

ÜLG-35

*Bodengeophysikalische Messung zur
Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie
von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Pro-
jekten*

Jahresendbericht 2003/2004

BIRGIT JOCHUM
ALEXANDER RÖMER
RAINIER ARNDT
ROBERT SUPPER

ZUSAMMENFASSUNG

Der folgende Bericht beschreibt die Projektaktivitäten des ÜLG 35

„**Bodengeophysikalische Messung zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten**“

im Projektjahr Mai 2003 bis Mai 2004. Der vorliegende Bericht wurde statt im Mai 2004 erst mit Juli 2004 abgeschlossen. Der verspätete Redaktionsschluss ist durch zeitliche Verzögerungen in den jeweiligen Einzelprojekten zu erklären. Über folgende Fallstudien wird berichtet:

Messgebiet Wieselburg (NÖ)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse für rohstoffrelevante Fragestellungen.

ÜLG35/Kooperation	FA Rohstoffabteilung/GBA
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	Bodengeophysik abgeschlossen

Messgebiet Ried/Gurten (OÖ)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse zur **Unterstützung der geologischen Kartierung.**

ÜLG35/Kooperation	Kartierung/GBA
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	wird 2005 fortgesetzt

Messgebiet Pinggau (St)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse für **hydrogeologische Fragestellungen.**

ÜLG35/Kooperation	FA Hydrogeologie/GBA
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	Abgeschlossen

Messgebiet Oberwaltersdorf (NÖ)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Schottermächtigkeiten für **rohstoffrelevante Fragestellungen**.

ÜLG35/Kooperation	FA Hydrogeologie/GBA
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	Abgeschlossen

Messgebiet Traun/Enns (OÖ)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse zur Unterstützung der geologischen Kartierung und **Verifizierung von aerogeophysikalischen Anomalien**.

ÜLG35/Kooperation	FA Rohstoffgeologie/GBA
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	Abgeschlossen

Messgebiet Oberes Drautal / Lurnfeld (K)

Geoelektrische Messungen und transientenelektromagnetische Messungen zur Unterstützung der geologischen Kartierung (übertiefe Täler) und **Verifizierung von aerogeophysikalischen Anomalien**.

ÜLG35/Kooperation	ÜLG28 & FA Rohstoffgeologie/GBA
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	wird 2005 fortgesetzt

Messgebiet Sibratsgfäll (Vbg)

Geophysikalische Messungen an einer Massenbewegung in Sibratsgfäll, u.a. **Verifizierung von aerogeophysikalischen Anomalien.**

ÜLG35/Kooperation	ÜLG28/ VC07
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	Wird 2005 fortgesetzt

Die Lage der Messgebiete ist aus **Abbildung 0-01** ersichtlich, der **tabellarische Überblick** in **T0-01** fasst nocheinmal den operativen Anteil im ÜLG 35 zusammen.

Neben den rein operativen Arbeiten in den Fallstudien wurden (i) eine methodische Entwicklung (**Eigentwicklung in der Geoelektrik**, Kapitel 9) sowie (ii) die Implementierung einer geophysikalischen Standardmethode (**Transientenelektromagnetik**, TDEM; Kapitel 7) durchgeführt. Im Projektzeitraum 2003 / 2004 flossen erhebliche Projektleistungen in die Akquisition und in das Design des Grundlagenforschungsprojektes „**Deep Alpine Valleys / D-Alva**“.

Tabelle T0-01 Überblick der Projektgebiete im Berichtsjahr 2003/2004				
Messgebiet	Nr.	ÖK-Blatt	Status	Aktivität
Wieselburg	1	54	Abgeschlossen	Interpretation
Ried/Gurten	2	47	Fortsetzung 2005	Bodengeophysik
Pinggau	3	136	Abgeschlossen	
Oberwaltersdorf	4	76, 77	Abgeschlossen	
Traun/Enns	5	50, 51	Abgeschlossen	Bodengeophysik
Lurnfeld	6	182	Fortsetzung 2005	Bodengeophysik
Methode TDEM	7	182, 70, 56	wird 2005 fortgesetzt	Methodenentwicklung
Sibratsgfall	8	112	wird 2005 fortgesetzt	Hardwareentwicklung

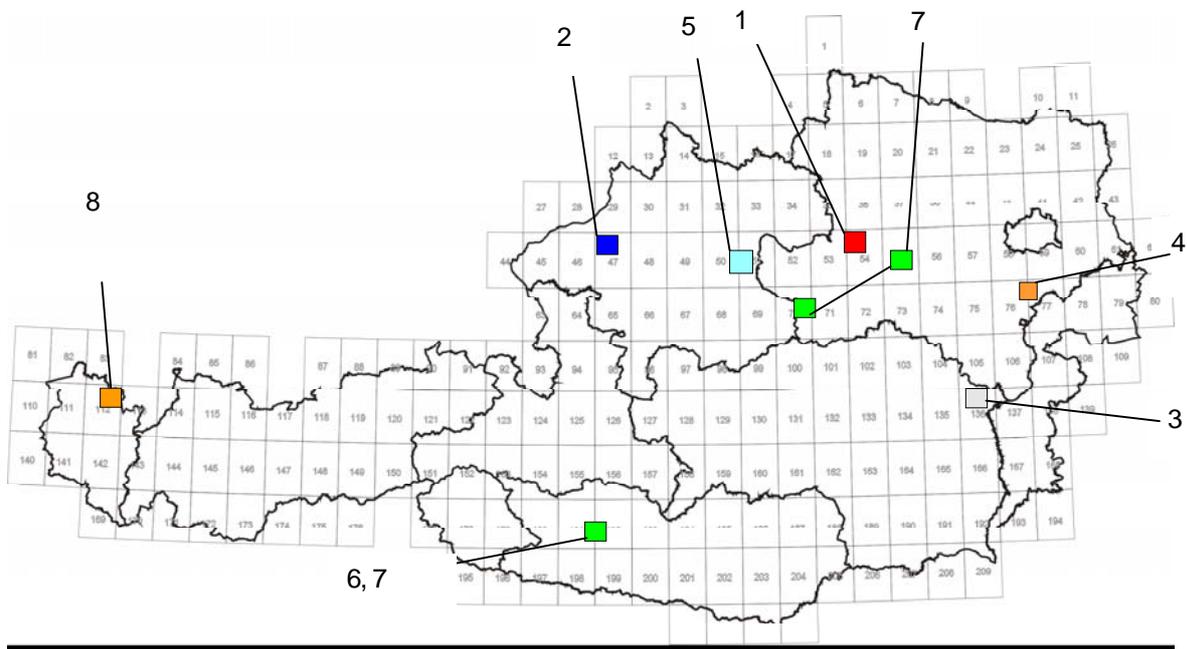


Abb. 0-01: Lage der Messgebiete

INHALTSVERZEICHNIS

1	WIESELBURG (NÖ).....	1
1.1	Einleitung	
1.2	Bodengeophysikalische Untersuchungen (Workflow)	
1.3	Lage des Gebietes	
1.4	Geologischer Rahmen	
1.5	Geophysikalische Beispiele geologischer Situationen	
	1.5.1 <i>Profil Geo1/Seis1 / Hochterrasse</i>	
	1.5.2 <i>Profil Geo2/Seis2 / Niederterrasse</i>	
1.6	Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen	
	1.6.1 <i>Profil Geo3</i>	
	1.6.2 <i>Profil Geo4</i>	
	1.6.3 <i>Profil Geo5</i>	
	1.6.4 <i>Profil Geo6</i>	
	1.6.5 <i>Profil Geo7</i>	
	1.6.6 <i>Profil Geo8</i>	
	1.6.7 <i>Profil Geo9</i>	
1.7	Geologische Gesamtinterpretation	
1.8	Verschnitt Geophysikalisch / Geologische Information	
1.9	Gesammelte Erfahrung	
2	RIED/GURTEN (OÖ)	43
2.1	Einleitung	
2.2	Geländearbeiten Bodengeophysik	
3	PINGGAU (ST)	57
3.1	Geologische Situation	
	3.1.1 <i>Jungtertiäre Beckenfüllung</i>	
	3.1.2 <i>Kristallin</i>	
3.2	Geoelektrik 2003	
3.3	Interpretation Haideggendorf (abstrom)	

4	OBERWALTERSDORF (NÖ)	67
4.1	Einleitung und Aufgabenstellung	
4.2	Geologische & hydrogeologische Situation	
4.3	Geophysik & Bohrbefunde	
4.4	Prinzipielle Ergebnisse	
4.5	Profil 1	
4.6	Profil 2	
4.7	Profil 3	
4.8	Profil 4	
4.9	Erkenntnis	
5	5 TRAUN/ENNS (OÖ)	85
6	OBERES DRAUTAL / LURNFELD (K)	86
6.1	Vorhandene Arbeiten	
	6.1.1 <i>Lienzer Becken</i>	
	6.1.2 <i>Oberdrauburg</i>	
	6.1.3 <i>Sachsenburg</i>	
	6.1.4 <i>Lurnfeld</i>	
	6.1.5 <i>Villacher Becken</i>	
6.2	Durchgeführte Arbeiten	
	6.2.1 <i>Planung</i>	
	6.2.2 <i>Geologisches Grundmodell</i>	
	6.2.3 <i>Geoelektrik</i>	
	6.2.4 <i>TDEM</i>	
6.3	Ausblick	
6.4	Abbildungen zum Kapitel	

7	TRANSIENTENELEKTROMAGNETIK	95
7.1	Einleitung	
7.2	Prinzip der Methode	
7.3	TDEM an der GBA	
7.4	Operative Erfahrung	
7.5	Vorwärtsrechnung	
7.6	Inversionsrechnung	
7.7	Ausblick	
7.8	Abbildungen zum Kapitel	
8	SIBRATSGFÄLL (V)	105
9	GEOMON^{4D}	106
9.1	Stand der Entwicklung	
9.2	Anforderungen	
9.3	Systeminnovation	
9.4	Stand der Systementwicklung	
9.5	Analyse der Eigenpotentialdaten	
	9.5.1 <i>Noisefilterung</i>	
	9.5.2 <i>Korrekturfaktoren für Temperatur</i>	
	9.5.3 <i>Software zur Berechnung von Auswahlkriterien</i>	
	9.5.4 <i>Time-Lapse-Inversion</i>	
	9.5.5 <i>Systemverbesserung & „borehole-to-surface“</i>	
	9.5.6 <i>Weitere Verbesserungen“</i>	
9.6	Analyse der Eigenpotentialdaten	
10	LITERATUR.....	118

1 WIESELBURG (NÖ)

1.1 Einleitung

Zur Unterstützung des geogenen Naturraumpotentialprojektes Melk (Projekt NC-40: *Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotenzials im Bezirk Scheibbs*), im speziellen das Gebiet südwestlich von Wieselburg, wurde eine begleitende Geophysik seitens der Projektleitung, M. HEINRICH, angefordert. Ziel der Untersuchungen sollte ein Informationsgewinn bezüglich der quartären Situation sein. Im speziellen waren die Ausbildung, der laterale und vertikale Verlauf der Hochterrasse mit Lösslehm-/Lössbedeckung, sowie die Anbindung zur Niederterrasse von Interesse. Im Zug dieser Untersuchungen wurde auch der Verlauf der Basements (Schlier) bestimmt. Aus den Ergebnissen der Geophysik und unter Einbeziehung vorhandener Bohrerergebnisse wurde für ein Detailgebiet eine flächige Darstellung der Löss/Lösslehm- bzw. Kiesmächtigkeiten, sowie der Schlieroberkante berechnet. Ferner wurde versucht die Wechselwirkung eines Oberflächengerinnes (Hummelbach) mit den quartären Sedimenten und dem liegenden Schlier als Stauer zu evaluieren. Auf Grund der geologischen Verhältnisse wurde für die Messungen vorgeschlagen, die Verfahren der Geoelektrik (DC) und der Refraktionsseismik einzusetzen. Konkret konnten mittels geophysikalischen Methoden Aussagen zu folgenden Fragestellungen erwartet werden:

- laterale Ausdehnung der Hochterrasse
- Mächtigkeit der Hochterrasse hinsichtlich ihres Absolutwertes, ihren Schwankungen, lageabhängige Zu- / Abnahmen,
- Lage von grösseren Fremdeinschlüssen bzw. Eintrag von Löss-/Lehm,
- Unterscheidung zwischen verlehnten Teilen der Kieslagerstätten und anstehenden Schliersockel;
- Lagerungsverhältnis und der Aspekt der Gleichförmigkeit.
- Geophysikalische Kennwerte für die geologischen Einheiten der Hochterrasse, Niederterrasse, Schlier und Decklehme

Aus den geophysikalischen Ergebnissen können nicht abgeleitet werden:

- „Reinheit“ der Schotter im Hinblick auf die Erfüllung der betreffenden ÖNORMEN,
- detaillierte hydrogeologischer Verhältnisse,
- die bodenmechanischen Verhältnisse der Kieslagerstätte, des Liegenden und des Hangenden,
- Abhängigkeiten zwischen Rohstoffqualität und den über / unterlagernden Schichten;

Die übergeordneten Ziele aller Einzelkampagne beziehen sich (i) auf die Klärung von geologischen Detailfragen im nämlichen Gebiet sowie (ii) eine neue Einbindung der Informationen in die vorhandenen Kartierungen von SCHERMANN (1966). Die angewandten Einzelmethode n fügen sich in folgende Detailziele:

- **Zielsetzung Bodengeophysik**

Das Ziel der geophysikalischen Feldmethoden war es, eine vertikale und laterale Differenzierung der Riss und Würmschotter zum tertiären Untergrund, die Bestimmung der Mächtigkeiten der Lösslehm-/Lössauflage und die Auswirkungen eines Oberflächengerinnes im Bereich der Hochterrasse zu bekommen. Vom Türkensturz nach Westen wurden neun geoelektrische und sechs seismische Profile quer zur Nord –Süd Achse der großen und kleinen Erlauf, v.a. westlich der kleinen Erlauf, gelegt. **Die bodengeophysikalischen Untersuchungen wurden im Zeitraum 2001-2003 durchgeführt und 2004 erfolgreich abgeschlossen.**

- **Ziel Bohrkampagne**

Verifizierung der Bodengeoelektrik durch geologische Bohrbeschreibung. Bereitstellung von Proben und für die Kalibrierung der geophysikalischen Profile und mineralogische und lithologische Untersuchungen. Die Bohrungen wurden im Sommer 2003 abgeteuft. Ergebnisse von Laboranalysen lagen zur Berichtslegung nicht vor.

- **Zielsetzung Aeroeophysik**

Befliegung im 200m Raster, um eine elektromagnetische Flächenkartierung bereitstellen zu können. Die Befliegung erfolgte im Jahr 2002, die Endauswer-

tung war zum Zeitpunkt der Berichtlegung nicht abgeschlossen.

Zusätzlich wurden die von der FA Rohstoffgeologie bereitgestellten Bohrergergebnisse aus der Bohrdatenbank verarbeitet.

1.2 Bodengeophysikalische Untersuchungen (Workflow)

Die im Projektzeitraum 2001/02 begonnene geophysikalische Kampagne wurde auch 2002/2003 mit Feldarbeiten fortgesetzt. Die im Rahmen des ÜLG-35 eingesetzte Geophysik wurde für das Gesamtprogramm durch folgenden Stufenplan integriert:

- **Stufe I**
Ermittlung einer produktiven Methodenkombination;
- **Stufe II**
Feldkampagne unter Produktionsbedingungen;
- **Stufe III**
Zusammenführung und Interpretation der geophysikalischen Felddaten mit geologischen Erkenntnissen (Bohrung, Kartierung, Rammkernsondierungen);

Stufe I wurde im Projektjahr 2002 abgeschlossen. Stufe II wurde im Projektjahr 2002/2003 beendet; die Endergebnisse sind publiziert. Die aus Stufe I verifizierte Methodenkombination umfasste folgende Einzelschritte:

- Profilgebundene geoelektrische Vermessung,
- Refraktionsseismik,
- Bohrungen (Bohrarchiv, Schneckenbohrungen)

Basierend auf der Kampagne im Winter 2002 konnten methodische Schritte für die späteren Kampagnen in den Jahren 2002 und 2003 erarbeitet werden. Im Projektzeitraum 2002/2003 wurden folgende Arbeiten im Gebiet Wieselburg durchgeführt und abgeschlossen:

- **Winterkampagne, Februar 2002**
geoelektrische und seismische Messungen an ausgesuchten Positionen (Hochterrasse, Übergang Hoch- zu Niederterrasse) zur Verifikation der vorgeschlagenen geophysikalischen Methodenkombination.

- **Sommerkampagne Mai 2002**
gemeinsam mit Studenten der BOKU wurden im Mai 2002 eine Kampagne bestehend aus geologischer Kartierung, Geophysik und Rammkernsondierungen durchgeführt, Die Ergebnisse wurden in einem Bericht, GMEINDL&ARNDT (2002) zusammengefasst;
- **Spätsommerkampagne 2002 Aerogeophysik**
zusätzliche aerogeophysikalische Befliegung im Rahmen des ÜLG-20 Projektes Messgebiet Melk;
- **Herbstkampagne, November 2002**
Geologische Aufnahme und geoelektrische Vermessung, sowie ausgesuchter seismischer Profile;
- **Bohrkampagne März 2003**
Zur Verifikation und zur Planung weiterer geophysikalischer Arbeiten wurden zehn Bohrungen mittels GBA-Schneckenbohrgerät im Zielgebiet abgeteuft;
- **Frühsommerkampagne Mai 2003**
zusammen mit den Studenten der BOKU wurden, geoelektrische und seismische Vermessungen durchgeführt;
- **Frühsommerkampagne Juni 2003**
ebenfalls mit Studenten der BOKU wurden im Bereich von Marbach geologische Kartierungen, Rammkernsondierungen und geoelektrische Vermessungen durchgeführt;

1.3 Lage des Gebietes

Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen Wieselburg und Purgstall, zwischen der großen und kleinen Erlauf, **Abbildung 1-01**. Die östliche Begrenzung bildet die Erhöhung des Türkensturzes. Westlich wurde die Linie östlich von Zarnsdorf, Marbach, Richtung Weinzierl als Grenze gewählt. Morphologisch bildet eine Hügelkette mit steilstehenden Felswänden den östlichen Teil, wogegen der mittlere und westliche Bereich von einer horizontalen Terrassenlandschaft mit mehreren Stufen dominiert wird.



Abb. 1-01::Lage des Untersuchungsgebietes

1.4 Geologischer Rahmen

Der geologische Rahmen wurde während der Feldpraktika der Angewandten Geologie, Universität für Bodenkultur, cf. GMEINDL&ARNDT (2003) erarbeitet; eine daraus entstandene Manussriptkarte ist als **Abbildung 1-02** im Ausschnitt beigefügt.

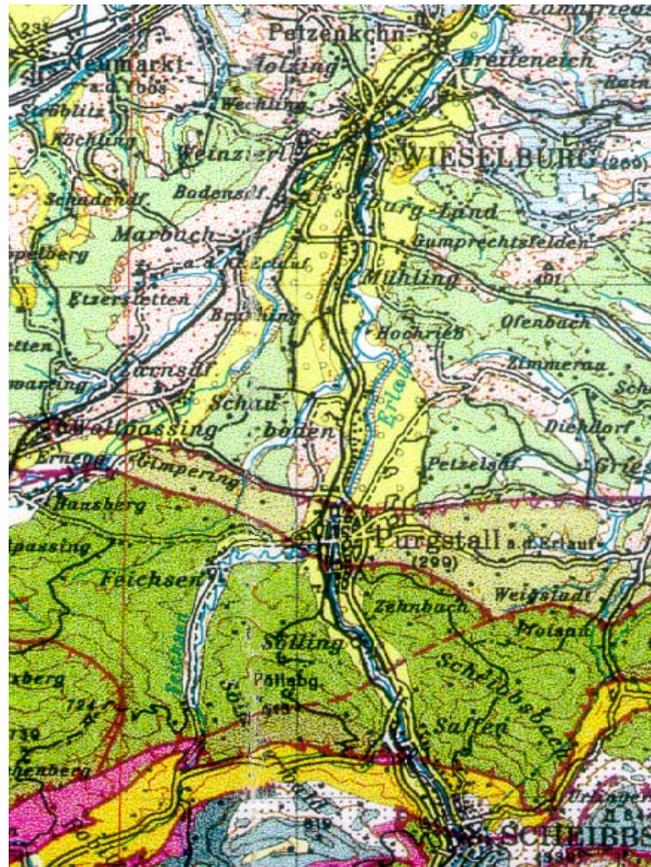


Abbildung 1-02

Geologische Übersicht und Lage des Kartierungsgebietes
 aus: Manuskriptkarte der geologischen Bundesanstalt Blatt Melk;
 Gelb: quartäre Schotter, nicht differenziert;
 mittelgrün gepunktet: Subalpine Molasse hellgrün: Schlier
 Dunkelgrün: Flyschzone

Geologisch gesehen befindet sich das Kartierungsgebiet in der Molassezone des unteren Miozäns (Eggenburgium – Otnangium) und wird von folgenden Schichtgliedern begleitet:

- Schlier

Der Schlier ist das wichtigste Feinkornsediment der Molassezone. Sedimentologisch betrachtet ist der Schlier ein sandiger, kalkreicher Ton mit eingeschlossenen Sandlinsen, die durch eine ockerfarbene Tönung zu erkennen sind. Die Lagerung (ss) ist teilweise horizontal, kann aber auch steil gegen SE einfallen. Die Mächtigkeit der Schichtung schwankt im mm-Bereich (feinschuppig) bis hin zu mehreren cm. Die stärkeren Lagen werden vor allem von Sandsteinbändern gebildet, die den Schlier konkordant durchsetzen. Im kartierten Gebiet bildet der Schlier die untere und teilweise seitliche Abgrenzung des Schotterkörpers. Der Schlier ist stark geklüftet, der Kluftabstand beträgt wenige cm. Der Schlier bildet im östlichen Bereich sehr hohe Felswände (Türkensturz), taucht gegen W unter die Terrassenschotter um fensterartig im Be-

reich von Hart wieder vorzutreten. In den westlichen Talniederungen findet sich der Schlier in dem Flussbett der kleinen Erlauf wieder, wo auch der Kontakt zu dem aufliegenden Schotter (Paläorelief) zu sehen ist. Der Schlier fällt hier mittelsteil SE gegen ein. Geophysikalisch fällt der Schlier durch eine relativ höhere seismische Geschwindigkeit ($v_p \approx 2300 \text{ ms}^{-1}$) auf. Geoelektrisch zeichnet sich Schlier durch Widerstände unterhalb von $100 \Omega\text{m}$ aus.

- **Niederterrasse**

Das Material der Niederterrasse ist sehr stark gerundet, die Korngrößen reichen über das gesamte Spektrum. Das Gefüge dieser Formation kann als „polymiktische Konglomerat“ angesprochen werden. Das Gefüge ist matrixgestützt, der Feinkornanteil überwiegt. Die Bildung von steilen, kompakten Wänden ist das Resultat der sekundären Talrandverkittung. Diese entsteht durch den kapillaren Aufstieg karbonathaltiger Wässer, welches an der Oberfläche verdunstet. Durch die Verdunstung des Kapillarwassers am Übergang zur Atmosphäre fällt das Karbonat aus und wirkt als Bindemittel auf den losen Schotter. Es kommt somit zur Verhärtung des Gefüges. Es entstehen bis zu 5 Meter hohe, vertikal bis überhängende, Konglomeratbänke. Die einzelnen Komponenten sind durchwegs Kalkalpin. Gefunden wurden: Lunzer Sandstein, Hallstätter Kalk, Dachstein Kalk, Hauptdolomit, Opponitzer Kalk, Gutensteiner Kalk, Radiolarit, Dolomite. In der Geophysik lassen sich Niederterrassen durch (i) Widerstände oberhalb $300 \Omega\text{m}$, (ii) steiler Widerstandsgradient zum Schlier im Liegenden und (iii) eine seismische Geschwindigkeit über 1100 ms^{-1} ansprechen.

- **Hochterrasse**

Charakteristisches Merkmal der Hochterrasse für dieses spezielles Gebiet ist der sog. „schwarzer Pechschotter“, der schon bei früheren Untersuchung nachgewiesen wurde. Im Zuge der Kartierung wurden Komponenten gefunden, die einen Wüstenlack ähnlichen, schwarzen Überzug (vermutlich Mangan) aufwiesen. Ob es sich hierbei um den in der Literatur erwähnten Pechschotter handelt, konnten nicht ermittelt werden. Fazit ist, dass diese Komponenten nur in der Hochterrasse aufgefunden wurden. Auffallend ist, dass im Bereich der Hochterrasse starke Verlehmungserscheinungen auftreten. Diese Verlehmungshorizonte können Mächtigkeiten bis 4 m annehmen. Eine klare Abgrenzung der Niederterrasse zur Hochterrasse konnte nur aufgrund von morphologischen Merkmalen gemacht werden. Die Höhenunterschiede der Terrassenoberkanten betragen meist 4-6 m. Der Verlauf der Terrasse aus der topographischen Karte konnte im wesentlichen nachvollzogen werden. In der Geophysik wird die Hochterrasse ausgewiesen durch (i) grössere Mächtigkeit

einer relativ hochohmigen Schicht ($> 200 \Omega\text{m}$) und (ii) einer seismischen Geschwindigkeit über 1100 ms^{-1} sowie als besondere Charakterisierung (iii) niederohmige Zwischenbereiche (um $100 \Omega\text{m}$) die aber keine Veränderung in der seismischen Geschwindigkeit zeigen: Hier sorgen Löss/Lehm Einträge in den Schotterkörper für eine relative Widerstandsmaskierung.

- **Deckschicht**

bestehend aus einer geringohmigen Auflage (Löss/Lehmschicht). Diese zeichnet sich durch sehr geringe Widerstände (unter $100 \Omega\text{m}$) und eine sehr geringe seismische Geschwindigkeit, um 300 ms^{-1} , aus.

Ein aus geologischer Sicht wichtiger Grund für den Einsatz geophysikalischer Messungen ist im Bericht GMEINDL&ARNDT (2003) dokumentiert: „...Weiteres wurde versucht, die Grenzen zwischen den einzelnen geologischen Formationen (Hoch- Niederterrasse, Schlier) festzustellen. Besonders interessant wäre es gewesen, einen aussagekräftigen Aufschluss der Hochterrasse zu finden. Leider konnte kein solcher Aufschluss gefunden werden..... „

1.5 Geophysikalische Beispiele geologischer Situationen

Wie Eingangs erwähnt wurde in einer ersten Kampagne die Einsetzbarkeit der geophysikalischen Untersuchungsmethoden für die erwähnten Fragestellungen evaluiert (Stufe I). Zu diesem Zweck wurden zwei Profile an eindeutigen geologischen Situationen in der Hoch- bzw. im Übergangsbereich von Hoch zu Niederterrasse ausgewählt, **Abbildung 1-03**.

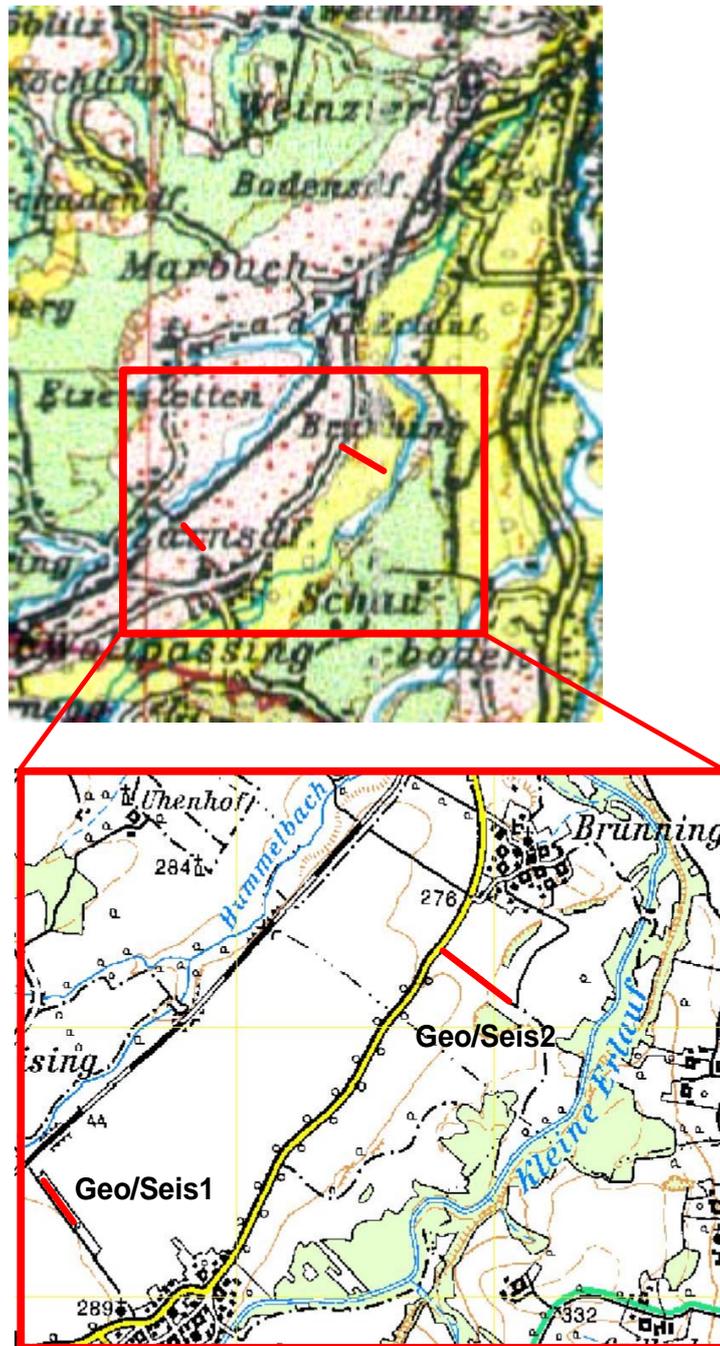


Abb. 1-03: Lage der Profile für Verifikation der vorgeschlagenen geophysikalischen Methodenkombination, (a) Übersichts-, (b) Detailkarte

1.5.1 Profil Geo1/Seis1 / Hochterrasse

Das NW-/SE Profil (GEO1/SEIS1) liegt im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Das Ergebnis der **Refraktionsseismik**, cf. **Abbildung 1-04**, zeigt einen 3-Schichtfall. Die oberflächennahe Schicht, deren Mächtigkeit bis zu 5.0 m beträgt, kann als Langsamschicht ($v_{p_{11}} = 350 \text{ ms}^{-1}$) angesprochen werden. Darunter schließt sich eine bis zu 15 m mächtige Schicht, die sich durch eine mittlere Geschwindigkeit ($v_{p_{12}} = 1100 \text{ ms}^{-1}$) auszeichnet. Während die Grenzschicht zum Hangenden kaum strukturiert ist, zeichnet sich die Grenzschicht zum Liegenden durch eine eher ausgeprägte Struktur aus. Das Liegende besitzt eine höhere Geschwindigkeit ($v_{p_{13}} = 2300 \text{ ms}^{-1}$).

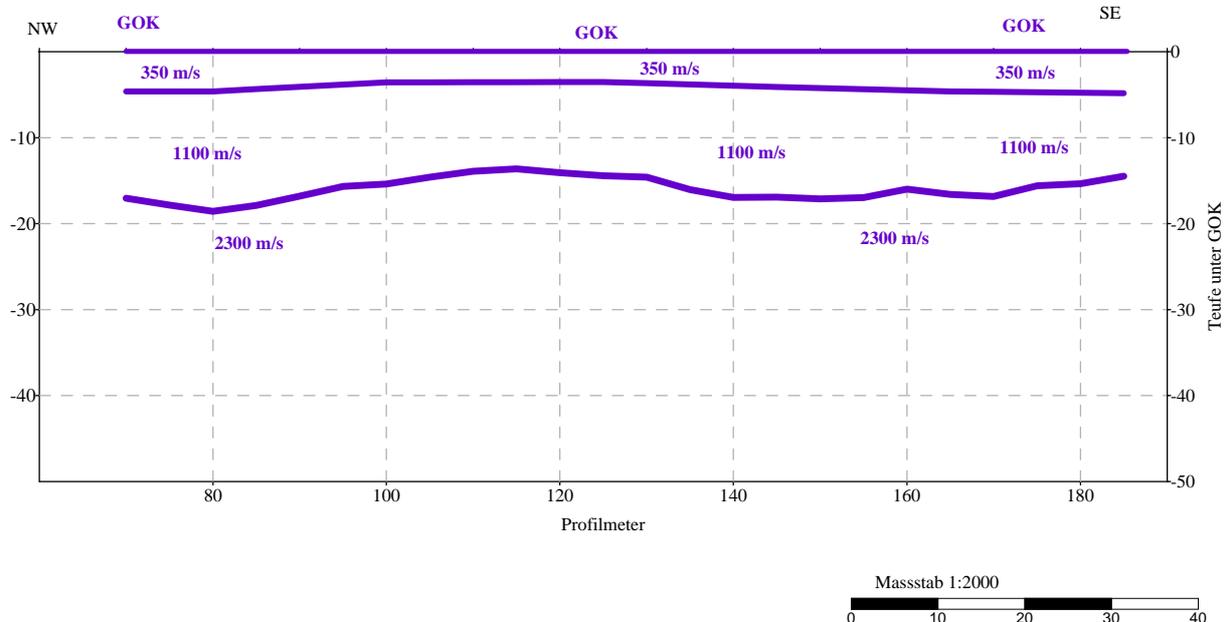


Abb. 1-04: Ergebnis Refraktionsseismik Profil 1

Ein Vergleich mit der aus der Refraktionsseismik abgeleiteten Schichtansprache mit der **Geoelektrik**, cf. **Abbildung 1-05**, zeigt, dass ungefähr die 160 Ωm -Isoresistenze mit den durch seismischen Schichtgrenzen korreliert. Der Übergang zum Hangenden zeichnet sich durch einen steilen Gradienten, zum Liegenden durch einen eher weichen Übergang aus. Das Liegende ist durch ein Oberflächenrelief charakterisiert.

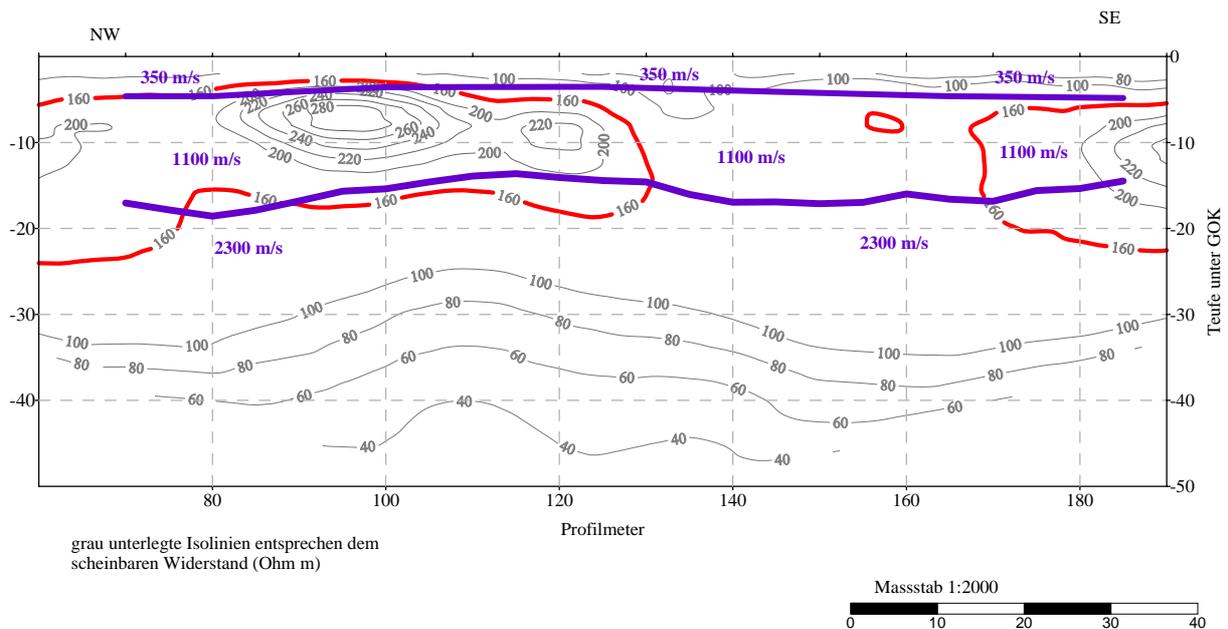


Abb. 1-05: Vergleich Ergebnis Refraktionsseismik und Geoelektrik für Profil 1

Die geologische Ansprache, **Abbildung 1-06**, der geoelektrischen Daten geht von einem 3-Schichtfall aus – im Liegenden der Schlier, wobei das weiche Gradientenbild zum Hangenden auf ein geklüftetes und wassergesättigtes Schlieroberflächenrelief hinweist. Darüber liegt die Hochterrasse, auf der eine niederohmigen Lehmschicht aufliegt.

Beachtenswert ist der Bereich zwischen Profilmeter +120 und +170 – hier ist möglicherweise durch die Infiltration von Oberflächenlehmen in die Hochterrasse eine Zone mit geringeren Widerständen entstanden, hierzu Detailausschnitt **Abbildung 1-07**. Von einer eigentlichen Trennung der Hochterrasse kann, ausgehend vom Befund der seismischen Daten, jedoch nicht ausgegangen werden.

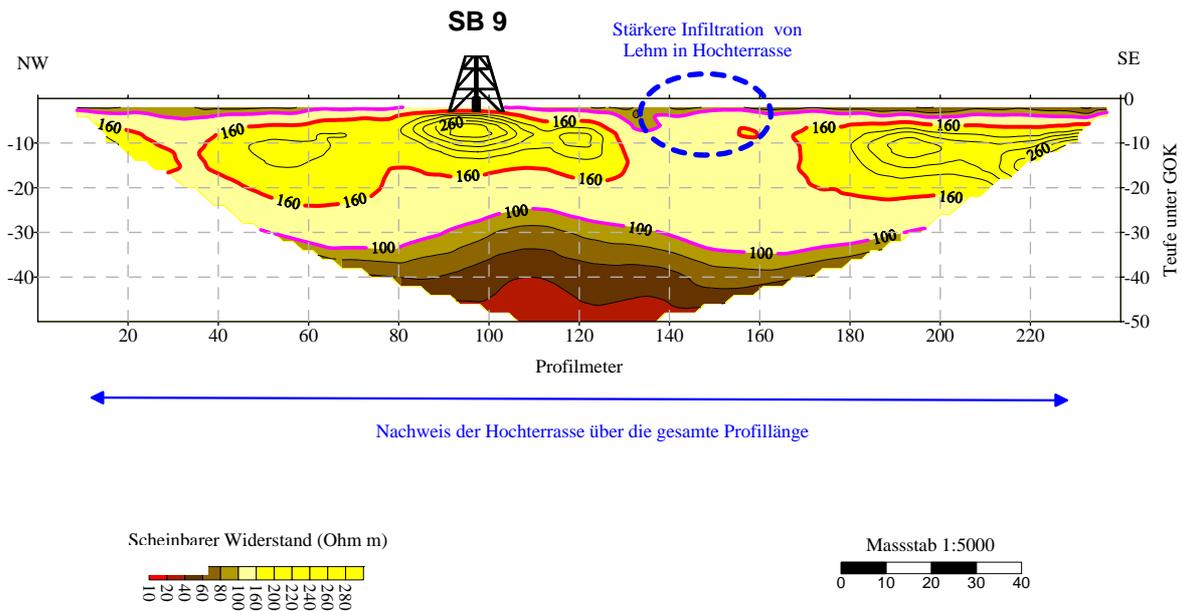


Abb. 1-06: Ergebnis Geoelektrik Profil 1

Im dargestellten Ausschnitt von Profil 1, **Abbildung 1-07**, wird der Infiltrationsbereich von Oberflächenlehmen in die Hochterrasse gezeigt. An beiden Profilenden ist die Hochterrasse durch einen charakteristischen Widerstand von $\leq 200 \Omega\text{m}$ zu erkennen. Im zentralen Bereich erscheint diese Widerstandszone unterbrochen. Ohne eine unterstützende Seismik würde die Interpretation der geoelektrischen Daten zwei getrennte petrophysikalische Einheiten ausweisen. Beachtenswert ist auch der weichere Widerstandsgradient im Liegenden der Hochterrasse – da die Geoelektrik nur den spezifischen Widerstand eines Volumens ausweist, deutet sich hier eine lokale Widerstandsverringering an.

Die Aufschlussbohrung SB 9 (März 2003) mit dem GBA eigenen Schneckenbohrgerät (inklusive Probenahme) zeigt folgendes Bohrprotokoll (H.-G. KRENMAYR)

- SB 9:**
- 3,0 m brauner, plastischer Lehm, braust nicht mit verd. Salzsäure
 - 4,8 m etwas unruhiger Vortrieb, brauner, plastischer Lehm mit Geröllchen, Probe SB 9/1, von ca. 4,5 m
 - 6,0 m deutlich unruhiger Vortrieb, geringe Förderung von geröllreichem Material, Probe SB 9/2
 - 7,4 m weitere Zunahme des Geröllanteils, Probe SB 9/3, Stop an Härtling

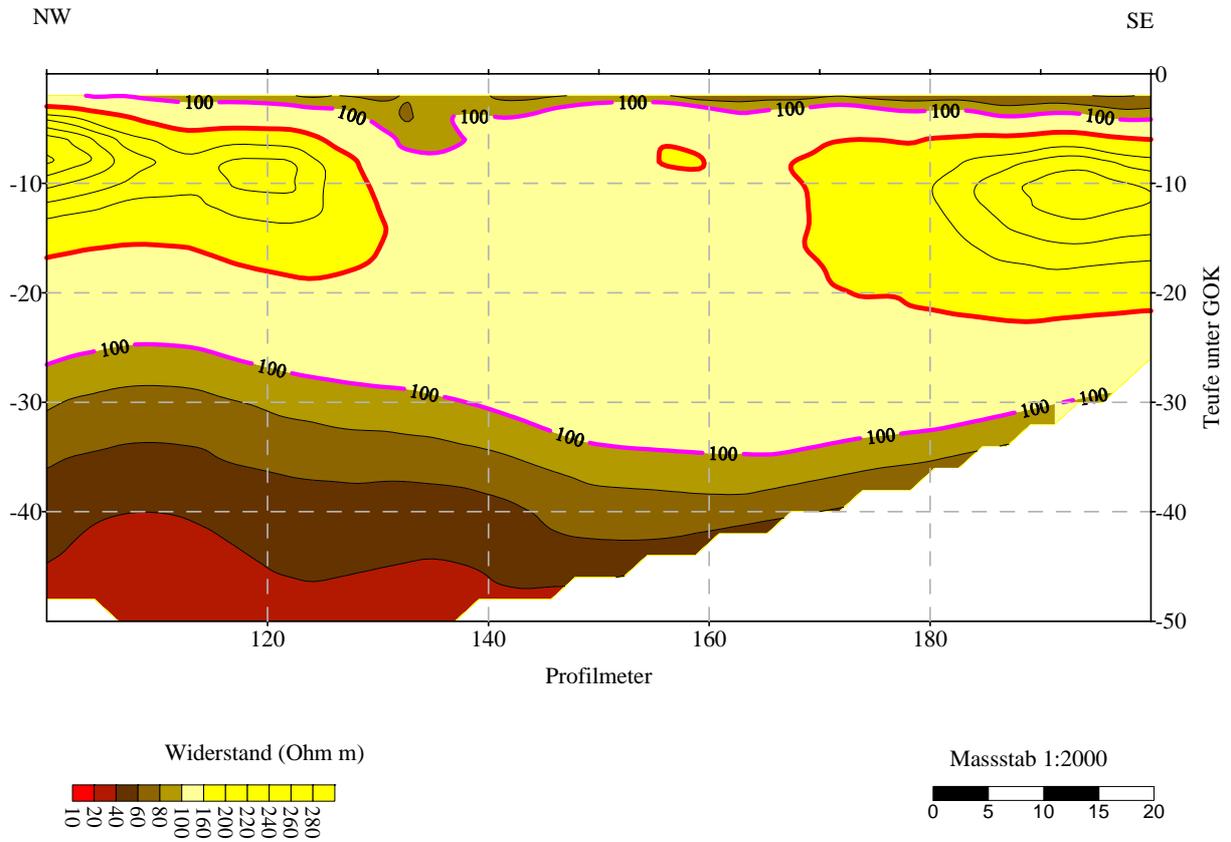


Abb. 1-07: Fallbeispiel Geoelektrik - Hochterrasse (Profil 1)

1.5.2 Profil Geo2/Seis2 / Niederterrasse

Das zweite NW-SE Profil (GEO/SEIS 2) liegt im zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes. Das im westlichen Teil des Geoelektrikprofils gelegene seismische Profil zeigt als Ergebnis, cf. **Abbildung 1-08**, einen 2-Schichtfall. Die oberflächennahe Schicht, ausgewiesen durch eine mittlere Geschwindigkeit ($v_{p_{12}} = 1100 \text{ ms}^{-1}$) liegt auf einer zweiten Schicht auf, welche eine etwas höhere Geschwindigkeit ($v_{p_{13}} = 2300 \text{ ms}^{-1}$) zeigt.

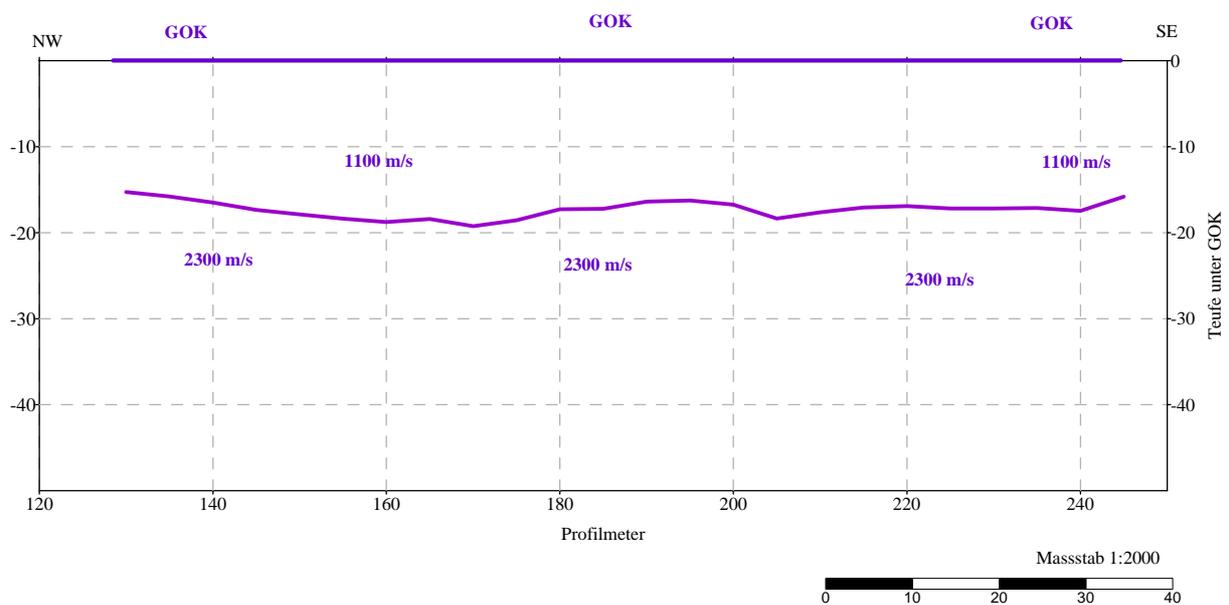


Abb. 1-08: Ergebnis Refraktionsseismik Profil 2

Ein Vergleich der abgeleiteten Schichtansprachen aus Seismik und **Geoelektrik** im Profilmereich +120 bis +240 zeigt, cf. **Abbildung 1-09**, dass hier die 100 Ωm Isolinie mit den seismischen Schichtgrenzen gut korreliert. Der Übergang der oberflächennahen Schicht zum Liegenden ist durch einen starken Widerstandsgradienten charakterisiert.

Die geologische Ansprache deutet einen 2-Schichtfall – im Liegenden der Schlier auf dem eine geringmächtige Schotterterrasse (Niederterrasse) mit geringfügiger Bedeckung aufliegt.

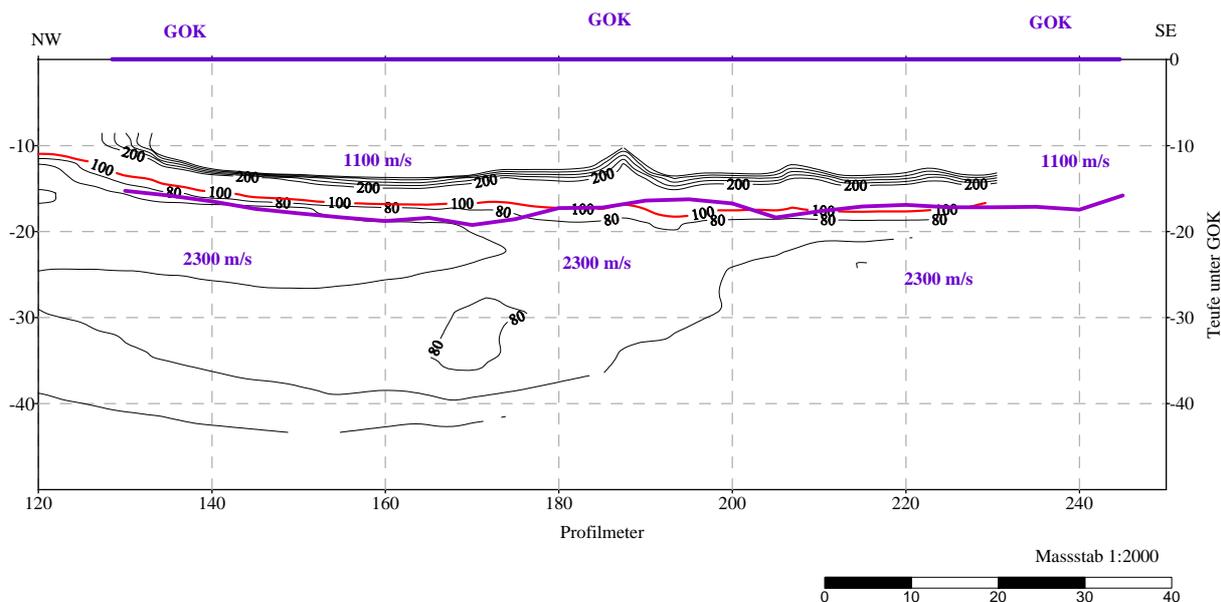


Abb. 1-09: Vergleich Ergebnis Refraktionsseismik und Geoelektrik für Profil 2

Ausgehend von dieser Modellvorstellung zeichnet sich zwischen Profilmeter 110 - 230 m der Bereich der Niederterrasse (Profilmeter +110 bis Profilende im SE) ab, der Bereich zwischen den Profilmetern +60 und +110 wird als ausbeißender Schliersockel gedeutet, an den sich nach NW (Richtung Profilanfang) die Hochterrasse anschließt, siehe **Abbildung 1-10**.

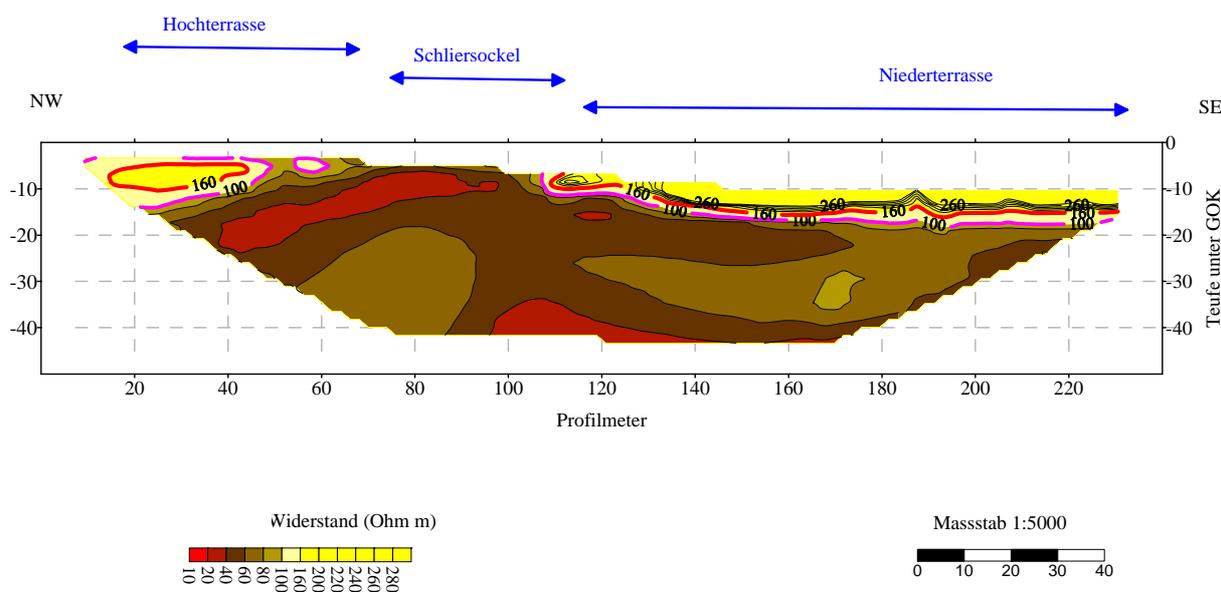


Abb. 1-10: Ergebnis Geoelektrik Profil 2

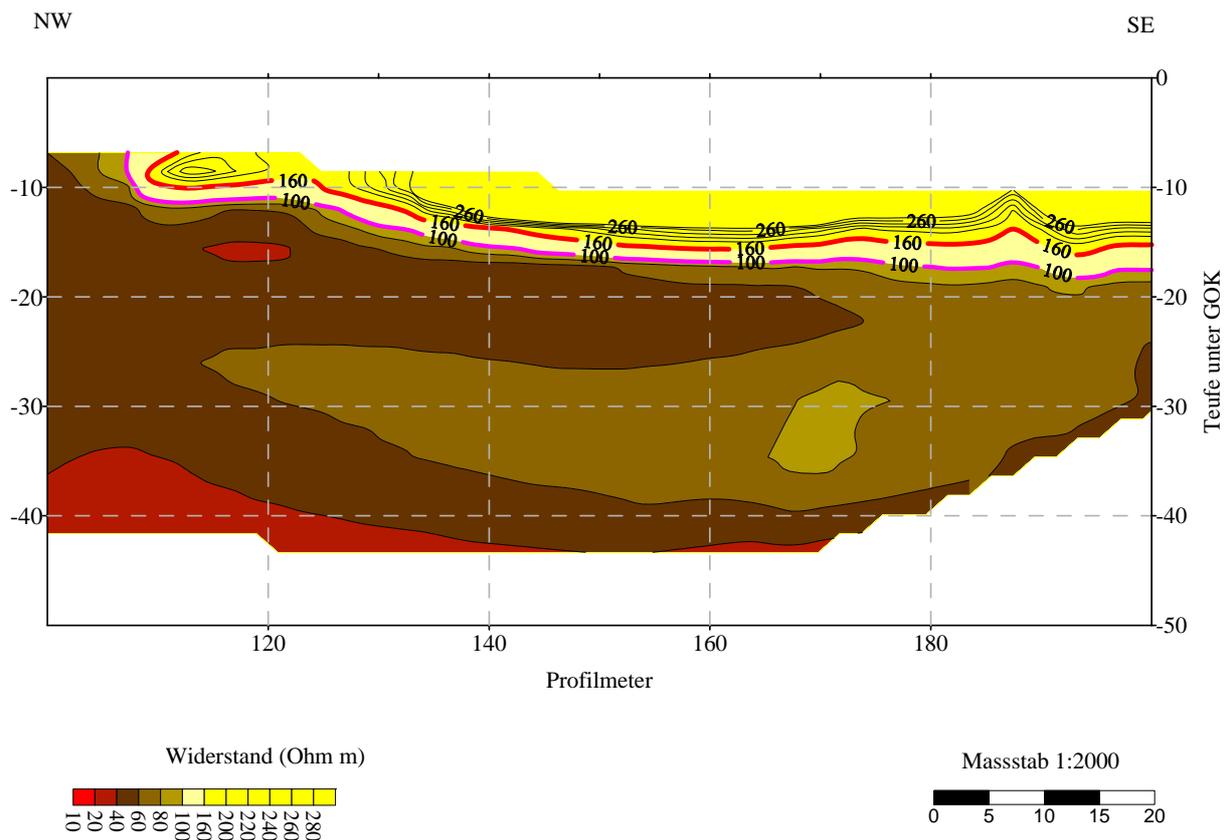


Abb. 1-11: Fallbeispiel Geoelektrik - Niederterrasse (Profil 2)

Mit den in der geologischen Kartierung und den Rammkernsondierungen gewonnenen Ergebnissen (GMEINDL&ARNDT, 2003) kann davon ausgegangen werden, dass in den **Niederterrassen** die Deckschicht mäßig bis schwach ausgebildet ist. Bereits nach wenigen Dezimetern Bodenaufgabe erreicht man die gering verwitterten Schotter der Würmterrasse. Die Rammkernsondierungen wurden hier vorzeitig abgebrochen, da ein Eindringen in den grobkörnigen Sedimentkörper nahezu unmöglich war. Geophysikalisch zeichnet sich dieser Terrassenbereich durch einen relativ hohen Widerstand und einen steilen Widerstandsgradient zum Schlier im Hangenden aus, **Abbildung 1-11**. Die Ansprache als Niederterrasse muss jedoch aus der geologisch-morphologischen Position heraus durchgeführt werden – eine Unterscheidung zwischen Niederterrasse und rezenten Flussschottern der kleinen Erlauf ist mit der Geophysik nicht möglich.

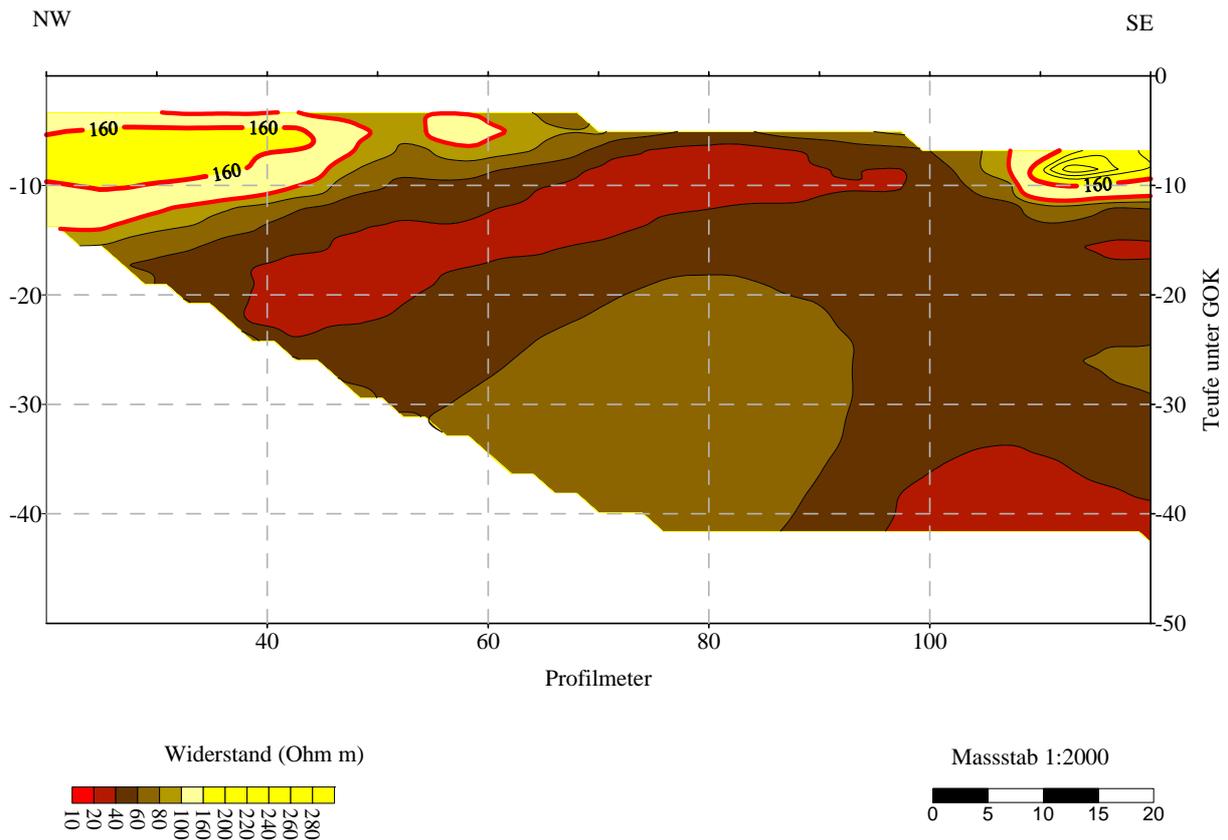


Abb. 1-12: Fallbeispiel Geoelektrik - Hochterrasse (Profil 2)

Der Profilausschnitt in **Abbildung 1-12** zeigt eine Zone mit geringen Widerständen, welche bis zur GOK reicht. Die Widerstandswerte, wie auch das ausgeglichene Isolienbild, deuten auf einen ausbeißenden bzw. anstehenden Schlier in diesem Profilbereich hin und korreliert lagemässig mit dem Bereich der Geländeschulter. Richtung Profilanfang (NW) schließt sich dann die Hochterrasse an, die durch Widerstandswerte von 100-200 Ωm gekennzeichnet ist.

1.6 Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen

Ausgehend von den oben besprochenen Ergebnissen werden im Folgenden die Detailergebnisse der einzelnen Profile diskutiert. **Abbildung 1-13** zeigt die Lage der geophysikalischen Messungen und der Bohrungen

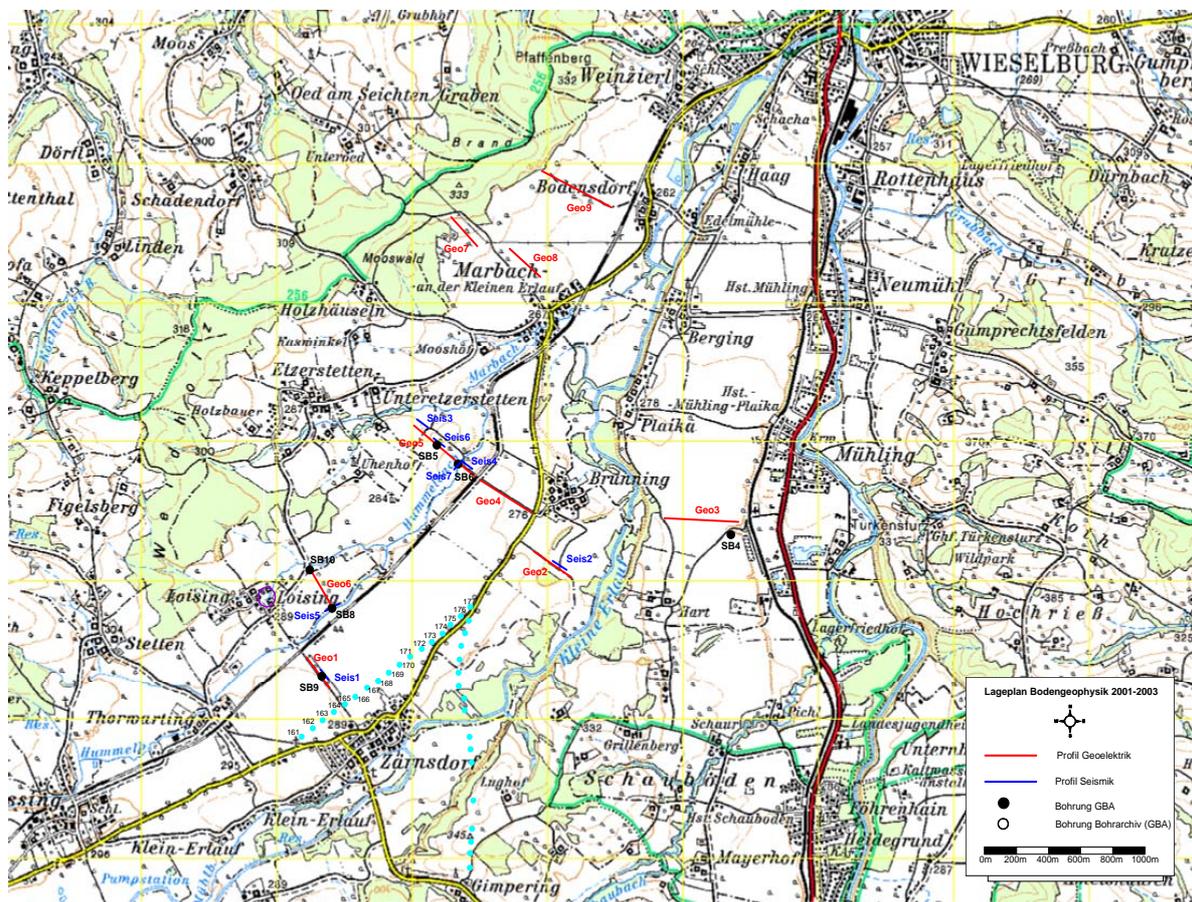
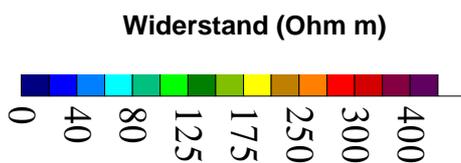


Abb. 1-13: Lage der geophysikalischen Profile und Bohrungen

Für alle Profile wurde folgende Farbverteilung für die Darstellung der elektrischen Widerstände verwendet:



1.6.1 Profil Geo3

Das W-E streichende Profil GEO3 wurde zwischen der westlichen Straße, nahe der Geländekante zur kleinen Erlauf und einer weiteren Straße in der Nähe zur Geländekante zur Bahnlinie im Osten aufgenommen. Die Widerstandsverteilung, siehe **Abbildung 1-14**, liegt zwischen 20 und 170 Ω m. Das Widerstandsbild ist in seinen Kontrasten als „weich“ anzusprechen. Die Zone mit den etwas höheren Widerständen (um 150 Ω m – grüner Farbton) im E-Teil des Profils, kann als Hochterrasse gedeutet werden (vgl. SB4). Die geringohmige Auflage entspricht einer aufliegenden Deckschicht (Löss/Lehmschicht). Im W des Profils liegen nur Widerstände bis ca. 80 Ω m (blaue Bereiche) – diese Zone ist als Schliersockel zu interpretieren.

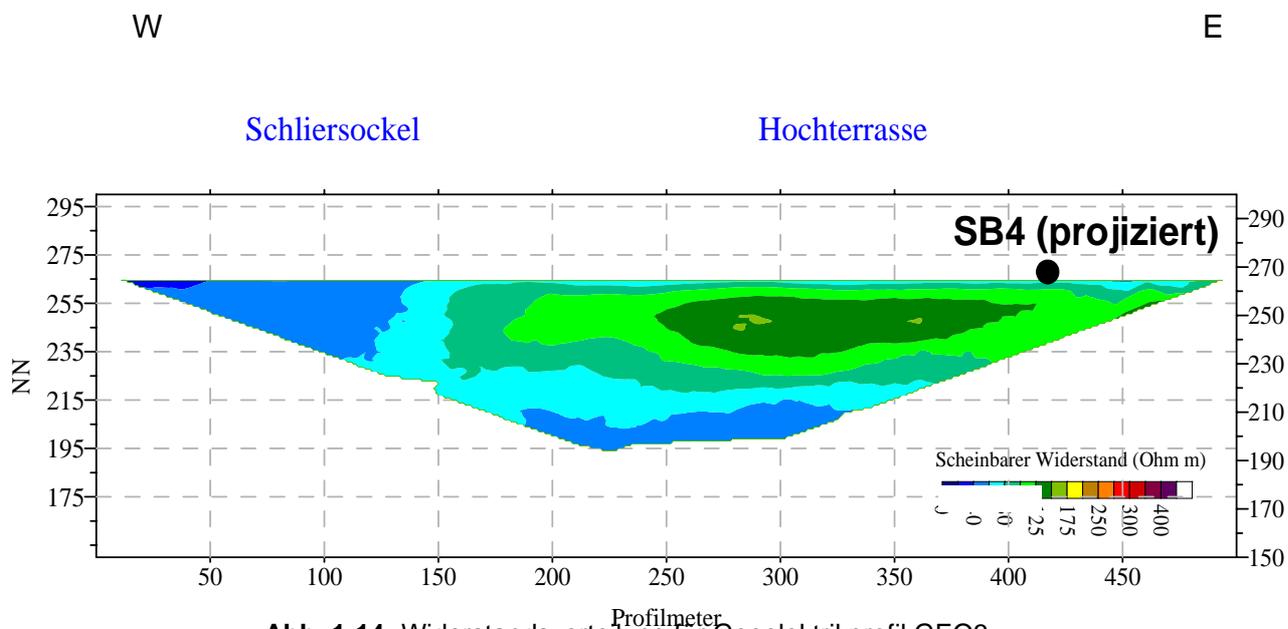


Abb. 1-14: Widerstandsverteilung für Geoelektrikprofil GEO3

Die Aufschlussbohrung SB 4 (März 2003) mit dem GBA eigenen Schneckenbohrgerät (inklusive Probenahme) zeigt folgendes Bohrprotokoll (H.-G. KRENMAYR)

SB 4:	-2,2 m gelber Lehm, braust nicht mit verd. Salzsäure,	<i>Probe SB</i>
4/1		
	-3,0 m gelber Lehm mit kleinen Geröllchen,	<i>Probe SB</i>
4/2		
	-3,6 m Geröllmaterial in lehmiger Matrix, braust mit verd. HCl	<i>Probe SB</i>
4/3		
	-4,8 m Geröllmaterial in heller siltiger Matrix,	<i>Probe SB 4/4</i>
	-6,0 m Geröllmaterial in heller, plastischer, durchfeucht. Matrix,	<i>Probe SB</i>
4/5		
	-7,2 m problemloser, auffallend weicher Vortrieb, keine Materialförderung	

1.6.2 Profil Geo4

Dieses NW-SE streichende Profil liegt zwischen dem Bahngleis und der Strasse Brunning – Zarnsdorf. Die gesamte Erstreckung des Profils kommt auf der Hochterrasse zu liegen. Die Widerstandsverteilung, **Abbildung 1-15**, reicht von 40 bis 160 Ω m. Als wesentliche Einheiten lässt sich der liegende Abschnitt mit einem Widerstandsbereich von 30 bis 80 Ω m (blau) vom hangenden Abschnitt mit 80 bis 160 Ω m (grün) unterscheiden. Darauf liegt wiederum eine geringmächtige, niederohmige Serie mit einem Widerstandsbereich von 60 – 80 Ω m. Auffallend ist die homogene Verteilung der o. a. Widerstandsbereiche. Der Liegende Abschnitt (30 bis 80 Ω m) ist, analog dem Profil Geo3 dem Schlier zuzuordnen. Mit einem weichen (großer Gradient) Übergang wird die hangende, höherohmige Serie (80 bis 160 Ω m) als Hochterrassenschotter angesprochen. Anhand der Widerstandsverteilung ist anzunehmen, dass diese Mächtigkeit im Bereich von etwa 20 m liegt. Die Hangendste Löss / Lösslehmbedeckung schwankt zwischen 3 und 5 Meter. Zusammenfassend ist dieses Profil durch eine homogen ausgebildete, durchgehende Hochterrasse mit geringer Löss- / Lösslehmbedeckung zu charakterisieren.

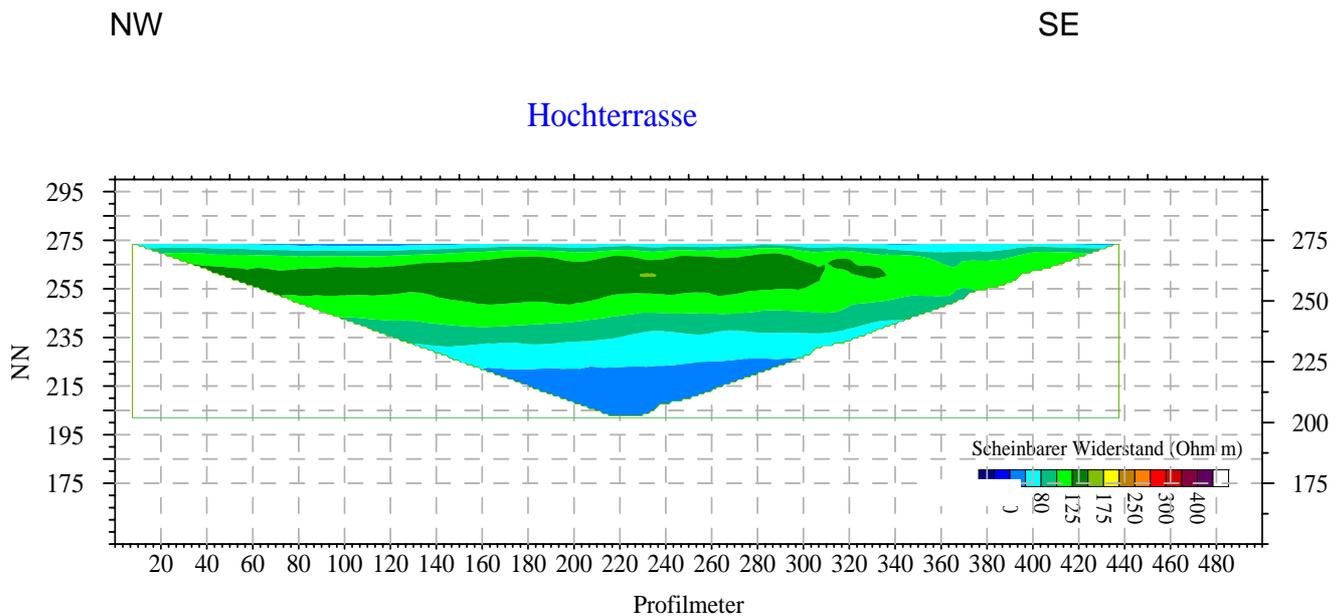


Abb. 1-15: Widerstandsverteilung für Geoelektrikprofil GEO4

1.6.3 Profil Geo5

Dieses SE-NW Profil erstreckt sich von der Eisenbahnlinie nach NW. Im ersten Drittel überstreicht das Profil den Hummelbach. Zwischen SE-Profilende und Profilmeter 550, **Abbildung 1-16**, zeigt sich eine Zone höherer Widerstände. Diese wird im Hangend durch eine geringmächtige, niederohmige Auflage überdeckt. Dieser Bereich ist als Hochterrasse zu klassifizieren. Die Widerstände im Bereich des Geländeeinschnitts Hummelbach sind mit $10 \Omega\text{m}$ - $70 \Omega\text{m}$ als niedrig anzusprechen. Eine solche Widerstandsverteilung kann entweder als (i) *aufgearbeiteter* Schliersockel oder als (ii) jüngster Talboden des Hummelbaches verstanden werden. Zur Klärung dieser Frage wurde eine Schneckenbohrung (SB6) abgeteuft, die als Ergebnis einen Übergang in 2 m Tiefe von umgelagerten Lösslehm zu aufgearbeiteten Schlier vermuten lassen. Ein über die Bohrung gelegtes seismische Profil (SEIS7, **Abbildung 1-17**) zeigt einen Geschwindigkeitssprung in 4-5 Tiefe von $300\text{-}500 \text{ ms}^{-1}$ (Lösslehm/aufgearbeiteter Schlier) auf ca. 2000 ms^{-1} (Schlier). Schotterbereiche konnten festgestellt werden.

NW des Hummelbaches, auf der Hochfläche (Terrasse) bildet sich eine Zone mit höheren Widerständen ab. Dieser Profilibereich kann durch die Widerstandscharakteristik – eine Zone höherer Widerstände wird von einer niederohmigen Auflage überdeckt (vgl. SB 5) - als Hochterrasse gedeutet werden. Um Profilmeter 150 zeigt sich wieder eine Zone geringer Widerstände. An diesen Bereich schließt sich bis zum Profilmeter im NW eine oberflächenbegleitende Zone höherer Widerstände an.

Nur eine geologische Ansprache des Gesamtprofils aus der Geoelektrik führt zu keinem eindeutigen Ergebnis. Ausgehend von der Erfahrung aus der refraktionsseismischen Kartierung im Jänner 2002, kann die $\pm 160 \Omega\text{m}$ Isolinie als Grenzbereich zwischen Schlieroberkante und Hochterrassenunterkante angesehen werden. Das Ergebnis der Refraktionsseismikprofils SEIS6, **Abbildung 1-18**, zeigt eine 10-12 m mächtige Hochterrasse. In der **Abbildung 1-16** ist diese – bisher nur bisher aus der Geophysik abgeleiteten Grenzsicht – strichliert dargestellt. Ob der Kieskörper der Hochterrasse bei den Profilmeter 130 bis 170 bzw. 400 bis 500 durch (i) einen ausbeißenden Schliersockel getrennt, durch (ii) Infiltrationsbereiche von Erlauf-Tributären durchsetzt oder (iii) dass ein erhöhter Löss-/Lehm Eintrag in den eigentlichen Kieskörper stattgefunden hat, kann aus der Geoelektrik allein nicht gedeutet werden. Darum wurde im nämlichen Bereich eine Refraktionsseismik, hierzu SEIS3 in **Abbildung 1-19**, gelegt.

Als Rohergebnis kann festgehalten werden, dass im Bereich des Hummelbaches der Schliersockel fast bis zur Oberfläche ausbeißt, Kieskomponenten wurden weder durch die Aufschlussbohrung SB6, noch durch die geophysikalischen Untersuchungen (Geoelektrik, Seismik) kartiert. Auf der Hochfläche selbst liegt heterogen verteilter Terrassenschotter mit unterschiedlich mächtiger Löss/Lösslehmbedeckung vor.

Die Aufschlussbohrung **SB 5** (März 2003) mit dem GBA eigenen Schneckenbohrgerät (inklusive Probenahme) zeigt folgendes Bohrprotokoll (H.-G. KRENMAYR)

- SB 5:** -1,2 m ockergelber, plastischer Lehm, *Probe SB 5/1*
 -2,4 m ff. analog, aber etwas mürber und dunkler, *Probe SB 5/2*
 -3,8 m ff. analog, ab 3,8 m unruhiger Vortrieb durch Gerölle
 -4,8 m geringe Förderung von Lehm mit kleinen Geröllchen, *Probe SB*
 5/3
 -6,0 m relativ problemloser Vortrieb, nur leichtes Rütteln, rel.
 geringe Förderung von Lehm mit kleinen Geröllchen (max. 3 cm),
 Material braust schwach mit verd. HCl, *Probe SB*
 5/4
 -7,2 m ff. analog, aber Geröllanteil bereits ca. 50%, lehmige Matrix
 braust mit verd. Salzsäure, *Probe SB*
 5/5
 -8,4 m ff. analog, mit nochmals erhöhtem Geröllanteil, *Probe SB*
 5/6
 -9,6 m ff. analog, weitere Erhöhung des Geröllanteils, aber nurmehr
 geringe Förderung
 -10,8 m weiterhin problemloser aber unruhiger Vortrieb,
 keine Materialförderung mehr.

Die Aufschlussbohrung **SB6** (März 2003) mit dem GBA eigenen Schneckenbohrgerät (inklusive Probenahme) zeigt folgendes Bohrprotokoll (H.-G. KRENNMAYR)

SB 6: -1,8 m gelber plastischer Lehm
 -4,0 m blaugrauer weichplastischer Lehm (Probe SB 6/1, ca. bei 2,0 m)

ab 4,0 –8,6 m unruhiger Vortrieb, gefördert wird nur blaugrauer Schlamm mit feinen Gesteinssplittern, keine eindeutige Schlierstückchen dabei.

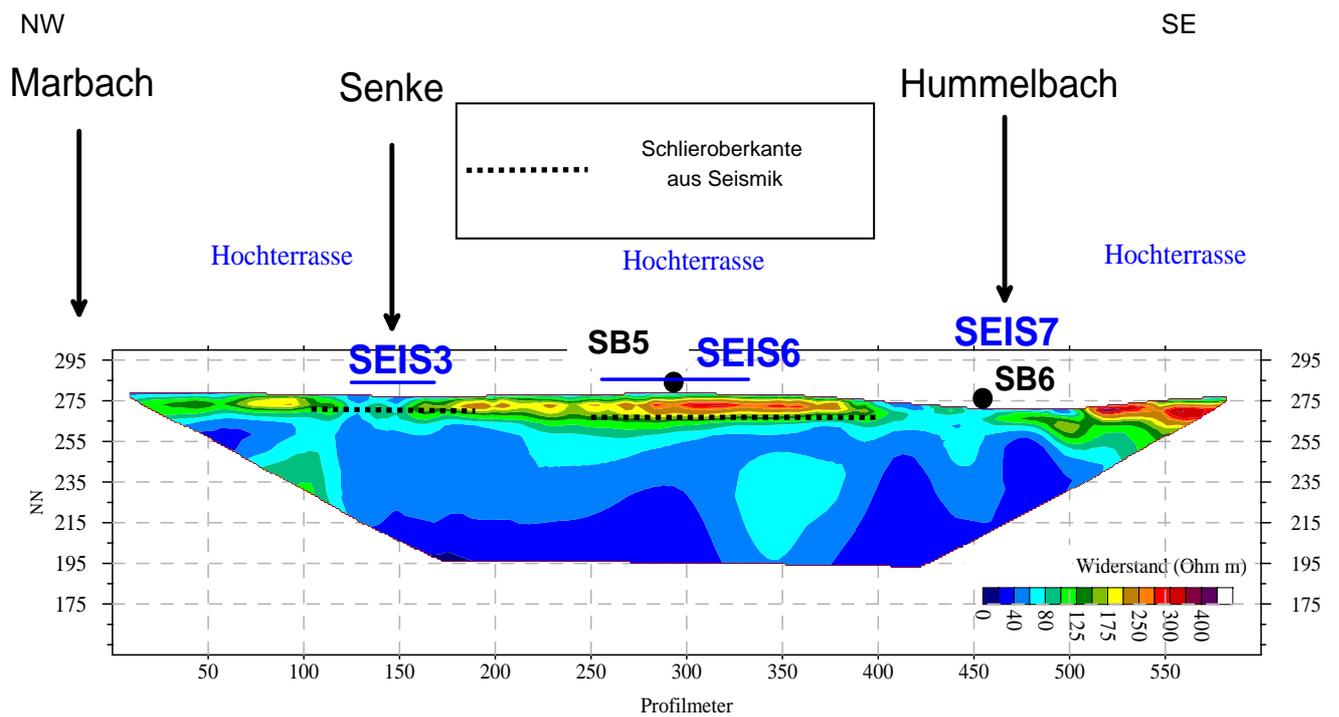


Abb. 1-16: Widerstandsverteilung für Geoelektrikprofil GEO5

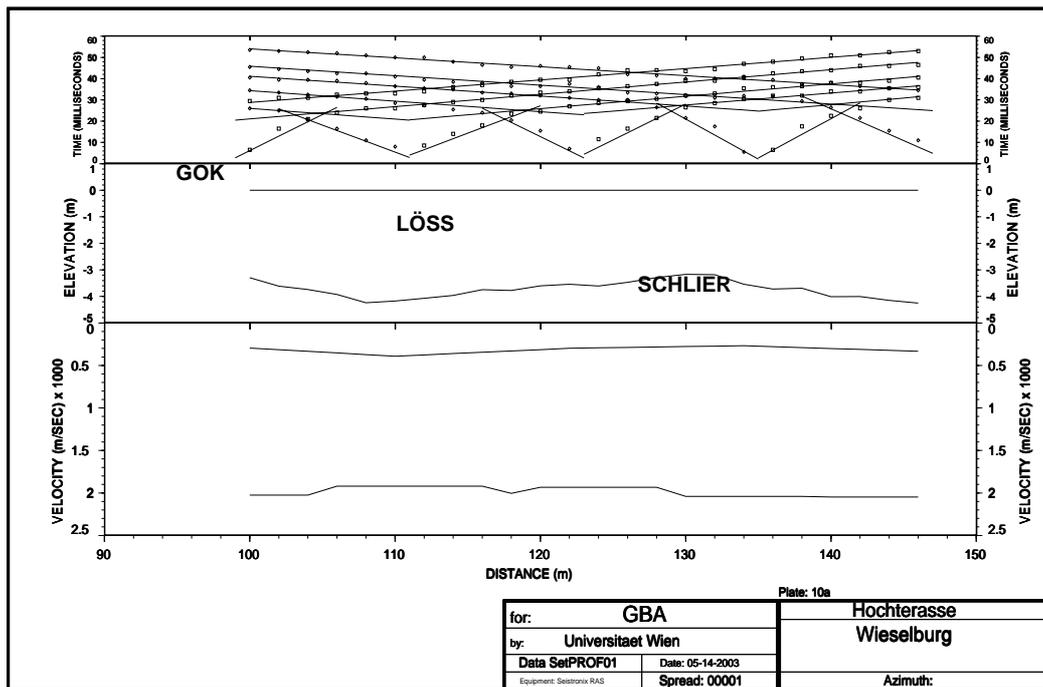


Abb. 1-17: Ergebnis des seismischen Profils SEIS7 (Bereich Hummelbach)

Seismik SEIS7, **Abbildung 1-17**, zeigt, dass keine Hochterrasse im Bereich des Hummelbachs vorhanden ist. (SE Bereich Geoelektrikprofil GEO5)

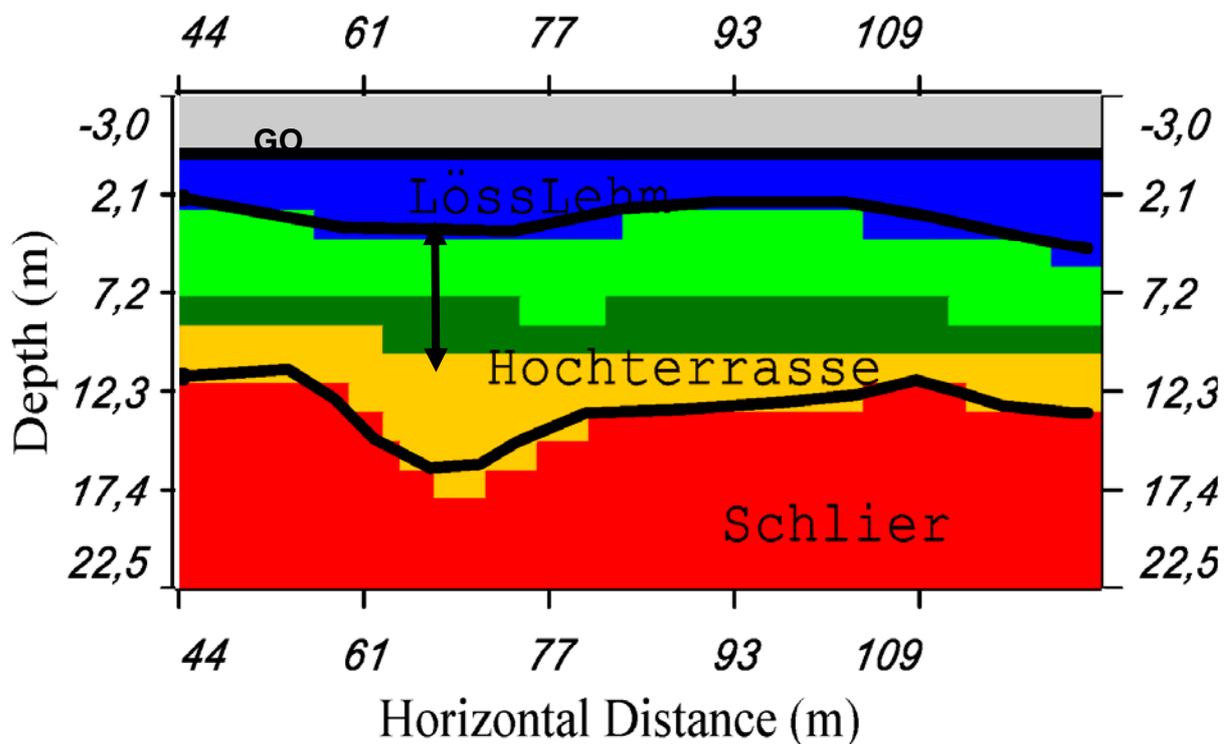


Abb. 1-18: Ergebnis des seismischen Profils SEIS6 (Bereich Hochterrasse)

Seismik SEIS6, **Abbildung 1-18**, zeigt als Ergebnis Hochterrasse mit Mächtigkeiten von 10m bis 15 m mit einer Lösslehmbedeckung (2m - 5m). Die Geschwindigkeitszunahme an der Basis der Hochterrassenschotter könnte als erhöhte Wassersättigung interpretiert werden. Die im Vergleich zu den restlichen seismischen Profilen andere Darstellung für Seismik Profil SEIS6 ergibt sich aus der Tatsache, dass dieses Profil mit der neuen Software GEOCT I ausgewertet wurde, die restlichen alle mit den Programmen FIRSTPIX und GREMIX bearbeitet wurden.

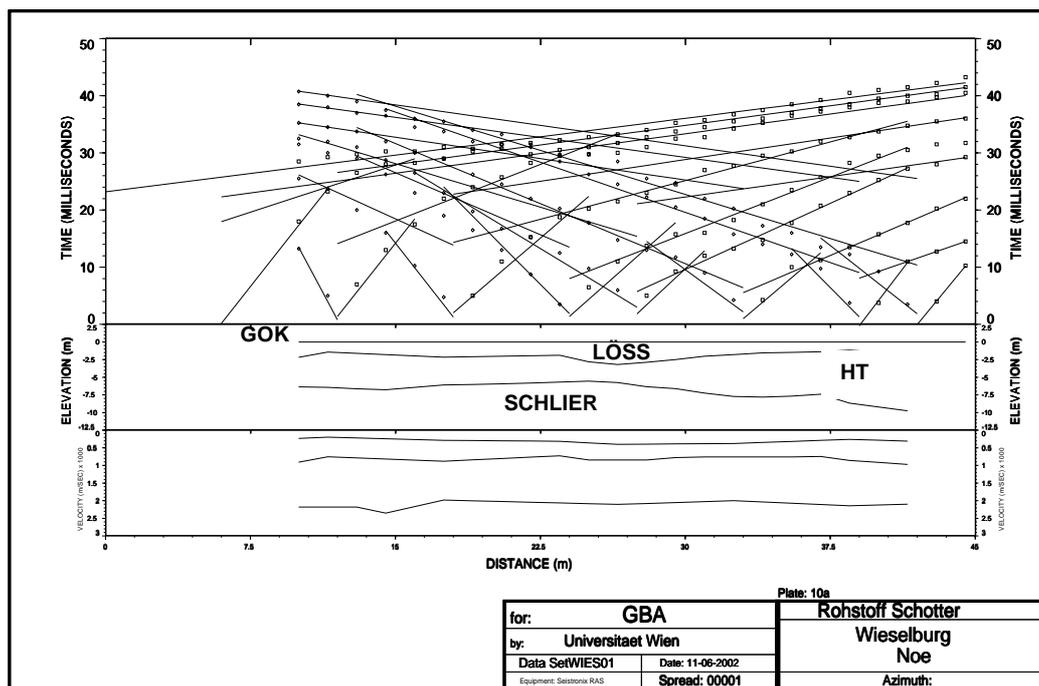


Abb. 1-19: Ergebnis des seismischen Profils SEIS3 (Bereich Marbach)

Seismik SEIS3, **Abbildung 1-19**, zeigt, dass eine geringmächtige Hochterrasse im Bereich Marbach (NW Bereich Geoelektrikprofil GEO5) vorhanden ist, diese scheint gegen SE mächtiger zu werden.

1.6.4 Profil Geo6

Dieses Profil liegt zwischen der Gerinnegabelung des Hummelbaches. Die NW-SE Erstreckung beträgt 300 m. Die Profilenden kommen jeweils am Gerinne zu liegen und werden dort durch Bohrungen verifiziert. (SB 8 & SB 10). Die Widerstandsverteilung in der dargestellten Abbildung von Profil Geo6, **Abbildung 1-20**, reicht von 20 Ω m bis 250 Ω m. Beachtenswert ist, dass über die gesamte Profilstrecke eine grundsätzlich horizontale Verteilung der Widerstände vorliegt. Basierend auf

den bisherigen Messungen geht die geologische Ansprache der geoelektrischen Daten von einem 3-Schichtfall aus – im Liegenden der Schlier (ang. Widerstandsbereich von 20 bis 60 Ω m) mit einem weichen Gradientenbild zum Hangenden. Dies weist auf ein geklüftetes und wassergesättigtes Schlieroberflächenrelief hin. Darüber liegt die Hochterrasse (ang. Widerstandsbereich von 150 bis 250 Ω m) auf der eine niederohmige (\sim 40 bis 60 Ω m) Löss/Lehmschicht aufliegt. Auffallend ist, dass im Bereich der Hochterrasse heterogene Widerstandsverteilungen vorherrschen. Diese Tatsache lässt auf eine unterschiedliche Ausbildung der Kiesablagerung schließen. Hochohmige Kernzonen (gelb) deuten auf einen geringeren Matrixanteil hin.

Im Vergleich zum Geoelektrikprofil GEO5 fällt auf, dass der Hummelbach die Hochterrasse nicht durchschneidet, sondern im Hangenden Teil der HT, wahrscheinlich noch in der Löss/Lösslehmbedeckung fließt. Das seismische Profil, SEIS5, **Abbildung 1-21**, erstreckt sich in SW-NE Richtung, entlang des Hummelbaches, normal zum geoelektrischen Profil GEO6. Es bestätigt die geologische Interpretation (3-Schichtfall) der geoelektrischen Daten und ermöglicht eine exakte teufenspezifische Zuordnung der einzelnen geologischen Sequenzen. Das Ergebnis der Refraktionsseismik zeigt einen 3-Schichtfall. Die oberflächennahe Schicht, deren Mächtigkeit bis zu 3.0 m beträgt, kann als Langsamschicht ($v_{p_11} = 400 \text{ ms}^{-1}$) angesprochen werden. Darunter schließt sich eine bis zu 6 m mächtige Schicht, die sich durch eine mittlere Geschwindigkeit ($v_{p_12} = 1300 \text{ ms}^{-1}$) auszeichnet, an. Das Liegende besitzt die höchste Geschwindigkeit von ($v_{p_13} = 2200 \text{ ms}^{-1}$).

Ausgehend von der Erfahrung aus der refraktionsseismischen Kartierung im Jänner 2002 kann die $\pm 160 \Omega$ m Isolinie als Grenzbereich zwischen Schlieroberkante und Hochterrassenunterkante angesehen werden. In der Abbildung 1.20 ist diese – bisher nur bisher aus der Geophysik abgeleiteten Grenzschrift im Bereich der Bohrung SB 8 – strichliert dargestellt.

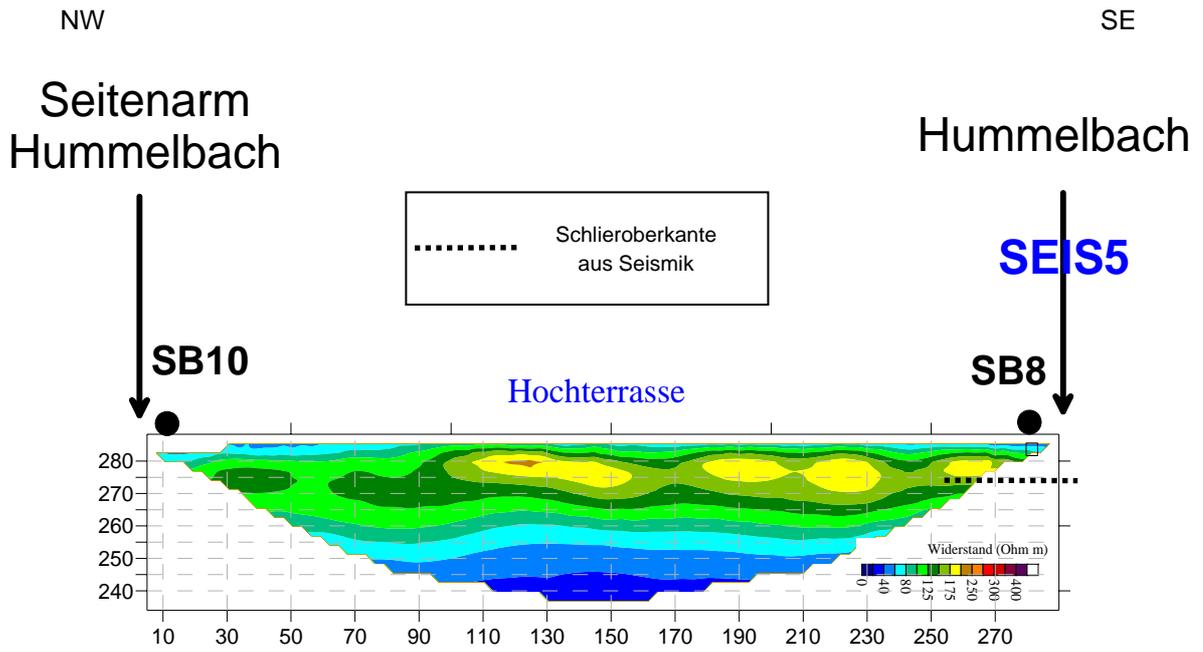


Abb. 1-20: Widerstandsverteilung für Geoelektrikprofil GEO6

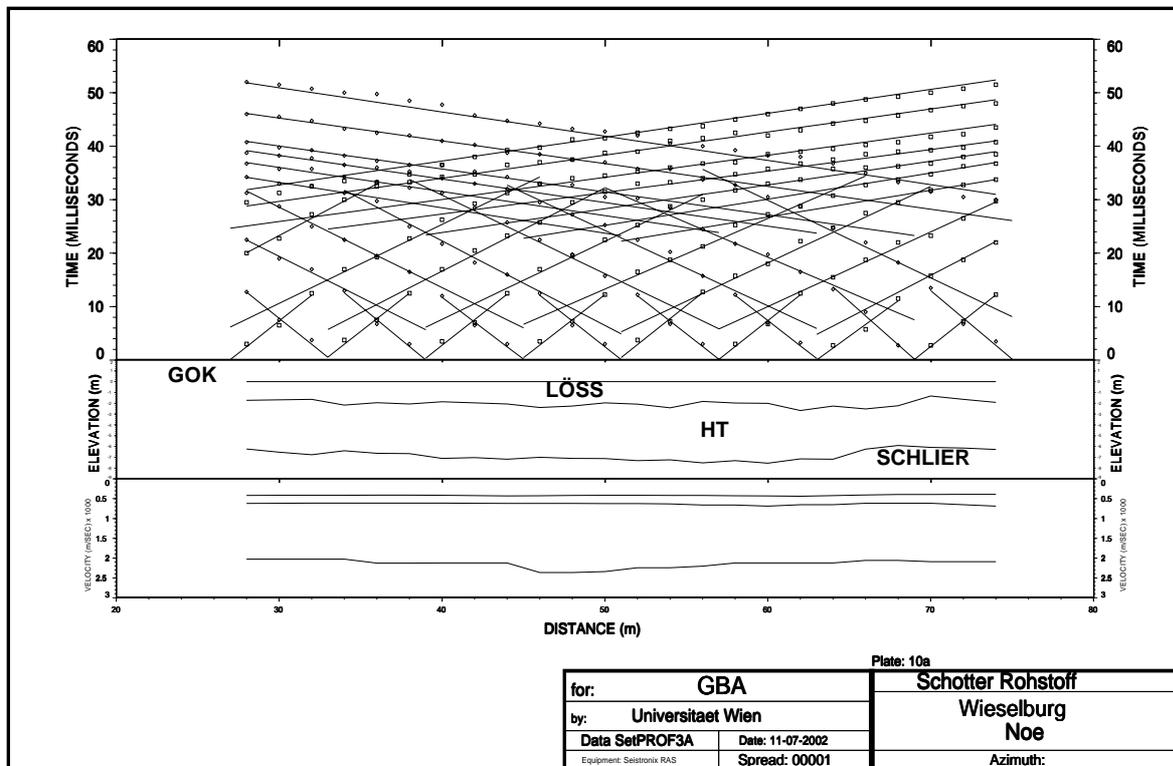


Abb. 1-21: Ergebnis des seismischen Profils SEIS5

Die Seismik zeigt, dass eine geringmächtige Kiesablagerung (Hochterrasse) im Bereich des Hummelbaches vorhanden ist (SE Ende Geoelektrikprofil GEO6). Die Aufschlussbohrungen SB8 & SB10 (März 2003) mit dem GBA eigenen Schneckenbohrgerät (inklusive Probenahme) zeigen folgendes Bohrprotokoll (H.-G. KRENMAYR)

SB 8a: -1,2 m mittelbrauner plastischer Lehm

-2,4 m ff. analog,

Probe SB 8/1

-3,4 m Stop an Härtling, geringe Förderung von etwas dunklerem Lehm mit kleinen Geröllchen (max. 2 cm),

Probe SB

8/2

SB 8b: ca. 1 m Abstand von SB 8 a

-2,4 m wie zuvor

-3,8 m etwas dunklerer Lehm mit kleinen Geröllchen

ab 3,8 m bis 8,4 m unruhiger Vortrieb durch Gerölle, gefördert wird stark durchfeuchteter plast. Lehm mit kleine Gesteinssplintern und Geröllchen

SB 10a: -1,2 m mittelbrauner Lehm

-2,4 m ff. analog Probe SB 10/1

-3,6 m unruhiger Vortrieb ab ca. 3 m, gefördert wird plastischer brauner Lehm mit kleinen Gesteinspartikeln,

Probe SB 10/2

-4,9m ff analog, Stop an Härtling

SB 10b: ca. 1 m Abstand von SB 10 a

-2,4 m wie zuvor

-7,2 m unruhiger Vortrieb durch Gerölle, gefördert wird plastischer brauner Lehm mit kleinen Gesteinssplintern und Geröllchen

(Weiterhin unruhiger Vortrieb durch Gerölle bis zur Endteufe)

-8,4 m stark durchfeuchteter Lehm mit Gesteinspartikeln

-9,6 m wie zuvor, Material braust mit verd. Salzsäure,

Probe SB 10/3

-13,2 m nur mehr geringe Schlammförderung

1.6.5 Profil Geo7

Am westlichen Ausläufer der quartären Ablagerungen im Untersuchungsgebiet, im Übergangsbereich zum anstehenden Schlier, wurde NWN von Marbach ein E-W Profil geoelektrisch vermessen. Ziel der Kartierung war die Frage, wie weit sich die, durch Löss/Lösslehm bedeckte Hochterrasse nach Westen erstreckt. Das geoelektrische Bild zeigt eine geringohmige Widerstandsverteilung, cf. **Abbildung 1-22** über die gesamte Profillänge. Die Widerstandswerte von 20 bis 60 Ω m sind reprä-

sentativ für feinklastische Sedimente wie sie im Schlier oder in der Lösslehmbedeckung vorkommen. Somit wurde in diesem Bereich bis zur Höhenkote 275m kein Schotter nachgewiesen. Beachtenswert ist die Feinstruktur aus sehr niederohmigen Material (Widerstände kleiner $10 \Omega m$) im Schliersockel selbst, hierzu Profilmeter 100 bis 150; Ob es sich bei dieser oberflächennahen Bildung um (i) sehr tonige Lagen im eigentlichen Schlier oder um (ii) mächtige Lösslehmbedeckungen mit verwitterungsbedingten Entkalkungen handelt, kann mittels Geophysik allein nicht entschieden werden. Um diese Situation näher zu untersuchen, bzw. die vorgenommene geologische Interpretation zu überprüfen, wird eine Aufschlussbohrung mit dem GBA Bohrgerät vorgeschlagen.

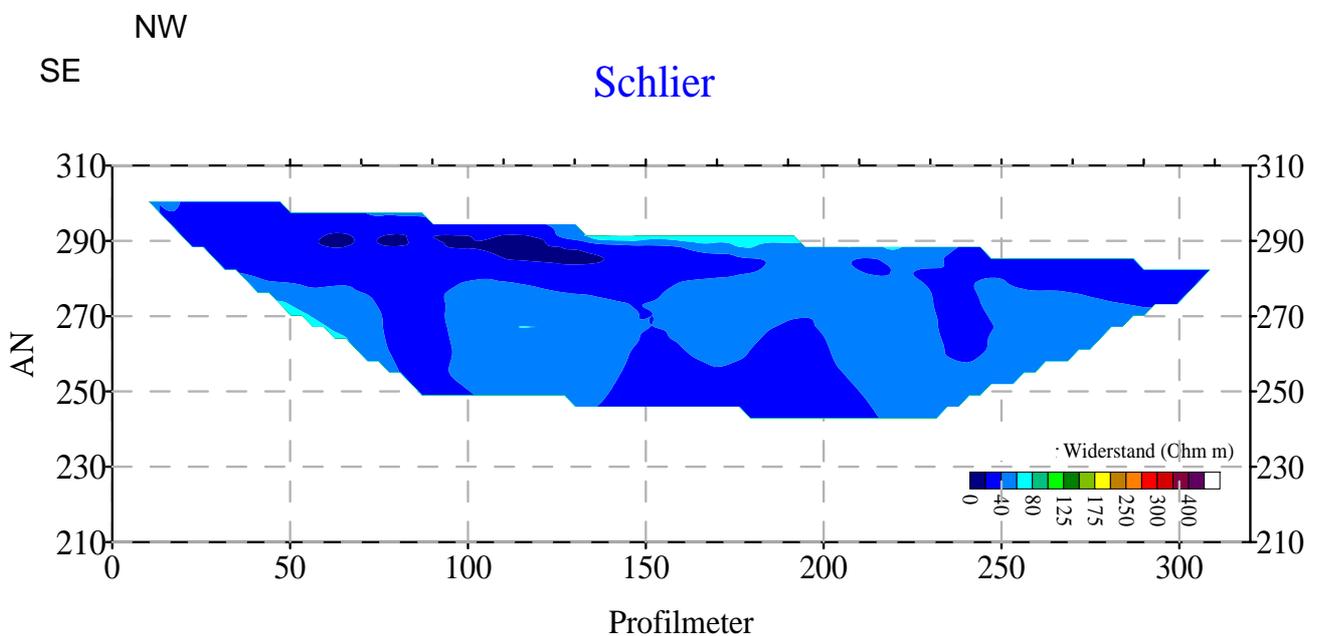


Abb. 1-22: Widerstandsverteilung für Geoelektrikprofil GEO7

1.6.6 Profil Geo8

Dieses Profil schließt SE, nach einer flachen Geländestufe, auf tieferen Niveau an das Profil GEO 7 an. Deutlich ist eine Dreigliederung der Widerstandsverteilung, **Abbildung 1-23**, ersichtlich, die in der dargestellten Abbildung von Profil Geo6 von $20 \Omega \text{ m}$ bis $130 \Omega \text{ m}$ reicht. Betrachtet man den Kontrast der Widerstände, so orientiert sich das Profil Geo 8 an den Profilen Geo 3 und Geo 4, die ebenfalls durch einen geringen Widerstandskontrast gekennzeichnet sind. Analog der Interpretation zu diesen Profilen ist das Liegend mit einem Widerstand von etwa $70 \Omega \text{ m}$ als Schlier anzusprechen. Im Hangenden davon ist eine einheitlich ausgebildete Widerstandsverteilung von 80 bis $100 \Omega \text{ m}$ ausgebildet, die im äußersten NW Bereich (Profilanfang) $120 \Omega \text{ m}$ erreicht. Setzt man die Widerstandsverteilung den Ablagerungsverhältnissen gleich (3-Schichtfall: von Liegend nach Hangend: Schlier-Hochterrasse-Lösslehmbedeckung), so entspricht dieser „mittlere“ Abschnitt dem Hochterrassenschotter. Jedoch muss, auf Grund der, für Kies niedrigen Widerstandsverteilung eine starke Verlehmung bzw Verwitterung der HT angenommen werden. Zuoberst lagert eine geringmächtige Lösslehmbedeckung (Widerstandswerte von 40 bis $60 \Omega \text{ m}$) auf. Augenscheinlich ist, dass zwischen dem SE Ende des Profils Geo 7 und dem NW Ende von Geo 8 der Ablagerungsraum der HT endet. Die Festlegung von Mächtigkeiten, bzw. der Schlieroberkante ist in diesem Profil auf Grund der geringen Widerstandskontraste nur mit einer größeren Fehlerwahrscheinlichkeit möglich. Anzunehmen ist, dass die Schlieroberkante in ca. 20 m Tiefe liegt, wobei im Übergangsbereich zur HT sehr wohl die gesättigte Zone berücksichtigt werden muss. Daraus ergibt sich eine Mächtigkeit für die HT, die bei 15 bis 20 m angenommen werden kann. Die Lösslehmbedeckung beträgt maximal $3-4 \text{ m}$. Um diese Situation näher zu untersuchen, bzw. die vorgenommene geologische Interpretation zu überprüfen, wird eine Aufschlussbohrung mit dem GBA Bohrgerät vorgeschlagen, alternierend dazu seismische Untersuchungen.

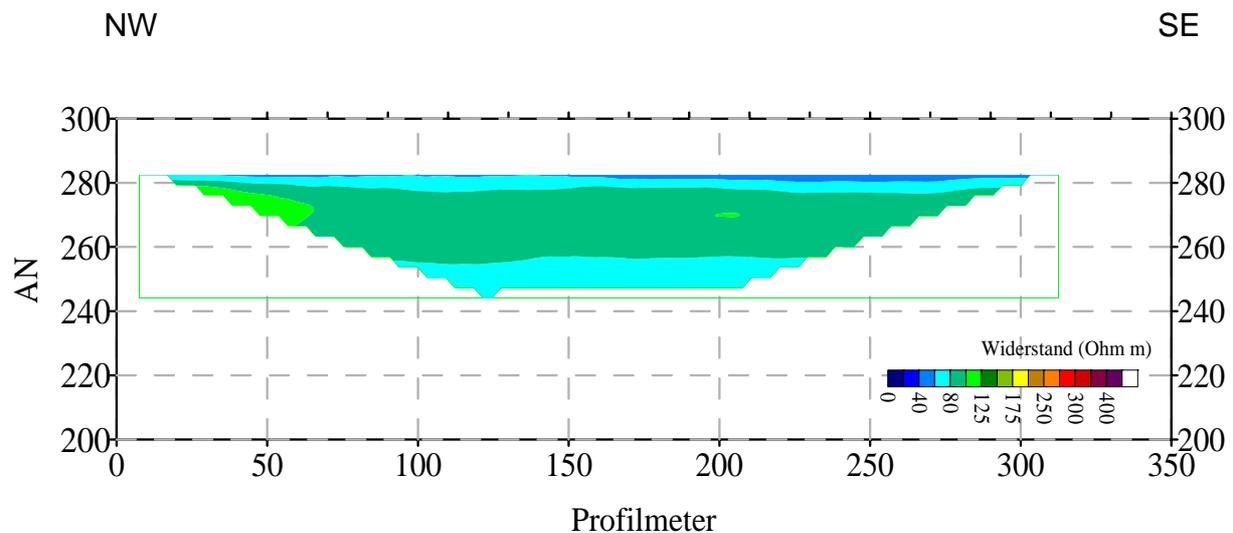


Abb. 1-23: Widerstandsverteilung für Geoelektrikprofil GEO8

1.6.7 Profil Geo9

Das Geoelektrikprofil Geo 9 erschließt den Ablagerungsbereich quartärer Sedimente NW von Bodensdorf. Sowohl in seiner Länge und Orientierung als auch in der Widerstandsverteilung korreliert dieses Profil mit den geoelektrischen Profilen 7 und 8. Der NW Bereich (Profilmeter 0 bis 250), siehe Abb. 1.24, entspricht in seiner geringohmigen Widerstandsverteilung (20 bis 60 Ω m) dem Profil Geo 7. Geologisch ist dieser Abschnitt als Schlier anzusprechen, dem eine Lösslehmbedeckung aufliegt. Aufgrund ähnlicher Widerstandsverteilungen der feinklastischen Sedimente des Lösslehms und des Schliers, ist eine Trennung dieser Einheiten mit der Geoelektrik nicht möglich. Eine Hochterrasse ist hinsichtlich der niederohmigen Widerstandsverteilung auszuschließen. Reste, in Form von einzelnen Kieskomponenten oder lokalen Anhäufungen, können nicht ausgeschlossen werden.

Ab Profilmeter 300 deutet sich der Einfluss der HT an und ist ab Profilmeter 370 bis zum Ende (Profilmeter 600) aufgrund des erhöhten Widerstandsbildes bis in eine Tiefe von ca. 20 m zu vermuten. Jedoch muss, auf Grund der, für Kies niedrigen Widerstandsverteilung eine starke Verlehmung bzw Verwitterung der HT angenommen werden.

Eine exakte Abgrenzung der HT zum liegenden Schlier ist auf Grund des geringen Widerstandskontrastes nicht möglich. Zudem muss im Übergangsbereich Schlier zur

HT auch die gesättigte Zone berücksichtigt werden. Anhand dieser Voraussetzungen kann eine Mächtigkeit für die HT, von 15 bis 20 m angenommen werden. Bemerkenswert ist auch die Ausbildung der angenommenen Grenzfläche Schlier/HT, die in diesem Abschnitt des Profils auf ein markantes, rinnenförmiges Schlierrelief hinweist. Die Lösslehmbedeckung ist sehr geringmächtig ausgebildet.

NW
SE

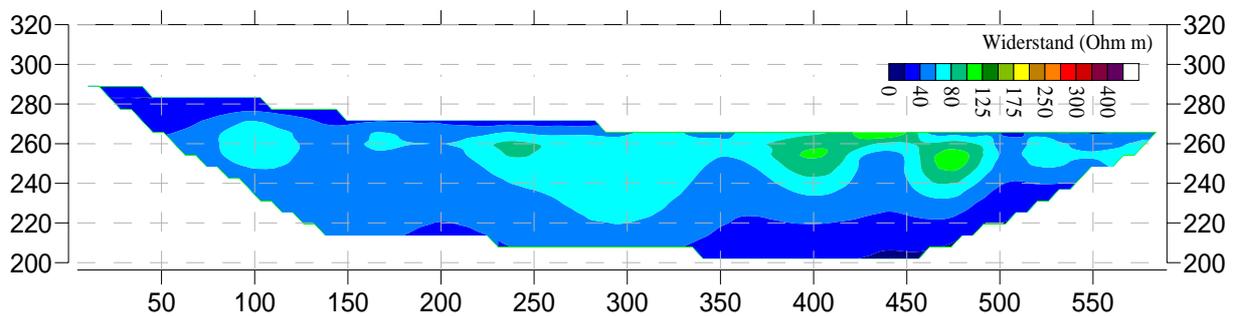


Abb. 1-24: Widerstandsverteilung für Geoelektrikprofil GEO9

In **Tabelle T1-1** sind die geologischen Einheiten und deren elektrische bzw. seismischen Eigenschaften zusammenfassend angeführt.

Tabelle T1-1:
Tabelle der geologische Einheiten und deren geophysikalischen Eigenschaften

Geologische Einheit	Geologische Ansprache	elektrischer Widerstand (Ωm)	V_p (m s^{-1})
Aulehm, Ausande	Bedeckung der älteren (Hoch-) Terrasse, geringe Mächtigkeit	Relativ geringer Widerstand, je nach Sand-Anteil zwischen 50 und 100 Ωm	Langsamschicht, unter 500 ms^{-1}
Hochterrasse	Schotterkörper	Relativ hoher Widerstand (zwischen 100 und 300 Ωm), scharfe Gradient zum Schlier,	Mittlere Geschwindigkeit – zwischen 1000 und 1500 m s^{-1}
Niederterrasse	Schotterkörper, überdeckt durch Aulehme, Sande und Löss	Relativ hoher Widerstand, durch Eintrag von aufliegenden Löss/Lehm weiches Gradientenbild zwischen 200 und 400 Ωm	
Schlier	Liegendes, Tertiär	Relativ geringer Widerstand, je nach Ton/Schluff – Anteil zwischen 30 und 120 Ωm	Kompakte, schnelle Schicht, Geschwindigkeiten über 2000 m s^{-1}

1.7 Geologische Gesamtinterpretation

In diesem Kapitel wird der Versuch unternommen, die geophysikalischen Messergebnisse im Untersuchungsgebiet SW Wieselburg hinsichtlich der Verhältnisse v.a. der Hochterrasse einer flächenhaften Interpretation zuzuführen. **Abbildung 1-25** zeigt nochmals die Lage der geoelektrischen Profile auf der geologischen Karte (Manuskriptkarte der geologischen Bundesanstalt Blatt Melk).

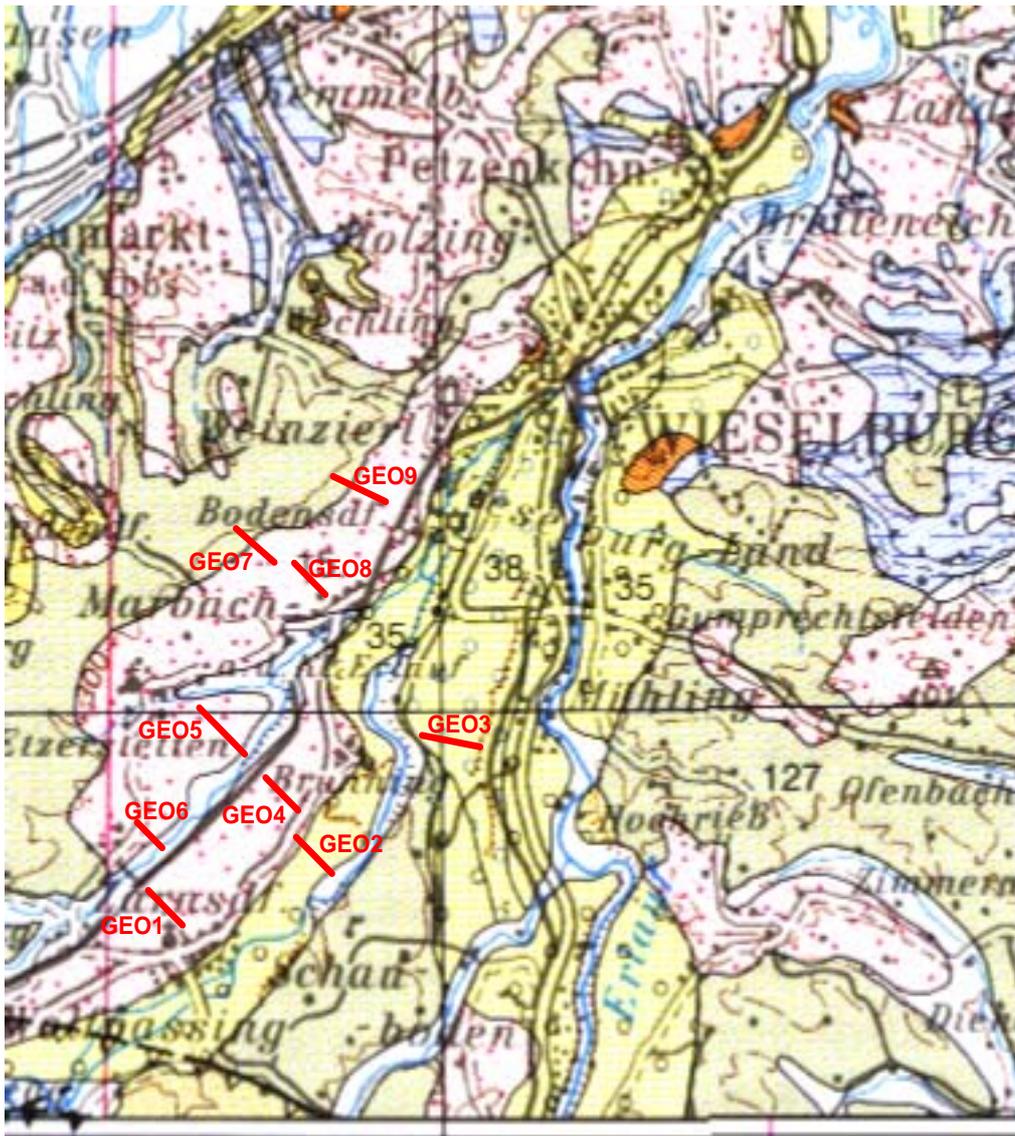


Abb. 1-25: Lage der Geoelektrikprofile auf geologischer Manuskriptkarte (Blatt Melk)
Legende: 15 Lösslehm, 35 Niederterrasse, 38 Hochterrasse, 127 Schlier

1.8 Verschnitt Geophysikalisch / Geologische Information

Als weitere Möglichkeit die Informationen aus Bohraufnahmen und geophysikalischen Ergebnissen umfassend zu bearbeiten, wurden für ein Detailgebiet (SW Teil des Untersuchungsgebietes) die Bohrprofile aus den vorhandenen Bohrungen (Schussbohrungen der OMV, entnommen aus dem Bohrarchiv der GBA) mit den Ergebnissen der geoelektrischen Vermessung verschnitten. Ziel war es, eine flächenhafte Verteilung von geologischen Einheiten (hier: Lösslehm, Hochterrasse, Schlier) zu definieren. Dazu wurden die Widerstandsverteilungen der geoelektrischen Profile (Hier: GEO1 und GEO4) an Hand der Bohrprofile geologisch interpretiert und mit den Bohrprofilen flächenhaft interpoliert. **Abbildung 1-26** zeigt die Verteilung der Mächtigkeiten der Lösslehmbedeckung. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 3m und (max.) 7m, wobei sich in den Bohrungen kleinräumige Mächtigkeitsunterschiede der Lösslehmbedeckung zeigen (Bohrpunkte: 163, 172, 173, 175).

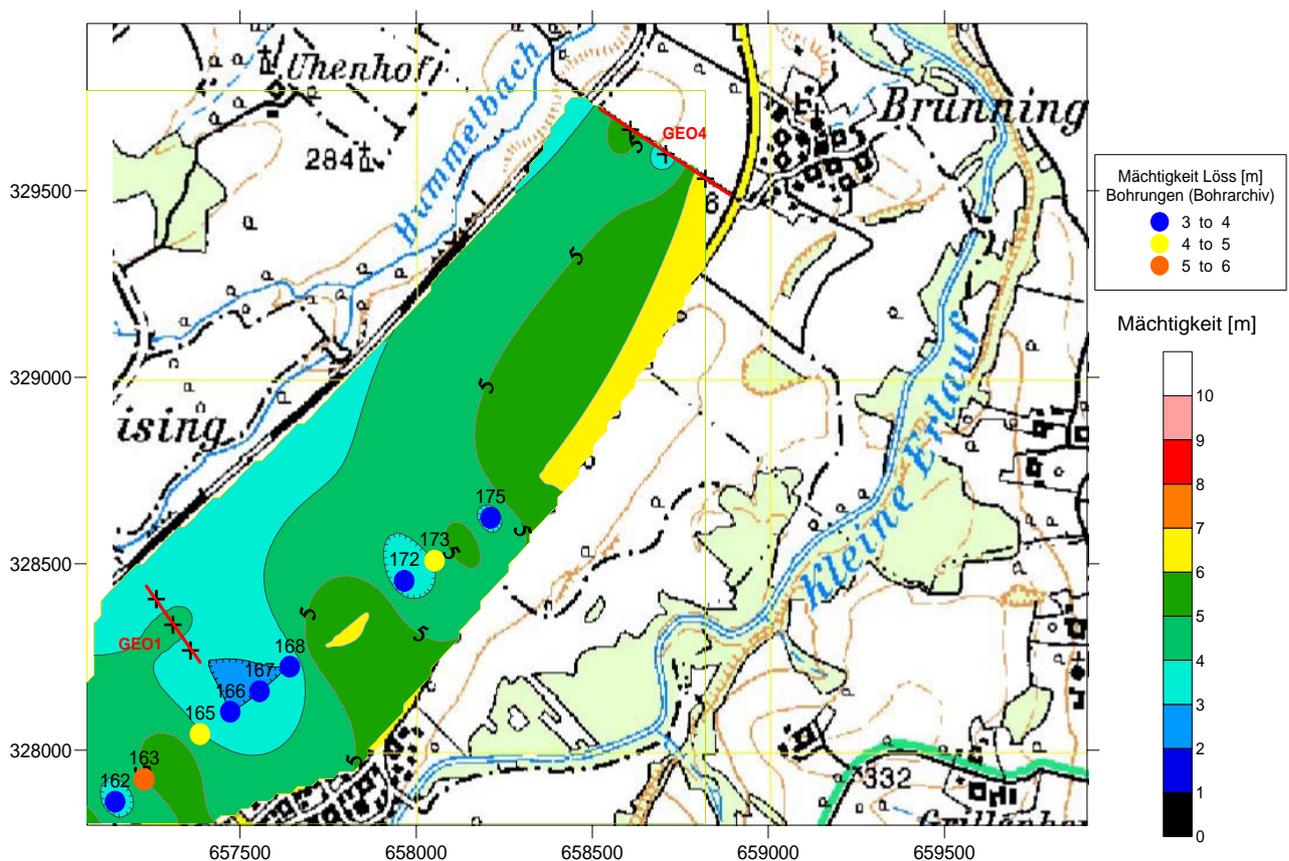


Abb. 1-26: Mächtigkeit der Lösslehmbedeckung aus Bohrungen und Geophysik

Die Mächtigkeitsverteilung der Hochterrasse, **Abbildung 1.27**, bewegt sich zwischen 10 m und 25 m, wobei die größte Mächtigkeit im Norden berechnet wurde. Auch hier zeigen die Bohraufnahmen einen eher heterogenen Verlauf der Hochterrassenmächtigkeiten.

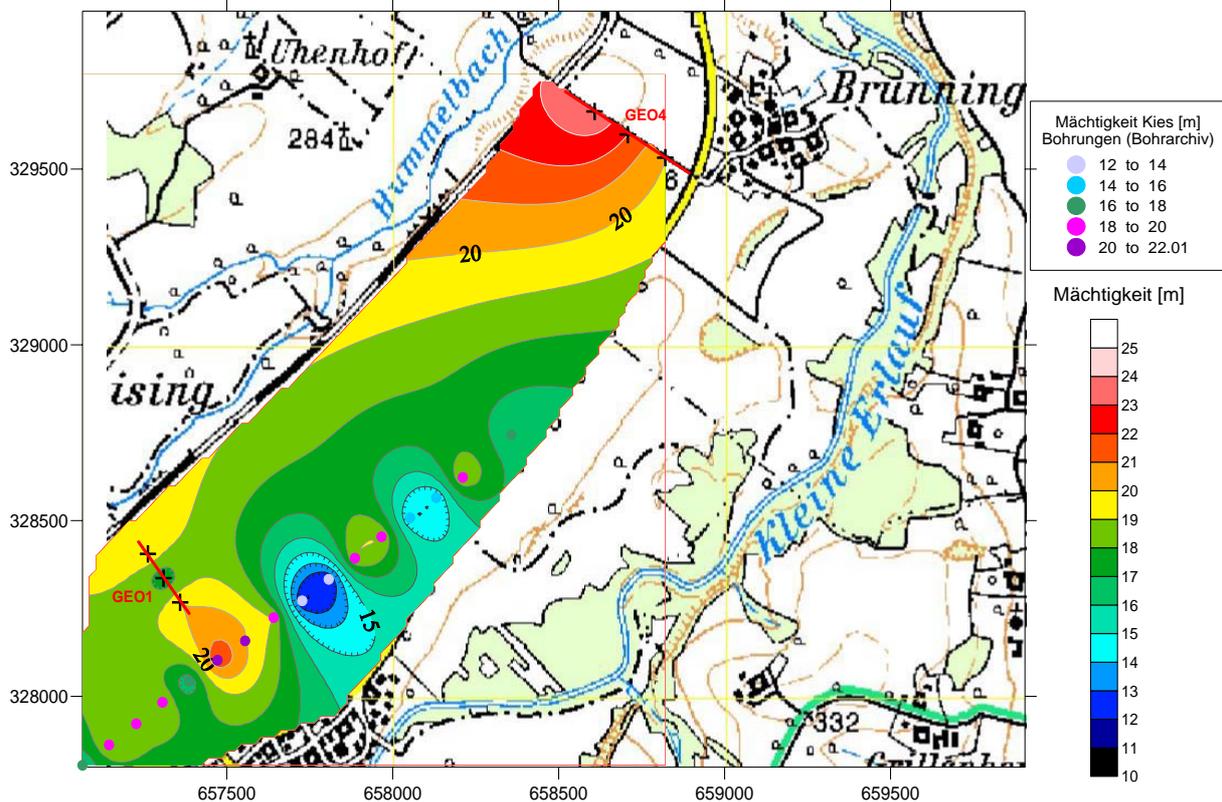


Abb. 1-27: Mächtigkeit der Hochterrasse aus Bohrungen und Geophysik

Als kombiniertes Ergebnis der oben beschriebenen Auswertungen, kann man aus den Lösslehm- und Hochterrassenmächtigkeiten den Verlauf der Schlieroberkante berechnen, siehe **Abbildung 1-28**. In diesem Fall wurde nur die Tiefe der Schlieroberkante unter GOK berechnet. Dass zur Berechnung der wahren Höhe ü.AN notwendige Höhenmodell war nicht verfügbar. Erwartungsgemäß paust sich das Ergebnis der Hochterrassenmächtigkeit hier durch und zeigt zunehmende Tiefen der Schlieroberkante Richtung Norden. Diese eben beschriebenen Ergebnisse sollen nur als Beispiel dafür dienen, flächenhafte Verteilungen von Mächtigkeiten und Reliefstrukturen aus der Kombination von Bohraufnahmen und geophysikalischen Ergebnissen zu gewinnen. Das oben erwähnte Beispiel würde durch 1-2 zusätzliche geo-

physikalische Profile in seinem Interpretationsspielraum noch deutlich eingengt werden können.

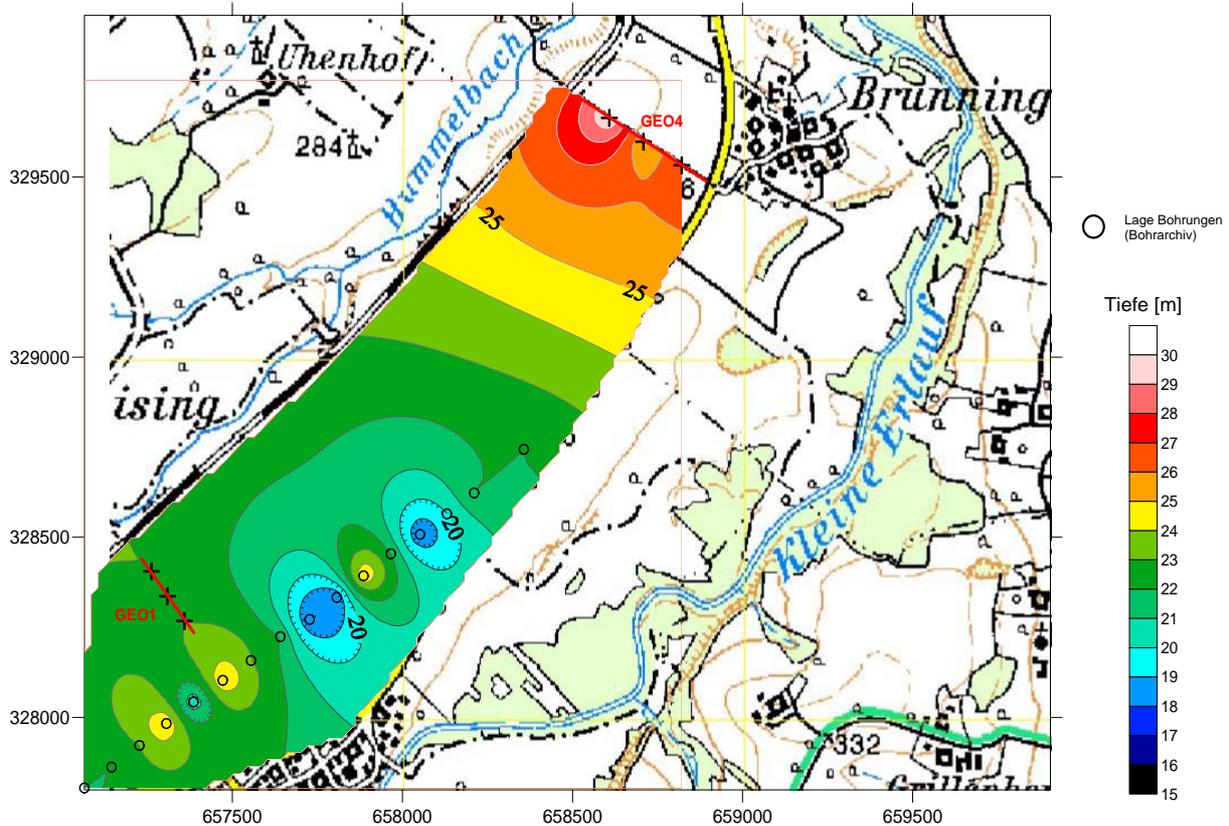


Abb. 1-28: Tiefe der Schlieroberkante aus Bohrungen und Geophysik

1.9 Gesammelte Erfahrung

Wie bereits erwähnt, erlaubt die im Untersuchungsgebiet vorherrschende geologische Situation eine eindeutige geologische Interpretation der geophysikalischen Ergebnisse aus Geoelektrik und Seismik.

Die geologische Interpretation der geophysikalischen Geländeaufnahmen aus Geoelektrik & Seismik ergibt einen lateral und vertikal Überblick über den Sedimentationsraum im Untersuchungsgebiet. Die schlüssigsten Ergebnisse ergeben sich einerseits aus der Abgrenzung äolischer Sedimente von fluviatilen Terrassensedimenten unterschiedlicher stratigraphischer Einheiten, andererseits aus der Abgrenzung von Terrassensedimente zum basalen Schlier. Dies ist die Voraussetzung zur Klärung der lateralen und vertikalen Verbreitung quartärer Sedimente. Im speziellen wollen

wir hier die Verhältnisse im Bereich der Hochterrasse zwischen Loising im Süden, westlich Brunning bis südlich von Marbach näher betrachten.

Die im Untersuchungsgebiet vorliegende, aufschlusslose Hochterrasse ist charakterisiert durch eine mächtige Lösslehmbedeckung, deren Mächtigkeiten im Südwesten max. 5m beträgt (vgl. auch Bohrung SB9 und Bohrungen aus Datenbank, GEO1, SEIS 1) und gegen Nordwesten auf 2-3 m abnimmt (vgl. auch Bohrungen SB4, SB5, SB6, SEIS 6). Abgesehen von dem generellen Trend zeigt die Lösslehmbedeckung im Detail, innerhalb von kleinräumigen Gebieten, schwankende Mächtigkeiten im Meterbereich.

Die Ausbildung der Hochterrasse zeigt einen ähnlichen Trend und kann folgendermaßen charakterisiert werden: Im Südwesten des Untersuchungsgebiets liegen die Mächtigkeiten der Hochterrasse zwischen 20-30m (GEO1, SEIS1, GEO3, GEO4, GEO6). Gegen Nordwesten bzw. Norden (GEO5, GEO7, GEO8, GEO9) dünnt die Hochterrasse aus und ist im speziellen bei Profil GEO7 nicht mehr vorhanden. Im Bereich Marbach ist deutlich das Auskeilen der Hochterrasse gegen Nordwesten zu erkennen, wobei bei GEO8 noch mächtige Hochterrassenschotter vorherrschen, bei GEO9 nur mehr reliktsche Rinnenstrukturen angetroffen wurden, die auf das Oberflächenrelief des Schliers zurückzuführen sind.

Nicht nur die Mächtigkeiten zeigen diesen Nordwest/Nordtrend, sondern auch das Widerstandsbild kann dahingehend interpretiert werden. Deutlich ist eine Abnahme der elektrischen Widerstände für die Hochterrasse in nämlicher Richtung zu beobachten. Während im Südwesten (GEO1, GEO5, GEO6) die Hochterrasse Widerstände bis zu 300 Ω m aufweisen, zeigen die Profile GEO3, GEO4, GEO8, GEO9 deutlich niedrigere Widerstände (max. um 170 Ω m). Diese Abnahme der elektrischen Widerstände ist auf eine Zunahme des Feinkornanteils, bedingt durch a) intensivere Verwitterung, b) Einschlämmung von Deckenlehmen in die Hochterrasse zu erklären. Durch diese starke Verwitterung und Verlehmungserscheinungen ist die wirtschaftliche Verwendbarkeit der Schotter der Hochterrasse eingeschränkt.

Von besonderem Interesse war die Klärung der Frage der hydrogeologischen Situation hinsichtlich der In/Ex-filtration des Hummelbachs in die Hochterrasse bzw. aus dem Schlier. Im Bereich östlich von Loising, Profile GEO6, SEIS5, SB8 und SB10 fließt der Hummelbach im Grenzbereich der umgelagerten Lösslehmbedeckung zur Hochterrasse. Aus den Ergebnissen des seismischen Profils SEIS5 ist ersichtlich, dass der Hummelbach in die Hochterrasse hier noch nicht einschneidet. Eine Infiltration in die Hochterrasse ist auszuschließen. Anders stellt sich die Situation unterstromig (höhe Brunning) im Südostteil von GEO5, SEIS7, SB6 dar. Durch das Fehlen der Hochterrasse, bedingt durch die Erosionswirkung des Hummelbachs, fließt dieser im Übergangsbereich von verschwemmter Lösslehm zum liegenden Schlier. Demzufolge ist beim Durchschneiden der Hochterrasse zwischen diesen beiden Bereichen, je nach hydrologischer Situation, eine In/Ex-filtration des Hummelbachs in die bzw. aus der Hochterrasse zu erwarten. Durch die geophysikalische Karteierung der Schlieroberkante (Aquiclude), der Schottermächtigkeit (potentieller Aquifer) und der hangenden Grundwasserüberdeckung (Deckschicht) sind grundwasserrelevante Basisdaten abzuleiten. Eine exakte Bestimmung der Grundwassermächtigkeit, sowie der Grundwasserspiegelhöhe ist mit den hier angewandten geophysikalischen Methoden nicht möglich. Einen weiteren wichtigen Hinweis auf die geologische Situation im Bereich der Hochterrasse ist aus Profil GEO3 abzuleiten. Der im Gebiet der kleinen Erlauf (östlich von Brunning) kartierte Schliersockel, morphologisch im Gelände nicht erkennbar, konnte im Westteil des Profils GEO3 eindeutig nachgewiesen werden und zeigt, dass in diesem Bereich kein Hochterrassenschotter auf dem Schlier aufliegt. In den nachfolgenden **Tabellen T1-2a,b** sind zur nochmals Übersicht die Messparameter der bearbeiteten Profile zusammengefasst.

Tabelle T1-2a

Spezifikation der Geoelektrik

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]
Geo1	5	245
Geo 2	5	245
Geo 3	10	490
Geo 4	10	440
Geo 5	10	590
Geo 6	10	290
Geo 7	10	310
Geo 8	10	300
Geo 9	10	590
Gesamt		3500

Tabelle T1-2b

Spezifikation der Seismik

Seismikprofil	Geophonabstand [m]	Profillänge [m]
S1	5	115
S2	5	115
S3	3	69
S4	3	69
S5	3	69
S6	3	69
S7	2	46
Gesamt		552

2 RIED/GURTEN (OÖ)

2.1 Einleitung

Der Businessplan der Geologischen Bundesanstalt 2003 – 2005 hebt als Grundlage der geologischen Arbeiten die umfassende geowissenschaftliche Landesaufnahme unter Einsatz moderner, hochauflösender Untersuchungsmethoden hervor. Im Zuge der Kartenblattaufnahme auf ÖK 47 - Ried im Innkreis war bereits nach den ersten Jahren abzusehen, dass zur Erstellung einer modernen und möglichst detaillierten geologischen Karte in aufschlussarmen Gebieten wie der Oberösterreichischen Molassezone die geoelektrische Tiefensondierung als Methode zur Erfassung von tertiären und vor allem quartären Gesteinskörpern von großem Nutzen sein kann.

2.2 Geländearbeiten Bodengeophysik

Auch im Jahr 2003 war es möglich, wie im Vorjahr eine Anzahl von geoelektrischen Profilen in Gebieten zu messen, die sich einer herkömmlichen geologischen Kartierung mittels Begehungen und Handbohrungen entziehen. Es wurden insgesamt neun Profile gemessen; sechs im September 2003 sowie drei im Oktober 2003. Der Elektrodenabstand betrug in allen Profilen 2m. Die Details zu den Profilen sind in nachfolgenden **Tabellen T2-01 bis T2-03** angegeben.

Tab. 2-01: Spezifikation der Geoelektrikprofile von September 2003			
Profil	1	2	3
Messkonfiguration	WENNER-SCHLUMBERGER	WENNER	WENNER-SCHLUMBERGER
Profillänge [m]	138	114	98
Verlauf des Profils	O-W	O-W	N-S

Tab. 2-02: Spezifikation der Geoelektrikprofile von September 2003			
Profil	4	5	6
Messkonfiguration	WENNER-SCHLUMBERGER	WENNER	WENNER-SCHLUMBERGER
Profillänge [m]	118	118	158
Verlauf des Profils	O-W	W-O	S-N

Tab. 2-03: Spezifikation der Geoelektrikprofile von September 2003			
Profil	1	2	3
Messkonfiguration	WENNER	WENNER	WENNER
Profillänge [m]	238	178	178
Verlauf des Profils	O-W	NO-SW	SW-NO

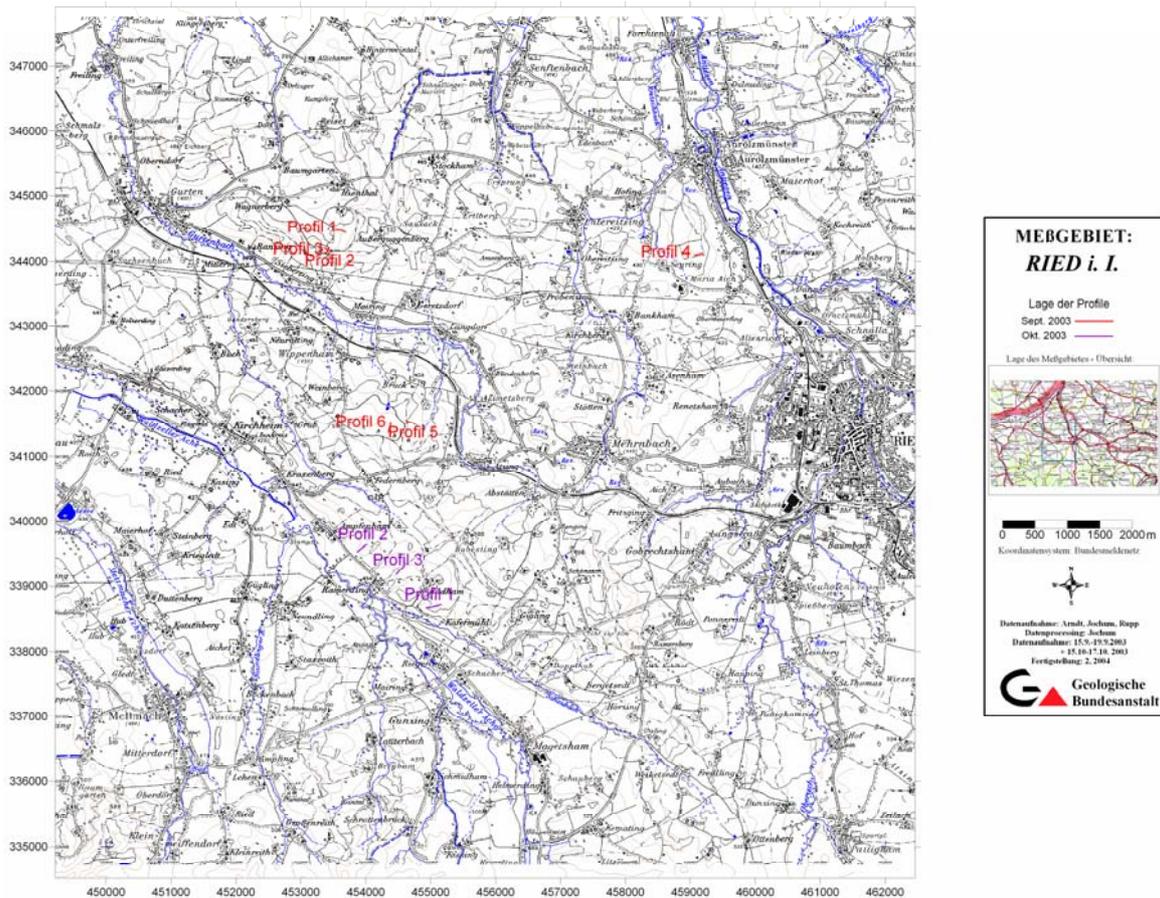


Abb. 2-01: Lageplan der Messkampagne 2003

Die Position der Profile ist aus **Abbildung 2-01** ersichtlich. Lage Im Waldgebiet S Itzenthal und W Außerguggenberg (Profil Sept./1) war die vordergründige Fragestellung, ob sich zwischen 505 und 480m SH noch quartäre Terrassenreste auskartieren lassen. Das hat sich nicht bestätigt, vielmehr wird der gesamte Hang von einer mehrere Meter mächtigen, lehmigen Kiesdecke überzogen, die solifluidaler Herkunft ist und zum größten Teil von den oberpliozänen Schottern von Außerguggenberg herührt. Daneben aber zeigt die Tiefensondierung, dass unter der Schotterdecke in rund 495m SH ein Sedimentpaket mit hohen elektrischen Widerständen (hier offen-

sichtlich die Treubacher Sande) von feinkörnigeren Sedimenten mit niedrigerem Widerstand (Pelite der „Oncophora“- Schichten) überlagert wird, was mit den Ergebnissen der geologischen Kartierung gut übereinstimmt.

Profil Sept./2 und Sept./3 untersuchten die geologische Situation auf dem Höhenrücken beim „Holznaz'n“, S Itzenthal in rund 500m SH. Das W – O Profil (Profil 2) zeigt im oberen Teil (W des Waldrandes) deutlich ein nach Westen auskeilendes Sedimentpaket mit hohen Widerständen, welches in einer Schneckenbohrung der Geologischen Bundesanstalt als sandige Kiese des Oberpliozäns angetroffen wurde. Die gegen W auskeilenden Kiese werden im Großteil des Profils von einer Schicht mit geringerem Widerstand (kiesige Lehme) überlagert und schließlich ersetzt. Das Querprofil 3 (, N - S verlaufend) zeigt, dass der hier angetroffene Kieskörper nur an der Nordflanke des Höhenrückens zur Ablagerung kam, die Südflanke wird aus Sedimenten mit niedrigem Widerstand aufgebaut (Umlagerungslehme und anstehende Schluffe der „Oncophora“ - Schichten), der hochohmige Bereich unter diesen feinklastischen Sedimenten wird mit einem wasserführenden Horizont innerhalb der „Oncophora“ - Schichten in Verbindung gebracht, der im Zuge der Kartierung durch gefasste Quellen deutlich wurde.

Das Profil Sept./4 wurde im Wald S Auroldmünster gemessen, welcher im Besitz der Familie Arco – Zinneberg (St. Martin i. I.) ist. Es ging wiederum um die Abgrenzung von quartären Kiesen, die auf der Kuppe des Höhenrückens vermutet wurden. Tatsächlich zeigt sich eine geringmächtige und unbeständige, hochohmige Schicht, die diesen quartären Kiesen zugeordnet wird. Sie keilen spätestens ab Meter 90 des Profils aus.

Das Waldstück Buchholz S Wippenham erwies sich bei der Begehung als besonders aufschlussarm, schwache Geländekanten deuteten in dem Waldgebiet das Vorhandensein von quartären Terrassen an. Profil Sept./5 trifft ganz deutlich eine dieser Terrassen knapp über 470m SH an, Profil Sept./6 zeigt einen von einer 2-3m mächtigen solifluidalen Kiesschicht überronnenen Hang, in dem erst im untersten Profildbereich ein Terrassenrest erkennbar wird.

Profil Okt./1 sollte die Mächtigkeit und Ausdehnung einer bereits im Gelände gut ersichtlichen Kiesterrasse ausloten. Tatsächlich zeigen die Messergebnisse eine mehr als 10m mächtige Terrasse, die hangwärts von möglicherweise verronnenen Kiesen überlagert wird.

Im Profil Okt./2 (SO Ampfenham) hingegen ist keine durchgehende Kiesbedeckung zu erkennen, Flecken von hochohmigem Material (Kies, lehmig?) sind an der Gelän-

deoberfläche nur vereinzelt zu erkennen, diese werden hier als verronnen interpretiert.

Ähnliches gilt für das Profil Okt./3 NO Ramerding. Auch hier ist kein kompakter Kieskörper ausgewiesen, obwohl in den Feldern bei der Begehung sehr viel Kies angetroffen wurde.

Die Ergebnisse der geoelektrischen Vermessung sind in den **Abbildungen 2-02 bis 2-10** dargestellt.

Abschließend kann nur wieder einmal betont werden, dass gerade bei der Auskartierung von quartären Kiesen, welche bei der Begehung (aufmerksam gemacht durch intensive Kiesstreu in den Feldern) oft in ihren Mächtigkeiten nicht eingeschätzt werden können und sich einer Durchteufung mittels Handbohrgerät, ja sogar mittels schwerem Motorbohrgerät oft widersetzen, die geoelektrischen Tiefensondierung eine äußerst geeignete Methode zur Erfassung und Abgrenzung solcher Sedimentkörper darstellt. Eine Fortsetzung der geophysikalischen Untersuchungen zur Unterstützung der Kartierung in diesem Gebiet wird im Jahr 2005 weitergeführt.

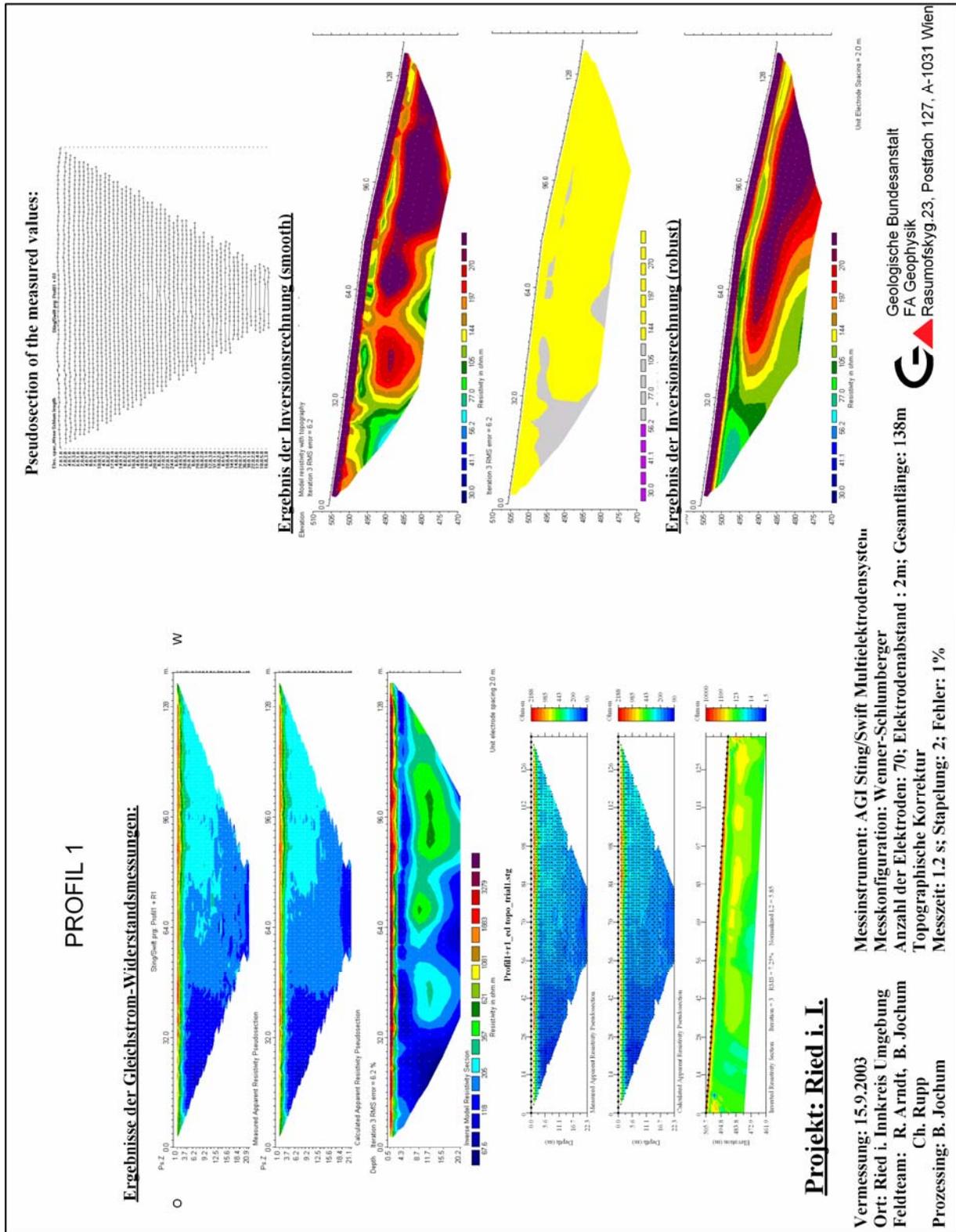


Abb. 2-02: Ergebnis der Geoelektrikmessung von September 2003 - Profil 1

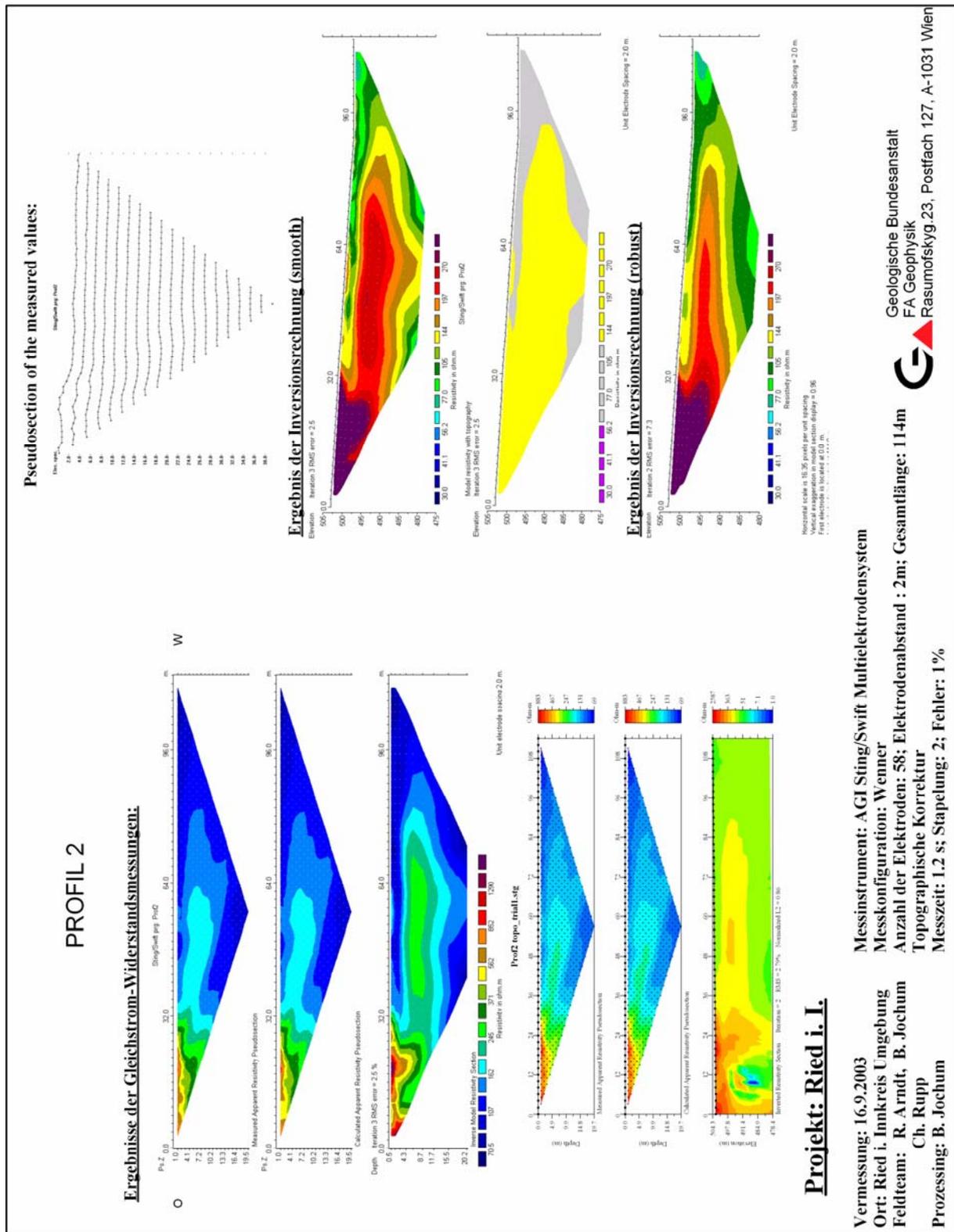


Abb. 2-03: Ergebnis der Geoelektrikmessung von September 2003 - Profil 2

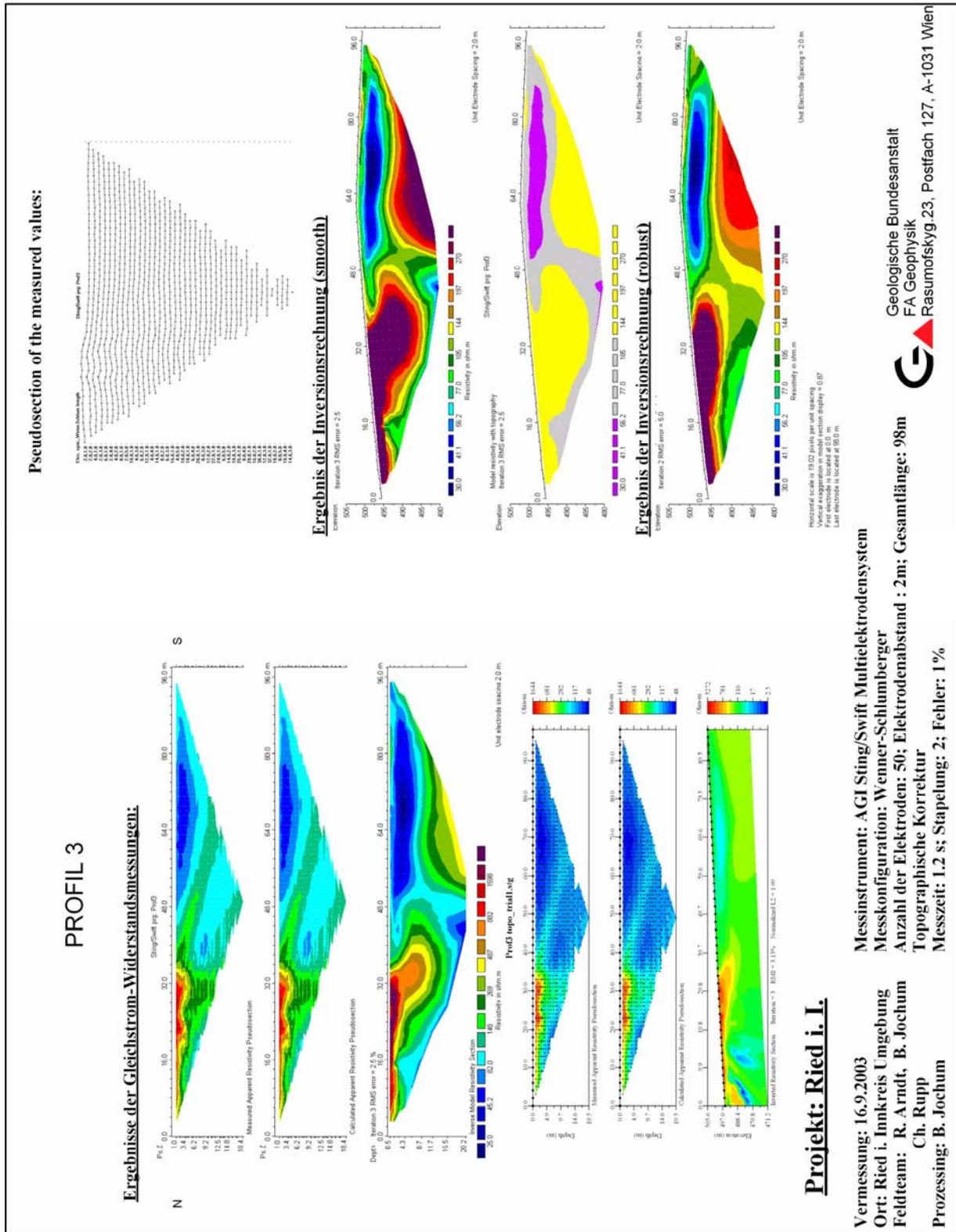
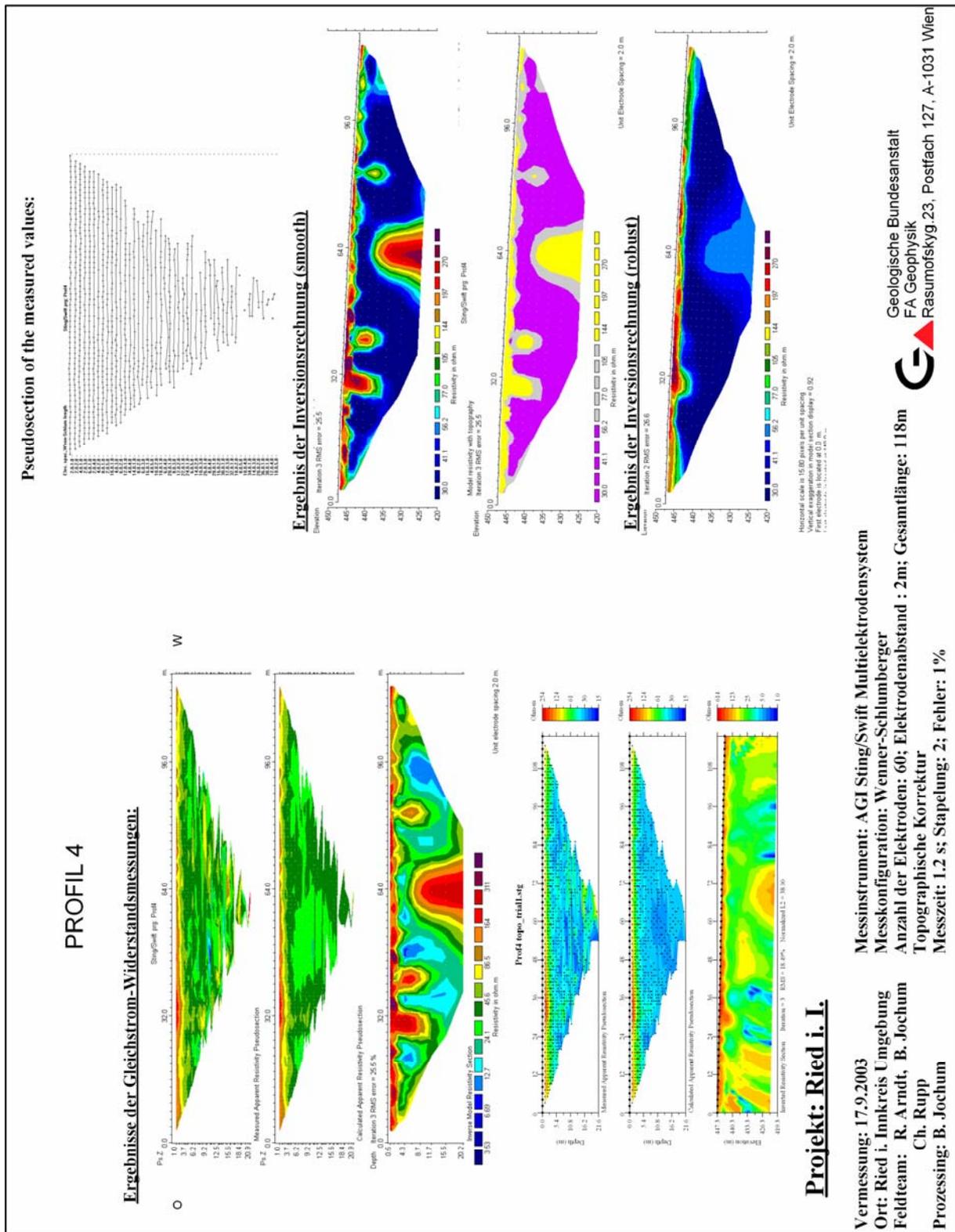


Abb. 2-04: Ergebnis der Geoelektrikmessung von September 2003 - Profil 3



Projekt: Ried i. I.

Vermessung: 17.9.2003
 Ort: Ried i. Innkreis Umgebung
 Feldteam: R. Arndt, B. Jochum
 Ch. Rupp
 Prozessing: B. Jochum

Messinstrument: AGI Sting/Swift Multifielderdensystem
 Messkonfiguration: Wenner-Schlumberger
 Anzahl der Elektroden: 60; Elektrodenabstand : 2m; Gesamtlänge: 118m
 Topographische Korrektur
 Messzeit: 1.2 s; Stapelung: 2; Fehler: 1%

Geologische Bundesanstalt
 FA Geophysik
 Rasumofskyg.23, Postfach 127, A-1031 Wien

Abb. 2-05: Ergebnis der Geoelektrikmessung von September 2003 - Profil 4

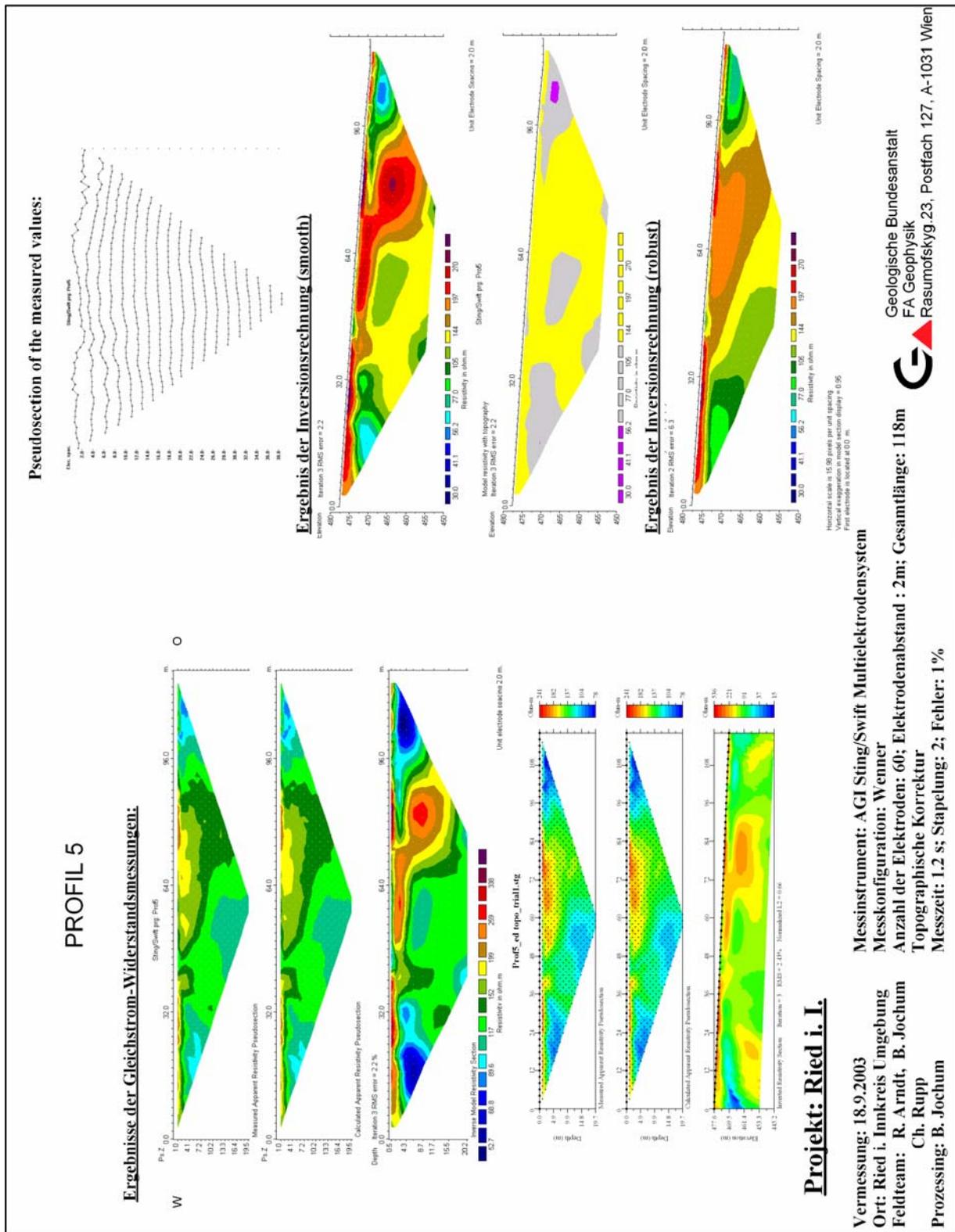


Abb. 2-06: Ergebnis der Geoelektrikmessung von September 2003 - Profil 5

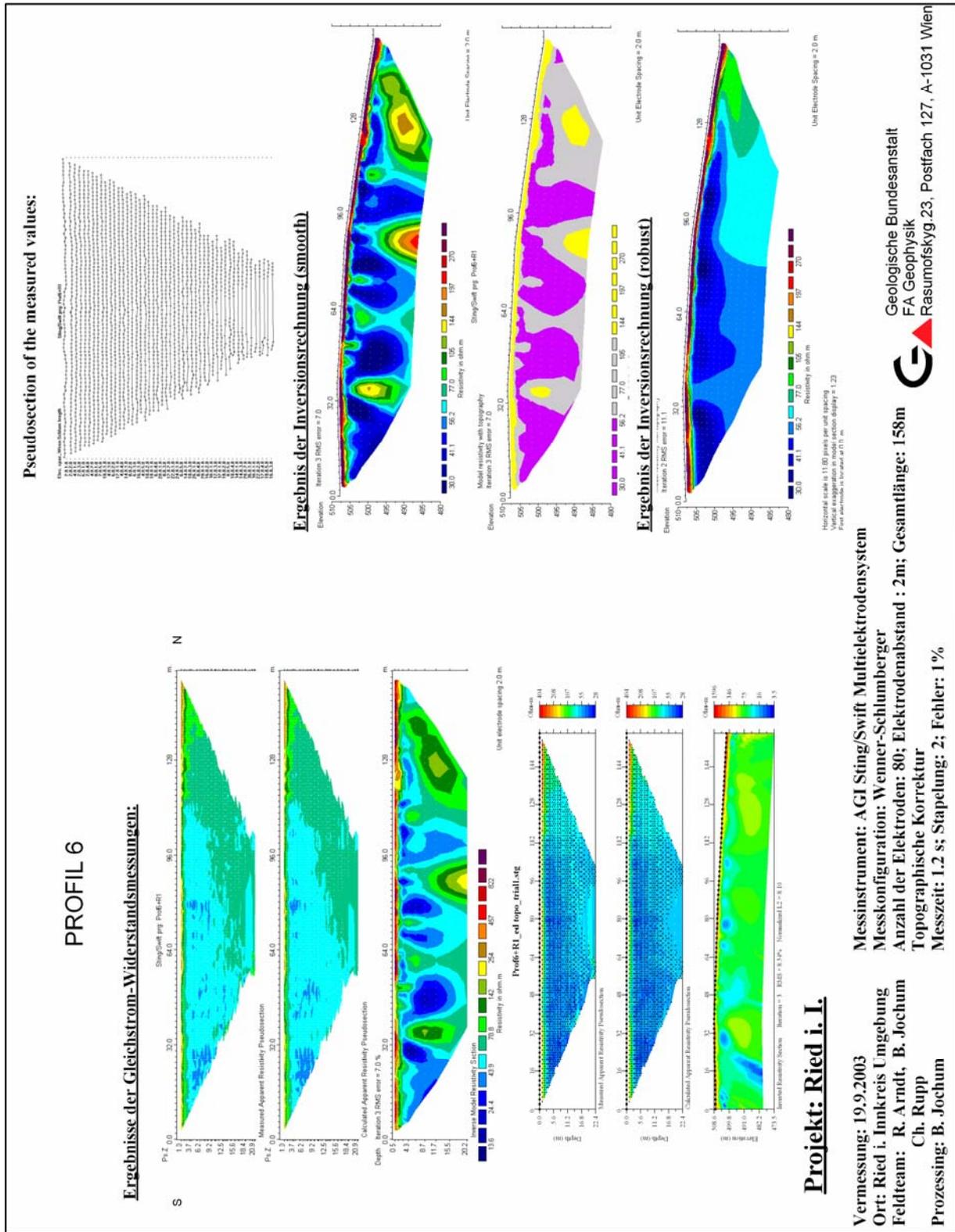


Abb 2-07: Ergebnis der Geoelektrikmessung von September 2003 - Profil 6

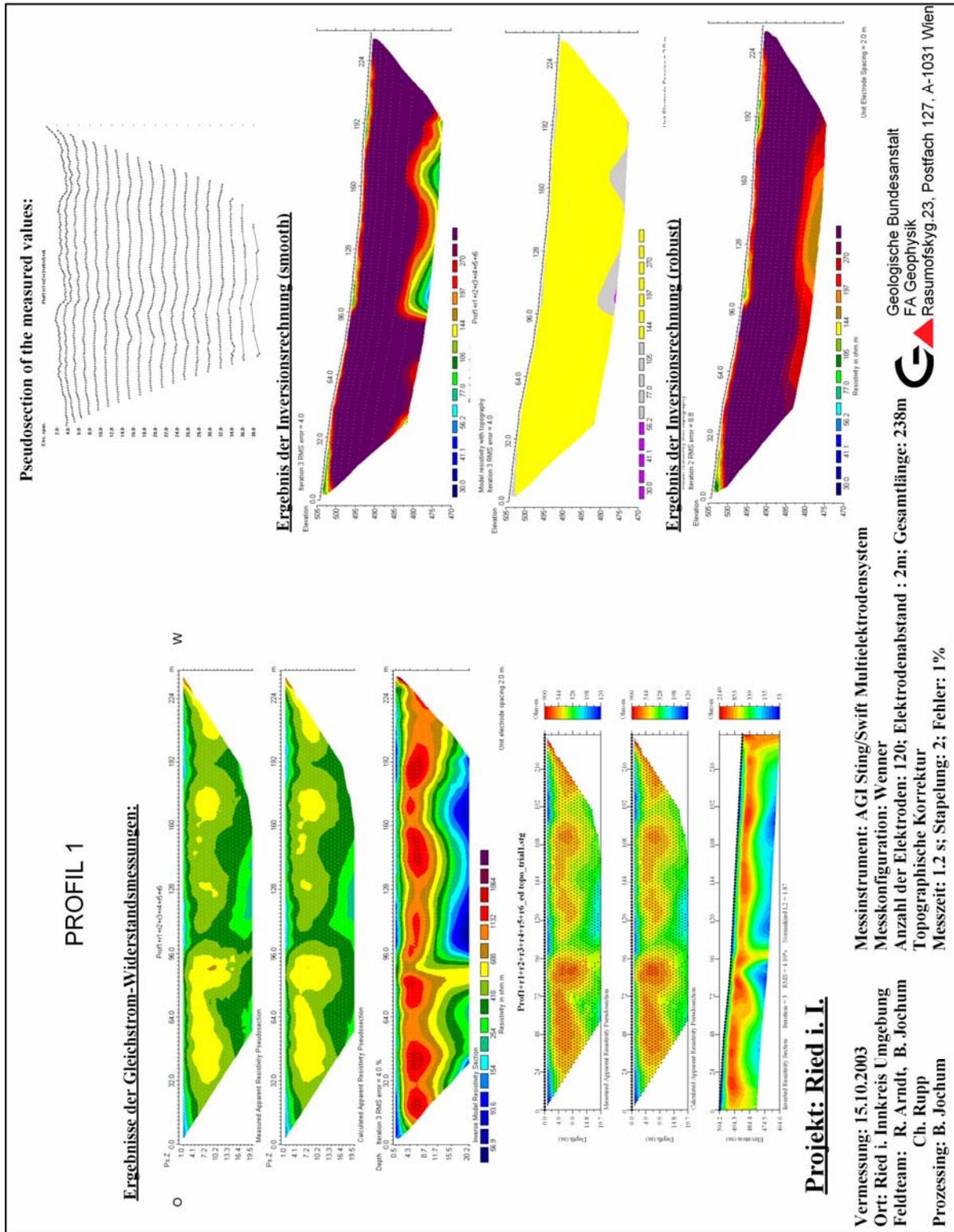


Abb. 2-08: Ergebnis der Geoelektrikmessung von Oktober 2003 - Profil 1

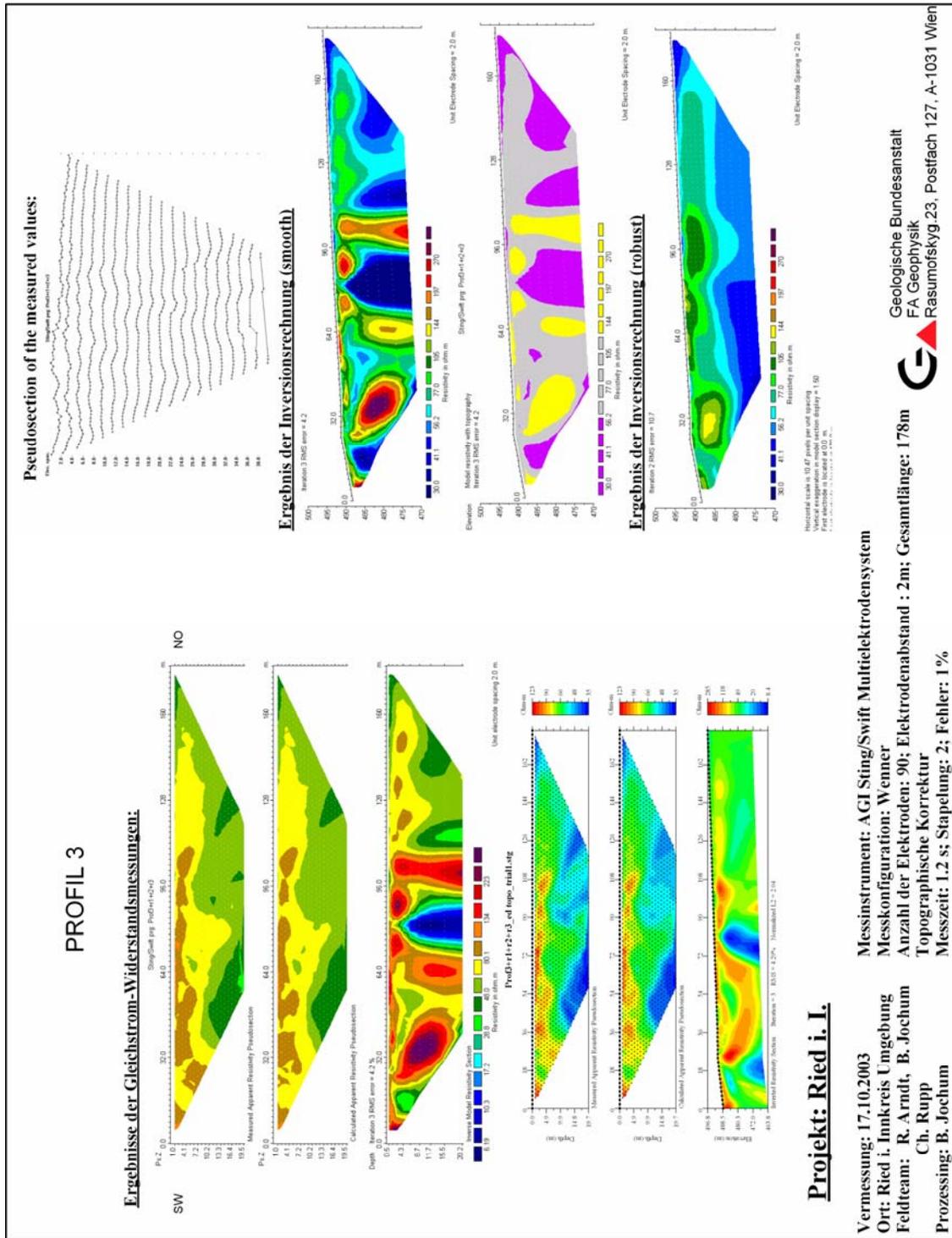


Abb 2-10: Ergebnis der Geoelektrikmessung von Oktober 2003 - Profil 3

3 PINGGAU (ST)

Im Rahmen eines hydrogeologischen Projektes der FA Hydrogeologie für die Gemeinde Pinggau (Stmk.) wurden zusätzlich zu den Messkampagnen im Jahr 2000 und 2002 geoelektrische Messungen im Juli 2003 im Bereich abstromig der Ortschaft Haideggendorf (siehe Abb.3.1) durchgeführt. Geologisch liegt das Messgebiet an der Südostabdachung des kristallinen Grundgebirges zur oststeirischen Tertiärbucht. Ein Hauptaugenmerk lag darin zu erkunden, ob im Bereich der Einmündung des Tauchenbachtals in die Pinka bis in den Bereich der in der Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.00 vermuteten Störung entlang der Autobahn A2 geophysikalische Inhomogenitäten im Untergrundaufbau vorhanden sind. Anhand der Widerstandsverteilung können Rückschlüsse auf die hydrogeologische Situation in diesen Bereich getroffen werden.

3.1 Geologische Situation

Das Bearbeitungsgebiet wird einerseits von der nach Norden hin auskeilenden Friedberg – Pinkafelder Bucht, einem kleineren Einbruchsbecken am Nordrand des Oststeirischen Tertiärbeckens, und andererseits von den umgebenden, prätertiären unterostalpinen Kristallinkomplexen (Grundgebirge), aufgebaut. Die Erstreckung der Friedberg - Pinkafelder Bucht folgt einer tiefgreifenden N-S verlaufenden Störungszone, die als ein Seitenzweig der großen Wechsel - Ostrandstörung aufzufassen ist und in diesem Abschnitt die Wechseleinheit (Wechselschiefer) von der Grobgneseinheit (Hüllschiefer) trennt. In die, durch den Bruch entstandene Rinne, wurde grobes Geröll und Murenschutt sedimentiert.

3.1.1 Jungtertiäre Beckenfüllung

Die ältesten Ablagerungen in dieser Bucht sind der Mönichkirchen-Zöbern Formation (Ottang) mit fluviatilem kristallinem Blockschutt, verkittet, zuzuordnen. Darüber folgt nördlich von Pinkafeld, fast die ganze Bucht ausfüllend, Blockschotter in lehmiger Grundmasse der Sinnersdorfer Formation (Karpat). Diese limnisch fluviale Serie wird als Wildbachschutt interpretiert und erreicht im Bereich ihrer südlichsten Ausdehnung (Raum Pinkafeld) eine Mächtigkeit von über 500 m.

Die hangenden (oberen Serien) werden von Abfolgen aus Ton / Schluff / Sand und Kies der Tauchenformation (Baden) eingenommen und sind im Gebiet zwischen Pinggau und Pinkafeld aufgeschlossen. Am Übergang der Sinnersdorfer Formation zur Tauchenformation ist das Tauchener Flöz entwickelt. Im Gebiet Sinnersdorf war eine Gesamtmächtigkeit des Lignitflözes von max. 2 Meter durch geringe bergmännische Tätigkeiten aufgeschlossen. Die maximale Mächtigkeit der gesamten Tau-

chenformation beträgt zumindest 200 m. Darauf liegt bereichsweise eine dünne Haube quartärer Schotter mit Schluffbedeckung, die als geologisch günstige Schutzschichte vor Verunreinigungen zu werten ist.

Generell nimmt die Mächtigkeit der tertiären Beckenfüllung gegen Norden, in die Friedberg - Pinkafelder Bucht kontinuierlich ab und keilt Höhe Mönichkirchen aus. Es ist nicht anzunehmen, dass die Gesamtmächtigkeit der tertiären Beckenfüllung im Bereich der Friedberg / Pinggauer Bucht 200m überschreitet. Im Südabschnitt des Bearbeitungsgebietes (Sannersdorf) ist eine Gesamtmächtigkeit von zumindest 500m (manche Autoren meinen bis zu 1000m) zu erwarten. Diese Angaben (noch nicht durch Aufschlüsse verifiziert) sind bei einer Erschließung von geothermisch beeinflussten Wässern zu berücksichtigen.

3.1.2 *Kristallin*

Die kristalline Umrandung der Friedberg - Pinkafelder Bucht setzt sich im wesentlichen aus Gesteinen der Wechseleinheit (Waldbachkristallin und dem Wechselkomplex) sowie aus Gesteinen der Grobgneseinheit zusammen. Beide Einheiten (Wechseleinheit, Grobgneseinheit) sind Bestandteil des Unterostalpinen Deckenstockwerkes.

Die westliche Begrenzung der Friedberg - Pinkafelder Bucht wird aus Gesteinen der Wechseleinheit, vorwiegend Wechselgneis, aufgebaut. Untergeordnet finden sich auch Glimmerschiefer und Granitgneise. Im Gebiet westlich von Friedberg ist ein schmaler Saum Hornblendegneis aufgeschlossen.

Die östliche Begrenzung der Friedberg - Pinkafelder Bucht wird größtenteils aus Hüllschiefer (Glimmerschiefer) der Grobgneseinheit aufgebaut. In der süd-ost Abdachung des Kristallins gegen den Nordabschnitt des Oststeirischen Beckens liegen Graphitphyllite, -quarzite und Phyllite der Wechseleinheit vor. Zwischen Zöbern- und Schäffernbach sind Amphibolite und Paragneise des Mittelostalpinen Deckenstockwerkes aufgeschlossen.

3.2 **Geoelektrik 2003**

Tabelle T3-01 gibt einen Überblick über die geoelektrischen Profile für das Jahr 2003 (Stand 25.07.2003) im Messgebiet Pinggau im Einzugsgebiet der Pinka, südlich der Gemeinde Haideggendorf. Alle Messungen wurden mit einer Wenner-Aufstellung durchgeführt. Insgesamt wurden 1230 Profilmeter vermessen.

Profil	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Profilverlauf	Messdatum
Haideggendorf	15	1230	NW-SE	04.09.07.00

In **Abbildung 3-01** sieht man das Messgebiet und die Lage des geoelektrischen Profils Haideggendorf. In den **Abbildungen 3-02 bis 3-04** ist die Profilauslage schematisch in der Fotodokumentation dargestellt. **Abbildung 3-05** zeigt die Lage des Profils auf dem Ausschnitt aus der der geologischen Karte des Burgenlandes 1: 200.000, GBA, 1999.

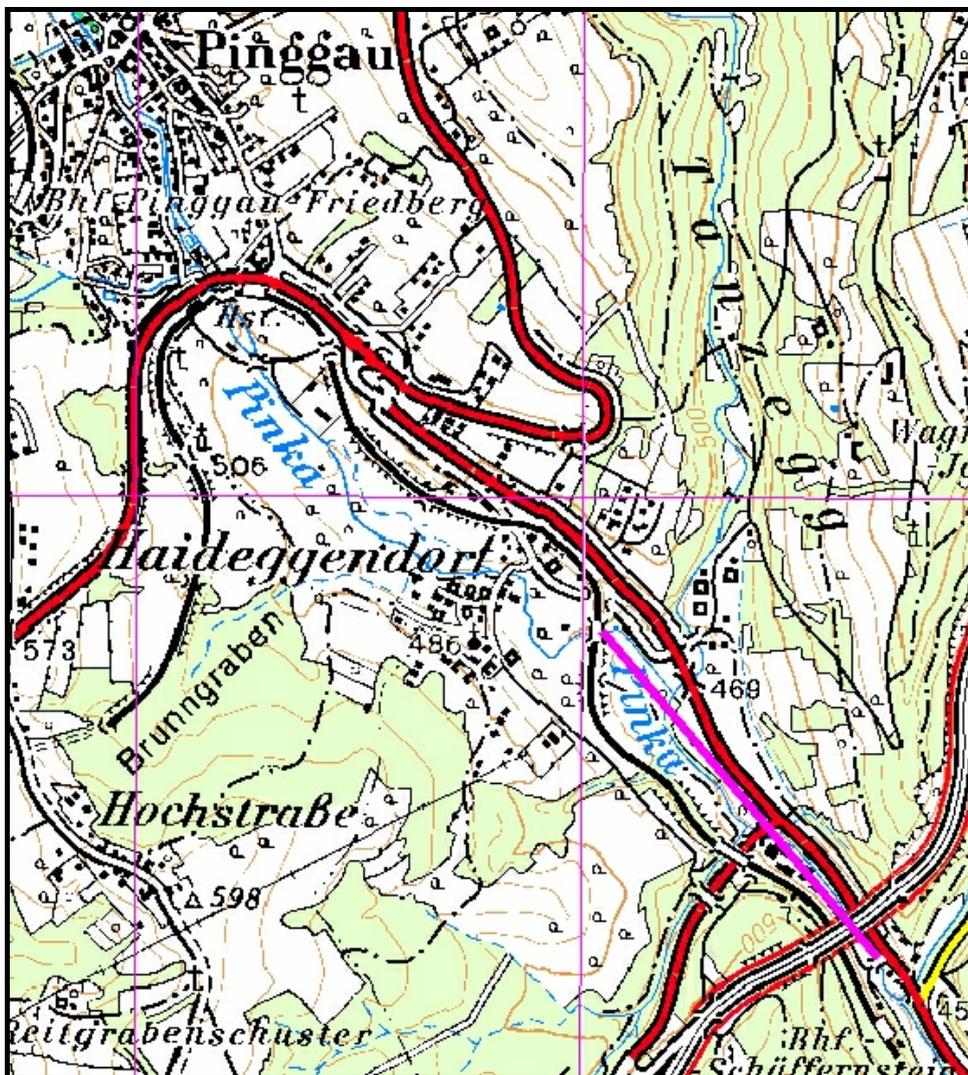


Abb. 3-01: Lage des Multielektroden Geoelektrikprofils: Haideggendorf
(Ausschnitt aus der ÖK50-Ost - Austrian MAP)

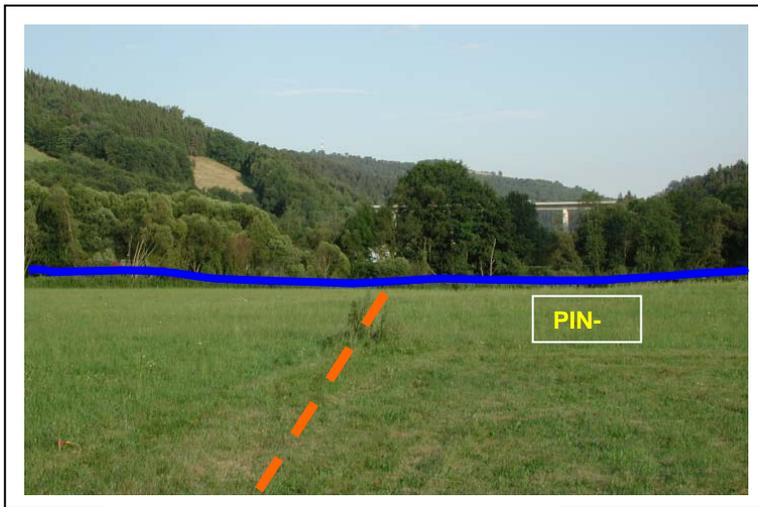


Abb.3-02:
 Geoelektrikprofil Haideggendorf
 - Anfangsbereich –
 zwischen Haideggendorf und der
 Pinka (Blickrichtung SE)

Abb.3-03:
 Geoelektrikprofil Haideggendorf -
 mittlerer Bereich –
 zwischen Pinkaquerung und Auto-
 bahnzubringer A2 (Blickrichtung
 Süden)

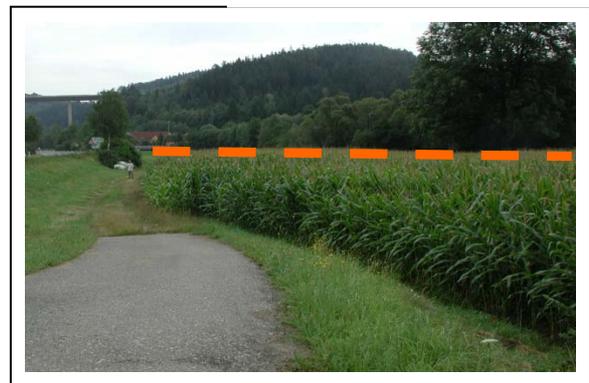
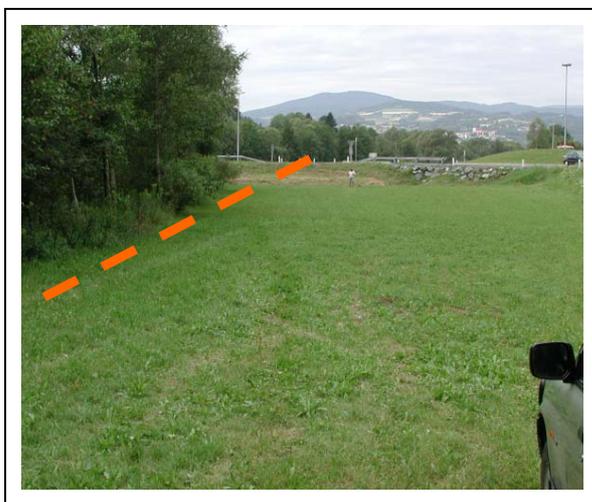


Abb.3-04:
 Geoelektrikprofil Haideggendorf
 - Endbereich –
 zwischen Autobahnzubringer A2
 und A2-Brücke, teilweise in der
 Pinka selbst (Blickrichtung NW)



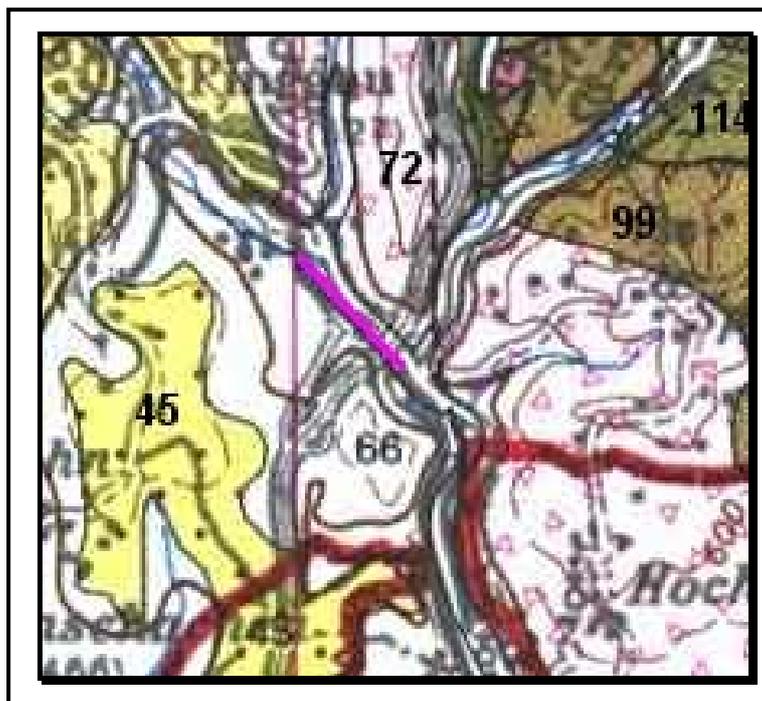


Abb. 3-05: Lage des Geoelektrikprofils: Haideggendorf im geologischen Umfeld
(Ausschnitt aus der geologischen Karte des Burgenlandes 1: 200.000, GBA, 1999)

Legende:

Schematische Lage der geoelektrischen Profile

Erstreckung des geoelektrischen Profils Haideggendorf

Geologie

45	:	Schotter mit Schluffbedeckung – Mittleres Pleistozän
66	:	Sedimente des Badens undifferenziert (Ton-Sand-Kies)
72	:	Sinnersdorfer Formation („Blockschotter in lehmiger Grundmasse)
99	:	Hüllschiefer der Grobgneseinheit (Unterostalpinen Kristallin)
114	:	Wechselschiefer der Wechseleinheit (Unterostalpinen Kristallin)

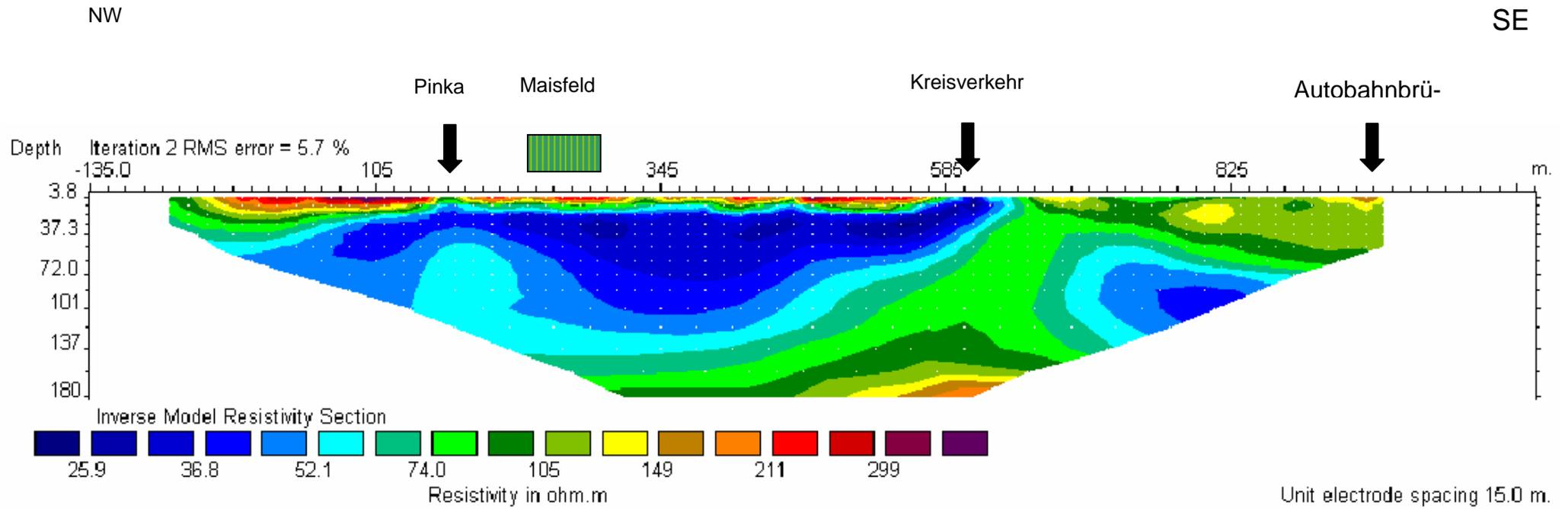


Abb.3-06 Ergebnis des Geoelektrikprofil Haideggendorf / Verteilung der elektrischen Widerstände

3.3 Interpretation Haideggendorf (abstrom)

In **Abbildung 3-06** sind die Ergebnisse der geoelektrischen Profilmessungen in Form eines Profilschnittes. aufgezeigt Die Farbflächen entsprechen der Verteilung der elektrischen Widerstände im Untergrund. Die Erstreckung der Friedberg - Pinkafelder Bucht folgt einer tiefgreifenden N-S verlaufenden Störungszone, die als ein Seitenzweig der großen Wechsel - Ostrandstörung aufzufassen ist und in diesem Abschnitt die Wechseleinheit (Wechselschiefer) von der Grobneiseinheit (Hüllschiefer) trennt. In die, durch den Bruch entstandene Rinne, wurde ab dem Ottnangium grobes Geröll und Murenschutt sedimentiert

Die hangenden (oberen) Ablagerungen der jungtertiären Beckenfüllung werden von Abfolgen aus Ton / Schluff / Sand und Kies der Tauchenformation (Baden) eingenommen und sind im Gebiet zwischen Pinggau und Pinkafeld aufgeschlossen. Am Übergang der Sinnersdorfer Formation zur Tauchenformation ist das Tauchener Flöz entwickelt. Die maximale Mächtigkeit der gesamten Tauchenformation beträgt zumindest 200 m. Darauf liegt bereichsweise eine dünne Haube quartärer Schotter mit Schluffbedeckung.

Betrachtet man die Ergebnisse der **Gleichstromgeoelektik** so fällt als erstes, markantes Element der Inhomogenität zwischen Profilmeter 630 und 700 auf, der die Widerstandsverteilung in zwei Abschnitte trennt. Der Bereich des oberstromig (Profilmeter 0 bis 600) gelegenen Abschnittes ist im Wesentlichen durch eine vertikale Dreigliederung des elektrischen Widerstandes charakterisiert. Im Hangenden ist eine lateral durchgehende, hochohmige Schicht ($> 200 \Omega \text{ m}$) mit einer Mächtigkeit von 5 bis max. 10 m entwickelt. Diese lässt sich als grobklastische Ablagerungen der Pinka in Form von Schotter und/oder sandigen Schotter ansprechen. Im Liegenden davon ist nach einem scharfen Übergang ein mächtiger, homogener geringohmiger Körper ($30 \text{ bis } 50 \Omega \text{ m}$) ausgebildet. In diesem ist zwischen Profilmeter 300 und 500 in einer Tiefe von ca. 30 m eine durchschnittlich 15 m mächtige, niederohmige ($< 30 \Omega \text{ m}$) Serie eingelagert. Vergleicht man die Widerstandsverteilung mit der Bohrung GBA: H 136/362 (2001) so weisen diese Werte auf Schluff/Feinsand hin. Ab etwa 70 Meter unter GOK ist wiederum eine stetige Zunahme des elektrischen Widerstandes auf etwa $100 \Omega \text{ m}$ bis zur Endteufe von 180 m zu beobachten.

Interessant ist nun, dass diese liegende, höherohmige Serie ($\sim 80 \Omega \text{ m}$), bedingt durch das Auskeilen der Hangenden, niederohmigen Sequenz im Bereich des Kreisverkehrs bis an die Geländeoberfläche heranreicht.

Der angrenzende Bereich abstromig dieser Zone ist zum einen durch das Fehlen der hangendsten, hochohmigen Serie (Pinkaschotter) gekennzeichnet. Zum anderen ist in umgekehrter Reihenfolge im Hangenden eine mächtige, höherohmige Serie ($70 \Omega \text{ m}$ bis $100 \Omega \text{ m}$) entwickelt, deren Widerstand mit zunehmender Tiefe auf \sim

40 Ω m abnimmt. Jedoch ist diese angedeutete, laterale Ausdehnung (Fortsetzung ?) dieser niederohmigen Sequenz abstromig der Pinka infolge des SE Profielendes nur mit einigen Messpunkte belegt .

Ob, wie die Widerstandsverteilung vermuten lässt, tatsächlich eine Inhomogenitätszone (Auflockerungszone infolge/und/oder vertikaler Versatz) vorhanden ist, oder ob es sich um einen natürlichen Ablagerungsmechanismus handelt ist ohne geologischem Befund nicht zu beantworten. Hinsichtlich der lithologische/geologischen Interpretation der Widerstandsverteilung sollte außer dem wertvollen Aufschluss der Bohrung GBA: H 136/362 (2001) auch das Vorhandensein von Sinnersdorfer Formation (Blockschotter in lehmiger Grundmasse), die durch die oft dicht gepackte, feinkörnig tonige Matrix in das Widerstandsbild passen würden, berücksichtigt werden.

4 OBERWALTERSDORF (NÖ)

4.1 Einleitung und Aufgabenstellung

Im Rahmen einer Kooperation mit dem Institut für Meteorologie und Geophysik der Univ. Wien, vertreten durch K. ARIC, wurden geophysikalische Messungen (Geoelektrik und Seismik) im Raum Oberwaltersdorf durchgeführt. Das Untersuchungsgebiet liegt in den Weingärten östlich von Oberwaltersdorf, **Abbildung 4-01**.

Ziel der Geophysik war es, durch die geophysikalischen Messungen einen Hinweis auf geologische Strukturen im Untergrund, im speziellen die Mächtigkeiten und deren Charakterisierung hinsichtlich der Grundwassersituation in den quartären Schottern zu erhalten. Die geophysikalischen Ergebnisse dieser Untergrundkartierung fließen zum einen in die Beurteilung und Bewertung der hydrogeologischen Situation ein, zum anderen werden durch die Ergebnisse optionale Bohransatzpunkte (Aufschlussbohrungen) optimiert. Die Messungen fanden im Juni 2003 bzw. im August 2004 statt.

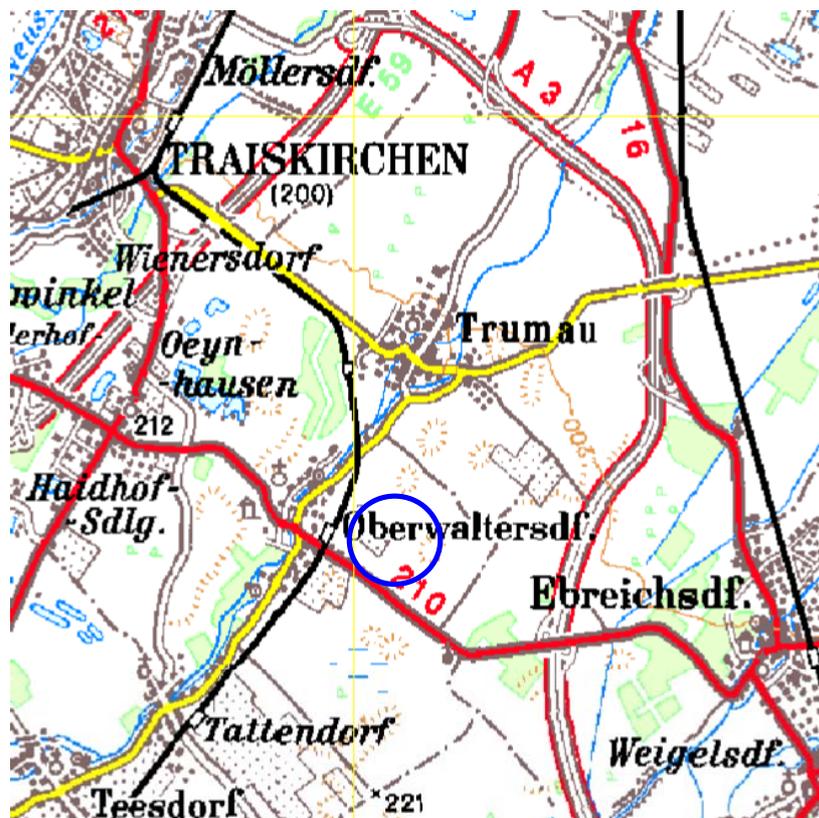


Abb. 4-01: Lage des Untersuchungsgebietes (ÖK 1:50000, Blatt 77 Eisenstadt, 1994)

4.2 Geologische & hydrogeologische Situation

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich des südlichen Wiener Beckens. Dabei handelt es sich um ein tektonisches Einbruchbecken, das von mächtigen neogenen (jungtertiären) und quartären Sedimentpaketen aufgebaut wird. Im Untergrund setzt sich der alpine Bau mit allen wesentlichen Zonen, wie sie obertags vorliegen, fort.

Die neogene (jungtertiäre) Sedimentation und bruchtektonische Gliederung im südlichen Wiener Becken ist durch eine Reihe von Hoch- und Absenkungszonen, die durch Brüche unterschiedlicher Sprunghöhen und unterschiedlicher lateraler Erstreckung gekennzeichnet sind, charakterisiert (Mitterndorfer Senke). Die Brüche sind zum Großteil synsedimentär (Senkung während der Sedimentation) angelegt. Mächtigkeiten von einigen hundert Metern (Hochzonen) stehen tausende Meter in abgesenkten Bereichen gegenüber. Die Sedimentation beginnt im Karpat (terresrilmnisch). Darüber folgen Mergel und Sandsteinabfolgen der Badener Serie. Das Sarmat ist brackisch entwickelt (Mergel-Sandsteinhorizonte). Im Pannon nimmt die Sandschüttung während der Aussüßung des Meeres zu wobei es im Pont zur Einschaltung von Schotterlagen kommt.

Im Quartär kommt es zur Ablagerung fluviatiler Kies und Grobsandkörper im südlichen Wiener Becken (Steinfeldschotter). Diese werden, vor allem aus dem Schwarza-, Piesting- und Triestingtal kommend, im Zeitraum Riss bis Würm, nebeneinander, zT. auch übereinander geschüttet.

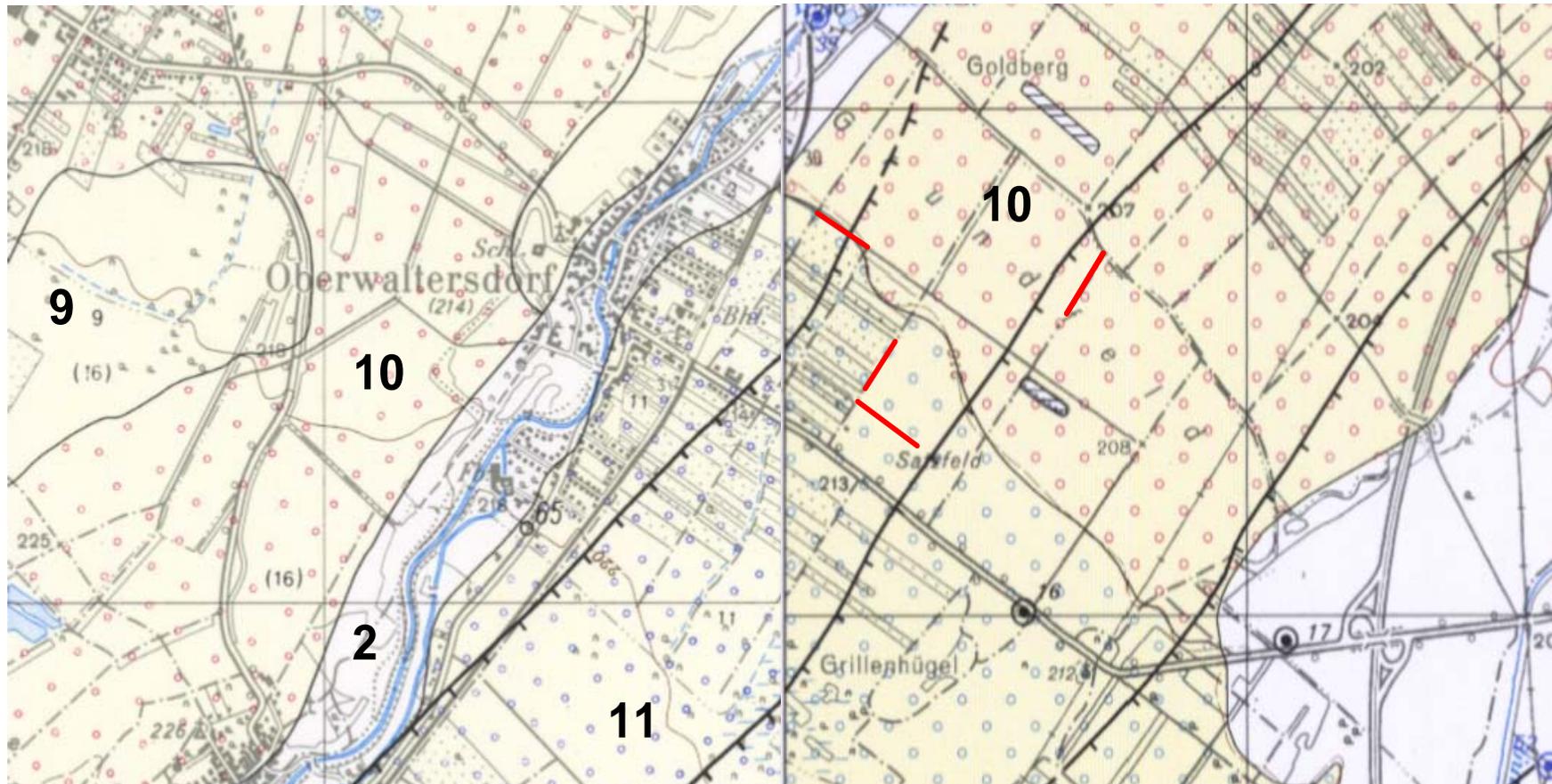
Die Mächtigkeit dieser quartären Sedimentkörper nimmt von wenigen Metern am Beckenrand (Untersuchungsgebiet Oberwaltersdorf), mit jeder Bruchstufe gegen das Beckeninnere hin zu. In Verbindung mit synsedimentärer, tektonischer Absenkung kommt es in der Mitterndorfer Senke zur Sedimentation pleistozäner Schotter mit einer maximalen Mächtigkeit von 150 m.

Bereichsweise wird das Hangende von Verwitterungslehm, der entweder durch die in-situ-Verwitterung der unterlagernden Gesteine oder durch flächenhafte Abspülung von lehmigem Material entstanden ist, gebildet.

Hinsichtlich der hydrogeologischen Fragestellung ist v.a. in den Randgebieten des Wr. Beckens, also auch im Bereich des Messgebietes, der kleinmorphologische Verlauf der Staueroberkante, der durch die tertiären Sedimente des Pannons gebildet wird, von großem Interesse. Die, durch mäandrierende Flusssysteme im Quartär angelegten Rinnensysteme wurden im Untersuchungsgebiet mit, wie bereits erwähnt, fluviatilen Schottern, in der **Abbildung 4-02**.

Für die Grundwasserprospektion sind diese Rinnenstrukturen von grosser Bedeutung, weil eben dort mit einer größeren Grundwasserhöfigkeit zu rechnen ist.

Ziel der geophysikalischen Messkampagnen war es, die Mächtigkeiten der quartären Schotter bzw. das Oberflächenrelief des Grundwasserstauers, die tertiären Sedimente des Pannons zu kartieren.



Kartengrundlage:
 Geologische Karten , GBA, 1:50000
 76 (Blatt Wr. Neustadt, 1982),
 77 (Blatt Eisenstadt, 1994),

— Lage der geophysikalischen Profile
 (Geoelektrik, Seismik)

- 2 Schotter; Sand, Lehm (fluviatile Ablagerung, Schwemmkegel; Holozän)
- 9 Lehmdecke, meist über Schotter (Pleistozän)
- 10 Oeynhausener Schotter (Würm)
- 11 Neunkirchner (Wöllersdorfer) Schotterfächer, Steinfeldschotter (Riß)

Abb. 2: Lage der Geoelektrikprofile auf Geologie (ÖK 1:50000, Blatt 76 und 77

4.3 Geophysik & Bohrbefunde

Die Messungen wurden im Juni 2003 mit einem geoelektrischen Multielektrodenmessgerät Sting R1 der Fa. AGI bzw. einer RAS24 Apparatur von Seistronix durchgeführt. Zur Beschreibung der Methodik und den Gerätespezifikationen siehe ANHANG. Die **Tabellen T4-01** und **T4-02** geben einen Überblick über die Spezifikationen der geoelektrischen und seismischen Profile.

Tab. 4T-01:

Spezifikation der Geoelektrikprofile

Profil	Auslage	Länge	Verlauf	Elektrodenabstand
1	Wenner/Schlumberger	213m	NO - SW	3 m
2	Wenner/Schlumberger	213m	W - O	3 m
3	Wenner/Schlumberger	142m	NO - SW	2 m

Tab. 4T-02:

Spezifikation der seismischen Profile

Profil	Auslage	Länge	Verlauf	Geophonabstand
1	Refraktionsseismik	69 m	NO - SW	3 m
2	Refraktionsseismik	69 m	W - O	3 m
3	Refraktionsseismik	69 m	NO - SW	3 m

Die Lage der Profile ist aus **Abbildung 4-03** ersichtlich, wobei gilt: Geoelektrik (rot) und Seismik (blau). Im August 2004 wurde Bohrungen mit dem Schneckenbohrgerät der GBA durchgeführt. Ziel dieser Bohrkampagne war die Bestimmung der Mächtigkeit der quartären Schotter. Die Lage der Bohrungen ist ebenfalls aus **Abbildung 4-03** ersichtlich. Insgesamt wurden 5 Bohrungen abgeteuft.

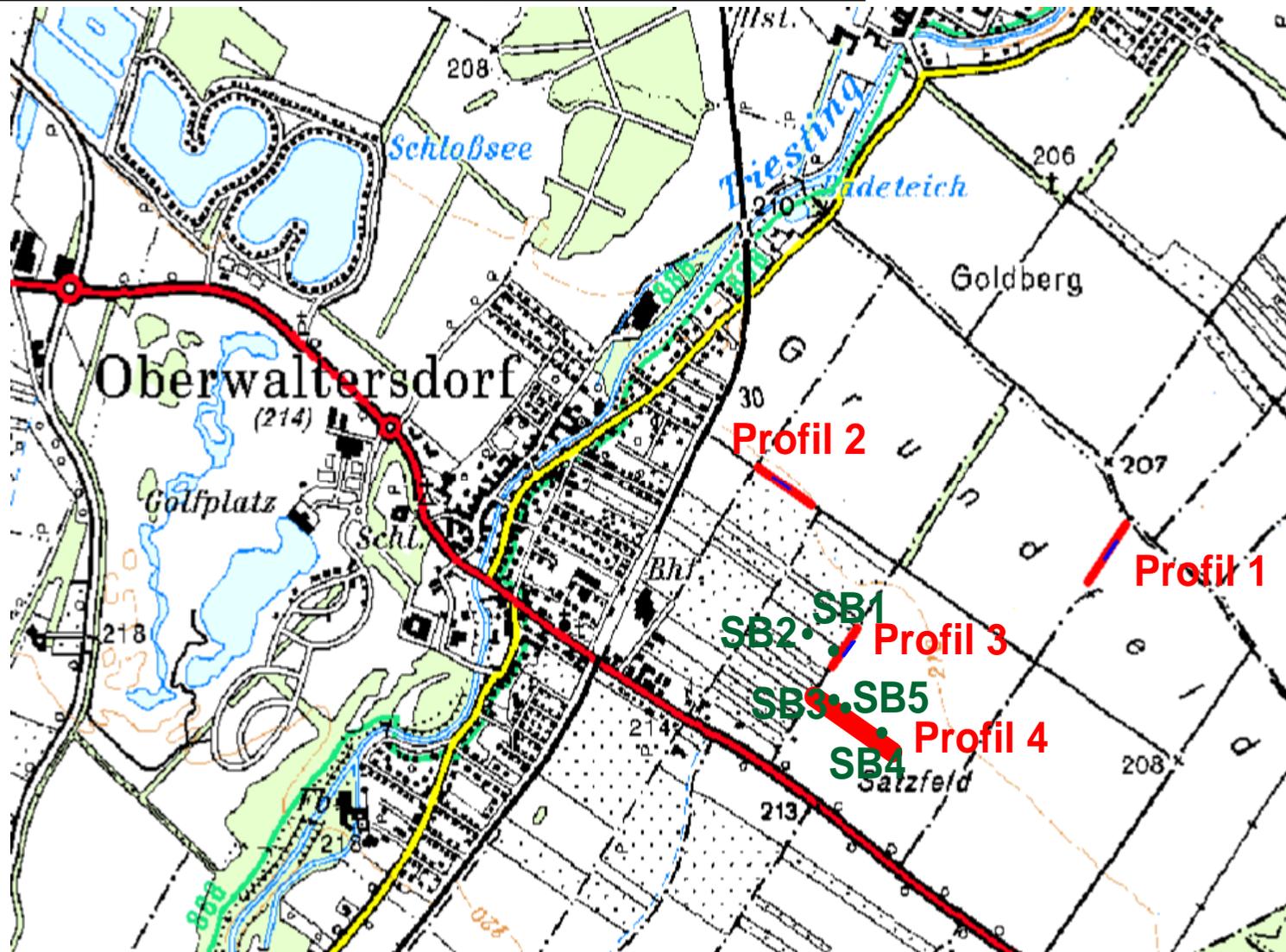


Abb. 3: Lage der Geoelektrikprofile — und Seismikprofile — und Bohrungen ●

In **Abbildung 4-04** ist als Beispiel für die Auswertung (Inversionsrechnung) der Geoelektrik dargestellt. **Abbildung 4-04A** zeigt die gemessene Widerstandsverteilung am Profil, **Abbildung 4-04B** eine dem Messergebnis angenäherte theoretische Widerstandsverteilung und **4-04C** das daraus berechnete eigentliche Ergebnis als Widerstands-Tiefenprofil.

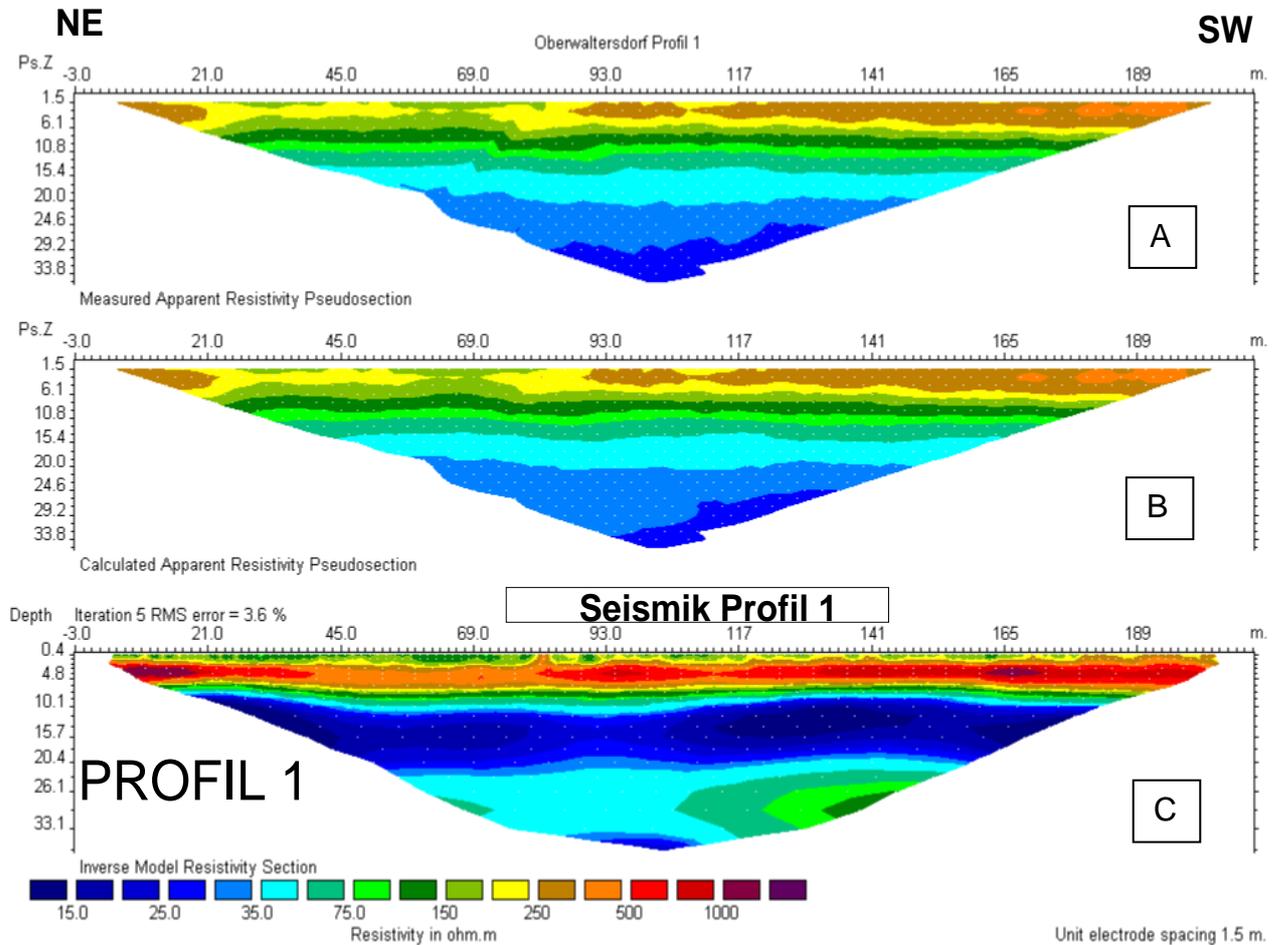


Abb. 4-04 a bis c: Widerstandsverteilung aus Inversionsrechnung für Geoelektrikprofil 1



Abb. 4-05: Durchführung der Messung bei Geoelektrikprofil 2, Geoelektrikprofil

Abbildung 4-05 zeigt die Lage des Geoelektrikprofils 2; **Abbildung 4-06** zeigt die Auswertung der seismischen Daten mittels Refraktionstomographie. In der Abbildung **4-06A** stellt die aus den Seismogrammen ermittelten Ersteinsätze der seismischen Wellen an den Geophonen in Form von Laufzeitkurven dar, in **4-06B** ist das Ergebnis der automatischen Ermittlung der seismischen Geschwindigkeiten mittels Refraktions-tomographie.

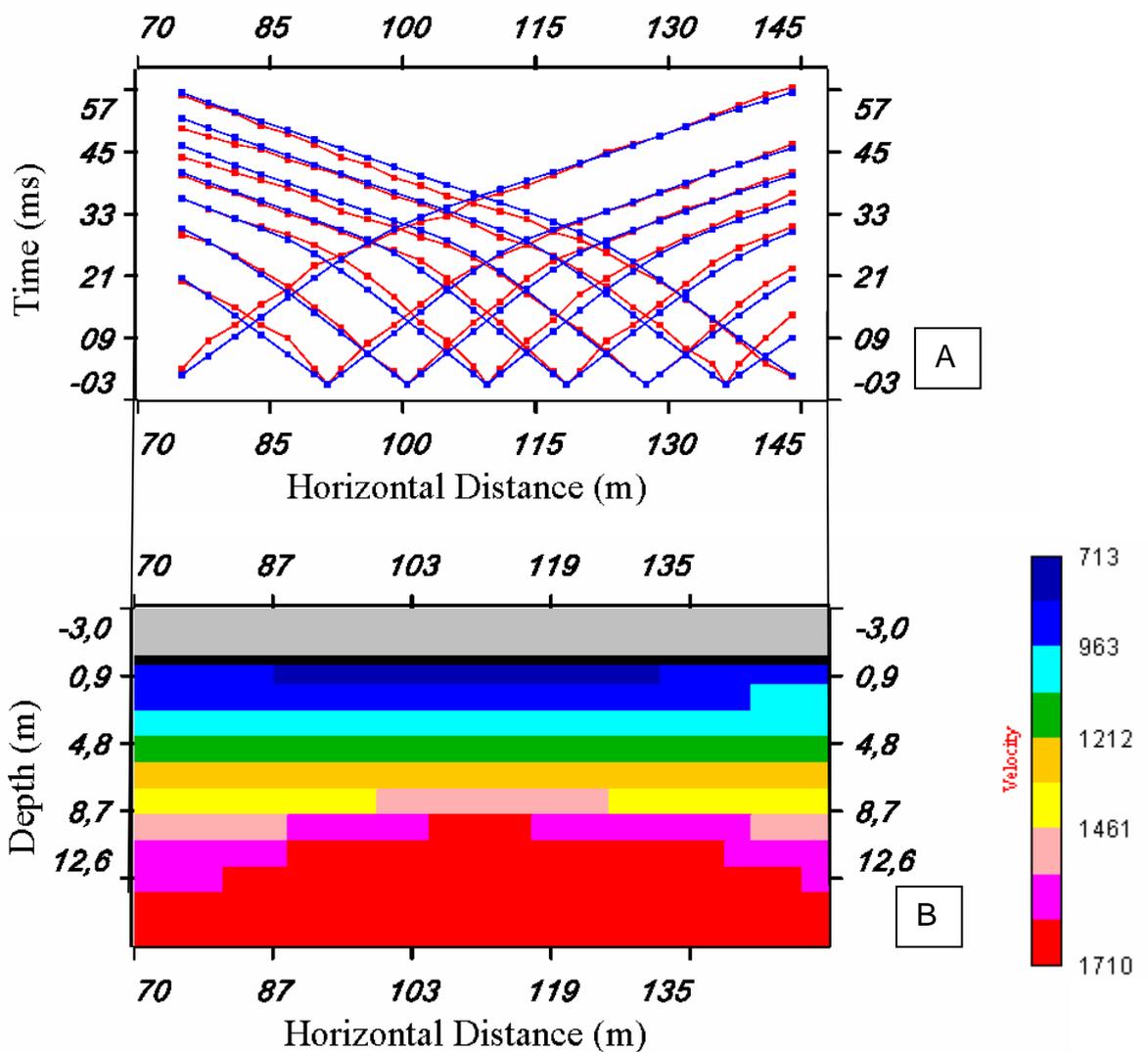


Abb. 6A und B: Laufzeitkurven und Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten aus Refraktions-tomographie

Aus **Abbildung 4-07** ist die Durchführung der seismischen Messung, Wellenanregung mittels Hammerschlag, bei Profil 1 abgebildet.



Abb. 4-07: Refraktionsseismik bei Profil 1, Seismikprofil

4.4 Prinzipielle Ergebnisse

Die Verteilung der elektrischen Widerstände im gesamten Untersuchungsgebiet ist generell durch einen 3 Schichtfall gekennzeichnet. Unter einer sehr geringmächtigen, niederohmigen Deckschicht (50 – 100 Ω m) mit einer max. Mächtigkeit von \pm 1-2m, ist eine hochohmige Schicht mit Widerständen von $>$ 500 Ω m, in orange bis rot gehalten, deutlich zu erkennen. Diese Schicht weist eine Mächtigkeit von \pm 10 m auf. Die Basis bildet eine wiederum eine niederohmige Schicht ($<$ 50 Ω m). Die Farbverteilung der elektrischen Widerstände der Geoelektrikprofile ist bei allen Profilen gleich gewählt.

Um die Zuordnung der seismischen Geschwindigkeiten zu den geologischen Formationen besser durchführen zu können, wurde neben den 3 seismischen Profilen mit einem kleinen Geophonabstand von 3m, eine größere Auslage (bei Profil 3) mit 10m (Profil 4) gemessen, um die Geschwindigkeit der liegenden Tertiärsedimente besser erfassen zu können. **Abbildung 4-08** zeigt die Ergebnisse der Laufzeitkurven (Abb. **4-08A**) und das Ergebnis der Geschwindigkeitsanalyse (**4-08B**). Die Geschwindigkeit der Schotter kann mit $>$ 800 m/s angegeben werden. Die hangenden, neogenen Sedimente (Pannon/Pont) des Wr. Beckens zeigen Geschwindigkeiten von relativ konstanten 1600 m s^{-1} , d.h. die Grenze der Staueroberkante (=Schotterunterkante) kann bei Geschwindigkeiten $>$ 1600 m s^{-1} angenommen werden, weshalb die Farbverteilung bei der Darstellung der seismischen Ergebnisse darauf abgestimmt wurde.

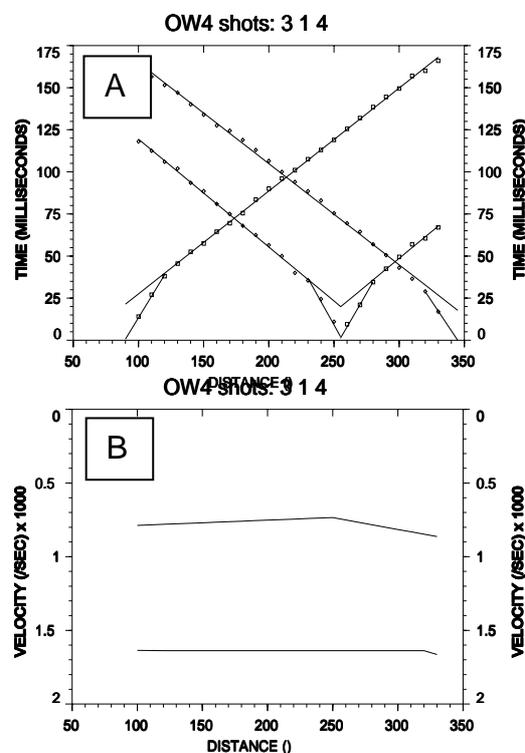


Abb. 8A und B: Laufzeitkurven und Ergebnis der Geschwindigkeitsanalyse für Refraktionsprofil 4

Die Ergebnisse der Bohraufnahmen mit Koordinaten & Kiesmächtigkeiten sind in **Tabelle T4-03** angeführt.

Tab. T4-03: Ergebnisse der Bohrungen						
Bohrung	x [m]	y [m]	z [m]	Kies [m]	Wasser [m]	Notiz
1	405.077	315014.425	209.881	7		trocken
2	311.246	315082.477	210.015	9	8	sehr feucht
3	391.306	314862.998	208.047	9	8	feucht
4	549.651	314765.103	210.187	9	8	mäßig feucht
5	414.341	314851.079	210.632	9	9	wenig feucht

4.5 Profil 1

Die geophysikalische Widerstandsverteilung am Profil 1 zeigt den bereits eingangs erwähnten 3 Schichtfall. Die geologische Ansprache deutet auf eine lehmige Deckschicht hin mit einer Mächtigkeit von etwa 1-2 m (max. 2.5m), wobei die Mächtigkeit dieser Deckschicht nach SW hin abnimmt. Darunter folgen die quartären Schottern, die sehr hohe Widerstände ($> 500 \Omega \text{ m}$) aufweisen. Deren Mächtigkeit beträgt bei Profil 1 max. 7-8m und ist durch einen horizontalen Verlauf der Grenzsicht zur unterlagernden Serie gekennzeichnet. Die im Liegenden davon entwickelte, niedrigohmige, feinklastische Serie, die den Sedimenten des Pannon/Pont zuzuordnen ist, ist deutlich an der blauen Farbgebung zu erkennen. Einzelne höherohmige Bereiche (grün) können als sandige Einschaltungen angesprochen werden. Die Ergebnisse des Geoelektrikprofils 1, sowie des seismischen Refraktionsprofils 1 sind in einer **Abbildung 4-09** dargestellt.

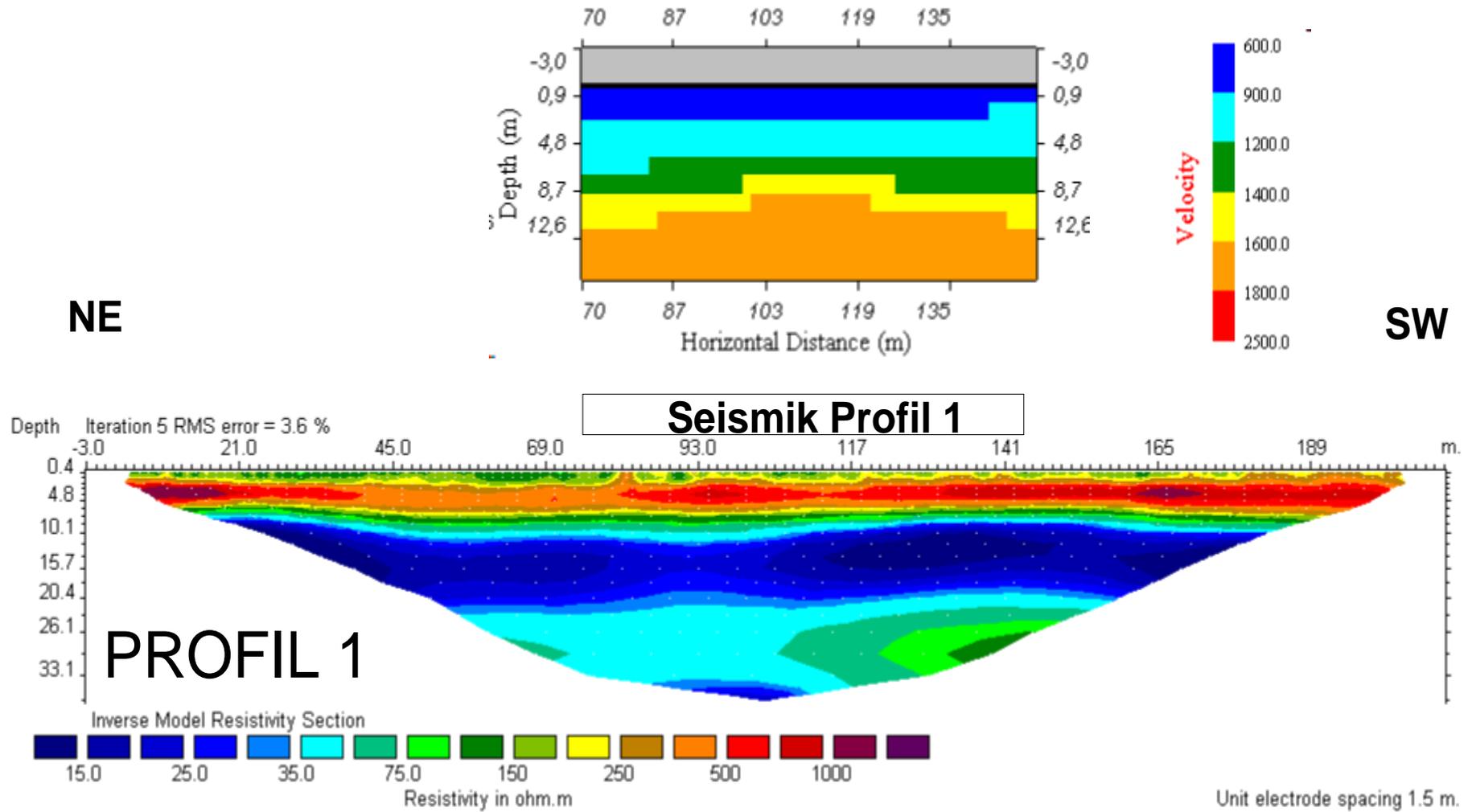
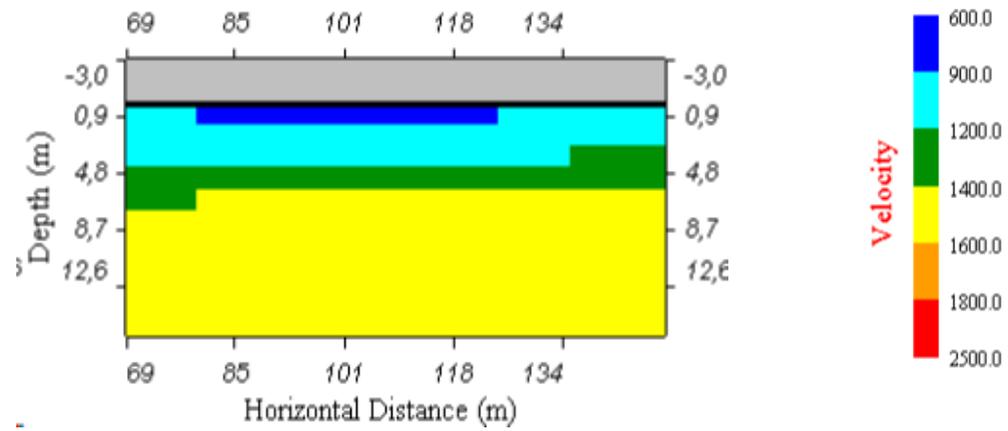


Abb. 4-09: Widerstandsverteilung und Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten am Profil 1

4.6 Profil 2

Bei Profil 2, **Abbildung 4-10**, ist die lehmige Deckschicht nicht durchgehend vorhanden, d.h., dass der Schotter an der Geländeoberkante ausbeißt. Diese Aussage kann auch durch die Seismik bestätigt werden, wo fast keine Geschwindigkeiten $< 900 \text{ m s}^{-1}$ anzutreffen sind. Im Verlauf des Profils sind Schwankungen in der Schottermächtigkeit zu beobachten. So nimmt die Mächtigkeit der Schotter gegen Profilanfang von durchschnittlich 5-60m auf $\sim 10\text{m}$ zu. Auffallend ist außerdem noch, dass keine seismischen Geschwindigkeiten $> 1600 \text{ m s}^{-1}$ vorliegen.



NW

SE

Seismik Profil 2

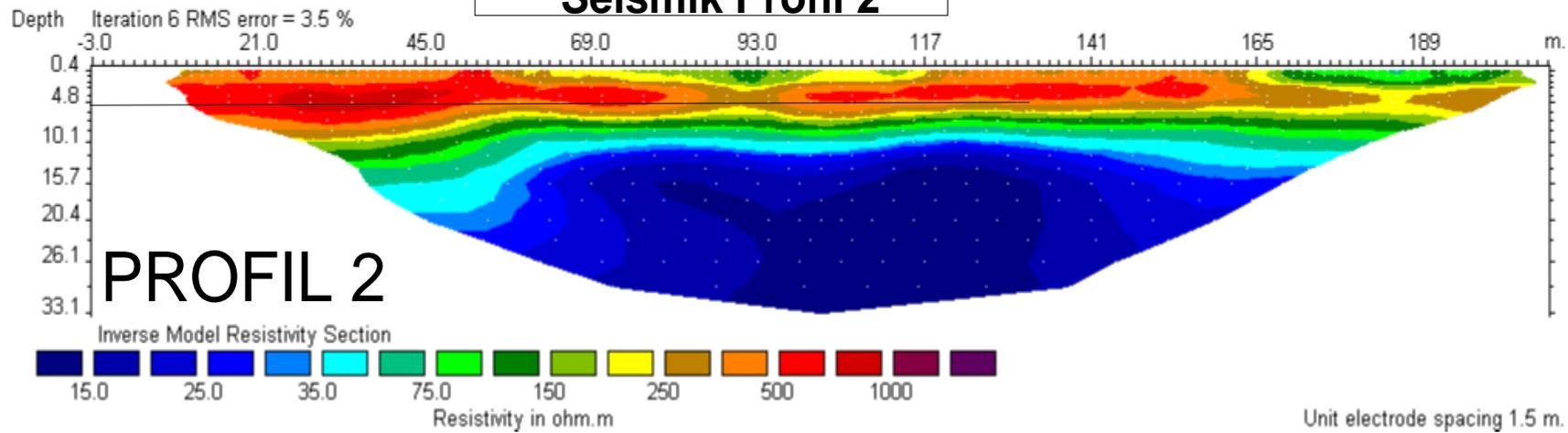


Abb. 4-10: Widerstandsverteilung und Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten am Profil 2

4.7 Profil 3

Bei Profil 3, **Abbildung 4-11**, ist wiederum ein geringmächtige (max. 3m), feinklastische Überdeckung ausgebildet. Auch hier ist eine Morphologie der Stauer-oberkante zu beobachten, wobei die Schottermächtigkeiten hier bis max. 10m Tiefe reichen.

4.8 Profil 4

Bei Profil 4, , **Abbildung 4-12**, ist keine feinklastische Überdeckung ausgebildet. Auch hier ist eine Morphologie der Staueroberkante zu beobachten, wobei die Schottermächtigkeiten hier bis max. 9-10m Tiefe reichen. Die auf diesem Profil abgeteufte Bohrungen zeigen die Grenze zwischen Schotter und Schlier einheitlich bei 9m.

4.9 Erkenntnis

Die feinklastisch ausgebildeten Sedimente (tonig, schluffig bis feinsandigen) der hangenden, neogenen Ablagerungen des Wr. Beckens fungieren in dem hier vorliegendem hydrologischen System als Grundwasserstauer. Die darüberliegenden quartären Schotter dienen als Speichermedium für Grundwasser. Als Ergebnis der geophysikalischen Messungen sind im Sinne einer hydrogeologischen Interpretation mit quartären Schottern gefüllte Rinnenstrukturen von großem Interesse. In solchen lokalen Senken kann mit einer größeren Wahrscheinlichkeit mit einem Auftreten von Grundwasser gerechnet werden. Einen möglichen Anhaltspunkt für das Vorhandensein von Grundwasser, lässt sich auch aus den Größenordnungen der elektrischen Widerstände bzw. seismischen Geschwindigkeiten ableiten.

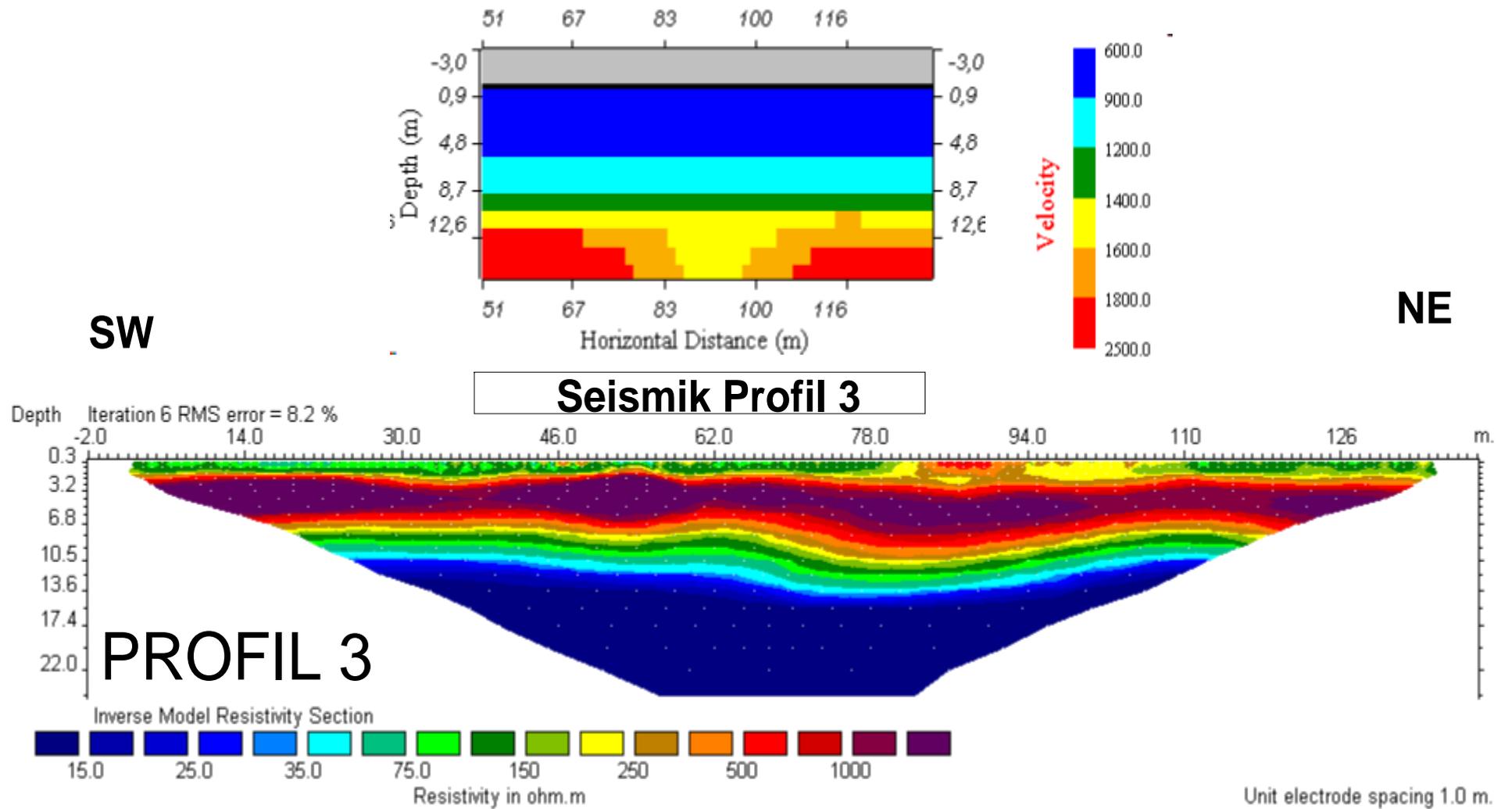


Abb. 4-11: Widerstandsverteilung und Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten am Profil 3

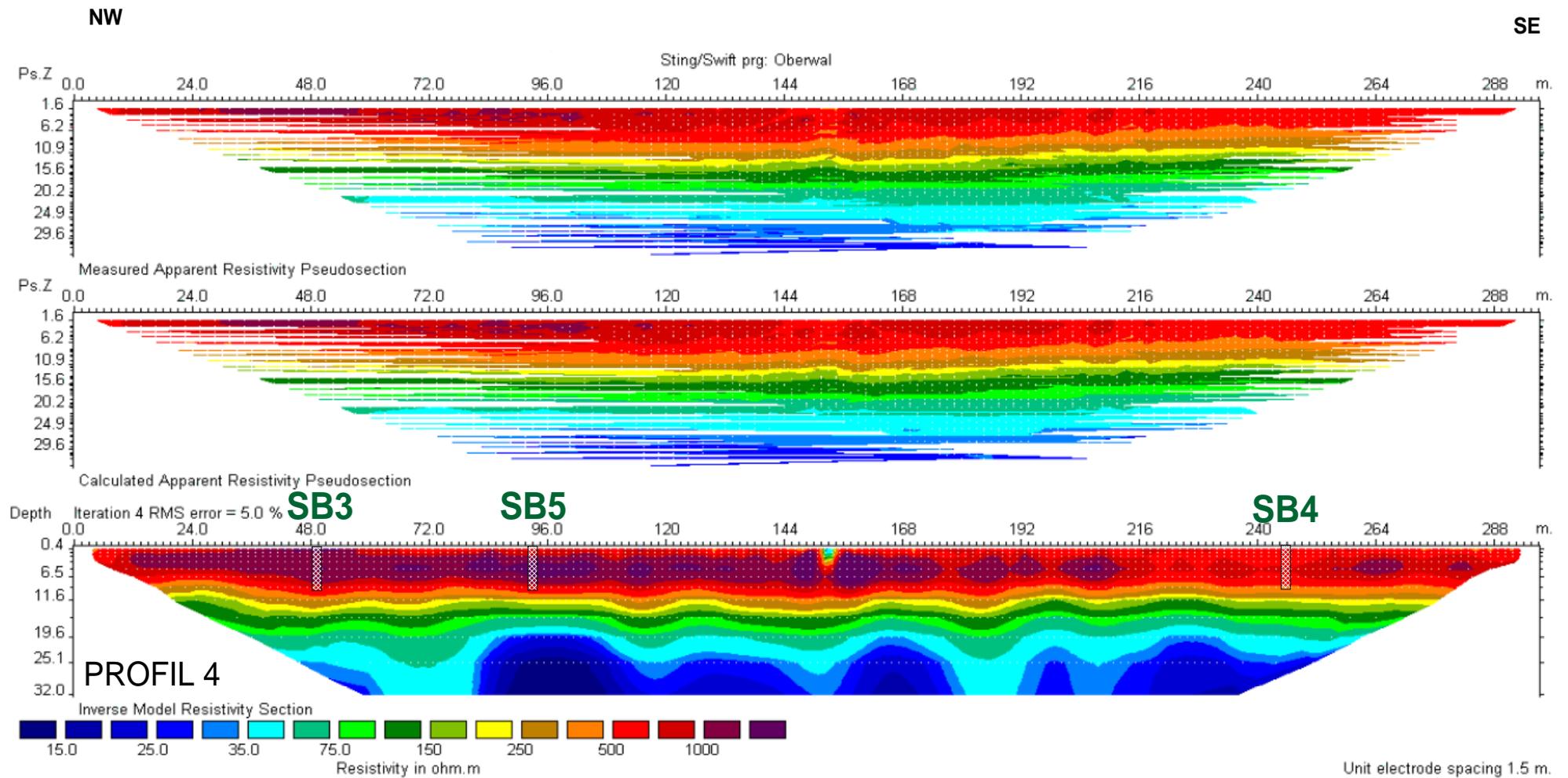


Abb. 4-12: Widerstandsverteilung und Bohrungen am Profil 4

5 TRAUN/ENNS (OÖ)

Für das Messgebiet Traun/Ennsplatte ist ein separater Endbericht, welcher die Ergebnisse aus den VLG Projekten ÜLG20/ÜLG28/ÜLG35 zusammenfasst, gelegt worden, cf. BIEBER (2004).

6 OBERES DRAUTAL / LURNFELD (K)

Das rezente Drautal liegt im Einfluss wichtiger tektonischer Störungslinien (Drau-Mölltallinie, Periadriatisches Lineament, Gegendtalstörung) und ist stellt deshalb für die Geologie und für die Geophysik einen zentralen Untersuchungsbereich dar. Insbesondere für die alpine Geophysik postulierte WEBER *et al.* (1987) zum Beginn der mannigfaltigen Untersuchungsprogramme: „Erfahrungsgemäss ist es bei inneralpinen Tälern, die eine grosse Übertiefung aufweisen, nicht einfach mittels Geophysik ein detailliertes Bild über die Untergrundverhältnisse zu erhalten...“. Im Projektjahr 2003/4 wurde das Drautal als ein Projektschwerpunkte des ÜLG-35 ausgewählt. Insbesondere sollen aus der gemeinsamen Ansprache von aerogeophysikalischen und geoelektrischen Daten, Erkenntnisse für den quartären Feinbau des Drautals gewonnen werden. Seitens der Geophysik wird das Drautal als vorgezeichnetes, tektonisches Lineament mit glazialen Überprägungen verstanden.

6.1 Vorhandene Arbeiten

Um auf den bekannten Wissensstand aufsetzen zu können, wurden zuerst Archivarbeiten durchgeführt. Hierbei zeigte sich, dass die vorhandenen, geophysikalischen Untersuchungen des Drautals immer in Bezug zur Aufsuche, zur Gewinnung oder zur Sicherung von Tiefengrundwässern standen. **Abbildung 6-01** zeigt die Lage der bereits bearbeiteten Untersuchungsgebiete entlang der Drau, in denen bis *dato* bereits geophysikalische Vermessungen abgeschlossen wurden. Im nachfolgenden werden diese Arbeiten lokalbezogen in Form einer kurzen Zusammenfassung aufgeführt:

6.1.1 Lienzer Becken

Die von SCHMID *et al.* (1990) durchgeführten gravimetrischen Messungen, angelegt auf einem SSW-NNE Schnitt mit einem Bezugsniveau von AN 655 m, eine Beckentiefe von 380 bis 520 m unter GOK an. In Bezug zur AN-Linie liegt somit der Beckenuntergrund bei +200m. Die 1990 durchgeführten Messungen müssen als hochwertig angesehen werden. Die angegebenen Tiefenangaben wurden mit einen Fehlerbalken von $\pm 15\text{m}$ ausgestattet.

6.1.2 Oberdrauburg

Die für das Drautal modernste Studie zur Modellierung des Taluntergrundes wurde von BRÜCKL (1999, 2001) vorgelegt. Für diese Studie wurden über 4000 Pro-

filmeter Seismik und 1150 gravimetrische Vorwärtspunkte vermessen. Der Fehler der gravimetrischen Daten wurde bei einem Höhenfehler von 0.02 m mit maximal $\pm 30 \mu\text{Gal}$ beschrieben. Entlang der ausgewählten seismischen Profile wurden zur weiteren Eingrenzung der petrophysikalischen Parameter zusätzlich noch geoelektrische Messungen (insgesamt ca. 2000m mit einem Elektrodenabstand von 12m) durchgeführt. Als Ergebnis wurde für die maximale Tiefe des oberen Drautals ca. 700 m unter GOK (in Bezug zu AN: -100m) ausgewiesen. Im eigentlichen Becken von Oberdrauburg sind Grundgebirgsschwellen nachgewiesen worden, die sich bis 300m unter GOK (entsprechend 400m AN) aufwölben. Ausgehend vom seismischen und gravimetrischen Befund – hier: *vom Liegenden zum Hangenden* – wurde ein 4-Schichtfall generalisiert: Auf einer alten Talfüllung liegen Seetone auf, welche von jüngeren Deckenschottern überdeckt werden. Die jungen Deckenschottern sind teilweise durch rezente Schwemmfächer überdeckt. Die für dieses Modell benutzten petrophysikalischen Parameter sind aus **Tabelle T6-01** ersichtlich.

Tabelle T6-01:
Schichtenmodell Drautal aus geophysikalischer Vermessung, BRÜCKL (2001)

Geologische Ansprache	Mächtigkeit (m)	v_p (m s^{-1})	σ (Ωm)	Dichte (kg m^{-3})
Lockergestein über Grundwasser	2 – 40	500 - 1000	> 1000	1800
Deckschotter unter Grundwasser	30 – 60	1800 – 2100	200 – 500	2130
Schwemmfächer unter Grundwasser	50 – 250	2300 – 2700	200 – 700	2300
Seeton	200 – 300	1750	< 150	1900-2050
Alte Talfüllung	200 – 500	2500 – 2600		2240 – 2370
Felsuntergrund		4000		2670

6.1.3 Sachsenburg

Für den westlichen Bereich von Sachsenburg (bis etwa zur Ortschaft Lein) liegen einerseits eine reflektionsseismische Messungen, WEBER *et al.* (1987) sowie WEBER *et al.* (1989A), sowie eine geoelektrische Tiefensondierungen, JANSCHKE

(1992) vor. Die Ergebnisse der Seismik weisen den Fels in 140m Tiefe unter GOK in unmittelbarer Umgebung des Ortsgebietes Sachsenburg aus. Im Ortsbereich von Lind wurde die Maximaltiefe des Taluntergrundes – interpretiert aus einer refraktionsseismischen Messung – mit 360 m unter GOK angegeben. Hierbei dürfte es sich um lokale Aufwölbungen des Taluntergrundes handeln. Im Bereich Steinfeld wurde der Taluntergrund ca. 500 m unter GOK, entsprechend 100 m AN, nachgewiesen. Die mittels Seismik ermittelten Schichtglieder sind in **Tabelle T6-02** aufgelistet. Eine geoelektrische Tiefensondierung (Typus SCHLUMBERGER) wurde nur im Raum Sachsenburg mit insgesamt 57 Sondierungspunkte, entsprechend 2070 Profilmeter, durchgeführt. Als Ergebnis wurde ein geoelektrischer 3- bis 5-Schicht ausgewiesen. Die entsprechende Schichtansprache, auch basierend auf den ersten seismischen Erkenntnissen, findet sich in **Tabelle T6-03**. Das eigentliche Ziel der geoelektrischen Vermessung war die Aufsuche von Schichtgliedern mit einem Widerstand über $200 \Omega\text{m}$, welche i. A. mit höffigen Grundwasserleitern parallelisiert. Solche Schichtglieder konnten durch JANSCHKE (1992) jedoch nicht nachgewiesen werden.

Tabelle T6-02
Schichtenmodell Drautal aus seismischer Vermessung nach WEBER *et al.*
 (1989A)

Schicht-Nr.	v_p (m s ⁻¹)	Geologische Ansprache
1	586 ± 200	Oberflächen Verwitterung
2	1220 ± 350	Übergangsschicht
3	1620 ± 100	Übergang zu Grundwassersedimenten
4	1925 ± 117	Sandige, schluffige Wechsellagerungen
5	4800 ± 400	Kristalliner Untergrund

Tabelle T6-03
Schichtenmodell Drautal aus geoelektrischer Vermessung nach Janschek
 (1992)

Schicht-Nr.	Widerstand (Ωm)	Geologische Deutung
A	120 ± 9	Verwitterungsschicht
B	800 ± 300	Trockene Kiese, Sande

C	245 ± 85	Kiese, Sande, teilweise wasserführend
D	80 ± 14	Ton, Schluff
E	115 ± 20	Moräne
G	270 ± 47	Untere, grundwasserführende Kiese
H	500	Fels- / Dichter Untergrund

6.1.4 Lurnfeld

Eine erste Beweissicherung die Bauarbeiten der Kraftwerkskette Malta begleitend, wurde bereits von WEISS (1975) durchgeführt. Darin findet sich eine erste detaillierte geologische Beschreibung der Drautalung zwischen Sachsenburg und Paternion. Die Erkenntnisse dieser geologische Befundnahme berücksichtigten die Ergebnisse der seismische Vermessung durch WALACH (1975). Die Ergebnisse dieser seismischen Vermessung fanden schliesslich in der Veröffentlichung von HEINZ&WALACH (1979) eine detaillierte geologische Ansprache. Das aus der Seismik interpretierte geologische Modell setzt den Talboden E von Möllbrücke mit einer Tiefe von 150m unter GOK fest. Wird – mit dem heutigen Wissen - die als Granatglimmerschiefer ausgewiesene Schicht als prequartärer Schotter gedeutet, fügt sich dieser älterer seismische Befund von WALACH (1975) widerspruchsfrei in die Erkenntnisse von BRÜCKL (2001) ein.

6.1.5 Villacher Becken

Im Bereich des Villacher Beckens liegen mit Abstand die meisten Arbeiten vor – u.a. MEURERS *et al.* (1992), WEBER *et al.* (1989B) und SCHMÖLLER *et al.* (1991). Die durchgeführten Kampagnen beinhalteten gravimetrische und seismische Messungen. Aus der Verschneidung dieser beiden geophysikalischen Methoden lassen sich mehrerer Teilbecken mit maximalen Beckentiefen um 500 m unter GOK (entsprechend AN) interpretieren. Zwei weitere aktuelle Arbeiten – Untersuchungsziel Geothermie – liegen in der Landesgeologie Kärnten als vertrauliche bzw. nicht einsehbare Berichte auf. Diese geplanten Kampagnen werden voraussichtlich mit hochauflösender Seismik (Zieltiefe 2500 m unter GOK) im Jahr 2005 durchgeführt.

6.2 Durchgeführte Arbeiten

6.2.1 Planung

Im Rahmen dieses Projektes wurden die bodengeophysikalische Messungen im Gebiet Möllbrücke mit folgenden Zielen beaufschlagt:

- **Methodische operative Entwicklung des TDEM Systems**
Durch die Anschaffung neuer Software-Pakete (EM Vision, Version 2.2 sowie EMIGMA, Version 7.7) wurde innerhalb der GBA eine Plattform für die Inversion von TDEM Daten geschaffen. Als Grundlage für geologisch-relevante Inversionen sind jedoch einwandfreie TDEM-Rohdaten notwendig, welche in anthropogen-überprägten Gebieten wie Österreich oder z.B. Dänemark, cf. CHRISTIANSEN & CHRISTENSEN (2003), schwer gewinnbar sind. Als ein Nebenziel ist daher eine erste qualitative Abschätzung von anthropogenen Störsignalen auf TDEM Messungen in Österreich definiert.
- **Unterstützung der geologischen Kartierung Blatt 182**
Für den Talübergang vom Drau – in das Mölltal gilt es für die kartierenden Geologen Information über die Talfüllung bzw. über das Profil der Felslinie zu gewinnen;
- **Vorbereitung geologische Übersichtskarte Kärnten 1:200,000**
Information aus früheren geophysikalischen Erkenntnissen, insbesondere zwischen Sachsenburg und Villacher Becken, sollen verdichtet werden; insbesondere soll versucht werden, aus den Ergebnissen von TDEM-Messungen auch Aussagen über lokale hydrogeologische Verhältnisse zu erlangen, cf. TAYLOR *et al.* (1992);
- **Korrelation geoelektrischer Messungen mit der TDEM Methode**
Schon in einer früheren Publikation wurde RAICHE *et al.* (1985) wurde auf die Schwierigkeiten hingewiesen, Schichtmächtigkeiten und Schichtwiderstände aus nur einer geoelektrischen Methode abzuleiten. Mittels der aktuellen Kombination von TDEM- und geoelektrischen Messungen soll versucht werden, die bereits aus der Seismik und aus früheren geoelektrischen Vermessungen bekannten Schichtglieder der Talfüllungen besser aufzulösen. Zusätzlich soll ein „Gefühl“ für zu erreichende Explorationstiefe von TDEM-Messungen, cf. SPIESS (1989), ausgeprägt werden;
- **Korrelation Bodengeophysik & Aerogeophysik**
Aus den bodengeophysikalischen Erkenntnissen auf Blatt 182 sollen Startmodelle für die Inversionsalgorithmen der Aerogeophysik auf nämlichen Karten-

blatt bereitgestellt werden;

In der beigefügten Karte, siehe **Abbildung 6-02**, sind die bestrichenen Messpunkte (Geolektrik, TDEM, TDEM & Geolektrik) der geophysikalischen Detailkartierung im Bereich Lurnfeld ausgewiesen.

6.2.2 Geologisches Grundmodell

Als Planungsgrundlage für die ausgeführte Geophysik (TDEM & Geoelektrik) diene eine generalisierte geologische Modellvorstellung: Das Lurnfeld folgt morphologisch der Möll-Drau Störungszone und trennt die beiden alpin-tektonischen Grosseinheiten Altkristallin (S) und Tauernfenster (N) voneinander. Schon in früheren Arbeiten, z.B. WEISS (1975) wurde auf die mächtige Talfüllung aus fluviatilen Schottern und aus Resten von Grundmoränenmaterial hingewiesen. Für die Bodengeophysik besteht die Kernaufgabe im Nachweis der Schichtglieder der Talfüllung sowie deren Gesamtmächtigkeit. Zuerst wurde mittels geoelektrischen Sondierungen ein oberflächennahes Widerstandsmodell kartiert. In einem zweiten Schritt wird mittels der tiefeindringenden Transientenelektromagnetik (TDEM) versucht, die Felslinie zu kartieren.

6.2.3 Geoelektrik

Zur Verifikation des geologischen Modells von HEINZ & WALACH (1979) wie auch zur Ermittlung geeigneter Startmodelle für die nachfolgende TDEM-Modellierung wurden im Bereich des Lurnfelds und bei Sachsenburg verschiedene Profile geoelektrisch vermessen. Die Lage dieser Profile ist aus **Abbildung 6-03** ersichtlich. Durch die Wahl eines grossen Elektrodenabstand (10m) wurde das Erreichen einer grösstmöglichen Explorationstiefe sichergestellt. Insgesamt wurden auf 5 Profilen 2553 Widerstandswerte zwischen der GOK und einer maximalen Explorationstiefe von 150 m gesammelt. In **Abbildung 6-04** ist die statistische Verteilung aller Widerstandswerte in Histogramm-Darstellung gezeigt. Dabei zeigt sich, dass ca 2/3 aller aufgenommenen Widerstände durch Werte unter $300 \Omega\text{m}$ gekennzeichnet sind. Rein aus der statistischen Bewertung kann bereits geschlossen werden, dass das eigentliche Grundgebirge (Altkristallin im S, Einheiten des Tauernfensters im N) höchst wahrscheinlich nicht erreicht wurde. Mit Profil 1, **Abbildung 6-05**, welches sich vom nördlichen Drau-Ufer nach Norden zur Talhauptachse erstreckt – zeigt, dass weder im südlichen Flankenbereich noch in der Talmitte der prequartäre Untergrund erreicht wurde. Die relativ homogene Widerstandsverteilung unterhalb ei-

ner hochohmigen Verwitterungsschicht deutet nur die quartäre Talfüllung hin. Das Profil 2, **Abbildung 6-06**, wurde parallel zur Talhauptachse entlang der Bundesstrasse gelegt. Ein beachtlicher Teil dieser Widerstandskartierung liegt im Bereich zwischen 10 Ωm und 80 Ωm . Damit wird der höhere Gehalt von Feinklastika in den Talalluvionen erfasst. Das Profil 3, dargestellt als **Abbildung 6-07**, von S nach N streichend, erreicht am Profilende bei der Lokation Feldsberg bereits die relativ hochohmigen Serien des Tauernfensters ($> 800 \Omega\text{m}$). Mit **Abbildung 6-08** liegt das Ergebnis des S-N streichenden Profils 4 vor. Dieses Profil, orthographisch zwischen Baldrams- und Gendorf gelegen, überstreicht zur Gänze den südlichen Talhang bzw. ist somit zur Gänze über dem Altkristallin positioniert. Das Widerstandsbild vom nämlichen Profil lässt auf eine 20m mächtige Hangschuttauflage schliessen. Im Profil 5, als **Abbildung 6-09** beigefügt, wurde W von Steinfeld als Talquerprofil angelegt. Das Widerstandsbild zeigt zur Gänze die fast homogene quartäre Talfüllung.

6.2.4 TDEM

Die Ergebnisse und Erkenntnisse aus der im Lurnfeld durchgeführten TDEM Messungen sind im Kapitel 7 behandelt.

6.3 Ausblick

Die Erfahrung aus den vorangegangenen Messkampagnen zeigte, dass der Instrumenten-Pool der FA-Geophysik (Geolektrik, Seimik, Bodenelektromagnetik) durch seine geringen Zieltiefen für die Kartierung der Grundgebirgsstrukturen im oberen Drautal nur beschränkt eingesetzt werden kann. Die einzige Ausnahme bildet die TDEM-Apperatur – hiermit können Zieltiefen von 200 m (ohne Sendeverstärker / Booster) bis 800m (mit Sendeverstärker / Booster und unter sehr günstigen Messbedingungen) erreicht werden. Diese Eindringtiefen entsprechen den notwendigen Sondierungstiefen für die Kartierung des Grundgebirges im oberen Drautal, in welchen Talfüllungen mit 700m Mächtigkeit von BRÜCKL (2001) prognostiziert wurden. Folgende zwei Arbeitsschwerpunkte werden deshalb im kommenden Projektjahr eine Bearbeitung erfahren:

i. **Korrelation Aero- / Bodengeophysik**

TDEM-Messungen haben bei richtiger Dimensionierung der Sendempfangspule eine ähnliche Charakteristik (engl. *Footprint*) wie die elektromagnetische Sonde der Aero-geophysik. In der Methodenverkettung Geolektrik / TDEM-Messung / TDEM-Modellierung / Aero EM lassen sich so interpretative Stützen für die elektromagnetischen Hubschrauberdaten gewinnen;

ii. **Grundgebirgsaufwölbungen**

Die von BRÜCKL (2001) in Sachsenburg nachgewiesenen lokalen Aufwölbungen im Grundgebirge bzw. zur Talachse normal verlaufenden Grundgebirgsschwellen, welche sich bis 200m unter GOK aufwölben können, müssten eigentlich die tiefen Grundwasservorkommen wie Barrieren voneinander trennen. Wenn nun in Aufwölbungen Erosionseinschnitte existieren, könnten die Tiefengrundwässer miteinander kommunizieren. Der Nachweis solcher Erosionseinschnitte in den Grundgebirgsaufwölbungen würden extrem hoffige Wassergewinnungsgebiete darstellen. Deshalb soll mittels profilgebundener TDEM-Messungen versucht werden, Feinstrukturen in den Grundgebirgsaufwölbungen nachzuweisen;

iii. **Fortsetzung Lurnfeld – Villacher Becken**

Die TDEM-Kartierung wird W und E des Villacher Beckens fortgeführt;

6.4 Abbildungen zum Kapitel

7 TRANSIENTENELEKTROMAGNETIK

7.1 Einleitung

Drei Hauptprobleme können nach MAURER (2004) bei der Anwendung einer traditionellen elektromagnetischen Kartierung mittels Frequenzbereichsmethoden (FDEM) auftreten:

- **Beschränkte Tiefenauflösung**
In der Regel werden nur bestimmte Frequenz / Distanzpaare gemessen;
- **Logistische Probleme**
Für grosse Tiefen sind grosse Sender-Empfänger Distanzen notwendig;
- **Eingeschränkte Messgenauigkeit**
Das induzierte sekundäre Magnetfeld kann nur zusammen mit dem Primärfeld registriert werden.

Ein Methodenwechsel von der FDEM-Methode zur Transientenelektromagnetik (TDEM) kann die oben genannten Probleme teilweise lösen:

- **Einsatz eines breiten Frequenzspektrum**
Statt einer einzelnen Frequenz wird ein Impuls mit breitem Frequenzspektrum in die Erde gesandt – daraus ergibt sich auch ein breites Frequenzspektrum für das empfangene Signal;
- **Verringerung der logistischen Probleme**
Für grosse Erkundungstiefen sind keine grossen Sender-Empfängerspulenabstände notwendig;
- **Verbesserter Signal-/Störabstand**
Das induzierte Sekundärfeld wird bei abgeschaltetem Primärfeld gemessen;

Die TDEM wird als komplementäre Methode zur FDEM angesprochen. Die TDEM entwickelt sich in der aktuellen, operativen Geophysik zu einer der gängigen Hauptmethoden. Der methodische Vorteil der TDEM liegt insbesondere für den kartierenden Geologen darin, dass z.B. in detaillierter Auflösung von Grundgebirgsstrukturen noch dann möglich ist, wenn die Schichten im Hangenden mächtig und gutleitend sind, MCCRACKEN *et al.* (1986). Andere Fallstudien spiegeln den typischen Anwendungsbereich von TDEM – Messungen wieder:

- **Kartierung von Sedimentpaketen**
RAICHE *et al.* (1985);

- **Grundwasserprospektion**
durch FITTERMANN & STEWART (1986);
- **Hydrogeologische Spezialkartierungen**
TAYLOR *et al.* (1992);
- **Hohlraumsuche in ehemaligen Bergbaugebieten**
GUOQIANG *et al.* (2004).

Zwei Kompendien, ANONYMUS (1999) für Bergbau-/Lagerstätten, sowie ANONYMUS (1998) für die Geotechnik, komplettieren die Publikationen der erfolgreichen Fallstudien. Aktuell wird in einem dänischen Grossprojekt, dessen finanzieller Gesamtrahmen bei ca. 100 Mill. US Dollar liegt, eine nationale Aquiferkartierung durchgeführt, CHRISTIANSEN & CHRISTENSEN (2004). In diesem Programm wird die TDEM als führendes geophysikalisches Explorationswerkzeug vom Boden wie auch aus der Luft her eingesetzt.

Dem methodischen Trend der operativen Geophysik folgend, hat die FA Geophysik ebenfalls beschlossen, TDEM-Anwendungen in ihrem Methodenportefeuille anzubieten. Damit wird eine weitere Unterstützungsebene für die kartierenden Geologen im Haus geschaffen.

7.2 Prinzip der Methode

Für eine vereinfachte Beschreibung der Funktionsweise einer TDEM müssen die Situationen an der Sende- / und der Empfängerspule getrennt beschrieben werden: In einer **Sendespule** wird ein Gleichstromsignal eingespeist und es entsteht ein stationäres Magnetfeld normal zur Spulenfläche. Zu einem bestimmten Zeitpunkt wird der Strom abrupt abgeschaltet und das Magnetfeld in der Sendespule kollabiert. Die abrupte Änderung des Magnetfeldes induziert Wirbelströme im Untergrund. Die Wirbelströme induzieren ihrerseits ein sekundäres Magnetfeld. Diese Magnetfelder können in einer **Empfängerspule** aufgefangen werden, wobei die Stärke des registrierten Magnetfeldes von der Leitfähigkeit des Untergrundes abhängt. Für eine qualitative Analyse des Empfängersignals bedeutet dies, dass die Stärke des sekundären Magnetfeldes mit der Leitfähigkeit des durchflossenen Signals ansteigt. Jedoch können Probleme bei der Anwendung einer TDEM auftreten:

- **Begrenzte Auflösung in oberflächennahen Bereichen**
Da der Strom in der Sendespule nicht unendlich schnell abgestellt werden

kann, Stichwort *Koerzitivkraft*, können Details im oberflächennahen Bereich nicht genügend aufgelöst werden. Eine gewisse Abhilfe kann durch den Einbau eines „schnellen“ Kondensators, einem sog. *Fast-Shut-Off* Schalter, in die Spule erreicht werden;

- **Minimaldistanz zwischen Sender- & Empfängerspule**
um Effekte der induzierten Polarisation in der Empfängerspule zu unterbinden;
- **Schwache Sekundärfelder**
Die sehr kleinen Signalstärken, normalerweise im Nano Volt Bereich ($nV = 10^{-9}$ Volt!) können vom Instrument nicht mehr eindeutig registriert werden bzw. das anthropogenes Rauschen (z.B. Eisenbahn) überdeckt die eigentlichen Nutzsignale, cf. CHRISTIANSEN & CHRISTENSEN (2004);

7.3 TDEM an der GBA

Das vorhandene TDEM Instrument ist ein Sirotem Mark III. Das Gerät wurde 1996 angeschafft und entsprach zu diesem Zeitpunkt dem damaligen Stand der Technik. Der interne Sender der Zentralkonsole limitiert den Einspeisungsstrom in der Sendespule auf 10 A, womit maximale Eindringtiefen zwischen 150 m und 200 m erreicht werden können. Mittels eines externen Senders kann der Einspeisungsstrom verdoppelt werden. Von diesem externen Sender [engl. *Booster*] sind nur wenige Geräte gebaut worden, d.h. der Prototypcharakter hat die Hardware-Konstruktion nie verlassen. Dadurch kam es in der Vergangenheit, aber auch in der aktuellen Gegenwart, zu erheblichen Ausfallraten der GBA-internen TDEM. Für die Empfangsspule stehen mehrere aufgetrommelte Kabelstärken mit einer gesamten Länge von 2400 m zur Verfügung. Zusätzlich gehört ein sog. [engl.] „*Roving Vector Receiver*“ zur Ausrüstung – über einen kompakten Schwingkreis können drei orthogonal angeordnete Sendespulen mit jeweils 100.m Seitenlänge simuliert werden. Das TDEM Verfahren eignet sich besonders für

- **Bestimmung einer 1 D Widerstands Tiefenfunktion**
aus der die eigentliche Tiefen-Widerstandsverteilung durch Inversions- ermittelt werden kann,
- **Systematische Messungen mit konstanter Aufnahmegeometrie**
z.B. flächenhaften Kartieren tiefliegender Seetone bzw. Aufwölbungen im Grundgebirge;

Das TDEM-System ergänzt die benutzte, konventionelle Geoelektrik durch wesentlich grössere Zieltiefen, SPIESS (1989).

Für die Interpretation von TDEM-Daten wurden zwei verschiedene Software-Pakete angeschafft und innerhalb der FA Geophysik installiert. Zum Zeitpunkt der Berichterlegung fand nur das Programm „EM Vision, Version 2.2“, welches von der CSIRO¹-Gruppe entwickelt und vertrieben wird, eine intensive Anwendung.

7.4 Operative Erfahrung

Hardware - Wie schon in den ÜLG-Berichten festgestellt wurde, können TDEM-Nutzsignale durch starke anthropogene Rauschsignale völlig unbrauchbar gemacht werden. Bedauerlicherweise kann erst während der eigentlichen Inversionsrechnung festgestellt werden, ob die gesammelten Felddaten brauchbar bzw. unbrauchbar sind. Für Dänemark geben CHRISTIANSEN & CHRISTENSEN (2004) die Fehlmessungen mit 15% an. Dieses Problem verstärkt sich jedoch in Österreich, da die grossen Talachsen traditionell Hauptsiedlungsgebiete sind, und von dichten infrastrukturellen Netzen (Hochspannungsleitungen, Gasleitungen, Schienenkörper, Hauptverkehrswege) begleitet werden.

In **Abbildung 7-01** ist das Problem eines starken anthropogenen Hintergrundsignals am Fallbeispiel Weyer dargestellt: Die normale Abklingkurve (dunkelblau), von einer 150m × 250m Drahtschleife aufgezeichnet, entspricht dem typischen Signalverlauf einer TDEM-Messung. Durch den Einsatz der mitgelieferten Schwingkreis-Antenne (RVR) kann die Amplitude der einzelnen Kanäle sogar noch verbessert / angehoben werden. Darum ist das Nutzsignal (hellblauer Funktionsverlauf) vom RVR stärker, müsste aber für eine endgültige Bearbeitung einem Glättungsfilter unterzogen werden. Das theoretische Hintergrundrauschen sollte über alle Frequenzen fast gleich verteilt sein – d.h es wird eine horizontale Linie erwartet. Das nachgewiesene Hintergrundsignal (rot) gleicht jedoch einer Abklingkurve – von einer starker Amplitude im frühen Zeitbereich fällt das Signal zum späten Zeitbereich stetig ab. Lediglich die Kanäle CH28 und CH23 fallen aus diesem glatten Kurvenverlauf heraus. Scheinbar wird das breitbandige Hintergrundrauschen durch begleitende Pendelströme in der nahegelegenen, elektrifizierten Eisenbahntrasse (Abstand Empfangsspulenrand zum Gleiskörper ≈ 150m) hervorgerufen. In einer solchen Messsituation täuscht aber die aufgezeichnete Abklingkurve im Gelände eine vor-

¹ **CSIRO**, Abkürzung für Commenwealth Scientific and Industrial Research Organisation

zügliche Datenqualität vor - bei der Bearbeitung zeigt sich aber, dass ein solcher Datensatz nicht invertierbar ist.

Der von OLSEN & HOHMANN (1992) beschriebene Weg zur Korrektur wurde in diesem Projektjahr noch nicht zur vollen Gänze besritten.

Software – Das von der australischen CSIRO entwickelte Programmpaket EM Vision Version 2.2. übernimmt ohne grosse Adaption direkt die Rohdaten aus dem in Australien hergestellten SIROTEM MK III. Obwohl die Entwicklungsarbeiten an der gesamten Software-Suite weitgehend eingestellt sind, läuft das Paket unter dem Betriebssystem Windows XP weitgehend stabil. Die Ausgabemodalitäten gestalten sich als extrem schwierig – nur unter bestimmten Randbedingungen können Farbausdrucke angefertigt werden. Die graphische Nachbearbeitung der EM Vision Version 2.2-Standardausdrucke ist praktisch nicht möglich.

7.5 Vorwärtsrechnung

Die im benutzten Softwarepaket EM Vision, Version 2.2, vorhandenen Module erlauben eine sogenannte Vorwärtsmodellierung elektromagnetischer Effekte, d.h. durch Eingabe der Messgeometrie, der Spulengrößen, der geogenen Widerstände lassen sich die zu erwartenden Effekte in der Empfängerspule simulieren. In umgekehrter Folge, kann von bekannter Geologie auf die notwendigen Messparameter zurückgerechnet werden. Das Software-Modul erlaubt damit eine Simulation von TDEM Messungen – was zu einem verbesserten Felddesign führt. Somit können schon im Vorfeld einer Messung verschiedene Feldparameter, z.B. Spulengröße oder erwartende Eindringtiefe, ermittelt werden. Fünf verschiedene Algorithmen stehen für die eigentliche Vorwärtsmodellierung zur Verfügung, wobei deren jeweilige Anwendung durch zu berücksichtigende physikalische Randbedingungen vorgegeben ist, z.B. für einen dreidimensionalen Körper im homogenen Halbraum, für geschichtete Modelle *u.s.w.*; die intensiven Anwendungen in der Testphase zeigten, dass die vorhandenen Algorithmen eine hohe numerische Stabilität aufweisen. Zwei Beispiele sollen zur Vorwärtsrechnung aufgeführt werden:

Beispiel 1 - Geologie Lurnfeld nach HEINZ & WALACH (1979): Das in der nämlichen Publikation vorgestellte Basismodell für die Talfüllungen des Drautals E von Möllbrücke beschreibt eine mit Seeton gefüllte Tiefenrinne im Untergrund des Lurnfeldes. Die gesamte Kette der Schichtglieder – vom Hangenden zum Liegenden – besteht aus der Verwitterungsschicht, trockene und wasserführende Schotter, postglaziale Stauseesedimente, Grundgebirge. Das Grundgebirge besteht im N aus den Gesteinen des Tauernfensters, im S aus der Goldeckgruppe. Die maximalen Quartärmächtigkeiten sind mit 120m beschrieben worden. Das mittels EM-Vision aufgebaute Startmodell, dargestellt in **Abbildung 7-02**, formt die trogähnliche Struktur des Drautales nach. In der prognostizierten, zentralliegenden Tiefenrinne wurde ein Modellkörper mit Widerständen typisch für Seeton gesetzt. Die angegebenen Schot-

termächtigkeiten von 120m wurden durch ein homogen Körper mit dem Widerstand von 300 Ωm parallelisiert. Das aufgebaute Startmodell wurde mittels dem GRENDL-Algorithmus, einer Eigenentwicklung der CSIRO-Gruppe für eine 1-Dimensionale Inversion / -modellierung von elektromagnetischen Daten, in theoretische TDEM-Signale überführt.

Die Diskussion der modellierten Sondierungskurven erbringt folgende Erkenntnisse:

- die verschiedenen Talflanken des Drautals tragen unterscheiden sich in ihrem Nutzsignal kaum – *daraus folgt weiters*: Die Geometrien von verschieden einfallenden Grundgebirgstypen können aus dem Nutzsignal nicht abgelesen werden; scheinbar ist der Widerstandscontrast von 100 Ωm zu 300 Ωm viel zu gering. Ein Einsatz einer TDEM-Messung für diese Fragestellung wäre also nicht zielführend;
- Die Übergänge des Grundgebirges in die Seetone lässt sich in fast allen späteren Kanälen verfolgen – damit liegt das methodische Wirkungsgebiet von TDEM bei der Kartierung von mächtigen Talfüllungen;
- Bei einer Sendenspulen gröse von 40,000 m^2 und einer Empfangsspulen gröse von 10,000 m^2 ist das Nutzsignal nach ca. 2.2 ms, dem 17. Kanal in den „*Early-Times*“ Serie entsprechend, schon unter den Rauschsignalpegel abgefallen. Eine Registrierung „*späterer Fenster*“ wäre also physikalisch nicht sinnvoll.

Beispiel 2 - Eine zweite Anwendungsgruppe innerhalb der Vorwärtsmodellierung bildet die Berechnung sog. Keilmodelle [*engl.*: wedge-models]. Ziel dieser Modellierung ist eine Prüfung, ob das erwartete geologische Ensemble überhaupt „*TDEM-fähig*“ ist bzw. welche Schichtmächtigkeiten vorliegen müssen, um einen geeigneten Messeffekt für eine TDEM unter den bekannten Messbedingungen zu generieren. Als Beispiel ist die in **Abbildung 7-03** dargestellte hydrogeologische Fragestellung aus dem westlichen Wiener Becken beigefügt: Auf dem kalkalpinen Untergrund (1000 Ωm) liegt ein 300 m mächtiges Sedimentpaket aus ton-schluffigen Material, auf der wiederum eine 5 m mächtigen Deckschicht liegt. Im Sedimentkörper befindet sich in 160m unter GOK eine wasserführende Sandschicht, die im Modell durch einen Schichtwiderstand von 200 Ωm repräsentiert wird. Der Schichtwiderstand von 200 Ωm wurde gewählt, weil für eine wirtschaftlich nutzbare, wasserhöffige Schicht einen höheren Kiesanteil nötig ist, welcher durch einen höheren spezifischen Widerstand gekennzeichnet ist, JANSCHKE (1992). Die Mächtigkeit der Schicht wurde von 10m bei Profilmeter 100 bis 40m bei Profilmeter 400 treppenförmig bzw. „keil-

förmig“ vergrößert. Das zu erwartende TDEM-Signal ist – ausgehend von einer stark anthropogenen Überprägung am vorgegebenen Messort Brunn am Gebirge (NÖ) – auf eine Signalgröße von 3.0 nV A^{-1} beschränkt. Diese Annahme muss noch als sehr konservativ bezeichnet werden.

Die TDEM-Messung wurde mit der Zeitfenstergruppe „High Resolution / Hochauflösend“ simuliert. Dabei zeigt sich, dass selbst bei einer Schichtmächtigkeit des Aquifers von 40 m kaum relevante Messeffekte an der GOK zu erwarten sind bzw. dass für die Interpretation solcher kleinen Signaländerungen sehr grosse Erfahrung in der Interpretation von TDEM-Daten vorliegen muss. Unter normalen Umständen würde in diesem Beispiel eine TDEM-Messung nicht empfohlen werden. Damit ist aber der Vorteil einer Vorwärtsmodellierung von Keilmodellen sichtbar – schon bei der Messplanung kann entschieden werden, ob es sich physikalisch „lohnt“ die TDEM einzusetzen.

7.6 Inversionsrechnung

Für das Fallbeispiel Lurnfeld wurde eine Inversionsrechnung versucht. Als erster Schritt muss dazu ein Startmodell für die eigentliche iterative Inversionsrechnung vorgegeben werden. *Hier* diente als Startmodell das bereits vorgestellte, von HEINZ&WALACH (1979) publizierte geologische Modell des Drautals bei Möllbrücke. Die aus einer Vorwärtsrechnung generierte Abklingkurve ist in rot gehalten. Die gesammelten Felddaten von zwei verschiedenen Messpunkten, welche oberhalb der prognostizierten Seeton-Füllung festgelegt wurden, sind in der **Abbildung 7-04** als grüner Kurvenzug dargestellt. Bei der mit dem GRENDL-Algorithmus durchgeführten iterativen Inversion konnte ein stabiles Endmodell aus dem vorgegebenen Startmodell generiert werden. Dabei zeigt sich, dass die gesammelten Felddaten (grüne Abklingkurve) nur eine relativ schlechte Anpassung an das Startmodell (rote Kurve) erreicht haben. Die Gründe können (i) im Bereich der schlechten Messdatenqualität oder (ii) in der falschen Wahl des Startmodells liegen. In **Abbildung 7-05** ist das resultierende Modell aus den beiden gültigen Messpunkten dargestellt – im Liegenden zu einer 50m mächtigen Deckschicht, Widerstand von $\approx 500 \text{ } \Omega\text{m}$, befindet sich eine Schicht mit einem Widerstand von $\approx 50 \text{ } \Omega\text{m}$, im Liegenden dazu ist das Grundgebirge mit $2000 \text{ } \Omega\text{m}$ in 170m Tiefe unter GOK ausgewiesen.

7.7 Ausblick

Im folgenden Projektjahr werden mehr Feldkampagnen mit der existierenden TEM durchgeführt, wobei (i) insbesondere an bekannten, tiefen Bohrlöchern verschiedene Referenzmessungen den Messplan bestimmen werden. Der Versuch durch Messungen auf einer grösseren Fläche ein einfaches 3-D Modell zu generieren entspricht dem avisierten Endziel; hierbei sollen Endteufen bis 500m erreicht & modelliert werden. In weiterer Folge (ii) soll die TEM für umweltrelevante Fragestellung oder zur Hohlräumbestimmung in geringen Zielteufen (bis 50m) eingesetzt werden.

7.8 Abbildungen zum Kapitel

8 SIBRATSGFÄLL (V)

Für die Massenbewegung in Sibratsgfäll wird ein separater Endbericht, inklusive der Testergebnisse des entwickelten geoelektrischen Messinstrumentes, gelegt.

9 GEOMON^{4D}

Das folgende Kapitel beschreibt die Entwicklung des integrierten geoelektrischen Mess- und Monitoring- Systems GEOMON4D.

9.1 Stand der Entwicklung

Geoelektrische Meßsysteme sollen Verteilungen des spezifischen elektrischen Widerstandes, sowie natürlicher elektrischer Potentialverteilungen im Untergrund erfassen. Diese Parameter sind physikalische Eigenschaft des Untergrundes, welche in erster Linie von der Porosität, der Leitfähigkeit des Porenwassers und vom Tongehalt und zu einem geringeren Anteil von der Partikelform und der Porengeometrie abhängen. In den letzten Jahren – die Multielektrodengeoelektrik ist an der GBA seit ihren Pionierzeiten im Einsatz - wurde die Gleichstromgeoelektrik häufig zur Erkundung der Struktur des Untergrundes, wie zum Beispiel bei Erkundung von Rutschhängen, bei Grundwasserexploration oder in der Rohstoffsuche, verwendet und ist nunmehr im Zivilingenieurwesen „Stand der Technik“.

Durchführung aufwendiger Messprogramme mit hoher Datendichte und eventueller 3D-Auslage behandelt werden können. Hierzu sind aber extrem lange Messzeiten notwendig, die meist einen nicht mehr vertretbaren finanziellen Aufwand darstellen. Schnellere Messsysteme könnten hier eine bedeutende Verbesserung der Aussagekräftigkeit bringen. Weiters wurde die Gleichstromgeoelektrik bisher kaum dazu herangezogen, um zeitabhängige Strukturänderungen im Untergrund, welche zum Beispiel an aktiven Hangbewegungen oder bei der Beobachtung von Permafrostböden und hydrologischen Systemen zu erwarten sind, festzustellen. Da davon ausgegangen werden kann, dass Widerstands-, bzw. Potentialänderungen im Untergrund, welche in Zusammenhang mit solchen Ereignissen auftreten, in erster Linie durch eine Änderung des Wassergehaltes und/oder Porenvolumen hervorgerufen werden, ist das gegenständliche, neue System eine viel versprechende Weiterentwicklung bereits herkömmlicher Methoden. Jedoch ist keine Anwendung bekannt, bei der diese Methode bereits als permanentes online-Monitoringsystem mit einem Messintervall von einigen Stunden verwendet wurde.

9.2 Anforderungen

Hangbewegungen sind häufig auf Änderungen des Wasserhaushalt des Bodens und/oder dessen Struktur zurückzuführen. Diese Änderungen können anthropogen bedingt oder durch meteorologische Situationen verursacht sein. Da der elektrische Widerstand des Untergrundes in erster Linie von der Porosität, der Wassersättigung, der Leitfähigkeit des Porenwassers und vom Tongehalt abhängt, kann die Geoelektrik ein verlässliches Instrument zur Beobachtung dieser Veränderungen sein. Der Prozess, welcher zum Auslösen einer Hangbewegung führt, spielt sich

entweder allmählich oder plötzlich ab. Daher muss ein Monitoringsystem zur Beobachtung dieser Prozesse die Möglichkeit bieten sowohl Änderungen über einen langen Zeitraum (über Monate) als auch kurze plötzliche Änderungen (während einiger Stunden) zu erfassen. Das Monitoringsystem sollte eine Momentaufnahme des gegenwärtigen Systemzustandes ermöglichen, d.h. die Zeitdauer der Datenerfassung muss viel kürzer sein als die Dauer einer möglichen Zustandsänderung. Weiters muss, da die Erfassung der Untergrundstruktur sehr genau sein soll bzw. die Amplitude der zeitlichen Änderungen im Meßparameter sehr gering sein kann, die verwendete Methode Daten mit hoher Auflösung liefern. Das kann erreicht werden, indem der Fehler jeder Einzelmessung gering gehalten wird und indem viele verschiedene Konfigurationsmöglichkeiten angewendet werden. Das bedeutet - bildlich ausgedrückt - jeden Untergrundblock von so vielen verschiedenen Richtungen wie möglich zu „beleuchten“ (Goelektrik: einer elektrischen Potentialdifferenz auszusetzen) und seinen „Schatten“ (Goelektrik: die elektrische Potentialverteilung an der Erdoberfläche) zu vermessen. Aufgrund der Vermessungsergebnisse des Schattens kann die reale Größe des Blockes (Goelektrik: sein elektrischer Widerstand) rekonstruiert werden, Umso mehr „Schatten“ vermessen wurden, umso genauer kann die Größe des Blockes berechnet werden. Da alle Einzelmessungen aufgrund ihrer unterschiedlichen Signalstärke mit unterschiedlichen elektrischen Störungen (noise) behaftet sind, sollten möglichst viele unterschiedliche Konfigurationen gemessen werden. Dies erst ermöglicht eine Qualitätsbeurteilung und Ausscheidung von Daten mit ungenügendem Signal / Noise-Verhältnis ohne Verlust an Untergundauflösung. Diese Anforderung steht in offensichtlichem Widerspruch zu einer kurzen Beobachtungszeit.

Ebenso müssen gemessenen Daten einen hohen Grad an Verlässlichkeit aufweisen, da sie zum Beispiel bei der Beobachtung von Hangrutschungen der Lokalbehörde als zusätzliches Hilfsmittel bei Entscheidungen über rechtzeitige Warnung und Evakuierung dienen sollen. Daher erlaubt die Wiederholung der Messungen in kurzen Zeitintervallen die Bestimmung eines verlässlichen Ausgangswertes für spätere Änderungen, sowie die sofortige Überprüfung eventuell registrierter Änderungen, um ihre ursächliche Abhängigkeit von unterschiedlichen elektrischen Störungen und Inversionsfehlern ausschließen zu können.

In Gebieten, welche anfällig für schnell ablaufende Naturprozesse wie Erd-/Schuttströme sind, ist im Katastrophenfall die sofortige Verfügbarkeit von Informationen für die lokalen Entscheidungsträger wesentlich. Daher ist der

- online-Zugang zum Überwachungssystem,
- die kurze Datenverarbeitungszeit,
- die dauernde Verfügbarkeit von aktueller Information und

- die Festlegung von kritischen Vorwarnwerten

notwendig.

9.3 Systeminnovation

Zurzeit können die im Handel erhältlichen geoelektrischen Systeme nicht alle diese Anforderungen erfüllen. Insbesondere begrenzen lange Datenerfassungszeiten die Möglichkeit, große Datenmengen in kurzer Zeit zu messen. So wird z.B. für eine SCHLUMBERGER-WENNER Pseudosektion mit 30 Elektroden eines üblichen (STING oder SYSCAL) Multielektroden Systems ca. 1,5 Stunden zur Datenerfassung benötigt. Üblicherweise werden daher herkömmliche symmetrische Elektrodenkonfigurationen wie WENNER, SCHLUMBERGER, oder Dipol-Dipol verwendet; diese erlauben nur eine begrenzte Anzahl von möglichen Messungen und begrenzen somit auch die Detailauflösung des Untergrundmodells sowie die Möglichkeit zur Erkennung störungsbehafteter Messwerte. Ebenso ist ein Fernbedienungsbetrieb und Datenabfrage (nach Wissen der Autoren) nur mit dem SYSCAL-System erreichbar und die vollständige Erfassung der elektrischen Störungen in jeder Einzelmessung ist mit keinem bekannten System möglich. Folglich wurde ein völlig neues geoelektrisches Datenerfassungssystem entwickelt und eine neue Messreihenfolge und -konfiguration eingeführt. Mit herkömmlichen Multielektroden Systemen (mit „intelligenten“ Messsonden oder mit multicore Kabel) kann jeder Anschluss als möglicher Stromeinspeise- oder Potentialmesspunkt benutzt werden. Dies wird üblicherweise als Möglichkeit zur Messung von vielen verschiedenen Elektrodenkonfigurationen angesehen und diese Entwicklung stellte in der Geschichte der Geoelektrik ein großer Schritt hin zur Erzeugung qualitativ hochwertiger Daten dar.

Bei der Verwendung als Monitoringanlage hat ein derartiges System allerdings einige Nachteile: Da hohe Ströme eingespeist werden müssen, um zuverlässige Resultate zu erhalten (unsere Erfahrung zeigt, dass ein Minimum von 200 mAmpère erforderlich ist um zuverlässige Resultate unter normalen Störungsbedingungen zu erhalten), müssen die Kabel, die zu jeder einzelnen Elektrode führen, stark genug sein um Ströme bis zu einigen Ampère auszuhalten. Im Falle eines Multicore- Systems, führt das zu großen Gewichten was bei größeren Elektrodenabständen eine sehr unbequeme Handhabung bei der Feldarbeit bedeutet und zusätzlich sehr kostspielig ist. Demzufolge werden solche Systeme normalerweise für kleine Elektrodenabstände benutzt, welche mit niedrigen Strömen funktionieren.

Aus diesem Grunde bieten einige Systeme intelligente Messsonden an. Hier wird an jeder Elektrode ein elektronisches Schaltersystem angebracht. Die Erfahrungen der

GBA in den letzten sieben Jahren, in denen solche Systeme intensiv eingesetzt wurden, zeigten, dass diese elektronischen Platinen eine hohe Ausfallsrate infolge elektronischer Störungen, oder aufgrund von Feuchtigkeitseinflüssen haben. Tatsächlich mussten in den letzten Jahren über 90% der bei der GBA verwendeten 170 Platinen, unabhängig vom Hersteller, ersetzt werden. Häufig funktioniert das vollständige System nicht mehr, wenn ein Schalter im System kaputtgeht. Für Monitoringzwecke werden die Elektroden meistens eingegraben, sodass in solch einem Fall das ganze System den Betrieb einstellt, bis die kaputte Platine ausgegraben und ersetzt ist, was in manchen Fällen sehr kostspielig oder sogar unmöglich ist. Daher führt der Ausfall eines einzigen „intelligenten“ Schalters zum Verlust eines gesamten Systems, was sich nicht mit der geforderten Verlässlichkeit vereinbaren lässt.

Da das Monitoringsystem mit hohen Strömen betrieben wird und ohne dauernd anwesende Aufsichtsperson auskommen muss, ist es erforderlich, aus Sicherheitsgründen die stromführenden Elektroden mit viel Aufwand (und damit auch Geld) gegen die Berührung durch Menschen abzusichern. Darum wurde eine neue Strategie für die Messreihenfolgen bei zweidimensionalen Widerstandsprofilen entwickelt:

Das Grundprinzip des neuen Systems besteht darin, dass nur einige Elektroden des gesamten Profils zur Stromeinspeisung verwendet werden (und mit starken Kabeln ausgerüstet werden, welche ein hohes Sicherheitsniveau aufweisen). Das kann im Prinzip als ein Schritt zurück angesehen werden, aber die Nachteile werden durch einen großen Fortschritt in der Messgeschwindigkeit aufgewogen, was mit Implementierung der neuesten elektronischen Entwicklungen erreicht werden konnte. Wegen der geringen Messzeit für eine einzelne Widerstandsmessung (die meiste Zeit wird für das Ein- und Ausschalten, sowie für Stromstabilisierung verwendet), kann bei einem einzigen Stromeinspeisepunkt eine große Anzahl von möglichen Messungen, einschließlich ungewöhnlicher unsymmetrischer Konfigurationen, durchgeführt werden. Infolgedessen wird – verglichen mit herkömmlichen Konfigurationen – innerhalb einer viel kürzeren Zeit eine ca. 10-fach höhere Untergrundüberdeckung erreicht. Weitere Eigenschaften des Systems sind:

- **System-Bedienung und Datendownload**
erfolgen fernbedient über ein GSM-Modul
- **Die Datenerfassungszeit wird signifikant um den Faktor 10 verringert**
was die Erstellung einer Momentaufnahme der Untergrundstruktur ermöglicht. So werden z.B. 3000 Messungen innerhalb von 20 Minuten durchgeführt, während jede dieser Messung durch Mittelung aus ca.1000 Einzelmessungen berechnet wird.
- **Alle Einzelmessungen werden gespeichert**

und ermöglichen damit genaue Informationen über die enthaltenen Störungen und eine Störungsfilterung in einem Nachbearbeitungsschritt. So können die Messintervalle je nach Störfrequenz optimiert werden.

Mit der neuen Konfiguration können ca. 3000 Datenpunkte in einem Profil mit 29 Elektroden (wie im vorliegenden Projekt) gemessen werden. Im Vergleich dazu können mit einem herkömmlichen SCHLUMBERGER-WENNER Profil ca. 400 Datenpunkte gemessen werden. Demnach können ausschließlich Datenpunkte mit hoher Qualität für die Inversion herangezogen werden, ohne dass Verluste in der Auflösung in Kauf genommen werden müssen. **Abbildung 9-01** zeigt einen Vergleich der Resultate eines WENNER-SCHLUMBERGER Profils, gemessen mit einem herkömmlichen System (390 Messungen in 1,6 Stunden), mit den Resultaten des neuen Systems (3000 Messungen in 20 Minuten). Während der Inversion mit RES2DINV wurde das abschließende Resultat für das WENNER-SCHLUMBERGER-Profil nach der 5. Iteration erreicht, während die erste Iteration für das neue System bereits das endgültige Modell zeigte. Somit konnte Datenverarbeitungszeit ebenfalls reduziert werden. Die hohe Messgeschwindigkeit kombiniert mit einer geringeren Anzahl an Stromeinspeisungspunkten vermindert damit auch den Energieverbrauch und ermöglicht somit die Energieversorgung mittels Photovoltaikanlage.

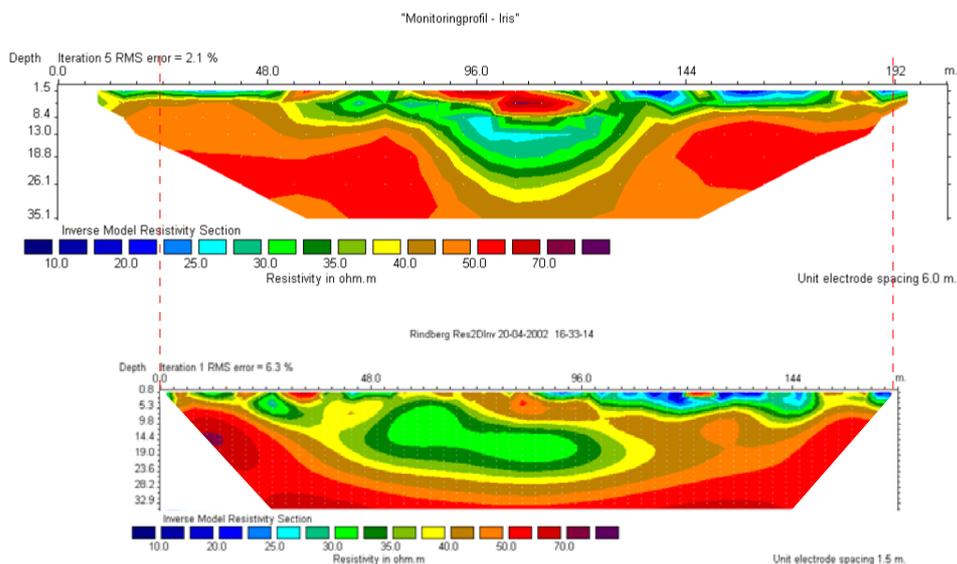


Fig. 9: Comparison of results of measurements of a conventional Wenner-Schlumberger

Abb. 9-01: Vergleich der Messergebnisse von WENNER-SCHLUMBERGER (oben) und neuer Konfiguration (unten)

9.4 Stand der Systementwicklung

In diesem Unterkapitel wird über die beiden implementierten **Module 1 und 2/1** wie folgt berichtet: Die Entwicklung des neuen GEOMON^{4D} Geoelektriksystems wurde in Kooperation mit dem Projekt VC-07 durchgeführt, wobei im Rahmen von VC-07 speziell Augenmerk auf die Entwicklung als Monitoringsystems und im Rahmen von ÜLG-35 als generelles mobiles Hochgeschwindigkeitsmesssystem gelegt wurde. Zu Projektbeginn von VC-07 wurde der Prototyp des Monitoringsystems (Projektmodul 1) entwickelt. Diese Version besteht aus einem System zu 29 Elektroden (21 Potential- und 8 Stromelektroden). Die Datenübertragung erfolgt mit GSM, Stromversorgung 220V. Die Installation erfolgte im April 2002 im Bader-Erdschuttstrom in Rindberg/Sibratsgfäll, ab Oktober 2002 existierte (mit Ausnahme kurzer Unterbrechungen) eine kontinuierliche Datenerfassung. Gleichzeitig wurde ein meteorologisch / hydrologisches Monitoringnetzwerk installiert. Aufgrund von Finanzierungsschwierigkeiten konnte bis Anfang 2004 lediglich die laufende Datensichtung und Inversion mit vorhandener Standart – Software durchgeführt werden. Parallel dazu wurde die Geräteausrüstung und Messsoftware verbessert. Durch zusätzliche Mittel aus dem Projekt ÜLG-35 konnte ein Re-design der Hardware aufgrund der vorliegenden Erfahrung durchgeführt werden und ein anwendungsorientiertes, offenes Gerätekonzept mit folgenden Kenndaten erstellt und produziert werden:

- **Modulare Bauweise**
Potentialelektroden mit Platinen zu je 12 Elektroden; beliebig erweiterbar;
- **Stromelektroden mit Platinen zu je 16 Elektroden**
beliebig erweiterbar,
- **Bis zu 4 parallele Potentialmesseinheiten möglich,**
- **Solarstrom Betrieb**
Umstellung auf 24 V, somit Solarstromanbindung möglich,
- Entwicklung von Multicorekabeln
mit speziellen Abnehmern,
- **Tägliche Datenfernübertragung**
Daten werden täglich automatisch per email übertragen;

Dieses Meßsystem kann als geoelektrisches Standartsystem oder als Monitoring - Anlage für zweidimensionale, dreidimensionale und borehole-to-surface Messungen eingesetzt werden. Die ersten Gerätetests sind ab Mitte November 2004 geplant. Ende des Jahres 2004 wird das Projektmodul 1 – Hardwareentwicklung des geoelektrischen Meßsystems – abgeschlossen.

Projektmodul 2 – die laufende Auswertung der Messdaten – soll bis Projektende von VC-07, das mit Ende Juni 2006 angesetzt wurde, weitergeführt werden.

Die vorliegenden Ergebnisse haben gezeigt, dass eine anwendungsspezifische Anpassung der Software und der Auswertelgorithmen nötig ist, um die notwendige hohe Auflösung für Differenzmessungen zu erreichen. Weiters soll durch eine komplexe Interpretation aller ermittelten Messdaten (Goelektrik, Hydrologie, Bewegungsmessung, Meteorologie) die Möglichkeiten zur Vorhersage von Bewegungen mittels Goelektrik abgeschätzt werden, bzw. eine Modellvorstellung für die Auslösung von Bewegungen im Bereich Rindberg/ Bader Erdschuttstrom entwickelt werden. Diese Arbeiten sollen im Projektmodul 3 – Softwareentwicklung und Interpretation – das für den Zeitraum 2005-6/2006 geplant ist, durchgeführt werden.

Folgende Entwicklungen erscheinen hierbei notwendig:

- Anwendung neuer/optimierter Messkonfigurationen (borehole-to-surface)
- Entwicklung von Software zur Noisefilterung
- Ermittlung von Korrekturfaktoren für Temperatur
- Entwicklung von Software zur Berechnung von Auswahlkriterien
- Implementierung und Automatisierung einer Time-Lapse-Inversion
- Intensivierung der Bewegungsbeobachtungen

9.5 Analyse der Eigenpotentialdaten

9.5.1 Noisefilterung

Der sogenannte „Noise“ in geoelektrischen Messungen wird durch Potentiale geogenen und antropogenen Ursprungs verursacht. Meist ist der genaue Verursacher unbekannt, letztere zeigen aber typischerweise eine Periodizität. Durch Anpassung der Messfrequenz an die Periode der Störfelder kann eine weitgehende Unterdrückung dieser Störsignale erreicht werden. Da der Noiseanteil zeitlich variabel ist, soll eine automatische Noiseanalyse auf Basis von Fourieranalyse und nachfolgender automatischer Anpassung der Messfrequenz, das Signal / Noise-Verhältnis und somit die Auflösung des Monitoringsystems entscheidend verbessern, *cf.* **Abbildung 9-02.**

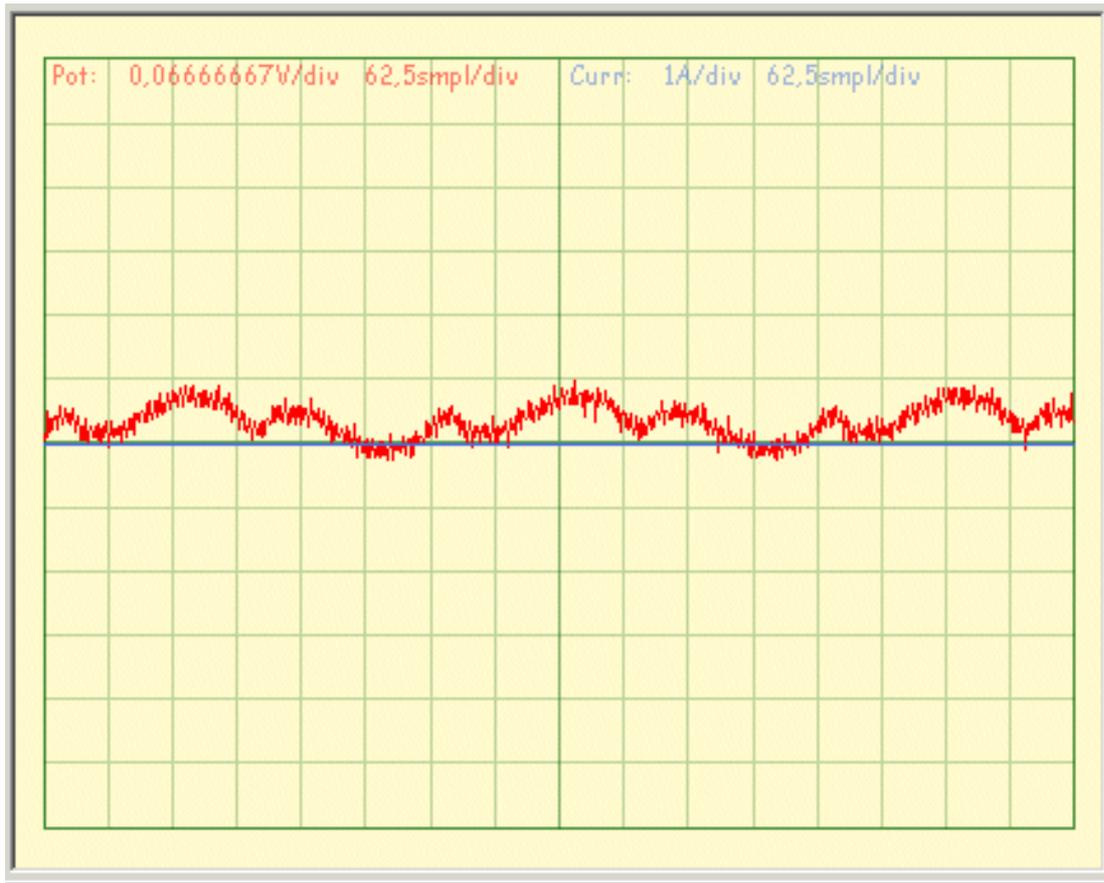


Abb.9-02: Aufnahme des Noises am Monitoringprofil Rindberg

9.5.2 Korrekturfaktoren für Temperatur

Die zeitlichen Änderungen der Untergrundwiderstände werden nicht nur durch variablen Wassergehalt, sondern auch durch Temperaturschwankungen hervorgerufen. Wie die vorliegenden Daten gezeigt haben, **Abbildung 9-03**, ist die Beeinflussung vor allem durch den Jahresgang wesentlich und muss korrigiert werden. Dies kann jedoch nicht durch eine einfache Formel durchgeführt werden, da die Abhängigkeit von der Temperatur mit einer tiefenabhängigen Phasenverschiebung verbunden ist. Da die Temperatur nur an drei Stellen gemessen wird, muss versucht werden, über ein geothermisches Modell und statistische Analysen der vorliegenden Daten Korrekturfaktoren zu ermitteln. Hierbei wird der Einsatz Neuronaler Netze getestet.

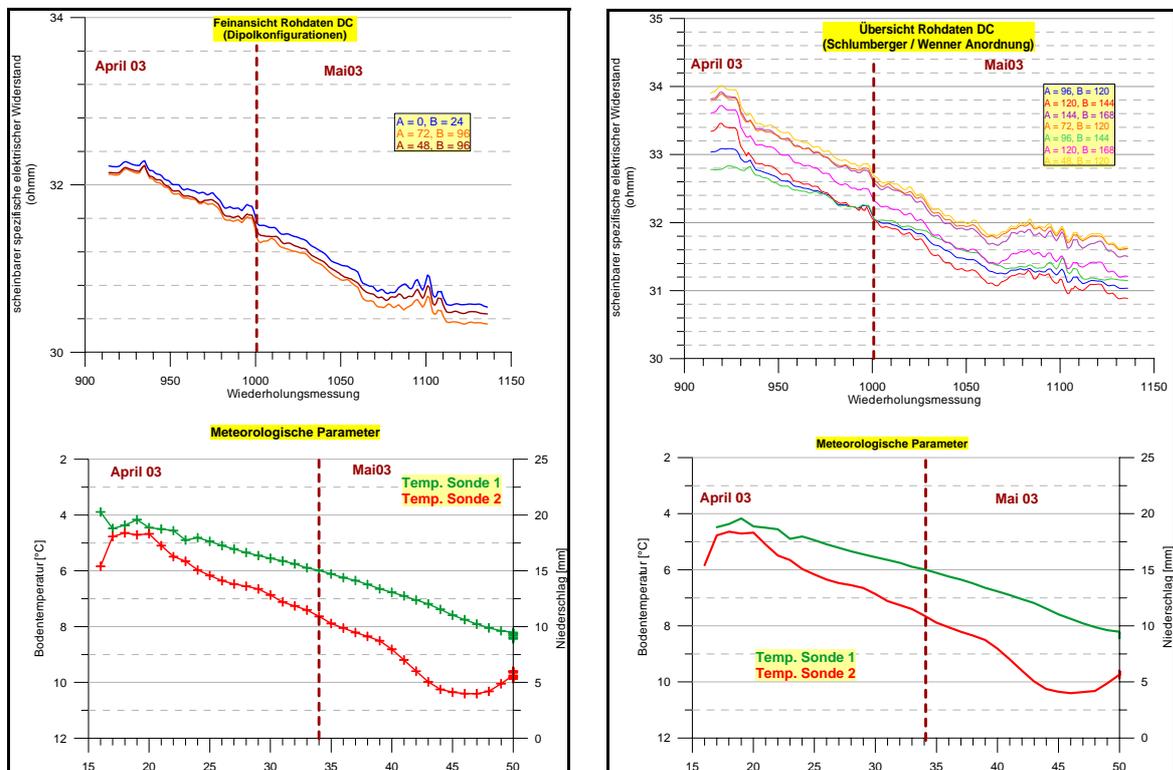


Abb. 9-03: Meteorologische Parameter in Gegenüberstellung mit geoelektrischen Datenreihen

9.5.3 Software zur Berechnung von Auswahlkriterien

Gemessen werden, ermöglicht durch die hohe Geschwindigkeit des Meßsystems, alle möglichen Messkonfigurationen, wobei der Messwert jeder einzelnen Konfiguration einerseits von Änderungen im Untergrund mit unterschiedlicher Empfindlichkeit beeinflusst wird, andererseits mit einem unterschiedlichen Noisepegel behaftet ist. Ersteres ist von der Geometrie der Messkonfiguration abhängig, letzteres auch von den örtlichen Gegebenheiten. Es müssen Processingalgorithmen und Filter entwickelt werden, die aus der Fülle der möglichen Messkonfigurationen jene auswählt, die eine erhöhte Sensibilität für Änderungen im Bodenwassergehalt zeigen. Verglichen mit dem über Jahre beobachteten Noise-Pegel sollen Auswahlkriterien geschaffen werden, die es ermöglichen, einen optimierten Datensatz dem weiteren Processing der Daten zuzuführen.

9.5.4 Time-Lapse-Inversion

Die Messdaten wurden bis jetzt direkt in ein Untergrundmodell umgerechnet. Zur Bestimmung der Änderungen wurden hernach die Modellwiderstände verglichen. Da hier allerdings alle Messwerte (auch noisebehaftete und prinzipiell auf Untergrundänderungen unempfindliche Daten) an der Berechnung teilhaben, werden nur sehr starke Zustandsänderungen angezeigt. Eine Modellierung der Daten in Hinblick auf Änderungen (eine sogenannte time-lapse-inversion; die Untergrundstruktur wird als bestimmt angenommen, Änderungen in dieser Struktur werden berechnet) ist prinzipiell möglich, wird aber im Moment durch „gestörte“ Messdaten zu stark beeinflusst. Hier würde die Anwendung der oben erwähnten Auswahlkriterien eine bedeutende Verbesserung der Ergebnisse bringen. In der Folge muss die stufenweise Anwendung der Filterung und Time-Laps-Inversion automatisiert werden, um eine schnelle Routineauswertung zu ermöglichen.

9.5.5 Systemverbesserung & „borehole-to-surface“

In den letzten Jahren wurde die Hardware des Monitoringsystems aufgrund der gewonnenen Erfahrungen verbessert und in Richtung Systemoffenheit für einen möglichen weiteren Ausbau (3d Messung, Bohrlochtomographie) adaptiert. Momentan wird die Computereinheit durch ein schnelleres Modul ersetzt, was eine doppelt

so schnelle Datenerfassung ermöglichen sollte und die Einbindung weiterer Beobachtungsparameter, wie Temperatur, direkt in die geoelektrische Messeinheit ermöglicht. Im Frühjahr 2005 soll im Ortsgebiet Sibratsgfäll ein Gerät der neuen Generation installiert werden. Hier soll erstmals ein permanentes Monitoringsystem zur geoelektrischen Tomographie zwischen Bohrlochelektroden und Oberflächenelektroden eingesetzt werden. Dies soll die Auflösung mit der Tiefe entscheidend verbessern. Durch die große, mögliche Datenmenge ist die Entwicklung von Auswahlkriterien (siehe oben) unausweichlich, um die Dateninversion in vertretbarer Zeit (Bedingung sofortige Verfügbarkeit der Daten im Ereignisfall: real time Monitoring) durchzuführen.

9.5.6 *Weitere Verbesserungen*

Folgende weitere Verbesserungen sind geplant, um die Unabhängigkeit des Messsystems von lokaler Infrastruktur zu ermöglichen, was uns besonders zur Unterstützung der Entscheidungsfindung bei akuten Ereignissen als unbedingt nötig erscheint:

- Umstellung auf Solarversorgung,
- Datentransfer und Steuerung mit WLAN,
- Optimierung des Stromverbrauches
- Wasserdichtes Außendesign, daher Einsatz als mobiles Notfallsystem möglich

9.6 **Analyse der Eigenpotentialdaten**

Modellversuche und Voruntersuchungen haben gezeigt, dass ein Zusammenhang zwischen natürlichen elektrischen Potentialen (genannt Eigenpotentialen, SP) im Untergrund und Änderungen von Grundwasserströmen existiert. Mit unserem Monitoringsystem wurden seit Mitte 2002 laufend jeweils 24 vollständige Datensätze pro Tag gemessen. Bildet man Differenzen zu einer Grundmessung, zeigen sich stabile Anomaliepattern. Diese Daten wurden aber bisher nicht weiter untersucht und müssen nun einer statistischen Analyse unterworfen und mit hydrologischen Parametern korreliert werden. Weiters ist die Entwicklung einer automatischen Software zur Datenfilterung und Anomalieerkennung nötig.

10 LITERATUR

- ANONYMUS, 1998: Electromagnetic Methods for Geotechnical Applications – Geonics, Sonderdruck, Missisauga;
- ANONYMUS, 1999: TDEM Systems Mining Application - Geonics, Sonderdruck, Missisauga;
- BIEBER, G., 2004: Fachliche Bewertung und Verifizierung der aerogeophysikalischen Befliegung der Messgebiete Traun / Enns Platte und der Detailgebiete Sierning und Neuhofen an der Krems (OÖ) – Gemeinschaftsbericht der ÜLG-Projekte Nr. 20, Nr. 28 und Nr. 35 – Interner Bericht, Geologische Bundesanstalt, Wien;
- BRÜCKL, E., 1999: Geophysikalische Untersuchungen zur Hydrologie des oberen Drautals (Kärnten) – Zwischenbericht, Projekt KA 39/98, Institut für Geodäsie und Geophysik, TU-Wien; 1-10, eine Abbildung;
- BRÜCKL, E., 2001: Geophysikalische Untersuchungen zur Hydrologie des oberen Drautals (Kärnten) – Endbericht, Projekt KA 39/98, Institut für Geodäsie und Geophysik, TU-Wien; 1-21, zahlreiche Abbildungen;
- CHRISTIANSEN, A. V., CHRISTENSEN, N. B., 2003: A quantitative appraisal of airborne and ground-based transient electromagnetic (TEM) measurements in Denmark - *Geophysics*, **68**, 523-534;
- CHRISTIANSEN, A., CHRISTENSEN, N., 2004: A quantitative appraisal of airborne and ground-based transient electromagnetics (TEM) measurements in Denmark – *Geophysics*, **68**, 523-534;
- FITTERMANN, D., STEWART, M. T., 1986: Transient electromagnetic sounding for groundwater - *Geophysics*, **51**, 995-1005;
- GMEINDL, M., ARNDT, R., 2003: Feldpraktikum Angewandte Geologie II Wieselburg – Rohstoffexploration - Kurzbereich, 1-57, zahlreiche Abbildungen, Institut für angewandte Geologie BOKU und Geologische Bundesanstalt, Wien;
- GUOQIANG, X., SONG, J., XIAN, Y., 2004 : Detecting shallow caverns in China using TEM – *The Leading Edge*, **23**, 694-695;
- HEINZ, H., WALACH, G., 1979: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen im Gebiet des Lurnfeldes (Drautal, Oberkärnten) – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **2**, 77-83;
- JANSCHKE, H., 1992: Geoelektrische Tiefensondierungen / Oberes Drautal – Endbericht, Projekt KA-24C / F 91, Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg, **IV/IV**, Leoben;

- KNÖDEL, K., KRUMMEL, H., LANGE, G., 1997: Geophysik – Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, **3**, Springer, 1-1063, Berlin;
- LOKE, M. H., 2004: 2-D and 3-D electrical imaging surveys – Tutorial (revision date 2004-06-24), www.geoelectrical.com, 1-135;
- MAURER, H., 2004: Elektromagnetische Verfahren in der Ingenieurgeophysik – Vorlesung an der ETH Zürich, Institut für Geophysik, ETH Höggerberg, Zürich,
http://www.aug.geophys.ethz.ch/teach/emvorlesung/kap12_script.pdf
- MCCRACKEN, K. G., ORISTAGLIO, L. M., HOHMANN, G. W., 1986: A comparison of electromagnetic exploration systems – *Geophysics*, **51**, 810-818;
- MEUERERS, B., ARIC, K., BRÜCKL, E., STEINHAUSER, P., 1992: Geophysikalische Untersuchungen im Villacher Becken – Geophysikalischer Forschungsbericht, **30**, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien, 1-36;
- OLSEN, K. B., HOHMANN, G. W., 1992: Adaptive noise cancellation for time-domain EM-Data - *Geophysics*, **57**, 466-469;
- RAICHE, A. P., JUPP, D., RUTTER, H., VOZOFF, K., 1985: The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger soundings to resolve layered structures - *Geophysics*, **50**, 1618-1627;
- SCHERMANN, O., 1966: Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Melk und Wieselburg; Wien
- SCHMID, C., POSCH, E., WALACH, G., 1990: Gravimetrische Messungen im Lienzer Becken – Endbericht, Joanneum, Leoben;
- SCHMÖLLER, R., WALACH, G., SCHMID, C., HEPBERGER, M., HARTMANN, G., MORAWETZ, R., 1991: Geophysikalische Erkundung der tektonischen Verhältnisse des Baus des westlichen Villacher Beckens als Basis für die Suche nach Tiefengrundwässern - Endbericht zum Projekt KA-36 / F89, Joanneum, Leoben;
- SPIESS, B. R., 1989: Depth of investigation in electromagnetic sounding methods - *Geophysics*, **54**, 872-888;
- TAYLOR, K., WIDMER, M., CHESLEY, M., 1992: Use of transient electromagnetics to define local hydrology in an arid alluvial environment – *Geophysics*, **57**, 343-352;
- WALACH, G., 1975: Bericht über refraktionsseismischen Messungen im Grundwassergebiet Lurnfeld – Institut für Erdölgeologie & Angewandte Geophysik, Montanuniversität Leoben;
- WEBER, F., SCHMID, C., HARTMANN, G., 1987: Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg (Oberes Drautal) – Endbericht zum Projekt KA-

24C, Joanneum, Leoben;

WEBER, F., SCHMID, C., MAYER, G., FRÜHWIRT, R., HARTMANN, G., 1989A: Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg (Oberes Drautal) – Endbericht zum Projekt KA-24C F89, Joanneum, **II/IV**, Leoben;

WEBER, F., SCHMID, C., MAYER, G., FRÜHWIRT, R., HARTMANN, G., 1989B: Geophysikalische Erkundung der tektonischen Verhältnisse des Baus des westlichen Villacher Beckens als Basis für die Suche nach Tiefengrundwässern - Endbericht zum Projekt KA-36 / F88, Joanneum, Leoben

WEISS, E. H., 1975: Grundwassergebiet Lurnfeld / Kärnten – Arbeitsmanuskript vom 22. Jänner 1975, 1-23;