65536 (262 ms)
- Energiestapelgrad: 10-fach
- Anregungssignal: zehn mit einem Hanning-Fenster multiplizierte Sinus-Halbwellen, Mittenfrequenz: 14,881 kHz, 1,9 V (Verstärkung 32 dB = 76 V)

Sowohl die Aktuatoren als auch die Sensoren wurden mit Express-Ankern und Joch am Stoß befestigt, nachdem mit einem Fräser ebene Koppelflächen geschaffen worden waren. Als Koppelmittel für die Sensoren hat sich die Ultraschall-Vorlaufstrecke „GEOPAD“ bewährt. Zu Beginn der Messungen der zweiten Untersuchungskampagne erfolgten Tests, bei denen drei vertikal versetzte Aktuatoren an einem Anregungspunkt parallel betrieben wurden. Da Stoßgeometrie und stoßnahe Inhomogenitäten phasenverschobene Sendesignale zwischen den einzelnen Anregungspositionen initiierten wurde im Weiteren auf eine Bündelung der Geber verzichtet. Aufgrund der technologischen Verbesserungen wurde auch mit einem einzelnen Aktuator ein hohes Signal/Rausch-Verhältnis erreicht.

4.3 Aufbereitung der Messdaten

4.3.1 Überblick

Einführend sei die Abfolge der in den Unterpunkten näher erläuterten Einzelschritte der Datenbearbeitung für die beiden Messkampagnen genannt.

Die Messdaten der ersten Messkampagne wurden folgender Bearbeitung unterzogen:

Normierung der Messdaten

- Beseitigung des Gleichspannungsoffsets
- Amplitudenkorrektur des Einflusses von sphärischer Divergenz und Streuung
- Amplitudennormierung auf akustisches Rauschen

Rekonstruktion

- NMO-Korrektur, Stapelung und Zeit-Tiefen-Streckung

Für die Daten der zweiten Messkampagne existieren zwei Bearbeitungsvarianten:

Bearbeitungsvariante NH (Normalisierung, Hilbert-Envelope):

Normierung der Messdaten

- Beseitigung des Gleichspannungsoffsets
- Amplitudenkorrektur des Einflusses von sphärischer Divergenz und Streuung
- Amplitudennormierung auf akustisches Rauschen
- Bildung der Hilbert-Envelope *)

Rekonstruktion

- NMO- Korrektur, Stapelung und Zeit-Tiefen-Streckung

oder

- Einzelspurmigration (SAFT-Algorithmus)
- Medianfilter
- Vertikalgradient

Bearbeitungsvariante FNH (Faltung, Normalisierung, Hilbert-Envelope):

Normierung der Messdaten

- Faltung der Messdaten mit dem Sendesignal
- Beseitigung des Gleichspannungsoffsets
- Amplitudenkorrektur des Einflusses von sphärischer Divergenz und Streuung
- Amplitudennormierung auf akustisches Rauschen
- Bildung der Hilbert-Envelope **)

Rekonstruktion

- Einzelspurmigration (SAFT-Algorithmus)

bzw.

- Einzelspurmigration (SAFT-Algorithmus) der Differenz von ungefalteten *) und gefalteten **) Messdaten

4.3.2 Normierung der Messdaten

Bei der zweiten Messkampagne ermöglichte die Signalwahl (s. Abb. 4.4) die Anwendung von Korrelationstechniken zur Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses. In der Bearbeitungsvariante *FNH (Faltung, Normalisierung, Hilbert-Envelope)* wurde die Datenbearbeitung mit einer Faltung der Messdaten mit dem Sendesignal gestartet.

In allen anderen Fällen stand die Beseitigung des Gleichspannungsoffsets am Bearbeitungsbeginn. Es folgt immer eine Korrektur des Einflusses der sphärischen Divergenz unter der Annahme von Raumwellen mit einer Amplitudenabnahme proportional zur Quellentfernung. Zur Berechnung der Quellentfernung wurde jeweils der gleiche Geschwindigkeitsansatz herangezogen, wie in den Folgeschritten der Zeit-Tiefen-Wandlung.

Nach Versuchen mit variierten Stapelgeschwindigkeiten wurde von einer mittleren Longitudinalwellengeschwindigkeit von 4500 m/s ausgegangen, die auch den aus der Literatur [1], [8] bekannten Werten für die auf der Sohle 480 m Sohle erbohrten Salinargesteine entspricht. Als Absorptionskoeffizient wurde ein Wert für Steinsalz von $2 \cdot 10^{-6}$ ([1] S. 189) angenommen.

Um Kopplungsunterschiede auszugleichen wurden die Amplituden der Messsignale auf das akustische Rauschen normiert, d.h. auf die Streuung der Werte im Zeitbereich in dem die Reflexionseinsätze abklingen.

Die folgenden beiden Abbildungen zeigen typische Beispiele für Rohdaten, die in der zweiten Messkampagne gesammelt wurden und Signalformen nach der Amplitudennormierung.

Der in Abb. 4.7 dargestellte Frequenzinhalt des Messsignals zeigt, dass kaum Frequenzanteile außerhalb der Mittenfrequenz des Sendesignals vorhanden sind. Im Verlauf der Signalamplituden der normierten Empfangssignale in Abb. 4.8 sind fast bis zum Ende des dargestellten Zeitausschnittes von 65 ms deutliche Maxima zu erkennen, die auf reflektierte Wellenzüge hinweisen. In den Rohdaten sind jedoch kaum markante Reflexionselemente vorhanden, die über mehrere Spuren zu verfolgen sind, was auf mehr oder weniger parallel zur Wetterstrecke streichende Strukturen deuten würde.

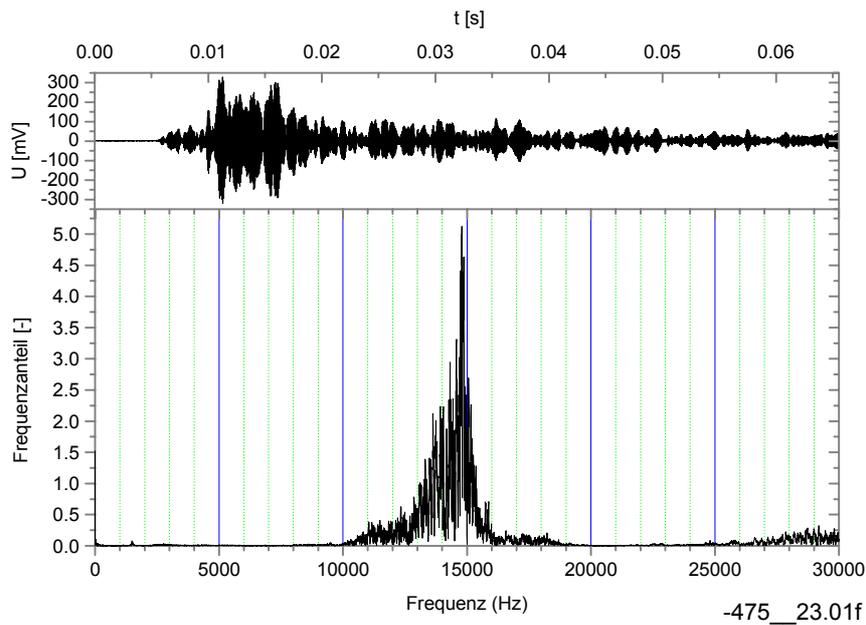


Abb. 4.7: zweite Messkampagne, Messbeispiel mit Rohdaten der ersten 65 ms, Zeit und Frequenzbereich, Sender bei Station – 59 m, Sensor bei –36 m

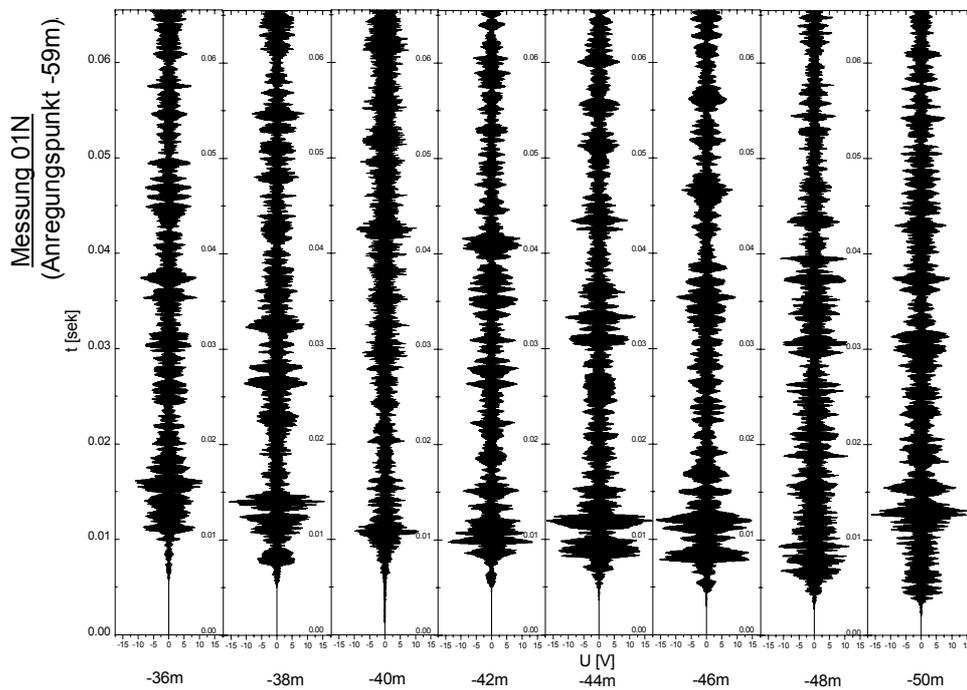


Abb. 4.8: zweite Messkampagne, Ausschnitt der ersten 65 ms der amplitudennormierten Signale von 8 der insgesamt 16 gleichzeitig eingesetzten Sensoren, Sender bei Station – 59,3 m

4.3.3 Bildung der Hilbert-Envelope

Mit Ausnahme der Daten der ersten Messkampagne, deren gleichgerichtete Amplituden nach der NMO-Korrektur direkt gestapelt wurden, erfolgte vor der Zeit-Tiefen-Wandlung der Daten eine Verdichtung der Zeitreihen. Ziel war das Entfernen der Frequenzanteile im Bereich der Sendefrequenz, die nur als Trägersignal dienen, und das Hervorheben der niederfrequenten Schwebungen, die in der Folge der Wechselwirkung mit Gesteinsinhomogenitäten auftreten. Abb. 4.9 zeigt, dass eine Bandfilterung der Messsignale nicht zum Erfolg führt, da kaum niederfrequente Signalanteile vorhanden sind (s. a. Abb. 4.7).

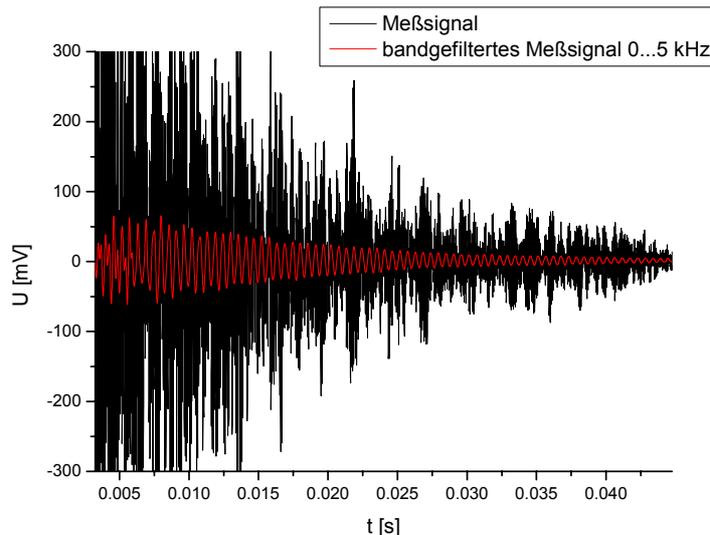


Abb. 4.9: Beispiel für ein bandgefiltertes Messsignal, Ausschnitt der ersten 50 ms

Um das teilweise Auslöschen von Signalsequenzen im Zuge der Rekonstruktion zu vermeiden, das auftritt wenn hochfrequente Signale mit geringem Phasenversatz gestapelt werden, wurde die Hilbert-Envelope des Messsignals berechnet.

Grundlagen der Hilbert-Transformation

Die Hilbert-Transformierte $h(t) = H\{x(t)\}$ der reellen Funktion $x(t)$ ist folgendermaßen definiert:

$$h(t) = \frac{1}{\pi} P \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x(\zeta)}{\zeta - t} d\zeta = H\{x(t)\}. \quad (4.1)$$

Dabei ist P der Hauptwert des Integrals.

Die Hüllkurve eines reellen Signals $x(t)$ entspricht dem Betrag des komplexen Signals $z(t)$, welches $x(t)$ zusammen mit seiner Hilbert-Transformierten $h(t)$ bildet:

$$|A(t)| = \sqrt{x^2(t) + h^2(t)}$$

mit

$$\begin{aligned} z(t) &= x(t) - ih(t) \\ &= A(t)e^{i\Theta t}. \end{aligned}$$

Dabei ist $z(t)$ ein analytisches Signal und $|A(t)|$ wird auch momentane Amplitude oder Enveloppe genannt [2].

Die Berechnung der HILBERT-Transformierten wird erleichtert, wenn man Gleichung (4.1) als Faltung

$$h(t) = x(t) * \frac{1}{\pi t}$$

identifiziert und unter Ausnutzung des Faltungssatzes in den Frequenzbereich transformiert.

Die FOURIER-Transformierte des Terms $\frac{1}{\pi t}$ berechnet sich nach

$$F\left\{\frac{1}{\pi t}\right\} = -j \operatorname{sgn} f \quad \text{mit } \operatorname{sgn} f = \begin{cases} +1 & \text{für } f > 0 \\ 0 & \text{für } f = 0 \\ -1 & \text{für } f < 0 \end{cases} \quad (4.2).$$

Damit ist der praktische Weg von einem gegebenen Signal zu seiner HILBERT-Transformierten durch folgende Schritte gegeben [3]:

1. Bildung der FOURIER-Transformierten $\underline{X}(\omega)$,
2. Multiplikation des Spektrums mit der Signumfunktion $-j \operatorname{sgn} f$,
3. Rücktransformation in den Zeitbereich.

Abbildung 4.10 veranschaulicht den Berechnungsweg und Abbildung 4.11 belegt die Eignung der Hilbert-Enveloppe als Rekonstruktionsgrundlage.

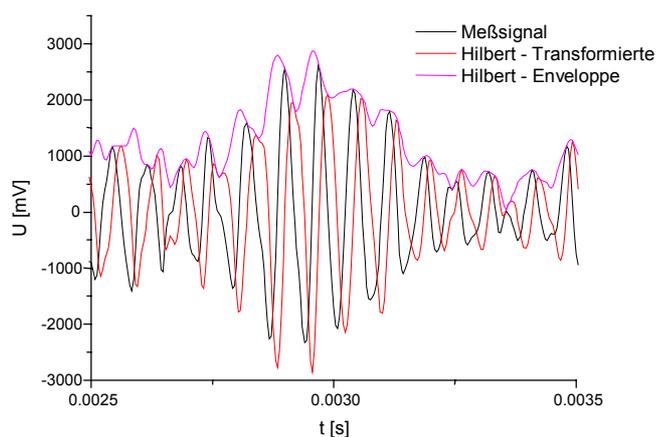


Abb. 4.10: Darstellung von Messsignal, dessen Hilbert Transformierter und Hilbert-Enveloppe

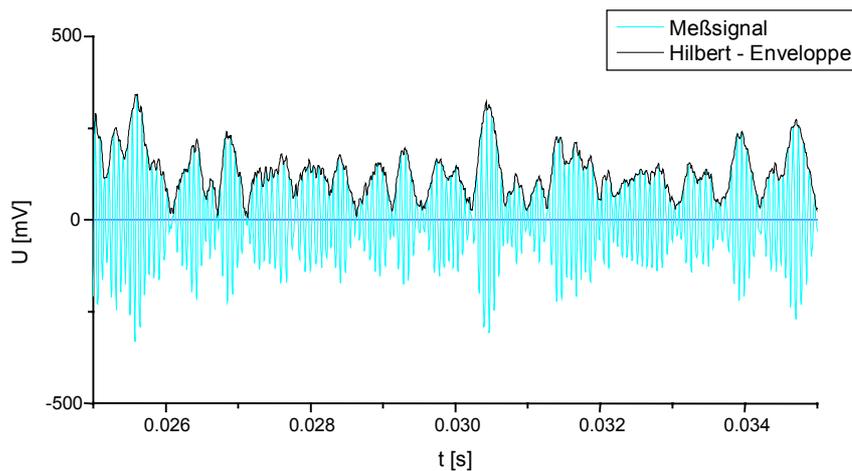


Abb. 4.11: Messsignal und Hilbert-Envelope, Ausschnitt 27...35 ms

4.3.4 Rekonstruktion

Die Rekonstruktion der Messdaten erfolgte nach zwei Bearbeitungsvarianten. Für die Daten beider Messkampagnen wurden über NMO-Korrektur, Stapelung und Zeit-Tiefen-Streckung Tiefschnitte erzeugt. Migrierte Tiefschnitte nach dem SAFT-Algorithmus sind aufgrund der unzureichenden Datenqualität der ersten Messkampagne nur für den Profilabschnitt der zweiten Kampagne dargestellt.

NMO- Korrektur, Stapelung und Zeit-Tiefen-Streckung

Vor dem Stapeln wurden die Messungen mit gemeinsamen Tiefenpunkt der Normal Moveout (NMO)-Korrektur unterzogen. Der Normal-Move-Out entsteht durch die Abhängigkeit der Laufzeit eines Reflektors von dem Abstand zwischen der Quelle und dem Empfänger, dem Offset x :

$$\Delta t = t - t(0) = \sqrt{t^2 + \frac{x^2}{v_{rms}^2}} - t = t \left(\sqrt{1 + \frac{x^2}{v_{rms}^2 t^2}} - 1 \right) \quad (4.3)$$

wobei $t(0)$ die Zweiweglaufzeit des Reflektors für den Offset=0 und v_{rms} die mittlere Geschwindigkeit bis zu dem Reflektor ist. Die auf einer Hyperbel liegenden Reflexions-einsätze der verschiedenen Offsets werden bei einer richtig gewählten NMO-Geschwindigkeit v_{rms} dynamisch auf das Niveau der Reflexionslotzeit korrigiert. Dynamisch bedeutet dabei, dass die Zeitkorrektur von der Laufzeit selbst abhängig ist.

In der Geophysik wird häufig mit der, nur unter der Voraussetzung $t(0) \gg \Delta t$ gültigen Formel:

$$\Delta t \approx \frac{x^2}{2v_{rms}^2 t(0)} \quad (4.4)$$

gearbeitet, die aber unter den aktuellen Randbedingungen nicht anwendbar ist.

Nach Stapelversuchen mit variierten NMO-Korrekturgeschwindigkeiten von 3900 m/s bis 4500 m/s wurde von einer mittleren Longitudinalwellengeschwindigkeit von 4500 m/s ausgegangen.

SAFT-Rekonstruktion

Zur Einzelspurmigration der während der zweiten Messkampagne in der Grube Sigmundshall aufgenommenen Daten wurde die sog. SAFT-Methode verwendet. SAFT steht dabei für „Synthetic Aperture Focusing Technique“ und wurde als ein bildgebendes Verfahren der zerstörungsfreien Ultraschallprüfung entwickelt, um hochauflösende Fehlerdetektion mit einfacher Interpretation der Anzeigen zu verbinden (s. z.B. [4]). Eine ausführliche Darstellung der Grundlagen dieses Verfahrens wurde bereits im BMBF-PTWT+E Abschlussbericht zum Vorhaben 02 C 05 8 [9] gegeben. Für die Prüfung wird eine Reihe von Messungen in einem ein- oder zweidimensionalen Raster entsprechend einer flächigen oder linearen Apertur angeordnet. Anschließend wird aus den gespeicherten Empfangssignalen ein volumetrisches Bild bzw. Schnittbild unterhalb der Apertur berechnet, indem die Signale für jeden Bildpunkt laufzeitrichtig überlagert werden. Als Nachteil ist die mögliche Einführung von Artefakten zu nennen, die vor allem durch die endliche Ausdehnung der Apertur entstehen können.

Als Startmedium für die SAFT-Rekonstruktion wurde entsprechend der Ergebnisse von Zeit-Tiefen-Wandlungen mit unterschiedlichen NMO-Korrekturgeschwindigkeiten von mittleren Longitudinalwellengeschwindigkeiten von 4500 m/s ausgegangen (vgl. auch Abschnitt 4.3.1).

Wie einfürend in Kap. 4.3 bemerkt, wurde die SAFT-Rekonstruktion mit unterschiedlichen Bearbeitungsschritten durchgeführt:

1. *Bearbeitungsvariante:*

Normalisierung der Messdaten, Bildung der Hilbert-Envelope, SAFT-Migration, Medianfilter zur Rauschunterdrückung, Bildung des Vertikalgradienten der Reflektivität

2. *Bearbeitungsvariante:*

Faltung der Messdaten mit dem Sendesignal zur Erhöhung des Nutz-/Störsignalanteils, Normalisierung der Messdaten, Bildung der Hilbert-Envelope, SAFT-Migration, Medianfilter zur Rauschunterdrückung, Bildung des Vertikalgradienten der Reflektivität

3. *Bearbeitungsvariante:*

Einzelspurmigration (SAFT-Algorithmus) der Differenz von Hilbert-Envelope der ungefalteten (1.Bearbeitungsvariante) und Hilbert-Envelope der mit dem Sendesignal gefalteten Messdaten (2.Bearbeitungsvariante)

4.4 Rekonstruktionsergebnisse

Die Abbildungen 4.12 und 4.13 zeigen tiefengestreckte Stapelzeitschnitte im Ergebnis der Untersuchungen der beiden Messkampagnen am Südwest-Stoß der Weser Wetterstrecke auf der 480 m-Sohle der Grube Sigmundshall. Aufgrund der Ergebnisse der Elektromagnetik und Geoelektrik in Hinsicht auf offene Probleme bei der Strukturerkundung des in der Untertagebohrung HB1 angetroffenen Salzlösungsvorkommens wurde bei der zweiten Kampagne ein weiter im Südosten befindlicher Profilabschnitt mit Sonar übermessen.

In den Abbildungen 4.14 bis 4.21 sind unterschiedlich bearbeitete SAFT-Rekonstruktionsergebnisse zusammen mit ausgewählten Daten der Georadar-Untersuchungen bzw. geoelektrischen Messungen dargestellt. Das vereinfachte Schichtverzeichnis der Untertagebohrung HB1 wurde einbezogen.

In dem in Abb. 4.12 dargestellten Tiefschnitt wird die auf ca. 40 m begrenzte Tiefenreichweite der Sonarmessungen der ersten Messkampagne deutlich. Stoßnahe Inhomogenitäten und ein geringer Überdeckungsgrad der Messungen sind als Hauptursachen zu nennen. Im tiefengestreckten Stapelzeitschnitt ist das mit den Georadar-Messungen nachgewiesene allgemeine Schichteinfallen nach SE zu erkennen.

In Abb. 4.13, dem tiefengestreckten Stapelzeitschnitt der Hilbert-Envelope des normierten Messsignals im Ergebnis der Untersuchungen der 2. Messkampagne im Februar 2003, ist die im Vergleich zur Abb. 4.12 hohe Tiefenreichweite dieser Sonarmessungen zu erkennen. Dargestellt ist der Bereich bis ca. 145 m Entfernung vom Stoß, d.h. der ersten 65 ms bzw. 16 k-Werte des Messsignals. In diesem Zeitfenster wurde auch die SAFT-Migration durchgeführt, deren Ergebnis Abb. 4.14 zeigt. Sowohl in Abb. 4.13 als auch in Abb. 4.14 können Reflexionselemente bis in ca. 110 m Entfernung vom Stoß nachgewiesen werden. In der Darstellung der Belegungs dichtematrix der SAFT-Rekonstruktion im unteren Teil von Abb. 4.14 ist das der Tiefenbereich, ab dem die Dichte der Laufzeiten pro Flächenelement mit Entfernung vom Stoß abnimmt. In den Bereichen geringer Belegungs dichte ist mit einem stärkeren Auftreten von Artefakten in den migrierten Tiefschnitten zu rechnen. Die Darstellungen ab Abb. 4.15 wurden deshalb auf 110 m Entfernung vom Stoß begrenzt.

Wesentlichstes Ergebnis der zweiten Messkampagne der Sonarerkundung ist der in Abb. 4.15 dargestellte SAFT-migrierter Tiefschnitt der Reflektivität. Aus dem Bearbeitungsablauf Faltung mit Sendesignal, Normierung, Bildung der Hilbert-Envelope und SAFT-Migration resultiert ein gut gegliedertes Bild von Bereichen hoher Reflektivität und reflexionsarme Zonen. Innerhalb der Abschnitte hoher Reflektivität kann auf eine Häufung akustischer Grenzflächen (petrographische Wechsel, Anhydritbänder, Kluftbereiche) geschlossen werden. In den Tiefschnitten sind keine ebenen Strukturen zu erkennen.

Die starke Verfaltung der Salinargesteine im Bereich der Untertage-Bohrung HB1 stellt hohe Ansprüche an das geophysikalische Auswerteinstrumentarium. Nur in der gemeinsamen Betrachtung der Ergebnisse der Einzelverfahren kann ein schlüssiges Strukturbild erarbeitet werden. Deshalb wird bei den Tiefschnitten jeweils eine weitere Darstellungsvariante vorgelegt, in der wesentliche Ergebnisse der Georadar-Erkundung bzw. Geoelektrik eingetragen sind. Farbliche Grundlage der Darstellungen 4.17 bis 4.20 bildet der in Anl. 4.15 dargestellte Tiefschnitt der akustischen Reflektivität.

Aus Abb. 4.16 geht hervor, dass sich die Mehrzahl der Georadar-Reflektoren an den Grenzen von Homogenbereichen der akustischen Reflektivität befinden. Es gibt im Georadar-Messbild sowohl Indikationen von sprunghaften Veränderungen des Dielektrizitätswertes in Grenzbereichen, in denen die akustische Reflektivität abnimmt als auch in Zonen in denen sie zunimmt. Die Änderungen der akustischen Impedanz scheinen weniger sprunghaft als die der

Dielektrizitätszahl der Salzgesteine. Dies ist auf den Einfluss von Klufkörpern zurückführbar, die nicht den petrographischen Grenzen folgen. So ist das Hartsalzband, welches als im Radargramm als Leithorizont in 30...55 m Entfernung vom Stoß zu erkennen ist, kein ebener Reflektor für die Schallwellen.

Sowohl mit der Bildung der Reflektivitätsdifferenz als auch des Reflektivitätsgradienten wurden Parameter abgeleitet, die Zonen starker lokaler Veränderungen der mechanischen Eigenschaften der Salinargesteine abbilden.

Die in den Abbildungen 4.17 und 4.18 dargestellte Reflektivitätsdifferenz (Differenz von Hilbert-Envelope der ungefalteten und Hilbert-Envelope der mit dem Sendesignal gefalteten Messdaten) zeigt Extremwerte in Bereichen in denen Phasensprünge im Messsignal auftreten, die auf den Einfluss starker lokaler Reflektoren oder Streuer der Ultraschallsignale zurückführbar sind. Im SE der Bohrung HB1 sind in einer Entfernung von ca. 50 m vom Stoß nach NW, entgegen der geologischen Struktursituation, einfallende Strukturelemente zu erkennen, an denen markante Radarreflektoren absetzen. Gleiches gilt für den in Abb. 4.19 / 4.20 dargestellten Reflektivitätsgradienten (Normierung, Hilbert-Envelope, SAFT-Migration, Medianfilter, Vertikalgradient). In den Abschnitten, in denen ein Aussetzen der Radarreflektoren zu verzeichnen ist, muss also mit einer stärkeren mechanischen Beanspruchung der Salzgesteine gerechnet werden, mit der auch ein verstärkter Laugenandrang einhergehen kann.

In Abbildung 4.21 ist der Gradient der akustischen Reflektivität zusammen mit den Georadar-Reflektoren und dem aus der Inversion der geoelektrischen Messdaten resultierenden Widerstandsschnitt dargestellt. Diese Darstellung zeigt, dass sich in dem stoßnahen Profilabschnitt, in dem mit der Geoelektrik eine stärkere Durchfeuchtung nachgewiesen wurde, auch der Anteil mechanisch wirksamer Trennflächen maßgeblich ändert.

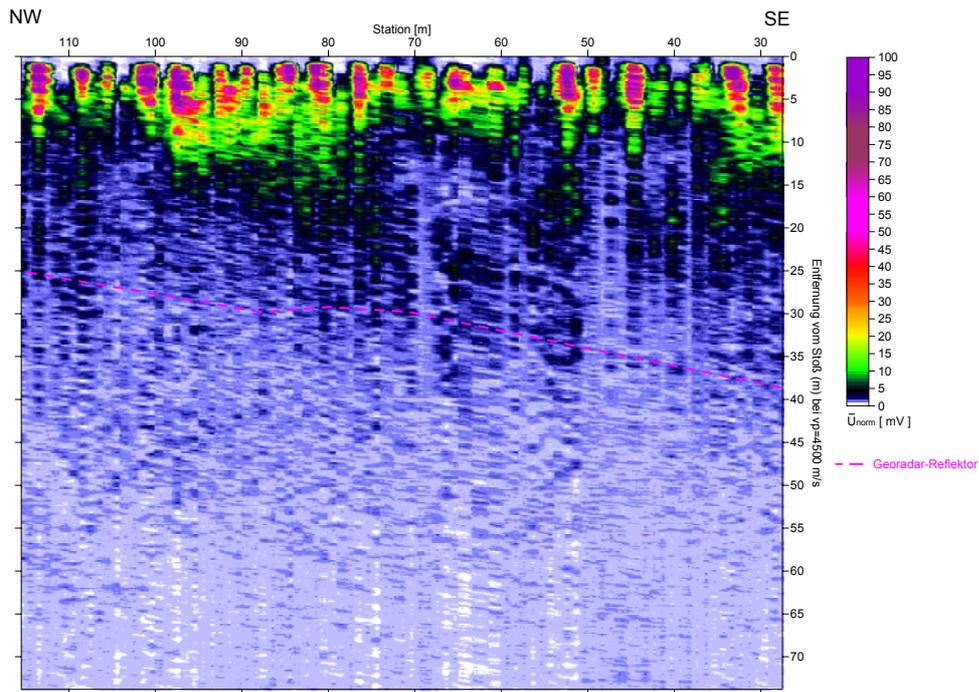


Abb. 4.12: tiefengestreckter Stapelzeitschnitt des Absolutwerts der normierten Messspannung im Ergebnis der Untersuchungen der 1. Messkampagne im März 2002

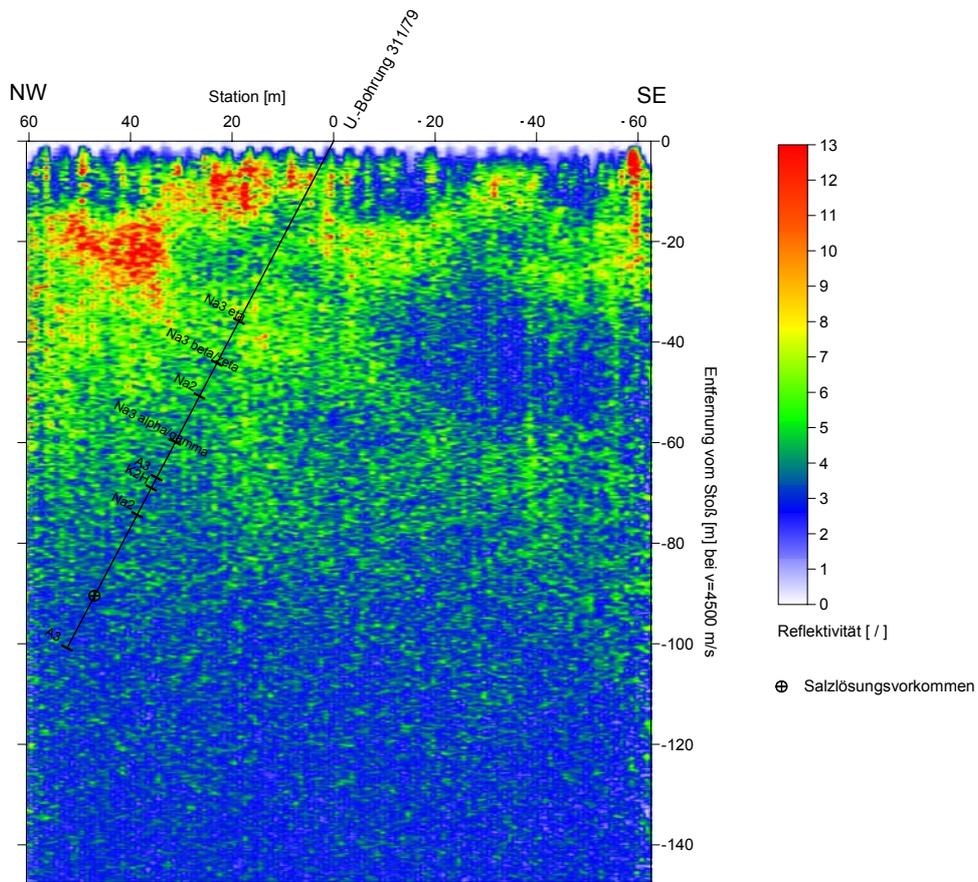


Abb. 4.13: tiefengestreckter Stapelzeitschnitt der Hilbert-Envelope des normierten Messsignals im Ergebnis der Untersuchungen der 2. Messkampagne im Februar 2003

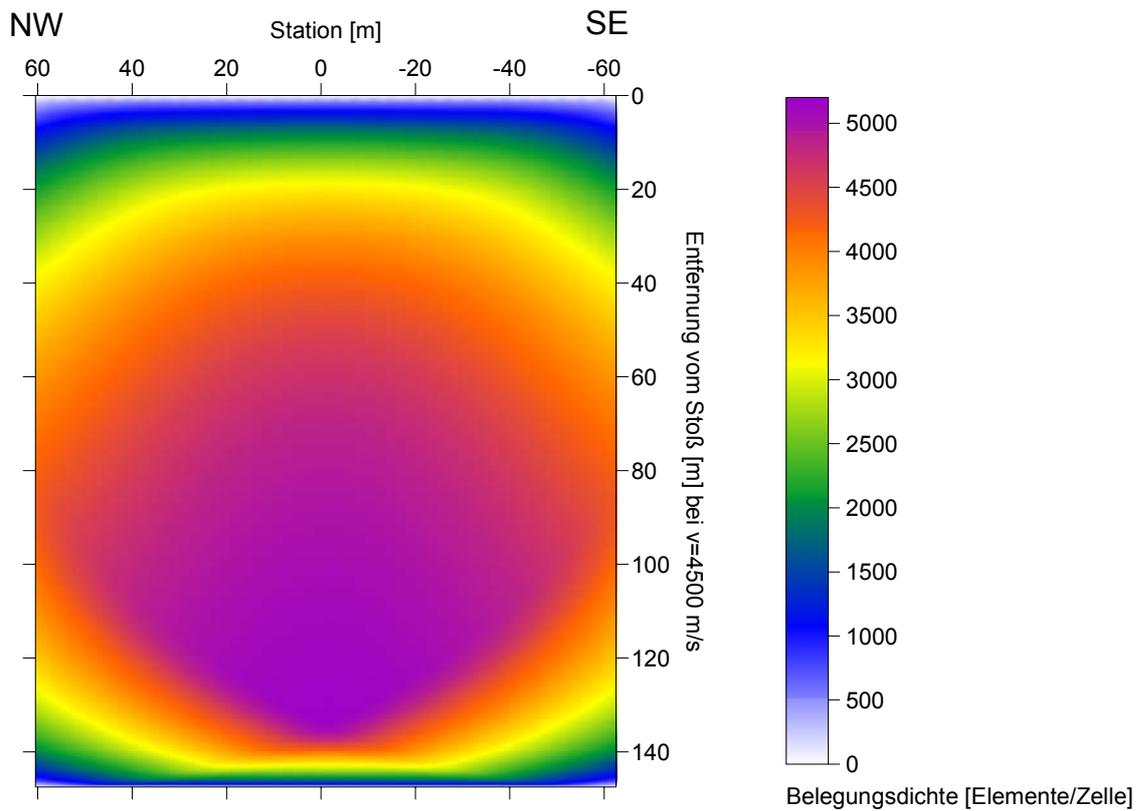
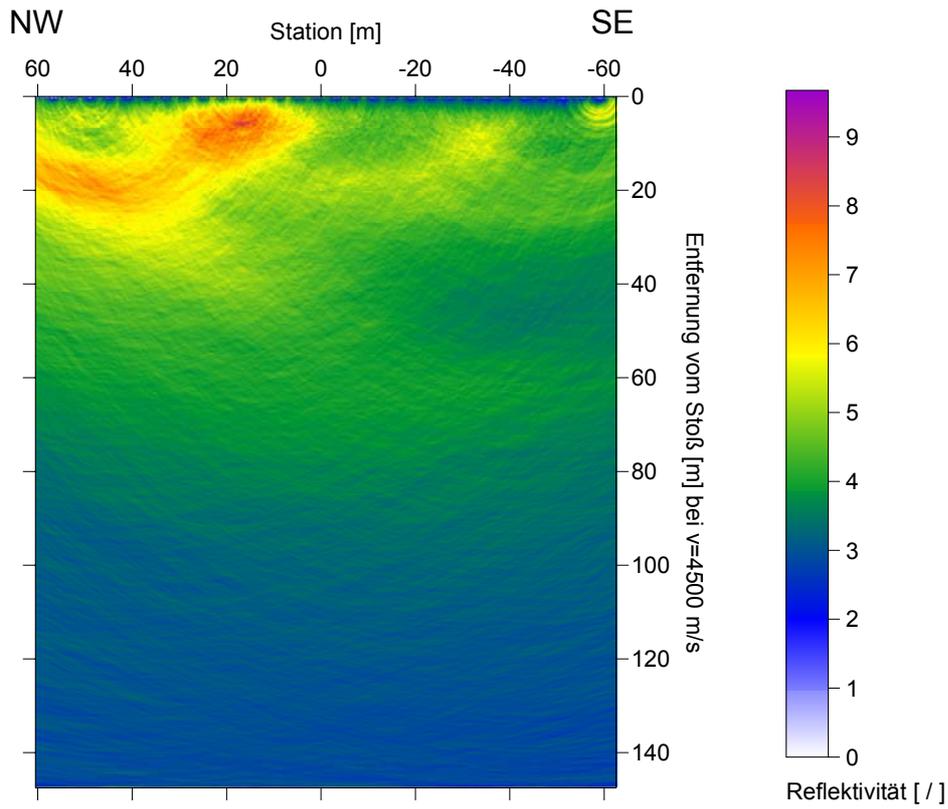


Abb. 4.14: oben: SAFT-migrierter Tiefenschnitt der Reflektivität (Normierung, Hilbert-Envelope) unten: Belegungsdichtematrix der Signalamplituden pro Flächenelement von $0,1 \times 0,1 \text{m}^2$

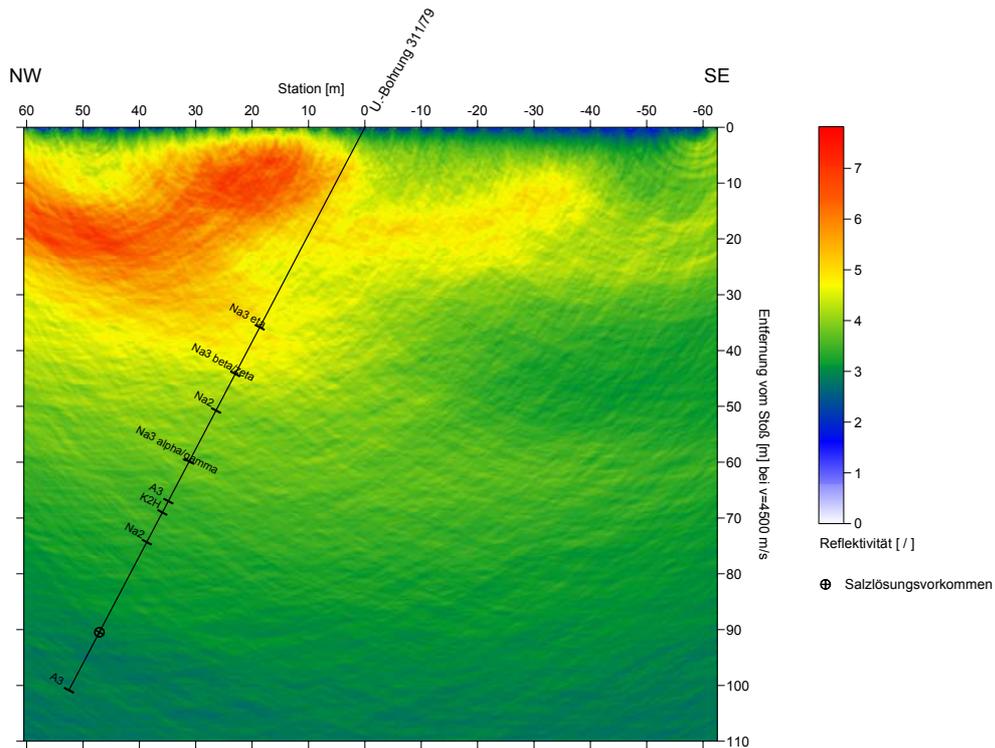


Abb. 4.15: SAFT-migrierter Tiefenschnitt der Reflektivität (Faltung mit Sendesignal, Normierung, Hilbert-Envelope)

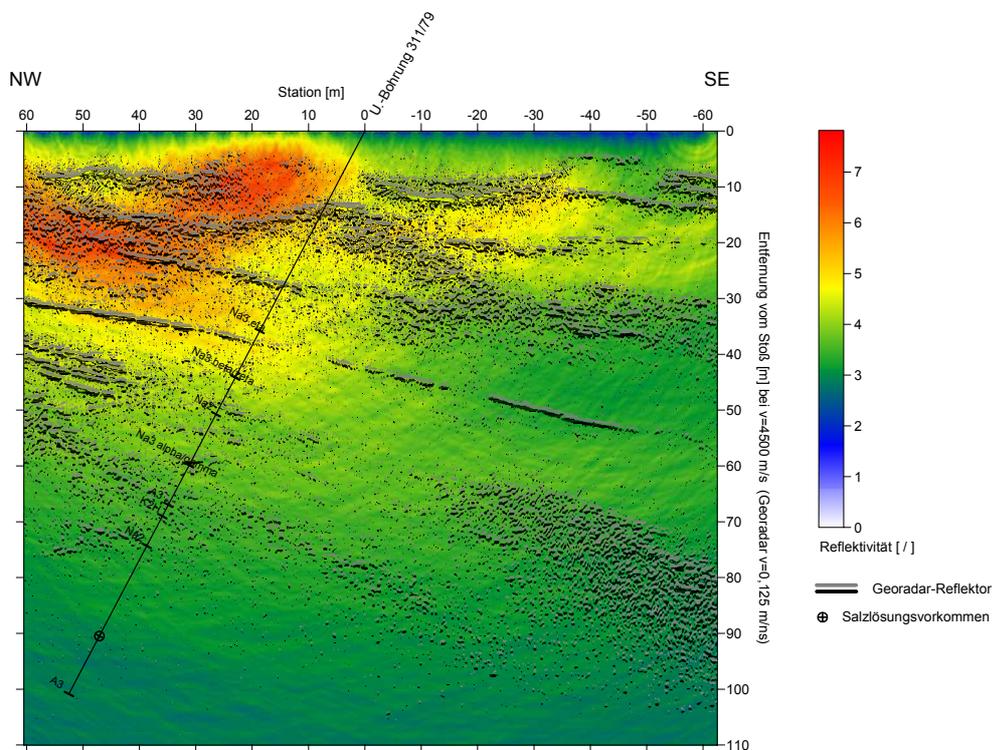


Abb. 4.16: SAFT-migrierter Tiefenschnitt der Reflektivität (Faltung mit Sendesignal, Normierung, Hilbert-Envelope), Eintrag der migrierten Georadar-Reflektorelemente (100 MHz)

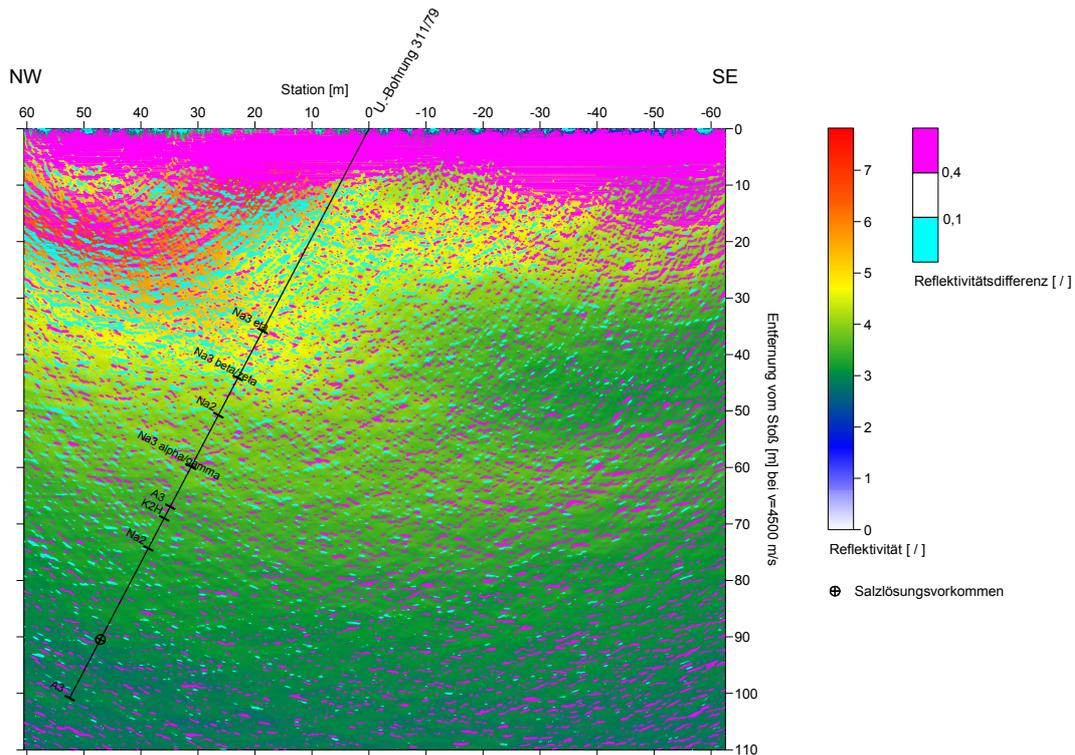


Abb. 4.17: SAFT-migrierter Tiefenschnitt der Reflektivitätsdifferenz (Differenz von Hilbert-Envelope der ungefalteten und Hilbert-Envelope der mit dem Sendesignal gefalteten Messdaten)

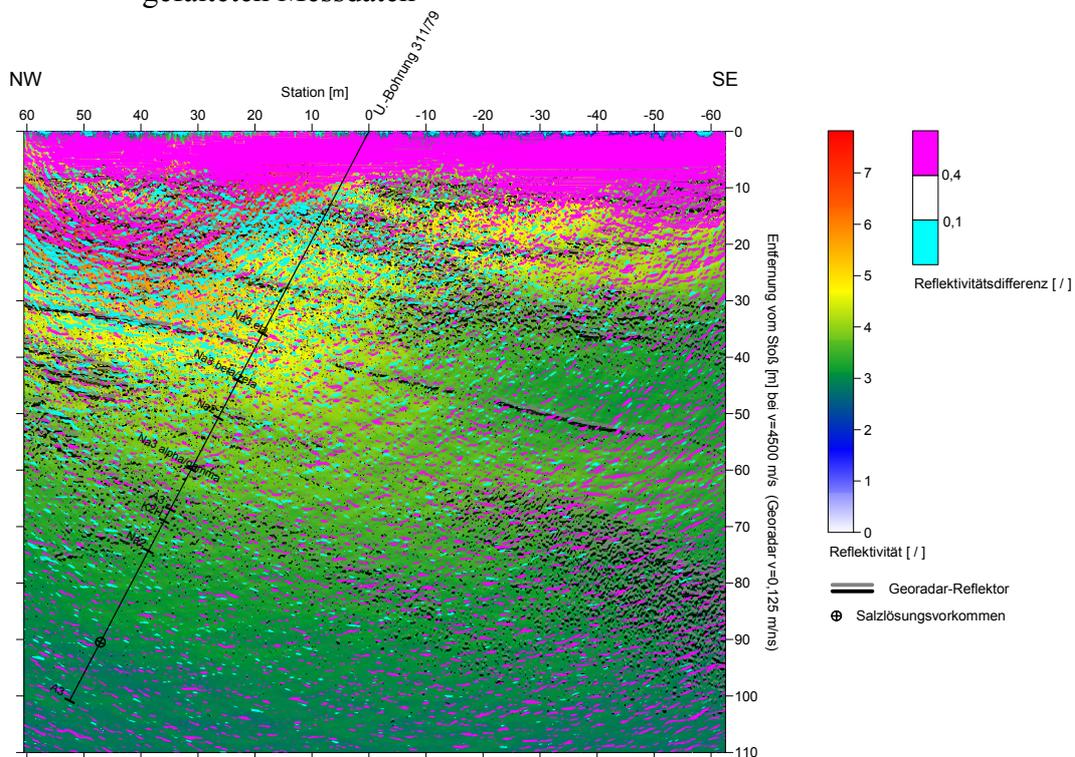


Abb. 4.18: SAFT-migrierter Tiefenschnitt der Reflektivitätsdifferenz (Differenz von Hilbert-Envelope der ungefalteten und Hilbert-Envelope der mit dem Sendesignal gefalteten Messdaten, Eintrag der migrierten Georadar-Reflektorelemente (100 MHz))

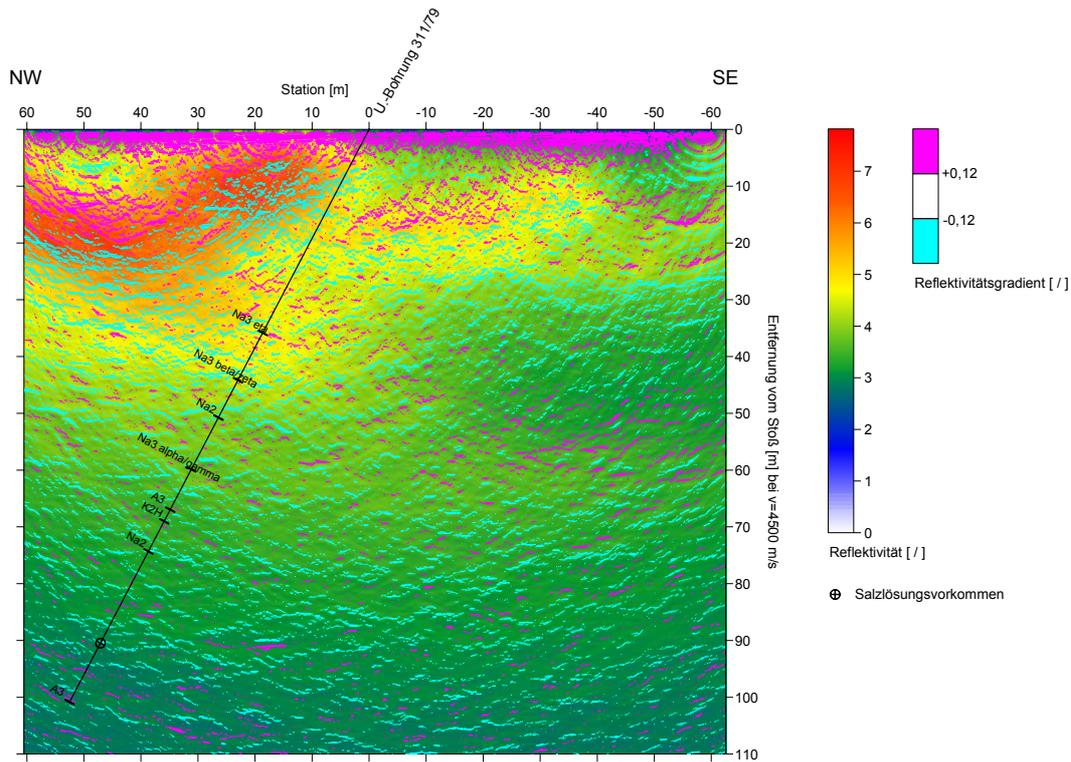


Abb. 4.19: Tiefenschnitt des Reflektivitätsgradienten (Normierung, Hilbert-Envelope, SAFT-Migration, Medianfilter, Vertikalgradient)

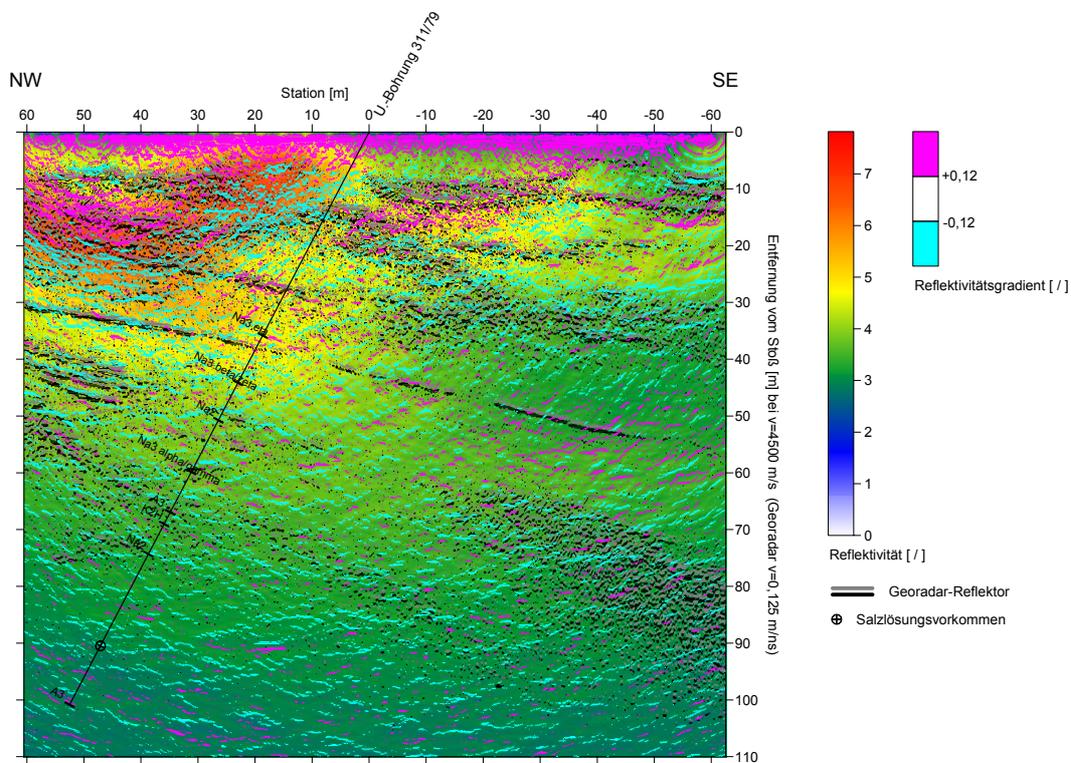


Abb. 4.20: Tiefenschnitt des Reflektivitätsgradienten (Normierung, Hilbert-Envelope, SAFT-Migration, Medianfilter, Vertikalgradient), Eintrag der migrierten Georadar-Reflektoren (100 MHz)

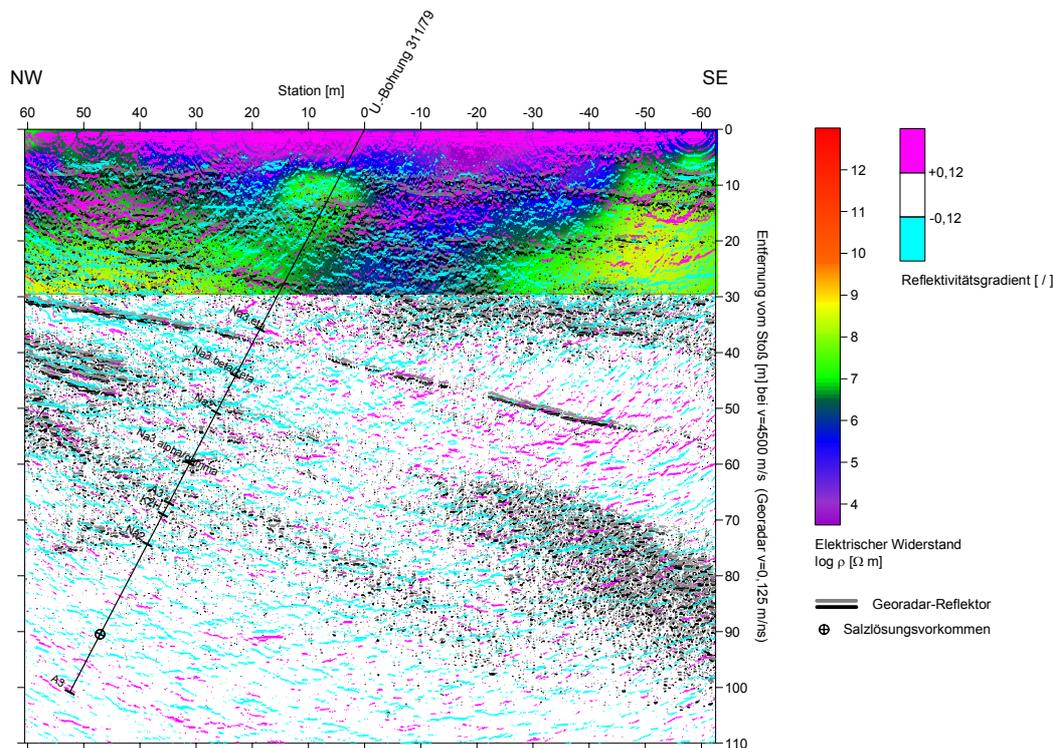


Abb. 4.21: Tiefenschnitt des Reflektivitätsgradienten (Normierung, Hilbert-Envelope, SAFT-Migration, Medianfilter, Vertikalgradient), Eintrag der migrierten Georadar-Reflektoren (100 MHz), Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes aus Messungen am SW-Stoß

4.5 Schlussfolgerungen, Ausblick

Das Sonarverfahren ist in der Lage, zerstörungsfrei, d.h. ohne Erkundungsbohrungen, hochauflösende Informationen über geomechanische Parameter zu liefern. Es stellt bis zu Reichweiten von ca. 100 m eine wichtige Ergänzung zu den Georadarmessungen dar. Das gilt insbesondere in den Einsatzfällen, wo die Eindringtiefe der Georadarmessungen durch feuchte Schichten begrenzt wird. Direkte Aussagen zur Durchfeuchtung des Gebirges, wie sie die Geoelektrik bis etwa 25 m Tiefe liefert, sind nicht möglich. Im Zusammenspiel der drei Verfahren Radar, Sonar und Widerstandselektrik ist unter Hinzunehmen von geologischen und bergmännischen Erfahrungen eine Erkundung von Problemzonen, die zu Laugezuflüssen führen können, möglich.

Speziell für die Anwendung des Geosonarverfahrens sollte bei zukünftigen Messeinsätzen zur Ankopplung in kurzen, etwa 1 m langen Bohrlöchern, wie in Bischofferode [9] praktiziert, zurückgekehrt werden. In Bereichen stark geschädigter Saumzonen versprechen die Anwendung der Bohrlochankopplung und die in diesem Vorhaben entwickelten Interpretationsmethoden noch aussagekräftigere Ergebnisse als in diesem Bericht vorgestellt.

4.6 Literatur

- [1] SCHÖN, J. (1983): Petrophysik. Akademie-Verlag, Berlin
- [2] BUTTKUS, B. (1991): Spektralanalyse und Filtertheorie in der angewandten Geophysik. Springer-Verlag.
- [3] HOFFMANN, R. (1998): Signalanalyse und –erkennung. Springer-Verlag.
- [4] BURR, E., GROSSE, C. U., REINHARDT, H.-W. (1997): APPLICATION OF A MODIFIED SAFT- ALGORITHM ON SYNTHETIC B- SCANS OF COARSE GRAINED MATERIALS. Otto- Graf- Journal Vol. 8, 1997 30.
- [5] KÜHNICKE, H. (1997): Geophysikalische Erkundung von Auflockerungs- und Kluftzonen - eine zerstörungsfreie Prüfung in anderen Dimensionen. DGZfP Jahrestagung, Dresden.
- [6] KÜHNICKE, H., REUTTER, O., SCHUBERT, F. (1999): Sonarverfahren zur geophysikalischen Erkundung von Problemzonen im Salinar. 4. Statusgespräch zur Entsorgung gefährlicher Abfälle in tiefen geologischen Formationen, 14.-15. Sept., Clausthal-Zellerfeld.
- [7] KÜHNICKE, H., REUTTER, O., SCHUBERT, F. (2000): Zerstörungsfreie Messmethoden zur Charakterisierung und Überwachung von Auflockerungszonen", 51. Berg- und Hüttenmännischer Tag, 14.-16. Juni 2000, Freiberg.
- [8] ZIMMER, U. (2001): Quantitative Untersuchung zur Mikrorissigkeit aus akustischen Gesteinseigenschaften am Beispiel von Steinsalz und Anhydrit. Dissertation, Technische Universität Berlin, Fakultät VI – Bauingenieurwesen und Angewandte Geowissenschaften.
- [9] KÜHNICKE, H., REUTTER, O., SCHUBERT, F. (2001): BMBF–PTWT+E Abschlussbericht Vorhaben 02 C 05 8 „Komplexes Mess- und Auswerteinstrumentarium für die untertägige Erkundung von Problemzonen der geologischen Barriere von Endlagern und Untertagedeponien (UTD) im Salinar – Einbeziehung Sonarverfahren“
- [10] KÜHNICKE, H., SCHULZE, E. (2002): BMBF–PTWT+E -Abschlussbericht Vorhaben 02 C 0537 „Entwicklung und In-situ-Test akustischer Verfahren zur zerstörungsfreien Beurteilung von Auflockerungszonen im Salinar“
- [11] JACOBS, F. ET AL. „Geophysikalische Erkundung als Beitrag zur Bewertung der Langzeitsicherheit von Endlagern und Untertagedeponien“, Poster zur 63. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 24.-28.2.2003 in Jena.
- [12] JUST, A. ET AL.: Geophysical Investigation for the Evaluation of the long-time Safety of Repositories and Underground Disposals in deep geological Formations, Poster auf der EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nizza, Frankreich, 06. - 11. 4. 2003.

5 Komplexe Auswertung und Interpretation

Ziel des Projektes war es, mit Hilfe der Kombination leistungsstarker geophysikalischer Verfahren (Seismik, Radar, Geoelektrik, Elektromagnetik und Sonar) den Informationsgehalt der einzelnen Messdaten besser auszunutzen und dadurch auch in ungünstigen geologischen Situationen die Aussagesicherheit gegenüber den Einzelverfahren wesentlich zu verbessern. Im Rahmen des Vorgängerprojektes war bereits ein komplexes Mess- und Auswerteinstrumentarium für die untertägige Erkundung von Problemzonen der geologischen Barriere von Endlagern und Untertagedeponien im Salinar entwickelt worden (FKZ: BMBF-02C -0558, -0568, -0578, KULENKAMPFF ET AL. 2002).

Die Erfahrungen und methodischen Entwicklungen aus dem Vorgängerprojekt galt es nun auf einen neuen Referenzstandort mit anderen geologischen Verhältnissen zu übertragen. Ausgewählt wurde ein Kaliwerk bei Wunstorf, westlich von Hannover. Im Gegensatz zu der söhligten Lagerung der geologischen Schichten am Standort Bischofferode bestand die Herausforderung am neuen Standort in den komplizierten geologischen Verhältnissen einer Salzsattelstruktur mit engen Verfaltungen und Zerscherungen steil gelagerter Schichten (siehe Kap. 2.1). Die Rahmenbedingungen an beiden Standorten stellen daher aus geologischer Sicht zwei Extremsituationen dar, an denen die komplexe Auswertung und Interpretation des geophysikalischen Messsystems erfolgreich angewendet und weiterentwickelt werden konnte. Ein künftig beliebiger Standort wird eine Querschnittsaufgabe dieser Extremsituationen sein.

Auf dem Referenzmessprofil am SW-Stoß der 480 m Sohle kamen insgesamt fünf geophysikalische Messverfahren zum Einsatz. Gemessen wurde auf einem Profilmeterbereich von -250 m bis +250 m, bezogen auf den Nullpunkt, definiert bei der Horizontalbohrung HB1, positiv in Richtung NW. Die Länge und Lage der Profile der einzelnen Messverfahren war unterschiedlich (siehe Kapitel 2.2). Die kürzeren Profile waren zunächst so angelegt, dass die durch die beiden Horizontalbohrungen HB1 (Profilmeter 0 m) und HB2 (+90 m) erbohrten Salzlösungsvorkommen mittig auf dem Profil erfasst werden konnten.

Im folgenden sind die Daten zu den Profilanlagen der einzelnen Messverfahren kurz aufgelistet:

Geophysikalische Messverfahren des komplexen Mess- und Auswerteinstrumentariums mit Daten zu Messanordnung und Profilanlage am Referenzstandort:

Geoelektrik

- Stoß-Profil: -130 m bis +248 m (insgesamt)
- Sohlen-Profil: -12 m bis +50 m
- Elektrodenabstand: 2 m
- Messanordnung: Dipol-Dipol
- Mess-Systeme:
 - RESECS-Multielektrodenapparatur:
 - Pseudosektion: -70 m bis +248 m
 - Dipolabstand: 4 m bis +124 m
 - Dipolweite: 2 m
 - Sohlenprofil: -12 m bis +50 m, Dipol-Dipol, Dipolweite 2 m
 - RESECS-Stromeinspeisung und RefTek-Spannungsmessungen:
 - Pseudosektion: -65 m bis 182 m
 - Dipolabstand: 8 m bis 220 m
 - Dipolweite: 2 m

- MPS-2-Stromeinspeisung und RefTek-Spannungsmessungen:
 - Pseudosektion: 120 m bis 182 m
 - Dipolabstand: 126 m bis 224 m
 - Dipolweite: 2 m bis 6 m
- Auflösung: ~ 2 m

Seismik

- Gesamtprofillänge: 0 m bis 224 m
- überdeckte Profillänge: 32.5 m bis 191.5 m (159 m)
- Anregungspunkte: 3 x 41 Anregungspunkte, Abstand 4 m,
- Geophonpunkte: 0 m bis 224 m, Geophonabstand: 1 m
- CMP-Punktabstand: 0.5 m
- Samplerate: 0.25 ms (Aufzeichnungsdauer: 250 ms)
- Überdeckungsgrad: bis 24fach
- Tiefenkonversion: mit 4500 m/s
- Hauptfrequenz: 1100 Hz
- Wellenlänge: ~ 4 m

Radar

- Stoß-Profil: -250 m bis 250 m (100 MHz) und
-150 m bis 176 m (25 MHz)
- Sohlen-Profil: -50 m bis 50 m (250 MHz)
- Common Offset Messung
- Frequenzen: 100 MHz, 25 MHz, 250 MHz (Sohle)
- Tiefenmigration: mit 0.125 m/ns
- Rundum-/Peilmessung: u.a. Profilmeter -40 m
- Wellenlänge: ~ 13 cm (100 MHz) und ~ 5 m (25 MHz)

Elektromagnetik

- Messprofil: -250 m bis 250 m
- Messpunktabstand: 20 m Common offset Messung
- Sender-Empfänger-Abstand: 100 m
- Spulen-Anordnung: vertikal-koplanar
- Frequenzen: 440 Hz, 880 Hz, 3520 Hz, 7 kHz, 56 kHz

Sonar

- Messprofil: -60 m bis 60 m
- Anregungspunkte: -59 m bis 57 m, Abstand: 4 m,
- Sensoren: -66 bis 64 m, Abstand: 2 m
- Geophone: 0 m bis 224 m, Geophonabstand: 1 m
- CMP-Punktabstand: 1.0 m
- Samplerate: 4 μ s (Aufzeichnungsdauer: 262 ms)
- Überdeckungsgrad: regulär 4-fach
- Energiestapelgrad: 10fach
- Tiefenmigration: mit 4500 m/s
- Mittenfrequenz: 15 kHz

5.1 Geophysikalisches Modell

Aus den Ergebnissen aller Einzelmessungen wurde ein gemeinsames geophysikalisches Modell erstellt und auf dem Profilabschnitt von -100 m (SE) bis $+250$ m (NW) in einem Horizontalschnitt durch das Referenzmessprofil am SW-Stoß bis in eine Tiefe von 150 m ins Gebirge hinein dargestellt (Abb. 5.1). Für die Einzelergebnisse aus der Seismik und dem Georadar, die Informationen über Lage und z.T. Typ von Reflektoren elastischer bzw. elektromagnetischer Wellen enthalten, sind linienhaft die Reflektoren der Wellenverfahren eingezeichnet. Die Ergebnisse der horizontalen Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstands aus der Geoelektrik als diffusivem Verfahren und die Ergebnisse der Verteilung der akustischen Reflektivitäten aus dem Sonar, einem Wellenverfahren, tragen farbige Flächensignatur. Die elektromagnetischen Messungen waren bedingt durch Störeinflüsse in der Strecke nur schwer quantitativ interpretierbar. Die Ergebnisse der Elektromagnetik wurden daher nicht in das geophysikalische Modell mit einbezogen, sie zeigen im Profilbereich zwischen 0 m und $+50$ m eine starke Anomalie mit einem Maximum bei $+40$ m. Zum Vergleich mit den erbohrten Schichten der Horizontalbohrungen wurden zusätzlich die Bohrprofile mit den angetroffenen Salzlösungsvorkommen in das geophysikalische Modell eingefügt. Die Ergebnisse sind hinterlegt mit dem 100 MHz-Radargramm.

Die Einzelergebnisse aus Seismik-, Radar-, Sonar- und Geoelektrik-Messungen ergänzen sich in der gemeinsamen Darstellung gegenseitig zu einem umfassenden Gesamtbild. Infolge der sehr unterschiedlichen Eindringtiefen greifen in einem Tiefenbereich jeweils immer nur die Ergebnisse einiger der Messverfahren ineinander. Als Extrembeispiele seien mit einer Eindringtiefe von maximal bis 30 bis 40 m die Geoelektrik genannt und die Seismik, die mit 150 m eine sehr große Eindringtiefe erreicht, jedoch im stoßnahen Bereich wenig zur Detailerkundung beitragen kann. Infolgedessen haben die Ergebnisse der Geoelektrik und der Seismik wenig räumliche Überschneidung. Einzig die auf zwei Messfrequenzen basierenden Radardaten decken den gesamten Tiefenbereich bis über 100 m ab. Die Radarmessungen überdecken den Bereich aller anderen Messergebnisse über den gesamten Profil- und Tiefenbereich und wurden daher zur räumlichen Abgrenzung für das geophysikalische Modell herangezogen. Die Ergebnisse aus Seismik, Radar, Sonar und Geoelektrik ergeben eine ausgezeichnete Übereinstimmung in den Strukturelementen, die das geophysikalische Modell dominieren. Zahlreiche Radar-Reflektoren prägen das Gesamtbild durch verhältnismäßig eng beieinander liegende Strukturelemente, die grob NNW-SSE streichen. Einige davon können anhand der Bohrprofile und der Stoßkartierung geologisch angesprochen werden.

Auffällig sind die Radarreflektoren einer Sylvinit- und einer Hartsalzschicht, die sich bei der HB2 etwa 30 m vom Stoß entfernt befinden und auf einer Länge von fast 300 m nahezu parallel zum Stoß verfolgt werden können. Bei Profilmeter $+215$ und $+220$ m treten beide Reflektoren an den Stoß, wobei das Hartsalzband bei $+220$ m in der Geoelektrik eine Anomalie mit lokal auf $\text{ca. } 10^6 \Omega\text{m}$ erniedrigten spezifischen elektrischen Widerständen verursacht. Eine teilweise starke Deformierung der Schichten zeigt sich an einem nördlich von 250 m austreichenden zweiten Hartsalzband, das zwischen Profilmeter $+100$ und $+150$ m mit dem erstgenannten Hartsalzband verschmilzt und auch in der Horizontalbohrung HB2 erbohrt wird.

Geophysikalisches Modell im Horizontalschnitt der 480 m Sohle

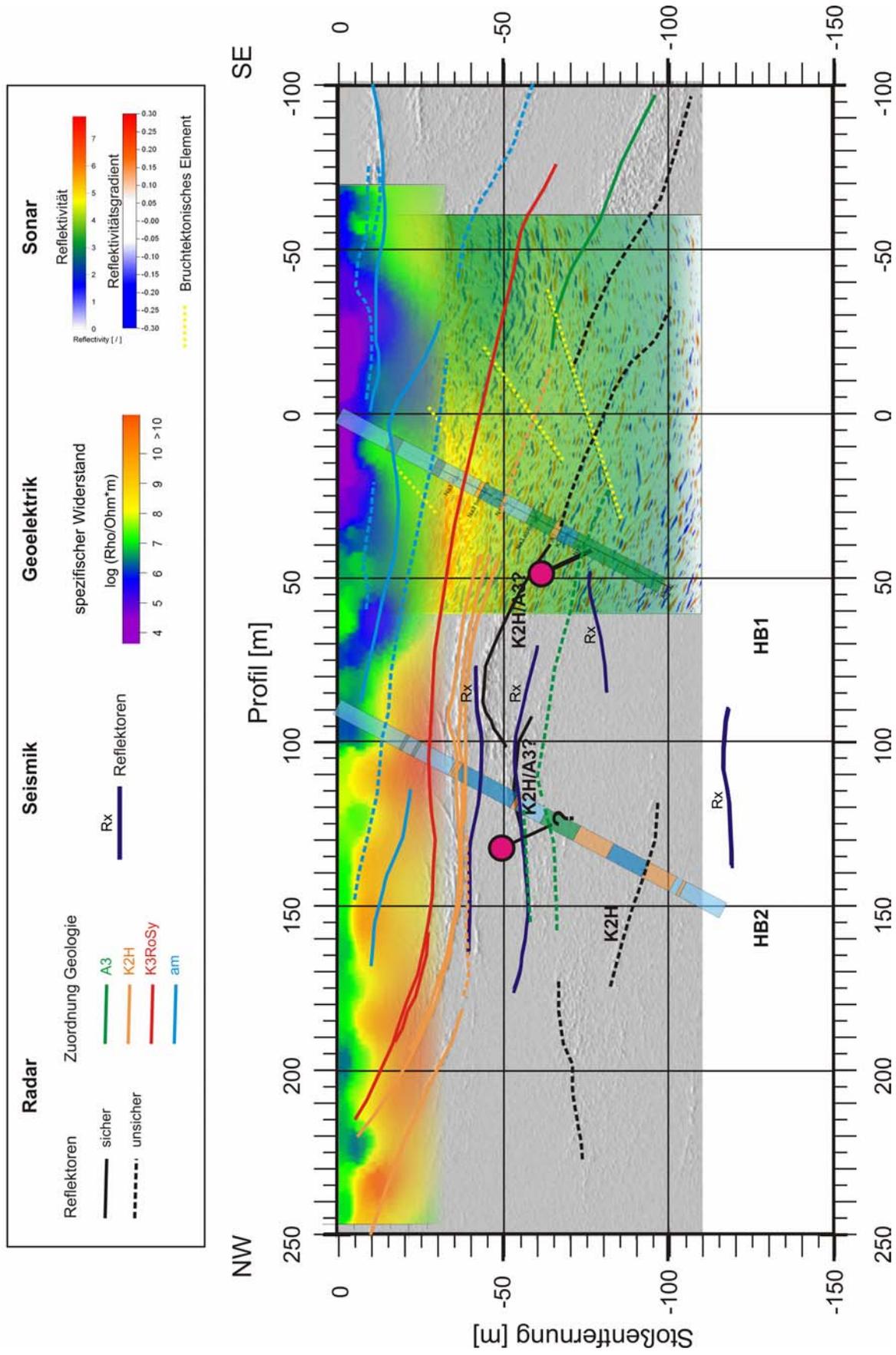


Abb. 5.1: Geophysikalisches Modell als Ergebnis der geophysikalischen Messungen auf dem Referenzprofil im Horizontalschnitt durch den SW-Stoß der Wetterstrecke

Hier tritt im Profilbereich von 80 m bis 165 m auch ein nahezu stoßparalleler, ca. 40 m vom Stoß entfernter Seismik-Reflektor auf, der in seiner Lage ungefähr mit dieser Schar von mehreren eng beieinander liegenden Radar-Reflektoren, die als Hartsalzbänder angesprochen werden können, übereinstimmt. In diesem Bereich wird vom Radar auch ein hyperbelförmiger Reflektor ausgewiesen, dessen Scheitelpunkt (bei ca. +85 m) den Seismik-Reflektor berührt, und der sich in südlicher Richtung bis Profilmeter -30 m bis in eine Tiefe von +100 m fortsetzt.

Im Bereich südöstlich der Bohrung HB1 wurde in den Radarmessungen ein typisches frequenzabhängiges Reflexionsverhalten einer Gradientenzone festgestellt. Zusammen mit dem in der HB1 in etwa dieser Raumlage erbohrten Salzlösungsvorkommen liefert dies stichhaltige Hinweise auf eine Durchfeuchtung bzw. auf ein Laugenreservoir in der erbohrten Anhydrit-Schicht. Zwischen Profilmeter 0 m und -100 m befinden sich in 60 bis 100 m Entfernung zum Stoß ähnlich geartete Radar-Reflektoren, die ebenfalls als durchfeuchtete Anhydrit-Scholle interpretiert werden können.

In einem Profilbereich erhöhter Reflektivität zwischen +100 und +150 m und etwa +55 bis +60 m Entfernung zum Stoß wird sowohl vom Radar als auch von der Seismik ein Reflektor ausgewiesen. Ein großer seismischer Reflexionskoeffizient lässt auf einen starken seismischen Impedanzkontrast schließen, der die Schichtgrenze zwischen Steinsalz (Na3) und Anhydrit (A3) in diesem Bereich vermuten lässt. Hier, etwa 70 m entfernt vom Stoß, war auch in der Horizontalbohrung HB2 ein Laugenvorkommen erbohrt worden. Hinweise auf Bruchstörungen gibt es nach den Ergebnissen von Seismik und Radar nicht.

Ein sehr stoßnaher, schräg auf den Stoß zulaufender Reflektor wird zwischen Profilmeter 115 m und 170 m vom Radar ausgewiesen. Dort, wo abgeschätzt werden kann, dass dieser Reflektor am Stoß ausbeißt (etwa bei Profilmeter 180 m) weist die Geoelektrik ein lokal begrenztes Minimum mit Werten um $10^6 \Omega\text{m}$ auf. Aufgrund der Stoßkartierung kann das Reflektorelement als Anhydritmittel angesprochen werden, das zwischen +175 und +180 m ausstreicht und vermutlich dem auch in der Horizontalbohrung HB2 mit wenigen Metern Mächtigkeit erbohrten entspricht. Der Ausbiss eines weiteren, aber unsicheren Radarreflektors, der beide Bohrungen kreuzt und bei Profilmeter +150 m laut Ergebnis ausstreichen müsste, ist weder durch die Stoßkartierung belegt, noch geoelektrisch erfasst worden.

Dagegen weist die Geoelektrik zwischen Profilmeter +90 und +100 m eine lokale Widerstands-anomalie mit Werten unter $10^6 \Omega\text{m}$ unmittelbar am Stoß auf. Diese Anomalie korreliert offensichtlich mit dem Ausstreichen eines Anhydritmittel-Reflektors im Radar. Das Anhydritmittel ist in Bohrungsnähe leicht in Richtung des Stoßes deformiert und korrespondiert vermutlich mit dem in der Horizontalbohrung HB1 erbohrten Anhydritmittel. Eine Korrelation des Widerstandsminimums von $10^5 \Omega\text{m}$, das etwa bei Profilmeter +60 m liegt, mit einem der Anhydritmittel wäre möglich.

Die signifikante Widerstands-anomalie einer ausgedehnten Durchfeuchtungszone mit spezifischen elektrischen Widerständen unter $10000 \Omega\text{m}$ liegt zwischen Profilmeter -50 m und +40 m und damit in etwa im Bereich erhöhter akustischer Reflektivität, der mit Werten größer 4 bis in eine Stoßentfernung von 40 bis 50 m reicht. Große Reflektivitätsgradienten im Sonar werden um die Horizontalbohrung HB1 - insbesondere im nordwestlichen, stoßnahen Bereich - gemessen. Dies lässt auf Änderungen der akustischen Grenzflächen schließen, was im Gegensatz zu reflexionsarmen Zonen auf veränderte gebirgsmechanische Verhältnisse z.B. in Form von Auflockerungszonen hindeutet.

Die höchsten Reflektivitäten werden im Profilbereich von 0 m bis +60 m ausgewiesen und fallen mit einigen Radarreflektoren der Anhydritmittelsalze zusammen. Angesichts der durchfeuchtungsbedingten erhöhten Leitfähigkeit im Bereich von –50 m und +40 m ist eine stärkere Dämpfung der elektromagnetischen Wellen des Radarverfahrens zu erwarten. Ein Hinweis auf diese ausgedehnte Feuchtezone gibt es im Profilbereich von –20 m bis +40 m, wo mehrere Reflektoren der Hartsalzbänder, die 40 bis 60 m entfernt vom Stoß liegen, in ihrem kontinuierlichen Verlauf in südöstliche Richtung plötzlich bei etwa Profilmeter +40 m abbrechen. Ein mit dem Radar sicher erfasster Anhydrit-Reflektor taucht erst wieder ab Profilmeter –20 m auf und läuft in südliche Richtung weiter. Einzelne unsichere Radar-Reflektorelemente und ausgewiesene Seismik-Reflektoren treten noch in größeren Tiefen auf, können aber nicht mehr einander zugeordnet oder interpretiert werden. In diesem Bereich werden anhand der Sonarmessungen mehrere bruchtektonische Elemente im Profilbereich – +40 bis +30 m vermutet, die bis in eine Tiefe von etwa +90 m quer zu den Schichtenfolgen verlaufen.

Insgesamt ergibt das geophysikalische Modell anhand einer erhöhten akustischen Reflektivität, eines ausgeprägten Widerstandsminimums bis etwa 20 m Tiefe sowie einer verringerten Anzahl an Radar-Reflektorelementen in größeren Tiefen eine anomale Zone im Profilbereich zwischen –50 m und +50 m. Die Horizontalbohrung HB1 bei Profilmeter 0 m hatte in etwa 90 m Bohrungstiefe ein Salzlösungsvorkommen in der erbohrten Anhydritschicht ergeben, das durch eine südöstlich der Bohrung in 70 bis +100 m Tiefe gelegene Durchfeuchtungszone, die vom Radar als Gradientenzone erfasst wird, bestätigt werden kann. In diesem Profilabschnitt ergeben auch die Elektromagnetik-Ergebnisse große Anomaliewerte.

Im Bereich des in einer Bohrungstiefe von ca. 75 m in der Horizontalbohrung HB2 erbohrten Salzlösungszutritts bei Profilmeter +90 m werden von der Seismik und dem Georadar erhöhte Reflektivitäten ausgewiesen und Reflektorelemente erkannt, die der erbohrten Hartsalzschiefer und einem Anhydrit-Strukturelement zugewiesen werden können.

Das geophysikalische Modell kann durch die Wellenverfahren Seismik und Radar die geologischen Strukturelemente im SW-Stoß der Wetterstrecke gegenüber der a-priori-Information deutlich präzisieren. Der genaue Verlauf der verfalteten Hartsalz- und Sylvinitbänder und der geringmächtigen Anhydritmittel sowie die Grobstrukturierung der potentiell salzlösungsführenden Anhydrit-Schollen ist durch seismische und elektromagnetische Reflektoren gekennzeichnet.

Geotechnische Zusatzinformationen zu Bereichen erhöhter Gebirgs-Auflockerung und Gebirgs-Durchfeuchtung sowie zu Ausbreitungspfaden und potentiellen Wegsamkeiten entlang der geologischen Strukturelemente können die Messergebnisse aus dem Sonar, Georadar und der Geoelektrik geben. Eine weitreichende stoßnahe Durchfeuchtungszone im Profilbereich von –50 m bis +40 m, die sich vom Stoß bis in eine Entfernung von 15 bis 20 m, lokal bis 30 m, ins Gebirge hinein erstreckt, konnte geoelektrisch und elektromagnetisch nachgewiesen werden und ist zusätzlich gestützt durch Hinweise auf Gebirgsauflockerung und bruchtektonische Elemente aus den Sonarmessungen.

5.2 Charakterisierung von Problemzonen

Für den Bereich des Laugenvorkommens, das in der Horizontalbohrung HB1 in einer Teufe von ca. 80 m angetroffen worden war, konnte kein flächendeckender Datensatz aller angewendeten geophysikalischen Messverfahren gewonnen werden. Aufgrund der schwierigen geologischen Verhältnisse und wegen der bergtechnisch vorgegebenen Randbedingungen war die Erkundungstiefe einiger Verfahren stark eingeschränkt. Im Folgenden werden deshalb 3 Bereiche innerhalb des Messgebietes mit einer Kombination jeweils unterschiedlicher Verfahren und mit unterschiedlicher Zielsetzung näher untersucht. Es handelt sich dabei um den **streckennahen Bereich** um die Horizontalbohrung HB1 bei Profilkordinate $x = 0$ m (Georadar, EM, Sonar, Geoelektrik) unter Berücksichtigung der Sohlemessungen in diesem Bereich (Georadar, Geoelektrik), den Bereich der **Anhydritscholle** in einer Entfernung von etwa 60 m zur Messstrecke zwischen Profilkordinate 50 und 150 m (Georadar, Seismik) und um den Bereich des angebohrten **Laugenvorkommens** in einer Entfernung von etwa 80 m zwischen Profilkordinate -50 m und 50 m, über den nur das Radarverfahren ausreichend dichte Informationen lieferte.

5.2.1 Streckennaher Bereich um 0 m

Für den streckennahen Bereich um die Horizontalbohrung HB1 herum ($x = 0$ m) liegen Daten der Geoelektrik, EM, Radar und Sonar vor. Um die Verfahren vergleichen zu können, ist die Lage der dominanten Radarreflektoren (Abb. 5.2) teilweise in den Abbildungen der anderen Verfahren skizziert. Die vielen Reflexionen im streckennahen Bereich haben ihren Ursprung in Anhydritmittelsalzen (am) und Hartsalzschichten (K2H) sowie Sylviniten (K3RoSy), die in der Strecke teilweise austreichen (Stoßkartierung siehe Anhang). Die Lage der Radarreflexionen stimmt nur teilweise mit den Schichtgrenzen innerhalb der Bohrung überein. Infolge der starken Verformung des Gebirges sind die Schichtmächtigkeiten sehr unregelmäßig ausgeprägt, sodass nicht jeder Übergang bei der geologischen Aufnahme der Bohrkerne erkannt wurde. Schichten, die im Bohrkern sichtbar sind, können wenige Meter daneben bereits soweit ausgedünnt sein, dass sie keinen Radarreflektor mehr bilden. Ein weiterer Grund können Abweichungen der Reflektorelemente von der Messprofilebene sein, sodass sich nach der durchgeführten 2D-Migration nicht ganz korrekte räumliche Positionen der Reflektoren ergeben.

Die Sonarmessungen (Abb. 5.3) dürften von den Anhydritmittelsalzen beeinflusst worden sein; Grenzen erhöhter Reflektivität fallen teilweise mit den Radarreflektoren zusammen. Bei den kleinen Wellenlängen der Sonarmessung wird viel Energie im Bereich der Auflockerungszone reflektiert.

Abb. 5.4 zeigt das invertierte Ergebnis der Geoelektrik-Pseudosektion entlang des SW-Stoßes der 480 m-Strecke. Es ist keine direkte Übereinstimmung der Widerstandsverteilung weder mit den Radarreflektoren noch mit den Bereichen hoher Reflektivität beim Sonar zu erkennen.

Die EM-Messungen (Abb. 5.5) zeigen im Bereich um Profilkordinate 0 m eine erhöhte Out-of-Phase (OP)-Komponente, die auf einen Bereich mit höherer elektrischer Leitfähigkeit hindeutet und damit gut mit den Ergebnissen der Geoelektrik übereinstimmt. Das bei hohen Frequenzen (14 kHz) stärker ausgeprägte Maximum bei 0 m deutet auf einen oberflächennahen feuchten Bereich hin, was sich gut mit der Geoelektrik-Inversion deckt, nach der die Bereiche mit hoher Leitfähigkeit nahe der Strecke liegen (Abb. 5.4).

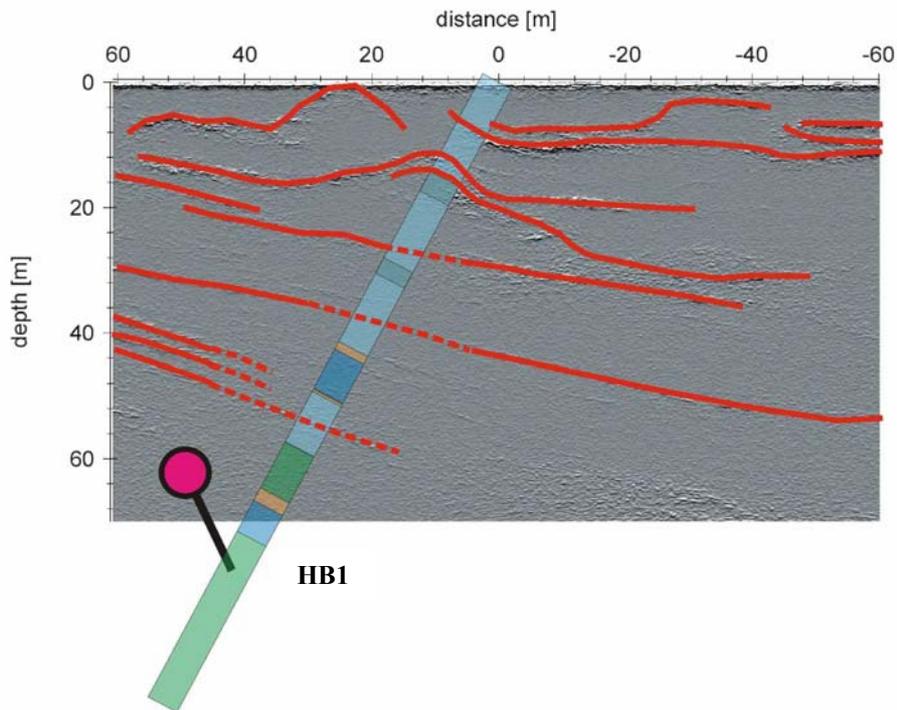


Abb. 5.2: Problemzone 1 - streckennaher Bereich um 0 m. Prozessiertes 250 MHz Radargramm entlang des SW-Stoßes der 480 m-Strecke: eingezeichnet sind die erbohrten Schichten mit der Horizontalbohrung HB1 (hellblau: Na3, blau: Na2, grün: A3, türkis: am, orange: K2H, K3RoSy) und die wichtigsten Reflektoren. Die Laugenstelle ist mit dem roten Zeiger markiert. Zum Vergleich s. Radargramm ohne Reflektoren (Abb. 5.6c).

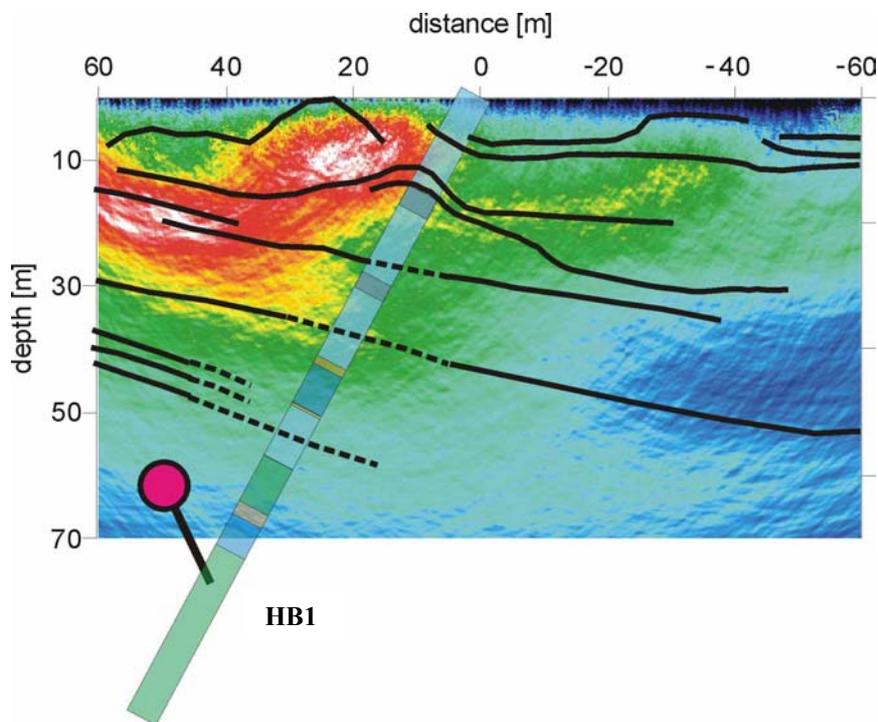


Abb. 5.3: Sonarmessung entlang des SW- Stoßes der 480 m-Strecke: Energieverteilung. Hohe Reflektivität rot, geringe Reflektivität blau. Eingezeichnet: Radarreflektoren sowie Lage und erbohrte Schichten mit der Horizontalbohrung HB1 (Abb. 5.2).

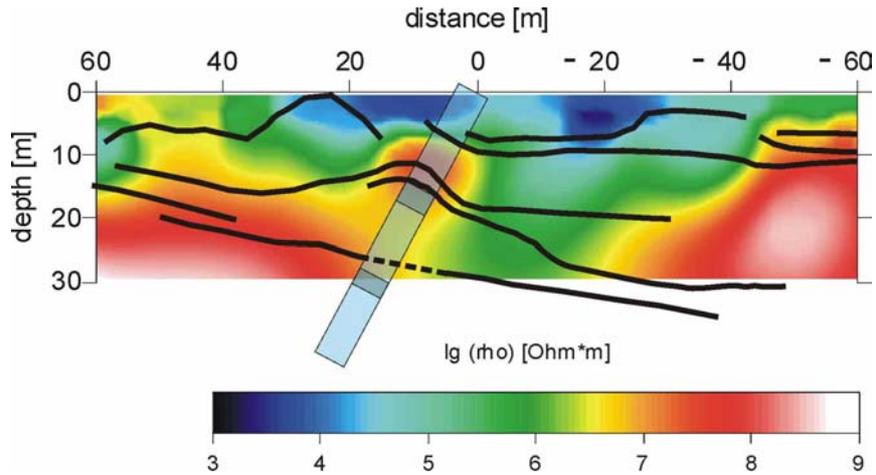


Abb. 5.4: Verteilung des spez. elektrischen Widerstands, invertierte Dipol-Dipol-Pseudo-sektion: Skizziert sind Lage und erbohrte Schichten der HB1 sowie die Radarreflektoren (Abb. 5.2).

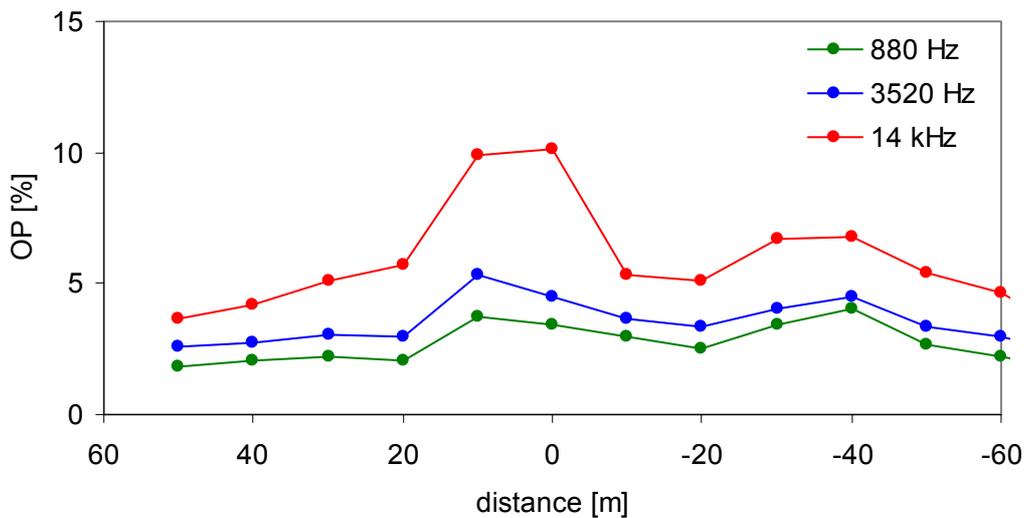


Abb. 5.5: EM-Messungen, Out-of-Phase-Komponente, Spulensystem: vertikal koplanar, 40 m Sender-Empfänger-Abstand.

Bei diesen beiden elektrischen Verfahren ist eine Richtungsangabe nur begrenzt möglich. Wegen der Messungen unter Tage, quasi im Vollraum, können die anomalen Bereiche prinzipiell um die gesamte Strecke verteilt liegen. Dies gilt insbesondere, wenn die Geoelektrik-Auslage ein Vielfaches des Streckendurchmessers beträgt. Bei der EM ist die Richtungsangabe bei maximaler Kopplung der Spulen mindestens zweideutig.

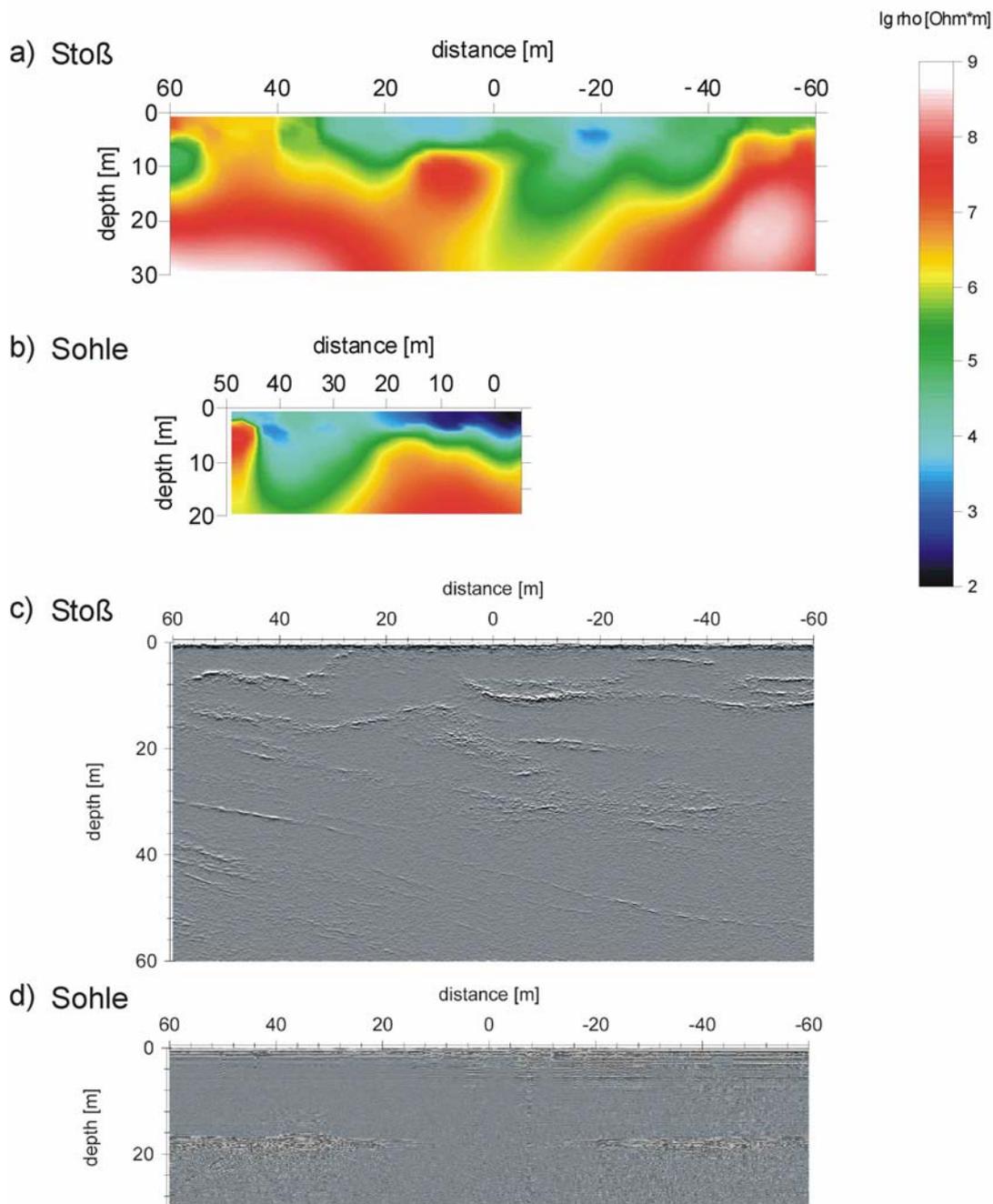


Abb. 5.6: Vergleich von Messungen in der 480-m-Sohle am SW-Stoß und an der Sohle: Inversion der Geoelektrik-Pseudosektion (Dipol-Dipol) (a) Stoß (b) Sohle; Georadar Common offset Messung (250 MHz) (c) Stoß (d) Sohle

Zur Eingrenzung der Mehrdeutigkeit bieten sich die Georadarmessungen an, die ebenfalls auf elektrische Leitfähigkeit sensitiv reagiert. Da bei der Stoßkartierung mit dem Radar (Abb. 5.6c) geringe Anzeichen für eine stoßnahe Durchfeuchtung in Form von aussetzenden Reflektoren oder eines veränderten Primärsignals erkennbar sind, könnte der Bereich mit erhöhter Leitfähigkeit auch in einer anderen Raumrichtung liegen. Bei Messung entlang der Sohle (Abb. 5.6d), bei der die Reflexion an der Firste der tiefer gelegenen Strecke kartiert wurde, fällt auf, dass dieser Reflektor auf einer Länge von etwa 35 m um Profilkordinate 0 m aussetzt. Durch weitere Messungen konnte nachgewiesen werden, dass die Durchfeuchtung

auf die unmittelbare Umgebung der oberen Messstrecke beschränkt ist (Erläuterungen siehe Kapitel 3.2.3). Die Inversion der Geoelektrik-Kartierung entlang der Sohle (Abb. 5.6b) liefert deutlich niedrigere spez. Widerstandswerte als bei der Stoßmessung (Abb. 5.6a), und einen anomalen, gut leitfähigen Bereich für $x < 20$ m, der sich exakt mit dem Bereich im Radargramm deckt, in dem der Radarreflektor aussetzt (Abb. 5.6d). Die Anomalie der geoelektrischen und elektromagnetischen Stoßkartierung hat demnach ihren Ursprung nicht nur in einem feuchten Bereich am Stoß, sondern auch in einer durchfeuchteten Sohle. Die Durchfeuchtung steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit Ablassversuchen des Laugenvorkommens aus der Horizontalbohrung HB1 (s. auch Kapitel 3.1.4).

5.2.2 Anhydritscholle

Die Seismik liefert in Bereichen, die weiter als 50 m von der Strecke entfernt liegen, als einziges Verfahren Zusatzinformationen zum Radarverfahren. Als Wellenverfahren eignet es sich primär zur Strukturerkundung von Schichtgrenzen und Störungen. Wegen der unterschiedlichen Ausbreitungseigenschaften elastischer Wellen im Steinsalz und Anhydrit zeichnen sich Anhydritschollen als Reflektoren ab. Die seismischen Parameter sind dabei auch stark abhängig von der Zerklüftung des Gesteins. Wegen der geringen Porositäten im Salzgestein sind selbst im Bereich eines Laugenvorkommens nur Wassergehalte von wenigen Vol% zu erwarten. Die Seismik liefert wegen der fehlenden Kontraste und der vermutlich geringen Ausdehnung deshalb keine direkten Hinweise auf ein Laugenvorkommen.

Die Radarwellen hingegen werden sowohl von den Schichtgrenzen im Salz als auch von unterschiedlichen Durchfeuchtungsgraden stark beeinflusst. Durch eine Kombination mit seismischen Messungen kann unter Umständen zwischen beiden Ursachen unterschieden werden.

Abb. 5.7 zeigt die Ergebnisse der 100 MHz und 25 MHz Radarmessungen. Die höherfrequenten Daten (100 MHz) zeigen ein besseres Auflösungsvermögen und die Wellen werden stärker an Schichtgrenzen innerhalb des Salzes reflektiert, z.B. an den Anhydritmittelsalzen (am) oder am Sylvinit (K3RoSy). Die 25 MHz Radardaten haben eine mit der Seismik vergleichbare Wellenlänge und dürften hauptsächlich von den Schichtgrenzen und Strukturen beeinflusst werden, die auch durch die Seismik aufgelöst werden. In Abb. 5.8 sind in das prozessierte Seismogramm die signifikanten Reflektoren der 100 MHz und 25 MHz Radarmessungen eingezeichnet.

Der oberste Reflektor im 25 MHz Radargramm (Abb. 5.7 links) deckt sich in etwa mit einem Bereich erhöhter Reflektivität im Seismogramm (Abb. 5.8). Dieses Reflektorelement gehört zu dem Bereich, der bei den Radarmessungen ein frequenzabhängiges Reflexionsverhalten aufzeigt. Dies stimmt mit der Lage des erbohrten Laugenvorkommens im Hauptanhydrit (A3) in HB1 überein und wird somit als Anzeichen für eine Durchfeuchtung des Gebirges gewertet (vgl. Kap. 3.2).

Die Reflektoren der höherfrequenten Radarmessungen (Abb. 5.7 rechts) sind nicht als seismische Reflektoren zu erkennen. Dies liegt daran, dass die Wellenlänge bei der Seismik zu groß ist, als dass die dünnen Schichtpakete im oberflächennahen Bereich (Anhydritmittelsalze (am) und Hartsalzsichten (K2H) bzw. Sylvinit (K3RoSy)) aufgelöst werden könnten. Des Weiteren unterscheiden sich die seismischen Impedanzen zwischen diesen Salzen nicht so deutlich wie zwischen Steinsalz (Na₂, Na₃) und dem Hauptanhydrit (A3).

Die Seismik liefert einen Beitrag zur Strukturerkundung in tieferen Bereichen, aus dem bei den hier vorliegenden geologischen Gegebenheiten außer dem Radarverfahren kein weiteres hier angewendetes geophysikalisches Verfahren Informationen liefern kann. Durch eine Kombination der beiden Verfahren kann präzisiert werden, um was für eine Schichtgrenze es sich bei den unterschiedlichen Radarreflektoren handelt.

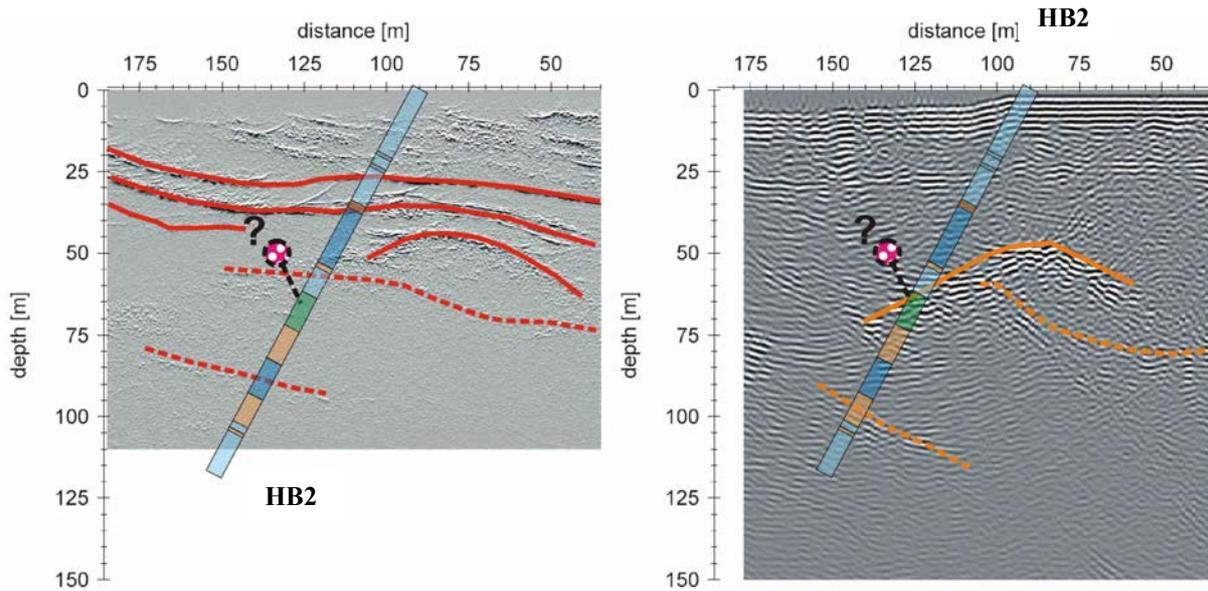


Abb. 5.7: Problemzone 2 - Anhydritscholle. Ausschnitt des prozessierten 100 MHz Radargramms (links) und 25 MHz Radargramms (rechts). Skizziert sind die wichtigsten Reflektoren und die erbohrten Schichten mit der Horizontalbohrung HB1.

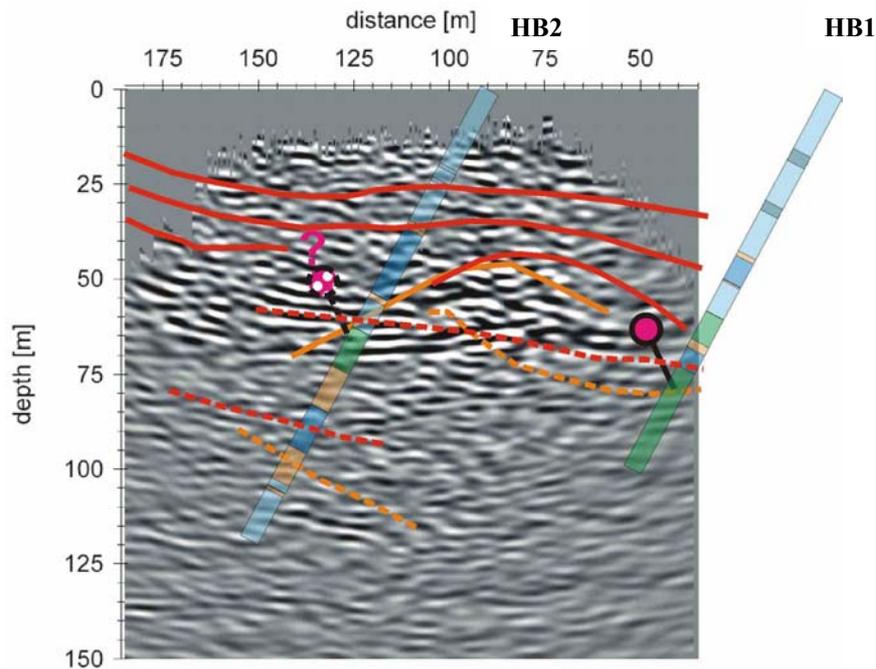


Abb. 5.8: Prozessiertes Seismogramm mit den erbohrten Schichten mit der Horizontalbohrungen HB1 und HB2 und Laugenvorkommen (Lokation in HB 1 bekannt, in HB 2 unsicher). Eingezeichnet sind die wichtigsten Reflektoren der Radarmessungen (100 MHz: rot, 25 MHz: orange; Abb. 5.7).

5.2.3 Laugenvorkommen in der Horizontalbohrung HB1

Das eigentliche Laugenvorkommen in der Horizontalbohrung HB1 in etwa 80 m Entfernung wurde nur mit dem Radarverfahren voll überdeckt. Um die Aussagekraft zu erhöhen, wurden die Profilmessungen entlang des SW-Stoßes mit drei Antennen mit unterschiedlichen

Mittelfrequenzen (25, 100, 250 MHz) durchgeführt. Erst durch einen Vergleich unterschiedlicher Frequenzen kann das Laugenvorkommen geortet und abgegrenzt werden (vgl. Kapitel 3.2.4). Der in Abb. 5.9 markierte Reflektor zeigt ein frequenzabhängiges Reflexionsverhalten, das charakteristisch für eine Gradientenzone, bzw. ein dahinter liegendes Laugenvorkommen ist. Die Anhydritscholle mit dem Laugenreservoir ist als schwacher Reflektor bei den 100 MHz Messungen in Abb. 5.7 zu erkennen und scheint mit einem Seismikreflektor übereinzustimmen (Abb. 5.8, oberer rot gestrichelter Reflektor). Das Gebirge ist vom Anhydrit-Körper aus mehrere Meter weit durchfeuchtet, wobei die Durchfeuchtung mit zunehmender Entfernung zum Laugenreservoir abnimmt. Das Laugenvorkommen scheint sich von Horizontalbohrung HB1 am NW-Rand (links) über den in Abb. 5.9 abgebildeten Bereich hinaus nach SE (rechts) zu erstrecken.

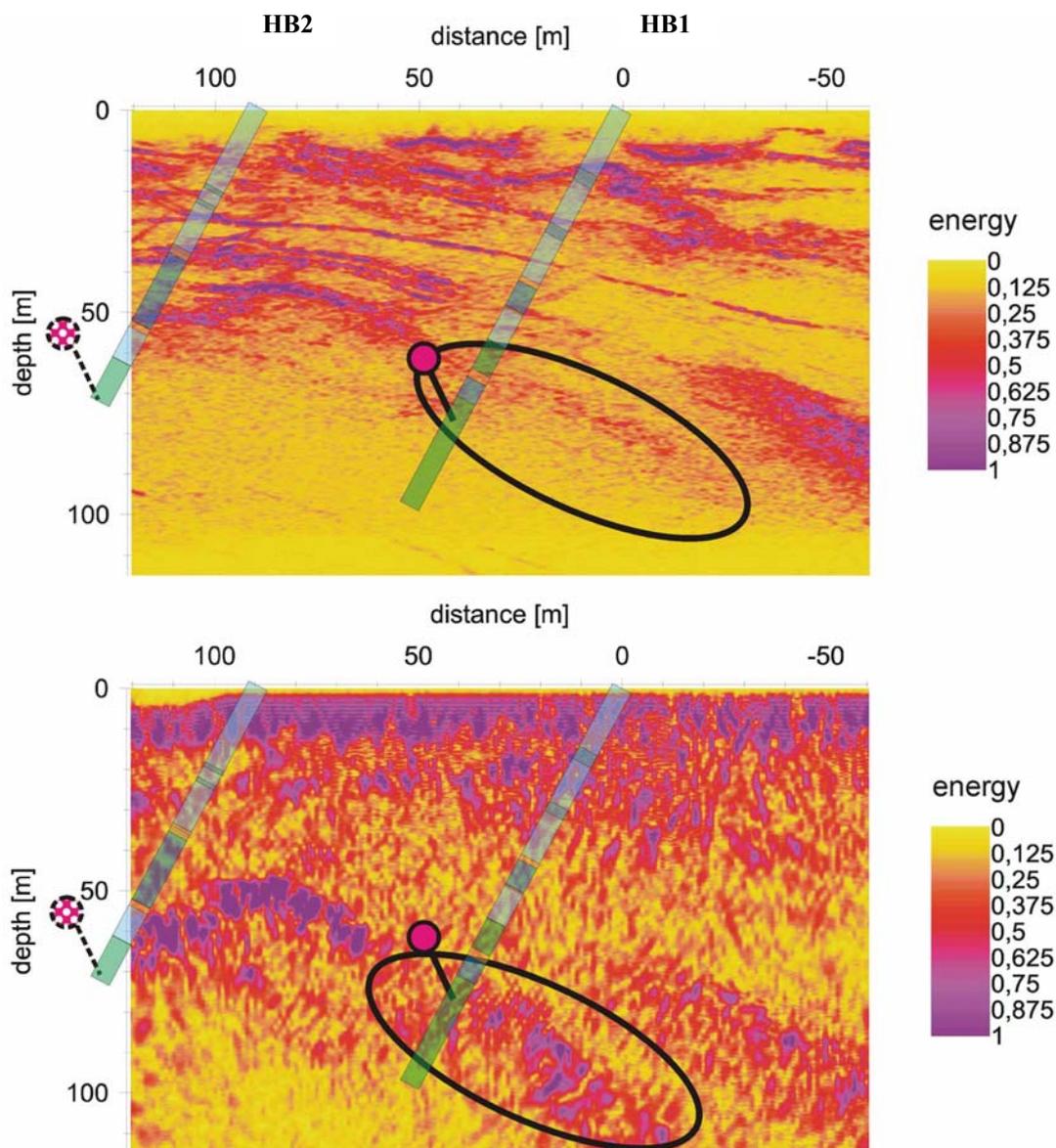


Abb. 5.9: Problemzone 3 – Laugenvorkommen in der HB1. Radarmessungen mit unterschiedlichen Frequenzen (oben 100 MHz, unten 25 MHz). Die Amplituden wurden sphärisch korrigiert sowie das Radargramm tiefenmigriert. Zum besseren Vergleich der Amplituden wurde die Enveloppe gebildet. Der markierte Bereich zeigt ein frequenzabhängiges Reflexionsverhalten und ist als Indiz für ein Laugenvorkommen zu werten.

Im Messbild der Geosonardaten lassen sich durch die Bildung des Richtungsgradienten amplitudenschwache Reflektivitätsänderungen im Bereich des erbohrten Laugenvorkommens aushalten (Abb. 5.10). Aus dem Absetzen von Reflexionselementen bzw. lokalen Verbiegungen kann auf nach NW einfallende bruchtektonische Elemente geschlossen werden. Diese bilden bevorzugte Migrationsbahnen für die Lauge und sind eine Erklärung für die mit der Geoelektrik nachgewiesene stoßnahe Feuchtezone.

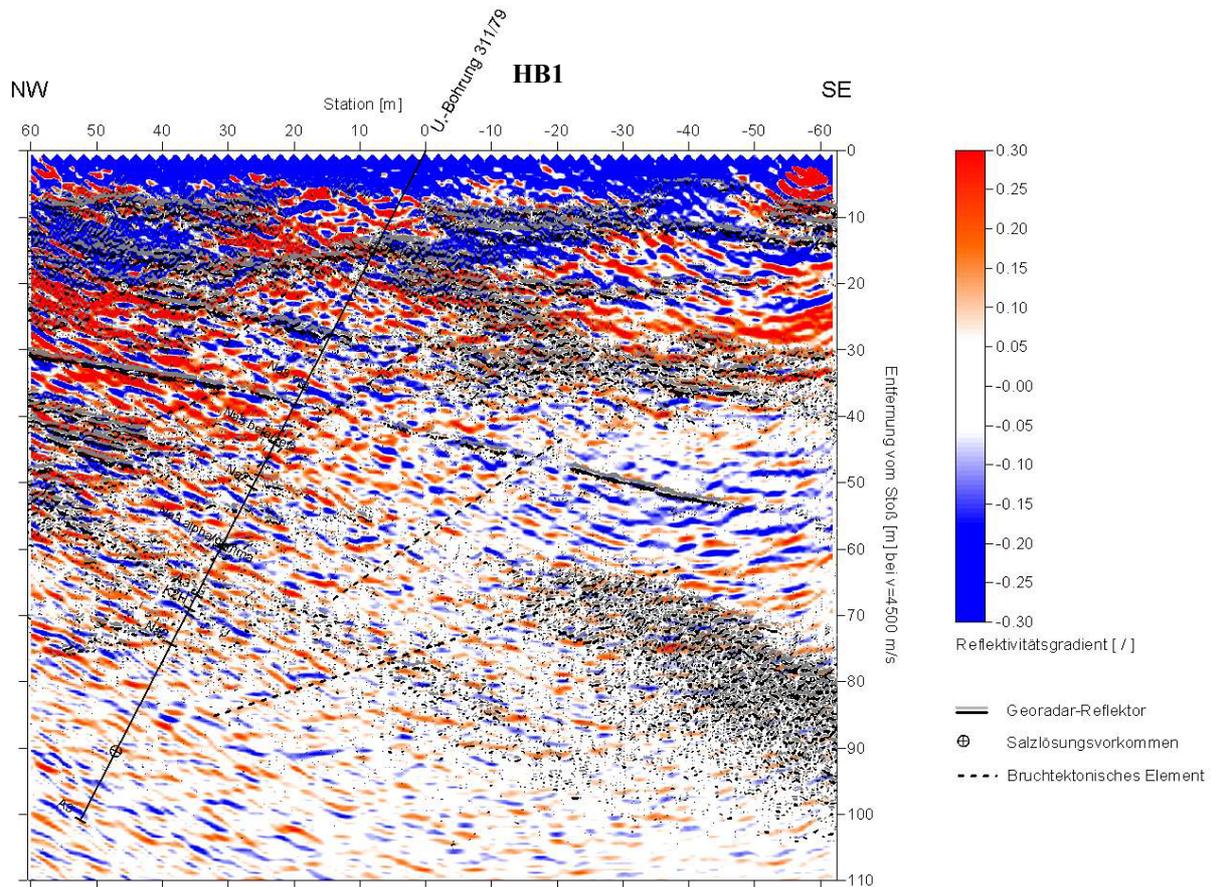


Abb. 5.10: Geosonar-Tiefenschnitt des Reflektivitätsgradienten mit migrierten Georadar-Reflektoren (100 MHz)

5.2.4 Kombination der Methoden

Bei den in dem niedersächsischen Kalibergwerk vorliegenden schwierigen geologischen und geotechnischen Randbedingungen (steile Lagerung mit sehr komplexen mehrfach verfaltetem Schichtverlauf, sehr trockene Verhältnisse direkt am Stoß der Messstrecke, relativ große Entfernung (80 m) zum Laugenvorkommen) liefert das **Radarverfahren** die meisten Informationen über den strukturellen Aufbau des Salzes und über die Lokation und Ausdehnung des Laugenvorkommens. Lediglich die **Seismik** kann eine ähnlich große Erkundungstiefe erzielen, liefert jedoch aufgrund der größeren Wellenlänge und den geringen seismischen Kontrasten im Salz nicht so viel Detailinformation. Sie stellt jedoch für einzelne Bereiche wie z.B. die Anhydritschollen wichtige Zusatzinformationen für die strukturelle Erkundung bereit.

Das **Geosonar** besitzt aufgrund seiner höheren Messfrequenzen ein besseres Auflösungsvermögen. Die Wellen werden jedoch an Inhomogenitäten im Salz stark gestreut und

gedämpft, sodass hauptsächlich Strukturinformationen über den streckennahen Bereich erhalten werden. Mit Hilfe von Signalverarbeitungstechniken konnten Reflektorelemente bis in Entfernungen vom Stoß von ca. 100 m nachgewiesen werden.

Bei der **geoelektrischen** Kartierung des Stoßes ergeben sich aufgrund der sehr trockenen Verhältnisse sehr hohe Übergangswiderstände. Man befindet sich trotz Modifikationen am Gerät an der Auflösungsgrenze der sehr kleinen Ströme. Es ergibt sich eine maximale Erkundungstiefe von etwa 30 m. Da der Strom den Weg des geringeren Widerstandes wählt, muss angenommen werden, dass ein Großteil durch die feuchtere Sohle fließt. Die invertierte Sektion der Stoßmessung spiegelt demnach nicht nur die Widerstandsverteilung in Richtung des Stoßes wider, sondern liefert eine Superposition der Verhältnisse von Stoß und Sohle.

Die **EM-Messungen** haben wegen der induktiven Kopplung nicht die Probleme des Übergangswiderstandes. Das Verfahren reagiert hauptsächlich auf elektrisch leitfähige Bereiche. Das Laugenvorkommen ist jedoch zu weit entfernt, um einen auswertbaren Messeffekt bei dem verwendeten Gerät zu erzielen. Hinzu kommen Störungen der Messungen durch die technischen Installationen in der Strecke.

Da es sich bei dem Induktionsverfahren wie bei der Geoelektrik um ein Potentialverfahren handelt, ist eine Richtungsangabe nur bedingt möglich und es kann kaum unterschieden werden, ob ein Messsignal aus Richtung des Laugenvorkommens (Stoß) stammt oder seinen Ursprung in der feuchteren Sohle hat. Es ist deshalb sehr wichtig, diese Verfahren mit dem Georadar zu kombinieren, das auch von den elektrischen bzw. elektromagnetischen Eigenschaften des Gesteins beeinflusst wird, als Wellenverfahren jedoch eine Richtungsangabe zulässt.

5.2.5 Anomalieindex

Ziel des Projekts war u.a. die Anwendung und Weiterentwicklung des im Vorgängerprojekt (FKZ: 02C 0558, 02C 0568, 02 C 0578) entwickelten komplexen Auswertinstrumentariums, bei dem zunächst für jedes einzelne Verfahren mittels statistischer Methoden Anomaliekriterien definiert werden, um anomale Bereiche abzugrenzen. Anschließend werden die Verfahren zu einem Problemindex als Maß für eine potentielle Gefährdung kombiniert (KULENKAMPPF ET AL 2002, KURZ ET AL. 2002).

Dieses Verfahren bietet sich für die in diesem Projekt untersuchte Messlokation nicht an, da keine sich deckenden Datensätze mehrerer geophysikalischer Verfahren im Bereich des Laugenvorkommens gewonnen werden konnten. Grund dafür sind die für diese Problemstellung noch nicht hinreichend entwickelten Verfahren, so dass bei ungünstigen Bedingungen wie die große Entfernung des Laugenvorkommens zur Messstrecke und geologische Verhältnisse mit sehr hohen spezifischen Widerständen die erzielbare Reichweite der meisten Verfahren nicht ausreicht. Für eine statistische Auswertung und Erstellung eines Problemindex müssten jedoch aus dem Bereich der Laugenstelle flächendeckende Messergebnisse mehrerer Verfahren mit einem guten Signal-Rausch-Verhältnis vorliegen.

Im Vorgängerprojekt (KULENKAMPPF ET AL. 2002) lag das Messgebiet in einer völlig unterschiedlichen geologischen Struktur (flache Lagerung mit nahezu ungestörtem Schichtverlauf, relativ feuchte Verhältnisse, Laugenvorkommen in unmittelbarer Umgebung der Messstrecke). Dort war die Erkundungstiefe des Georadars beschränkt, da die elektromagnetischen Wellen bei den hohen elektrischen Leitfähigkeiten, v.a. im Grauen Salzton und Deckanhydrit, sehr stark gedämpft werden, sodass sich Erkundungstiefen von nur wenigen Metern ergeben. Unter solchen Bedingungen liefern jedoch die Geoelektrik und das elektromagnetische Induktionsverfahren wiederum gute Ergebnisse.

Es kann demnach nicht verallgemeinert werden, welches Verfahren oder welche Kombination von Verfahren für die Detektion von Lagerstätten am besten geeignet ist. Dies hängt stark von den jeweiligen geologischen und technischen Rahmenbedingungen ab. Die geologischen und geotechnischen Randbedingungen in den beiden Projekten sind sicherlich zwei Extremsituationen. Die Gegebenheiten vor Ort werden meist dazwischen liegen, sodass mehrere Verfahren erfolgreich eingesetzt und kombiniert werden können. Daher ist es unbedingt notwendig, die jetzigen entwickelten, notwendigen Verfahren weiterzuentwickeln. Dann sollte es auch möglich sein, über einen Anomalieindex quantitative Aussagen zu treffen.

5.2.6 Literatur

- KULENKAMPFF, J., ASCHMANN, L., JUST, A., BERGMANN, K., JACOBS, F., SCHUCK, A., LINDNER, U., SCHWANDT, A., KURZ, G., MOISE, E., FLUCHE, B., SCHULZ, R., REUTTER, O., SCHUBERT, F. & KÜHNICKE, H. (2002): Komplexes Mess- und Auswerteeinstrumentarium für die untertägige Erkundung von Problemzonen der geologischen Barriere von Endlagern und UTD im Salinar. - Abschlussbericht; Leipzig (Institut für Geophysik und Geologie).
- KURZ, G., ASCHMANN, L., JACOBS, F., KULENKAMPFF, J., MOISE, E., SCHUCK, A. & SCHULZ, R. (2002): Auswertekonzept zur geophysikalischen Erkundung von Problemzonen im Salinar. - Zeitschrift für Angewandte Geologie, **48** (2/02): 56-62; Hannover.

5.3 Geologische Interpretation

Wie in Kapitel 2.1 zur geologischen Situation dargestellt, zeichnet sich das geophysikalische Messgebiet auf der Sohle der Wetterstrecke wie auch die ganze Kaliwerk-Grube durch für Salzstöcke typische geologische Verhältnisse aus. Die hier von der oberen Staßfurt-Folge bis nahezu an die Oberkante Leine-Folge aufgeschlossenen Schichten sind intensiv, teilweise kulissenhaft verfaltet und unterschiedlich bruchtektonisch beansprucht. Durch die vom Bergwerksbetreiber vorgenommene Auffahrung der Wetterstrecke und die von dort aus gestoßenen Horizontalbohrungen (HB) in Verbindung mit den 20 m unterhalb der Messstrecke liegenden Aufschlüssen konnten erste Aussagen zu Aufbau und Lagerung der geologischen Schichtenfolge vorgenommen werden. Weiterhin ließen sich damit auch Angaben zur Salzlösungsführung im Messgebiet ableiten.

Mit dem zwischenzeitlich abgeschlossenen geophysikalischen Messprogramm und der fotografischen Stoßaufnahme der Wetterstrecke sind die geologischen Erkenntnisse weiter präzisiert worden (Stoßkartierung siehe Anhang).

Die aufbereiteten geophysikalischen Messergebnisse in Verbindung mit den fotografischen Stoßaufnahmen lassen sich bis in eine Tiefe von etwa 50 m gut mit den Aufschlüssen der Horizontalbohrungen auf der Wetterstrecke sowie der dargestellten geologischen Situation unterhalb des Messgebietes auf der 20 m tiefer gelegenen Sohle in Übereinstimmung bringen (Abb. 5.11).

Im einzelnen konnte der exakte Verlauf

- der im Anhydritmittelsalz auftretenden Anhydritmittel
- des Kaliflözes Ronnenberg
- des als Hartsalzfazies entwickelten Kaliflözes Staßfurt
- von Durchfeuchtungen im unmittelbaren Bereich der Wetterstrecke

bestimmt werden.

Im Tiefenbereich größer 50 m Entfernung zum Stoß lassen sich die geophysikalischen Ergebnisse nur begrenzt mit den Bohrergebnissen in Einklang bringen. Insbesondere zwischen Profilmeter 100 und 150 m scheint die Grenze Na3 / A3 nach den Radar- und Seismikreflektoren etwa 10 m näher am Stoß zu liegen als nach Informationen aus der Bohrung (Abb. 5.11). Teilweise ist aus den geophysikalischen Messergebnissen diese Grenze nicht erkennbar. Die aus den geologischen Verhältnissen erwartete große Anzahl von Reflektoren konnte nicht ausgewiesen werden.

Insgesamt ergibt sich aus der komplexen Auswertung des dokumentierten geowissenschaftlichen Inventars für das geophysikalische Vermessungsgebiet folgende Interpretation:

1. Die im Messgebiet vorliegende Ausbildung und Lagerung der Schichtenfolge ist bekanntermaßen kompliziert. Zur Darstellung und Detailbewertung der geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse ist eine umfangreichere Erkundung erforderlich. Gegenwärtig ist wegen der oben genannten Präzisierungen eine vollständige und widerspruchsfreie Darstellung der kompletten geologischen Situation im Messbereich bis 50 m trotz der genannten komplizierten geologischen Verhältnisse unproblematisch.

2. Wie aus dem zur Verfügung gestellten geowissenschaftlichen Inventar hervorgeht, weist die 20 m unterhalb des Messgebietes liegende Sohle innerhalb des gesamten Bergwerkes die größte Hauptanhydritverbreitung auf. Dabei ist zu beachten, dass die Sohle der Wetterstrecke einen noch größeren Anteil an Hauptanhydrit als die darunter liegende Sohle aufweist.
3. Es ist anzunehmen, dass der hohe Anteil von Hauptanhydrit sowohl auf der Sohle der Mess-Strecke als auch auf der 20 m tiefer liegenden Sohle durch das hier entwickelte Zerrungsgebiet verursacht wurde. Die nachgewiesenen Hauptanhydritschichten sind beim halokinetischen Aufstieg der Zechsteinschichten in Spalten eingedrungen oder durch die Gesteinsschichten gepresst worden.
4. Die Hauptanhydritschichten in Zerrungsgebieten sind zweifelsfrei die Sammelstellen für die Salzlösungen. Im Messgebiet sind durch die geophysikalischen Messungen keine neuen Salzlösungsvorkommen im Hauptanhydrit bestimmt worden, sie können aber nicht ausgeschlossen werden. Am wahrscheinlichsten hierfür sind die im Hauptanhydrit nachgewiesenen, unter Umständen auch vermuteten, Kreuzungsbereiche der Reflektoren.

Konkretere Aussagen zur vollständigen Umgrenzung des Komplexes Hauptanhydrit / Grauer Salzton sowie Zerrung der Salzgesteine sind aus den geophysikalischen Untersuchungsergebnissen im Messbereich mit Stoßentfernungen größer 50 m begrenzt vornehmbar. Hier ist die Beurteilung der Problemzonen in den Schutzschichten von UTD und Endlagern auch mit dem neu entwickelten geophysikalischen Instrumentarium – bewertet auf der Basis der vorgelegten geophysikalischen Daten - noch nicht präzise genug möglich. Desweiteren sollte neben der Bestimmung der vollständigen Umgrenzung der anhydritischen Schichten auf die Erkundung der Zerrungsgebiete und Vergrößerung der Eindringtiefe orientiert werden.

Geologisches Modell im Horizontalschnitt der 480 m Sohle

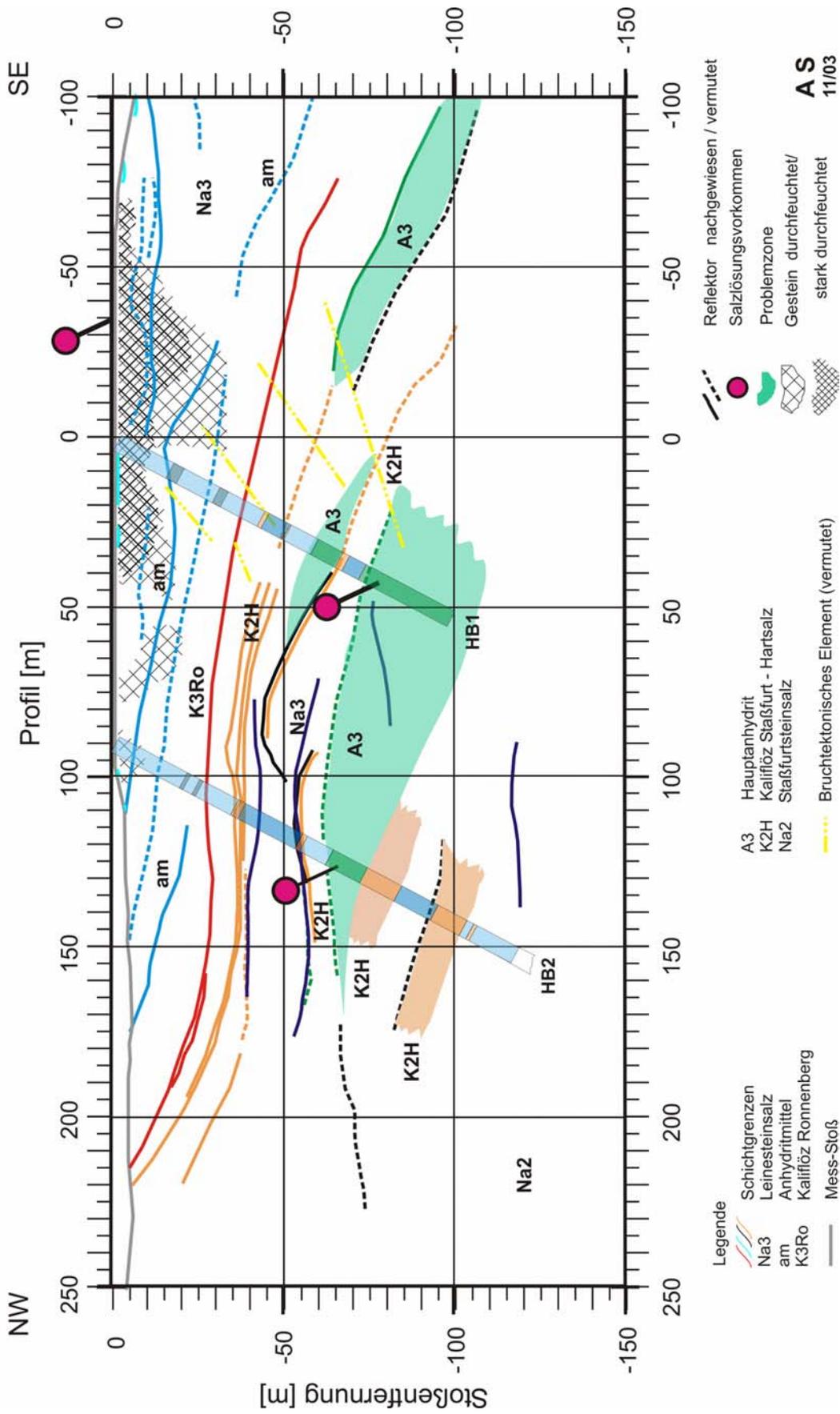


Abb. 5.11: Abgeleitetes geologisches Modell mit Problemzonen (vereinfacht), Horizontalschnitt durch den SW-Stoß der Wetterstrecke

6 Zusammenfassung und Ausblick

Die geophysikalische Erkundung zur Charakterisierung der Barrierewirksamkeit des einschlusswirksamen Gebirgsbereiches verschiedener Standorte leistet einen wichtigen Beitrag zur Vorerkundung für die Planung von Untertagedeponien und Endlagern und für den Nachweis der Langzeitsicherheit. Die Barrierewirksamkeit wird durch die Anwesenheit potentieller Problemzonen wie z. B. tektonischer Störungszonen, lithologisch vorgeprägter Schwächezonen und Strukturelemente sowie bergbaulich bedingter Auflockerungszonen beeinträchtigt. Insbesondere ist sie durch Salzlösungsvorkommen und Bereiche erhöhter Wasserwegsamkeit gefährdet. Zur Bewertung der Sicherheit der geologischen Barriere als Teil des Multibarrieresystems ist ihre räumliche Erkundung ins Unverritzte mit zerstörungsfreien Untersuchungsmethoden zwingend erforderlich. Die Anwendung geophysikalischer Messverfahren gewährleistet dies in effektiver Weise.

In Fortführung von drei miteinander gekoppelten Ausgangsvorhaben (Fkz. BMBF 02C0-558, -568, -578), in denen basierend auf der Kombination leistungsfähiger geophysikalischer Einzelmessverfahren ein komplexes Mess- und Auswertearmamentarium für die untertägige Erkundung von Problemzonen geschaffen und am Standort Bischofferode (Südharz) getestet worden war, wurden die Techniken und Erfahrungen auf einen neuen Referenzstandort mit anderen geologischen Verhältnissen übertragen. Ausgewählt wurde ein noch in Betrieb befindliches Kaliwerk, Sigmundshall, westlich von Hannover bei Wunstorf. Im Gegensatz zur flachen Lagerung am ersten Standort, Bischofferode, handelt es sich beim neuen Referenzstandort um eine Salzsattelstruktur mit engen Verfaltungen und Zerscherungen der Schichten.

Untersuchungsziel waren die an die Hauptanhydritschollen gebundenen Salzlösungsvorkommen, die von etwa 500 m unter der Erdoberfläche gelegenen Sohlen in einer Entfernung von mindestens 60 m südwestlich von der Strecke erbohrt worden waren. Auf einem Referenzmessprofil am Südwest-Stoß der Wetterstrecke wurde mit den einzelnen Verfahren Seismik, Radar, Sonar, Elektromagnetik und Geoelektrik das komplexe Instrumentarium geophysikalischer Messungen eingesetzt.

Da das Referenzmessprofil in der Wetterstrecke im Bereich des Großwetterlüfters angelegt war, traten bei einigen Verfahren erhöhte messtechnische Komplikationen auf. Technische Störeinflüsse, die auf elektromagnetischen und seismischen Noise des Lüfterbetriebs zurückzuführen waren, konnten minimiert oder behoben werden. Nur bei den Elektromagnetik-Messungen gelang es nicht, die Störeinflüsse soweit zu minimieren, dass die Ergebnisse quantitativ auszuwerten waren. Die unter den ungewöhnlich schlechten Ankopplungsbedingungen für die Quellsignale leidende Datenqualität bei Geoelektrik und Sonar-Verfahren konnte durch Erweiterungen und Anpassungen des Mess- und Auswertesystems sowie experimentelle Untersuchungen am Salzgestein verbessert werden.

Die Mehrdeutigkeit der Messsignale bei untertägigen geophysikalischen Messungen infolge der - im Gegensatz zu Übertagemessungen - vorhandenen Vollraumeinflüsse, die durch die auf die Streckenauffahrung angewiesene, meist eindimensionale Profilanlage verstärkt auftreten, war besonders zu berücksichtigen. Die räumliche Zuordnung der Messergebnisse konnte weitgehend geklärt werden, teils durch gezielte Peil- und Rundummessungen in alle drei Raumrichtungen (Radar), teils durch dreidimensionale Modellierung (Elektromagnetik, Geoelektrik). Die Potentialverfahren (Geoelektrik, Elektromagnetik), die auf stationären bzw. Induktionsvorgängen basieren, besitzen gegenüber den Wellenverfahren (Seismik, Radar, Sonar), die auf physikalischen Schwingungsvorgängen beruhen, eine methodisch inhärente Mehrdeutigkeit.

Lateraleffekte infolge von Vollraum-Einflüssen in den wegen der profilhaften Messanordnung nur zweidimensional invertierten Geoelektrik-Daten konnten durch 3D-Finite-

Elemente-Modellierung an einem Referenzgeometriemodell der Grubenhohlräume kompensiert werden. Sowohl die Messanordnungen als auch die Auswerte- und Filterverfahren wurden bei den einzelnen Verfahren für die besonderen Bedingungen der Vollraumsituation weiterentwickelt und an die komplizierten geologischen Verhältnisse (geringmächtige, steil gelagerte Schichtenfolgen mit engen Verfaltungen und Abschnürungen) des Referenzstandortes angepasst.

Die Einzelergebnisse aus den geophysikalischen Messungen zeigen eine gute gegenseitige Ergänzung hinsichtlich ihrer Auflösung und Aussagetiefen. Aufgrund der unterschiedlichen Profilanlagen und Eindringtiefen der einzelnen Verfahren lagen jedoch nur in wenigen Profilabschnitten und Tiefen Aussagen aus allen Messverfahren vor. Sehr streckennahe und weit entfernte Raumbereiche waren nur vereinzelt überdeckt. Die Einzelergebnisse konnten aber durch das bei guter räumlicher Auflösung tief eindringende, zwei Frequenzen nutzende Radarverfahren zu einem plausiblen, verfahrensübergreifend und neuartig interpretierbaren Gesamtergebnis zusammengefügt werden.

Das geophysikalische Modell für den Horizontalschnitt durch das Gebirge im Südwest-Stoß der Wetterstrecke gibt Aufschluss über die räumliche Verteilung der physikalischen Messparameter für einen Profilbereich von 350 m und eine Entfernung vom Messstoß bis 100 m. Die Interpretation der geophysikalischen Parameterverteilungen liefert innerhalb der Erkundungstiefen der einzelnen Verfahren Informationen über Schicht- und Strukturgrenzen (Radar, Seismik: elektromagnetische bzw. seismische Reflektivitäten), Auflockerungszonen (Sonar: akustische Reflektivität) und durchfeuchtete Gebirgsbereiche (Goelektrik: spezifischer elektrischer Widerstand, Radar: frequenzabhängige Reflektivität). Die mit einem Wechsel der petrophysikalischen Eigenschaften verbundenen Strukturgrenzen zeichnen sich durch Reflexionselemente in den Ergebnissen der Wellenverfahren ab. Darüber hinaus kann anhand der Kombination von seismischen und Radar-Verfahren präzisiert werden, welche Schichtgrenzen den verschiedenen Radarreflektoren zuzuordnen sind. Aufgrund der - im Verhältnis zu trockenem Salzgestein - um mehrere Größenordnungen erhöhten elektrischen Leitfähigkeit können vorhandene Salzlösungsvorkommen bzw. wässrige Kluftfüllungen mit den Potentialverfahren detektiert werden. Eine Kalibrierung der Leitfähigkeit auf Feuchtegehalte ist mit Labormessungen möglich. Die Nachweismöglichkeiten mit den Potentialverfahren nehmen mit zunehmender Entfernung des Untersuchungsziels deutlich ab.

Mittels geophysikalischer Erkundung konnte die Lage der Schichtenfolge im Südwest-Stoß der Wetterstrecke gegenüber der bereitgestellten geologischen Dokumentation des Bergwerksbetreibers deutlich präzisiert werden. Sie wurde in einer zusätzlich durchgeführten geologischen Stoßaufnahme bestätigt. Mit den Wellenverfahren Radar und Seismik wurde der genaue Verlauf der verfalteten Hartsalz- und Sylvinitbänder und geringmächtigen Anhydritmittel herausgearbeitet. Beim schollenförmig eingefalteten Hauptanhydrit konnte an der Stelle des dokumentierten Salzlösungszutritts in der Horizontalbohrung HB1 durch frequenzabhängige Radarreflektoreigenschaften ein Laugenvorkommen nachgewiesen werden sowie eine neue Grobstrukturierung der Scholle erkannt werden. Weiterhin wurden in der Umgebung dieser Horizontalbohrung veränderte gebirgsmechanische Verhältnisse mittels Sonar festgestellt. Sie gehen einher mit einem ausgedehnten, bis an den Stoß reichenden durchfeuchteten Bereich, den die Goelektrik ausweist. Die Ergebnisse geben auch Hinweise auf Migrationspfade entlang der Anhydritmittel, die die Feuchtezone queren und am Stoß austreichen. Die Durchfeuchtung und Gebirgsauflockerung bei der Bohrung könnte auf eine mögliche Gebirgsschädigung zurückzuführen sein, die durch das Verpressen der Bohrung entstanden ist. In diesem Fall wäre die Problemzone geotechnisch bedingt, stünde jedoch in einem unmittelbaren Zusammenhang mit dem erbohrten Salzlösungsvorkommen.

Der im Vorgängerprojekt entwickelte konzeptionelle Ansatz zur Aufstellung eines Problemindex aus der geophysikalischen Erkundung konnte im ursprünglichen Sinne aufgrund nicht hinreichender Voraussetzungen im Problembereich der Salzlösungsvorkommen nicht angewendet werden. Der Index beruht auf Anomaliekriterien, die für jedes einzelne Verfahren zur Abgrenzung anomaler Bereiche definiert werden und hat in der Kombination der einzelnen Messverfahren das Ziel, anomale Gebirgsbereiche abzugrenzen und eine Gefährdungsabschätzung zu geben. Da jedoch der Bereich des Salzlösungsvorkommens nicht durch alle geophysikalischen Messungen mit hinreichend gutem Signal-Rausch-Verhältnis überdeckt werden konnte, lag kein geeigneter Datensatz als Grundlage für eine quantitative mathematische Auswertung vor. Für eine exemplarische Diskussion der Anomaliebereiche wurden daher einzelne Gebirgsbereiche herausgegriffen. Diese umfassen die Hauptanhydritscholle zwischen den Horizontalbohrungen, den streckennahen Bereich der Bohrung HB1 und den streckenfernen Bereich der Bohrung HB1, in dem der Salzlösungszutritt beobachtet worden war.

Anhand der geophysikalischen Messungen konnte das gesuchte Reservoir für die Salzlösungsvorkommen erkundet und als ein zusammenhängender mächtiger Schollenkörper, der über mehrere Meter hinweg durchfeuchtet ist, spezifiziert werden. Die Hauptanhydritscholle wurde als die dominierende Problemzone eingestuft und verifiziert. Die Feuchtezone im Bereich der Horizontalbohrung HB1 kann als sekundäre Durchfeuchtung angenommen werden, welche auf eine geotechnisch, möglicherweise durch die Verpressung der Bohrung, verursachte Schwächezone im Gebirge zurückzuführen sein könnte, die möglicherweise eine erhöhte Wegsamkeit für Laugen zwischen der tiefer im Gebirge sitzenden, salzlösungsführenden Hauptanhydritscholle und dem Stoß darstellt.

Im Rahmen des Vorhabens wurde das im Ausgangsvorhaben entwickelte und für flach gelagerte Salzstrukturen erprobte Mess- und Auswerteeinstrumentarium erfolgreich auf einen neuen Standort mit komplizierter Steillagerung übertragen und weiterentwickelt. Die aufgetretenen Probleme waren meist messtechnischer Art und konnten weitestgehend beseitigt werden. Das komplexe geophysikalische Instrumentarium hat sich unter neuen in-situ-Bedingungen und völlig anderen geologischen Verhältnissen bewährt und somit hinsichtlich der geologischen und technischen Rahmenbedingungen eines ausgewählten Standortes als flexibel erwiesen. Dies konnte durch eine mess- und auswertetechnische Weiterentwicklung der einzelnen Messverfahren erreicht werden. Die Kombination mehrerer Messverfahren ermöglicht zum einen eine Erkundung komplizierter geologischer Lagerungsformen und des Wechsels petrophysikalischer Parameter, zum anderen gewährleistet sie auch bei Ausfall eines der Verfahren infolge ungünstiger Messbedingungen zuverlässige quantitative Aussagen.

Das bisher entwickelte Mess- und Auswerteeinstrumentarium stellt in seiner kombinatorischen Vielfalt ein wichtiges Werkzeug zur untätigen geophysikalischen Erkundung dar. Es bedarf jedoch noch einiger Weiterentwicklung im Hinblick auf eine Optimierung und Automatisierung von messtechnischen Abläufen und der Prozessierung, um es routinemäßig - d.h. im operativen Einsatz und mit schnellem Messfortschritt - anzuwenden und im Rahmen eines marktorientierten, wirtschaftlichen Einsatzes und für Monitoringanwendungen zu verwenden. Das komplexe geophysikalische Instrumentarium, das zur zerstörungsfreien räumlichen Erkundung der geologischen Barriere entwickelt wurde, leistet einen unverzichtbaren Beitrag zur Bewertung der Langzeitsicherheit von Endlagern und Untertagedeponien.

Anhang:

Fotografische Stoßaufnahmen von der 480 m- Sohle des Kaliwerkes Sigmundshall, K+S KALI GmbH

Bearbeiter : Dr. Arnold Schwandt, Büro Erfurt
 Dipl.-Ing. Heinz-Dieter Gast, Büro Erfurt
 Dr. Ralf Holländer, K+S KALI GmbH

Aufnahmedatum : 01.07.2003

1 Einführung

1.1 Zielstellung

Im Rahmen der Bearbeitung des F/E-Themas „Salinarprojekt“ sind fotografische Stoßaufnahmen von der Wetterstrecke auf der 480 m –Sohle des Kaliwerkes Sigmundshall zum Zwecke der Auswertung der geophysikalischen Testmessungen anzufertigen. Die Aufnahmen sollen die unterschiedlichen geologischen Schichtenfolgen erkennen lassen und somit eine Grundlage für die Erstellung des geologischen Grundrisses der 480 m-Sohle bilden.

1.2 Übersicht der Bearbeitung

Die Aufnahmen wurden am 01. Juli 2003 durchgeführt, sie erfolgten mit dankenswerter Unterstützung des Herrn Dr. Holländer, K+S KALI GmbH / Werk Sigmundshall.

Es sei darauf hingewiesen, daß die Bilder ohne Stativ unter den erschwerten Bedingungen der Abwetterstrecke des Kaliwerkes aufgenommen worden sind und für die Ausleuchtung nur die Beleuchtungsanlage des Grubenfahrzeuges, die Grubenlampen und die Blitzeinrichtung der Kamera zur Verfügung standen.

Beginnend am Ansatzpunkt der Bohrung HB 311/79 wurden von der definierten 500 m langen in NW –SE –Richtung aufgefahrenen Strecke in Schritten zu 2,50 m (Schrittweite zwischen den auf den Bildern als Marken zu sehenden Zollstöcken) jeweils in SW-Blickrichtung im Abstand von ca. 4,00 m zum Stoß 202 fotografische Aufnahmen als zusammenhängende Serie angefertigt.

Der Stoß war am Tage vorher mit Wasser abgespritzt worden. Die abziehenden Wetter der Grube verursachten jedoch besonders in der Nähe des Grubenlüfters starke neue Staubablagerungen am Stoß und schwebende Staubpartikel, die die Qualität der Bilder beeinträchtigen (NW-Teil der Strecke ab +80 m). Auf Grund der vorliegenden Aufschlussverhältnisse in der Strecke konnte der anfangs gewählte Abstand zum Stoß (4,00 m) nicht durchgängig eingehalten werden; die Bilder lassen die unterschiedlichen, automatisch eingestellten Brennweiten erkennen.

Die Aufnahmen erfolgten mit der Digitalkamera Sony DSC-V1 (5 MB Pixel); zusätzlich wurde für Detailaufnahmen geologisch interessanter Stellen die Spiegelreflexkamera MINOLTA DYNAX 7000 i eingesetzt. In der Summe – Stoß als Bildserie plus Detailbilder – entstanden 265 fotografische Aufnahmen.

1.3 Nachbereitung

In der ersten Stufe der Nachbereitung wurden die fototechnisch unveränderten, jedoch zum Zwecke der örtlichen Zuordnung mit einer Kennzeichnung versehenen Aufnahmen auf einer CD gesichert und am 29.07.2003 im Werk Sigmundshall einer gemeinsamen Bewertung mit Herrn Dr. Holländer unterzogen.

Die Kennzeichnung der Stoßaufnahmen besteht in einer vorzeichenbehafteten Entfernungsangabe und Numerierung (z.B. Bild_002 , +5,00 m); Bilder des NW-Teils der Strecke sind mit positiven, Bilder des SE-Teils mit negativen Entfernungswerten relativ zum Ausgangspunkt „ 0,00 m “ am Ansatzpunkt der Bohrung HB 311/79 versehen. Die Kennzeichnung der Detailaufnahmen erfolgte vergleichbar (z.B. D_01, -196,00 m).

In der zweiten Stufe der Nachbereitung wurden das Zusammenfügen der Stoßaufnahmen zu Bildzeilen und die Darstellung auf Tafeln mit je 25 Bildern vorgenommen. In diesem Bearbeitungsschritt wurden die Aufnahmen im Kontrast und in der Helligkeit verändert, beschnitten und in einigen Fällen geringfügig gezoomt.

2. Darstellung der Ergebnisse auf Tafeln

Insgesamt werden 8 Tafeln mit Stoßaufnahmen von der Markierung „-250 m“ (entferntester SE-Teil der Strecke) bis zur Markierung „+250 m“ (entferntester NW-Teil der Strecke) und 2 Tafeln mit Detailaufnahmen angeboten. Den Tafeln 1 – 8 sind folgende Abschnitte am Stoß zuzuordnen:

Tafel 1	0,00 m bis +65,00 m
Tafel 2	+65,00 m bis +127,50 m

Tafel 3	+127,50 m bis +190,00 m
Tafel 4	+190,00 m bis +252,50 m
Tafel 5	0,00 m bis -62,50 m
Tafel 6	-62,50 m bis -125,00 m
Tafel 7	-125,00 m bis -187,50 m
Tafel 8	-187,50 m bis -252,50 m.

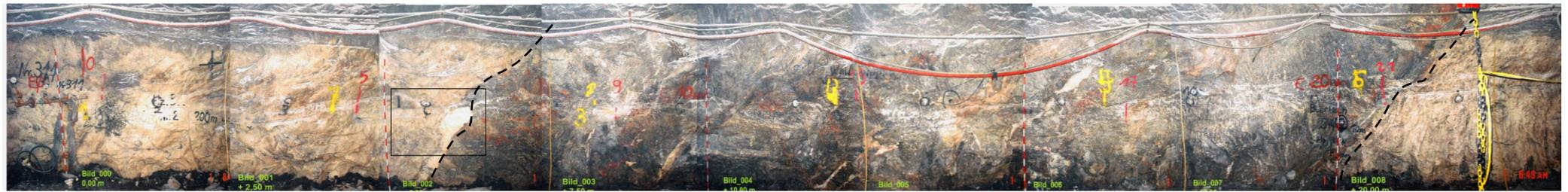
Für die Tafeln 1 -8 gilt folgende Legende:

	störende Gegenstände vor fotografischer Aufnahme aus dem Bildbereich entfernt
	durch Salzstaub in der Luft und am Stoß beeinflusster Bereich
	Detailaufnahme, hier z.B. D_01
D_01	
	Schichtgrenze

Na3 θ	Schwadensalz
Na3 η	Anhydritmittelsalz
am	Anhydritmittel
Na3 δ - ζ	Bank-, Bänder-, Buntes Salz
K3 Ro	Kaliflöz Ronnenberg
Na3 α / β / γ	Liniensalz-Zone
K2 H	Kaliflöz Staßfurt, Hartsalz
Na2	Staßfurt-Steinsalz.

Die Tafeln 9 und 10 zeigen ausgewählte Detailaufnahmen und deren Zuordnung auf die Entfernungsangaben der Stoßaufnahmen:

Tafel 9	Detailaufnahmen - Grenzbereich Anhydritmittelsalz / Anhydritmittel
Tafel 10	Detailaufnahmen - Einlagerungen von „Kristallsalz“, Ton und Anhydrit in der Leine-Folge



Na3 η

D_34

am 6 ?

Na3 η

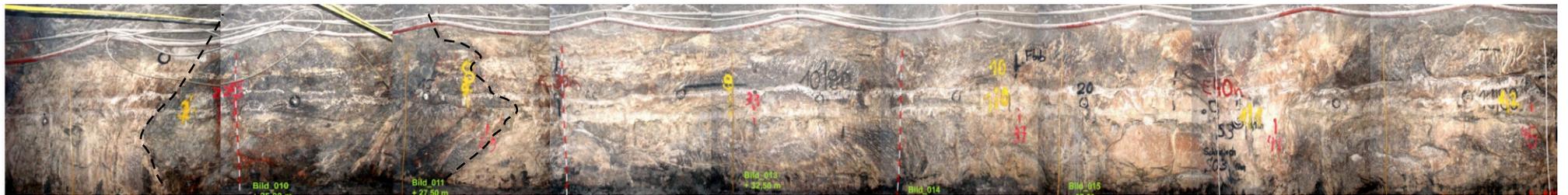
0,00 m

+5,00 m

+10,00 m

+15,00 m

+20,00 m



am 6 ?

Na3 η

+25,00 m

+30,00 m

+35,00 m

+40,00 m

+45,00 m



Na3 η

+45,00 m

+50,00 m

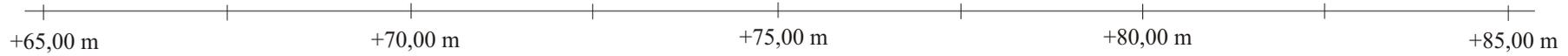
+55,00 m

+60,00 m

+65,00 m

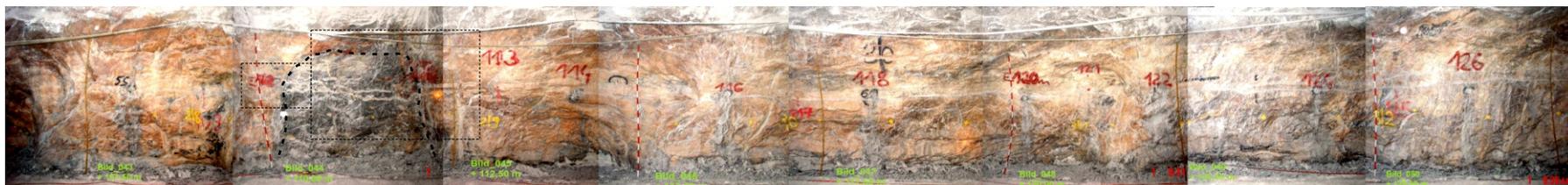
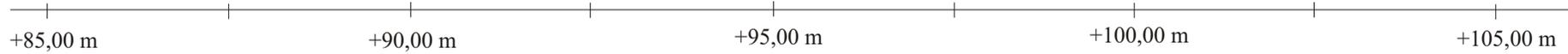


Na3 η



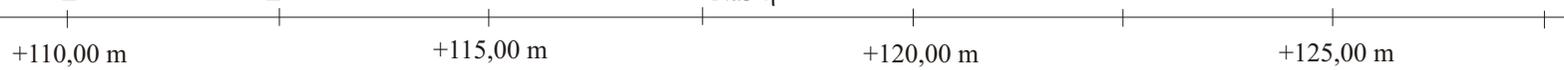
Na3 η

am 6 ? D_24



D_21 am 4 ? D_20

Na3 η





Na3 η

D_17

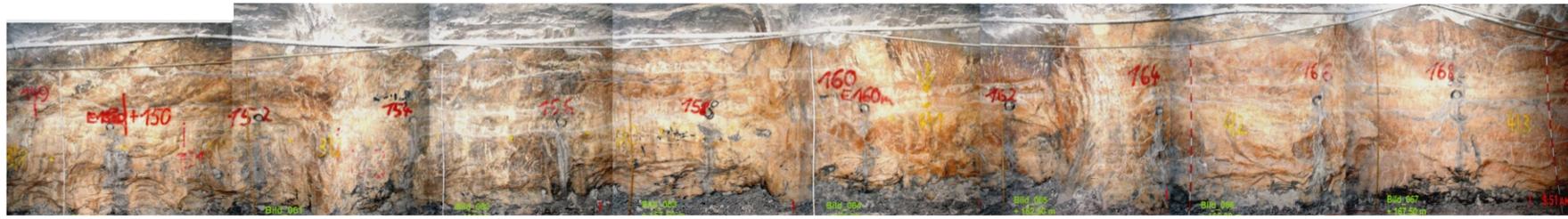
+130,00 m

+135,00 m

+140,00 m

+145,00 m

+150,00 m



Na3 η

+150,00 m

+155,00 m

+160,00 m

+165,00 m

+170,00 m



am 4 ?

Na3 η

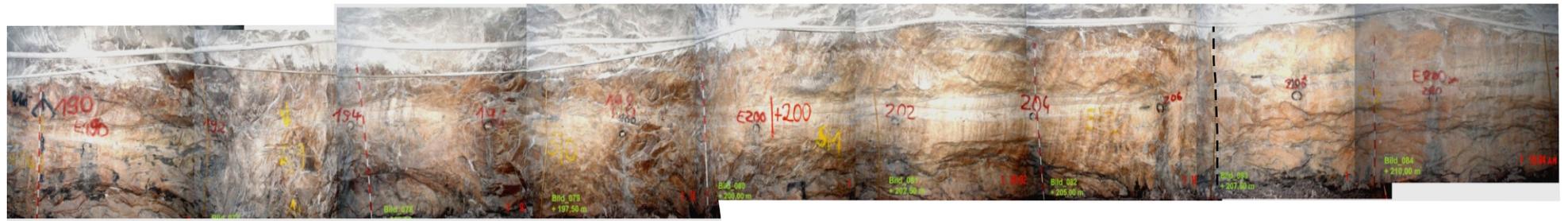
+170,00 m

+175,00 m

+180,00 m

+185,00 m

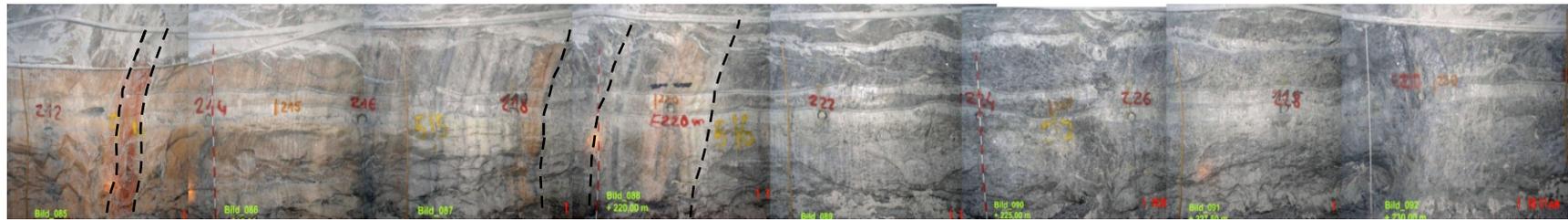
+190,00 m



Na3 η

Na3 δ - ζ

+190.00 m +195,00 m +200,00 m +205,00 m +210,00 m



K3 Ro

Na3 α / β / γ

K2 H

Na 2 / 3 ?

Na2

+215,00 m +220,00 m +225,00 m +230,00 m



Na2

+235,00 m +240,00 m +245,00 m +250,00 m



Na3 η

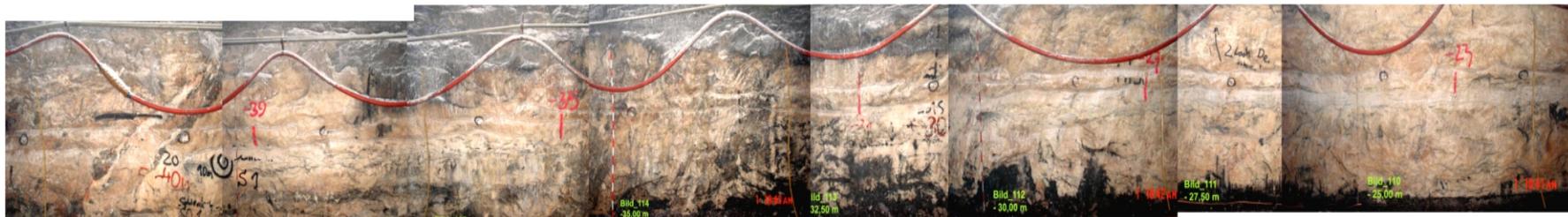
-20,00 m

-15,00 m

-10,00 m

-5,00 m

0,00 m



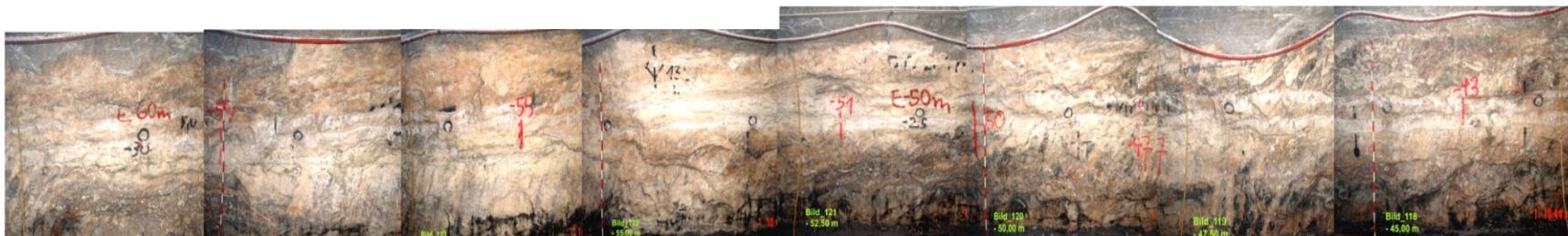
Na3 η

-40,00 m

-35,00 m

-30,00 m

-25,00 m



Na3 η

-60,00 m

-55,00 m

-50,00 m

-45,00 m

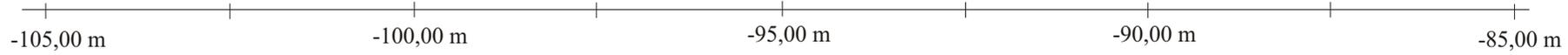


D_57

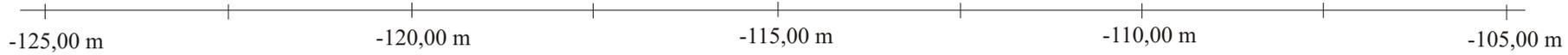
Na3 η

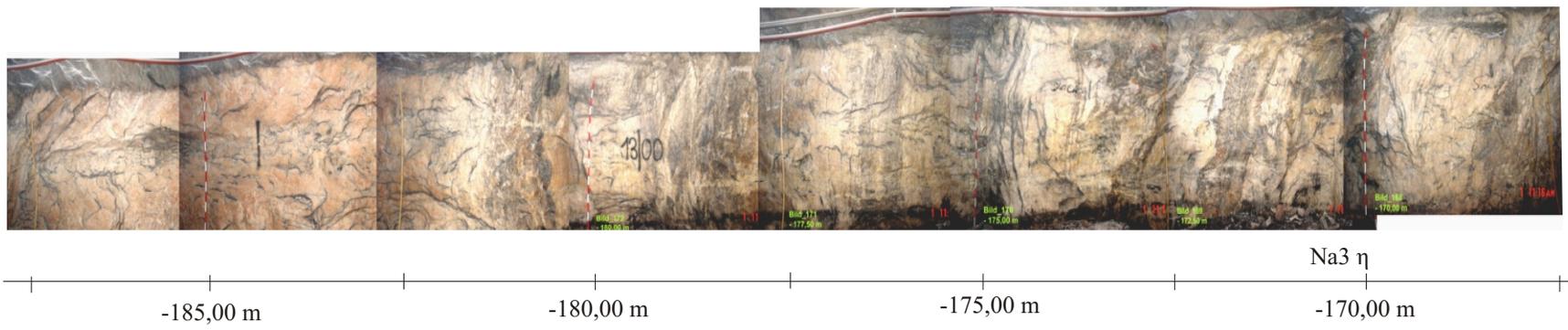
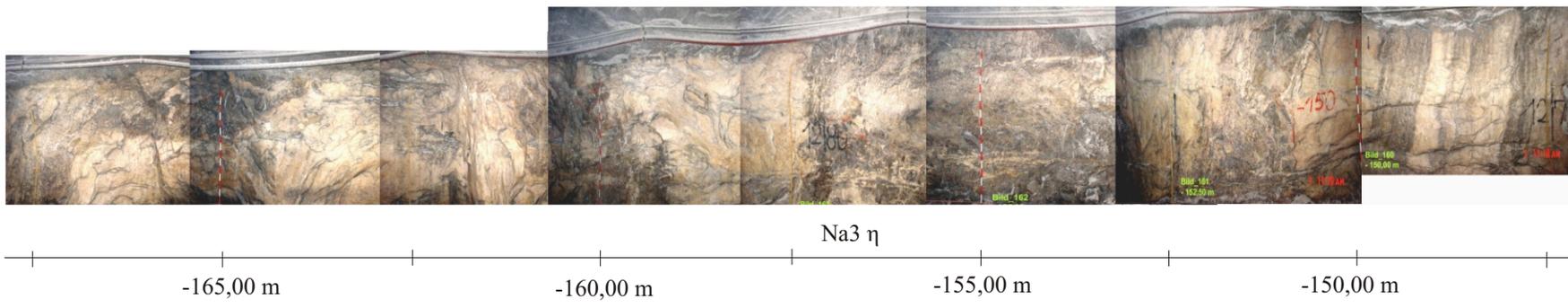
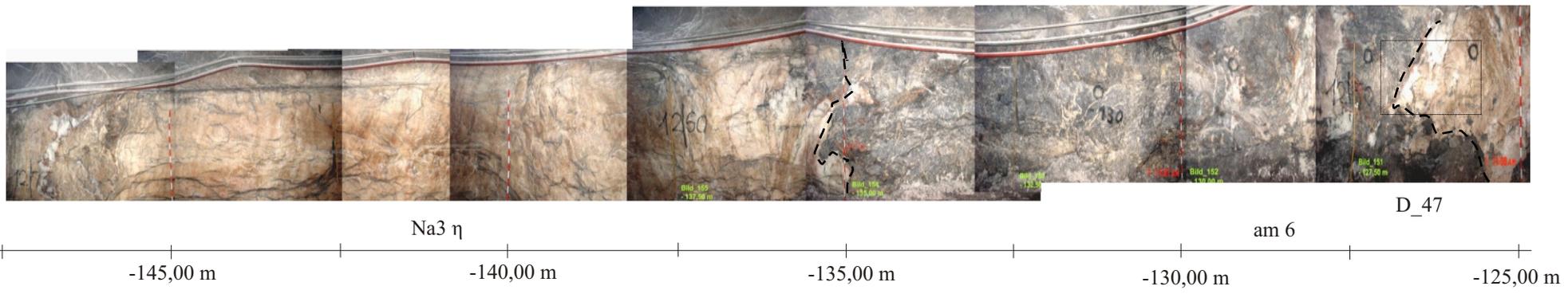


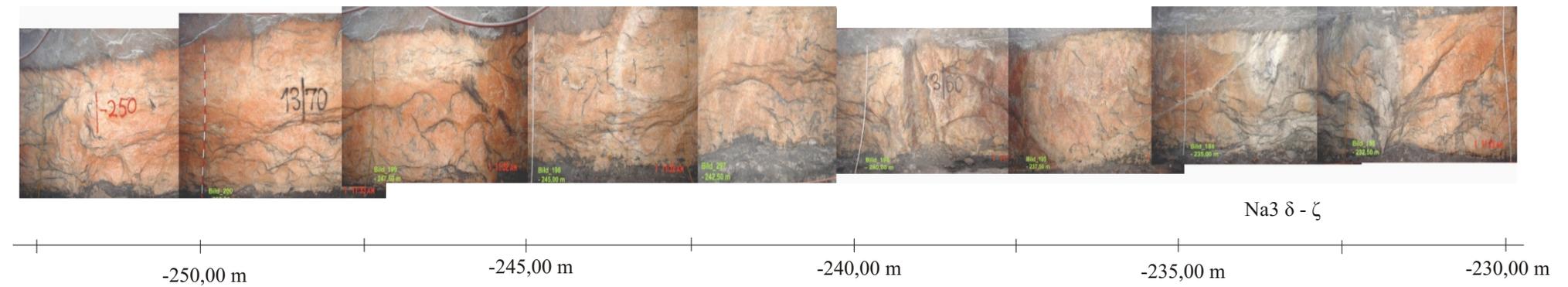
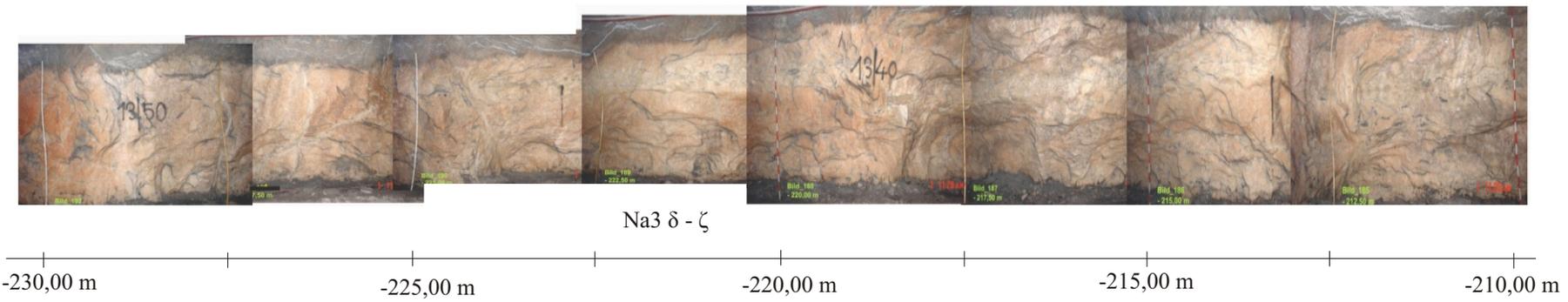
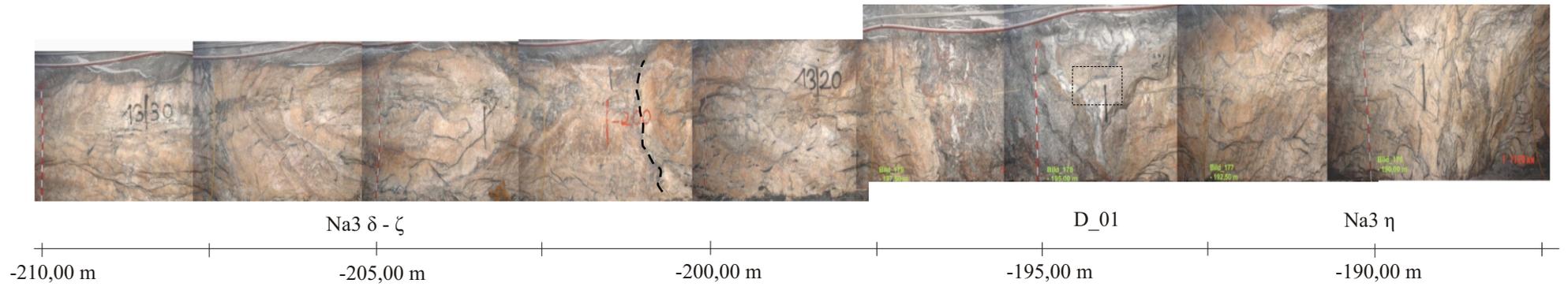
am 4 ?



Na3 η









D_47, Tafel 7, -126,00 m



D_20, Tafel 2, +112,00 m



D_21, Tafel 2, +110,00 m



D_24, Tafel 2, +100,00 m

Detailaufnahmen - Grenzbereich Anhydritmittelsalz / Anhydritmittel



D_34, Tafel 1, +6,00 m



D_57, Tafel 6, -72,50 m



D_01, Tafel 8, -194,00 m



D_17, Tafel 3, +145,00 m

Detailaufnahmen - Einlagerungen von "Kristallsalz", Ton und Anhydrit in der Leine-Folge